

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИИ
УФИМСКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ АКАДЕМИЯ
ЭКОНОМИКИ И СЕРВИСА**

**С.Г.Ковалев, Р.Р.Хабибуллин,
В.В.Лапиков, Г.М.Абдюкова**

Общая геология с основами гидрогеологии и гидрологии

*Учебное пособие для студентов экологических,
географических и геологических
специальностей высших учебных заведений*

УФА – 2006

ББК

С.Г.Ковалев, Р.Р.Хабибуллин, В.В.Лапиков, Г.М.Абдюкова. *Общая геология с основами гидрогеологии и гидрологии. Учебное пособие для студентов экологических, географических и геологических специальностей высших учебных заведений.*

Материал, изложенный в учебном пособии соответствует дисциплинам ДПП.01 – Геология с геохимией; 073200 – Общая гидрология (включая предмет «Гидрогеология»), входящие в программу «Естественнонаучное образование» – 540110.

Книга предназначена для студентов, изучающих предметы «Общая геология» и «Общая гидрогеология» на естественнонаучных факультетах университетов и вузов, как соответствующего профиля, так и для студентов других специальностей, изучающих эти предметы в качестве общеобразовательных. Она также будет полезна аспирантам и соискателям. Табл. 25. Илл. 154.

Рецензенты:

Заведующий лабораторией гидрогеологии и геоэкологии Института геологии УНЦ РАН, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Ф.Абдрахманов

Заведующий лабораторией метаморфизма Института геологии УНЦ РАН, доктор геолого-минералогических наук

А.А.Алексеев

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	7
Часть I. Планета Земля	8
§1. Орбитальное движение Земли и ее осевое вращение	8
§2. Форма и размеры Земли	9
§3. Гравитационная энергия	12
§4. Земное магнитное поле	13
<i>Вековые вариации геомагнитного поля (14). Происхождение поля (15).</i>	
§5. Тепловой режим Земли	17
<i>Изменения температуры с глубиной (18). Плотность и давление (20).</i>	
§6. Внутреннее строение Земли	21
<i>Мантия (21). Ядро (24). Средний химический состав Земли (24).</i>	
Часть II. Геосферы Земли	26
Глава 1. Атмосфера	26
§7. Общая характеристика атмосферы	26
§8. Геологическая работа ветра	30
<i>Разрушающая деятельность ветра (31). Эоловая аккумуляция и эоловые отложения (34). Формы песчаной эоловой аккумуляции (35). Экологическая роль эоловой деятельности (39).</i>	
Глава 2. Гидросфера	40
§9. Рельеф дна Мирового океана	40
§10. Моря	44
§11. Химический состав и физические свойства морской воды .	45
<i>Распределение солености (46). Содержание газов в морской воде (47). Прозрачность (50). Температура (52). Плотность воды (53).</i>	
§12. Динамика гидросферы	54
<i>Волнение (54). Эффект волнения (55). Течения (56). Механизм возникновения течений (57). Приливы и отливы (58).</i>	
§13. Геологическая деятельность океанов и морей	62
<i>Разрушительная деятельность моря (62). Накопление морских осадков (63). Генетические типы донных осадков Мирового океана (65). Преобразование осадков в осадочные породы (72).</i>	
§14. Понятие о фациях	75
§15. Экологические особенности и полезные ископаемые морских бассейнов	76
§16. Поверхностные воды суши	78
<i>Плоскостной склоновый сток (78). Деятельность временных русловых потоков (78).</i>	
§17. Реки	81
<i>Речные системы (81). Строение реки (82). Густота речной сети (85). Речной бассейн. Водосбор (87). Морфометрические характеристики бассейна (87).</i>	

§18. Геологическая деятельность рек	89
<i>Речная эрозия (90). Транспорт и речные отложения (93). Растворенные вещества в речных водах (97). Аккумуляция (100). Извилистость и разветвленность рек (101). Строение долины, поймы и речные террасы (102).</i>	
§19. Расчеты речного стока	106
<i>Физико-географические факторы стока (106). Единицы измерения стока (107). Уравнение водного баланса (108). Работа и мощность рек (111).</i>	
§20. Экологическая роль поверхностных водотоков	113
§21. Озера	115
<i>Типы озер, происхождение котловин (115). Морфология озерной котловины (117). Морфометрические характеристики озера (120). Питание и водный баланс озер (121). Химический состав озерных вод (123). Водохранилища и их гидрологический режим (125).</i>	
§22. Геологическая деятельность озер и водохранилищ	126
<i>Озерные отложения (128).</i>	
§23. Болота	130
<i>Понятие о болоте и заболоченных землях. Возникновение болот (130). Классификация болот (132). Геологическая деятельность болот (133).</i>	
§24. Ледники	135
<i>Образование ледников, движение и типы ледников (135).</i>	
§25. Геологическая деятельность ледников	136
<i>Разрушительная деятельность ледников (136). Транспорт и аккумуляция (137). Водно-ледниковые отложения (139). Отложения приледниковых областей (140).</i>	
§26. Подземные воды	141
<i>Теории о происхождении подземных вод (141). Вода в горных породах (144).</i>	
§27. Водно-физические и коллекторские свойства горных пород	146
<i>Пористость (146). Влагоемкость (147). Водоотдача (149). Проницаемость (149). Капиллярность (150). Водоносные и водоупорные породы (150).</i>	
§28. Физико-химические свойства подземных вод	150
<i>Физические свойства подземных вод (150). Химический состав подземных вод (152). Классификация подземных вод по химическому составу (154). Критерии генетических типов подземных вод (158).</i>	
§29. Строение подземной гидросферы (геогидросферы)	159
<i>Зона аэрации (160). Криолитозона (162). Зона полного насыщения (164). Подземные воды в трещиноватых и закарстованных породах (170). Основные элементы гидрогеологической стратификации (172). Движение подземных вод. Понятие фильтрации (175).</i>	
§30. Геологическая деятельность подземных вод	177
<i>Карстовые процессы (177). Суффозия (179). Оползни (180). Криогенные явления (182).</i>	
§31. Использование подземных вод и их охрана	183

<i>Баланс подземных вод (185). Запасы подземных вод (185). Минеральные (лечебные) подземные воды (188). Промышленные воды (194). Термальные воды (196).</i>	
§32. Происхождение атмосферы и гидросферы	198
Глава 3. Биосфера	203
§33. Жизнь в атмосфере, гидросфере и литосфере	203
Глава 4. Литосфера	212
§34. Строение земной коры	212
<i>Континентальный тип земной коры (213). Океаническая кора (213). Субконтинентальная кора (213). Субокеаническая кора (214).</i>	
§35. Общие сведения о минералах	214
<i>Формы нахождения минералов в природе (219). Изоморфизм и полиморфизм (220). Аморфные вещества (220).</i>	
§36. Физические свойства минералов	221
§37. Описание главнейших породообразующих минералов	223
<i>Самородные элементы (223). Сульфиды (228). Оксиды и гидроксиды (232). Галогенные соединения (238). Карбонаты (239). Сульфаты (242). Фосфаты (244). Силикаты (245).</i>	
§38. Главнейшие горные породы	259
§39. Магматические горные породы	260
<i>Систематика магматических пород (260). Характеристика магматических горных пород (263). Морфология тел магматических горных пород (267). Морфология тел эффузивных пород (267). Морфология тел интрузивных пород (269).</i>	
§40. Пирокластические горные породы	272
§41. Осадочные горные породы	273
<i>Терригенные горные породы (274). Хемогенные и органогенные породы (276). Карбонатные породы (278). Кремнистые породы (279). Железистые породы (280). Фосфоритовые породы (280). Каустобиолиты (281). Текстуры и формы залегания осадочных пород (281).</i>	
§42. Метаморфические горные породы	283
<i>Парапороды (284). Ортопороды (285). Динамометаморфиты (285).</i>	
Часть III. Геологические процессы	286
Глава 5. Эндогенные процессы	286
§43. Интрузивный магматизм	286
<i>Происхождение магм (проблема плавления) (287).</i>	
§44. Вулканизм	300
<i>Типы вулканических извержений (303). Вулканические постройки (306). Экологические последствия извержения вулканов (308).</i>	
§45. Метаморфизм	309
<i>Фации метаморфизма (309). Типы метаморфизма (313).</i>	
§46. Тектонические движения	315
<i>Виды деформаций, явление гистерезиса (316). Складчатость (318). Формы складок (319). Разрывные (дизъюнктивные) нарушения (326).</i>	

§47. Геотектонические гипотезы и теории	328
<i>Контракционная гипотеза (329). Гипотеза изостазии (330). Геосинклинальная теория (гипотеза) (332). Гипотеза мобилизма (337). Новая глобальная тектоника (339). Современные представления о главных структурных элементах земной коры (342).</i>	
§48. Сейсмические явления	347
<i>Механизм возникновения землетрясений и его параметры (347). Фокальные механизмы землетрясений (351). Интенсивность землетрясений (354). Географическая распространенность землетрясений и их геологическая позиция (357). Наведенная сейсмичность (359). Прогноз землетрясений (361). Сейсмостойкое строительство и поведение грунтов при землетрясении (362). Цунами (363).</i>	
Глава 6. Экзогенные процессы	364
§49. Выветривание	364
<i>Механическое, или, физическое выветривание (365). Химическое выветривание (367). Коры выветривания (369). Органическое (биологическое) выветривание (372). Почвообразование (372).</i>	
Часть IV. Геологическая летопись Земли	377
Глава 7. Время в геологии	377
§50. Относительное и абсолютное летоисчисление	377
<i>Геологическое летоисчисление (381). Палеомагнитный метод (385). Радиогеохронологический возраст (387).</i>	
Глава 8. Краткая история развития Земли	390
§51. История тектонических событий	390
<i>История тектонических событий Земли (390).</i>	
§52. Краткая история развития Земли	394
<i>Догеологическая стадия развития Земли (394). Докембрий (395). Палеозой (398). Мезозойская эра (402). Кайнозойская эра (405).</i>	
Часть V. Полезные ископаемые	408
Глава 9. Общие сведения о полезных ископаемых	408
§53. Основные понятия	408
<i>Вещественный состав руд (409). Кондиционные требования к рудам (411). Промышленная классификация металлов (413). Классификация ресурсов земных недр, запасы и ресурсы минерального сырья (414).</i>	
§54. Современное состояние мировой горнодобывающей промышленности	418
<i>Минерально-сырьевая база России (420).</i>	
Рекомендуемая дополнительная литература	422

ВВЕДЕНИЕ

Необходимость написания данного учебного пособия обусловлена существованием естественнонаучной дисциплины ЕН.Ф.06 «Науки о Земле», курса «Геология, гидрогеология и гидрология», читаемого при подготовке специалистов по специальностям 656600 – Защита окружающей среды и 511100 – Экология и природопользование.

Объединение в одном курсе трех самостоятельных дисциплин вызвано необходимостью дать студентам представление с одной стороны – о геологических процессах, действующих на протяжении длительной истории развития Земли, составе и свойствах горных пород, условиях их происхождения и преобразования, процессах формирования и свойствах подземных вод, т.е. всего того, что входит в состав предмета «Общая геология»; с другой стороны специализация студентов подразумевает необходимые знания общих закономерностей гидрологических процессов, способов определения расчетных характеристик годового стока, методов расчета испарения с водной поверхности и суши и водно-балансовых расчетов, т.е. всего того, что входит в курс «Гидрология». Все это создало некоторые трудности при компоновке материала, связанные с необходимостью сокращения отдельных разделов без ущерба для общего и цельного восприятия предметов. В частности, часть экзогенных процессов (геологическая деятельность ветра, рек, морей, океанов и т.п.) была описана в соответствующих главах, а не в разделе «Экзогенные процессы». Тем не менее, мы считаем, что такая компоновка материала в достаточной мере оправдана.

В целом же материал, изложенный в учебном пособии соответствует дисциплинам ДПП.01 – Геология с геохимией; 073200 – Общая гидрология (включая предмет «Гидрогеология»), входящие в программу «Естественнонаучное образование» – 540110.

При подготовке данного учебного пособия использовались как труды, ставшие классическими (Г.Д.Ажгирей «Структурная геология», А.Г.Бетехтин «Курс минералогии», А.Х.Браунлоу «Геохимия», Н.Д.Боуэн «Эволюция изверженных пород», А.А.Маракушев «Петрогенезис», Дж.Ферхуген, Ф.Тернер и др. «Земля. Введение в общую геологию», А.Холмс «Основы физической геологии» и др.), так и учебные пособия, вышедшие в различные периоды времени (М.М.Жуков, В.И.Славин и др. «Основы геологии», П.П.Клементов, Г.Я.Богданов «Общая гидрогеология», Н.В.Короновский, Н.А.Ясаманов «Геология», А.С.Монин «История Земли», Н.А.Соломенцев, А.М.Львов и др. «Гидрология суши»). Кроме того, использовались публикации в научной периодике последних лет.

Часть I

Планета Земля

§1. Орбитальное движение Земли и ее осевое вращение

Наша Солнечная система входит в состав Галактики Млечный Путь, которая вращается вокруг своей оси с неодинаковой угловой скоростью в различных точках. Полный оборот вокруг Центра Галактики Солнце совершает за 215 млн. лет, вращаясь со скоростью около 25×10^4 м/с. В то же время Галактика постоянно поступательно движется в направлении созвездия Единорога со скоростью около 21×10^4 м/с. Земля, являясь составной частью Солнечной системы, участвует в этих движениях вместе с Солнцем. Одновременно Земля вращается вокруг Солнца по эллиптической орбите с запада на восток (орбитальное движение). Эксцентриситет орбиты равен 0,017. Наиболее близкая к Солнцу точка земной орбиты называется *перигелием*, наиболее удаленная – *афелием*. Полный оборот вокруг Солнца наша планета совершает за 365 сут. 5 ч. 48 мин. 46 с. На отдельных участках орбиты Земля движется быстрее, нежели на других. Первую половину своего пути по орбите она проходит примерно за 186 сут. (с 21 марта по 23 сентября), вторую – за 179 сут. (с 23 сентября по 21 марта). Наибольших значений орбитальная скорость достигает в перигелии, наименьших – в афелии.

Наряду с орбитальным движением, Земля постоянно совершает вращательное движение вокруг своей оси. Такое вращение происходит с запада на восток. Полный оборот вокруг своей оси планета совершает за одни сутки (23 ч 56 мин 4 с) со средней линейной скоростью 465 м/с. Продолжительность такого оборота (продолжительность суток) в течение года меняется. Наибольших значений продолжительность суток достигает в марте, наименьших – в августе.

Изменения скорости орбитального движения Земли и скорости ее осевого вращения происходят под действием различных причин. Так называемые внутренние причины обусловлены колебаниями момента инерции Земли. В силу этого происходит уменьшение земного радиуса каждые сто лет на 5 см, а иногда и на 12 см. Изменение радиуса Земли происходит неравномерно и обусловлено неустойчивостью механического и физико-химического состояния земных недр. Уменьшение радиуса планеты сопровождается резким увеличением давления во всех слоях ее недр, что приводит к перетоку новых масс в состав ее ядра и к его уплотнению. В

целом из-за гравитационного сжатия и уменьшения земного радиуса наблюдается так называемое вековое ускорение вращения планеты, составляющее в относительных единицах $1,4 \times 10^{-8}$ в столетие.

Большое влияние на изменение скорости орбитального и осевого вращения Земли оказывают внешние причины. В первую очередь это касается приливного трения, воздушных течений и взаимодействия сезонной циркуляции атмосферы с земной поверхностью. В результате влияния на Землю притяжения Луны и Солнца в океанах и морях образуются приливные волны. Они перемещаются в направлении, противоположном вращению планеты, что приводит к уменьшению энергии вращательного движения Земли.

В земной атмосфере действуют постоянные воздушные течения, размеры которых сопоставимы с площадью материков. Скорости этих течений в среднем составляют: зимой около 100 м/с, летом – 70 м/с. В целом воздушные потоки направлены зимой с запада на восток, а летом – с востока на запад. В результате трения воздушных потоков о земную поверхность, вращение Земли замедляется.

§2. Форма и размеры Земли

Появившиеся в глубокой древности представления о форме и размерах Земли с течением времени менялись и трансформировались вместе с общим развитием естественных наук и их достижениями. Длительное время Земля рассматривалась как некое шарообразное тело. Как правило, в большинстве учебников представления о шарообразной форме Земли и ее орбитальном движении связываются с именами Н.Коперника (1473–1543) и Г.Галилея (1564–1642). Справедливости ради, следует сказать, что уже Пифагор (540–510 г. до н.э.) доказывал, что Земля имеет сферичную форму, а Аристарх Самосский (310–230 г. до н.э.) выдвинул гипотезу, согласно которой все планеты, включая Землю, вращаются по кругам вокруг Солнца и Земля совершает оборот вокруг своей оси за 24 ч.

В XVII–XVIII вв., когда для изучения размеров Земли стали применяться более точные оптические методы геодезии, было выяснено, что форма Земли не представляет собой идеальный шар, так как полярный и экваториальный радиусы неодинаковы (сегодня известно, что разница между ними составляет немногим более 21 км). Это свидетельствует о сплюснутости ее по оси вращения. Фигура Земли образовалась при совместном действии гравитационных и центробежных сил. Равнодействующая этих сил называется силой тяжести. Она перпендикулярна земной поверх-

ности и выражается в ускорении, которое приобретает каждое тело у поверхности Земли. На рубеже XVII–XVIII вв. И.Ньютоном теоретически было обосновано положение о том, что под воздействием силы тяжести Земля должна иметь сжатие в направлении оси вращения и принимать форму эллипсоида или сфероида*. Впоследствии сделанные во многих странах измерения длины меридианов и параллелей подтвердили теоретические положения и расчеты И.Ньютона. Эти данные также показали, что Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом, так как экваториальные радиусы отличаются по длине на 213 м.

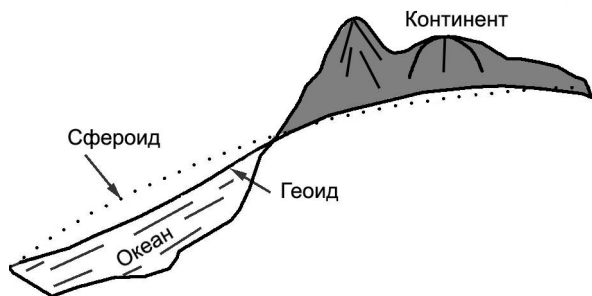


Рис. 1. Положение поверхностей рельефа Земли, сфероида и геоида

Хотя представления о форме Земли как об эллипсоиде в первом приближении оказались верными, в действительности ее реальная поверхность оказалась более сложной (рис. 2). Наиболее близкой к форме Земли является своеобразная фигура, получившая название геоида (дословно – землеподобный).

Геоид – это фигура, ограниченная поверхностью океана, мысленно продолженной через материки таким образом, что она всюду остается перпендикулярной к направлению силы тяжести. От этой поверхности отсчитываются «высоты над уровнем моря». Он отклоняется от сфероида именно из-за иррегулярности распределения масс (горы, материки, океаны, породы неодинаковой плотности). В океанических районах, где масса на единицу площади меньше, потому что вода менее плотна, чем материковые породы, геоид опустится ниже сфероида, тогда как в горных областях, где масса на единицу площади больше, геоид возвышается над сфероидом.

* Сфероид – эквипотенциальная поверхность, совпадающая со средним уровнем моря воображаемой вращающейся Земли, в которой все массы распределены концентрически однородно, т.е. Земли, на которой все горы и материки выровнены, а океаны заполнены на одинаковую глубину.

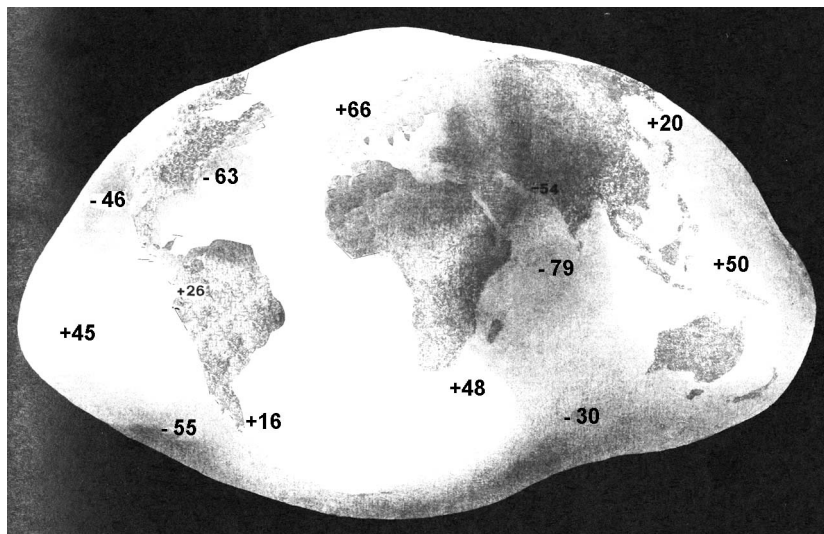


Рис. 2. Реальная форма Земли (с искажениями для наглядности). Цифры показывают в метрах, как ее подлинная форма отличается от эллипсоида вращения

Сфероид – воображаемая поверхность, не имеющая физического смысла, преимущество которой состоит в том, что ее просто представить математически; она по существу представляет собой сжатый эллипсоид с короткой полярной осью и круговым экватором. Сила тяжести на сфероиде может быть вычислена как функция широты, если существует согласие в отношении общих размеров сфероида; эта теоретическая величина силы тяжести g_0 на сфероиде, известная как нормальная сила тяжести, служит в качестве основы при всех реальных гравитационных измерениях; формула, выражающая зависимость g_0 от широты по международному соглашению, известна под названием «Международная формула».

Геоид, напротив, является поверхностью, имеющей важный физический смысл, поскольку он характеризует уровень моря и все топографические превышения отсчитываются от него. Линия отвеса, которая определяет направление вертикали в точке, всюду нормальна к нему, причем угол между вертикалью и нормалью к сфероиду является отклонением вертикали. Представить геоид математически не просто, так как его поверхность весьма сложная и возвышается и погружается относительно сфероида (рис. 2), отражая нерегулярность распределения масс.

В общем виде, форма и размеры Земли были вычислены геодезистом А.А.Изотовым еще в 1940 году. Выведенная им фигура впоследствии получила название эллипсоида Красовского. Основные параметры Земли:

- радиус экватора – 6378, 245 км;
- полярный радиус – 6356, 863 км;
- средний радиус – 6371,110 км;
- длина окружности по меридиану – 40008,55 км;
- площадь поверхности – 510,2 млн. км²;
- масса Земли – $5,975 \times 10^{27}$ г;
- средняя плотность – 5,52 г/см³.

§3. Гравитационная энергия

Как известно из курса физики, любое тело обладает гравитационной энергией, которая определяется как сумма гравитационных потенциалов всех его частей, т. е. как полная величина энергии, необходимой для удаления каждой части тела на бесконечность в условиях удерживающего притяжения всех других его частей. Иными словами, если тело образуется путем аккреции, она равна также энергии, освобождающейся под влиянием взаимного притяжения частиц, первоначально находившихся на бесконечном расстоянии друг от друга. Простой расчет показывает, что для однородного шара с радиусом R и массой M гравитационная энергия равна:

$$E = \frac{3}{5} \frac{GM^2}{R}$$

Гравитационная энергия на единицу массы E/M для однородной Земли составила бы приблизительно 4×10^{11} эрг/г. Этой энергии, будь она освобождена внезапно, было бы достаточно, чтобы обратить Землю в пар и повысить ее температуру настолько, что она могла бы испариться еще раз, что накладывает ограничение на скорость образования Земли или любой другой планеты путем аккреции; оно сводится к условию, что скорость освобождения гравитационной энергии не может значительно превосходить скорость, с которой генерируемое тепло может излучаться в пространство. Любое изменение в распределении массы внутри Земли сопровождается изменением гравитационной энергии. Для воздымания гор или подъема материков требуется энергия, и она должна черпаться из какого-то источника. Энергия высвобождается, когда плотное вещество погружается к центру Земли, как, например, при образовании ядра. Если Земля отдает в пространство больше тепловой энергии, чем ее генерируется внутри, то она охлаждается и сжимается; это сжатие приводит к уменьшению радиуса и тем самым к осво-

бождению энергии, которое компенсирует частично потерю тепла, обусловившую начальное сокращение Земли.

§4. Земное магнитное поле

Геомагнитное поле не оказывает поддающегося измерению действия на геологические процессы, соответственно его изучение еще несколько лет назад рассматривалось вне связи с геологией. Ныне представляется, что большой объем геологических сведений о происхождении океанического дна, перемещениях материков и их внутренних деформациях, скоростях седиментации и т. д. может быть получен из изучения данных о магнетизме, извлекаемых из «ископаемой» намагниченности пород. Эта намагниченность связана с направлением и интенсивностью поля, существовавшего в месте и во время формирования породы, поэтому ее интерпретация требует определенных знаний об общих особенностях поля.

Все магнитные поля создаются электрическими токами. Напомним, что ток силой I в бесконечном прямолинейном проводнике создает в точке P поле напряженностью $2I/r$, где r – кратчайшее расстояние между P и проводником; эта напряженность лежит в плоскости, нормальной к проводнику, и всюду касательна к окружности с центром в проводнике. Магнитное поле круглой петли эквивалентно полю диполя с моментом $m = IA$, нормальным к плоскости петли, где A – площадь петли. Магнитное поле магнита обязано своим происхождением орбитальному и спиновому движениям некоторых электронов в атомах вещества, образующего магнит – движениям, которые эквивалентны электрическим токам, поскольку ток по определению – это движущийся электрический заряд. Магнитное поле может быть измерено по силе, которую оно создает. Например, два параллельных проводника, находящиеся на расстоянии r и питаемые токами одинаковой силы I , притягивают друг друга с силой $2I^2/r$ на единицу длины проводника, если направление токов совпадает, или отталкивают друг друга, если направления токов противоположны. Аналогично два куска намагниченного материала, например две компасные иглы, притягивают или отталкивают друг друга с некоторой силой, как если бы на концах каждой иглы были заряды противоположного знака (диполь); эти заряды отталкиваются (если они одного знака) или притягиваются (если они противоположного знака) с силой, обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними.

Обратимся к земному полю. В любой точке O его направление и напряженность могут быть определены тремя составляющими (например, вниз, по горизонтали – на север, по горизонтали – на восток) или амплитудой и двумя углами, склонением δ и наклонением i , как показано на рис.

3. Наклонение i , которое обычно направлено вниз в северном полушарии и вверх – в южном, изменяется от нуля вблизи экватора до 90° вблизи географических полюсов. Склонение (положительное на восток и отрицательное на запад) обычно имеет величину менее 20° . Напряженность изменяется от приблизительно $0,3 \text{ Э}^*$ вблизи экватора до $0,6\text{--}0,7 \text{ Э}$ вблизи полюсов. Точки земной поверхности, где $i = 90^\circ$, называются магнитными полюсами; линия, на которой $i = 0$, называется магнитным экватором; эта линия не совпадает с географическим экватором, относительно которого она колеблется, переходя из одного полушария в другое.

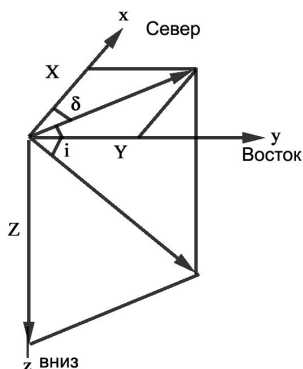


Рис. 3. Элементы земного поля (угол i – наклонение; угол δ – склонение)

Поле изменяется быстро, его вариации носят региональный характер. Известно, что склонение в Лондоне, например, изменялось постепенно от $+11,5^\circ$ в 1580 году до $+24,5^\circ$ в 1819 году; сейчас оно положительно и имеет величину несколько градусов. Напряженность также может возрастать или убывать на 150 или 250 γ /год. Эти изменения, называемые вековыми вариациями, складываются со значительно более слабыми изменениями, порядка 10–15 γ , которые происходят ежедневно и связаны с приливами, а также с довольно внезапными изменениями, порядка 1000 γ , называемыми магнитными бурями, которые обусловлены солнечной активностью. Магнитные бури длятся сутки или двое.

Вековые вариации геомагнитного поля. Первые наблюдения напряженности поля были выполнены Гауссом примерно в 1830 году, вследствие чего период изучения вековых вариаций является относительно коротким. Представляется, что с указанного времени момент центрального диполя уменьшился на 6 или 7%. Палеомагнитные наблюдения показывают, что напряженность поля около 1500 лет назад была приблизительно в 1,5 раза выше, чем сейчас, а 5500 лет назад – приблизительно вдвое меньше, чем в настоящее время; следовательно, величина M (момент), по-видимому, изменилась приблизительно в 3 раза в относительно короткое время, равное

* Намагниченность определяется как отношение момента к объему и измеряется в эрстедах (Э) или гаммах (γ).

нескольким тысячам лет; она могла даже менять знак, совершая «инверсии поля». Геомагнитный полюс с 1830 года заметно не сместился (а магнитные полюса сместились); однако палеомагнитные данные убедительно свидетельствуют о том, что он перемещается относительно географического полюса так, что его среднее положение (при усреднении за несколько тысяч лет) неотличимо от положения географического полюса.

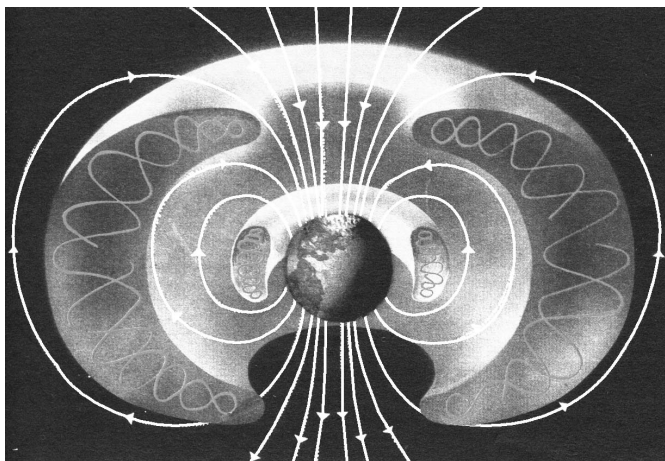


Рис. 4. Схема строения земного магнитного поля

Происхождение поля. Известно, что намагниченность пород коры слишком слаба, чтобы вызвать главное геомагнитное поле, хотя она создает локальные аномалии. Большая часть мантии вообще не может быть магнитной из-за высокой температуры в ней. Внешнее ядро также не может быть магнитным, потому что оно жидкое, а намагниченность — свойство твердого состояния, которое критическим образом зависит от структуры и размеров решетки кристаллического вещества. Внутреннее ядро вряд ли может быть намагниченным, так как в настоящее время мы не знаем какого бы то ни было вещества, которое оставалось бы магнитным при господствующих там температурах (около $4000\text{--}5000^\circ\text{C}$). Далее, чтобы вещество намагнитилось, его нужно подвергнуть воздействию магнитного поля, и, наконец, гипотеза магнитного внутреннего ядра не объясняет ни того, почему поле изменяется во времени, ни того, как оно могло менять свою полярность при неожиданно высокой скорости изменения. Как отмечалось выше, существенные изменения могут происходить за

несколько десятков лет. Геологические явления, которые происходили бы с сопоставимыми скоростями, неизвестны; единственный геофизический феномен аналогичного временного масштаба – это нерегулярные вариации скорости вращения и затухания качаний Земли вокруг оси вращения. Действительно, временной масштаб вековой вариации уже давно считается достаточным доказательством того, что магнитное поле Земли не должно быть связано ни с какими геологическими процессами, происходящими в коре или мантии, временной масштаб которых обычно измеряется миллионами, а не тысячами лет. Это означает, что источник поля расположен в ядре, которое, будучи жидким, вероятно, быстро реагирует на любые приложенные к нему силы. Поскольку само ядро немагнитно, источником магнитного поля должны быть электрические токи в ядре. Для поддержания электрических токов необходим источник энергии; если источник отключается, как отключается батарея, ток исчезает за характеристическое время t , которое пропорционально электропроводности (σ) и квадрату характеристической длины (L) системы, т. е. $t \sim \sigma L^2$. Электропроводность ядра трудно определить, так как мы не знаем точно его состава и температуры, но приблизительную оценку можно дать. Принимая L равным радиусу ядра, получаем $t = 10^4 - 10^5$ лет, т.е., любые электрические токи, возникшие при образовании Земли, должны были бы давно исчезнуть. Поскольку, с другой стороны, палеомагнитные данные о намагниченности древних пород указывают на присутствие поля по крайней мере $2,5 \times 10^9$ лет назад, ясно, что должен существовать источник, который непрерывно поставляет энергию, необходимую для поддержания тока. Электрический ток может создаваться термоэлектрическим эффектом.* Легко представить себе, что на границе ядра и мантии температура не везде одинакова, и тогда указанным образом возникнет слабый ток и соответствующее слабое магнитное поле. Проблема состоит в отыскании механизма, с помощью которого это слабое магнитное поле или слабое поле от внешнего источника (например, Солнца) могло быть соответствующим образом усилено. В принципе это достаточно просто. При движении проводника со скоростью v в магнитном поле H в нем всегда генерируется ток силой $\sigma(v \times H)$; в этом по существу состоит принцип действия динамомашин. Любое движение проводящего жидкого ядра в присутствии слабого магнитного поля должно индуцировать токи и дополнительное, обусловленное ими магнитное поле. Задача сводится к отысканию такого распределения токов, при котором новое поле усиливало бы, а не

* Если два различных вещества соприкасаются друг с другом в двух точках, находящихся при разных температурах, то возникает электродвижущая сила и течет ток.

подавляло создавшее его слабое поле.

Движения, наиболее часто рассматриваемые в этой связи – это конвекция, вызванная вертикальным градиентом температуры. Однако проводник, по которому течет ток плотностью $\mathbf{j}$, испытывает в магнитном поле действие силы, величина которой равна $\mathbf{j} \times \mathbf{H}$ на единицу массы. Таким образом, любое поле в ядре создает силу, приложенную к жидкости ядра и влияющую на ее движение. Следовательно, электромагнитные уравнения Максвелла, которым подчиняется поведение магнитного поля, связаны с динамическими уравнениями, которым подчиняется скорость жидкости. В настоящее время неизвестно, можно ли объяснить земное поле таким образом; математические сложности исключают любое формальное прямое решение. Однако из теории и экспериментов известно, что некоторые поля действительно могут усиливаться, и было предложено несколько простых физических моделей. Таким образом, считается, что земное магнитное поле создается магнитогидродинамическим механизмом благодаря взаимодействию вращения и конвективного движения в жидком проводящем ядре. Солнце, которое имеет магнитное поле, вращается, и в нем происходят конвективные движения. Луна и Марс не имеют магнитных полей (или имеют очень слабые), вероятно, из-за отсутствия жидкого ядра достаточных размеров; Венера не имеет поля, вероятно, потому, что вращается очень медленно.

§5. Тепловой режим Земли

Различают два источника теплоты Земли:

- 1) теплота, получаемая от Солнца;
- 2) теплота, выносимая к поверхности из земных недр (тепловой поток).

Самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но почти половина ее отражается обратно в космическое пространство. Количество получаемой и отраженной Землей солнечной теплоты неодинаково для различных широт. Среднегодовая температура приземных слоев атмосферы в каждом полушарии закономерно снижается от экватора к полюсам. Это обусловило широтное развитие климатической зональности. Под земной поверхностью влияние солнечной теплоты снижается, в результате чего на небольшой глубине располагается пояс постоянной температуры, равный среднегодовой температуре данной местности. Глубина нахождения пояса постоянных температур в различных районах колеблется от нескольких метров до 30 м. Так, в Москве на территории Московской сельскохозяйственной академии им. К.А.Тимирязева на глубине 20 м от поверхности наблюдается постоянная

температура, равная $4,2^{\circ}\text{C}$, а в Париже постоянная температура $11,83^{\circ}\text{C}$ наблюдается на глубине 28 м. Ниже пояса постоянных температур важное значение приобретает внутренняя тепловая энергия Земли. Давно замечено, что в шахтах, глубоких рудниках и буровых скважинах с увеличением глубины постоянно растут температуры. Это связано с тепловым потоком, исходящим из глубин Земли. Поверхностная плотность теплового потока измеряется в $\text{Вт}/\text{см}^2$. Проведенные исследования показали, что значения теплового потока на поверхностях континентов, океанов и различных частей Земли значительно различаются.

По данным различных исследователей, наименьшие значения теплового потока наблюдаются в областях развития кристаллических щитов (Балтийского, Канадского, Украинского и др.). В равнинных платформенных областях тепловой поток увеличивается, а в пределах отдельных поднятий и возвышенностей, сильно возрастает. В древних горных сооружениях, таких, как Урал, Аппалачи, Тянь-Шань, интенсивность теплового потока не очень высока. В молодых горных сооружениях, таких, как Альпы, Карпаты, Кавказ, Кордильеры, тепловой поток имеет разные значения. В основном здесь наблюдается его повышение почти в 2 раза по сравнению с платформенными областями.

На обширных пространствах ложа Мирового океана тепловой поток близок к значениям, характерным для континентальных равнин. Однако в пределах рифтовой части срединно-океанических хребтов он увеличивается в 2–4 раза.

Каковы источники теплового потока? Предполагается, что они расположены внутри Земли. Основными источниками тепловой энергии считаются:

1) радиогенная теплота, связанная с распадом радиоактивных элементов (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Sr и др.);

2) гравитационная дифференциация, вызванная перераспределением вещества по плотности в мантии и особенно в ядре, которая сопровождается выделением теплоты.

Дополнительным источником внутренней теплоты может быть приливное течение, возникающее из-за замедления скорости вращения Земли, а также некоторые химические реакции, идущие с выделением тепла.

Изменения температур с глубиной. Определение температуры во внутренних оболочках Земли основывается на многих косвенных показателях. Наиболее достоверные данные получены в результате прямых измерений температур самой верхней части земной коры, вскрываемой шахтами, рудниками и буровыми скважинами. Нарастание температуры в градусах Цельсия на единицу глубины называется *геотермическим градиентом*, а интервал глубины (в м), на котором температура повышается на 1°C – *геотермической ступенью*. Геотермический градиент, а соответст-

венно и степень сильно различаются в разных местах земного шара. Крайние пределы колебаний отличаются более чем в 25 раз. Это свидетельствует о различной активности земной коры и разной теплопроводности горных пород. Наибольший геотермический градиент, равный 150°C на 1 км, зарегистрирован в штате Орегон (США). Геотермическая ступень здесь равна 167 м. Наименьший градиент отмечен в Южной Африке. Он равен 6°C на 1 км. В Кольской скважине, заложенной в пределах древнего кристаллического щита, на глубине 11 км зарегистрирована температура 200°C , что соответствует геотермической ступени 19–20 м. Средний геотермический градиент издавна принят равным 30°C на 1 км.

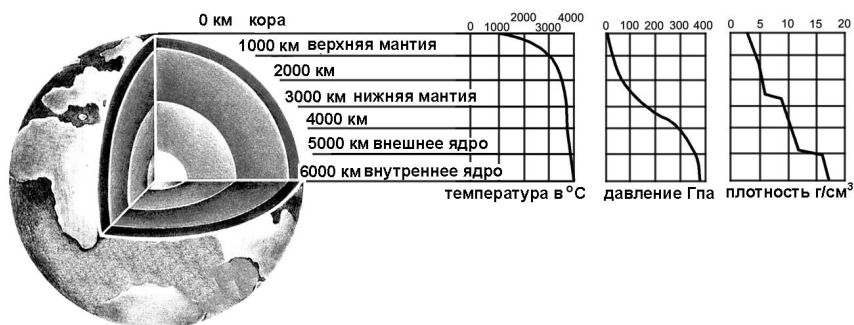


Рис. 5. Распределение температуры, плотности и давления в недрах Земли

Если исходить из приводимых выше средних значений и их неизменности в глубь Земли, то на глубине 100 км температура должна быть равна 3000 или 2000°C . Однако это существенно расходится с фактическими данными (рис. 5). Именно на этих глубинах зарождаются магматические очаги, из которых изливается на поверхность лава, имеющая максимальную температуру $1200\text{--}1250^{\circ}\text{C}$. Учитывая этот своеобразный «геологический термометр», некоторые авторы считают, что на глубине 100 км температура не может превышать 1500°C . При более высоких температурах породы мантии были бы полностью расплавлены, а это противоречит фактически известной скорости прохождения поперечных сейсмических волн.

Таким образом, средний геотермический градиент прослеживается до некоторой относительно небольшой глубины от поверхности (20–30 км), а дальше он должен уменьшаться. Но даже в одном и том же месте изменение температуры с глубиной происходит неравномерно. Особенно хорошо это видно на примере Кольской сверхглубокой скважины. При ее заложении рассчитывали на геотермический градиент 10°C на 1 км и, следовательно, на проектной глубине (15 км) надо было ожидать температуру около 150°C . Од-

нако такой градиент наблюдался только до глубины 3 км, а далее он стал увеличиваться. На глубине 7 км температура оказалась равной 120°C, на глубине 10 км – 180°C, а на глубине 12 км – 220°C. Предполагается, что на проектной глубине температура должна составлять 280°C.

Какой надо ожидать температуру на значительно больших глубинах в мантии и ядре? По данным В.Н.Жаркова, детальные исследования фазовой диаграммы $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ позволили определить реперную температуру на глубине, соответствующей первой зоне фазовых переходов (400 км), т. е. перехода оливина в шпинель. Температура здесь, согласно расчетам, оказалась равной $1600 \pm 50^\circ C$.

Вопрос о дальнейшем распределении температур в мантии ниже слоя «В» и в ядре Земли еще не решен. Несмотря на его дискуссионность, можно предположить, что температура с глубиной продолжает нарастать, но при этом геотермический градиент снижается и возрастает размер геотермической ступени. Предполагают, что температура в ядре Земли составляет 4000–5000°C (рис. 5).

Плотность и давление. Средняя плотность Земли, по гравиметрическим данным, составляет 5,52 г/см³. Плотность горных пород, слагающих земную кору, колеблется от 2,4 до 3,0 г/см³, составляя в среднем 2,8 г/см³. Согласно расчетным данным, в надастеносферной части мантии непосредственно ниже границы Мохо плотность пород значительно выше, чем в земной коре, и составляет 3,3–3,4 г/см³. В основании нижней мантии на глубине 2900 км плотность достигает 5,6–5,7 г/см³. При переходе от мантии к ядру происходит резкий скачок плотности до 10 г/см³. Затем к центру Земли плотность постепенно повышается до 11,5 г/см³. Во внутреннем ядре плотность достигает 12,5–15 г/см³ (рис. 5). Сравнивая между собой приводимые значения средней плотности, надо отметить, что существенные изменения плотности происходят на сейсмических разделах на границе между земной корой и верхней мантией и между нижней мантией и внешним ядром. В соответствии с указанными изменениями плотности, расчетные величины давления на различных глубинах составляют (см. рис.5):

Глубина, км	40	100	400	1000	2900	5000	6370
Давление, ГПа	1,0	3,1	14,0	35,0	137,0	312,0	361,0

В связи с увеличением плотности вещества Земли, увеличивается и ускорение свободного падения, изменяясь от 982 см/с² у поверхности, до максимального значения около 10377 см/с² в основании нижней мантии (2900 км). В ядре ускорение свободного падения начинает быстро снижаться, доходя в промежуточном слое «F» до 452 см/с²; на глубине 6000 км оно оставляет 126 см/с², а в центре Земли равно нулю.

§6. Внутреннее строение Земли

Специалисты в области общей геологии обычно имеют дело с процессами, не поддающимися прямому наблюдению потому, что либо эти процессы происходили очень давно и протекают очень медленно, либо они приурочены к глубинам, недоступным для непосредственного наблюдения. Большую часть наших знаний о составе земных недр мы получаем при изучении гравитационного поля Земли и распространения в ней сейсмических волн. Сила тяжести дает сведения о распределении масс, которые при использовании их совместно с данными сейсмологии позволяют наложить ограничивающие условия на распределение плотности. Скорости сейсмических волн дают дополнительные сведения об упругих параметрах, из которых можно получить некоторые данные о вероятном составе земных недр.

Мантия. Понятие о мантии возникло в связи с открытием ядра Земли, чему наука обязана знаменитым геофизикам Г.Джеффрису и Б.Гутенбергу, работавшим в начале XX века. С того времени вся область Земли, лежащая над ядром и ограниченная сверху подошвой земной коры – поверхностью Мохоровичича, именуется мантией.

В 1904 году Ч.Р.Ван-Хайз ввел понятие астеносфера, а в 1914 году Дж.Барелл этим термином обозначил слой пониженной вязкости, твердости и прочности, расположенный в верхней части мантии. В дальнейшем представление об астеносфере усложнилось, и сейчас о сплошном и едином астеносферном слое говорить уже не приходится.

Крупный вклад в изучение мантии внесли работы Б.Б.Голицина, фактически положившего начало сейсмическому изучению внутреннего строения Земли. На глубине 400 км им был установлен интенсивный рост скоростей сейсмических волн. Впоследствии интервал глубин 400–900 км получил название слоя Голицина. Но в настоящее время, если и используется это название, то для интервала глубин 400–670 км.

Фундаментальное значение имело выявление в 1936 году И.Леманом внутреннего (твердого) и внешнего (жидкого) ядра Земли, ставшее основой всех последующих исследований земных глубин.

В середине XX столетия был выделен рубеж – 670 км, который стал рассматриваться в качестве раздела верхней и нижней мантии; с ним связывается резкое изменение не только геофизических свойств мантии, но и вещественных характеристик. В итоге утвердилось пятичленное строение Земли: внутреннее ядро, внешнее ядро, нижняя мантия, верхняя мантия и земная кора. Такая схема стала базисной для всех последующих работ, в том числе и современных (рис. 6).

Для познания глубинного строения Земли весьма важное значение имели труды К.Е.Буллена. Свои работы в этой области он начал еще в

1940 г., но основные обобщения вошли в книги, изданные в 1963 и 1975 годах. В предложенной им схеме строения Земли, основанной на сейсмических и плотностных данных, выделено семь зон:

- А – земная кора;
- В – зона в интервале глубин 33–413 км;
- С – зона 413–984 км;
- Д – зона 984–2898 км;
- Е – 2898–4982 км;
- Ф – 4982–5121 км;
- Г – 5121–6371 (центр Земли).

В дальнейшем К.Е.Буллен зону Д разделил на зоны Д' (984–2700) и Д'' (2700–2900). В настоящее время эта схема видоизменена и лишь слой Д'' прочно вошел в литературу. Его главная характеристика – резкое уменьшение градиента сейсмических скоростей по сравнению с вышележащей областью мантии.

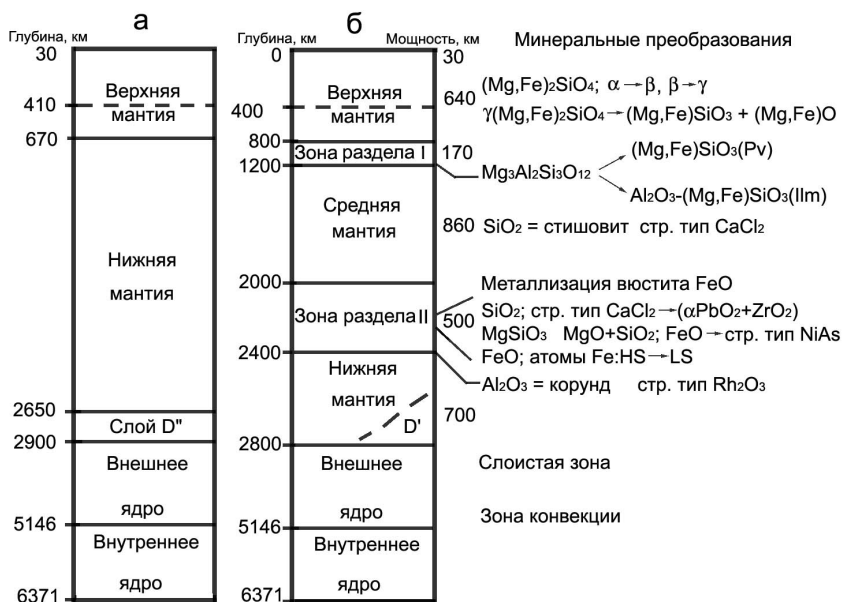


Рис. 6. Современные модели внутреннего строения Земли: а – традиционная модель; б – модель, основанная на анализе сейсмотомографических карт и данных о сейсмических границах (стр. тип – структурный тип; Pv – перовскит; Ilm – ильменит; HS – высокоспиновое состояние; LS – низкоспиновое состояние; по Пушаровскому, 1999)

В работах последнего периода глубинный интервал 410–670 км проходит под тремя названиями: слой Голицина, средняя мантия, переходная зона (между верхней и нижней мантией). Поскольку терминология недостаточно устоялась, главными составными единицами мантии продолжают оставаться верхняя (30–670 км) и нижняя (670–2900 км) мантии.

Состав мантии неоднороден. К числу косвенных данных, подтверждающих это относятся:

- выходы на земную поверхность в пределах некоторых континентов ультраосновных горных пород, главным образом перидотитов;

- наличие включений ультраосновных пород в базальтовых лавах вулканитов;

- состав горных пород ультраосновного состава, собранных в результате драгирования в областях океанических разломов;

- состав пород, слагающих каменные метеориты;

- состав пород, слагающих алмазоносные кимберлитовые трубки.

Исходя из косвенных данных, а также экспериментальных исследований было принято, что верхняя мантия состоит в основном из ультраосновных пород – перидотитов, в которых главными минералами являются оливин, пироксен и гранаты.

Рассмотрим более детально строение мантии. Непосредственно ниже границы Мохо располагается высокоскоростной твердый слой верхней мантии, распространяющийся до различных глубин под океанами и континентами, который совместно с земной корой называют литосферой, которая будет детально охарактеризована ниже. Ниже литосферы отмечается слой, в котором наблюдается некоторое уменьшение скорости распространения сейсмических волн, особенно поперечных. Последнее свидетельствует о существовании вещества в своеобразном состоянии. Этот слой менее вязкий и более пластичный, чем выше- и нижележащие слои, назван *астеносферой* (от греч. «астенос» – слабый), или волноводом. Снижение скоростей сейсмических волн вызвано, скорее всего, нарастанием температуры, что приводит к его частичному плавлению. Возможно, вследствие этого образуются жидкие пленки вокруг твердых зерен горной породы, а иногда капли, в результате чего уменьшается вязкость вещества. Глубина залегания астеносферного слоя, имеющего мощность 250 км, под океанами располагается на глубинах 50–60 км, а под континентами – 80–100 км. В последние годы установлено, что астеносферный слой под рифтами срединно-океанических хребтов находится на глубинах всего 2–3 км. Следует подчеркнуть, что как показали исследования, под щитами (Балтийский, Украинский, Канадский и др.) до глубин в 200–250 км не обнаружено присутствие астеносферного слоя. Он, скорее всего, в этих частях земного шара располагается на значительных глубинах. Ряд иссле-

дователей считают, что в отдельных местах астеносферный слой опускается до глубин 300–400 км, т. е. до основания слоя «В» верхней мантии. Учитывая высокую эндогенную активность литосферы и верхней мантии, введено обобщающее понятие *тектоносфера*. Она объединяет земную кору и верхнюю мантию до глубин около 700 км.

Относительно более глубоких слоев мантии, в частности «С» и «D», существует следующее мнение. Считается, что с ростом давления и температур происходит переход вещества в более плотные модификации. На глубинах более 400 (500) км оливин и другие минералы приобретают более плотную упаковку ионов в кристаллической решетке (рис. 6). В слое «С» верхней мантии («слой Голицына») фиксируется нарастание скоростей сейсмических волн и давления, что обусловлено фазовыми превращениями вещества. Например, обычный кварц с четверной координацией под большим давлением переходит в минеральную форму SiO_2 – стишовит, которая обладает шестерной координацией (т. е. каждый ион кремния окружен не четырьмя, а шестью анионами кислорода). При этом значительно возрастает плотность вещества. Такие же изменения с существенным повышением плотности происходят и с другими силикатами. Предполагается, что с увеличением глубины в слое «С» в нижней мантии возможен распад всех железисто-магнезиальных силикатов на простые оксиды (Al_2O_3 – корунд, MgO – периклаз, Fe_2O_3 – гематит), каждый из которых характеризуется более плотной упаковкой.

Ядро. Вопросы о составе и физической природе ядра Земли до сих пор являются дискуссионными и далеки от разрешения. Опираясь на геофизические данные по прохождению сейсмических волн ядро подразделяют на две части: внешнее ядро – жидкое и внутреннее – твердое. Для ядра характерны большая плотность и высокая металлическая электропроводность. Длительное время, по аналогии с железными метеоритами считалось, что ядро сложено никелистым железом. Однако это не полностью согласовывалось с экспериментальными данными о плотности внутриядерного вещества и с расчетами вещественного состава, сделанными на основании скоростей прохождения сейсмических волн. По современным представлениям, при существующих в ядре давлениях и температурах плотность его на 10% ниже, чем у железоникелевого сплава. Высказывается мнение о том, что в ядре, помимо никелистого железа, должны присутствовать и более легкие элементы, в частности такие, как кремний или сера. Поэтому многие исследователи считают, что ядро Земли состоит из железа с примесью никеля, серы и возможным присутствием кремния или кислорода.

Средний химический состав Земли. Для определения химического состава Земли и ее оболочек используют данные о метеоритах, представ-

ляющих собой наиболее вероятные образцы протопланетного материала, из которого сформировались планеты земной группы и астероиды. К настоящему времени хорошо изучено вещество многих упавших на земную поверхность в разное время метеоритов. По составу среди них выделяют три типа: *железные*, состоящие главным образом из никелистого железа (90% Fe) с небольшой примесью кобальта и фосфора; *железокаменные* (сидеролиты), состоящие из железа и силикатов; *каменные или аэролиты*, состоящие главным образом из железисто-магнезиальных силикатов и включений никелистого железа.

Таблица 1

Средний химический состав Земли по Г.В.Войткевичу (мас., %)

Элементы	по В.Рамамурти и Р.Холлу, 1970	по Р.Ганапати и Э.Андерсу, 1974	по Дж.Смиту, 1979
O	30,75	28,50	31,30
Na	0,30	0,158	0,085
Mg	15,70	19,21	13,7
Al	1,29	1,77	1,83
Si	14,73	14,34	15,10
P	-	0,215	0,18
S	4,65	1,84	2,91
K	-	0,017	0,013
Ca	1,54	1,93	2,28
Ti	-	0,10	0,093
Cr	-	0,478	0,416
Mn	-	0,059	0,047
Fe	29,30	35,87	31,70
Ni	1,65	2,04	1,72

Наибольшее распространение имеют каменные метеориты (около 65% всех находок), железные и железокаменные. Каменные метеориты подразделяют на две группы: 1) хондриты с мелкими округлыми зернами – хондрами (90%); 2) ахондриты, не содержащие хондр. Состав каменных метеоритов близок к ультраосновным магматическим породам. По данным М.Ботта, в них около 12% железоникелевой фазы.

На основании анализа состава различных метеоритов, а также сведений, полученных в результате геохимических экспериментов, геофизических данных и термодинамических расчетов, ряд исследователей предложили оценку валового элементного состава Земли, которая представлена в таблице 1, из которой следует, что высокое содержание характерно только для четырех важнейших элементов – O, Fe, Al, Mg, в сумме составляющих 91%. В группу менее распространенных элементов входят Ni, S, Ca, Al. Остальные элементы имеют второстепенное значение.

Часть II

Геосферы Земли

Понятии «геосфера» было введено Д.Мерреем в 1910 году. Оно, как и многие другие фундаментальные понятия в науках о Земле, многократно использовалось в трудах В.И.Вернадского, который писал, что геологические оболочки и геосферы обладают резко различным материально-энергетическим состоянием вещества, но не разъединены, так как между ними идет материальный обмен, и подчеркивал, что не все они сплошные. Вообще, понятие «геосфера» с определенностью прикладывалось им к оболочкам ионосферы и биосферы, в которой он различал три геосферы: тропосферу, гидросферу и земную сушу. Что касается глубин планеты, то в этом случае Вернадский предпочитал понятие «оболочка» (осадочная, гранитная, метаморфическая).

В настоящее время и в составе твердой Земли вполне возможно и целесообразно выделять макрооболочки, характеризующиеся физико-химической и геологической спецификой, и называть их геосферами.

Глава 1

АТМОСФЕРА

§7. Общая характеристика атмосферы

Атмосфера – это газовая оболочка, окружающая Землю. Масса атмосферы составляет около $5,15 \times 10^{15}$ тонн. Атмосфера обеспечивает возможность жизни на Земле и оказывает влияние на все процессы, которые на ней происходят. Для атмосферы характерна чётко выраженная слоистость, определяемая особенностями вертикального распределения температуры и плотности составляющих её газов (рис. 7).

Тропосфера – это приземная нижняя часть атмосферы, в которой сосредоточено более 80% ее массы. Мощность тропосферы определяется интенсивностью вертикальных потоков воздуха, вызванных нагреванием земной поверхности. Вследствие этого на экваторе она простирается до высоты 16–18 км, в средних широтах – до 10–11 км, а на полюсах – до 8 км. Отмечено закономерное понижение температуры воздуха с высотой в среднем на $0,6^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м.

В тропосфере находится большая часть космической и антропогенной пыли, водяного пара, азота, кислорода и инертных газов. Она практически прозрачна для проходящей через нее коротковолновой солнечной радиации. Вместе с тем содержащиеся в ней пары воды, озон и углекислый газ достаточно сильно поглощают тепловое излучение нашей планеты, в результате чего происходит некоторое нагревание тропосферы. Это приводит к вертикальному перемещению потоков воздуха, конденсации водяного пара, образованию облаков и выпадению осадков.

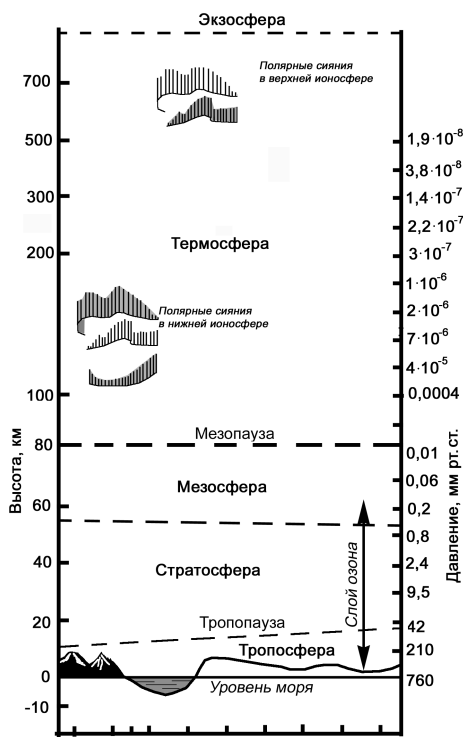


Рис. 7. Вертикальная зональность атмосферы

Стратосфера располагается выше тропосферы до высоты 50–55 км. Температура у ее верхней границы растет в связи с наличием озона.

Мезосфера – верхняя граница этого слоя фиксируется на высотах около 80 км. Главная ее особенность – резкое понижение температуры (до минус 75°–90°C) у верхней границы. Здесь наблюдаются так называемые серебристые облака, состоящие из ледяных кристаллов.

Ионосфера (термосфера) простирается до высоты 800 км. Для нее характерно значительное повышение температуры (более 1000°С). Под действием ультрафиолетового излучения Солнца газы находятся в ионизированном состоянии, с чем связано возникновение полярного сияния, как свечения газов. Ионосфера обладает способностью многократного отражения радиоволн, что обеспечивает дальнюю радиосвязь на Земле.

Экзосфера распространяется от высоты 800 км до высот 2000–3000 км. В этом диапазоне высот температуры повышаются до 2000°С. Весьма важным является тот факт, что скорость движения газов в экзосфере приближается к критическому значению – 11,2 км/с. В составе преобладают атомы водорода и гелия, которые формируют вокруг нашей планеты так называемую корону, простирающуюся до высот 20 тыс. км.

Основными газовыми компонентами атмосферы являются азот и кислород, а также аргон, углекислый газ, неон и другие газы (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав сухого атмосферного воздуха

Компоненты	Концентрация, в % по объёму
Азот	78,084
Кислород	20,9476
Аргон	0,934
Углекислый газ	0,0314
Неон	0,001818
Гелий	0,000524
Метан	0,0002
Криптон	0,000114
Водород	0,00005
Закись азота	0,00005
Ксенон	0,0000087
Двуокись серы	от 0 до 0,0001
Озон:	
летом	от 0 до 0,000007
зимой	от 0 до 0,000002
Двуокись азота	от 0 до 0,000002
Аммиак	Следы
Окись углерода	Следы
Иод	Следы

Состав атмосферы не является постоянным по высоте и изменяется в довольно широких пределах. Основные причины этого: сила земного притяжения, диффузионное перемешивание, действие космических, солнечных лучей и испускаемых ими частиц высоких энергий. В общем, очень осредненном виде механическая смесь газов атмосферы представлена азо-

том – 78% объема, кислородом – 21%, гелием, аргоном, криптоном и другими компонентами – около 1%.

Средняя молекулярная масса такого воздуха составляет 28,96 и остается почти без изменения вплоть до высоты 90 км. На больших высотах молекулярная масса резко уменьшается, и на высоте около 500 км и выше гелий становится основным компонентом атмосферы.

Как уже отмечалось выше, важнейшими компонентами воздуха (99% от всего состава) являются двухатомные газы – кислород (O_2) и азот (N_2).

Кислород существует в атмосфере в виде аллотропных модификаций – O_2 и O_3 (озон). Во всех состояниях (газообразном, жидком и твердом) кислород парамагнитен и имеет очень высокую энергию диссоциации – 496 кДж/моль. Кислород химически очень активен. Он образует соединения со всеми элементами, кроме гелия и неона.

Азот N_2 – бесцветный, химически неактивный газ. Энергия диссоциации у азота почти в 2 раза больше, чем у кислорода и составляет 944,7 кДж/моль. Высокая прочность связи $N=N$ обуславливает его низкую реакционную способность. Однако несмотря на это, азот образует множество различных соединений, в том числе и с кислородом.

Наиболее важная переменная составляющая атмосферы – водяной пар. Изменение его концентрации колеблется в широких пределах: от 3% у земной поверхности на экваторе, до 0,2% в полярных широтах. Основная масса его сосредоточена в тропосфере, а содержание определяется соотношением процессов испарения, конденсации и горизонтального переноса.

Практически единственным источником энергии для всех физических процессов, развивающихся в атмосфере, является солнечное излучение, пропускаемое «окнами прозрачности». Главная особенность радиационного режима атмосферы, так называемый парниковый эффект, состоит в том, что ею почти не поглощается излучение в оптическом диапазоне спектра (большая часть излучения достигает земной поверхности и нагревает её) и не пропускается в обратном направлении инфракрасное (тепловое) излучение Земли, что значительно снижает теплоотдачу планеты и повышает её температуру. Часть падающего на атмосферу солнечного излучения поглощается (главным образом водяным паром, углекислым газом, озоном и аэрозолями), другая часть рассеивается газовыми молекулами (чем объясняется голубой цвет неба), пылинками и флуктуациями плотности. Рассеянное излучение суммируется с прямым солнечным светом и, достигнув поверхности Земли, частично отражается от неё, частично поглощается. Доля отражённой радиации зависит от отражательной способности подстилающей поверхности (альбедо). Радиация, поглощённая земной поверхностью, перерабатывается в инфракрасное излучение, направленное в атмосферу. В свою очередь, атмосфера является также источником длинноволнового из-

лучения, направленного к поверхности Земли (так называемое противозлучение атмосферы) и в мировое пространство (так называемое уходящее излучение). Разность между коротковолновым излучением, поглощённым земной поверхностью, и эффективным излучением атмосферы называется *радиационным балансом*.

Преобразование энергии излучения Солнца после её поглощения земной поверхностью и атмосферой составляет *тепловой баланс* Земли. Потери тепла из атмосферы в мировое пространство намного превосходят энергию, приносимую поглощённой радиацией, однако дефицит восполняется его притоком за счёт механического теплообмена (турбулентции) и теплотой конденсации водяного пара. Величина последней численно равна затратам тепла на испарение с поверхности Земли.

Конденсация и сублимация водяного пара – это процессы, которые являются источником атмосферных осадков. Одним из наиболее явных проявлений конденсации водяного пара в атмосфере является образование облаков, которые обычно находятся на высотах от нескольких десятков и сотен метров до нескольких километров.

Атмосферные осадки – это вода во всех видах твердой и жидкой фазы, которую получает земная поверхность в виде дождя, снега, града или сконденсировавшейся на поверхности различных тел росы. В целом атмосферные осадки являются одним из важнейших абиотических факторов, существенно влияющих на условия существования живых организмов. Кроме того, атмосферные осадки определяют миграцию и распространение различных, в том числе и загрязняющих веществ в окружающей среде. В общем круговороте влаги наиболее подвижны именно атмосферные осадки, так как объем влаги в атмосфере оборачивается 40 раз в год.

§8. Геологическая работа ветра

Под геологической работой ветра понимается изменение поверхности земли под влиянием движущихся воздушных струй. Ветер может разрушать горные породы, переносить мелкий обломочный материал, отлагать его в определенных местах или на поверхности земли ровным слоем. Чем больше скорость ветра, тем сильнее производимая им работа. Ветер со скоростью 3 м/с может шевелить листья деревьев; со скоростью 10 м/с – качать толстые ветви, поднимать и переносить во взвешенном состоянии пыль и мелкий песок; ветер со скоростью 20 м/с ломает ветви деревьев, переносит песок, гравий до 4 мм в диаметре; буря со скоростью ветра 30 м/с может срывать крыши с домов, вырывать деревья, передвигать и переносить мелкие камешки; ураган со скоростью ветра 40 м/сек уже способен

разрушать дома, вырывать с корнем крупные деревья.

Сила ветра при ураганах бывает очень велика. Например, в 1876 году в Нью-Йорке ветром была опрокинута башня высотой 60 м, а в 1800 году в Гарце было вырвано 200 тыс. елей.

Большую разрушительную работу на поверхности земли производят так называемые пыльные вихри (смерчи). Скорость вращения воздуха в смерче достигает нескольких десятков метров в секунду, а скорость его перемещения равняется 10–20 м/с. Вследствие низкого давления воздуха внутри вихря и огромной скорости вращения, смерч как бы всасывает в себя воду, рыхлую почву, песок и различные предметы, встречающиеся на его пути, поднимая их на большую высоту и перенося на значительное расстояние. В 1944 году в Воронежской области смерч вырвал из земли клад древних серебряных монет, которые потом падали в виде «серебряного дождя». В 1914 году в Амьене (Франция) выпал дождь из лягушек, которые были захвачены смерчем в болоте, находящемся на расстоянии нескольких десятков километров от города. Смерч способен захватывать и поднимать вверх гальку и обломки пород довольно крупных размеров.

Таким образом, ветер способен производить существенные изменения на поверхности земли, особенно если принять во внимание огромные площади, на которые он воздействует. Особенно велика геологическая деятельность ветра в областях сухого климата – там, где имеются резкие суточные изменения температуры, испарение превышает количество выпадающих осадков и растительный покров отсутствует или слабо развит. Такими благоприятными районами являются области пустынь, обширные, непокрытые растительностью вершины гор и морские побережья.

Все геологические явления, связанные с деятельностью ветра, носят название *эоловых* процессов (Эол – бог ветра в древнегреческой мифологии), а отложения, образовавшиеся при помощи ветра, называются *эоловыми*.

Разрушающая деятельность ветра. Ветер производит разрушение земной поверхности, во-первых, вследствие непосредственного соприкосновения воздушных струй с рыхлыми или слабо сцементированными горными породами и, во-вторых, при помощи тех твердых частиц (песчинки и т. п.), которые он несет. Первый вид эолового разрушения носит название *дефляции*, второй – *корразии*.

Дефляцией (от лат. «дефляцио» – выдувание, развеивание) называется разрушение горных пород, дробление и выдувание рыхлых частиц (главным образом пылеватых и песчаных) вследствие действия ветровых потоков. Работа ветра особенно интенсивно проявляется в районах, не защищенных растительностью, причем результат работы прямо пропорционален силе ветра. В скальных трещиноватых породах ветер проникает во все трещины и выдувает из них все рыхлые частицы. Разрушительная сила

воздушных потоков особенно увеличивается в тех случаях, когда они насыщены влагой или несут твердые частицы.

Дефляция наиболее сильно проявляется в узких горных долинах, в щелевидных расселинах, в сильно нагреваемых пустынных котловинах, где часто возникают пыльные вихри. Разрушая и подхватывая с поверхности рыхлый материал, ветры поднимают песчинки и пылинки вверх и разносят на большие расстояния. В результате этого процесса котловина углубляется. Именно дефляцией объясняется происхождение некоторых глубоких бессточных котловин в пустынях Средней Азии, Аравии и Северной Африки, дно которых опущено на многие десятки и сотни метров ниже уровня Мирового океана. В пустынной части Закаспия располагается котловина Карагие, имеющая глубину по сравнению с окружающей местностью 300 м. Дно этой котловины на 132 м ниже уровня Мирового океана. Много подобного происхождения котловин в Ливийской пустыне в Северной Африке, где они занимают огромные пространства и достигают глубины 200–300 м. В жаркие безветренные дни над такими котловинами, вследствие разницы в нагреве различных элементов поверхности и разной экспозиции склонов, часто возникают мощные турбулентные потоки восходящего воздуха. Они выносят легкий рыхлый материал, освобождая пространство для следующей дефляции. В целом такие процессы способствуют углублению дефляционных впадин, которые нередко называют котловинами выдувания.

Коррозия (от лат. «корразию» – обтачивание) производит разрушение горных пород песчаными частицами и иногда мелким щебнем, которые переносятся ветрами. Коррозия выражается в обтачивании, шлифовании, высверливании поверхности горных пород, при этом мельчайшие трещины расширяются. Этот процесс очень похож на применяемый в практике метод чистки каменных облицовок зданий и набережных пескоструйными аппаратами. Во время сильных ветров песчаные частицы поднимаются на значительную высоту, а затем падают вниз, причем в приземных слоях скорость воздушного потока увеличивается. Во время длительных ветров сильные удары песка о поверхность горных пород полируют ее, а в нижней части скальных выступов подтачивают и как бы подрезают их. Они утончаются по сравнению с вышележащими. Вначале обособляется блок горных пород, который округляется при изменяющемся направлении ветра. Блок обтачивается со всех сторон и принимает грибообразную и дефляционно-корразионную форму (рис. 8). Некоторые блоки во время обработки песчаными струями принимают самые разнообразные формы, похожие на столбы, обелиски, каменные изваяния. При преобладающем направлении ветра в основании скальных монолитов возникают своеобразные ниши выдувания, котлообразные впадины, небольшие пещеры, которые носят название корразионно-дефляционные ниши.

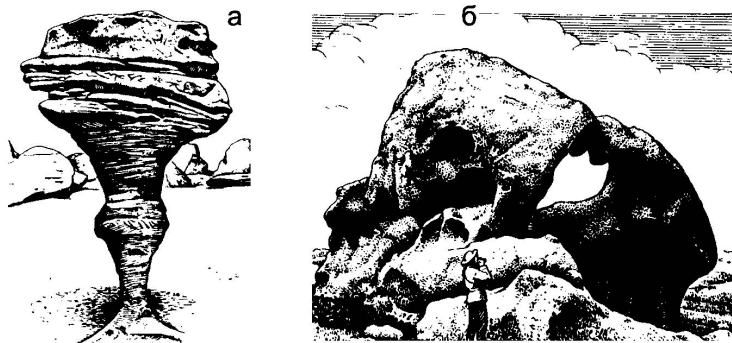


Рис. 8. Дефляционно-коррозийные формы эолового выветривания: а – грибообразная, б – ячеистая (по Н.В.Короновскому, Н.А.Ясаманову)

Если на пути преобладающего направления ветра, несущего песчинки, встречаются обломки твердых пород, то они с течением времени истираются, шлифуются по одной или нескольким граням. При длительном воздействии возникают эоловые многогранники с отполированными поверхностями (рис. 9).

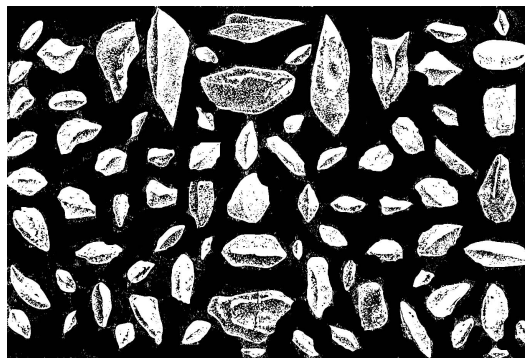


Рис. 9. Гальки, ограненные струями песка (по А.Холмсу)

Ветер обладает способностью выделять и обособлять наиболее твердые и крепкие участки пород. Такая ветровая работа носит название *эоловой препарировки*. Именно она создает самые причудливые и фантастические фигуры, силуэты которых напоминают ископаемых и современных животных, а также человека. В массивных породах ветер удаляет из трещин продукты разрушения и выветривания, расширяет трещины, создает выемки. От деятельности ветра возникают столбообразные формы с круты-

ми отвесными стенками, арки, различные архитектурные ансамбли. Сильные приземные ветры удаляют песчаный материал с поверхности, и тогда возникают каменистые пустыни – *гаммады*.

Эоловая аккумуляция и эоловые отложения. Состав переносимых ветром частиц бывает очень разнообразен – преобладают кварцевые, полевошпатовые, глинистые, и известковые частицы, могут быть и элементы органического происхождения: пыльца, споры, грибки, бактерии. Подавляющее количество пыли и песка, переносимого ветром, является продуктом разрушения горных пород. Часть пыли имеет вулканическое происхождение (вулканический пепел, песок), часть – космическое (метеоритная пыль). Переносимая ветром масса пыли и песка рано или поздно выпадает на землю и либо примешивается к образующимся осадочным породам, либо дает начало особым эоловым отложениям, среди которых по составу выделяются глинистые, пылеватые и песчаные. Глинистые и пылеватые эоловые отложения образуются за счет осаждения мелких частиц, переносимых в виде пыли во взвешенном состоянии в воздухе, иногда высоко над поверхностью земли. Песчаные, эоловые отложения, наоборот, образуются из крупных частиц, перемещаемых у самой земли или просто перекачиваемых ветром. Поэтому эоловые пески распространены обычно в непосредственной близости от областей разветвления. Глинистые эоловые отложения могут образоваться и на значительном удалении от последних так как пыль разносится ветром очень далеко.

Эоловые отложения являются преимущественно рыхлыми, так как процесс их цементации и уплотнения происходит менее интенсивно, чем у водных осадков. Сортировка эоловых отложений обычно хуже речных или морских. Наряду с песчаными фракциями в них почти всегда обнаруживается примесь глинистых частиц. Равнозернистые пески среди эоловых отложений отсутствуют. Цвет их различен: наиболее обычная для них желтая, серая и белая окраска. В тех случаях, когда песок или пыль спокойно выпадают из воздуха, слой ровно распространяется на земле на довольно большой площади. Скорость накопления отложений бывает очень различна. Максимальная мощность эоловых песков наблюдается в области пустынь. По окраинам песчаных пустынь часто происходит накопление пылеватых частиц, выносимых ветром из песчаных областей. Эти пылеватые частицы при уплотнении образуют весьма своеобразную породу, именуемую лёссом.

Лёсс очень пористая порода. Типичный лёсс не имеет слоистости. Он состоит из частиц диаметром 0,01–0,05 мм. Его главными составными частями являются кварц (от 27 до 90%), глинистые частицы (от 4 до 20%) и карбонат кальция (от 6 до 7%). Кроме того, в состав лёсса могут входить и некоторые другие растворимые в воде соли и органические вещества. В отличие от песков лёсс мало сыпуч, в связи с чем при дефляции и размыве

текучими водами в нем образуются овраги с очень крутыми стенками. Мощность лёссовых толщ колеблется в широких пределах – от нескольких метров до 1000 м. Лёссы встречаются в Китае, Средней Азии, в степных районах Украины, в средней части Германии и т. п.

Большие скопления лёсса в этих областях объясняются тем, что материал для его образования выдувался из песчаных и каменистых пустынь, расположенных в определенных широтах, или из отложений, принесенных ледником. Происхождение лёсса точно не установлено. Большинство исследователей приписывает лёссу эоловое происхождение, но есть и сторонники его водного генезиса.

Формы песчаной эоловой аккумуляции. Ветер очень часто перемещает по земле громадные массы песка, образующие холмы и гряды различной формы, часто им же перестраиваемые. В связи с этим в областях накопления песчаных эоловых отложений почти невозможно найти совершенно ровную поверхность. Основной причиной этого является то, что ветер никогда не является равномерно движущимся потоком воздуха, а всегда состоит из множества вихрей с горизонтальными и вертикальными осями, то возникающих, то исчезающих идвигающихся на разной высоте. Особенно сложна система вихрей в нижней части воздушного потока, где он соприкасается с неровностями поверхности земли. Ветер обычно дует порывами, то усиливаясь, то ослабевая, подхватывая песок и осаждая его обратно на землю. При этом на поверхности движущегося слоя песка создаются мелкие неровности, которые вместе с первичными неровностями земли превращаются в препятствия, задерживающие часть песка. Образуются подобия сугробов, возникающих зимой на снежном покрове. При благоприятных условиях эти зачаточные формы песчаного эолового рельефа разрастаются в песчаные холмы, иногда достигающие очень крупных размеров. Основными простейшими формами песчаных эоловых отложений являются дюны, барханы и грядообразные валы.

Дюна – это удлиненный асимметричный холм с более или менее округлой вершиной (рис.10). Склон холма, обращенный к ветру (наветренный), более пологий ($5\text{--}12^\circ$), противоположный склон (подветренный) соответствует углу естественного откоса, равному для песков $30\text{--}35^\circ$. Высота дюн очень различна – обычно от 5 до 30 м, но известны дюны-гиганты, достигающие в высоту свыше 100 м. В Тунисе встречена дюна высотой 200 м, а в Сахаре – 500 м. Во многих областях Европы с песчаным покровом широко распространены древние дюны, уже не перерабатываемые ветрами и заросшие сосновыми лесами (Припятское Полесье, Мещерская низина к востоку от Москвы и т. п.). Это свидетельство иного климата в недавнем геологическом прошлом, когда пески не были закреплены растительностью и интенсивно перевеивались ветром.

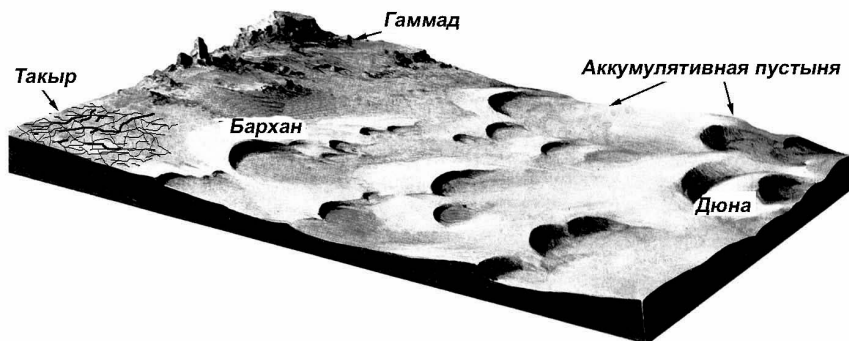


Рис. 10. Виды пустынь и формы эоловой аккумуляции

Бархан – характерная эоловая форма пустыни – представляет собой холм, имеющий в плане форму полумесяца, рога которого обращены по направлению движения ветра (рис. 10). Наветренный склон бархана более пологий ($10\text{--}15^\circ$) и длинный, подветренный – крутой, гребень обычно острый. Песчаные струи, гонимые ветром, взбегают на этот холм, увеличивая высоту, и обтекают его по сторонам, удлиняя рога. Между вершинами рогов происходит завихрение воздуха, способствующее образованию выемки и определяющее крутизну подветренного склона. Высота барханов обычно от 1 до 15 м, но, например, в Ливийской пустыне, доходит до 30 м и более. Барханы так же, как и дюны, бывают одиночные и грядовые. Первые возникают обычно в условиях недостатка песка и на твердом основании (например, среди глинистых пустынь). В таких же условиях образуются иногда продольные (по отношению к ветру) цепочки барханов. Наиболее распространенной формой являются поперечные по отношению к ветру барханские цепи, в которых рога отдельных барханов соприкасаются друг с другом, образуя цепочку. Таких сближенных цепочек может быть несколько и в целом они составляют барханную гряду. Длина барханной гряды обычно 3–5 км, но известны гряды и в 20 км при ширине до 1 км. Расстояние между грядами от 1,5 до 2 км, а высота их достигает 100 м. Каждая гряда состоит из многих сотен отдельных барханов.

Помимо описанных форм эолового рельефа, следует упомянуть так называемые *кучевые пески*. Они представляют собой песчаные холмы, образовавшиеся вблизи каких-либо преград, чаще всего вблизи кустов растений. Форма их округлая, наветренный и подветренный склоны отличаются меньше, чем у дюн, закономерность в расположении отсутствует. Высота их различна – от 1 до 10 м и зависит часто от характера и размеров преграды.

Эоловая рябь наблюдается на поверхности всех отмеченных форм, а

часто и на выровненных участках песков. Это мелкие валики, образующие также серповидно-изогнутые цепочки, напоминающие мелкую рябь от ветра на воде.

Все описанные микроформы рельефа создают очень своеобразный типично эоловый ландшафт в областях песчаных пустынь, побережий морей, рек и т. п. Под влиянием ветра эоловые формы способны перемещаться за счет сдувания частиц с наветренного склона и накопления на подветренном склоне. Скорость перемещения дюн и барханов определяется сантиметрами или метрами в год. Известен случай погребения под движущимся песком здания Кунценской церкви в Прибалтике, расположенной на берегу Куришгафа. В начале XIX в. недалеко от церкви располагалась песчаная дюна. В 1839 году дюна переместилась и полностью покрыла здание церкви. Через 30 лет было отмечено освобождение развалин церкви из-под покрова песка, т. е. дюна опять сместилась.

Пустыни. Геологическая работа ветра наиболее отчетливо во всем своем многообразии проявляется в пустынях, распространенных на всех континентах в тропиках, субтропиках и южной части умеренных поясов. Б.А.Федорович определяет пустыню как область, где «выпадает осадков меньше 200 мм в год, где воздух сух и в среднем имеет меньше 35% относительной влажности». Пустыни представляют собой области с резкими колебаниями суточной и годовой температуры. Недостаточная влажность обуславливает слабое развитие растительности, чем объясняется непосредственное соприкосновение на больших пространствах горных пород с атмосферой. Все отмеченные основные особенности климата пустынь благоприятствуют развитию эоловых геологических процессов. Резкие колебания температур создают условия для возникновения постоянных или периодических сильных ветров. В среднеазиатских пустынях свирепствует *афганец* – ветер, дующий с юга, из Афганистана. Он возникает 40–70 раз в год и длится от двух до четырех суток подряд. В пустынях Африки широко известен «огненный ветер» – *самум*, дующий всего 15–20 минут, но с огромной разрушительной силой. Он производит огромную геологическую работу и уничтожает все живое. В Сахаре известен и другой ветер – *хамсин* (что значит пятьдесят), который в течение первых 50 дней после весеннего равноденствия дует многократно по трое суток подряд.

По преобладанию того или иного типа эоловой геологической работы пустыни можно разделить на дефляционные и аккумулятивные. К числу первых относятся каменистые пустыни – *гаммады* (рис. 10). В них чередуются участки голых скал, имеющих часто очень причудливые очертания в виде башен, сфинксов, обелисков, с участками, заваленными щебнем и глыбами. Мелкообломочного материала – песка и глины – здесь нет, так как он весь выдут ветром. Цвет всех обломков, независимо от

состава и первоначальной окраски, обычно черный, так как все обломки покрыты коркой пустынного загара. Этот тип пустыни был описан В.А.Обручевым в Центральной Азии.

Аккумулятивные пустыни по типу слагающего их материала подразделяются на песчаные, глинистые (такры), лёссовые (адыры) и солончаковые (шоры). Песчаные пустыни широко распространены в Средней Азии, где они занимают площадь в 800 тыс. км². Такое преобладание песчаных пустынь объясняется большой устойчивостью кварца, из которого состоят песчинки. В песчаных пустынях особенно хорошо выражены все формы, о которых говорилось выше. Беспорядочное на первый взгляд расположение песчаных форм в пустыне подчинено определенным закономерностям. Гряды располагаются перпендикулярно, чаще параллельно господствующему направлению ветра и напоминают застывшие волны океана. Пески аккумулятивной пустыни движутся, и если человек активно не вмешивается в геологические процессы в пустынях, то площади песков могут расширяться, наступая на культурные земли.

Такры, или глинистые пустыни, располагаются по краям или внутри песчаных пустынь (рис. 10). Глинистые частицы, принесенные иногда из соседних с пустыней областей ветром, а чаще водой во время паводков, быстро уплотняются. выпадающая на поверхность такыра дождевая вода не проникает в глубину, она скапливается, образуя обширные, но очень мелкие временные озера. Поверхностный слой глины на дне такого озера сильно разбухает. Озеро в условиях засушливого климата быстро исчезает, обнажившаяся разбухшая поверхность такыра теряет воду, высыхает и при этом сокращается в объеме, в связи с чем образуются многочисленные трещинки высыхания, разбивающие поверхность такыра на многоугольники. Трещины эти часто забиваются песком или пылью, но на гладкой поверхности такыра ветер обычно не дает скапливаться песку, сдувая его. Вот почему даже среди песчаных пустынь такыры хорошо сохраняются.

Шоры, или солончаковые пустыни – наиболее безжизненный вид пустынь. Их поверхность покрыта корочкой соли, или вытянутой вместе с испаряющейся водой из глубины, или оставшейся на месте высохшего или периодически высыхающего озера. Роль ветра в этих пустынях сводится к выдуванию солей и пыли с поверхности шора.

Адыры, или лёссовые пустыни, покрыты лёссом или суглинками, выдуваемыми из каменистых пустынь или намытыми водой из прилежащих к пустыне гор, и чаще всего располагающиеся по периферии пустынь. Примером адыров могут служить полупустынные предгорья Средней Азии в Гиссарской и Ферганской долинах. Воды, стекающие во время весеннего снеготаяния и дождливых сезонов по поверхности адыров, обычно расчленяют ее густой системой ветвистых оврагов, так что их рельеф чаще всего неровный.

Экологическая роль эоловой деятельности. Эоловая деятельность обычно наносит вред хозяйству и причиняет ущерб здоровью человека. В результате ее деятельности уничтожаются плодородные земли, выносятся и засыпается почва, разрушаются и засыпаются хозяйственные и жилые постройки, транспортные коммуникации, массивы зеленых насаждений и т. д. Как свидетельствуют археологические и геологические данные, значительная часть современной Сахары – Ливийская пустыня – немногим более 5 тыс. лет назад была плодородным краем. Здесь располагались озера, текли полноводные реки. Однако нарушение экологического равновесия привело к тому, что наступающие с юга пески превратили ее в пустыню. Ряд районов Средней Азии, Закаспия и Калмыкии в настоящее время подвергается нашествию песков. Пески засыпают сады и огороды, дома, водоемы. При этом понижается уровень грунтовых вод, и люди вынуждены уходить с обжитых мест. Интенсивно развивающаяся дефляция на Украине уничтожает огромные площади посевов. В поселениях, расположенных на окраинах современных пустынь, вследствие корразии быстро мутнеют стекла, стены домов покрываются царапинами и трещинами, на каменных фундаментах и памятниках появляются бороздки.

Разработаны специальные меры по защите от эоловой деятельности. Пассивные методы борьбы направлены на закрепление эоловых отложений. На движущихся барханах, дюнах и на всем пространстве перемещающихся песков высаживают деревья и кустарники. Корни их скрепляют рыхлые образования, а сам растительный покров защищает коренные породы от прямого действия ветра.

К числу активных мер защиты от эоловой деятельности относятся те, благодаря которым ослабляется ветровое воздействие. На пути преобладающего направления ветра строятся преграды, которые ослабляют его силу и изменяют направление. Для борьбы с ветрами-суховеями создаются специальные посадки – лесозащитные полосы. Они в значительной степени уменьшают силу ветра, ограждают поля и сады от песчаных потоков и снижают разрушающую (дефляционную) способность ветровых потоков.

Глава 2 ГИДРОСФЕРА

Гидросфера – это водная оболочка Земли, которая включает в себя Мировой океан, воды суши (реки, озера, ледники, болота и т.д) и подземные воды. Площадь гидросферы составляет 70,8% от площади поверхности земного шара, тогда как ее объем – всего около 0,1% объема планеты.

§9. Рельеф дна Мирового океана.

В настоящее время рельеф дна Мирового океана может быть схематично охарактеризован приводимыми ниже данными о площадях, занятых разными глубинами, в процентах к общей площади дна океана: от 0 до 200 м – 8%; от 200 до 2440 м – 11%; от 2440 до 6000 м – 78%; от 6000 до 10000 м – 3%.

Таблица 3

Распределение воды в гидросфере Земли (по М.И.Львовичу)

Части гидросферы	Объем, тыс. км ³	% от общего объема
Мировой океан	1 370 323	93,96
подземные воды, всего	60 000	4,12
ледники	24 000	1,65
озера	280	0,019
почвенная влага	85	0,006
водяные пары в атмосфере	14	0,001
речные воды	1,2	0,0001
Вся гидросфера	1 454 703,2	100

Средняя глубина океана принимается в 4500 м. На рис. 11 те же соотношения изображены графически в виде кривой, получившей название гипсографической, или батиграфической кривой. На ней четко вырисовываются два наиболее распространенных уровня морского дна с глубинами соответственно от 0 до 200 м и от 3 до 5 км, т. е. близкими к средним глубинам океана. Сравнение этой кривой с картой показывает, что первая из них соответствует зоне относительного мелководья, опоясывающей в виде подводной площадки побережья всех континентов, то сильно расширяясь, то суживаясь. Эта область получила название материковой отмели, или шельфа. Шельф почти везде ограничен со стороны моря довольно крутым подводным уступом – материковым склоном, или уступом шельфа, с глубинами от 200 до 3000 м. Последний спускается к области глу-

бин, соответствующих нижнему уровню гипсографической кривой и занимающих большую часть океанических впадин.

Эта часть донной области получила название ложе океана (глубина от 3000 до 6000 м). Наконец, среди ложа океана имеются отдельные, обычно узкие и вытянутые впадины с глубинами, превышающими 6 км. Они соответствуют узкому пику наиболее глубоко опущенной части гипсографической кривой и носят название океанических впадин (желобов).

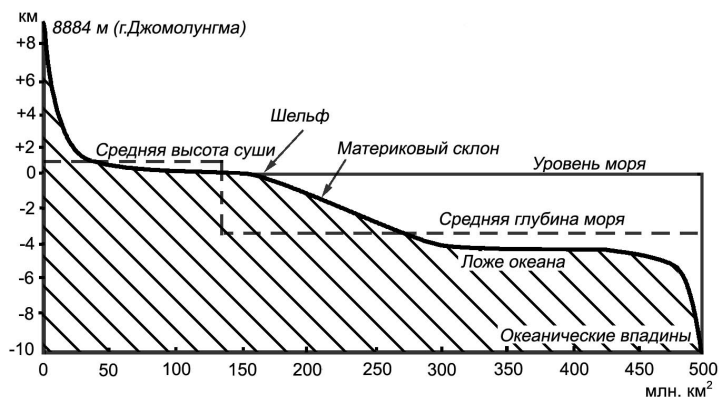


Рис. 11. Гипсографическая кривая земной поверхности

Эти четыре основных геоморфологических элемента приблизительно соответствуют зонам морского дна, отличающимся различной физико-географической обстановкой, а следовательно, особыми условиями накопления осадков и разными условиями обитания организмов. Этими зонами являются (рис. 12): неритовая, соответствующая материковой отмели, в которой выделяется литоральная подзона, затопляемая во время прилива и освобождающаяся от воды во время отлива; батинальная, лежащая в пределах материкового склона; абиссальная, охватывающая ложе океана и океанические впадины.

1. Материковая отмель, или шельф, является прибрежной полосой дна Мирового океана и естественным продолжением под водой низменной суши, затопленной морскими водами. Шельф окаймляет все материки и острова материкового происхождения, но бывает различной ширины в зависимости формы и происхождения берегов. У крутых берегов он едва достигает нескольких километров; у отлогих берегов, примыкающих к обширным низменностям на суше, ширина шельфа увеличивается до сотен километров, а местами превышает даже 1000 км. Общая площадь шельфа составляет 27,5 млн. км². Глубина дна в его пределах обычно не превышает 200 м вплоть до бровка шельфа, от которой начинается мате-

риковый склон. Однако на некоторых участках дна бровка шельфа обывает опущена до глубины 500 и даже 1000 м (Охотское море). Происхождение шельфа обычно связывают с тектоническими опусканиями края материка. Другой возможной причиной затопления морем низменностей суши являются общие, так называемые эвстатические колебания уровня моря, то повышающегося, то понижающегося в связи с изменением абсолютно-го количества воды в Мировом океане. Такие колебания могут быть результатом образования или массового таяния материковых льдов в связи с изменениями климата. Подсчитано, что от растопления льдов, покрывающих территорию Антарктиды, Гренландии и горных областей суши, уровень Мирового океана поднимется на 50 м. Наоборот, в течение четвертичного периода, охватывающего последний миллион лет истории Земли, из-за сильного похолодания климата испарявшаяся с поверхности океанов вода консервировалась на континентах в виде мощных (1–2 км) покровов материкового льда, занимавшего огромные площади. Льдами тогда была покрыта большая часть Европейского и Северо-Американского материков, вплоть до Северной Украины и среднего течения р. Миссисипи.

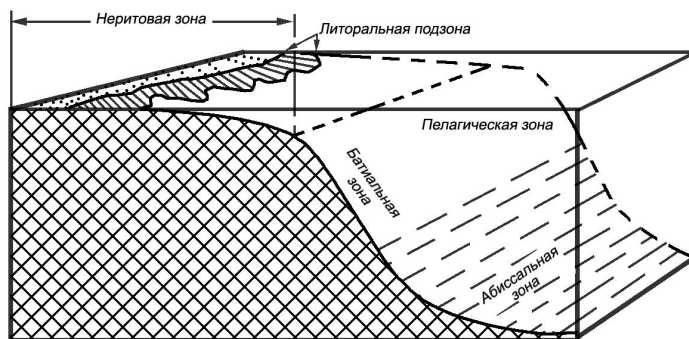


Рис. 12. Зоны моря

На поверхности материковой отмели до сих пор сохранились ясные следы формирования ее рельефа и осадков в наземных, или субаэральных условиях. Еще Ф.Нансенom в 1904 году на дне Баренцева моря было установлено существование древних затопленных долин рек Печоры, Сев. Двины и др. На дне Карского моря наблюдаются продолжения долин рек Оби и Енисея, также затопленных морем в недавнем прошлом. На дне Баренцева моря описаны ныне затопленные береговые уступы, вырезанные морским прибоем вдоль края древней суши. В Карском море и на шельфе Атлантического океана у берегов США, описаны отложения и

рельеф, образованные в результате деятельности континентальных ледников, и т. д. Еще более ярким примером может служить шельф современного Северного моря, отделяющего острова Великобритании от Дании и Скандинавии. Почти в центре его, на отмели Доггер-банк, были обнаружены затопленные торфяники и остатки поселений древнего человека.

2. Материковый склон или уступ шельфа – это наклонная поверхность дна моря, соединяющая бровку шельфа с ложем Мирового океана. Поверхность склона расположена в пределах глубин от 200 до 3000 м, а его площадь равна 38,7 млн. км², или 11% всей площади дна Мирового океана. Поверхность склона значительно наклонена, в отдельных случаях уклон ее достигает 20 и даже 45°. На поверхности материкового склона сохраняются следы его существования в условиях суши – подводные долины, имеющие характер каньонообразных врезов, глубина которых превышает в некоторых случаях 1 км. На дне этих каньонов иногда встречаются древнеаллювиальные осадки. Существуют и другие признаки, указывающие на принадлежность материкового склона вместе с материковой отмелью к единому геоморфологическому целому – древнему континентальному массиву. Некоторые участки материкового склона из-за большого угла наклона поверхности бывают лишены рыхлых осадков, сползающих под влиянием силы тяжести.

3. Ложе Мирового океана. Судя по приведенной выше батиграфической кривой, ложе Мирового океана представляет собой вторую выровненную поверхность дна, более низкого гипсографического уровня и значительно более обширную по площади по сравнению с материковой отмелью. Верхним пределом ее считают обычно глубины 2000–3000 м и больше. В некоторых случаях к этой области океана причисляют и океанические впадины, лежащие на глубине свыше 6000 м, но с геологической точки зрения последние правильнее будет рассмотреть отдельно. По площади ложе занимает 78% всего дна Мирового океана, или 288,8 млн. км², т. е. является основной его частью. Поперечник Тихого океана, измеряемый по широте, превышает местами 10 тыс. км, из них на долю ложа приходится более 9 тыс. км.

Поверхность дна ложа Мирового океана далеко не везде выровнена. Наряду с обширными, почти горизонтальными равнинами, средние уклоны в пределах которых не превышают первых десятков минут, на его поверхности существуют и весьма контрастные формы рельефа. В этом отношении рельеф ложа во многом сходен с рельефом суши.

На дне океана известны высокие горные хребты, или целиком погребенные под уровнем воды, или выступающие на поверхность моря в виде отдельных островов или четкообразно вытянутых архипелагов. Наиболее известными и высокими горными хребтами являются: Центральный Ат-

лантический, Центральный Индийский, горный хребет Ломоносова в Северном Ледовитом океане и др., протяженность которых измеряется тысячами километров. Эти подводные горные массивы сильно расчленены, увенчаны остроконечными вершинами. Существуют и плосковерхие горы, например в западной части Тихого океана, и целые подводные плато с крутыми склонами, примером которых может служить Азорское плато в середине Атлантического океана. Обнаружены обширные отрицательные элементы дна; помимо рассматриваемых ниже океанических впадин, сюда относятся обширные котловины (Северо-Тихоокеанская и др.).

4. Океанические желоба занимают сравнительно небольшую площадь дна Мирового океана, составляя всего 3% от его общей поверхности. Они представляют собой узкие, удлинённые впадины на дне океана, протяженность которых измеряется иногда сотнями километров при относительно небольшой ширине. Желоба простираются обычно вдоль цепей и дуг островов вулканического происхождения или вдоль гористых побережий континентов. Особенно ярко такое сочетание выражено на окраине Тихого океана, в северо-западной части Индийского океана и др. Глубина дна желобов достигает десяти с лишним километров. Наиболее глубокими из них являются: в Тихом океане – Марианская (11500 м), в Индийском океане – Яванская (7450 м), в Атлантическом океане – Филиппинская (10530 м). Возникновение резкого контраста в рельефе дна между океаническими желобами, и прилежащими к ним горными хребтами островных дуг и побережий континентов связано с геологически недавними и продолжающимися и сейчас тектоническими движениями земной коры, о чем более детально будет сказано ниже.

§10. Моря

Под морями понимают участки океанов, отчлененные от них полуостровами и островами или глубоко вдающиеся в сушу и соединенные с открытым океаном лишь узкими проливами. При таком понимании термина «море» нельзя называть морями такие крупные водоемы, как Каспийский и Аральский, так как они со всех сторон окружены сушей и не имеют связи с океаном. Поэтому многие считают, что они являются только крупными озерами, хотя на всех картах они и названы морями. Это название, однако, оправдано с точки зрения истории происхождения этих бассейнов. В сравнительно недавнем геологическом прошлом Аральский и Каспийский бассейны имели связь с Мировым океаном через проливы в районе современных ложбин Узбоя и Манычей. Эта связь с океаном неоднократно прерывалась и возобновлялась. То же самое наблюдалось и в Черноморском бассейне,

отнесение которого к категории морей ни у кого не вызывает возражений. Всего несколько тысяч лет назад Черное море было лишено связи со Средиземным морем. Дарданельский пролив был закрыт, и оно временно превратилось в совершенно замкнутый бассейн, наподобие современного Каспия.

Согласно классификации морей, предложенной Ю.М.Шокальским, различают два основных типа морских бассейнов: моря *окраинные*, или *шельфовые* и моря *средиземноморского* типа.

Моря первого типа расположены по окраинам океанов и имеют с ними широкое сообщение, будучи отделены полуостровами и островами, или просто являются крупными заливами, вдающимися в область суши. Предполагаются эти моря обычно в пределах материковой отмели, почему и называются также шельфовыми. Глубина их обычно незначительна, измеряется чаще всего несколькими десятками метров (в пределах 200 м, редко до 500 м). Типичными бассейнами такого типа являются моря шельфа Северного Ледовитого океана.

Второй тип морей – средиземноморский, может быть рассмотрен на примере морей Средиземного, Черного, Красного и др. В отличие от морей окраинных, они располагаются внутри континентов, однако не все внутриматериковые бассейны могут быть причислены к средиземноморскому типу. Второй и более важной особенностью рассматриваемого типа морей является их значительная глубина, что видно из следующих данных:

Средиземное море, западная впадина – 3 150 м;

Средиземное море, восточная впадина – 4594 м;

Красное море – 2 604 м;

Черное море – 2 243 м.

Указанные величины имеют порядок океанических глубин и объясняются происхождением впадин средиземноморских бассейнов. В геологическом прошлом большинство перечисленных морей, кроме Красного, входило в состав единого обширного глубокого бассейна, известного в геологии под названием океана Тетис.

§11. Химический состав и физические свойства морской воды

В воде океанов присутствуют почти все химические элементы, известные на Земле и входящие в Таблицу химических элементов Д.И.Менделеева. Однако в количественном отношении в составе морской воды резко преобладают только четыре химических элемента: кислород, водород, хлор и натрий, на долю которых приходится 99,5% по весу. Содержание растворенных в морской воде химических элементов и соединений, ее соленость определяются или в весовых процентах, или в про-

миллях (1‰). Средняя соленость морской (океанической) воды равна 35‰. Это значит, что в 1 л (1 кг) воды содержится 35 г солей (табл. 4).

Распределение солености. Степень солености воды в океанах мало отличается в разных их частях. Наибольшая соленость (37‰) наблюдается в районах, лежащих в обоих полушариях под 20–30° широты. Это соответствует засушливой зоне Земли, расположенной в области действия планетарных пассатных ветров. В экваториальной полосе океана соленость снижается до 34‰, вследствие периодически выпадающих здесь обильных тропических ливней. В приполярных широтах соленость воды океана также снижается до 33 и даже до 31‰, что связано с таянием льдов. В общем, однако, она отклоняется всего на 2–4‰ от средней солености, принимаемой за 35‰. В морях, разобщенных с океаном, соленость воды гораздо более изменчива и зависит от интенсивности испарения, определяемой климатом, стоком пресных вод с континента и прочими условиями.

Таблица 4

Средняя химическая характеристика морской воды

Название солей	Содержание солей	
	в граммах на 1 л воды	в вес. %
Хлориды:		
Хлористый натрий (NaCl)	27,2	77,8
Хлористый магний (MgCl ₂)	3,8	10,9
Сульфаты:		
Сернокислый магний (MgSO ₄)	1,7	4,7
Сернокислый кальций (CaSO ₄)	1,2	3,6
Сернокислый калий (K ₂ SO ₄)	0,9	2,5
Углекислый кальций (CaCO ₃)	0,1	0,3
Бромистый магний (MgBr ₂)	0,1	0,2
Всего	35,0	100,0

Моря, расположенные в зоне пассатов, характеризуются повышенной соленостью. Например, Средиземное море в западной части имеет соленость 37‰. В восточных областях того же бассейна соленость повышается до 39‰. Другим примером ненормально высокой солености являются воды Красного моря, в которое не впадает ни одной реки с окружающей пустынной суши. На юге его соленость еще близка к солености прилегающих участков Индийского океана и равна 39‰, но на севере, в Суэцком и Акабском заливах, она достигает 41‰, а зимой повышается даже до 52‰. Зависимость солености внутренних морей от климата и притока пресных вод особенно хорошо иллюстрируется на примере Черного моря. Несмот-

ря на сообщение со Средиземным морем, этот бассейн имеет соленость всего лишь 18‰, или половинную по отношению к норме для океана. Зависит это, с одной стороны, от более холодного климата, а следовательно, и меньшей испаряемости воды, с другой стороны, от того, что Черноморский бассейн опресняется такими мощными речными артериями, как Дунай, Днестр, Днепр, Дон, Кубань. Подобные же причины влияют и на опреснение Балтийского моря. Соленость его воды на западе составляет 7‰, а в Ботническом и Финском заливах падает до 4–5‰. В восточном окончании Финского залива, близ Санкт-Петербурга, в так называемой «Невской губе» или в «Маркизовой луже», она понижается даже до 1‰.

В некоторых замкнутых бассейнах соленость воды в разных их частях изменяется еще резче. Классическим примером подобного рода является Каспийское озеро-море. В настоящее время Каспий является в целом не настоящим соленым, а лишь солоноватым бассейном. Однако в разных его частях соленость неодинакова. Близ устьев крупных рек – Волги, Урала, Терека, Куры – море на больших пространствах опреснено (7,5‰). В северо-восточной части Каспия, под влиянием нагона юго-западными ветрами воды, поступающей из р. Урала, море бывает настолько пресным, что местные жители употребляют морскую воду для хозяйственных нужд, а иногда и для питья. На юге Каспия вода имеет соленость 15‰. В заливе Кара-Богаз-Гол соленость достигает 186‰, т. е. такой величины, при которой уже начинается выпадение из воды некоторых растворимых солей (мирабилита $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$). Этот залив располагается в условиях засушливого климата, почти совсем лишен питания пресной водой и, будучи связан с Каспийским морем мелким и узким проливом, является громадным естественным испарителем морской воды. Особенно интенсивная садка соли происходит в зимнее время, когда растворяющая способность воды становится пониженной из-за падения ее температуры.

Содержание газов в морской воде. В морской воде всегда растворены различные газы. Большая часть из них проникает в воду из атмосферы, с которой морские воды находятся в тесном взаимодействии. Это подтверждается химическим родством состава газов, образующих атмосферный воздух и растворенных в морской воде, что видно из следующих данных (цифры округлены):

Содержание в объемных %:	атмосфера	гидросфера
N_2 –	79	65
O_2 –	21	36

Хотя относительное содержание главных газов атмосферы – азота и кислорода – несколько различно, но порядок цифр остается тот же. Общее количество растворенных в воде газов зависит от температуры и давления, увеличиваясь при понижении температуры и при увеличении давления.

Поэтому, как правило, наблюдается уменьшение содержания газов от полюсов к экватору; если в высоких широтах в 1 л воды содержится до 8 см³ газа, то у экватора его содержание падает до 5 см³.

Особенно важно содержание в воде кислорода, определяющего возможность жизнедеятельности большинства морских организмов. Полной нормой насыщения воды кислородом считают 6,41 см³/л – максимально возможное содержание в морской воде при солёности 3‰ и температуре 10°C. При таком насыщении вода не отдаёт и не поглощает кислород; это состояние называют 100% насыщенностью. Если исходное содержание кислорода соответствует этой норме, то при повышении температуры будет перейден предел насыщения и вода начнет отдавать кислород.

Поглощение кислорода из воздуха поверхностным слоем воды происходит при полной ее неподвижности очень медленно путем диффузии. Взмывание воды при волнении резко увеличивает его поглощение. Проникновению кислорода на глубину способствует перемешивание воды вертикальными конвекционными токами и циркуляционными течениями, всегда существующими в морях. Поступление кислорода в морскую воду из воздуха не является единственным путем пополнения его запасов. Увеличение или уменьшение его содержания связано также с процессами жизнедеятельности организмов. Поглощается кислород из воды при дыхании всеми организмами, как животными, так и растительными. Кроме того, кислород расходуется на разложение отмерших остатков организмов и при процессах окисления, протекающих в водной среде.

Увеличение содержания свободного кислорода происходит в процессе фотосинтеза, осуществляемого растительными организмами. Морские водоросли, поглощая энергию солнечных лучей при помощи хлорофилла, разлагают растворенную в воде углекислоту и из содержащегося в ней углерода и других неорганических соединений создают органические вещества, из которых построено их тело. При этом освобождается кислород, растворяющийся в морской воде. В сезоны максимального развития водорослей, в средних и высоких широтах приходящиеся на лето, вода насыщается кислородом, содержание которого достигает 180% от максимальной нормы. Зимой относительное содержание кислорода в поверхностном слое воды падает до 80–90%.

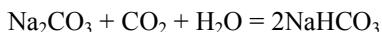
Кроме азота и кислорода, в морской воде содержатся и другие газы, из которых наиболее важны углекислый газ и сероводород.

Углекислота, как и кислород, попадает в морскую воду в основном из атмосферы, проникая в толщу воды путем диффузии и захвата при волнении. Иногда углекислый газ поступает в толщу морской воды, выделяясь при извержениях вулканов непосредственно на дне моря. Наконец, он образуется в воде и в результате процессов дыхания населяющих ее орга-

низмов. Количество свободной углекислоты в океане в 15–30 раз больше, чем в атмосфере. Вследствие этого океан является своего рода резервуаром, регулирующим распределение этого газа в воздушной и водной оболочках Земли. Более холодные полярные воды поглощают углекислоту легче, чем теплые приэкваториальные. Поэтому в полярных районах углекислота переходит из атмосферы в океан, а в районах тропиков происходит выделение углекислоты в атмосферу. В морской воде углекислота содержится не только в свободном виде, но и в химически связанном – в форме карбонатов и бикарбонатов. Между свободной, карбонатной и бикарбонатной углекислотой в морской воде имеется сложное подвижное равновесие, так как количество бикарбонатов зависит от количества свободной CO_2 , а при изменении условий часть их может перейти в карбонаты. Например, при нагревании воды может произойти реакция:



И, наоборот, при более низкой температуре карбонат натрия может вновь соединиться со свободной углекислотой, если ее достаточно в растворе, и образовать бикарбонат:



Бикарбонат кальция $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, как соль слабой и непрочной угольной кислоты, также легко разлагается с выделением углекислого газа, воды и образованием карбоната кальция (CaCO_3), и вновь соединяется с углекислотой.

Эти обратные реакции имеют большое значение и как регуляторы содержания свободной углекислоты в растворе, и как причина обогащения донных осадков карбонатами Ca и Mg. Последние гораздо хуже растворимы, чем бикарбонаты, и при реакции выделения свободной углекислоты легко выпадают в осадок.

Сероводорода в большинстве случаев в морской воде нет, но в глубоких слоях некоторых замкнутых морских бассейнов он присутствует в больших количествах. Наиболее ярким примером подобного бассейна является Черное море. Здесь лишь верхний слой воды мощностью 200 м содержит кислород в достаточном для поддержания жизни количестве. Ниже этой кислородной зоны вплоть до наибольших глубин (более 2000 м) располагается зона сероводородного заражения. Сероводород является сильным восстановителем, поэтому кислород здесь отсутствует, процессы окисления не происходят, а следовательно, и нет обычного дыхания. Здесь нет никаких организмов, кроме некоторых анаэробных бактерий, способных жить при отсутствии свободного кислорода. Поэтому большая часть толщи воды в Черном море является почти безжизненной.

Наличие в морской воде азота и кислорода хорошо объясняется проникновением воздуха в воду, или аэрацией воды. Наличие же сероводоро-

да требует, очевидно, совершенно иного объяснения. После работ ряда исследователей и, в частности А.Д.Архангельского, установлено, что источниками сероводорода в нижней зоне Черного моря могут быть:

1) процесс восстановления сульфатов до сульфидов с помощью анаэробных бактерий;

2) восхождение этого газа с больших глубин литосферы, где он образуется в магматических очагах (ювенильный сероводород) как продукт дегазации магмы;

3) разложение остатков организмов, главным образом мелких животных и растений, плавающих в верхних слоях воды.

Подобные же условия сероводородного заражения возможны и в других морских водоемах. В настоящее время установлено, что всюду, где вертикальное перемешивание толщи воды ослаблено или отсутствует хотя бы в отдельные сезоны года, и запасы кислорода в придонной области не восстанавливаются, на глубине появляется сероводород.

Хотя и в меньшей степени, чем в Черном море, это явление в отдельные сезоны года наблюдается, например, в глубоководной впадине Южного Каспия, в некоторых глубоких и узких заливах Атлантического побережья Норвегии (фьордах) и даже в Оманском заливе Индийского океана, свободно сообщаемом с открытым морем.

Появление анаэробных условий в морской среде интересно с геологической точки зрения потому, что при этом органическое вещество, поступающее на дно моря и входящее в состав образующегося здесь осадка, разлагаясь в отсутствие свободного кислорода, преобразуется в битумы, по составу близкие к нефти.

Прозрачность. Прозрачность воды, измеряемая глубиной проникновения солнечных лучей, зависит от нескольких причин. Среди них главнейшей является поглощение и рассеяние света молекулами воды и растворенных в ней веществ, а также взвешенными в воде минеральными частицами, пузырьками газа и микроорганизмами.

Особенно сильно влияет на прозрачность воды примесь глинистой мути. Естественно, что очень много такой мути у берегов континентов и островов, размываемых прибоем волн. У берегов Черного и Средиземного морей в тихую погоду ясно видно, что окраска воды не везде одинакова. Вдали от берега вода окрашена в фиолетово-синий цвет и она просвечивает на большую глубину, так как взвешенных в ней частиц сравнительно мало. Ближе к берегу вода приобретает зеленоватый, аквамаринный цвет, в непосредственной близости от берега – бледно-аквамаринный. Здесь она уже загрязнена взвешенными механическими примесями в виде глинистых частиц и мелких известковистых обломков раковин морских животных. В тропических морях вблизи коралловых островов на большом расстоянии от берегов

иногда можно наблюдать окрашивание воды в молочно-белый цвет. Такую воду называют даже «коралловым молоком». Во время шторма у берегов, сложенных легко размываемыми глинами, в полосе прибоя вода становится грязно-коричневой. Дальше в глубь моря следует полоса зеленого цвета, и лишь на большом удалении от берега муть исчезает и море становится таким же синим и прозрачным, как в тихую погоду.

Особенно значительно загрязнение морской воды механическими примесями против устьев крупных рек. Это явление очень хорошо можно наблюдать с самолета. Так, например, прозрачные синеватые воды Каспийского моря против устьев крупных рек – Волги, Куры и других, становятся мутными на многие десятки километров от берега за счет буровато-серых глинистых частиц, приносимых речными водами с континента. В сравнительно небольших и мелководных внутренних морях, принимающих в себя много рек, выносящих большое количество муты, последняя не успевает осесть на дно даже в центральных частях бассейна, так как волны взмучивают всю толщу воды до самого дна. В этих случаях вода малопрозрачна даже посередине моря и часто имеет зеленоватый (Балтийское море), беловатый (Белое море) или даже желтый цвет (Желтое море у берегов Китая).

Изучение прозрачности морской воды представляет большой практический и теоретический интерес. Чем чище и прозрачнее вода, тем на большую глубину проникает в нее солнечный свет. От этого зависит, до какой глубины могут жить водоросли, являющиеся источником пищи для всего живого населения моря. Особенно большое значение это имеет для населяющих дно организмов, скелеты которых входят в состав осадков, влияя на облик образующихся из них горных пород.

Наблюдения за прозрачностью воды производятся различными методами. В настоящее время для изучения прозрачности воды и глубины проникновения в нее света применяется сложная аппаратура в виде различных систем гидрофотометров, в которых с помощью искусственного электрического света и фотоэлементов определяют степень рассеяния света на той или иной глубине. С помощью этих методов удалось установить, что свет проникает в толщу морской воды на сравнительно ограниченную глубину. В средних и высоких широтах, даже при большой прозрачности воды, более или менее хорошо освещено морское дно лишь до 200 м, т. е. в пределах шельфа. В субтропиках и тропиках, где солнце стоит выше и его лучи падают почти отвесно, эта глубина повышается местами до 500 и даже 800 м. Но глубже 1500 м самые чувствительные фотопластинки не реагируют на свет даже после многочасовой экспозиции, т. е. здесь господствует полный мрак.

Разные области спектра поглощаются водной средой с различной интенсивностью. Зеленые и синие лучи поглощаются и рассеиваются в воде

меньше, чем желтые и оранжевые. Поэтому с глубиной меняется не только степень освещенности, но и спектральный состав света. В очень прозрачных морях до глубины около 50 м освещение зеленое, на глубинах около 180 м оно сменяется ясно-синим, на глубине 300 м – слабым черновато-синим. В связи с этим меняются и преобладающие окраски растений и животных, нередко окрашенных в тона, дополнительные к тону освещения.

Температура. В верхних слоях океанической воды температура в среднем за год закономерно убывает от экватора к полюсам – от $+25^{\circ}\text{C}$ до нуля и даже до $2-3^{\circ}\text{C}$ ниже нуля. В то же время она также закономерно изменяется и с глубиной. Поверхностный слой воды (до глубины 200–300 м) имеет постоянную температуру, меняющуюся по сезонам года, а в верхних 10–20 м также в течение суток. Амплитуда колебания температуры в этом слое находится в зависимости от температурного режима климатических поясов. Поверхностный нагрев распространяется на глубину в результате перемешивания воды течениями и волнениями. Последние, как будет видно из дальнейшего изложения, проникают на глубину, не превышающую 200 м. Этот слой воды получил название возмущенного слоя.

В низких широтах ниже возмущенного слоя температура убывает по вертикали вначале закономерно и довольно быстро. С глубины около 1 км темп снижения температуры сокращается. Ниже 1–1,3 км располагается область выравненных и очень низких температур, близких к температуре воды наибольшей плотности (рис. 13).

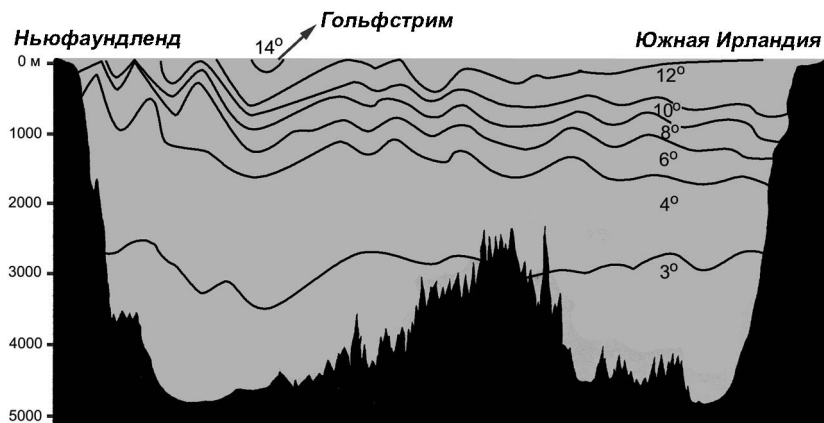


Рис. 13. Распределение температур в толще воды между Северной Америкой и Европой. Черное – океаническое дно, на котором хорошо выделяется срединно-океанический хребет

Современные представления о строении гидросферы в вертикальном разрезе можно изобразить в следующем виде:

1. Зона возмущений – до глубины 200–300 м. Температура меняется, достигая временами $+16-25^{\circ}\text{C}$. Зона проявления ветровых движений воды (волнения и течения).

2. Тропогидросфера – до глубины 1300 м. Температура равномерно падает. Течения и вертикальная циркуляция гораздо слабее.

3. Стратогидросфера – глубже 1300 м. Температура постоянная и с глубиной почти не меняющаяся. Движения воды очень незначительны.

Изложенные закономерности распределения температур океанических вод, дают только самую общую картину. Они сильно осложняются системой течений, перемешивающих толщу воды в океане.

От этой схемы существенно отличается термический режим многих морей, особенно внутренних. Хорошим примером может служить сравнение температур на глубинах Средиземного моря и прилегающей к нему части Атлантического океана. Средиземное море отделено от океана узким Гибралтарским проливом, представляющим собой относительно мелководный порог, который предотвращает возможность обмена водами на большой глубине. Глубинные холодные воды Атлантического океана лишены возможности проникать в морской бассейн. В связи с этим Средиземное море, расположенное в области засушливого и теплого климата зоны пассатов, прогревается до больших глубин – даже в его придонных слоях (на глубинах до 4 км) температура достигает $13,5^{\circ}\text{C}$. Еще более прогреты глубины Красного моря, расположенного среди жарких пустынь Северной Африки и Аравии. В нем на глубинах до 2000 м температура не опускается ниже $21,5^{\circ}\text{C}$, тогда как в соседнем Индийском океане на той же глубине она равна всего $2,5-3^{\circ}\text{C}$.

Плотность воды. Под плотностью воды понимают ее вес при температуре взятия пробы, отнесенный к весу дистиллированной воды при температуре 4°C . Средняя плотность океанической воды несколько выше, чем у дистиллированной, и достигает в поверхностных зонах 1,02. С глубиной плотность воды возрастает в связи с понижением температуры и увеличением давления. Увеличение плотности морской воды с глубиной вызывает торможение вертикального перемешивания или конвекции. Однако на глубине возникают не только вертикальные, но и горизонтальные перемещения масс воды, направленные параллельно поверхности дна от областей с повышенным давлением в области с пониженным давлением. Это так называемые ползучие течения. Они возникают потому, что давление в разных частях океана неодинаково даже на одних и тех же глубинах в связи с различиями температур и солености воды.

§12. Динамика гидросферы

Выше уже упоминалось о движениях морских вод, возникающих под влиянием разницы температур и давлений. Однако этого недостаточно, чтобы получить ясное представление о всей сложной динамике гидросферы. Важнейшей стороной геологической деятельности моря является именно воздействие движущейся морской воды на берега и дно, выражающееся в разрушении слагающих их горных пород, превращении последних в сыпучие массы обломков, начиная от крупных глыб до песка и мелких глинистых частиц включительно, в переносе и переотложении этого обломочного материала и накоплении за его счет толщ новых горных пород. Все движения, возникающие в толще океанических и морских вод, могут быть объединены в три основные группы: волнения, течения, приливы и отливы.

Волнение возникает в основном от воздействия ветра на поверхность воды. Среди волн различают: местные, или возбужденные, и свободные. В отличие от первых, возникающих в областях проявления штормов, свободные волны распространяются за пределы области их возбуждения. К ним относится так называемая зыбь, наблюдающаяся на поверхности моря в тихую безветренную погоду вдали от района, в котором бушует шторм. Независимо от того, являются ли волны возбужденными или свободными, вдали от берега в открытом море они всегда относятся к категории колебательных волн. Особенностью этого типа волн является движение частиц воды только в вертикальной плоскости, при отсутствии поступательного движения в горизонтальном направлении. Частицы воды в таких волнах испытывают вращательное движение по замкнутым траекториям, близким к окружностям. В результате профиль поверхности волны приобретает форму кривой, приближающейся к так называемой *трохоиде* – кривой линии, описываемой точкой окружности, катящейся без трения по горизонтальной прямой. Волна является лишь внешним выражением колебаний частиц воды и, подобно звуковым волнам, движется вперед, хотя сама среда, в которой она распространяется, поступательного движения не имеет. В этом легко убедиться по плавающим предметам, которые то поднимаются на гребень очередной волны, то опускаются в ложбину между волнами, но с места не сдвигаются.

У берегов или в области мелководья наблюдается другая картина. Здесь колебательная волна может превратиться в поступательную. При этом волнением захватывается вся толща воды до самого дна, происходит торможение движения частиц из-за трения и деформации формы трохойды. Нарушается правильная круговая форма траекторий движения частиц, превращающихся постепенно в эллипсы, а затем в еще более вытянутые

формы. Частицы нижней части водной толщи обгоняют частицы, находящиеся в верхней части волны, волна опрокидывается и с силой ударяется о берег, разбиваясь о скалы или заливая низменное побережье на многие десятки метров, образуя так называемый заплеск. В итоге она производит большую разрушительную работу, как бы подрезая постепенно береговой откос на уровне воды. Это явление носит название абразии.

Если вблизи берега располагается тянущаяся параллельно берегу мель, называемая баром, прибой волн гасится. Над баром волны опрокидываются, образуя пенистые буруны и до берега докатываются обессиленными. Таким образом, бары являются естественной защитой берега от разрушения волнами.

В гидротехнической практике для защиты берегов и портовых сооружений от разрушения их волнами прибегают к искусственному сооружению волногасителей по системе баров.

Помимо ветров, возбудителями волн могут быть подводные землетрясения и подводные извержения вулканов. Они проявляются реже, но волны, возникающие под влиянием этих причин, достигают иногда значительно больших величин, чем ветровые. Так, в 1755 году в Лиссабоне при землетрясении возникла волна высотой до 20 м. Обрушившись на набережную города, она произвела катастрофическое разрушение зданий. Подобные волны в Японии получили название цунами. У восточного побережья Азии цунами достигают высоты 30 м.

Эффект волнения. Волны чаще всего возникают под влиянием ветра, поэтому величину или эффект волнения удобнее всего сопоставить с силой ветра. Если силу ветра оценивать по двенадцатибалльной шкале, то элементы волны (длина и высота) при среднем и максимальном (штормовом) ветрах будут выражаться в следующих величинах (табл. 5).

Таблица 5

Изменение элементов волны при разных скоростях ветра

Элементы волны	Скорость ветра	
	5 баллов	12 баллов
Высота, или амплитуда	4–4,5 м	10–15 м
Длина	60 м	500–800 м
Скорость движения частиц	8–10 м/сек	35 м/сек
Период волны	6,5 сек	23 сек

Из таблицы, построенной на основании эмпирических данных, видно, что длина волны превосходит ее высоту в 10–15 раз, т. е., что волны пологи. Установлено, что на глубине, равной длине волны, скорость частиц уменьшается до $1/_{512}$. Таким образом, если примем длину волны в 60 м, а скорость в 10 м/сек, то на глубине 60 м скорость движения частиц будет достигать

всего $10/_{512}$, или 1,9 см/сек, т. е движение, сообщенное частицам воды ветром, здесь будет ничтожным. Принимая во внимание, что штормовые ветры не так уж часты, легко прийти к заключению, что на глубине, превышающей 200 м, волнение ощущается редко. Волнения, вызываемые ветрами, достигают дна моря лишь в области шельфа. С геологической точки зрения это очень существенный вывод для оценки условий существования донных морских животных и условий накопления осадков в различных зонах. В батимальной и абиссальной зонах царит вечный покой.

Течения – это поступательные движения водных масс, горизонтально или вертикально направленные, возникающие под влиянием ветров и в результате различия плотности воды. В зависимости от причины возникновения различают следующие главнейшие типы течений:

Дрейфовые, или нагонные, возникающие под действием ветра, дующего постоянно или длительно в одном направлении.

Компенсационные, или стоковые, возникающие в результате выравнивания уровня воды в океане, нарушенного нагонами воды (например, в каком-нибудь заливе).

Конвекционные – вертикальные движения водных масс, возникающие вследствие выравнивания плотностей воды (изменение плотности воды может быть связано с неравномерным ее нагревом в различных областях).

Барогradientные течения возникают в результате изменения атмосферного давления и направлены из области пониженного в область повышенного давления.

Смешанные течения, формируются под влиянием различных причин, возникающих в разных частях потока.

Если волнение гидросферы представляет собой мощный фактор разрушения суши и в меньшей мере является агентом переноса и сортировки разрушенного материала, то геологическое значение течений заключается главным образом в этом виде работы моря. Мелкие обломки, взвешенные в воде, транспортируются течениями на многие десятки и сотни километров, вызывая часто появление терригенного материала на дне открытого пространства моря. Еще большее значение течения имеют при транспортировке животных и растительных организмов, способствуя миграции их на очень большие расстояния. Наконец, течения играют большую роль в распределении температуры воды и в доставке кислорода с поверхности на большие глубины, обеспечивая тем самым существование там организмов.

Какова скорость течений и объем масс воды, увлекаемых ими? Экваториальное течение от берегов Африки на запад направляется в Атлантический океан со скоростью до 4 км/час. За сутки массы воды перемещаются на расстояние до 50–100 км. Здесь же формируется одно из наиболее мощных течений Атлантического океана – *Гольфстрим*. Это течение при

выходе из Мексиканского залива имеет скорость до 9 км/ч (220 км/сут.). Ширина его в этом месте достигает 72 км, глубина – 700 м. Часовой расход составляет 91 млрд. т, что превышает соответствующий расход р. Невы в 76 000 раз. На удалении от Мексиканского залива ширина Гольфстрима значительно возрастает. Указанные скорости течений определены в поверхностных слоях воды. Вследствие внутреннего трения скорости течения с глубиной постепенно падают.

Механизм возникновения течений. Рассмотрим условия возникновения течения под воздействием ветра на примере Гольфстрима (рис. 14). Приэкваториальная область находится под воздействием пассата. От высоких широт к экватору, со стороны обоих полюсов, направляются массы воздуха. Направление пассатов расположено под углом 45° к экватору: в северном полушарии пассат дует с северо-востока на юго-запад, в южном – с юго-востока на северо-запад. По закону Кориолиса морское течение возникает под углом 45° к направлению ветра, т. е. пассаты в обоих полушариях вызывают течение, направленное вдоль экватора с востока на запад. Северное экваториальное течение в Атлантическом океане достигнув восточного берега Южной Америки, делится на две ветви, направляющиеся вдоль восточного берега Южной Америки к северу и югу. Ветвь северного экваториального течения является Гольфстримом.

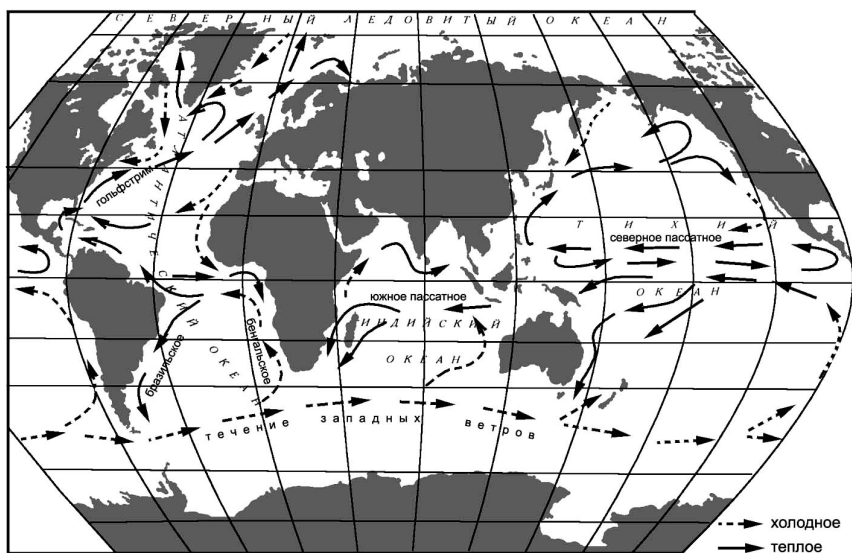


Рис. 14. Схема важнейших течений Мирового океана

Таким образом, в приэкваториальной части Гольфстрим представляет собой типичное дрейфовое течение. К северу от экватора он, омывая группу Антильских островов, входит в Мексиканский залив, где благодаря нагону воды уровень моря повышается. Это порождает вторую часть течения Гольфстрима, осуществляющегося уже по типу компенсационного. Из Мексиканского залива течение устремляется через пролив между п-вом Флорида и о-вом Куба, на северо-восток к берегам Европы, где в свою очередь разветвляется на две части северную, направляющуюся в Северный Ледовитый океан, и южную – к западному побережью Африки. Последняя ветвь в дальнейшем вливается в северное экваториальное течение. Если проследить по карте за намеченными выше путями движения Гольфстрима, то окажется, что они окружают центральную часть северной половины Атлантического океана, в которой создаются условия относительного покоя водных масс. Здесь развито огромное количество водорослей, служащее местом пастбища многих морских животных. Это так называемое Саргассово море.

Рассмотренный случай механизма возникновения и преобразования морского течения довольно типичен и позволяет считать, что различные типы морских течений тесно связаны и могут переходить друг в друга.

Приливы и отливы. Земля испытывает притяжение других тел Солнечной системы, проявляющееся в виде так называемой возмущающей силы. Наибольшей возмущающей силой обладают ближайшие к Земле планеты, Луна и крупнейшее тело системы – Солнце. Действие остальных планет на Землю незначительно и практически может не приниматься в расчет. В результате воздействия Луны и Солнца, на Земле возникают явления прилива и отлива. Сущность их заключается в том, что уровень океана в одном и том же месте строго периодически (через 6 час) то поднимается, то опускается. Следовательно, прилив и отлив в данной точке поверхности океана сменяются за сутки четыре раза. В некоторых местах колебания уровня воды в океане достигают больших размеров. Так, разница между уровнями полной и малой воды в бухте Фанди (Атлантическое побережье Канады) равна 15,4 м, что соответствует примерно высоте четырехэтажного дома.

Рассмотрим это явление на примере системы Земля – Луна. Точки, расположенные на поверхности Земли, находятся под влиянием трех сил, различных по происхождению, напряженности и направленности.

Первая из них – сила тяжести – везде направлена к центру Земли и в данном случае считается постоянной. Вторая сила – притяжение к центру Луны – неодинакова по напряженности в различных точках поверхности земного шара. В точках, обращенных к Луне (сторона а на рис. 15), она наибольшая, на противоположной стороне (сторона б) – наименьшая. Это обусловлено различной удаленностью точек земной поверхности от центра

Луны и вытекает из закона Ньютона, гласящего: «Две частицы с массами «м» и «М» взаимно притягиваются с силой, пропорциональной произведению этих масс и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними».

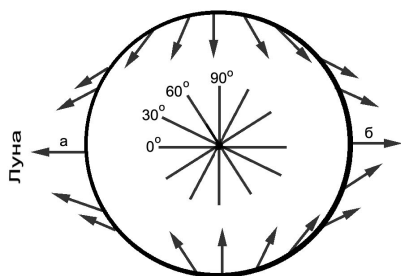


Рис. 15. Схема образования приливов и отливов. Сложение сил в различных точках поверхности Земли (по В.В.Шулейкину)

Можно вычислить, насколько уменьшается сила лунного притяжения при переходе от точки земной поверхности, обращенной к Луне (а), к точке, лежащей на противоположной стороне Земли (б), т. е. удаленной от Луны на два земных радиуса. Расстояние между центрами Луны и Земли составляет около 60 земных радиусов, а отношение между силой лунного притяжения в обоих случаях можно найти по формуле:

$$\frac{1}{59^2} \div \frac{1}{61^2} = \frac{1}{3481} \div \frac{1}{3721} = 1,07.$$

Таким образом, сила лунного притяжения в точке «б» в 1,07 раз меньше, чем в точке «а».

Третья сила – центробежная возникает в результате вращения Земли. Явление возникновения центробежной силы, рассматриваемое в специальных курсах астрофизики, представляется сложным, и всесторонний анализ его в данном курсе был бы неоправдан. В явлениях приливов и отливов решающими будут не центробежные силы, возникающие благодаря суточному вращению Земли вокруг своей оси, а силы, вызванные движением Земли вокруг общего с Луной центра тяжести. Этот центр расположен на расстоянии 0,7 величины радиуса Земли от ее центра. Центробежные силы всюду параллельны и обращены в сторону, противоположную Луне. Наибольшее напряжение центробежных сил проявляется на противоположной Луне поверхности Земли. Здесь центробежные силы преобладают над силами притяжения к Луне и их равнодействующая направлена поэтому в сторону, противоположную Луне. Результирующие силы, действие которых равнозначно действию суммы сил всех трех родов, изображены на рис. 15 в виде стрелок, длина которых пропорциональна величине каждой из них, а направление соответствует направлению так называемой приливообразующей силы.

Из рисунка видно, что на двух взаимно-противоположных сторонах Земли одновременно возникают явления приливов, но силы, их вызывающие, различны: в точке «а» преобладает действие силы лунного притяжения, в точке «б» – силы центробежной. Явления отливов в полюсных частях схемы вызваны преобладанием сил тяжести над силами второго и третьего рода. Приливная волна следует за движением Луны, несколько отставая от нее. Тенденцию к описанной деформации испытывают одновременно как гидросфера, так и литосфера. Однако у твердой оболочки эффект деформации от явления прилива будет очень мал. Иначе происходит с жидкой оболочкой. В ней эффект приливного действия Луны, вычисляемый математически, равен подъему уровня воды на 563 мм. Аналогичный эффект приливного действия Солнца равен подъему уровня воды на 246 мм. Таким образом, приливы Луны больше приливов Солнца в 2,2 раза.

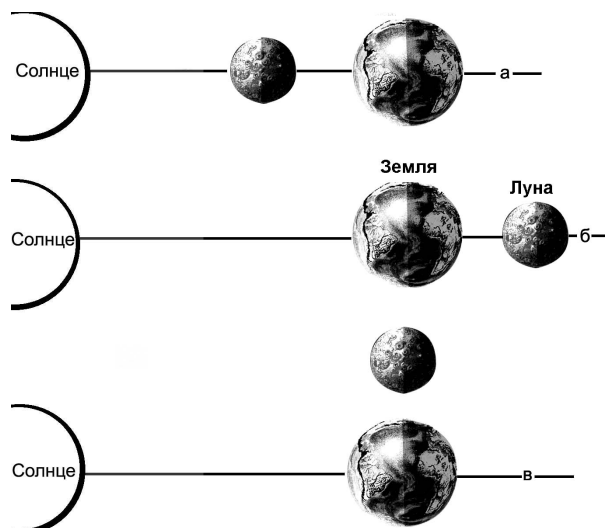


Рис. 16. Положение Солнца и Луны в сизигии (а, б) и квадратуре (в)

Явления приливов в земной гидросфере не всегда бывают одинаковой силы. Это зависит от взаимного расположения Земли, Луны и Солнца. Максимум приливной волны бывает в сизигии, т. е. при таком расположении, когда все три небесных тела находятся на одной прямой (рис. 16). В этом случае силы притяжения Солнца и Луны суммируются. Такое положение планеты занимают два раза в лунный месяц: в новолуние и полнолуние.

Минимум приливной волны бывает в квадратуре Луны, когда линия, соединяющая центры Луны и Земли, располагается перпендикулярно к

линии Земля – Солнце. Приливообразующие силы в сизигии в 3 раза больше, чем в квадратуре. Максимальные величины прилива и отлива выражаются теоретически вычисленными цифрами (в м): прилив – 0,37, отлив – 0,18, амплитуда – 0,55. Эти величины соответствовали бы действительно наблюдаемым, если бы гидросфера Земли представляла собой сплошной и ровный слой воды. Однако вследствие неравномерного распределения суши и моря на земном шаре явления приливов и отливов оказываются очень сложными. Величины приливов часто в пределах одного и того же океана подвержены значительному колебанию.

Для примера приведем величины прилива в различных точках Атлантического океана. Величина прилива, близкая к теоретически вычисленной, наблюдается у о-ва Вознесения – 0,6 м; у о-ва Св. Елены – 0,8 м; в Северном море, у Лондона, близ устья р. Темзы – 5 м. Еще большей величины прилив достигает на западе Великобритании – 12 м, на Атлантическом побережье Франции – 12,4 м; у Кольского побережья – 5 м; в Охотском море – 11 м. Максимальной величины прилив достигает у Атлантического побережья Северной Америки – 16,2 м, что в 30 раз превышает теоретически вычисленную величину. В морях средиземноморского типа величина прилива значительно меньше. В таких бассейнах, как Черное и Каспийское моря, прилив практически не ощущается.

Каково же геологическое значение приливов и отливов? Как геологический фактор, этот тип движения гидросферы во многом уступает волнению. Во время прилива вода медленно прибывает в течение шести часов, затем также медленно спадает, и суша непосредственно почти не испытывает разрушения. Если же с приливом совпадает волнение, то разрушение берега прибоем волн будет происходить на разных уровнях и общий его эффект заметно усилится. Ощутимая геологическая работа приливно-отливной волны наблюдается лишь в ограниченном количестве пунктов побережий. В узких горловинах бухт, при спаде приливной волны могут происходить значительный размыв дна и вынос в открытое море донных осадков. Действием этого вида движения воды объясняется отсутствие морских осадков на дне Ламанша и в других местах. Явлению прилива приписывают огромную роль в эволюции животного мира. В литоральной зоне моря, характеризующейся периодическим смачиванием и осушением поверхности дна во время приливов и отливов, в прошлом, вероятно, произошло приспособление морских организмов сначала к попеременному дыханию жабрами и легкими (двоякодышащие формы), а затем и приспособление к наземному способу существования. Таким образом, литораль является как бы трамплином, помогшим животным в отдаленном прошлом выйти на сушу из колыбели жизни – моря.

§13. Геологическая деятельность океанов и морей

Разрушительная деятельность моря. Разрушение берегов и прибрежной полосы морского дна происходит под действием следующих факторов: гидравлического удара волн; многочисленных ударов обломков горных пород волнами и химического воздействия морской воды на горные породы. Разрушительную деятельность морских вод называют абразией. При сильных штормах сила удара океанских волн может достигать 40 т/м^2 , что приводит не только к разрушению берегов, но и к обрушению огромных масс горных пород. Основной удар морской воды во время шторма с наибольшей силой происходит в основании крутого скалистого берега, где возникает так называемая волноприбойная ниша, над которой остается карниз нависающих пород (рис. 17). При многократном воздействии штормовых волн волноприбойная ниша разрастается и наступает момент, когда происходит обрушение пород. Волны захватывают обломки обрушенного карниза и перераспределяют их вдоль берега. После обрушения берег вновь представляет собой отвесный обрыв, который называют *клифом* (от нем. «клифф» – обрыв). Такой процесс разрушения берега длится довольно долго и с каждым разом возникают все новые и новые волноприбойные ниши. В результате этого процесса берег отступает в сторону суши, оставляя за собой слабо наклоненную подводную абразионную террасу, или *бенч*. Он или целиком состоит из скальных пород, или местами покрывается тонким слоем продуктов разрушения берега. Под действием волн обломки горных пород находятся в постоянном движении. Они перекатываются, окатываются, дробятся и постепенно превращаются в гальку, гравий и песок. Чем дольше воздействуют волны на обломки, тем большую окатанность они приобретают. Между подводной абразионной террасой и береговым обрывом возникает пляж – полоса различной ширины, покрытая галькой, гравием или песком. В ходе развития берега ширина пляжа увеличивается. Крупными волнами часть обломочного материала уносится за пределы абразионной террасы и откладывается в виде подводной осыпи. Это является началом образования подводной аккумулятивной террасы.

Скорость разрушения берегов и их отступления зависит от ряда факторов и прежде всего от состава горных пород, слагающих скалистые берега. Она может колебаться от первых десятков сантиметров до нескольких метров в год. Особенно легко и быстро разрушаются и отступают берега, сложенные рыхлыми или слабо сцементированными породами. Берега, сложенные кристаллическими породами, разрушаются медленно.

Энергия волн на широких мелководьях гасится и происходит не абразия, а осуществляются перенос и аккумуляция осадков. Такие берега в отличие от абразионных называют аккумулятивными.

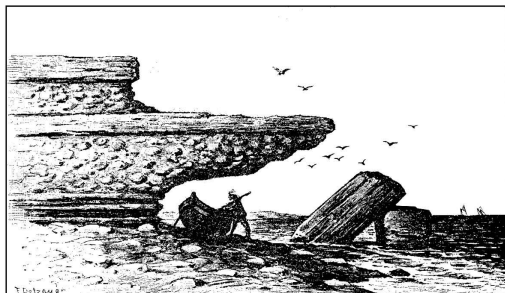
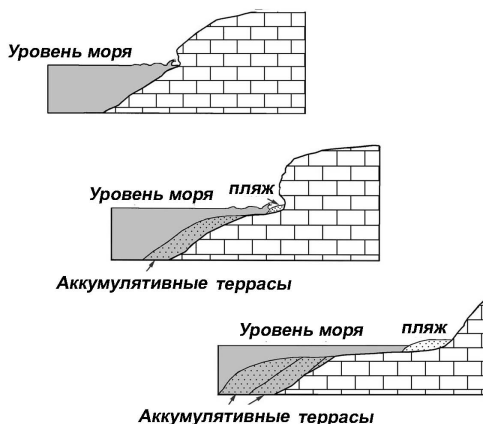


Рис. 17. Морской берег на Готланде (по М.Неймайру) и схема последовательного отступления берега при абразии



В каждом морском бассейне имеются как абразионные, так и аккумулятивные берега. От их расположения и соотношения зависит степень расчлененности береговой линии. Когда в береговых обрывах выходят различные по твердости и структурно-текстурным особенностям горные породы и берег интенсивно разрушается, то береговая линия становится извилистой, возникают мысы, вдающиеся в море, и бухты, врезанные в глубь суши. Примером сильно расчлененного

извилистого берега моря является Южный берег Крыма.

К особой категории относятся крупные аккумулятивные формы, называемые барами, представляющие собой длинные полосы, поднятые над уровнем моря и протягивающиеся параллельно берегу на десятки и сотни километров. Они сложены песчано-гравийно-галечным, а местами песчано-ракушечным и ракушечным материалом. Ширина баров достигает 30 км, а высота – первых десятков метров. Бары нередко частично или полностью отделяют от открытого моря заливы или лагуны. Самые крупные бары существуют в Мексиканском заливе, а также вдоль береговой полосы Берингова и Охотского морей.

Накопление морских осадков. Одним из самых важных геологических процессов, которые наблюдаются в пределах Мирового океана, является накопление или аккумуляция осадков. Обломочный материал приносится с суши реками, ветром или образуется в результате абразионной деятельности самого моря. Кроме обломочного материала в морских бассейнах

накапливаются хемогенные и биогенные осадки. Сложнейший процесс осадконакопления называют седиментацией, или *седиментогенезом*. Методика исследований морских осадков и отложений позволяет на основе изучения состава и закономерностей распространения современных морских и океанических осадков восстанавливать физико-географические условия и палеогеографические обстановки геологического прошлого. По историко-геологическим и палеогеографическим данным территория современных материков неоднократно покрывалась эпиконтинентальными и окраинными морями, а на месте современных горных хребтов и массивов в геологическом прошлом существовали океанические просторы, в которых протекали интенсивные процессы аккумуляции осадков, сохранившиеся в виде толщ разнообразных осадочных пород.

Процесс осадкообразования в морях и океанах начинается с подготовки осадочного материала на просторах континентов, которые являются основными источниками сноса обломочного материала, т. е. областями преимущественной денудации. Подготовка материала к транспортировке в бассейны стока, каковыми являются моря и океаны, начинается с процессов выветривания, деятельности поверхностных и подземных вод, эоловых процессов, деятельности ледников и других геологических факторов. Следующим этапом формирования осадков является перенос или транспортировка обломочного и растворенного материала.

По данным А.П.Лисицына, с континентов ежегодно в Мировой океан поступает 25,33 млрд. т осадочного материала. В их число входят:

- твердый сток рек – 18,53 млрд. т;
- сток растворенных веществ – 3,2 млрд. т;
- ледниковый материал – 1,5 млрд. т;
- эоловый материал – 1,6 млрд. т;
- материал, полученный в результате абразии берегов и дна – 0,5 млрд. т;
- вулканогенно-пирокластический материал – около 2 млрд. т.

Как видно из приведенных данных, основными поставщиками осадочного материала в моря и океаны являются реки. При этом около 7 млрд. т ежегодно поставляется реками преимущественно тропических областей: Гангом, Амазонкой, Брахмапутрой, Миссисипи, Хуанхэ, Янцзы и др. Примерно одинаковое количество обломочного материала разной величины приносится в моря и океаны ледниками и ветром. Вулканогенный материал поступает в Мировой океан в результате действия наземных и особенно подводных вулканов.

Важную роль в процессах седиментогенеза играют биогенные процессы. Живущие в морях и океанах организмы строят свои скелеты из растворенных солей, поступающих с суши и главным образом из CaCO_3 и кремнезема. Биогенный вклад в баланс осадочного материала в Мировом

океане оценивается примерно в 1,7–1,8 млрд. т ежегодно. Вместе с тем не надо забывать, что в Мировой океан поступает и космогенный материал в виде метеоритной пыли. Количество космогенного материала оценивается в 0,01–0,08 млрд. т в год. Таким образом, суммарный баланс осадочного материала, поступающего разными путями в Мировой океан, ежегодно составляет около 30 млрд. т.

Генетические типы донных осадков Мирового океана. По происхождению и вещественному составу выделяют несколько типов морских осадков:

- терригенные, образовавшиеся за счет разрушения горных пород суши и сноса их в морские водоемы;
- хемогенные, осаждающиеся непосредственно из морских вод химическим путем;
- биогенные, или органогенные, возникшие на дне моря в результате скопления органических остатков;
- вулканогенные, образовавшиеся за счет продуктов извержения надводных и подводных вулканов;
- полигенные – осадки, возникшие в результате совместной деятельности вышеперечисленных процессов.

При формировании донных осадков в морских бассейнах существуют определенные закономерности в их распределении. На образование одних из них влияют глубины морских бассейнов и рельеф дна, на другие воздействуют гидродинамические обстановки (волнения, приливно-отливные явления, поверхностные, глубинные и донные течения), состав третьих определяется вещественным составом поступающего осадочного материала, накопление четвертых строго определяется биологической продуктивностью, а пятые связаны с деятельностью вулканов.

По данным морских геологов состав донных осадков определяется:

- климатической зональностью;
- вертикальной зональностью, связанной с изменением глубины;
- циркумконтинентальной зональностью, вызванной удаленностью от континента или крупных островных поднятий.

Каждая климатическая зона характеризуется как температурными условиями и темпом водообмена между атмосферой и океаном, так и формированием определенного состава осадков. Так, в условиях полярного (холодного) климата преобладают грубые ледниковые и айсберговые (*аккумуляторные*) отложения. В тропическом и экваториальном поясах, где на суше в условиях высоких температур и влажности интенсивно протекают процессы химического выветривания и реками выносятся пелитовый (глинистый) материал, формируются глинистые, хемогенные и биогенные осадки. Распределение и главное – состав биогенных осадков на дне морей

и океанов, также связаны с климатической зональностью.

Вертикальная зональность проявляется в изменении размера обломочного материала. По мере увеличения глубины и ослабления подвижности вод, размер материала уменьшается. В значительной степени вертикальная зональность обуславливает особенности карбонатных и биогенных осадков. В частности, карбонатные осадки могут распространяться только до определенных глубин. Ниже критической глубины, которая носит название *глубины карбонатной компенсации*, карбонатные осадки растворяются.

Циркумконтинентальная зональность определяет интенсивность поступления осадочного материала в различные части морского водоема, учитывая степень удаленности континента. Чем он ближе и чем сложнее и выше его рельеф, тем большее количество обломочного вещества доставляется реками.

Терригенные осадки представляют собой обломочный материал, в котором слагающие его зерна или обломки имеют разную величину. Этот материал приносится с континентов различными экзогенными факторами. Наиболее широко терригенные осадки распространены вдоль морских побережий, в пределах подводных окраин и на континентальном склоне, но присутствуют в том или ином количестве во всех частях Мирового океана, даже в его центральных абиссальных частях.

При поступлении обломочного материала в Мировой океан происходит его механическая дифференциация, которая заключается в распределении обломочных частиц в соответствии с существующими гидродинамическими условиями, глубиной и расстоянием от суши. Она выражается в смене размерности осадков по крупности зерен от грубых песчано-гравийно-галечных до тонких песчано-глинистых и существенно глинистых. В зависимости от размера выделяют:

- грубообломочные осадки или псефиты (от греч. «псефос» – камешек) – глыбы, валуны, галька, гравий;
- песчаные осадки или псаммиты (от греч. «псамос» – песок);
- алевроитовые (от греч. «алевра» – пшеничная мука);
- глинистые осадки или пелиты (от греч. «пелос» – глина).

В зависимости от физико-географической обстановки, определяющей степень поступления и распределения осадочного материала и развития органической жизни, морские осадки принято делить на несколько групп:

- осадки прибрежные, или литоральные (от лат. «литоралис» – берег);
- осадки области шельфа, или сублиторальные; эту область также называют неритовой;
- осадки материкового склона и его подножия, или батимальные (от греч. «батис» – глубина);
- осадки ложа Мирового океана, или абиссальные (от греч. «абиссос» – бездна).

Достаточно часто наблюдается следующая картина распределения обломочных осадков. Грубообломочные разновидности распространены в литоральной зоне, в сублиторальной области их сменяют песчаные и песчано-алевритовые осадки, затем следуют алевропелитовые в батимальной зоне, а самые тонкие – пелитовые – распространены в абиссальной. Однако такая схема является идеальной и действительное распределение морских осадков может существенно отличаться от нее. К примеру, в местах распространения низменных побережий, небольшой глубины шельфа и весьма слабого гидродинамического режима в пределах пляжа вместо грубообломочных и песчаных осадков могут распространяться глинистые отложения, а пески могут встречаться даже в батимальной области, т.е. на больших глубинах в местах действия сильных глубинных и придонных течений.

Кроме того, довольно часто идеальная схема механической дифференциации осложняется многими факторами, среди которых главными являются:

- неровности рельефа в области шельфа;
- приток рек в различных климатических зонах неодинакового по составу и объему осадочного материала;
- действие морских течений и волнения моря;
- гравитационные подводные процессы – оползни и мутьевые потоки.

Крупные подводные оползни возникают периодически на материковом склоне, в результате чего в его нижней части и особенно в пределах материкового подножия возникают мощные оползневые тела с холмисто-западинным типом рельефа.

Мутьевые (суспензионные) потоки являются весьма мощным динамическим фактором подводного перемещения осадочного материала. Они состоят из разжиженными иловыми осадками, которые в силу слабого сцепления с дном на склонах подводных гор, хребтов и особенно материкового склона не удерживаются и устремляются вниз. Скорость перемещения таких осадков тем больше, чем круче склон. Мутьевые потоки устремляются по подводным долинам и каньонам, которые в большом количестве прорезают материковый склон, а местами и глубокую часть шельфа. По мере движения мутьевые потоки производят значительную донную и боковую эрозию, а там, где их скорость затухает, у подножия материкового склона, они отлагают переносимый ими материал, представленный глубоководными тонкими пелитовыми или органогенными осадками. Это хорошо отсортированные алевритовые и слегка песчаные илы с характерной градационной слоистостью. Отложения мутьевых потоков называют *турбидитами*. Такие осадки формируются в абиссальных частях Мирового океана и глубоководных желобов.

Айсберговые (ледовые) осадки. Такие осадки особенно широко развиты

в приантарктической и северной полярной частях Мирового океана. Обломочный материал выносится шельфовыми ледниками и айсбергами на некоторое, иногда весьма значительное расстояние от континента. При постепенном перемещении и таянии айсбергов обломочный материал, захваченный ледниками, опускается на дно. Характерной особенностью этих осадков является широкое распространение среди тонких глубоководных осадков толщ валунно-щебеночного и дресвяного, песчано-щебеночного и песчано-алевритового материала с включениями валунов и щебня. Такие осадки еще называют *акваморенами*, так как они обладают определенным сходством с моренными, но в отличие от них накопились на морском или океанском дне, причем иногда на значительном удалении от берега. Айсберговые (ледовые) осадки окаймляют берега Антарктиды почти сплошным шлейфом шириной от 300 до 1200 км при средней ширине 500–700 км.

Органогенные (биогенные) осадки широко распространены в различных зонах Мирового океана, начиная с шельфа и кончая абиссальными областями. Глубина океанов и их гидродинамика, а также климатическая зональность определяют развитие той или иной биогенной системы. Большое значение имеет состав органического мира, ведь органогенные осадки состоят в большей степени, из раковин отмерших организмов. Разнообразные животные и водоросли в процессе жизнедеятельности извлекают различные химические соединения, которые идут на построение скелета. В основном это CaCO_3 , SiO_2 и в меньшей степени P_2O_5 . Для шельфовых областей большое значение имеют организмы, строящие скелеты и панцири из карбонатов – это моллюски, иглокожие, мшанки, кораллы, бентосные фораминиферы, водоросли и др. Шельфовые органогенные карбонатные осадки представлены ракушечниками, органогенными известняками и мергелями, коралловыми рифами и продуктами их разрушения.



Рис. 18. Известняк-ракушечник

Ракушечники представляют собой скопления целых или раздробленных раковин моллюсков и других организмов с твердым карбонатным скелетом (рис. 18). Их гранулометрический состав зависит от размеров раковин и степени их сохранности. Наибольшее развитие карбонатные ракушечные осадки имеют в пределах шельфа аридных, экваториальных и тропических областей. Этому способствует значительное поступление терригенного материала, достаточно высокая тем-

пература морской воды и спокойный гидродинамический режим, которые обеспечивают сохранность известковых раковин. В прохладных водах океана ракушечники встречаются в виде отдельных небольших пятен и только в тех местах, где существуют стабильные колонии моллюсков.

Важное значение имеют *коралловые рифы*. Они образуются за счет жизнедеятельности кораллов и водорослей. Фактически это кораллово-водорослевые рифы, в биоценоз которых входят различные моллюски, мшанки, иглокожие, фораминиферы и другие организмы, извлекающие из воды известь. Современные коралловые рифы распространены исключительно в тропических и экваториальных водах, реже они встречаются в субтропических водах Тихого и Индийского океанов и в Карибском море Атлантического океана. Критическими температурами, при которых кораллы не развиваются, являются, с одной стороны, 18–19°C, а с другой – 34–35°C. Наиболее благоприятные условия для развития кораллового биоценоза наблюдаются в водах со среднегодовой температурой 22–25°C. Другими лимитирующими факторами выступают глубина и прозрачность воды. Колониальные кораллы и существующие совместно с ними в биоценозе организмы развиваются в прозрачных и чистых водах. Нижний предел глубины существования рифобразующих организмов составляет 50–70 м. Для развития колониальных кораллов, а следовательно и коралловых рифов, требуются воды, насыщенные кислородом и известью, и нормальная или близкая к нормальной соленость морской воды (32–38‰). Таким образом, в распределении коралловых рифов наблюдается четкая приуроченность к определенным климатическим зонам и глубинам.

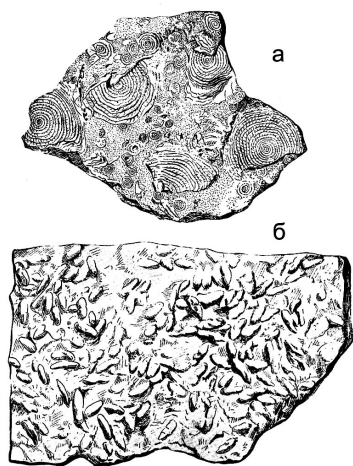


Рис. 19. Образцы фораминиферовых пород: а – нуммулитовый известняк, б – фузулиновый известняк

Планктоногенные осадки. Наибольшим распространением пользуются планктоногенные карбонатные осадки. В Тихом океане они занимают 36% площади, в Индийском – 54%, а в Атлантическом – 68%. По преобладанию скелетных образований они подразделяются на фораминиферовые, кокколитофоридовые и птероподовые.

Фораминиферовые осадки, состоят из раковин простейших одноклеточ-

ных организмов – фораминифер с известковым скелетом (рис. 19). Размеры раковин составляют от 50 до 1000 мкм. Эти организмы парят в толще океанских вод на глубинах 50–1200 м. После отмирания их скелеты медленно опускаются на дно, образуя различные по гранулометрическому составу осадки, главным образом песчано-алевритовые или алевропелитовые карбонатные, в которых количество CaCO_3 колеблется от 30 до 99%. Они распространены на глубинах от 3000 до 4700 м. Ниже, в холодных недонасыщенных CaCO_3 водах океана карбонатные скелеты фораминифер растворяются и сменяются кремнистыми или полигенными осадками. Для карбонатного осадконакопления глубины 4500–4700 м являются критическими.

Кокколитофоридовые осадки. Эти осадки образуются за счет скопления пластинок известковых водорослей кокколитофорид, обладающих микроскопическими размерами – от 5 до 50 мкм. В большинстве случаев образуются смешанные кокколитофоридово-фораминиферовые осадки с различным соотношением этих организмов.

Птероподовые осадки. Они состоят из остатков пелагических планктонных моллюсков – птеропод, обитающих в теплых тропических и мелководных хорошо прогретых водах океанов, в Средиземном и Красном морях до глубин первых сотен метров. Раковины птеропод состоят из арагонита (кристаллической разновидности карбоната кальция). Вследствие своей легкой растворимости птероподовые осадки встречаются значительно реже, чем все вышеперечисленные на глубине не более 2200 м, в основном это смешанные птероподово-фораминиферовые осадки.

Диатомовые осадки. Кроме карбонатных планктонных, в Мировом океане распространены кремнистые осадки. Они встречаются в прохладных и холодных водах океанов и на глубинах, превышающих глубину карбонатной компенсации. Все они состоят из остатков кремнистых раковин диатомей и радиолярий. Диатомовые осадки образуются в результате накопления кремнистых панцирей диатомовых водорослей (диатомей), широко распространенных в холодных водах приполярных областей. Диатомовые осадки образуют непрерывный пояс вокруг Антарктиды шириной от 300 до 1200 км.

Радиоляриевые осадки состоят из простейших планктонных организмов – радиолярий, скелетные образования которых построены из кремнезема (рис. 20). Иногда вместе с радиоляриями, особенно в пограничных районах теплого и холодного климатов, встречаются радиоляриево-диатомовые осадки. По гранулометрическому составу в зависимости от размера и степени сохранности скелетов радиолярий и диатомей, различаются алевропелитовые и пелитовые разновидности. Радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые осадки встречаются на дне котловин ниже критических глубин карбонатного накопления. На батимальных и абиссальных

глубинах органогенные кремнистые осадки чередуются с красными глубоководными глинами.

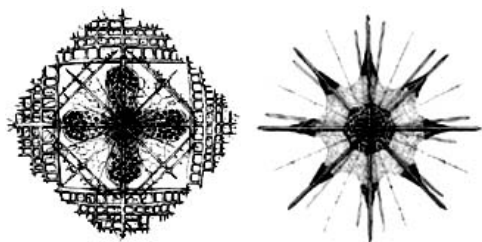


Рис. 20. Радиоярири

Полигенные осадки. К ним относится «красная» глубоководная глина, обладающая разными оттенками красного и коричневого цветов. Она распространена на абиссальных глубинах. В Тихом океане она занимает около 50%, в Атлантическом и Индийском – около 35% площади дна. Содержание в ней пелитовой фракции достигает 98%. Она состоит из нерастворимого остатка органогенных карбонатных осадков, вулканогенного пеплового материала, тонкодисперсных частиц терригенного материала, приносимого реками, пылеватых частиц эолового происхождения, метеоритной пыли и биогенного материала – зубов акул, слуховых косточек китов и др. Скорость осаждения пелитовых частиц красной глубоководной глины очень мала и составляет около 1 мм за 1000 лет.

Хемогенные (химические) осадки. Они распространены как в пределах шельфа, так и в глубинах Мирового океана. Среди хемогенных осадков наибольшее распространение имеют карбонаты, затем гипсы и ангидриты, каменная и калийная соли. Наиболее благоприятные условия для осаждения CaCO_3 создаются при достаточно высокой температуре главным образом в мелководных зонах и заливах, в окраинных морях, лагунах барьерных рифов и атоллов. При небольшой глубине вода прогревается до дна, а обильно растущая растительность поглощает CO_2 , тем самым нарушая карбонатное равновесие. Это вызывает перенасыщенность вод CaCO_3 , что приводит к его осаждению. Карбонат кальция выпадает в виде мелких шариков, называемых оолитами (от греч. «οο» – яйцо, «литос» – камень), из которых после цементации образуются оолитовые известняки. Иногда хемогенные карбонаты накапливаются в виде известнякового мелкозернистого песка или ила.

Фосфориты. Местами в пределах шельфа и прилегающей части континентального склона наблюдается подъем глубинных и подземных вод. В этих частях склона встречаются залежи фосфоритов. Фосфориты образуются в виде конкреций на глубинах в зоне шельфа и прилегающей части

континентального склона. Наиболее благоприятны для образования фосфоритов зоны дивергенции и подъема глубинных вод (апвеллинга), обогащенных фосфором.

Эвапориты. В мелководных заливах и окраинных морях, располагающихся в областях жаркого засушливого климата, в результате интенсивного испарения увеличивается соленость вод. Это приводит к осаждению галогенов и сульфатов. Примером такого типа осадконакопления в современную эпоху является Красное море и залив Кара Богаз Гол (Каспийское море). В последнем соленость в 20 раз превышает минерализацию вод Каспийского моря. При перенасыщении происходит выпадение солей – мирабилита или глауберовой соли – $(\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O})$, бишофита – $\text{CaNa}_2(\text{SO}_4)_2$ и др., в результате чего формируются осадки, называемые эвапоритами.

Железомарганцевые конкреции. В области шельфа среди терригенных и карбонатных осадков нередко встречаются руды Fe и Mn. Их образование на дне водоемов связано с приносом реками в коллоидном состоянии гидроксидов железа и марганца. Они встречаются в глубоководных областях Мирового океана, а также в пределах котловин окраинных и внутриконтинентальных морей. Наибольшее количество железомарганцевых конкреций наблюдается в Тихом океане, где имеются участки дна, почти на 50% покрытые слоем конкреций. Чаще всего они встречаются в областях распространения «красных» глубоководных глин. Железомарганцевые конкреции представляют собой неправильной формы образования, чаще всего от 2 до 5 см в диаметре. Они имеют практическое значение не только как потенциальные руды железа и марганца, но и как руды кобальта и никеля, содержание которых в конкрециях достигает первых процентов. Запасы железомарганцевых конкреций на дне Мирового океана исчисляются многими сотнями млрд. т.

Преобразование осадков в осадочные породы. Накопившийся на морском или океанском дне осадочный материал, с течением времени постепенно превращается в плотные горные породы. Этот процесс изменения осадков и превращения их в осадочные горные породы, т. е. процесс окаменения или литификации, называется *диагенезом* (от греч. «диагенезис» – перерождение). Первичный морской осадок является многокомпонентной системой, состоящей из иловых частиц, химически осажденных веществ, пирокластического и эолового материала, органического вещества, остаточных (реликтовых) вод, представляющих собой иловые растворы, заполняющие поры. В целом осадок – это разнородная смесь реакционно способных соединений, у которых полностью отсутствует физико-химическая связь. Уже в самой начальной стадии существования осадка начинается взаимодействие отдельных его частей друг с другом, с остаточными водами и средой их накопления.

По данным акад. Н.М.Страхова, в преобразовании осадков в горные породы участвуют следующие факторы:

1. Высокая влажность осадка, которая имеет огромное значение в перераспределении отдельных элементов и соединений в осадке, обуславливающая диффузное перемещение вещества в вертикальном и горизонтальном направлениях, что способствует взаимодействию различных составляющих и образованию диагенетических минералов.

2. Обилие бактерий, основная масса которых находится в верхней части осадка. Бактерии в одних случаях разлагают углеводороды и органику, создавая новые соединения и изменяя физико-химические параметры среды. В результате их деятельности происходят сложные процессы, включая окисление или перевод оксидных соединений в закисные. В других случаях бактерии являются главным источником органического вещества.

3. Иловые растворы, пропитывающие осадок, в значительной степени отличаются от химического состава наддонной воды более высокой степенью минерализации, меньшим количеством сульфатного иона, присутствием ионов железа, марганца и других элементов. Различие состава иловых растворов и придонной океанической воды способствует обменным реакциям. При большом содержании ряда веществ в иловых растворах и осадке возникают новообразования в форме диагенетических минералов.

4. Органическое вещество, значительное количество которого в осадке вызывает дефицит кислорода, появление углекислого газа и сероводорода, т. е. создает восстановительные условия.

5. Окислительно-восстановительный потенциал зависит от содержания органического вещества и гранулометрического состава осадка. В пределах мелководий, где в большом количестве находятся водопроницаемые пески и отсутствует органическое вещество, создаются окислительные условия среды. В этом случае возможны единичные случаи новообразования гидроксидов железа или марганца вокруг зерен песка. В более глубоководных илах, богатых органическим веществом и бактериями, окислительные или нейтральные условия создаются лишь в верхней части осадка мощностью до 20 см, с которой связано образование гидроксидов железа и марганца. Ниже располагается восстановительная зона, где возможно образование пирита (FeS_2).

Длительно протекающие и весьма сложные процессы преобразования осадка в конце концов приводят к его превращению в горные породы.

Главными изменениями осадков в процессе диагенеза являются: *обезвоживание, уплотнение, цементация, кристаллизация и перекристаллизация*. Эти процессы реализуются при воздействии давления вышележащих слоев. Из-за наличия весьма разных химических соединений, заполняющих пространство между зернами или проникающих в поры и пусто-

ты и последующей их кристаллизации, происходит цементация осадка. Цементирующими веществами выступают кремнезем, карбонаты, оксиды железа и некоторые другие вещества. Состав цементирующего вещества нередко отражается в названии возникшей горной породы, например железистый, известковистый или кремнистый песчаник и т.д.

Процесс кристаллизации и перекристаллизации уплотненного осадка особенно широко проявляется в мелкозернистых и иловатых хемогенных и органогенных осадках, которые к тому же могут состоять из легко растворимых соединений. Такие процессы приводят к переходу опала в халцедон, а затем и кварц. Из аморфных гелей возникают кристаллические формы глинистых минералов. Очень быстрая кристаллизация характерна для органической основы коралловых рифов, преобразующейся в кристаллические известняки.

В результате диагенеза возникают различные новообразования, отличающиеся друг от друга по составу. Некоторые из них бывают рассеяны по всей толще осадков, например, пирит, сидерит, марказит. Довольно часто новообразованные минералы концентрируются вокруг каких-либо центров и образуют сростки или стяжения – конкреции разной формы, часто шаровидной, почковидной, вытянутой. Размеры их колеблются от нескольких миллиметров до нескольких метров. По составу конкреции могут быть опаловые, кремнистые, кварцевые, железистые, карбонатные, фосфатные, пиритовые, марказитовые и др. Всю совокупность сложных процессов формирования осадков или *седиментогенез* и образования осадочных горных пород или *диагенез* Н.М.Страхов предложил называть *литогенезом* (от греч. «литос» – камень). К постдиагенетическим процессам, которым подвергаются уже сформированные осадочные горные породы, относятся катагенез (от греч. «ката» – вниз), метагенез (от греч. «мета» – после) и гипергенез (выветривание, преобразование).

Процессы *катагенеза* протекают при погружении территории, когда осадочные горные породы оказываются на значительной глубине, где испытывают влияние высоких температур и давления, а также воздействие минерализованных подземных вод. Чем выше температура и чем больше давление вышележащих слоев, тем сильнее осуществляется уплотнение горных пород. При этом сильно меняется пористость породы, особенно песков, песчаников и глин. Кварцевые пески и песчаники превращаются в кварцитопесчаники, а глины, уплотняясь, превращаются в аргиллиты. Высокие температуры и большие давления способствуют развитию процессов растворения, образованию новых вторичных минералов и частичной перекристаллизации вещества.

Под *метагенезом* понимают дальнейшее преобразование горных пород. По своей сути это начальная стадия метаморфизма. Эти процессы

протекают, когда горные породы оказываются на значительных глубинах и испытывают большие давления и высокие температуры. Метагенез происходит при мощности осадочной толщи свыше 7–8 км, температурах 200–300°C и наличии минерализованных растворов.

§14. Понятие о фациях

Накопление осадков и преобразование их в осадочные горные породы в процессе диагенеза происходят при соблюдении определенных закономерностей, обусловленных физико-географическими условиями, в частности, рельефом водоема и прилегающей суши, температурой воды и приземной части атмосферы, гидродинамикой, газовым режимом, степенью удаленности от континента, глубиной бассейна осадконакопления, особенностями жизнедеятельности и распределения организмов. В течение одного и того же времени, но в разных условиях формируются совершенно разные по способу образования и составу типы осадков. Так, в условиях мелководного и спокойного по гидродинамическим условиям шельфа накапливаются тонкие осадки, а более грубые формируются в условиях активного движения вод, на тех же глубинах. В экваториальной и тропической областях при слабом привносе терригенного материала с суши образуются карбонатные осадки или формируются крупные биогермные тела – рифы. Одновременно с ними на континентальном склоне накапливаются турбидиты, а в абиссальной части океанов образуются тонкие планктогенные и полигенные осадки.

Эти примеры показывают, что при формировании осадков существует прямая связь между средой осадконакопления и самими осадками. Это свидетельствует о том, что при всестороннем изучении осадка, определении его состава, текстурно-структурных особенностей и находящихся в нем органических остатков, можно определить не только время образования самого осадка, но и восстановить условия, в которых происходило его формирование и преобразование в горную породу. Эти сведения имеют огромное значение для реконструкции физико-географических или палеогеографических условий геологического прошлого. С их помощью удастся охарактеризовать этапы геологического развития территории.

Впервые на эти особенности обратил внимание в первой половине XIX века швейцарский геолог А.Грессли, при изучении геологии Юрских гор в Швейцарии. Он установил закономерную смену состава отложений разновозрастных горизонтов. Им впервые было введено понятие фация (от лат. «фациес» – лицо, облик). Под фацией А.Грессли понимал отложения разного состава и сложения, имеющие одинаковый геологический возраст и заме-

щающие друг друга по простиранию. В настоящее время под фацией понимают комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних разновозрастных отложений.

Важнейшее значение при реконструкциях физико-географических условий геологического прошлого имеет фациальный анализ. При проведении фациального анализа и изучения фациальной изменчивости отложений необходимым условием является точное определение возрастной принадлежности осадков и правильная их корреляция (от лат. «корреляцио» – соотношение, взаимосвязь). При этом проводится сопоставление слоев, пачек слоев, либо горизонтов не только в отдельно взятых обнажениях, но и в удаленных друг от друга районах. Корреляция, являясь основным методом для составления фациальных профилей и обобщающих фациальных карт, дает возможность составить палеогеографические или литолого-фациальные карты территорий. При изучении фаций геологического прошлого достаточно широко используется метод актуализма (от лат. «актуалис» – современное, настоящее). Благодаря ему познается прошлое путем тщательного изучения современных процессов и их сопоставления. Этот принцип впервые был сформулирован английским ученым Ч.Лайелем.

Среди современных и ископаемых фаций различают три крупные категории: морские, континентальные и переходные. В составе каждой из них выделяется множество самостоятельных групп и подгрупп.

§15. Экологические особенности и полезные ископаемые морских бассейнов

Занимая большую территорию земной поверхности (около 70,8%), Мировой океан оказывает значительное влияние на континенты не только в результате протекающих в его пределах огромных по масштабам геологических процессов, но и своими экологическими особенностями. В первую очередь экологические особенности Мирового океана обуславливает тот факт, что он является конечным бассейном стока. Вследствие своего самого низкого положения в рельефе Земли в нем концентрируются все вещества, выносимые реками с суши и приносимые воздушными течениями. Реки и ветер сносят с континентов весь материал, который формируется как в результате процессов выветривания, эрозии и денудации, так и антропогенной деятельности, а среди последних встречаются в больших концентрациях вредные и токсичные для живых организмов соединения. Все эти вещества, находясь во взвешенном или растворенном состоянии, накапливаются на морском дне и оказывают воздействие на жизнедеятельность морских и наземных организмов.

Мировой океан не только масштабный геологический фактор, но и производитель энергетических, минеральных и биологических ресурсов. Биопродуктивность Мирового океана определяется биомассой животных и водных растений и микроорганизмов. Их суммарная масса составляет $3,9 \times 10^9$ т. Из них на шельфе содержится $0,27 \times 10^9$ т, в зарослях коралловых рифов и водорослях – $1,2 \times 10^9$ т, в эстуариях – $1,4 \times 10^9$ т, а в открытом океане – 1×10^9 т. В Мировом океане находится около 9 млн. т. органического вещества в виде фитопланктона и около 6 млн. т. – в виде зоопланктона.

Кроме того, в прибрежных морских осадках широко распространены россыпи рудных и нерудных минералов, часто с промышленными концентрациями полезных компонентов. Среди современных осадков они встречаются в пределах пляжей, на подводных береговых склонах, на приподнятых и погруженных морских террасах. Особенно большое значение имеют россыпи магнетита (Fe_3O_4), ильменита (FeTiO_2), рутила (TiO_2), касситерита (SnO_2), золота, алмазов и минералов, содержащих редкие и рассеянные элементы. Наибольшим распространением пользуются ильменит-циркон-рутиловые россыпи в Австралии. Вдоль восточного побережья они распространены почти на 1000 км. Титаново-циркониевые россыпи обнаружены в Бенгальском заливе, россыпи с драгоценными минералами (рутил, сапфир) известны вдоль берегов Шри-Ланки и Индии. Современные россыпи рутила, ильменита и магнетита известны на пляжах Калифорнии, Флориды, Коста-Рики, Бразилии, Чили и Аргентины. Россыпи ильменита и минералов с радиоактивными элементами накапливаются у берегов Новой Зеландии и Юго-Восточной Азии, ильменита и магнетита – у берегов Индонезии. Многочисленные современные россыпи различных рудных минералов известны вдоль всего атлантического и индийского океанских побережий Африки. Известны современные россыпи алмазов, распространенные на прибрежных террасах среди песков и песчано-гравийных осадков шельфа Юго-Западной Африки. Золотоносные россыпи расположены вдоль западного побережья США и Канады, а платиноносные известны в Канаде в районе залива Гудньюс.

К осадкам шельфа и прилегающей части континентального склона приурочены богатые залежи фосфоритов. Они представлены как зернистыми разностями, так и конкреционными стяжениями разной формы и размера. В пределах ложа Мирового океана, особенно в его тихоокеанской части, широким распространением пользуются железомарганцевые конкреции.

Сами по себе осадочные горные породы и осадки также являются ценными полезными ископаемыми. Пески, песчаники, гравий, щебень, глины, мергели, известняки, доломиты широко используются в металлургии, при производстве стекла, в строительстве, а также в других отраслях промышленного производства.

§16. Поверхностные воды суши

Воды, попадающие на земную поверхность и текущие по ней, называются поверхностными текучими водами. Это струи, возникающие при выпадении дождя и таяния снега, ручьи, речки и реки, вплоть до величайших рек мира. Движение поверхностных вод производит огромную геологическую работу. Чем больше масса воды, тем больший объем рыхлого материала она может перенести. Поверхностные воды являются сильнейшим геологическим фактором, существенно преобразующим лик Земли. Их геологическая работа складывается из смыва, размыва, переноса продуктов разрушения горных пород и отложения (аккумуляции) этих продуктов. Возникающие при этом отложения носят название флювиальных (от лат. «флювиос» – река, поток). По характеру и результатам деятельности поверхностных вод можно выделить три их вида: плоскостной безрусловый склоновый сток; сток временных потоков; сток постоянных водотоков.

Плоскостной склоновый сток. Во время выпадения дождей и таяния снега вода стекает по наклонным поверхностям и по склонам возвышенностей, холмов и гор или в виде сплошной пелены или густой сети отдельных струек. Живая сила таких струек весьма невелика, и вода захватывает только мелкозернистый материал, подготовленный выветриванием, и перемещает его вниз по склону. Происходит склоновый плоскостной смыв. Часть смываемого рыхлого материала отлагается в нижней части склона или у его подножия. Подобный процесс называют делювиальным (от лат. «делую» – смываю), а возникшие в результате действия этого процесса отложения – делювием.

Делювиальные отложения располагаются в виде шлейфов, которые имеют наибольшую мощность у подножия склона. Наиболее характерны протяженные делювиальные шлейфы в пределах равнинных рек степных районов умеренного пояса, а также субтропического и тропического поясов в зоне сухих саванн. По мере выполаживания склона скорость водных струек и их сила уменьшаются. Поэтому в нижней части склона смывается и переоткладывается все более тонкий материал. В равнинных областях делювий состоит главным образом из суглинков и супесей. Наибольшая мощность делювия достигает около 20 м. Его наибольшая мощность наблюдается у основания склона, а вверх по склону она уменьшается. В горных областях типичных делювиальных осадков практически нет. Вместо них в связи с развитием гравитационных процессов на склонах формируются обвальные или осыпные гравитационные (деляпсивные) отложения.

Деятельность временных русловых потоков. Среди временных русловых потоков в зависимости от рельефа местности выделяются два ти-

па: на равнинах возникают временные потоки оврагов, а в горах – временные горные потоки.

Образование и развитие оврагов. Равномерный плоскостной смыв происходит только на участках относительно ровных склонов. Но в реальности на склоне наблюдаются различные неровности, понижения, ложбинки, как естественные, так и созданные руками человека. Встречая такие углубления и понижения, отдельные струи воды сливаются в более мощные струи, которые начинают размывать склон, создавая на нем различные рытвины. Так, на склонах начинается процесс размыва или эрозии (от лат. «эродо» – размываю). По сути дела образование рытвин – это зародышевая стадия развития оврага (рис. 21). Начало оврагообразования связано в большинстве случаев со склонами долин рек, в которые впадают текущие с возвышенностей потоки воды.

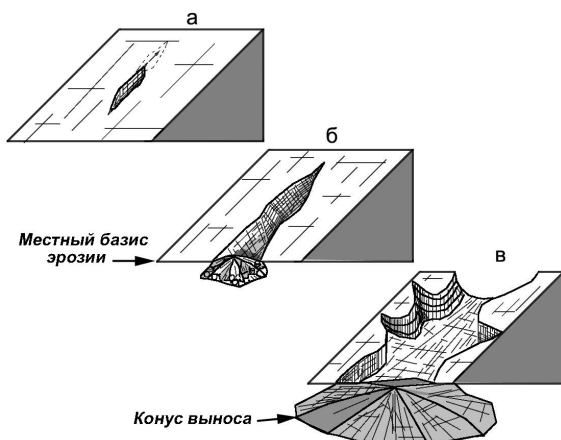


Рис. 21. Стадии оврагообразования (стрелкой показано направление регрессивной (попятной) эрозии)

В возникших рытвинах по мере накопления большого количества воды начинается боковой и донный размыв. Усиливающаяся эрозионная деятельность приводит к росту рытвины вверх и вниз по склону. По мере углубления профиль оврага постепенно выполаживается, его устье достигает того места, где поток впадает в реку. Уровень реки или какого-то другого водоема, куда впадает временный поток, называется местным базисом эрозии. По мере углубления оврага он растет в сторону вершины. Такой процесс роста вверх по течению временного потока оврага называется регрессивной (от лат. «регрессус» – движение назад), или попятной эрозией. По мере роста оврага в сторону водораздельного плато на его

склонах появляются промоины и рытвины, которые со временем также превращаются в овраги. Постепенно возникает ветвящаяся овражная система (рис. 21, в), расчленяющая местами не только склоны, но и обширные водораздельные пространства.

Вода, движущаяся в овраге, захватывает осыпные и другие гравитационные, элювиальные и делювиальные образования, переносит их, частично откладывая по пути своего движения. Так образуются мало-мощные овражные отложения. Особенно сильно аккумулятивная деятельность временных водотоков проявляется в низовьях оврага и при его выходе в долину реки или другие водоемы. В этих местах образуется конус выноса, сложенный неотсортированным обломочным материалом местных пород. Наиболее разветвленная сеть глубоких оврагов образуется в районах развития легко размываемых горных пород, таких как лёссовидные суглинки и тонкозернистые пески. Прекрасным примером развития оврагов служит Среднерусская равнина, представляющая собой эрозионно-денудационную плоскую равнину, расчлененную густой сетью оврагов. Множество оврагов располагается на Приволжской и Воыно-Подольской возвышенностях.

Довольно часто овраги покрыты растительностью и тогда они называются балками. Впечатляет скорость роста оврагов. В бассейне нижнего течения Дона овраги растут со скоростью 1–1,5 м/год, а на равнинах Северного Кавказа 2–3 м/год. Оврагообразованию способствуют не только сугубо природные факторы, но и хозяйственная деятельность человека. В частности, это вырубка лесов, уничтожение растительности на склонах речных долин и их распахивание, заложение грунтовых дорог и канав в направлении вниз по склону. Густая сеть овражно-балочных систем, расчленяющих склоны возвышенностей Восточно-Европейской равнины, наносит огромный ущерб сельскому хозяйству, а иногда угрожает населенным пунктам.

Деятельность временных горных потоков. На склонах гор периодически после ливневых дождей и обильного снеготаяния возникают горные потоки. Их верховья располагаются в верхней части горных склонов и представлены системой сходящихся рытвин и промоин, которые вместе образуют водосборный бассейн. В рельефе он представляет собой крупную воронку, расположенную наподобие амфитеатра. Ниже по склону вода движется по единому руслу. Этот участок горного потока называют каналом стока. Во время сильных дождей и интенсивного снеготаяния временные горные потоки движутся с большими скоростями, захватывая огромные массы обломочного материала, подготовленного другими геологическими процессами. При выходе на предгорную равнину скорость движения потока уменьшается, он начинает ветвиться на множество рукавов в виде

веера, в пределах которых начинает откладываться выносимый материал. Возникает конус выноса временного потока. Поверхность его наклонена от горного склона в сторону предгорной равнины. В конусе выноса наблюдается дифференциация принесенного материала. В привершинной части конуса выноса находится преимущественно крупнообломочный материал – слабоокатанные обломки галечниковой размерности, гравий, щебень, которые погружены в песчаный или суглинистый материал. По мере удаления от вершины щебенисто-гравийно-галечниковые отложения сменяются песками, супесями и даже суглинками. Отложения конусов выноса временных горных потоков называются *пролювием* (от лат. «пролюо» – промываю). Конусы выноса горных потоков, сливаясь друг с другом, образуют широкие пролювиальные шлейфы – наклонные равнины.

В ряде горных стран в долинах временных водотоков периодически возникают мощные грязекаменные потоки – *сели*, которые несутся с большой скоростью. Они обладают огромной разрушительной силой. В их водах содержится до 80% обломочного материала разного размера. Временные потоки, имеющие большую массу и высокую скорость, способны перемещать массивные глыбы. Грязекаменные потоки возникают при быстром и обильном снеготаянии или после сильных ливневых продолжительных дождей. Они разрушают жилые здания, хозяйственные и производственные постройки, транспортные магистрали, вызывают гибель скота и приводят к человеческим жертвам.

§17. Реки

Речные системы. Рекой называется естественный водный поток, протекающий в вытянутых понижениях земной поверхности и имеющий относительно постоянное и разработанное им русло, по которому осуществляется сток воды.

Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность суши в жидком виде, или воды, образующиеся от таяния снега, стекают с поверхностных склонов струями различной величины (склоновый сток). Эти струи после слияния становятся более крупными и образуют ручьи. Соединение мелких ручьев от атмосферных осадков и вод, выходящих на поверхность в виде ключей и родников, дает начало речкам, которые после слияния образуют реки. Под действием силы тяжести реки текут с возвышенных мест вниз, постепенно увеличиваются в размерах и несут свои воды в озера, моря или океаны. Все поверхностные водотоки, которые в зависимости от размеров называют ручьями, речками или реками, принимают участие в большом круговороте воды на земном шаре и разделяются на две

большие группы: постоянные водотоки (реки) и временные водотоки, охарактеризованные выше.

Река, которая принимает в себя другие водные потоки (речки, ручьи) и впадает в море или озеро, называется главной рекой, а реки, непосредственно впадающие в нее, называются притоками. Совокупность всех рек, впадающих в главную реку, совместно с ней образуют речную систему. Понятие главной реки является в некоторой степени условным, так как есть случаи, когда главная река уступает какому-либо из своих основных притоков по длине и водоносности. Так, например, Ангара, считаясь притоком Енисея, несет воды в 2,5 раза больше, чем Енисей до их слияния; Волгу следовало бы считать притоком Камы, так как Кама превышает по водности Волгу и на 194 км длиннее ее до места их слияния. Выделение главной реки должно основываться на оценке сравниваемых рек по их водности и длине, ширине и глубине, площади бассейна, геологическому возрасту и высотному положению долин.

Главные реки подразделяются на морские, впадающие в океаны и моря, т. е. сообщающиеся с Мировым океаном – Днепр, Печора, Обь, Енисей, Амур, и континентальные, протекающие в бессточных областях, не имеющих сообщения с океаном – Волга, Урал, Терек, Кура, Аму-Дарья, Сыр-Дарья и др. Каждая речная система имеет одну главную реку и ряд притоков главной реки, притоки этих притоков и т. д. Притоки, впадающие непосредственно в главную реку, называются притоками первого порядка по отношению к этой реке, а реки, впадающие в притоки первого порядка, называются притоками второго порядка по отношению к главной реке, в которую они непосредственно не впадают и т. д. Например, Дон, впадающий в Азовское море, образует речную систему, где является главной рекой; Воронеж, Битюг, Хопер, Медведица, Сев. Донец и другие реки, впадающие в Дон, являются притоками первого порядка; притоками второго порядка будут Оскол, Уды, впадающие в Сев. Донец, и все притоки, впадающие в притоки первого порядка.

Строение реки. Каждая река имеет исток, т. е. то место на земной поверхности, откуда она берет свое начало. Истоком реки может являться озеро, ледник, болото, источники и место слияния образовавших ее двух рек. Река, вытекающая из озера, имеет хорошо выраженный исток. За ее начало принимается точка пересечения с контуром озера; примером таких рек являются: Ангара, вытекающая из оз. Байкал, Нева – из Ладожского озера. Для реки, расположенной в районе развитого оледенения и вытекающей из ледника, за исток принимается место, где она выходит из ледникового грота или из-под морены. Таковы истоки рек Терека, Кубани на Кавказе и рек Нарын, Ак-Су в Средней Азии. В равнинных районах река может вытекать из болота, например, из Пинских болот вытекают некото-

рые крупные притоки Припяти. За начало такой реки принимается место, где она приобретает вид потока с заметным течением и довольно четко выраженным руслом.

Некоторые небольшие реки и ручьи берут начало из родников, или источников, в этом случае место истока является неопределенным. При образовании реки от слияния двух рек, имеющих разные названия, за ее начало принимается место их слияния. Например, началом р. Амура считается слияние рек Шилки и Аргуни; слияние рек Бии и Катунь дает начало р. Оби. Если река образуется слиянием двух потоков без названия, то за начало этой реки принимается исток водного потока большей длины, а при одинаковом их протяжении за начало реки условились принимать исток левого потока. Обычно на всем протяжении сравнительно крупных рек выделяют участки верхнего, среднего и нижнего течения. Деление реки на эти части производят с учетом орографических условий, характера течения, водности потока, транспортно-хозяйственного использования и других характеристик.

Верхнее течение рек преимущественно располагается в возвышенной или горной части поверхности суши. Так, р. Лена берет свое начало на западном склоне Байкальского хребта, р. Ока стекает со Средне-Русской возвышенности, а реки Кавказа — Кубань, Терек начинаются в высокогорных районах Кавказского хребта и характеризуются большими уклонами и скоростями, малыми глубинами, значительной размывающей и переносной деятельностью потока и небольшим количеством воды. В среднем течении рек значительно увеличивается ширина русла и водность за счет впадения крупных притоков, уменьшается уклон и скорости течения, ослабевает эрозионная деятельность потока, река переносит в своих водах большое количество обломочного материала, поступающего сверху. В нижнем течении наблюдается затухание эрозионной деятельности реки, меньшим становится уклон, происходит расширение русла, например, низовье р. Оби от устья Иртыша до Обской губы. В некоторых реках из-за уменьшения уклона в нижнем течении происходит интенсивное отложение продуктов размыва, приносимых рекой, которые способствуют раздроблению русла на отдельные рукава и протоки.

Устьем реки называется место впадения ее в море, озеро или другую реку. При впадении реки одним потоком устьем считается точка, лежащая на середине по отношению к урезам воды принимающей ее реки, озера или моря. Если река впадает двумя рукавами, то за ее устье принимается устье более крупного рукава, а при многорукавном русле принимается устье основного рукава. В засушливых районах некоторые реки теряют свои воды и не доходят до моря, озера или другой реки в результате испарения и просачивания воды. В данном случае река не имеет устья, и ее

нижняя часть носит название слепого конца, например на р. Сарысу. Некоторые реки, протекая в карстовых районах, также не имеют устья, так как целиком уходят по системе трещин в землю и превращаются в подземные потоки. На формирование устьев рек оказывают влияние многочисленные факторы:

- расход воды в реке и его изменения во времени;
- количество и состав переносимого рекой обломочного материала;
- соленость и вдольбереговые морские течения;
- колебания уровня Мирового океана;
- приливы и отливы;
- тектонические движения.

Наиболее часто встречающимися видами устьев рек являются *дельты* и *эстуарии*, или *губы*. Образование дельты начинается с отложения наносов, приносимых рекой к своему устью, при впадении в море или озеро. Систематические накопления наносов вызывают повышение дна береговой части, появляются косы, возникают наносные острова; что приводит к разветвлению русла реки на множество мелких, рукавов, т. е. появляется многорукавное устье, называемое дельтой (рис. 22). Дельты по своему положению принято делить на дельты выполнения, расположенные в глубине залива или бухты (р. Кубань), и дельты выдвинутые, находящиеся на открытом морском берегу (реки Кура, Терек). Положение дельты не остается устойчивым, оно меняется в зависимости от водности реки, количества речных наносов, блуждания рек, морских приливов и течений.

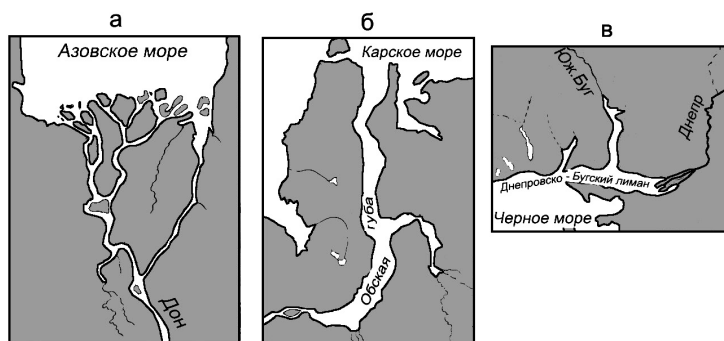


Рис. 22. Примеры дельты (а), эстуария или губы (б) и лимана (в)

Дельты некоторых рек имеют большие размеры. Наибольшей дельтой обладают слившиеся реки Янцзы и Хуанхэ. Это огромная аллювиально-дельтовая равнина, имеющая длину более 1000 км при ширине 300–400 км. Близкие размеры имеет общая аллювиально-дельтовая равнина Брахмапут-

ры, Ганга и примыкающей к ним с юго-запада р. Маханади. Площадь дельты рек Тигра и Евфрата составляет 48 000 км², Лены – 28 000 км², Волги – около 19 000 км², а на территории дельты Невы расположен крупнейший город – Санкт-Петербург.

Встречаются самые различные по составу и происхождению отложения дельт. Это преимущественно аллювиальные русловые осадки, представленные в равнинных реках песками и глинами, в горных – более грубым материалом, озерные и озерно-болотные отложения, состоящие из суглинистых осадков, обогащенных органическим веществом, болотные отложения – торфяники и морские осадки, представленные тонким обломочным материалом. Последние образуются на суше или в авандельте. Но помимо обломочного материала они содержат материал, который осадился в результате коагуляции (от лат. «коагуляцио» – свертывание).

Эстуарии. Свое название они получили от латинского слова «эстуариум» – берег, заливаемый приливом. Они представляют собой воронкообразные заливы, глубоко вдающиеся в долину реки. Эстуарии хорошо выражены у рек Сены, Эльбы, Темзы. Благоприятные условия для образования эстуариев в тех местах, где в море наблюдаются приливы и отливы, сильные вдольбереговые течения, а также происходит прогибание прибрежной полосы, превышающее скорость накопления осадков. Во время приливов море глубоко вдается в устьевые части рек, а во время отливов морская и речная воды образуют мощный поток, обладающий значительной энергией. При этом обломочный материал, приносимый рекой, не задерживается в устьевой части, а выносится в море, где подхватывается вдольбереговыми течениями. Эстуарии могут образоваться и в результате затопления устья реки, что бывает вызвано опусканиями приустьевой части берега или подъемом уровня моря. Примерами могут служить устья северных рек. Глубоко вдающиеся эстуарии здесь именуются заливами или губами. Это приустьевые части рек Оби (Обская губа) и Енисея (Енисейский залив). Подобного рода заливы возникают при затоплении устьев речных долин водами бесприливных морей – Черного и Азовского. Они называются лиманами (от греч. «лимнэ» – бухта, залив). Лиманы характерны для Днепра и Дона.

Густота речной сети. Густота речной сети, образованной постоянными потоками, распределяется по поверхности суши неравномерно и характеризует степень изрезанности реками данной территории. Густота речной сети является одной из характеристик данной территории и находится в прямой зависимости от климата, главным образом от количества и распределения выпадающих осадков и условий их стока. Несомненное влияние на развитие густоты речной сети также оказывают:

а) водные свойства грунтов, определяющие размываемость и проницаемость пород – обычно (при прочих равных условиях) на водонепрони-

цаемых грунтах развивается более густая речная сеть, чем на водопроницаемых;

б) рельеф – в горных странах густота речной сети больше, чем на равнинах, что объясняется большим количеством выпадающих атмосферных осадков и меньшей проницаемостью горных пород; крутизна склонов уменьшает время попадания осадков в реки, отчего уменьшаются потери на просачивание;

в) лесная растительность способствует некоторому уменьшению густоты речной сети, так как корневая система леса скрепляет почву и препятствует эрозии, увеличивает шероховатость поверхности склонового стека и способствует большему просачиванию влаги в грунт.

Естественная густота речной сети может изменяться также в результате деятельности человека, который путем сооружения искусственных водных путей и оросительных каналов в областях недостаточного увлажнения атмосферными осадками увеличивает густоту речной сети.

Определение густоты речной сети производят несколькими способами:

1. Подсчитывается суммарная длина в километрах всех рек, находящихся на данной площади, и делится на величину этой площади (в км²), т. е.

$$D = \frac{\Sigma L}{F}, \text{ км/км}^2.$$

Это отношение дает коэффициент густоты речной сети. Рассмотренный способ рекомендуют применять в тех случаях, когда густота речной сети равномерна для данной площади, а также для небольших площадей.

2. Второй метод заключается в том, что исследуемая площадь на карте крупного масштаба делится на квадраты со стороной 2 км и сумма длин всех рек каждого квадрата делится на его площадь – 4 км². Этот метод дает подробную характеристику густоты речной сети для различных частей исследуемой площади. Распределение густоты речной сети по данной территории может быть представлено линиями равной густоты – изоденсами.

3. По третьему способу вся площадь бассейна данной реки, включая и ее притоки, делится на отдельные площадки, ограниченные водотоками и водораздельной линией. Чем гуще речная сеть, тем меньше площадка. Если между двумя соседними реками таких площадок будет n , а площадь исследуемой территории F , то густота речной сети (D) будет равна

$$D = \frac{F}{n}.$$

В этом способе нет надобности измерять длину рек.

Определенные тем или иным способом характеристики густоты речной сети являются в некоторой мере условными, так как зависят от масштаба карт, по которым они определялись.

Речной бассейн. Водосбор. Бассейн – часть земной поверхности откуда происходит сток вод в отдельную реку или речную систему. Бассейн каждой реки имеет поверхностный и подземный водосборы, границы которых, как правило, полностью не совпадают. Из-за трудности определения подземного водосбора величина бассейна обычно отождествляется с величиной поверхностного водосбора. Площадь каждого речного бассейна ограничена водоразделом. Бассейн, определяемый по топографической карте для главной реки до ее устья, состоит из бассейнов отдельных притоков, каждый из которых в свою очередь имеет бассейны притоков следующего порядка. Нередко требуется знать водосборную площадь бассейна не всей реки, а части ее, до какого-либо пункта на реке, называемого замыкающим створом; в этом случае измеряется площадь водосбора, расположенного выше этого створа.

По величине площади водосбора реки принято делить на большие, средние и малые. В настоящее время к большим рекам относят водосборы с площадями более 50000–100000 км², к средним – с площадями до 30000–50000 км² и к малым до 3000–5000 км². В качестве примера приведем размеры водосборных площадей некоторых рек России (в км²): Енисей – 2600 тыс., Амур – 2050 тыс., Волга – 1380 тыс., Дон – 422 тыс., Урал – 220 тыс., Чусовая – 47,5 тыс., Ветлуга – 35,9 тыс., Москва-река – 17,4 тыс.

Морфометрические характеристики бассейна. Речные бассейны отличаются друг от друга своими размерами и формой. Морфометрические характеристики бассейнов определяются по топографическим картам, на которых выделены водосборные площади реки. К основным морфометрическим характеристикам речного бассейна относят: площадь, длину, наибольшую и среднюю ширину, коэффициент асимметрии.

Площадь бассейна (F , км²). Для определения площади бассейна реки применяется ряд методов: измерение планиметром, определение с помощью геодезических таблиц, измерение палеткой, графическим методом.

Длина площади бассейна (L , км) определяется расстоянием по прямой от устья реки до наиболее отдаленной точки бассейна.

Наибольшая ширина бассейна (км) проводится перпендикулярно длине его в наиболее широком месте.

Средняя ширина бассейна (B_{cp} , км) определяется путем деления площади бассейна на его длину, т. е.

$$B_{cp} = \frac{F}{L} \text{ км.}$$

Коэффициент асимметрии бассейна (a). Главная река может занимать симметричное положение (посреди бассейна) или боковое, т. е. подходить к одному из водоразделов. Обычно положение главной реки бывает асимметрично. Мерой асимметрии является коэффициент, определяемый по формуле:

$$a = \frac{F_A - F_{\Pi}}{F_A + F_{\Pi}},$$

где F_A – площадь левобережной части бассейна в км²; F_{Π} – площадь правобережной части бассейна в км².

Конфигурация речного бассейна. Речные бассейны в большинстве случаев имеют грушевидную форму и характеризуются сужением в верховьях и низовьях и расширением в средней части. Конфигурация бассейна характеризуется коэффициентом развития длины водораздельной линии бассейна – r , представляющим собой отношение длины водораздельной линии (S) к длине окружности круга (S'), площадь которого равна площади бассейна, т. е.

$$r = \frac{S}{S'} = \frac{S}{2\sqrt{\pi F}} = 0,282 \frac{S}{\sqrt{F}},$$

где S – длина водораздельной линии в километрах; F – площадь бассейна (в км²).

Наименьшее возможное значение коэффициента r равно единице; с его увеличением форма речного бассейна больше отличается от формы круга.

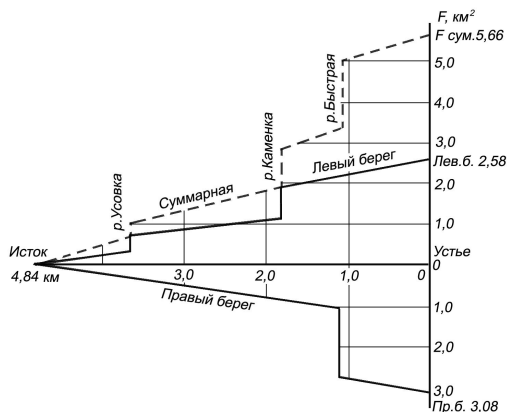


Рис. 23. График нарастания площади бассейна р. Ледок (по Н.А.Соломенцеву и др.)

График нарастания площади бассейна реки характеризует постепенное увеличение (нарастание) площади бассейна реки по длине от истока к устью. Для построения этого графика на топографической карте проводят водораздельные линии бассейнов притоков главной реки, определяют площади бассейна притоков, межприточных участков и расстояния до устья главной реки до мест впадения притоков и составляют таблицу изменения площадей по длине реки для правого и левого берегов. На основании данных таблицы строится график, на котором откладывается по горизонтальной оси длина главной реки в принятом масштабе, а по вертикальной – площади межприточных участков и площади бассейнов притоков в местах впадения их в главную реку (рис. 23).

Наклонные линии графика показывают постепенное нарастание площадей межприточных участков главной реки. В местах впадения притоков в главную реку проводятся в масштабе отрезки вертикальных линий, показывающие увеличение площадей бассейна за счет площади бассейна притока. Обычно графики нарастания площади речного бассейна строятся отдельно для левого и правого берегов реки. Суммарный график строят путем последовательного суммирования площадей ординат графиков нарастания левого и правого берегов бассейна. График нарастания площади речного бассейна позволяет определить площадь, расположенную выше любого створа по длине главной реки, а также характеризует речной бассейн в отношении величин площадей притоков, межприточных участков, асимметрии речного бассейна и др.

§18. Геологическая деятельность рек

Реки производят в огромных масштабах денудационную, транспортирующую и аккумулятивную работу. Они существенным образом преобразуют рельеф земной поверхности (рис. 24).

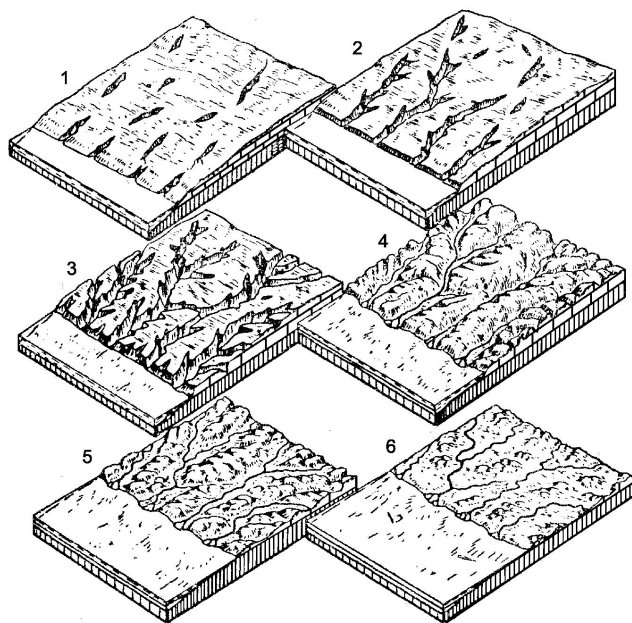


Рис. 24. Цикл речной эрозии горизонтально залегающих пород

Режим геологической работы рек и масштабы переносимых объемов воды связаны с различным *режимом питания* рек. Это определяется климатическими особенностями бассейнов. Питание рек осуществляется поверхностными и подземными водами. Интенсивность работы рек определяется их кинетической энергией, которая зависит от массы воды и скорости течения. Последняя, так же как и в случае временных потоков, зависит от уклона. Под *уклоном* понимается величина перепада высот, деленная на расстояние по горизонтали, на котором наблюдается перепад.

Для каждой реки в течение года характерно чередование периодов низкого и высокого уровня воды. Состояние высокого уровня в зависимости от сезона называется паводком или половодьем, а низкого – меженью. Ввиду того, что реки Европейской части России имеют преимущественно снеговое питание (до 70% от годового стока), половодье наблюдается чаще всего в апреле, а постепенный спад растягивается на 40–50 дней. В конце лета уровень воды достигает самой низкой отметки, и наступает межень. В противоположность этому на реках Дальнего Востока, имеющих всего 20% снегового питания (главная роль принадлежит дождевому питанию), половодье наступает в период сильных весенних дождей.

Реки, берущие начало в высоких горах (Кавказ, Средняя Азия), имеют ледниковое питание. Половодье на них наступает в июле – августе. Ряд рек имеет смешанный ледниково-дождевой источник питания.

Количество воды в реках во время половодий увеличивается в 5–20 раз, а в годы обильных дождей или снега – в 80–100 раз. Тогда наступают катастрофические наводнения.

Речная эрозия. Различают эрозию донную, или глубинную, направленную на врезание потока вниз, и боковую, ведущую к подмыву берегов и к расширению долины. Соотношения донной и боковой эрозии изменяются на различных стадиях развития долины реки. На начальных стадиях преобладает донная эрозия, которая стремится выработать профиль равновесия применительно к базису эрозии – уровню конечного бассейна, куда впадает река. Базис эрозии определяет развитие всей речной системы. Первоначальный профиль, на котором закладывается река, обычно характеризуется различными неровностями, созданными до образования долины. Возникновение таких неровностей обусловлено различными факторами – выходами в русло неодинаковых по твердости пород, каких-то структурных форм водоемов, возникших на месте впадин в долине реки. При регрессивной эрозии река, углубляя свое русло, стремится преодолеть различные неровности, постепенно сглаживая их. С течением времени река вырабатывает более или менее плавную кривую, которая носит название профиля равновесия реки (рис. 25).

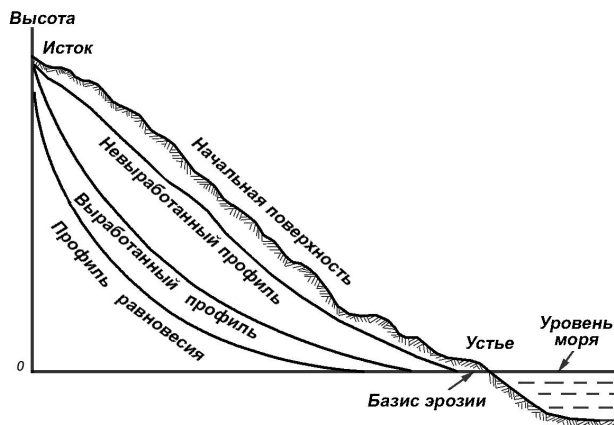


Рис 25. Выработка профиля равновесия реки

При выработке профиля равновесия как горных, так и равнинных рек, кроме всего прочего, большую роль играет уклон речной долины. Разность отметок (Δh) водной поверхности истока (H_1) и устья – H_2 (или каких-либо двух точек по длине реки) называют падением реки. Отношение величины падения (Δh) к длине реки (или длине данного участка реки) называется уклоном реки, т.е.

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta h}{L} = \operatorname{tg} \alpha.$$

Уклон реки представляет собой величину безразмерную и выражается в виде десятичной дроби или в промиллях (‰). Например, средний уклон р. Оки, выраженный десятичной дробью равен $i = \frac{159,5 \text{ М}}{1477 \text{ КМ}} = 0,00011$, что соответствует в промиллях 0,11‰, т.е. на 1 км протяжения реки падение в среднем составляет 0,11 м.

По мере выработки продольного профиля эрозии закономерно меняется форма поперечного профиля самой речной долины. На ранних стадиях развития при значительном преобладании глубинной эрозии вырабатывается крутостенная (обрывистая) узкая долина, дно которой почти полностью занято рекой. В этом случае поперечный профиль представляет собой каньон с почти вертикальными, иногда ступенчатыми боковыми склонами. При дальнейшей выработке долина принимает V-образную форму. Такие формы особенно хорошо выражены в молодых горно-складчатых системах Альп, на Кавказе, в Гималаях, где глубина долин рек достигает 1–2 км. Такие горные ущелья с крутыми, почти отвесными

стенками называют ущельями-каньонами. По мере выработки профиля долина принимает U-образную форму, т. е. ее склоны постепенно выполаживаются. Таким образом, речные долины в зависимости от формы поперечного профиля и размеров ее основных элементов (ширина по дну, по верху высоты склонов) делят на следующие типы (рис. 26):

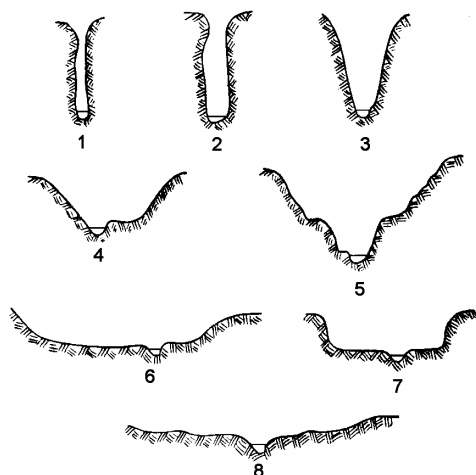


Рис. 26. Типы долин по форме поперечного профиля (1—щель, 2—каньон, 3—ущелье, 4—V-образная, 5—корытообразная, 6—трапецидальная, 7—ящикообразная, 8—неясновыраженная)

1. Щель (клямма) — глубокая и узкая долина с отвесными, а иногда и нависшими склонами. Дно долины полностью занято водой. Такого вида долины встречаются в горных районах.

2. Каньон — долина с почти отвесными склонами, также глубокая, но шире щели; имеет сравнительно плоское и узкое дно, не всегда полностью занятое потоком. Этот тип долины встречается в горах.

3. Ущелье — глубокая горная долина с узким дном и выпуклыми склонами, крутизна которых увеличивается вниз характерна для горных районов.

4. V-образная долина характеризуется более пологими склонами и достаточно широким дном. Этот тип долин является наиболее распространенным.

5. Корытообразная долина (трог) отличается довольно крутыми, вогнутыми склонами, крутизна которых ко дну долины постепенно уменьшается. Такой профиль долины обусловлен деятельностью ледников в горных районах.

6. Ящикообразная долина имеет широкое и почти плоское дно, ограниченное крутыми, а иногда и отвесными склонами. Дно долины заполнено аллювиальными отложениями. Долины такого типа встречаются довольно часто и на равнинах и в предгорьях.

7. Трапецидальная долина похожа на ящикообразную, но склоны ее значительно положе.

8. Неясновыраженная долина характеризуется очень пологими склонами, которые постепенно сливаются с прилегающими междуречными

пространствами. Такие неглубокие речные долины приурочены к равнинным местностям.

Боковая эрозия. В результате выработки профиля равновесия помимо развития донной эрозии проявляется и боковая. По мере того как ослабевает донная эрозия, усиливается боковая, направленная на подмыв берегов и расширение долины. Особенно сильно боковая эрозия проявляется во время половодий и паводков, когда скорость течения реки и турбулентность движения потока существенно увеличиваются. Вода подступает к обрывистому склону и от сильного вихревого движения в придонном слое подмывает берега. Начинается усиленный подмыв одного берега и накопление наносов на противоположном. Это приводит к образованию изгиба реки. Первичные изгибы, постепенно развиваясь, превращаются в излучины, которые играют большую роль в формировании речных долин.

Транспортировка и речные отложения. Поступление продуктов разрушения горных пород в реку определяется эрозией, т. е. смывом твердых частиц с поверхности водосбора, и размывом русла рек. Стекающие со склонов водосбора струи воды, вызванные весенним снеготаянием и летними дождями, в своем движении увлекают не только мелкие твердые и разрыхленные частицы грунта, но и приводят в движение более крупный материал, а также разрушают земную поверхность, образуя вымоины. Продукты размыва сносятся водами с повышенных мест в более низкие, большая часть их задерживается на поверхности водосбора, заполняя его углубления, и только небольшая часть попадает в реки.

Кроме материала, поступающего в реку со склонов водосбора и являющегося основным источником формирования речных наносов, происходит также размыв русла реки, особенно если, поток обладает значительными уклонами и скоростями и течет в легко размываемых берегах в неустойчивом деформирующемся русле. Ледоходы и образующиеся во время ледоходов заторы льда также в значительной мере способствуют русловой эрозии. Поступление наносов в русло главной реки происходит также и за счет их привноса притоками, подмыва и обрушения склонов долины и выноса материала из оврагов.

Количество поступающих в реку наносов зависит от многих факторов. Чем больше изрезан рельеф водосбора и больше уклон реки, тем обычно больше и количество материала в ее воде. Количество наносов в потоке зависит и от состояния поверхности водосбора: в горных районах после каждого ливня потоки несут с собой массу смытого вещества и иногда в таком изобилии, что превращаются в грязекаменные потоки – сели (см. выше); также большое количество материала поступает в реки из оврагов.

На поверхности водосбора степень эрозии зависит от сопротивляемости размыву почво-грунтов. Валуны, щебень и пески трудно смываются

водой, но если они встречаются на крутых склонах или под ними имеются слабопроницаемые породы, тогда они подвергаются размыву. Бесструктурные распыленные черноземы, лёссовые и лёссово-суглинистые породы легко смываются, что приводит к поступлению в реки громадного количества обломочного материала, состоящего из мелких частиц.

Наличие растительности в бассейне реки уменьшает смыв твердых частиц, так как изолируют почву от непосредственного воздействия стекающих вод и тем самым предохраняет ее от размыва.

Климатические факторы (осадки, температура и влажность воздуха, ветер и пр.) также оказывают влияние на количество смываемого материала. Осадки и характер их выпадения вызывают различную интенсивность эрозии; так, равномерное и продолжительное выпадение осадков не вызывает большого смыва вследствие сравнительно медленного стекания воды и значительных потерь на испарение и просачивание. Ливневые осадки, стекающие с большими скоростями, способствуют увеличению смыва в реку больших количеств наносов. Температура воздуха и ветер оказывают косвенное влияние на процессы эрозии, о чем см. в соответствующих разделах.

Количество проносимых рекой наносов в течение некоторого периода времени (сутки, месяц, год) называется *твердым стоком реки*, который выражают в килограммах или тоннах.

Количество наносов, проносимых рекой в единицу времени через живое сечение реки, называют *твердым расходом* (R , кг/с). Изучение твердого стока (стока наносов) рек имеет большое значение при разрешении целого ряда гидротехнических задач. В зависимости от характера транспортирования водами рек выделяют две категории наносов: 1) взвешенные и 2) влекомые по дну, или донные.

Взвешенные наносы. Взвешивание твердых частиц с удельным весом более удельного веса воды объясняется наличием вертикальных составляющих скоростей турбулентного движения воды в речном потоке. На твердые частицы, находящиеся во взвешенном состоянии турбулентного потока, будут действовать две силы: скорость струи потока (v), направленная под некоторым углом вверх, и вес частицы (P), направленный вниз. Под влиянием этих двух сил частица будет двигаться по направлению какой-то равнодействующей (R) (рис. 27). Разложим равнодействующую на две силы: вертикальную (v_v) и горизонтальную (v_h). Вертикальная сила является силой, поддерживающей твердую частицу во взвешенном состоянии. Она составляет $1/12$ – $1/20$ от горизонтальной силы и достигает максимума у дна и минимума у поверхности. Величина вертикальной составляющей скорости возрастает с увеличением средней скорости потока. Для оценки ее величины рассмотрим процесс падения частиц в стоячей воде. Твердая частица, попавшая в спокойную воду,

через некоторое, весьма малое время (2–3 секунды или даже доли секунды) будет падать равномерно, что объясняется равенством силы тяжести частицы и силы сопротивления ее движению. Эта равномерная скорость падения частицы в спокойной воде при температуре 15°C называется *гидравлическим размером*, или гидравлической крупностью частицы (W), которую выражают в мм/с. Гидравлическая крупность частиц зависит от их диаметра и плотности, а также от плотности воды. Для взвешивания твердой частицы, попавшей в турбулентный поток, необходимо, чтобы величина вертикальной составляющей скорости потока (v_e) была больше или равна гидравлической крупности этой частицы, т. е. $v_e > W$. При $v_e < W$ частицы оседают на дно. На взвешивание мелких илстых частиц (меньше 0,001 мм) при малых скоростях течения, кроме вертикальной составляющей скорости, влияет также наэлектризованность частиц, приобретаемая ими при трении жидкости. Заряжаясь одноименными зарядами, частички приобретают способность отталкиваться друг от друга и переходить во взвешенное состояние. Электризацией мельчайших твердых частиц объясняется длительное существование их во взвешенном состоянии в спокойной воде.

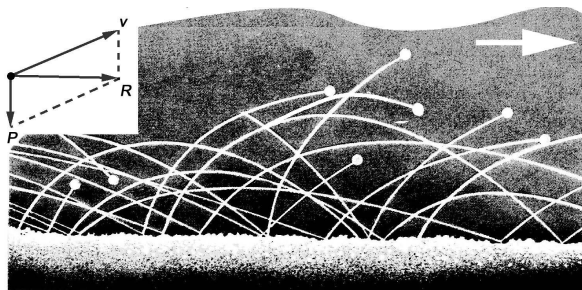


Рис. 27. Схема действия струн потока на твердую частицу

Распределение взвешенных наносов в реке. Для количе-

ственной характеристики содержания взвешенных наносов в воде удобно выражать их содержание в виде отношения твердого расхода (R , кг/с) к расходу воды (Q м³/с), которое носит название *мутности* (ρ , г/м³) т.е.

$$\rho = \frac{1000 R}{Q}, \text{ г/м}^3.$$

Мутность речных вод значительно меняется по живому сечению потока, по его длине и во времени. Распределение наносов по живому сечению реки обычно имеет неравномерный характер, причем наибольшая мутность находится у дна и берегов за счет взвешенных частиц более крупных размеров. Чем больше в составе наносов крупных частиц, тем неравномернее они распределены по вертикали; в том случае, когда материал наносов состоит из мелких фракций, наблюдается его более равномерное распределение по глубине.

Количество наносов, переносимое потоком, обычно возрастает от истока к устью, но в некоторых случаях оно нарушается вследствие частичного отложения их в протоках, пойме и дельте реки, что вызывает уменьшение стока наносов вниз по течению. Мутность рек в течение года изменяется в широких пределах, причем наибольшая мутность рек равнинных районов наблюдается во время весеннего половодья, при интенсивном смыве почв со склонов речных водосборов, а наименьшая – в зимнее время, когда реки получают питание главным образом за счет подземных вод. Мутность зависит и от степени увлажненности территории, а также освоенности ее в сельскохозяйственном отношении.

Взвешенные наносы в условиях равнинных рек составляют основную часть твердого стока, величина которого может достигать 90–98% общего количества наносов. В горных условиях количество влекомых наносов может превышать взвешенное. В районах, где водный режим рек зарегулирован озерами или водохранилищами, сток взвешенных наносов резко уменьшается и делается более равномерным в течение года.

Влекомые, или донные, наносы. Влечение твердых частиц по дну потока обуславливается величиной придонной скорости течения воды. С ее увеличением возрастают размеры передвигаемых частиц. В равнинных реках по дну передвигаются небольшие песчинки. Горные потоки при больших уклонах и скоростях передвигают крупные обломки, валуны и гальку.

Передвижение донных наносов зависит от крупности частиц, их залегания на дне, гидравлических условий потока и имеет довольно сложный характер. Они начинают перемещаться в том случае, когда скорость течения реки выводит частицу из устойчивого положения. Вначале передвигаются мелкие частицы, выступающие над поверхностью дна, а затем более крупные; это приводит к их смыву со дна и углублению русла реки. Перемещение донных наносов носит скачкообразный характер, обусловленный изменением величины скорости, весом твердых частиц и их трением о дно. Частицы могут перекатываться с грани на грань, скользить по поверхности дна, замедляться, передвигаться скачками пока не задержатся другими частицами или пока скорость потока станет недостаточной для их дальнейшего передвижения. Кроме скачкообразного движения влекомых песчаных частиц, наблюдается перемещение их в виде волн или гряд, образующих рельеф дна речного русла. Высота гряд зависит от скорости и глубины потока, а также от диаметра частиц. Гряды чаще всего располагаются поперек течения или под углом к нему.

Исследования характеристик движения твердых частиц по дну потока позволили установить определенную зависимость между весом частиц, влекомых по дну, и скоростью, при которой эти частицы движутся. Эта зависимость может быть выражена формулой Эри:

$$P = Av^6,$$

где P – вес частицы; v – скорость, при которой частица начинает двигаться; A – коэффициент, зависящий от формы и удельного веса твердой частицы.

По формуле Эри веса влекомых частиц прямо пропорциональны шестой степени скоростей течения. Закон Эри объясняет явления размыва русла реки и передвижения продуктов размыва по дну потока, а также объясняет то обстоятельство, что при сравнительно небольшой разнице в скоростях, горные реки передвигают крупные гальки и валуны, а равнинные реки – мелкие песчаные частицы.

Допустим, что скорости рек равнинного и горного характера находятся в отношении 1:3; тогда веса передвигаемых частиц соответственно будут находиться в отношении 1:36, или 1:729.

Исследования М.А.Великанова по определению связи между скоростью потока и диаметром частицы, находящейся в движении под действием этой скорости, позволили составить зависимость следующего вида:

$$v = \sqrt{g(15d + 0,006)} \text{ м}^3/\text{с},$$

где v – средняя скорость потока; g – ускорение силы тяжести, равное $9,81 \text{ м/с}^2$; d – диаметр частицы (в мм).

Формула Великанова применяется при $d = 0,1\text{--}5$ мм, а для частиц с $d > 5$ мм дает преувеличение значения предельной скорости.

Кроме обломочного материала реки переносят минеральные соединения в растворенном виде.

Растворенные вещества речных вод. Изучение химического состава природных вод, определяющего ряд их практически важных качеств, имеет большое значение для хозяйственной деятельности человека. Знание химического состава необходимо для выяснения агрессивного действия воды на гидротехнические сооружения, при оценке воды для бытового, промышленного и технического водоснабжения, для орошения и многих других целей. Химический состав речной воды неоднороден и зависит от общего комплекса физико-географических условий, среди которых особое значение имеют климат, характер почвенного покрова и горных пород, слагающих бассейн, условия грунтового питания реки, действия человека и живых организмов.

Атмосферные осадки, просачивающиеся через породы земной коры, обогащаются солями, количество которых в большой мере зависит от типа пород. Например, при просачивании через бедные солями торфянисто-тундровые или болотные почвы, вода будет содержать главным образом органические вещества и отличаться очень малой минерализацией; черноземы, каштановые и солончатые почвы способствуют увеличению концентрации солей в речных водах.

Климатические условия (атмосферные осадки, испарение и температура воздуха), определяющие водный режим рек, влияют на минерализацию речной воды. Достаточное количество выпадающих осадков, невысокие температуры воздуха и малое испарение создают большое увлажнение, в результате чего формируется незначительная минерализация воды. Наоборот, в засушливых районах с малыми осадками и значительным испарением, реки маловодны и минерализация воды в них значительно возрастает. Хозяйственные мероприятия в значительной степени воздействуют на химизм речных вод, так как сбрасываемые в реки промышленные и сточные воды, а также строительство водохранилищ могут резко менять их естественный химический состав.

Все природные воды, в том числе и речные, по преобладающему аниону делятся на три класса: гидрокарбонатные (и карбонатные) воды с преобладанием анионов (HCO_3^- и CO_3^{2-}), сульфатные – с преобладанием аниона SO_4^{2-} и хлоридные, в которых преобладает Cl^- . Каждый класс по преобладающему катиону делится на три группы: кальциевую, магниевую и натриевую.

Характерной особенностью гидрохимии речных вод территории России является широтная зональность, сущность которой заключается в том, что в направлении с севера на юг (от зоны тундры к зоне пустынь) наблюдается увеличение степени минерализации речных вод и изменение их класса от гидрокарбонатного к сульфатному и далее к хлоридному. В этом же направлении увеличивается жесткость воды и уменьшается содержание в ней органических веществ.

Воды большинства рек России принадлежат к гидрокарбонатному классу (85%), реки хлоридного класса встречаются значительно реже (7%) и наименьшее распространение имеют реки сульфатного класса (3%).

Концентрация растворенных в воде химических веществ выражается весом их в миллиграммах в единице объема воды (литре) – мг/л.

Речная вода по сравнению с грунтовой, озерной и морской водой обычно имеет меньшую минерализацию, и реки с минерализацией воды свыше 5000 мг/л встречаются довольно редко (р. Тургай в Казахстане имеет общую минерализацию до 19000 мг/л). На территории России по величине минерализации все реки подразделяются на четыре категории (по О.А.Алекину):

- 1) реки с малой минерализацией – сумма ионов до 200 мг/л;
- 2) реки со средней минерализацией – сумма ионов 200–500 мг/л;
- 3) реки с водой повышенной минерализации – сумма ионов 500–1000 мг/л;
- 4) реки с водой высокой минерализации – сумма ионов свыше 1000 мг/л.

Количество растворенных веществ, проносимое рекой через какое-либо живое сечение за некоторый период времени (сутки, месяц, год), называется *стоком растворенных веществ*, или *ионным стоком*, и обыч-

но выражается в тоннах за данный промежуток времени (табл. 6). Масса растворенных веществ, выносимых реками в моря и бессточные озера, достигает значительных размеров; в океаны выносятся основная часть – 73,7% и значительно меньшая доля – 26,3% в бессточные водоемы.

Таблица 6

Гидрохимический сток некоторых рек России и сопредельных государств (по О.А.Алекину)

Река	Площадь бассейна, тыс. км ²	Гидрохимический сток, 10 ⁶ т /год	Средняя годовая минерализация, мг/л
Енисей	2599	29,50	53,8
Обь	2485	30,20	76,6
Лена	2425	41,30	84,6
Сев. Двина	360	17,20	155,8
Печора	326	5,47	42,4
Амур	1843	18,70	54,0
Волга	1380	46,50	182,0
Аму-Дарья	227	17,70	422,0
Сыр-Дарья	219	6,05	432,1
Урал	220	3,32	301,8
Днестр	72	3,04	304,0
Терек	44	3,09	280,9

Связь минерализации воды с условиями питания реки. Химический состав речной воды непостоянен в течение года и подвержен в зависимости от условий питания значительным изменениям. Для большинства рек характерна обратная зависимость величины минерализации воды от водоносности реки, и поэтому, например, для рек, имеющих весеннее половодье, минимальная минерализация наблюдается весной, а для рек с высокогорным питанием – в период наибольшего таяния льда и снега, т. е. летом. Изменения ионного стока, происходящие в году, зависят и от соотношений поверхностного и подземного питания реки в течение года. У рек с весенним половодьем, несмотря на значительное уменьшение минерализации воды, количество выносимых солей во время половодья обычно превышает половину годового ионного стока; на реках с паводками в теплое время года наблюдается наибольший сток растворенных солей в летние месяцы.

Поверхностный и подземный сток существенно различаются между собой по химическому составу вносимой в реку воды. В частности, для поверхностного питания (снегового, дождевого, ледникового) характерно формирование малой минерализации с преобладанием в речной воде ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и HCO_3^- . Такой состав ионов объясняется тем, что поверх-

ностные воды могут выщелачивать из почв и грунтов только те соли, которые находятся близ поверхности земли. Подземные воды (аллювиальные и глубоководные), питающие реки, имеют большую минерализацию. Это объясняется тем, что они более продолжительное время соприкасаются с породами и выщелачивают из них большее количество растворенных веществ. Подземные воды приносят в реки ионы легко растворимых солей (SO_4^{2-} , Cl^- и Na^+).

Таким образом, при увеличении поверхностного питания минерализация речной воды будет уменьшаться и, наоборот, при уменьшении поверхностного и увеличении подземного питания минерализация будет возрастать.

Аккумуляция. Процесс осаждения вещества не завершает перенос и эрозию, а происходит почти одновременно с ними. На первых стадиях развития реки преобладают процессы эрозии, но местами отлагаются и речные осадки, которые, однако, являются неустойчивыми и подвергаются новому размыву и переносу при увеличении полноводности потока и его скорости. По мере выработки профиля равновесия и расширения долины образуются постоянные речные отложения, называемые аллювиальными или аллювием (от лат. «аллювио» – нанос, намыв). В формировании аллювия, как и речных долин, большую роль играют изгибы и излучины реки, в которых меняются турбулентность потока и его скорость. Двигаясь по дуге изгиба, вода испытывает влияние центробежных сил, и стрежень потока прижимается к вогнутому берегу, где она опускается вниз, вызывая усиленный размыв дна, борта русла, и захватывает обломочный материал. Направляясь от подмываемого крутого берега к противоположному – выпуклому, придонные потоки воды, снижая скорость, вынуждены сбрасывать влекомые ими обломки. Здесь начинается интенсивная аккумуляция осадка и образуется так называемая прирусловая отмель. Этот процесс знаменует начало формирования аллювия.

С течением времени подмываемый берег становится обрывистым и постоянно под натиском русловых потоков отступает, увеличивая крутизну изгиба. В это время на противоположном берегу прирусловая отмель постепенно наращивается. Примером необычайно крупной излучины является Самарская Лука на р. Волга, которая огибает приподнятый массив Жигулей. Длительное развитие излучин, наращивание прирусловых отмелей у выступающих берегов и отступление вогнутых берегов, через определенное время приводят к возникновению серии излучин, которые носят название меандр (по названию р. Меандр в Малой Азии).

По мере последовательного развития речной долины площади аллювиальных накоплений расширяются. Намытый низкий берег начинает выступать над уровнем воды и заливается только в половодье. Такой низкий участок долины, сложенный аллювием, представляет пойму ре-

ки. С течением времени профиль долины приобретает плоскодонную или ящикообразную форму. Меандры, развиваясь, приобретают значительную крутизну, образуют серию сближенных между собой петель, разделяемых узкими перешейками. Местами происходит прорыв перешейка и на таких участках река спрямляет свое русло. В покинутой рекой излучине остается замкнутое озерцо, которое медленно зарастает. Отделенные от русла реки излучины с озерами называются старицами. С течением времени такие старицы заполняются осадками и заболачиваются. Процессы образования стариц, меандрирования и спрямления русла весьма характерны для медленно текущих равнинных рек. Наблюдения показали, что излучины развиваются не только в сторону берегов, но и вниз по течению. В результате выступы, сложенные твердыми коренными породами, постепенно срезаются и образуется широкая пойма со сложным рельефом.

Извилистость и разветвленность рек. Как уже отмечалось выше, реки в плане всегда имеют извилистое очертание. Извилистость реки характеризуется коэффициентом извилистости и определяется отношением длины участка реки (L), измеренной по карте, к длине прямой (l), соединяющей начало и конец участка, т. е.

$$k_{изв} = \frac{L}{l}.$$

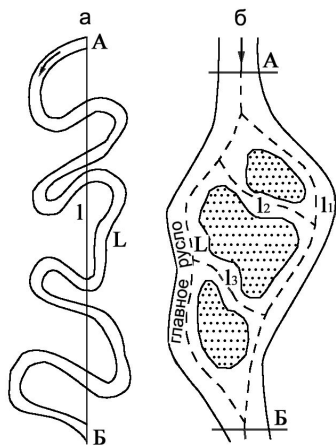


Рис. 28. Определение извилистости (а) и разветвленности (б) реки. Пояснения см. в тексте

При определении извилистости реки ее разбивают на отдельные участки по характеру извилистости и для каждого участка в отдельности устанавливают коэффициент извилистости. Коэффициент извилистости всегда больше единицы. Нередко речное русло разветвляется на несколько протоков, рукавов, образующих остров (рис. 28). Степень разветвленности реки выражается отношением суммы длин всех без исключения протоков, в том числе и участка главного русла $l_1 + l_2 + l_3$, к длине соответствующего участка главного русла. Такая характеристика называется коэффициентом разветвленности и вычисляется по формуле

$$k_{разв} = \frac{l_1 + l_2 + \dots + l_n + L}{L}.$$

Строение долины, поймы и речные террасы. Речными долинами называются неширокие, вытянутые в длину, обычно извилистые углубления земной поверхности, характеризующиеся общим наклоном своего ложа, а также и тем, что, встречаясь между собой, они никогда не пересекаются, а сливаются вместе, образуя одну общую долину. Размеры долин как в длину, так в ширину и глубину могут быть весьма различными. Основными элементами, характеризующими речную долину, являются:

1. Дно или ложе долины – относительно ровная пониженная ее часть, имеющая уклон. Линия, соединяющая пониженные точки долинного ложа, называется *тальвегом* («путь долины»). Самая пониженная часть долины, занятая речным потоком, называется руслом.

2. Склоны долины – повышенные участки суши, ограничивающие с боков дно долины и имеющие уклон к реке.

3. Бровки долины – линии сопряжения ее склонов с поверхностью, прилегающей к долине местности.

4. Подошвы склонов – самая нижняя часть склонов в местах их соединения с дном долины.

5. Ширина долины по верху и по дну – расстояние между ее бровками и подошвами склонов.

6. Глубина долины – превышение бровки долины над низким уровнем воды в реке.

7. Террасы – горизонтальные или слегка наклонные площадки, располагающиеся уступами в пределах дна и склонов речной долины.

Первая терраса, расположенная в пределах дна долины и заливаемая высокими водами, называется поймой. Выше поймы расположена вторая, незатапливаемая, или надлуговая терраса; еще выше третья, являющаяся древним образованием речной долины.

Глубина долин изменяется в широких пределах. В равнинных районах долины неглубокие, от нескольких десятков метров до 200–300 м; в горах глубина долин может достигать 2 тыс. м.

Ширина речных долин обычно увеличивается от верховьев рек к низовьям, но возможны и сужения долины вследствие пересечения горной гряды, обвалов или осыпей.

Склоны речных долин по своему внешнему виду могут иметь выпуклую, вогнутую, ступенчатую и прямолинейную форму и быть различной крутизны – от пологих до отвесных. Поверхность склонов может расщепляться различными по размерам оврагами, балками, логами и рытвинами, образование которых зависит от грунтов, растительности и крутизны долинных склонов. В зависимости от свойств горных пород, которыми сло-

жены дно и склоны долины, они имеют различный продольный профиль, различные очертания в плане и поперечном разрезе. Продольный уклон долины обычно имеет сравнительно плавный характер и уменьшается от верхней части долины к ее низовым частям; такие долины называются нормальными. Речные долины, имеющие чередование плоских поверхностей дна с резкими понижениями его – уступами, называются ступенчатыми. В зависимости от стадии развития речной долины она может быть отнесена к периоду молодости или старости. Молодые долины характеризуются незначительной разработанностью дна и склонов действием текущей воды, в плане имеют вид ломаных линий и дно их бывает часто ступенчатым. Такие долины встречаются в горных странах со скалистым дном и склонами. Старые долины имеют в плане плавно извилистый вид, дно их с равномерным продольным уклоном обычно заполнено твердыми наносами. В природе довольно редко встречаются речные долины с правильным и ясно выраженным профилем, относящимся к одному из отмеченных типов долин. Типичная форма долины обычно искажается наличием оползней, осыпей и обвалов крутых склонов долин, а также конусами выносов из боковых долин и эрозионной деятельностью текучих вод. Нередко один тип долин переходит в другой, а одна и та же речная долина на своем протяжении может представлять различные типы, например, долины крупных рек: Енисея, Лены, Амура.

Отложения, которые формируются в пределах русла рек, носят название руслового аллювия. Ими выстилается дно реки на всем протяжении долины. Они представлены грубозернистыми и крупнозернистыми (реже мелкозернистыми) песками с включениями гравия и галек. Местами, особенно в долинах рек с сильными течениями, русловой аллювий представлен исключительно галечным материалом. Пойменный аллювий формируется в период паводков и половодий и тогда на пойме осаждается главным образом тонкий материал. Пойменные отложения представлены преимущественно супесчано-суглинистым материалом.

В пойме реки различают (рис. 29):

- прирусловой или береговой вал, примыкающий к главному руслу;
- центральную часть поймы; в ее пределах могут находиться низкая пойма, которая заливается водами ежегодно, и высокая пойма, заливаемая только в самые обильные паводки;
- притеррасовую пойму – самую пониженную часть поймы, примыкающую к берегу.

По своему строению и составу аллювиальные отложения горных рек существенным образом отличаются от аллювия равнинных рек. Из-за больших скоростей горных рек песчаные и глинистые частицы не оседают на дно, а переносятся к приустьевым частям, где скорость потока снижает-

ся, а уклон долины выполаживается. В долине горной реки откладывается грубый материал – гравий, галечники и валуны. Ими сложены русловые отложения. Сама по себе пойма в долинах горных рек слабо выражена, а если и существует, то складывается исключительно грубым обломочным материалом, в лучшем случае грубозернистыми песками. Причем аллювиальные отложения часто перемешиваются с пролювиальными конусами выноса.

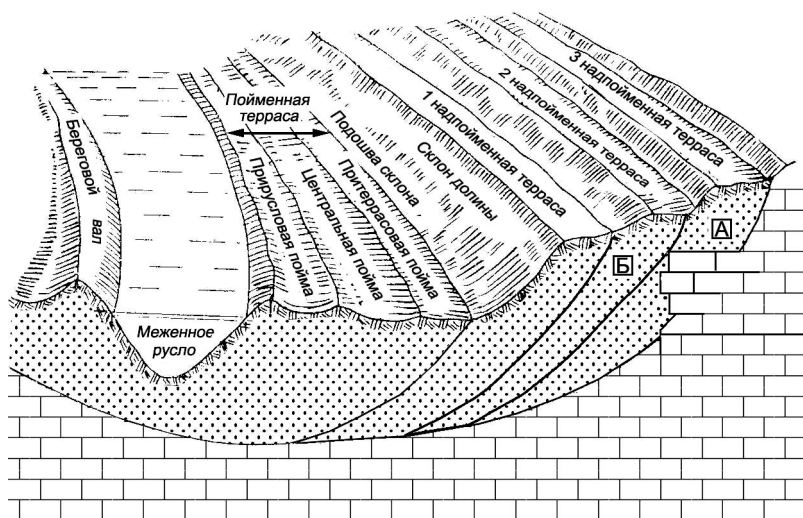


Рис. 29. Схема речной долины (А-цокольная терраса, Б-аккумулятивная терраса)

Долины рек непрерывно развиваются, и происходит переход от одной стадии к другой, которые последовательно повторяются. На первой стадии развития, которая соответствует геоморфологической молодости равнины, происходит резкое преобладание глубинной эрозии, на второй стадии – геоморфологической зрелости – дно долины становится плоским и возникает пойма. Изменение положения базиса эрозии вызывает омоложение долины и происходит новое врезание и расширение самой долины.

Геологическими и геоморфологическими исследованиями было установлено, что в каждой долине горных и равнинных рек на склонах наблюдаются располагающиеся друг над другом выровненные площадки, которые получили название террас. Возвышающиеся над поймой и отделенные друг от друга террасы получили название надпойменных террас. Такие надпойменные террасы, которые последовательно сформировались на склонах долины, придают самой речной долине сложный ступенчатый характер. В пределах равнинных рек насчитывается несколько надпой-

менных террас, а в горных районах число их возрастает до 8–10.

Каждая терраса имеет следующие геоморфологические элементы (см. рис. 27): террасовидную площадку, уступ или склон, бровку террасы и тыловой шов, где терраса сочленяется или с коренным склоном, или со следующей более высокой террасой.

По происхождению и истории развития среди террас различают следующие типы:

- эрозионные или скульптурные (террасы размыва);
- аккумулятивные;
- эрозионно-аккумулятивные, или цокольные.

Эрозионные террасы встречаются главным образом в долинах горных рек, которые рассекают горно-складчатые сооружения, в пределах которых тектонические движения временами возобновляют свои действия. Вследствие этого меняются базис эрозии и уклоны долины, возникают новые местные базисы эрозии. В связи с изменением уклона продольного профиля реки периодически возобновляются глубинная и боковая эрозии. В образовавшихся террасах почти вся террасовидная площадка и уступ до расположенной ниже площадки слагаются коренными породами и лишь в отдельных случаях встречаются галечники малой мощности.

Аккумулятивные террасы характеризуются тем, что все их площадки и уступы сложены аллювиальными отложениями. Среди них наблюдается разновозрастный аллювий и видно, как более молодые аллювиальные образования врезаются в более древние.

Эрозионно-аккумулятивные, или цокольные, террасы характеризуются тем, что нижняя часть уступа (цоколь) сложена коренными породами, а верхняя часть – аллювиальными отложениями.

Наличие террас в долинах рек свидетельствует о том, что река протекала когда-то на более высоких гипсометрических уровнях, которые с течением времени были прорезаны в результате усиления глубинной эрозии. Образование террас было вызвано периодическим понижением базиса эрозии, тектоническими движениями или колебаниями климата, которые вызывали изменение уклона долины и степень полноводности реки. Для развития речных долин большое значение имеет тектонический фактор. При поднятии области, в которой находилось верховье реки, или при опускании базиса эрозии меняется уклон реки и, следовательно, сила ее потока, тогда резко возрастает глубинная эрозия. В результате на месте плоскодонных долин вырабатываются вначале врезы V-образного типа, на новом уровне формируется профиль равновесия, а затем и новая пойма. Прежняя пойма остается в виде террасы, возвышающейся над новой поймой. При многократных понижениях базиса эрозии или поднятиях верховьев рек, на склонах долин образуется целая система надпойменных террас. Изучение террас, их формы, высоты и

состава слагающих их отложений помогают восстановить историю формирования речной долины. Счет надпойменных террас производится снизу вверх. Самая нижняя надпойменная терраса оказывается и самой молодой, а самая высокая – самой древней.

§19. Расчеты речного стока

Физико-географические факторы стока. Сток рек зависит от целого ряда факторов, из которых одни способствуют его увеличению, а другие, наоборот, уменьшают его. Главнейшими факторами, изменяющими величину и режим речного стока, являются:

- 1) климатические (осадки, испарение);
- 2) топографические, характеризующие рельеф, размеры и форму речных бассейнов;
- 3) почвенно-геологические, включающие и растительный покров;
- 4) хозяйственная деятельность человека.

Из указанных факторов решающими для стока рек являются климатические. Для любого бассейна реки чем больше осадков и меньше испарение, тем больше будет сток рек. Кроме того, величина стока реки зависит не только от количества выпавших осадков, но и от их распределения во времени. Осадки, выпавшие в зимний период, обычно дают большой поверхностный сток и значительно увеличивают водность рек весной; если же осадки выпадают в летний, жаркий период, то значительная часть их теряется на испарение и просачивание в почву.

Испарение с поверхности речного бассейна включает испарение с поверхности водоемов и почвы, а также транспирацию растений. Величина испарения определяется климатическими факторами – осадками и температурами, а также факторами подстилающей поверхности водосбора: составом почв и пород, растительностью, наличием водных площадей (озера, водотоки). В частности, почвенно-геологические условия определяют возможность инфильтрации осадков, выпавших на поверхность речного бассейна. Часть этих осадков просачивается и задерживается в верхнем слое почв и в дальнейшем расходуется на испарение и транспирацию растениями. Почвенно-геологические условия определяют также условия проникновения влаги в более глубокие слои, где она пополняет запасы грунтовых вод, которые также участвуют в питании рек. Процессы инфильтрации осадков протекают особенно интенсивно в бассейнах рек, сложенных рыхлыми водопроницаемыми породами, которые являются как бы аккумуляторами влаги, расходуемой в последующем для равномерного питания реки. Большое значение для питания реки грунтовыми

водами имеет глубина эрозионного вреза русла реки. Если русло реки не достигает водоносного горизонта грунтовых вод, то питание ее протекает только за счет поверхностных вод, а влага, просочившаяся ниже эрозионного вреза, не будет участвовать в питании реки.

Растительность в бассейне реки оказывает влияние на сток тем, что она замедляет стекание воды, в связи с чем увеличивается инфильтрация влаги в почву. Кроме того, с почв, покрытых растительностью, расходуется влаги на испарение и транспирацию растениями больше, чем с почв без растительности.

Рельеф поверхности водосбора определяет уклоны, густоту речной и овражно-балочной сети и влияет на сток за счет увеличения или уменьшения скорости стекания воды, в соответствии с чем уменьшаются или увеличиваются потери стока на испарение и инфильтрацию. При плоском рельефе сток воды с поверхности водосбора будет затруднен, а при наличии замкнутых понижений рельефа вода в них будет задерживаться.

Отдельно следует отметить факторы, влияющие на изменение стока реки, связанные с хозяйственной деятельностью человека, как-то: изменение путей стока, изменение характера поверхности бассейна, возведение плотин, вырубка лесов, расширение посевных площадей, осушение, обводнение и другие мероприятия. Некоторые из этих видов деятельности вносят значительные изменения в естественные природные условия и оказывают большое влияние на сток рек.

Единицы измерения стока. В практике гидрологических расчетов в целях учета и сопоставления стока для различных рек или для различных створов на одной реке выработаны особые характеристики стока, из которых наиболее распространенные приводятся ниже.

1. Объем стока реки, который протекает через данный створ реки за какой-либо период времени (за год, месяц, сутки), выражается в м^3 или км^3 .

2. Расход воды в кубических метрах за секунду (Q , $\text{м}^3/\text{с}$) характеризует водность реки у данного створа (пункта) в любой момент времени. Для сопоставления водности реки у разных створов или для различных рек пользуются значением среднего расхода реки за какой-либо длительный период (многолетний, за год, за месяц). Значение среднего расхода реки за какой-либо период можно определить путем деления объема стока за этот период на число секунд в нем, т. е.

$$Q_{\text{ср}} = \frac{W}{T}, (\text{м}^3/\text{с}), \text{ откуда } W = Q_{\text{ср}} T$$

3. Модуль стока (M) – расход воды, стекающий за одну секунду с единицы площади бассейна реки. В практике гидрологических расчетов модуль стока выражают в литрах за секунду с 1 км^2 площади бассейна. Зная для какого-либо пункта на реке расход воды (Q) и площадь бассейна (P),

модуль стока определяют из соотношения:

$$M = \frac{1000Q}{F}, \text{ л/с.}$$

4. Высота слоя стока (h) представляет собой выраженную в миллиметрах высоту слоя воды, который получится, если объем стока реки распределить равномерно по площади бассейна. Если известны объем стока за какой-либо период (W) и площадь бассейна (P), то высота стока определяется из выражения:

$$h = \frac{W \cdot 10^3}{F \cdot 10^6} = \frac{W}{1000F} \quad \text{или} \quad h = \frac{Q_{ср} T}{1000F} \text{ (мм).}$$

5. Коэффициент стока (η) представляет собой отношение слоя стока (h) с данной площади за какой-то промежуток времени к величине слоя осадков (x), выпавших на эту площадь за тот же промежуток времени

$$\eta = \frac{h}{x}.$$

Коэффициент стока является безразмерной величиной, которая всегда меньше единицы. Величина его показывает, какая доля осадков, выпавших в бассейне, стекает в реку. Значение коэффициента стока можно вычислить точно только для длительного многолетнего периода. Для более коротких периодов (год, месяц) вычисленная величина является условной, так как сток реки за короткий период вызван не только осадками этого периода, но и частью осадков за предшествующий период.

6. Модульные коэффициенты представляют собой отношение стока данного года или какого-либо периода к их среднемуголетнему значению. Модульные коэффициенты характеризуют водность данного года; так, годы с модульным коэффициентом больше 1,0 являются многоводными, а годы с модульным коэффициентом меньше единицы – маловодными.

Уравнение водного баланса. Для исследования количественных соотношений между отдельными элементами водного режима какой-либо территории применяется метод водного баланса, сущность которого заключается в том, что за любой промежуток времени можно для изучаемой территории установить приход и расход влаги и изменение ее запасов.

Для расчета водного баланса на карте выделяется замкнутый бассейн реки, ограниченный водораздельной линией, площадь которого является водосборной для поверхностного стока. Для такого бассейна за рассматриваемый период времени приходную часть водного баланса будут составлять: осадки (X), выпавшие на поверхность бассейна, конденсация паров воздуха (Z_I) и количество воды, поступившей путем подземного

стока (W_1) с соседних бассейнов.

Расходную часть водного баланса составят: поверхностный русловой сток (Y), испарение с поверхности воды, снега, почвы, растительности и транспирация (Z_2), подземный отток воды в соседние бассейны (W_2).

Кроме указанных элементов приходной и расходной частей водного баланса, необходимо учесть, что в бассейне на каждый рассматриваемый момент времени имеются запасы влаги (U), которые находятся как на поверхности бассейна (в углублениях рельефа, в руслах речной сети, в озерах и др.), так и в подземном слое. Эти запасы влаги в засушливый период уменьшаются, и тогда расходная часть водного баланса будет превышать приходную часть на величину ΔU , а во влажный период будет наблюдаться обратное явление.

Таким образом, уравнение водного баланса для замкнутого бассейна за произвольный отрезок времени будет иметь такой общий вид:

$$X + Z_1 + W_1 = Y + Z_2 + W_2 \pm \Delta U.$$

В этом уравнении все элементы водного баланса даны в одних величинах, в виде слоя воды (в мм), т. е. объема воды, деленного на площадь рассматриваемой территории.

Приходную часть водного баланса составляют не только осадки и приток подземных вод со стороны, но и конденсация влаги на площади бассейна, которая для засушливых районов может составлять до 50% по отношению к годовым осадкам. Если обозначить разность между испарением (Z_2) и конденсацией (Z_1) через Z , т. е. $Z = Z_2 - Z_1$ эта разность будет всегда положительной. Для крупных бассейнов можно приближенно считать, что приток подземных вод из соседних бассейнов компенсируется таким же количеством подземных вод, уходящих за пределы бассейна, т. е. что $W_1 = W_2$.

С учетом этих допущений уравнение водного баланса примет упрощенный вид:

$$X = Y + Z \pm \Delta U.$$

Таким образом, водный баланс для замкнутого бассейна за любой период времени составляется из таких основных элементов:

- а) притока влаги в виде осадков, выпавших на поверхность бассейна;
- б) расходования влаги на поверхностный сток и на испарение (точнее, испарение минус конденсация);
- в) накопления или убыли запасов влаги, имевшихся к началу периода на поверхности бассейна и в подземном слое.

Рассмотрим уравнение водного баланса для отдельного гидрологического года, который включает в себя периоды снеготаяния и половодья, интенсивных дождей и стока этих дождевых вод, т. е. имеет замкнутый

цикл накопления и расходования влаги на поверхности бассейна. Для такого периода можно принять изменение запасов поверхностных вод равным нулю. Однако за гидрологический год изменение запасов подземных вод принять равным нулю нельзя, так как подземные воды представляют собой как бы резервуар влаги, которая накапливается в нем в годы влажные и расходуется в последующие засушливые годы. Поэтому для гидрологического года уравнение водного баланса можно записать в следующем виде: $X = Y + Z \pm \Delta U_{\text{подз}}$.

Величина изменения запасов подземных вод меняется из года в год. В среднем за многолетний период можно принять, что накопление влаги за отдельные годы компенсируется расходом ее в другие годы. Поэтому для среднего за многолетний период года уравнение водного баланса будет иметь вид: $X = Y + Z$.

Если разделить правую и левую части этого равенства на X (осадки), то будем иметь:

$$\frac{Y}{X} + \frac{Z}{X} = 1,$$

т. е. доля осадков, расходуемая на сток, и доля, расходуемая на испарение, в сумме составляют единицу. Отношение $\frac{Y}{X}$ является коэффициентом стока, а отношение $\frac{Z}{X}$ — коэффициентом испарения.

В районах избыточного увлажнения коэффициент стока достигает величины 0,5–0,6 и больше, а коэффициент испарения небольшой. Наоборот, в засушливых районах коэффициент испарения достигает 1,0, т. е. все осадки расходуются на испарение.

Пользуясь уравнением водного баланса, можно определить величины слагающих его элементов для исследуемого бассейна. Величину осадков, выпавших на поверхность бассейна, можно учесть с помощью непосредственных измерений. Также можно количественно определить сток реки в замыкающем створе на основе гидрометрических наблюдений. Значительно сложнее определить величину испарения с бассейна, так как расходование воды на испарение происходит:

- а) с водной поверхности и с поверхности снега и льда;
- б) с поверхности почвы и растений;
- в) транспирацией растениями.

С помощью непосредственных наблюдений можно получить приближенные величины испарения с водной поверхности, с некоторых грунтов и с некоторых видов растительности. Получить же величину испарения со всей площади бассейна при многообразии условий, его определяющих, не

представляется возможным. Поэтому определить величину испарения для большого бассейна можно в среднем за многолетний период косвенным путем по уравнению водного баланса, т.е. $Z=X-Y$.

Работа и мощность рек. Вода рек, стекающая по земной поверхности под действием силы тяжести, непрерывно производит значительную работу, которая зависит от скорости движения и от переносимых масс воды. Величина работы равна произведению веса стекающей воды на высоту падения реки, т. е.

$$A = \gamma H$$

где A – работа реки (в кг/м или т/м); γ – вес единицы объема (в т/м³); P – вес стекающей воды (в кг или т); H – падение реки в метрах.

Работа реки, производимая в единицу времени, называется мощностью, т. е.

$$N = \gamma \frac{P}{t} H.$$

Так как $\gamma = 1000 \text{ кг/м}^3$, а $\frac{P}{t} = Q \text{ м}^3/\text{с}$, то $N = 1000 QH \text{ кГм/с}$.

Мощность водотока, если известен его средний многолетний расход Q (м³/с) и величина естественного падения – H (м), может быть выражена формулой (в киловаттах; 1 кВт = 102 кГм/с):

$$N = \frac{1000}{102} QH = 9,8QH \text{ кВт.}$$

Если величину мощности (N) данного участка реки разделить на длину его (L), выраженную в километрах, получим удельную километровую мощность реки

$$N_{\text{уд}} = \frac{N}{L} \text{ кВт/км.}$$

Сумма мощностей участков реки на всем ее протяжении называется полной мощностью реки $\Sigma N = \Sigma (9,8 \cdot QH)$. Частное от деления полной мощности реки на площадь водосбора F называется удельной мощностью бассейна реки

$$n = \frac{\Sigma N}{F} \text{ кВт/км}^2.$$

Для наглядной характеристики реки в энергетическом отношении строят так называемый кадастровый водноэнергетический график (рис. 30), на котором приводятся совмещенные графики продольного профиля, нарастания среднего годового расхода, нарастания площади бассейна,

суммарных и удельных мощностей реки. Основными расчетными данными, определяющими энергетические ресурсы каждого в отдельности участка реки, являются падение и расход воды на участке реки. При наличии этих данных водноэнергетические ресурсы отдельных водотоков подсчитываются путем поучасткового суммирования по расчетной формуле:

$$N = 9,8 \sum_{l=1}^{l=n} \frac{Q_{lh} + Q_{lk}}{2} H_l \text{ кВт,}$$

где Q_{lh} и Q_{lk} – соответственно средний многолетний расход воды в начале и в конце участка реки l ; H_l – падение реки на участке; n – число участков.

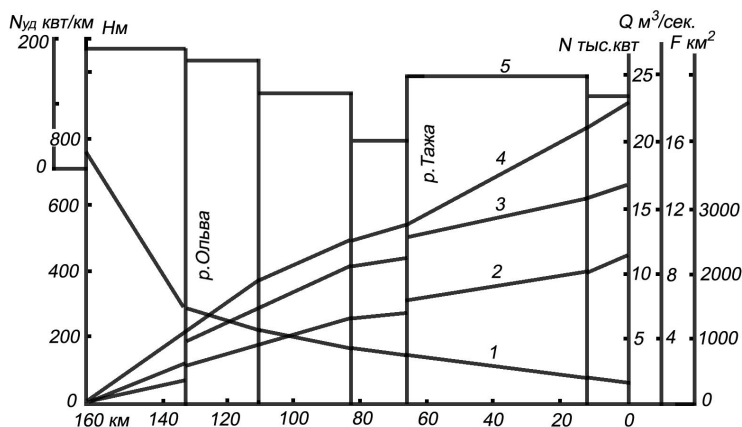


Рис. 30. Водноэнергетический кадастровый график р.Коквы (по Н.А.Соломенцеву и др.). Совмещенные графики: 1–продольного профиля реки, 2–нарастания площади бассейна, 3–нарастания среднего годового расхода, 4–суммарной мощности, 5–удельной мощности.

Метод поучасткового суммирования мощности позволяет оценить энергетические ресурсы по отдельным участкам реки, что особенно важно для практических целей. Запасы водной энергии подсчитываются обычно в табличной форме для всей реки с суммированием по участкам, кроме этого, делаются подсчеты удельной мощности на 1 км длины реки. Наряду с табличными материалами существенной частью водноэнергетического кадастра являются наглядные графические приложения, построение которых начинается с нанесения на график продольного профиля реки, затем на тот же график наносятся графики нарастания расходов воды и площадей по длине реки, графики суммарной и удельной мощности.

§20. Экологическая роль поверхностных водотоков

Поверхностные воды в настоящее время стали фактором глобальных экологических проблем. В первую очередь – это обеспеченность чистой питьевой водой населения Земли. Кроме всего прочего, поверхностные воды являются важнейшим фактором глобального переноса биогенных элементов – углерода, азота, серы, фосфора и др. Поверхностные воды ежегодно выносят в Мировой океан около 22 млрд. т обломочного материала (рис. 31) и около 3 млрд. т растворенных веществ.

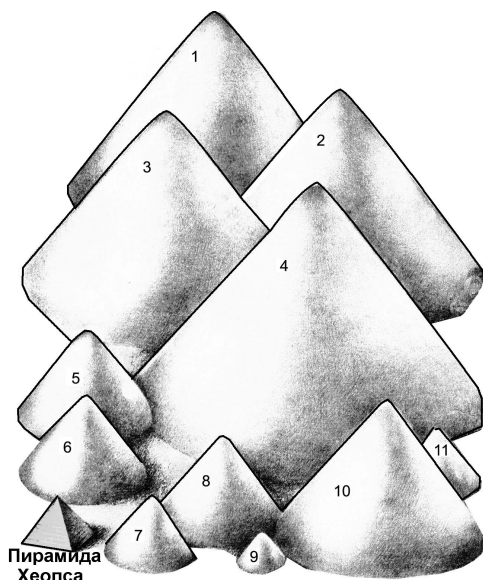


Рис. 31. Количество обломочного материала ежегодно выносимого реками с территории суши (1–Меконг, 2–Амазонка, 3–Тигр и Ефрат, 4–Ганг, 5–Замбези, 6–Нил, 7–Рона, 8–Дунай, 9–Рейн, 10–Инд, 11–Волга; для сравнения в левом нижнем углу приведена пирамида Хеопса)

Многие острые геоэкологические проблемы связаны с водными ресурсами. Ухудшение качества воды и гидрологического режима пагубно отражается на функционировании естественных и сельскохозяйственных систем. Изменение инфильтрационной способности почв, перехват осадков растительностью, избыток или дефицит воды приводят к заболачиванию, развитию катастрофических наводнений или опустыниванию территорий. Сама по себе вода является незаменимым сырьевым ресурсом. Из всех источников мира забор воды составляет около 4000 км^3 , что на три порядка больше таких широко используемых человечеством ресурсов, как нефть или газ.

Создание плотин и водохранилищ – это не только важнейший способ увеличения объема возобновляемых водных ресурсов и получения электроэнергии, но и источник возникновения ряда экологических проблем. Последнее заключается не только в эвтрофикации поверхностей водоемов, но и в изменении микроклимата территории, увеличении нагрузки

на дно и провоцировании наведенных землетрясений.

С эрозионной аккумулятивной деятельностью поверхностных вод связаны не только смыв, перенос и накопление рыхлых образований (вместе с обломочным материалом поверхностные воды размывают и уничтожают почвы), но и формирование ценных полезных ископаемых. Они называются аллювиальными россыпными месторождениями. Ввиду того что ряд так называемых неустойчивых минералов обладают низкой плотностью, они в процессе длительной транспортировки легко поддаются истиранию и разрушаются. В противоположность им такие устойчивые минералы, как самородное золото и платина, касситерит, вольфрамит, магнетит, рутил, циркон, гранат, алмаз, образуют промышленные скопления полезных ископаемых – россыпи. Россыпи бывают как в пойме, так и на террасах и образуют характерные полосовидные вытянутые залежи в нижней части аллювия. Наличие среди аллювиальных отложений ценных устойчивых минералов дает возможность последовательно вверх по реке проследить за постепенным увеличением их концентрации и по этому признаку выйти на коренные залежи, из которых размываются и выносятся данные минералы. Кроме современных и относительно молодых россыпей имеются и древние россыпи. Они залегают на большой глубине среди древних аллювиальных толщ, и некоторые из них характеризуются значительной цементацией. Классическим примером древних россыпей могут служить золотоносные конгломераты Витватерсранда в Южной Африке, где при огромных запасах среднее содержание золота достигает 8 г/т (обычно разрабатывают россыпи при содержании Au около 1 г/т).

С древними поймами и дельтами связано формирование угленосных отложений. Такими, в частности, являются угли Кузнецкого и Канско-Ачинского угленосных бассейнов. Глубокие преобразования органического материала, накопленного в дельтовой зоне, при повышенных давлении и температурах могут привести к образованию нефти и газа. Таковыми являются нефтяные и газовые месторождения Апшеронского полуострова, Ближнего и Среднего Востока. Кроме того, крупнейшие запасы углеводородного сырья располагаются в пределах шельфовых зон. Россия является мировым лидером по размерам собственного континентального шельфа (его территория превышает 6,2 млн. км², из них 4 млн. км² являются перспективными на нефть и газ). Основной объем запасов нефти и газа в России сосредоточен в недрах шельфа арктических морей, характеризующихся суровыми климатическими условиями и экстремальной ледовой обстановкой, что требует колоссальных инвестиций, но и отдача будет столь же колоссальной. Начальные извлекаемые ресурсы шельфа превышают 100 млрд. тонн условного топлива (в том числе около 11 млрд. тонн промышленных запасов). При этом средние запасы морских месторождений (40 млн. тонн) примерно вчетверо больше, чем средние запасы континентальных месторождений.

§21. Озера

Типы озер, происхождение котловин. Озером называется заполненная водой котловина или впадина земной поверхности, не имеющая непосредственного соединения с морем. Часть гидрологии суши, изучающая озера, называется *лимнологией* (озероведением). Озеро образуется в том случае, если приток вод (поверхностных и подземных) в котловину больше потерь воды из этой котловины путем испарения, фильтрации и стока. Водный режим озера зависит от физико-географических факторов, из которых особенно важными являются климатические: осадки и испарение.

По происхождению озерные котловины делятся на плотинные, котловинные и смешанные.

Плотинные (запрудные) озера возникают в результате перекрытия речной долины горным обвалом, наносами, потоком лавы, ледником и др. К плотинным озерам относятся речные, долинные и прибрежные. Кроме того, к плотинным озерам можно отнести искусственные водохранилища, возникающие при сооружении плотин на реках, например, Рыбинское, Цимлянское и др.

Речные озера могут образоваться при временном пересыхании реки и представляют собой цепочку водоемов, разделенных сухими участками речного русла. Наиболее распространенными речными озерами являются озера в поймах рек. Эти пойменные озера образуются в результате полного отделения от реки проток (рукавов реки) и участков старого русла (стариц). Пойменные озера возникают также вследствие затопления водами понижений и впадин, имеющих в поймах рек. Рассматриваемые озера в большом количестве встречаются в поймах Волги, Днепра, Оки и других рек.

Долинные озера образуются вследствие обвалов горных пород, приводящих к образованию в горной долине запруды. К долинным озерам относятся, например, оз. Рица в Абхазии, образовавшееся в долине р. Юпшары, оз. Сарезское на Памире в долине р. Мургаб и ряд других. Долинные озера возникают и при запруживании реки наносами, слагающими конус выноса бокового ущелья. Как правило, такое озеро образуется после сильных ливней и бывает недолговечным. Если ледниковый язык достигает реки и запруживает ее, может также появиться плотинное озеро.

Прибрежные озера образуются на морских побережьях в результате отделения от моря мелководных заливов и бухт песчано-глинистыми косами; такие озера называются лагунами, например оз. Палеостоми на Черноморском побережье. Кроме того, на побережьях образуются лиманные озера, возникающие в устьевых частях долин.

Среди *котловинных* озер в зависимости от происхождения их котловин различают: тектонические, вулканические, ледниковые (моренные),

каровые, карстовые, термокарстовые и дефляционные (эоловые).

Тектонические озера возникают в результате горообразовательных процессов при движении земной коры (сбросы, сдвиги). Так образовались озеро Каспийское море, Байкал, Севан и др. Тектонические озера отличаются большими размерами и глубинами; часто они имеют продолговатую форму.

Вулканические озера образуются в кратерах потухших вулканов или во впадинах на поверхности застывшей лавы.

Ледниковые (моренные) озера образуются в результате эрозионно-аккумуляционной деятельности ледника, который выпихивает углубления в земной поверхности, видоизменяет ранее существовавшие котловины и откладывает в виде морены материал, который он переносит (камни, щебень, песок, глину). Местность после таяния ледника имеет типичный моренный ландшафт в виде чередующихся возвышенностей и замкнутых понижений. Эти понижения заполненные водой, являются моренными озерами. Они имеют разнообразную форму и распространены в местах древнего оледенения: в Карелии, Ленинградской области, Прибалтике, Скандинавии, Финляндии и Канаде.

Каровые озера возникают на склонах гор в углублениях, образованных совместной работой льда и морозного выветривания; распространены на Кавказе, Алтае, Саянах, Альпах.

Карстовые озера формируются в результате химической эрозии, т. е. растворения водой некоторых горных пород (известняка, гипса и др.). При этом образуются небольшие, чаще всего глубокие овальные или воронкообразные озера. Встречаются они чаще всего на Кавказе, Крыму, Поволжье, Урале, в бассейне р. Сев. Двины и других районах.

Термокарстовые озера возникают в замкнутых котловинах, воронках и блюдцеобразных понижениях, образующихся в результате таяния погребенных пластов и линз льда, с последующим оседанием вышележащих слоев грунта; эти озера встречаются в районах развития вечной мерзлоты.

Дефляционные (эоловые) озера образуются в углублениях, появляющихся на земной поверхности в результате выдувания мелких частиц грунта ветром. Такие углубления часто бывают между барханами или дюнами. Эоловые котловины обычно имеют небольшие размеры.

Смешанные озера (плотинно-котловинные) возникают в результате действия многих процессов. Например, тектонические процессы и деятельность ледника привели к образованию Ладожского, Онежского и Теллецкого озер.

По происхождению водной массы озера делятся на реликтовые (остаточные) и озера наземного происхождения.

Реликтовые озера – части Мирового океана, сравнительно недавно отделившиеся от него. Например, Каспийское озеро ранее (около 4000 лет назад)

соединялось проливом с Азовским морем, который находился на месте современной долины р. Маныч. Такого же происхождения озера Ладожское, Онежское и Ильмень. Раньше они входили в состав так называемого Иольдиевского моря, простиравшегося на месте современного Балтийского моря и части Скандинавии и Финляндии, соединяясь с Северным и Белым морями. В некоторых из этих озер сохранились даже особые виды фауны. До сих пор в Каспийском и Ладожском озерах встречаются тюлени, что свидетельствует о ранее существовавшей связи этих озер с морями.

Озера наземного происхождения никогда не были связаны с Мировым океаном, и воды в них накопились за счет атмосферных осадков и грунтового питания.

Географическое распространение озер определяется физико-географическими условиями, из которых наибольшее значение имеют климатические, обуславливающие питание озер. В районах с влажным климатом много озер, все они полноводны, с пресной водой; в условиях сухого климата озер немного, они маловодные и бывают чаще всего солоноватыми или солеными. Большинство озер располагается группами, образуя целые озерные страны, например, на территории Финляндии находится около 35 тыс. озер, покрывающих около 15% площади страны.

Высотное расположение озер очень разнообразно. Так, в Альпах есть озеро, расположенное на 5370 м выше уровня моря, в Тибете – на 5000 м, на Кавказе – до 3600 м, в Карпатах – 1500–2000 м, в Норвегии – 1000–1600 м. Есть озера, расположенные ниже уровня моря, например, Мертвое море. Его поверхность находится на отметке 395 м ниже уровня Мирового океана. Размеры озер также очень разнообразны. В таблице 6 приведены крупнейшие озера мира.

Таблица 6

Крупнейшие озера земного шара

Озеро	Площадь, тыс. км ²	Глубина, м	Озеро	Площадь, тыс. км ²	Глубина, м
Каспийское	394,3	980	Байкал	31,5	1620
Верхнее	82,4	308	Б. Невольничье	28,9	150
Виктория	68,0	80	Ньяса	26,5-30,81	706
Аральское	66,5	68	Эри	25,7	62
Гурон	59,6	222	Онтарио	19,4	237
Мичиган	58,0	233	Ладожское	18,4	225
Танганьика	32,9	1435	Балхаш	17,0-19,01	26

Морфология озерной котловины. Часть озерной котловины, заполненная водой до высоты наибольшего уровня, называется озерным ложем;

оно имеет склоны и дно. В озерном ложе различают береговую и глубинную области. В береговой области преобладают процессы разрушения горных пород под влиянием волнового прибоя, постепенно меняющего форму берегов. Глубинная область характеризуется отложением продуктов разрушения берегов.

Береговая область состоит из трех зон: берега, побережья и береговой отмели.

Берег – часть суши, окаймляющая озеро в виде склонов различной крутизны. Основание берега располагается на верхней границе волнового прибоя, заканчиваясь бровкой, т. е. линией сопряжения склонов с прилегающей местностью.

Побережье – зона прибоя. Часть этой зоны, вплотную прилегающая к берегу и покрываемая водой только при бурном волнении, называется сухим побережьем. Часть, затопляемая периодически при подъеме уровня, называется затопляемой, и, наконец, часть побережья, находящаяся постоянно под водой, называется подводной.

Береговая отмель в виде подводной террасы спускается вглубь и ограничивается подводным откосом (отсыпью), который отделяет склон от дна озерного ложа. Береговая отмель образуется как в результате размыва коренных пород, так и за счет намыва рыхлого материала, приносимого волнами.

Побережье и береговую отмель называют еще литоралью, или прибрежной зоной. Ее нижняя граница определяется глубиной проникновения солнечных лучей, которая ограничивает распространение зеленой растительности. Глубина литорали невелика и составляет несколько метров.

Глубинная область озера называется *профундалью*, чашой или ванной и располагается она в наиболее глубокой части озерного дна, куда не проникает волнение. Между литоралью и профундалью выделяется переходная область, которая называется сублиторалью.

На рис. 32 показана типовая схема расчленения береговой области озера. Однако для некоторых озер границы между отдельными частями береговой области могут и не соответствовать приведенной схеме, что зависит от периода существования и размеров озера, геологического строения котловины, климатических условий, силы прибоя и других причин, которые в различной мере влияют на условия образования береговой области озера. В течение всего времени существования озерная котловина не остается неизменной. Под влиянием волнового прибоя берега ее разрушаются, крупный обломочный материал откладывается вблизи их, образуя береговую отмель, а мелкие частицы переносятся вглубь озера, постепенно оседая на дне. Прибой способствует постепенному отделению от суши мысов и превращению их в острова, а также заполнению вдающихся в берег заливов рыхлыми материалами, постепенно выравнивая берега озера.

Значительную роль в выравнивании рельефа озерного ложа играют реки, которые приносят большое количество обломочного материала. Более крупные частицы осаждаются вблизи речных устьев и приводят со временем к образованию дельт, которые, разрастаясь, могут способствовать заполнению озера наносами. Более мелкие частицы осаждаются в глубинной области.

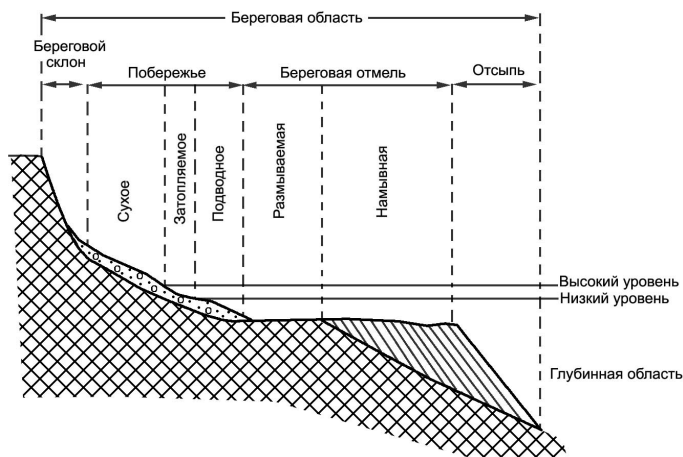


Рис. 32. Расчленение береговой области озера

Выравнивание озерного ложа происходит также в результате заполнения озерной котловины органическими отложениями, образующимися при отмирании растительных и животных организмов, населяющих озера.

В условиях сухого климата при интенсивном испарении с поверхности озер, они могут быстро мелеть. При этом происходит увеличение концентрации солей, содержащихся в озерной воде, и осаждение их на дне.

В озерах с течением времени уменьшаются глубины, выравнивается и сглаживается дно, а за счет береговых отложений и развивающейся водной растительности сокращается площадь поверхности водоема, следовательно, все озера являются временными образованиями и рано или поздно исчезают. Такой цикл их развития (эволюция) совершается непрерывно и является нормальным процессом. Различают следующие стадии в эволюции озер:

1. Стадия юности – первоначальный рельеф котловины остается неизменным.
2. Стадия зрелости – появляется береговая отмель, а на участках впадения рек формируются дельты, но отдельные неровности дна котловины еще не заполнены наносами.
3. Стадия старости – озеро окружено склонами дельт и осыпями бере-

говых отмелей; аллювиальные отложения повсеместно распространены и выравнивают озерную котловину.

4. Стадия угасания и отмирания – озеро мелеет настолько, что центральная донная равнина располагается почти вровень с береговыми отмелями и непосредственно переходит в них (склонов осыпей уже нет). Водная растительность распространяется повсеместно, переходит из подводной в надводную (болотную), и озеро превращается в болото.

Процессы развития озера могут протекать различно в зависимости от многих условий: климатических, приточности и объема водной массы озера, геологического строения бассейна озера и его котловины и др. Озера, находящиеся в условиях влажного климата и имеющие большое количество притоков, характеризуются большим объемом водной массы; такие озера заиливаются и зарастают медленно, особенно если их котловина сложена породами, трудно поддающимися разрушению. Маловодные озера с неустойчивыми берегами быстро мелеют, зарастают болотной растительностью и превращаются в болота. Подсчитано, что Телецкое озеро заполнится отложениями через 36000 лет, Женевское – через 30000 лет, а оз. Балатон (Венгрия) – через 8000 лет.

Морфометрические характеристики озера. Для определения размеров озера и его конфигурации служат числовые характеристики, которые называются морфометрическими. Зная эти характеристики, можно сравнивать озера между собой. К числу морфометрических характеристик относят площадь, длину, ширину, большую и малую оси, степень извилистости береговой линии, объем воды, среднюю и максимальную глубину, средний уклон дна между изобатами (изолиниями глубин) и средний уклон склонов озера.

Площадь озера (ω , м²) – это площадь его водной поверхности (акватории) без островов. Она изменяется в зависимости от колебаний уровня воды, так как берега его не являются отвесными.

Длина озера (L , м) – кратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными точками берегов, считая по водной поверхности. При неправильном очертании водоема она будет состоять из отдельных отрезков линий.

Ширина озера (B , м). Различают максимальную ширину (B_{max}), определяемую как расстояние между наиболее удаленными точками в перпендикулярном направлении к линии его длины, и среднюю ширину (B_{cp}) как отношение площади озера к его длине, т. е.

$$B_{cp} = \frac{\omega}{L}.$$

Большая ось озера (I , м) представляет прямую, соединяющую наиболее удаленные точки берегов. При ее проведении можно пересекать береговую линию озера.

Малая ось озера (I_1 , м) проводится в месте наибольшей ширины озера перпендикулярно к большой оси.

Степень извилистости береговой линии озера (m) выражается коэффициентом извилистости береговой линии, который определяется как отношение длины береговой линии (S) к длине окружности круга (S_1), площадь которого (ω , м²) равна площади озерной поверхности:

$$m = \frac{S}{S_1} = \frac{S}{2\sqrt{\pi\omega}}.$$

Объем воды в озере (V , м³) определяется по плану озера в изобатах. Изобатные поверхности делят объем озера на ряд слоев, каждый из которых можно рассматривать приближенно как призму, основаниями которой будут площади смежных изобат, а высота равна сечению между ними. Обозначив площади, ограниченные отдельными изобатами, через $\omega_1, \omega_2, \omega_3, \dots, \omega_n$, а сечение их через h , объем воды в озере определим по формуле:

$$V = \frac{\omega_0 + \omega_1}{2} h + \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} h + \frac{\omega_2 + \omega_3}{2} h + \dots + \frac{\omega_{n-1} + \omega_n}{2} h + \Delta V,$$

где ΔV – объем, заключенный между площадью последней самой глубокой изобаты и точкой дна озера с максимальной глубиной (в м³), значение ΔV определяется приближенно по формуле:

$$\Delta V = \frac{1}{3} \omega_n (h_{max} - h_n) \text{ м}^3,$$

где h_{max} – максимальная глубина озера в метрах; h_n – глубина, соответствующая наибольшей изобате в метрах; ω_n – площадь последней (самой глубокой) изобаты (в м²).

Средняя глубина озера (h_{cp} , м) определяется отношением объема воды к величине площади зеркала (ω), т. е.

$$h_{cp} = \frac{V}{\omega}.$$

Питание и водный баланс озер. Питание озер происходит поверхностными и подземными водами. Поверхностное питание включает атмосферные осадки, выпадающие на поверхность озера, приток речных вод и конденсацию водяных паров воздуха на поверхности озера. Подземное питание осуществляется за счет притока подземных вод. Значение каждого вида питания (поверхностного или подземного) различно для разных озер. Атмосферные осадки и приток речных вод являются основными источниками питания озер. Конденсация водяных паров из атмосферы в питании озер составляет ничтожную долю и наблюдается в то время, ко-

гда температура поверхностных слоев воды в озере ниже температуры воздуха. Подземное питание бывает значительным для озер, расположенных в карстовых районах.

Расход воды из озера происходит при испарении, а также путем поверхностного и подземного стока. Кроме того, часть воды из озера может быть изъята для хозяйственных нужд человека. Испарение зависит от климатических условий, оно тем больше, чем суше климат. Для некоторых озер испарение является основным видом потерь воды. Поверхностный сток из озера определяется количеством воды, забираемой вытекающими из него реками. Подземный сток из озер зависит от гидрогеологических условий; он велик при наличии карстовых и рыхлых пород.

Соотношение прихода воды в озеро и убыли ее за некоторое время может быть выражено уравнением водного баланса, которое имеет следующий вид:

$$X + c + Q + q = Z + Y + r + B \pm \Delta v,$$

где X – атмосферные осадки, Q – приток речных вод, c – конденсация, q – приток подземных вод, Z – испарение, Y – речной сток из озера, r – подземный сток, B – потребление воды на хозяйственные нужды, $\pm \Delta v$ – изменение объема в озере, зависящее от соотношения приходной и расходной частей водного баланса. Повышенное питание озера весной (снеготаяние, дожди) вызывает увеличение приходной части уравнения водного баланса, и в это время происходит увеличение объема воды в озере. В засушливое время года расход воды из озера превышает приход ее и в озере происходит уменьшение ранее накопленных запасов воды. Поэтому член уравнения водного баланса $\pm \Delta v$ имеет знак плюс или минус. Изменение запасов воды в озере определяется из соотношения:

$$\Delta v = \omega \Delta H,$$

где ω – площадь зеркала озера, а ΔH – изменение уровня воды, соответствующее изменению объема Δv .

Приведенное выше уравнение водного баланса примет упрощенный вид, если отдельные его составляющие можно приравнять к нулю. Например, для бессточного озера – $Y = 0$; для среднего по водности года за многолетний период можно считать, что приток и сток подземных вод взаимно уравновешиваются, т. е. $q = r$; накопление воды в озере за отдельные годы компенсируется расходом ее в другие годы, и поэтому изменение запасов воды в озере в среднем за многолетний период можно принять равным нулю. В таком случае уравнение водного баланса примет вид:

$$X + c + Q = Z + B.$$

Величины, входящие в уравнение водного баланса, должны быть вы-

ражены в одних мерах (в м³).

Все озера по *характеру водообмена* делятся на сточные и бессточные. *Сточные* озера имеют постоянный сток в виде вытекающих из них рек. Они располагаются в основном в районах влажного и умеренного климата, например Байкал, Ладожское, Виктория, Великие озера США и др. Озера, находящиеся в карстовых областях, имеют не поверхностный, а интенсивный подземный сток и называются подземно-сточными. Некоторые сточные озера имеют сток в течение всего года, некоторые – только в период наибольшего накопления воды и называются временносточными.

Бессточные озера не имеют вытекающих рек, и расход влаги из них происходит путем испарения. Располагаются они в засушливых районах, например, Каспийское, Аральское, озера Северного Казахстана и др.

По *условиям питания* поверхностными водами все озера разделяются на:

- 1) приточные, имеющие поверхностный приток в виде рек и ручьев;
- 2) бесприточные, не имеющие притоков;
- 3) приточно-сточные, имеющие впадающие и вытекающие реки.

Частным случаем такого рода озера являются проточные озера, например Зайсан, Кубенское, Боденское, Чудское. Чудское озеро является как бы расширенным участком р. Великой.

Химический состав озерных вод. Химизм озерных вод обуславливается рядом факторов, из них главными являются: питание озера (поверхностное и подземное), геологическое строение бассейна, климатические характеристики (температура, испарение, осадки), наличие притоков и др. Основная масса растворенных минеральных солей поступает в озеро вместе с впадающими в него притоками и поверхностными водами, стекающими с бассейна озера, которые, растворяя некоторые горные породы (гипс, каменную соль и др.), слагающие бассейн и озерную котловину, минерализуются. Сухой климат способствует повышенному испарению и концентрации растворенных солей.

Изменение водного баланса озера оказывает влияние на минерализацию его воды. В бессточных озерах происходит повышение минерализации за счет накопления солей, приносимых притоками, в то время как чистая вода испаряется. В сточных же озерах вода все время обновляется. Биологические процессы, происходящие в озерах, также оказывают влияние на изменение химического состава воды. Сбросы промышленных и хозяйственных вод в озеро в значительной мере изменяют химический состав воды в нем.

По химическому составу вода озер отличается разнообразием; основные ионы, находящиеся в озерной воде, следующие: кальций (Ca^{2+}), магний (Mg^{2+}), натрий (Na^+) калий (K^+), гидрокарбонат (HCO_3^-), карбонат (CO_3^{2-}), хлорид (Cl^-), сульфат (SO_4^-). В небольших количествах в водах

озер содержатся соединения азота – NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , соединения фосфора, кремния, марганца, алюминия, железа и др.

На территории, подвергавшейся в прошлом оледенению, сложенной промытыми четвертичными отложениями (средняя часть Европейской территории России), распространены озера, в водах которых преобладают ионы Ca^{2+} и HCO_3^- . В озерах, расположенных в районах, сложенных вулканическими породами, преобладают щелочные металлы Na^+ и K^+ . Соединения азота и фосфора, находящиеся в озерной воде, влияют на развитие органической жизни.

По степени минерализации озера разделяются на пресные и минеральные, которые бывают солоноватыми и солеными. *Пресными* озерами являются водоемы с содержанием солей менее 1 г/л (1‰), *солоноватые* озера содержат 1–24,7 г/л (24,7‰), а *соленые* – свыше 24,7 г/л (>24,7‰). Границей между солоноватыми и солеными водами выбрано значение 24,7 г/л (24,7‰), так как при таком значении солености температура замерзания воды и температура ее наибольшей плотности одинаковы и равны 1,332°C.

Соленость озер колеблется в широких пределах. Даже в одном и том же озере в зависимости от изменения его объема минерализация воды изменяется. Сточные озера бывают обычно пресными и в них преобладают ионы Ca^{2+} , Mg^{2+} и HCO_3^- , а ионы Na^+ , K^+ , Cl^- и SO_4^{2-} встречаются в малых количествах. Озеро Онежское, например, имеет минерализацию наименьшую из всех пресных озер, равную 30–40 мг/л, Байкал, Телецкое, Ладожское озера 70–90 мг/л. Озеро Иссык-Куль имеет минерализацию 3,6–6,7 г/л. Мертвое море отличается наибольшей минерализацией, равной 204–278 г/л.

Степень минерализации озер не остается постоянной. Бессточное озеро в сухом климате быстро засоляется, а соленое озеро, получая сток, может постепенно опресниться. По составу растворенных солей различают минеральные озера:

1) соляные (хлоридные), в воде которых растворены соли соляной кислоты – NaCl , CaCl_2 , MgCl_2 , KCl ;

2) горько-соленые (сульфатные) имеют в растворе соли серной кислоты – Na_2SO_4 , CaSO_4 , K_2SO_4 , MgSO_4 ;

3) содовые озера, в водах которых растворен углекислый натрий – Na_2CO_3 .

В некоторых озерах с водами, перенасыщенными растворенными солями, последние постепенно выпадают в виде осадка на дно водоема, образуя пласты. Такие озера называются самосадочными, например, озера Эльтон, Баскунчак.

Кроме солей, в водах озер содержатся растворенные газы, кислород

(O₂), углекислый газ (CO₂) и сероводород (H₂S), наличие которых влияет на биологические процессы. Количество растворенных газов зависит от температуры воды, ее минерализации и атмосферного давления, поэтому газовый режим озерных вод различен для поверхностных и глубинных слоев. Газы O₂ и CO₂ поступают в поверхностный слой воды из воздуха в зависимости от атмосферного давления и температуры воды. В глубинные слои газы поступают непосредственно из атмосферы только в период перемешивания слоев воды; когда перемешивание отсутствует, газы из атмосферы проникают на глубину путем диффузии.

Расходуется кислород на выделение в атмосферу (при его избытке в воде), на дыхание живых организмов, на окисление органических остатков и на окисление неорганических соединений, например, железа. Распределение кислорода по глубине зависит от термической циркуляции и волнения, перемешивающих слои воды.

Углекислота образуется во всех слоях озерных вод в результате выделения ее при дыхании живыми организмами и при окислении органических веществ. Расходуется углекислый газ только в поверхностных, освещенных слоях озера, где он поглощается водной растительностью, поэтому количество его увеличивается с глубиной и может в избытке содержаться в придонных слоях озера. Это происходит благодаря хорошей растворимости CO₂ в воде.

Сероводород (H₂S) образуется в результате разложения белковых веществ в озерной котловине и резко ухудшает условия развития органической жизни. Например, в средней части Каспийского моря (в его глубоководных слоях) благодаря наличию H₂S отсутствует все живое, за исключением серных бактерий.

Водохранилища и их гидрологический режим. По составу вод и геологической деятельности водохранилища аналогичны крупным озерам. Самым крупным по площади является водохранилище Вольта в Западной Африке (8480 км²), Волжское водохранилище занимает второе место (5900 км²). Самым вместительным является водохранилище Кариба (175 км³) на р. Замбези. В Братском водохранилище сосредоточено 169 км³ воды.

Большое практическое значение в решении вопросов, связанных с эксплуатацией водохранилища, имеет знание физико-географических процессов, под воздействием которых происходит формирование всех элементов их водного баланса, который определяется соотношением количества воды, поступающей в чашу водохранилища и расходующейся из нее. Подсчет приходной и расходной частей водного баланса обычно производится для замыкающего створа водохранилища (например, до плотины) в виде месячных объемов воды, выраженных в тысячах или миллионах кубических метров.

При этом учитываются следующие элементы водного баланса:

1. Приток речных вод к периметру водохранилища ($Wп$); он складывается из притока воды реки, на которой устроено водохранилище, рек, впадающих в водохранилище, а также поверхностного стока с площади водосбора, непосредственно примыкающей к водохранилищу. Данные о притоке определяются на основе гидрометрических наблюдений по специально установленным для этой цели наблюдательным станциям,

2. Осадки ($Wо$), выпадающие на зеркало водохранилища в твердом и жидком виде. Величина осадков вычисляется обычно как среднее арифметическое по данным наблюдений на береговых метеорологических станциях.

3. Зарегулированный сток из водохранилища ($Wс$), который учитывается по данным наблюдений за сбросом воды из водохранилища и забора ее на промышленные и другие нужды.

4. Испарение с площади водохранилища ($Wи$), которое определяется или по данным непосредственных наблюдений на испарительных станциях, или по соответствующим формулам.

5. Потери воды во время оседания льда на берегах водохранилища при сработке его уровня зимой ($-Wл$) и затоплении его весной ($+Wл$). Эти потери определяются по наблюденным данным за толщиной льда на водохранилище и по площади его в начале и конце сработки.

6. Наполнение или сработка водохранилища ($\pm Wл$), величина которого определяется условиями регулирования стока водохранилищем по кривой зависимости объемов водохранилища от уровня воды в нем.

Общее уравнение водного баланса водохранилища за любой отрезок времени (например, месяц) имеет следующий вид:

$$Wи + Wо = Wс + Wи \pm Wл + Wа.$$

В данном уравнении приведены только основные элементы водного баланса водохранилища, которые можно учитывать на основании специально поставленных наблюдений. В этом уравнении не приведены такие составляющие водного баланса, как фильтрация через ложе и берега водохранилища, потери воды на аккумуляцию в русле и пойме приустьевых участков, учет которых в практических условиях представляет большие затруднения.

§22. Геологическая деятельность озер и водохранилищ

Геологическая деятельность озер выражается в размыве водой берегов и дна, перераспределении материала внутри озера, накоплении осадков на дне и склонах озерных котловин. Интенсивность геологических процессов в пределах озер зависит от размеров озер, их типа, динамики и состава

вод, развития органического мира, притока вод и т. д.

Лимноабразия, или озерная абразия, связана с перемещениями воды главным образом ветром. Чем крупнее озеро, тем выше волны и тем интенсивнее их воздействие на берега. У небольших озер с постоянным уровнем и определенным направлением ветра лимноабразия минимальна, так как выработан абразионный профиль, а сам крутой берег, который ранее подвергался воздействию волн, оказывается отодвинутым на расстояние, уже недоступное самым сильным волнам. В этом случае работа волн ограничивается перетиранием и размельчением осадков пляжа. Максимальная абразия характерна для плотинных озер в первые моменты их образования и при постоянном притоке вод. При этом размываются и отодвигаются берега, подмывается плотина. Эти процессы могут продолжаться до разрушения плотин и полного уничтожения озера. У проточных озер с достаточно большим течением может быть эродировано дно.

Обломочный материал, поступающий в озера с постоянными и временными водотоками, а также благодаря другим геологическим процессам, постепенно подвергается сортировке по крупности обломков. Более крупный осаждается на дно вблизи берегов, а мелкий разносится волнами и течениями по водоему, и только затем постепенно оседает на дно, при этом смешиваясь с органогенным и хемогенным материалом.

Геологическая деятельность водохранилищ выражается в глубинной эрозии, лимноабразии и аккумуляции осадочного материала. Глубинная эрозия вызвана периодическим изменением уровня водохранилищ, которое меняется в течение года. Из-за большой площади на акватории водохранилища широко развиваются волновые явления. В результате лимноабразии в Цимлянском водохранилище на Дону берега были срезаны за пять лет в среднем на 50 м, а на отдельных участках – на 100–120 м.

Особые процессы происходят в пределах чаши водохранилищ, которые располагаются в зоне многолетнемерзлых грунтов. Так, в долине р. Вилюй после образования водохранилища под воздействием оттепляющего влияния воды, лед протаивает, а на берегах возникают провалы, ямы, воронки, пещеры, трещины.

Водохранилища существенным образом влияют на течение естественного руслового процесса в долинах зарегулированных рек. В пределах самого водохранилища наблюдается осаждение твердого стока. Накопление аллювия на границе максимального распространения подпора приводит к повышению уровня воды в реке, а это, в свою очередь, вызывает распространение аккумуляции вверх по течению реки. Например, в Новосибирском водохранилище накапливается более четверти годового стока р. Оби, а зона аккумуляции в самой реке за 40 лет наблюдений пе-

реместилась вверх по течению на 400 км.

Озерные отложения. Накопление осадков в озерах осуществляется за счет сноса с суши терригенного и химически растворенного материала, а также в результате жизнедеятельности организмов в этих водоемах. Преобладание того или другого фактора осадконакопления зависит от климатических условий, величины площади бассейна, стока, его интенсивности и др. В озерах накапливаются также механические осадки, образующиеся за счет размыва берегов волнами.

Механические осадки. Накопление в озерах механических осадков происходит наиболее интенсивно в предгорных озерах, в которых часто накапливаются галечники в виде конусов выноса рек, впадающих в эти озера. Если озеро большое, то вдали от берега галечники и пески сменяются глинистыми осадками, обычно с хорошей горизонтальной слоистостью

Химические осадки. Среди озерных отложений большое место занимают химические осадки, возникающие в различных климатических условиях. В соленых озерах засушливых областей происходит осаждение главным образом галоидов, сульфатов и карбоната кальция путем повышения их концентрации при выпаривании растворов. Осаждение осадка происходит в основном в летнее время. Однако оно может происходить и зимой в результате понижения температуры воды и уменьшения ее растворяющей способности. Осаждение химических осадков можно наблюдать на засушливом юго-востоке Европейской части России, в озерах Северного Прикаспия: Эльтон, Баскунчак и др. С прилежащих побережий редкие дождевые воды и родники сносят в озера растворы солей, которыми обогащены почвы, а в особенности коренные породы, содержащие залежи гипса и каменной соли. В засушливое лето происходит испарение воды из озер, и их высохшее дно покрывается белой коркой солей, среди которых преобладает хлористый натрий.

Карбонат натрия – сода (Na_2CO_3) выпадает в некоторых соленых озерах, как правило, в холодное время года, когда понижается температура воды и ее растворяющая способность. Садка соды иногда происходит и летом в результате интенсивного выпаривания крепких рассолов, что наблюдается, например, в оз. Кучербак (Северный Казахстан).

Карбонат кальция (CaCO_3) также может выпадать в осадок непосредственно из толщи воды, давая начало слоям озерных известняков или мергелей, если в осадке имеется примесь глины. Такие карбонатные отложения, иногда состоящие не только из кальцита (CaCO_3), но и из доломита – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, наиболее распространены в солоноватых озерах засушливой зоны, но образуются и в некоторых пресных озерах. Еще чаще в озерных глинистых отложениях возникают кальцитовые конкреции различной формы, а в некоторых случаях и сплошные слои, состоящие из мелких сферических образований (от долей миллиметра до 10 мм в диаметре).

Иногда эти шаровидные образования имеют концентрическое строение, что свидетельствует о постепенном обрастании заключенных внутри песчинок, обломков органических остатков и даже пузырьков газа карбоната кальция. Такие образования получили название *оолитов*.

В пресных озерах умеренного пояса химическим и биохимическим путем нередко осаждаются окислы железа, выносимые грунтовыми и почвенными водами как продукты выветривания горных пород. Они образуют обычно округлые конкреционные образования типа оолитов или, как их иначе называют – *бобовин*. Скопления таких бобовин образуют на дне ряда наших северных озер залежи так называемой озерной бобовой железной руды. В озерах тропической зоны, где химическое выветривание более интенсивно, таким же путем могут возникать залежи алюминиевых руд – бокситов, с бобовой текстурой.

Органогенные осадки. Эти осадки являются второй характерной группой озерных отложений. Среди них в свою очередь можно выделить два принципиально различных рода образований – минеральные и органические.

Органогенные минеральные отложения образуются в озерах в результате накопления на дне твердых скелетных частей организмов. Сюда относятся образующиеся в некоторых озерах тепло-умеренного и тропического поясов озерные ракушечные известняки, состоящие из раковин некоторых пресноводных и солоноватоводных двустворок и брюхоногих моллюсков. Однако подобного рода отложения сравнительно редки, так как обычно количество моллюсков, населяющих дно озер, недостаточно для образования чистых ракушечных известняков.

Значительно шире распространены кремнистые органогенные отложения – озерные трепела, или диатомиты, весьма характерные для многих пресных озер областей с влажным умеренным климатом. Они представляют собой скопления мельчайших кремневых скорлупок одноклеточных диатомовых водорослей, населяющих толщу озерных вод. Залежи озерных трепелов местами представляют собой полезные ископаемые. Еще более широко распространены в пресных озерах чисто органические осадки – гниlostные илы (сапропели, сапроколлы). Они образуются за счет отмирания мелких животных и растительных организмов, обитающих в озерных водах умеренного климата. Здесь, в донных условиях в бескислородной среде, они разлагаются с образованием органического ила, богатого углеводородами. Значительная роль в преобразовании органических остатков в этих условиях принадлежит анаэробным бактериям, использующим для дыхания химически связанный кислород органического вещества. По мере накопления толщи озерных отложений, полужидкий сапропель уплотняется и превращается в черно-коричневую плотную, но очень легкую породу с раковистым изломом – сапроколла.

§23. Болота

Понятие о болоте и заболоченных землях. Возникновение болот.

Болотом называется участок земной поверхности, характеризующийся избыточным увлажнением верхних слоев грунта в течение большей части года, наличием процесса торфообразования и специфической болотной растительностью. Слой торфа на болоте имеет толщину, при которой живые корни основной массы растений не достигают дна. При малой толщине торфа корни большинства растений произрастают в минеральном грунте; такие пространства называются заболоченными землями. Заболоченные земли являются начальной фазой формирования болот.

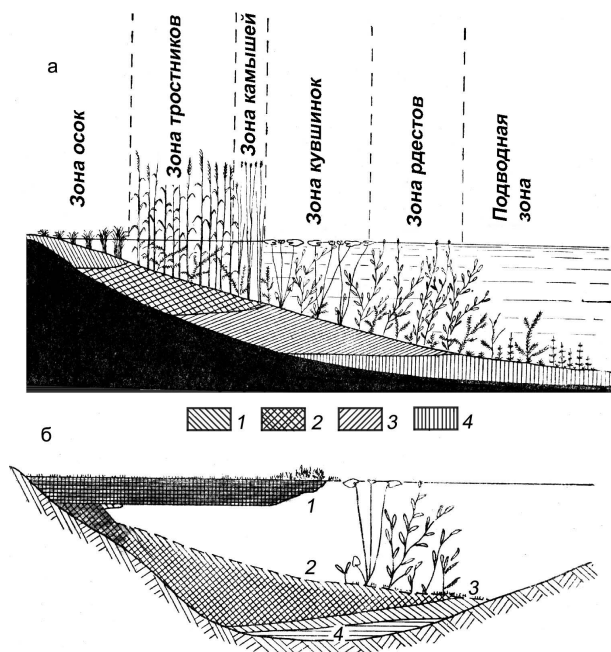


Рис. 33. Схема зарастания водоема: а) с пологими берегами (1—осоковый торф, 2—тростниковый и камышовый торф, 3—сапропель, 4—сапропелит); б) с крутыми берегами 1—торф из остатков различных растений, 2—пелоген, 3—сапропелевый торф, 4—сапропелит)

Образование болот происходит путем постепенного зарастания водоемов или путем заболачивания суходолов, т. е. сухих долин, без постоянного водотока, не заливаемых весенними водами и не имеющих располо-

женных близко к поверхности грунтовых вод. Суходолы увлажняются преимущественно атмосферными осадками. Заболачивание водоемов происходит различно, в зависимости от степени проточности их вод, а также от характера рельефа их берегов и дна.

Озера с пологими берегами и глубинами, постепенно увеличивающимися к центру, заболачиваются путем зарастания болотной растительностью, окаймляющей озеро (рис. 33). На берегу и в мелководной прибрежной зоне с глубинами до 1 м поселяются осоки, стрелолист и другие растения. Далее до глубины 2–3 м располагается зона камышей и тростников. Следующую зону при глубине 3–4 м образуют полупогруженные растения: белые кувшинки и др.; затем, при глубине 4–5 м, следует зона погруженных растений, и, наконец, далее располагается зона подводных лугов, водяных мхов и микроскопических сине-зеленых донных водорослей. В водах водоема находятся также микроорганизмы: растительный (фито) и животный (зоо) планктон.

Отмирающая растительность и планктон опускаются на дно, где почти не разлагаются вследствие недостатка в воде кислорода; там они постепенно накапливаются и повышают дно озера. Озерная котловина мелеет, чему способствует также и накопление речных наносов, смытых с поверхности суши. Обмеление создает условия для перемещения растительных зон, которые, сменяя одна другую, продвигаются от берегов к середине озера, т. е. постепенно озеро сплошь зарастает. Отмершая растительность на дне водоема образует слоистое залегание различного вида торфа: осокового, камышового и т. п. Отмерший планктон образует серо-коричневый сметанообразный ил, называемый *гиттией*.

Зарастание озер происходит довольно быстро, например, оз. Кёнигзее в Венгрии площадью 8 га заросло в течение 30 лет, оз. Святое (Тверская область) за 400 лет уменьшилось вдвое (с 310 до 166 га).

Озера с крутыми берегами превращаются в болота не вследствие зарастания, а путем нарастания, т. е. надвигания от берега на водоем растительного ковра, стелющегося по воде и называемого зыбуном. Основа зыбуна – растения с длинными корневищами, горизонтально стелющимися по воде.

Заболачивание суходолов происходит при условии избытка воды у их поверхности, при котором наблюдается переувлажнение верхних слоев грунта. Длительное переувлажнение грунтов приводит к ухудшению кислородного и минерального питания растений, вследствие чего начинает развиваться не требовательная к питанию болотная растительность. Она, отмирая, разлагается неполностью и превращается в торф. Прежде всего такие болота образуются в пониженных местах там, где застаиваются снеговые и дождевые воды. Образование болот на суходолах происходит в следующих случаях:

1. При залегании близ поверхности земли водоупорного слоя (глины) и

наличии значительного количества атмосферных осадков происходит избыточное увлажнение верхнего слоя почвы. В этих условиях в хвойных лесах появляются мхи, которые как губка, удерживают в себе значительное количество воды, затрудняя доступ кислорода к отмершим остаткам, в результате чего происходит накопление торфа

2. Интенсивное заболачивание происходит в местах лесных вырубок и пожаров, расположенных не только в низинах, но и на возвышенных местах. Здесь наблюдается повышение уровня грунтовых вод, не потребляемых лесом.

3. Заболачивание происходит вследствие затрудненного стока внешних вод с речных долин в русла рек из-за малых уклонов или наличия береговых валов овражных выносов.

4. Небольшие болота формируются у подножия склонов речных долин при наличии выхода грунтовых вод и развития болотной растительности.

5. На водоразделах болота могут образоваться в мелких впадинах, в местах выноса грунтовыми водами растворимых солей или мелкого материала.

6. Интенсивное заболачивание земель наблюдается в районах вечной мерзлоты, являющейся водоупорным слоем, над которым происходит переувлажнение грунта за счет скапливающихся почвенных вод.

Нередко болота возникают в результате деятельности человека, например, при неудачном расположении плотин, когда наблюдается повышение уровня грунтовых вод, подтопление земель и в дальнейшем их заболачивание. Болотообразованию и накоплению торфа способствует благоприятное сочетание водного и теплового режима, при котором прирост растительной массы преобладает над разложением отмершей растительности. Поэтому в зоне избыточного увлажнения умеренного климата наблюдаются болота с наибольшей толщиной торфа, достигающей 8–9 м.

Классификация болот. По характеру болотной растительности и роду питания болота подразделяются на три основные группы: низинные, переходные и верховые.

Низинные (травяные) болота формируются при зарастании водоемов. Они распространены в поймах рек, в понижениях рельефа и называются так по занимаемому ими положению. Эти болота покрыты травяной растительностью. Они получают обильное питание за счет грунтовых вод, а также периодически затопляются паводковыми водами, за счет чего постоянно обогащаются минеральными солями, поддерживающими развитие травяной растительности. Поверхность этих болот слабовогнутая или плоская. Постепенно уровень низинных болот повышается вследствие неполного разложения растительных остатков и накопления торфа; в результате этого болота уже не затопляются речными водами. Питание их

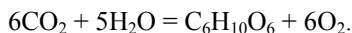
грунтовыми водами также ослабевает, а количество минеральных питательных веществ уменьшается. Это приводит к постепенной замене травяной растительности менее прихотливыми к питанию мхами и кустарниками. В этой стадии болото называется *переходным*, или *лесным*. Эти болота имеют смешанную растительность и плоскую поверхность. Дальнейшее накопление торфа приводит к тому, что переходное болото совершенно теряет связь с грунтовыми водами и получает питание только за счет атмосферных осадков. Количество питательных веществ в болоте уменьшается еще больше, в результате чего распространяются самые неприхотливые к питанию сфагновые мхи и кустарники. Такое болото по положению своему *верховое* и имеет моховую растительность. Поверхность таких болот слабовыпуклая, так как нарастание мхов и торфонакопление идут в центре быстрее, чем у краев, где интенсивнее процессы разложения растительных остатков. Иногда центральная часть болота возвышается над его окраинными частями на 7–8 м. Моховые болота быстро разрастаются вширь и занимают большие пространства, располагаясь как на водоразделах, так и на склонах возвышенностей.

Особое место в классификации болот занимают *приморские* болота, распространенные на многих низменных морских побережьях с влажным климатом. Наибольшее значение в накоплении органических отложений имеют приморские болота субтропиков и тропиков, особенно болота мангровых лесов тропической зоны. Деревья мангров приспособились к укоренению на дне мелководной прибрежной полосы моря, заливаемой водой во время прилива. Специальные «дыхательные» корни, поднимающиеся над уровнем воды и доставляющие кислород к корневой системе, предохраняют ее от загнивания, а многочисленные придаточные корни, спускающиеся с ветвей в виде подпорок, делают эти деревья устойчивыми. Под их пологом развивается и другая растительность, отмершие остатки которой вместе со стволами, ветвями и корнями погибших деревьев дают начало органическим отложениям, часто имеющим очень большую мощность.

Геологическая деятельность болот. Геологическая деятельность болот в основном состоит из аккумуляции, так как ни разрушительную, ни транспортирующую работу болота не производят. В них накапливается торф. *Торф* – органогенная горная порода, состоящая из скопления растительных остатков, подвергшихся не полному разложению при затрудненном доступе кислорода. Цвет торфа бурый, серый, черный. В нормальном состоянии торф содержит до 90% воды. Содержание минеральных частиц может колебаться от 2 до 20% к сухой массе торфа. Минеральные частицы определяют его зольность. Наименьшей зольностью обладает торф из верховых болот (2–4%). В торфе из низинных болот зольность возрастает до 20%. В зависимости от содержания растительных

остатков различают древесный, травяной и моховой виды торфа. Основная масса торфяников сосредоточена на севере Европейской части России, в Белоруссии и Западно-Сибирской низменности.

Как отмечено выше, органические остатки (главным образом остатки растений) в болотах постепенно превращаются в торф, из которого в дальнейшем образуется каменный уголь. Главным источником накопления торфа и угля служит растительная клетчатка, образующаяся за счет крахмала, синтезируемого зелеными растениями. Эти растения поглощают углекислоту из воздуха и разлагают ее на углерод и кислород при помощи хлорофилла под действием солнечных лучей. Кислород при этом выделяется растениями обратно в атмосферу, а углерод накапливается в их тканях, входя в состав крахмала. Этот процесс можно представить в виде уравнения:



Крахмал является тем соединением, из которого в дальнейшем в растительном организме создаются все более сложные органические вещества. Реакции фотосинтеза протекают с поглощением огромного количества тепла. Таким образом, растения аккумулируют в себе солнечную энергию.

В условиях медленного окисления растительных остатков на поверхности земли при свободном доступе кислорода происходит тот же процесс разложения органического вещества с выделением тепловой энергии, что и при сжигании растительных остатков, только он растягивается на длительное время. Это замедленное горение называется тлением. Процессы тления и сгорания приводят к полному уничтожению органического вещества. В виде остатка – золы, сохраняются только минеральные примеси.

Для превращения растительных остатков в торф и уголь необходимы особые условия, препятствующие их полному окислению. Такие условия и наблюдаются при быстром погребении отмерших растений под накапливающимися осадками или на дне стоячих водоемов (болот, непроточных озер). В этом случае доступ кислорода становится невозможным, в анаэробной среде разложение клетчатки происходит крайне медленно, в основном при активном участии микроорганизмов (бактерий и грибов). В верхних слоях, куда воздух еще имеет доступ, хотя и ограниченный, происходит частичное преобразование растительного материала в перегной, или гумус. В случае, когда перегнивающая растительная масса попадает в условия полного отсутствия кислорода, процесс ее изменения в основном сводится к обугливанию, т. е. к постепенному выделению свободного углерода, который вместе с гумусом окрашивает растительную массу в бурый цвет. Так возникает торф.

Образование торфа является первой стадией углеобразования. В дальнейшем под воздействием литостатического давления отлагающихся поверх

слоев торфа толщ горных пород и под влиянием повышенной температуры, сначала образуется бурый уголь, а затем каменный, причем содержание свободного углерода увеличивается, а сложных органических соединений, в состав которых входят наряду с углеродом также кислород, водород, азот и другие элементы, становится все меньше и меньше. Крайней стадией этого процесса является образование антрацита – наиболее богатого углеродом каменного угля. В геологическом прошлом образование торфов и каменных углей в болотах шло в крупных масштабах, начиная с того времени, когда появилась на Земле достаточно пышная и разнообразная наземная растительность. Большие залежи каменных и бурых углей встречаются среди толщ осадочных горных пород всех геологических систем, начиная с девонской. Особенно крупные их запасы известны в отложениях карбона, перми, юры и палеогена.

Кроме торфа, в болотах формируются хемогенные осадки. В низинных болотах, в которые поступают подземные воды, обогащенные карбонатами, накапливаются слои известняка. Довольно часто встречаются своеобразные скопления железа, именуемые болотными железными рудами, которые по своему составу отвечают сидериту (FeCO_3). Болотные руды имеют своеобразную оолитовую текстуру. При выветривании залежи болотных железных руд превращаются в лимонит.

§24. Ледники

Образование ледников, движение и типы ледников. Ледники образуются главным образом за счет накопления снега и последующего его преобразования. Непременным условием накопления снега является обилие атмосферных осадков, большая часть которых выпадает при температуре ниже 0°C . При благоприятных условиях рельефа массы снега, скапливающиеся в течение многих сотен и тысяч лет выше снеговой линии, не скатываются, а претерпевая существенные изменения, преобразуются сначала в *фирн* (зернистый снег), а затем в *глетчерный* лед. Для превращения слоя снега мощностью 50 м в лед в условиях Антарктиды требуется примерно 200 лет. Глетчерный лед состоит из крупных зерен размером от горошины до куриного яйца. Вес 1 м^3 глетчерного льда 900–960 кг, плотность 0,909.

Характерной особенностью льда является его пластичность. Степень пластичности возрастает при понижении температуры и при увеличении давления. В нижней части ледника лед обладает большей пластичностью, вследствие чего он может как бы выползать из-под вышележащей толщи. Глетчерный лед течет, подобно пластическому веществу при больших

мощностях, независимо от рельефа местности (если мощность больше амплитуды неровностей рельефа). Скорость течения ледников в общем небольшая – от нескольких десятков мм до нескольких десятков см в сутки и редко достигает 3–7 м/сут. Ледники Гренландии двигаются со скоростью от 5 до 20 м/сут, а более крупные покровные ледники – до 40 м/сут.

Ледники различаются размерами, формой, положением над уровнем моря и другими особенностями. Все ледники делятся на три основных типа:

- 1) горные (альпийский тип);
- 2) плоскогорные (скандинавский тип);
- 3) покровные (материковый, гренландский тип).

Площадь, занимаемая вторым и третьим типами, составляет 99,5% всей площади ледников.

Горные ледники, или ледники альпийского типа, развиты в высоких молодых горах с острыми зубчатыми гребнями: в Альпах, на Кавказе, Памире, в Гималаях, Тянь-Шане и др. Они по сравнению с ледниками двух других типов сравнительно мелкие и, как правило, венчают или вершину горы (звездообразные), или занимают углубления на склонах гор (висячие и каровые), или движутся по дну долин (долинные).

Среди *долинных* ледников различают:

- а) простые, состоящие из одиночного ледника;
- б) сложные – из двух-четырех ледников;
- в) древовидные – из нескольких ледников;
- г) переметные – из двух долинных ледников, имеющих одну и ту же область питания.

Ледники плоскогорий образуются в горах с платообразными или плосковыпуклыми вершинами. Такие ледники широко развиты в горах Скандинавии, поэтому они называются скандинавскими. Эти ледники лежат сплошной массой, спускаясь по краям возвышенностей в виде висячих и долинных ледников. Площади, занимаемые ими достигают иногда нескольких сотен квадратных километров.

Материковые (покровные) ледники покрывают значительные части континентов или группы островов и имеют большие мощности. Поверхность их независимо от рельефа местности имеет форму выпуклого щита. Материковые ледники развиты в полярных странах. Наибольшую площадь (около 13 млн. км²) они занимают в Антарктиде.

§25. Геологическая деятельность ледников

Разрушительная работа ледников. Ледники, двигаясь по поверхности Земли, производят большую разрушительную работу, так как мощ-

ность даже небольших ледников альпийского типа достигает сотен метров, материковые же ледники имеют мощность 1000–2000 м и более. Даже небольшие по мощности ледники (100 м) давят на 1 м² основания с силой около 100 т. Они дробят и крошат обломки скал, встречающиеся на их пути. Захваченные ледником обломки еще больше усиливают его разрушительную деятельность. С помощью вмерзших обломков ледник истирает, бороздит, полирует поверхности горных пород. Глыбы и щебень оставляют на них борозды, царапины, шрамы длиной до нескольких метров, шириной до нескольких сантиметров, по которым можно установить направление движения ледника. Встречая на своем пути скалы, состоящие из твердых горных пород, ледники сглаживают их и округляют со стороны движения. Склон, обращенный к леднику, в результате становится более пологим; с противоположной стороны, где обрабатывающая деятельность ледника слабее, склон крутой. Такие скалы (иногда больших размеров) называются бараньими лбами (напоминают лобную кость барана). Группы мелких бараньих лбов, образующих ряд сглаженных асимметричных выступов и углублений, называют курчавыми скалами. Бараньи лбы и курчавые скалы широко распространены в Карелии (на Кольском полуострове), в Финляндии, Норвегии и др.

Если ледник встречает на своем пути рыхлые горные породы, он их выпахивает, поэтому разрушительная работа ледника часто называется выпаживанием (лат. – экзарация). Спускаясь по речным долинам, ледники преобразуют их, превращая в долины корытообразной формы с крутыми отполированными склонами и плоским дном – *троги* (лат. – корыто).

Транспорт и аккумуляция. Продукты выветривания, упавшие со склонов, окружающих фирновый бассейн и долину, по которой движется ледник, а также продукты подледникового выветривания и обломки, сформировавшиеся в процессе разрушительной работы ледника, транспортируются им. Весь обломочный материал, перемещаемый и отложенный ледником, называется *мореной* (рис. 34).

Перемещаемые материалы часто называют движущимися моренами; к ним относятся донные и внутренние, а в горных ледниках – еще срединные и боковые.

Донные морены располагаются в основании ледника. Материал их представлен продуктами выветривания, упавшими с бортов фирнового бассейна, продуктами подледникового выветривания и обломками, оторванными ледником от ложа при его движении.

Внутренние морены представлены обломочным материалом, движущимся в теле ледника. Состоят они обычно из остроугольных обломков – продуктов выветривания, накопившихся в области питания, а также попавших в тело ледника при огибании им возвышенностей.

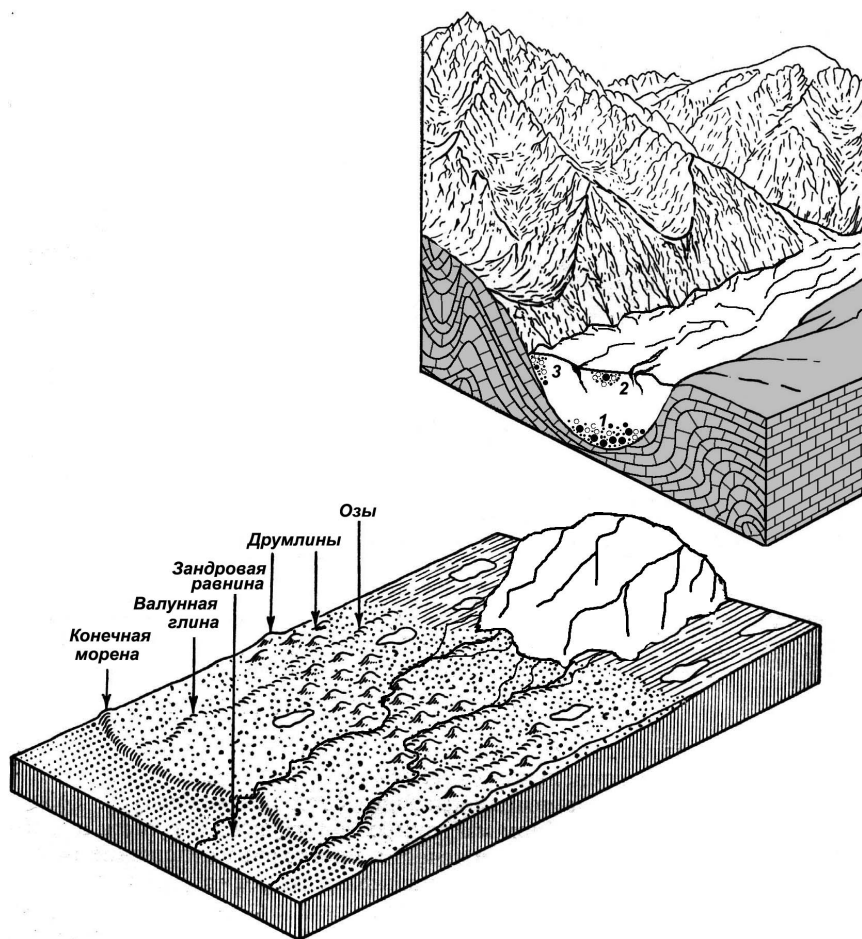


Рис. 34. Строение горного ледника и водно-ледниковых отложений (1—донная морена, 2—срединная морена, 3—боковая морена)

Боковые морены возникают по краям движущегося ледника и состоят из обломочных, слабыветрелых горных пород, слагающих надледниковые части высоких горных склонов долины, по которой перемещается ледник.

Срединная морена располагается в средней части ледникового языка и также представлена обломочным материалом, сгруппированным в виде вытянутого вала. Она образуется во время слияния двух соседних ледников в результате соединения боковых морен.

Водно-ледниковые отложения. С деятельностью ледников тесно связана работа талых ледниковых вод. Она состоит из эрозионной, транспортирующей и аккумулятивной деятельности. В результате аккумулятивной деятельности образуются весьма своеобразные водно-ледниковые, или *флювиогляциальные* (от лат. «флювиос» – река), отложения.

В надледниковых, внутриледниковых и подледниковых каналах в результате таяния льда образуются мощные водные потоки, движущиеся с большой скоростью. Они перебивают моренный материал и переоткладывают его по пути своего движения и при выходе из-под ледника. Выделяют два типа флювиогляциальных отложений: *интрагляциальный* (внутриледниковый) и *перигляциальный* (приледниковый). Внутриледниковые отложения после таяния ледника образуют на его поверхности специфические формы рельефа – озы, камы и камовые террасы (рис. 34).

Озы – это крутосклонные валообразные гряды, вытянутые по направлению движения ледника и сложенные хорошо промытыми слоистыми песчано-гравийно-галечными отложениями. По своей форме они напоминают железнодорожную насыпь. Высота таких гряд составляет от 10 до 30 м, в редких случаях они достигают 50 м. Протяженность оз составляет от нескольких сотен метров до десятков километров. Широко озы развиты в Финляндии и Швеции. Часто они встречаются в Прибалтике и Белоруссии. По поводу возникновения оз существуют две гипотезы. Согласно одной, озы возникли при последовательном отступании ледника, когда формировались все новые и новые конуса выноса обломочного материала. Слияние этих конусов в непрерывную цепочку привело к образованию сплошной озовой гряды. Эта гипотеза носит название дельтовой. Другая, русловая, гипотеза предполагает, что извилистые озовые гряды возникли при движении водно-ледниковых потоков в сочетающихся каналах внутри и под льдом. Большая масса и высокая скорость этих потоков способствовали перебиву моренного материала и накоплению в ледяных руслах песчано-гравийно-галечного материала. При отступании и таянии ледника сформировались озы в результате оседания обломков на различные элементы рельефа.

Камы и камовые аккумулятивные террасы (от нем. «камм» – гребень). Камы представляют собой крутосклонные холмы с выположенными вершинами. Высота их достигает 20 м. Камовые холмы, имеющие различные очертания, разделены понижениями иногда в виде замкнутых котловин, которые обычно заболочены или заняты озерами. Камы слагаются отсортированными отложениями – гравием, песками и супесями с горизонтальной и диагональной слоистостью озерного типа, в которые погружены валуны и отдельные глыбы моренного материала. Местами в камах имеются так называемые ленточные глины (ритмичное чередование тонких

светлых и темных слоев глины и суглинки). Считается, что камы были образованы в условиях неподвижного льда, оторванного от области питания. Наличие в камах слоев с ленточной ритмичностью свидетельствует о том, что камы образовались в застойных водах над- и приледниковых озер, заполняющих котловины и ложбины между неподвижными глыбами льда. Помимо холмов на склонах западин формировались террасовидные уступы – камовые террасы. Они располагаются на разных уровнях, что связано с неравномерным таянием льда. Камовый рельеф характерен для Карелии и Прибалтики и встречается на севере Западной Европы.

Отложения приледниковых областей. В приледниковых или перигляциальных областях формируются своеобразные осадки: зандры (от нем. «зандер» – песок), лимногляциальные (от греч. «лимнэ» – озеро), или озерно-ледниковые, отложения.

Зандры и зандровые поля располагаются сразу же за грядами конечных морен и представляют собой отложения растекающихся по равнинам талых ледниковых вод (см. рис. 34). Они в основном были сформированы после таяния материковых четвертичных оледенений. Большой объем талых вод занимал не только впадины и иные понижения в рельефе, но и заливал водораздельные пространства. Отложения зандр характеризуются определенной дифференциацией обломочного материала. Более грубые осадки – разноразмерные и грубозернистые пески с гравием и галькой – откладываются обычно вблизи внешнего края конечных морен, а далее на огромных равнинных площадях, залитых талыми водами, накапливаются более однородные пески и только в краевых частях, там, где скорости водных потоков снижаются, формируются тонкозернистые пески и супеси. Примерами зандровых полей, которые были сформированы в межледниковые эпохи в четвертичном периоде, являются Мещерское, Припятское и Вятское полесье и участки Западно-Сибирской низменности. В современную эпоху зандровые поля образуются перед ледниками Исландии и на Аляске.

Лимногляциальные, или озерно-ледниковые, отложения образовались в приледниковых озерных бассейнах. На равнинных территориях распространения материковых четвертичных оледенений такие озера своим образованием обязаны подпруживающему действию выходящих из-под ледников потоков перед возвышенностями рельефа или грядами конечных морен, а также подпруживанию моренным материалом стока рек. По мере отступления ледника во время таяния, размеры и глубина озер увеличивались. Например, на Северо-Американском континенте во время отступления ледника возникло оз. Агассиз, длина которого при максимальном уровне составила 1100 км, а ширина – 400 км. В краевых частях приледниковых озер накапливались песчаные осадки, местами с включения-

ми гравия и гальки, а в удаленных от края ледника в спокойных условиях формировались осадки ленточного типа, представленные чередующимися тонкозернистыми песками, алевролитами и глинами. Местами для них характерна четко выраженная сезонная слоистость, проявляющаяся в ритмичном повторении годичных лент осадков. Они состоят из более мощного относительно грубого песчаного, иногда песчано-алевритового слоев и маломощного зимнего глинистого слойка. Подсчет годовых слойков дает возможность судить о длительности осадконакопления, времени возникновения озера и скорости отступления ледника. По имеющимся сведениям, основанным на анализе ленточных глин, скорость отступления последнего ледника в Швеции составила 325 м/год, а в Финляндии - 260 м/год.

§26. Подземные воды

Наука, занимающаяся изучением подземных вод планеты: закономерностей их распространения в земной коре, условий залегания и движения, свойств и состава, взаимодействия с горными породами и возможности их хозяйственного использования, называется *гидрогеологией*.

Теории происхождения подземных вод. Древние философы и натуралисты не имели даже приблизительного понятия об объеме атмосферы Земли, о водяных парах, составе воздуха и воды океанов, морей и подземных вод. Однако они настойчиво пытались объяснить многие природные явления, в том числе и происхождение подземных вод. Древними философами и натуралистами были выдвинуты различные теории происхождения подземных вод, которые в современной интерпретации называют:

- 1) инфильтрационной,
- 2) конденсационной,
- 3) седиментационной,
- 4) ювенильной.

Инфильтрационная теория происхождения подземных вод возникла одной из первых. Первое ее изложение относится к I в. до н. э. (Марк Витрувий Поллио). В XVII-XVIII вв. она была поддержана и научно обоснована П.Перро, Э.Мариоттом, Э.Галлеем, М.В.Ломоносовым и др. М.В.Ломоносов (XVIII в.) писал об образовании подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков: «...что в рудники и жилы воды из гор самих с минералами вытекают, то явствует и далее; чтож оная вода верховая от дождей, то изведали сами рудокопы, кои уверяют, что в сухие и бездождевые годы минеральные воды в рудниках не так одолевают, как в дождливые». Таким образом, он по существу высказал мысль о питании подземных вод за счет поглощения (инфильтрации) атмосфер-

ных осадков и увязал это явление с геологическими процессами, протекающими в «слоях земных». Он утверждал, что атмосферная вода *«...глубоко в Землю проникая, выводит с ключевой водою глубоко-потаянные минералы»*.

Сегодня суть этой теории заключается в том, что подземная вода формируется путем проникновения (инфильтрации) в глубь Земли дождей и талых вод, а разнообразие ее химического состава объясняется растворением и выщелачиванием горных пород. В настоящее время инфильтрационная теория признается наиболее достоверной в отношении происхождения и формирования большинства пресных и некоторых типов минеральных вод.

Конденсационная теория. В IV в. до н. э. древнегреческий философ Аристотель высказал мнение, что хотя источником всех вод на Земле является влага атмосферы, питание рек происходит двояким путем: во-первых, дождевыми водами, которые в большем количестве выпадают в горах; во-вторых, и главным образом водами, которые образуются в многочисленных земных холодных пустотах в результате конденсации в них паров воды из воздуха, поступающего из атмосферы. Таким образом, он явился родоначальником конденсационной теории. В 1877 году эту теорию особенно горячо пропагандировали О.Фольгер и его сторонники. Они утверждали, что в холодных пористых породах верхних слоев Земли происходит конденсация (сгущение) водяных паров воздуха, которая в итоге приводит к формированию подземных вод. По теории О.Фольгера, процесс конденсации протекает следующим образом. Атмосферный воздух, содержащий водяные пары, проникает в поры почвы и нижележащих слоев горных пород и, соприкасаясь там с более холодной поверхностью частиц, отдает им часть своей влаги. Таким образом, на частицах пород происходит конденсация водяных паров воздуха, подобная росе, осаждающейся по утрам на охлажденной поверхности Земли. Гипотеза О.Фольгера имела много слабых сторон. В частности, при конденсации, как известно, выделяется тепло, которое уже через сравнительно короткое время должно повысить температуру пород зоны аэрации настолько, что дальнейшая конденсация станет невозможной. Только в 1907–1919 годах русский ученый А.Ф.Лебедев в результате широко поставленных экспериментальных работ и наблюдений доказал возможность конденсации водяных паров воздуха в порах горных пород. Принципиальным отличием доказательства А.Ф.Лебедева от гипотезы О.Фольгера является правильный анализ причин, вызывающих конденсацию влаги. Он объясняет этот процесс разностью упругости водяных паров атмосферного и почвенного воздуха или водяных паров, находящихся в различных слоях зоны аэрации; разностью, вызывающей перемещение водяного пара из пространства с боль-

шей упругостью в пространство с меньшей упругостью. Такое передвижение влаги при относительной влажности воздуха, равной 100%, приводит к ее конденсации на поверхности частиц горной породы.

В последние годы большинство исследователей конденсационную теорию рассматривают совместно с инфильтрационной, поскольку влага при этих видах питания имеет атмосферный генезис.

Седиментационная теория. Эта теория так же, как и инфильтрационная, зародилась в глубокой древности, когда пытались установить прямую связь между водами океанов, морей и подземными водами. Инфильтрационная теория не могла объяснить происхождения высокоминерализованных вод и рассолов глубоких слоев осадочных толщ. В первоначальной формулировке этой теории предполагалось, что высокоминерализованные воды в породах являются остаточными (реликтами) водами древних морей, которые образовались одновременно с отложением осадков в морских бассейнах и сохранившие свой состав в неизменном виде до настоящего времени. В такой упрощенной форме происхождения подземных вод эта теория называлась реликтовой, или погребенной. Подобные представления на происхождение и формирование соленых вод оказались вскоре в явном противоречии с данными геологии о формировании осадочных пород, а также с гидрогеологическими и гидрогеохимическими фактами.

Ювенильная теория означает юная. Так называют воду, выделяющуюся из магмы и до своего появления на поверхности Земли еще не участвовавшую в общем круговороте воды. В XVI веке Агрикола высказал мысль, что в земной коре могут сгущаться пары воды, идущие снизу с больших глубин. Это предположение в то время не получило развития и поддержки. В 1902 году известный австрийский геолог Э.Зюсс выступил с ювенильной теорией происхождения подземных вод. Согласно его взглядам образование многих минеральных вод, особенно горячих и газифицирующихся, происходит за счет выделения паров из магмы, которые, конденсируясь в более холодных сферах, поднимаются по глубоким тектоническим трещинам и разломам и появляются на поверхности в виде минеральных источников. Как уже отмечалось, на ранних этапах образования Земли и гидросферы вода образовалась в результате дегазации мантии. Таким образом, по генезису, основываясь на гипотезе А.П.Виноградова, все воды на Земле являются ювенильными. Однако такое предположение оказалось возможным высказать только в наше время, когда накоплен огромный исследовательский материал. Тем не менее, даже в настоящее время этот вопрос нельзя считать окончательно решенным. В настоящее время большинство исследователей не отрицают возможность образования какого-то количества ювенильной воды в магматических очагах. Однако доля их в общем балансе подземных вод, по-видимому, незначительна.

Вода в горных породах. В подземной части гидросферы планеты могут быть выделены две принципиально различные группы подземных вод:

1) воды в свободном состоянии, способные к самостоятельным формам движения, различным, в зависимости от конкретного вида воды;

2) воды в связанном состоянии, не способные к самостоятельным формам движения, без перехода в свободное состояние.

Воды в свободном состоянии существуют в виде (рис. 35):

1) пара (парообразная);

2) гравитационной воды (просачивающейся, капельно-жидкой, подземных потоков);

3) воды в надкритическом состоянии.

Воды в связанном состоянии подразделяются на четыре группы:

1) вода, физически связанная с поверхностью минеральных частиц (скелета) горных пород (прочносвязанная, рыхлосвязанная, осмотическая, капиллярно-связанная);

2) вода химически связанная с горными породами (кристаллизационная, цеолитная, конституционная);

3) иммобилизованная (вакуольная) вода;

4) вода в твердом состоянии (лед).

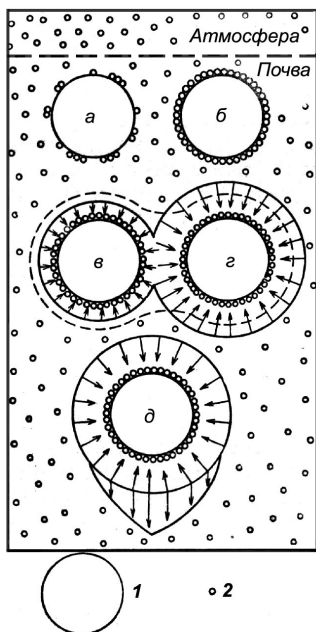


Рис. 35. Схема связи различных форм жидкой подземной воды с частицами породы (по А.Ф.Лебедеву)

1—частицы пород; 2— молекулы воды; а—гигроскопическая вода при неполном насыщении; б—гигроскопическая вода при полном насыщении; в,г—пленочная вода: частицы (в) при неполном молекулярном насыщении, частица (г) при полном молекулярном насыщении с пленкой максимально возможной толщины; пленочная вода движется налево до выравнивания толщины пленок; д—гравитационная вода, образующая каплю, стекающую вниз под влиянием силы тяжести

Вода в парообразном состоянии (водяной пар) существует в виде молекул H_2O в воздухе, заполняющем пустоты в горных породах или в виде пароводяной смеси (парогидротерм), образующейся из перегретых ($t > 100^\circ C$) подземных растворов.

Свободной гравитационной водой называются подземные воды, движение которых происходит под действием силы тяжести или градиента гидростатического давления.

Просачивающейся называется подземная вода, формирующаяся в ненасыщенной зоне и передвигающаяся преимущественно в капельно-жидкой форме под действием силы тяжести.

Водой подземного потока называется свободная гравитационная вода, передвигающаяся в условиях полного насыщения свободного пространства горных пород под действием силы тяжести и градиента гидростатического давления.

Водами в надкритическом состоянии называются подземные воды с температурой и давлением выше критических; для чистой H_2O критическая температура равна 374°C , давление $-2,2\text{--}10^4$ кПа.

Связанной называется вода, различным образом связанная с поверхностью минерального скелета (частиц) горной породы или входящая в состав породообразующих минералов и минеральных соединений. Она подразделяется на прочносвязанную, осмотическую и капиллярную воду.

Прочносвязанной называется вода, образующаяся непосредственно на поверхности минеральных частиц горных пород в результате процессов адсорбции молекул воды (адсорбированная вода).

Осмотическая вода формируется на внешней границе пленки прочносвязанной воды в связи с относительно более высокой концентрацией катионов вблизи поверхности минеральных частиц. Компенсация избыточных положительных зарядов осуществляется путем образования слоя слабосвязанной воды (энергия связи менее $0,4$ кДж/моль), которая называется осмотической.

Капиллярной (капиллярно-связанной) водой называется вода, которая удерживается в порах и трещинах минерального скелета горной породы силами поверхностного натяжения (менисковые силы).

Химически связанной водой называется вода, которая принимает участие в строении кристаллической решетки минералов в виде молекул H_2O или в строении молекул сложных минеральных соединений в виде OH^- и H^+ .

Вода, входящая в кристаллическую решетку минералов в виде молекул H_2O , называется *кристаллизационной*. Содержание такой воды в некоторых минералах (гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); мирабилит ($\text{Na}_2\text{O}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$); бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$)) достигает 50% и более. Удаление кристаллизационной воды в большинстве случаев происходит при нагревании до $300\text{--}400^\circ\text{C}$ и приводит к разрушению кристаллической решетки минералов с формированием безводных модификаций этих соединений.

Вода, содержащаяся в минералах и минеральных соединениях в виде гидроксила (ионов водорода и оксания), называется *конституционной*.

Специфическими видами связанной (несвободной) воды являются *иммобилизованная* (вакуольная) вода и вода в твердом состоянии (*лед*).

Иммобилизованной (вакуольной) называется вода, которая содержится в изолированных пустотах минерального скелета горных пород (вакуолях).

§27. Водно-физические и коллекторские свойства горных пород

Пористость. Одним из важнейших гидрогеологических показателей горных пород является их пористость (табл. 7). В песчаных слабосцементированных породах выделяют поровую пористость, а в массивных (песчаниках, гранитах и др.) – трещинную. Подземные воды заполняют поры, трещины, карстовые каналы и другие пустоты в горных породах. Объем всех пустот в породе принято называть *скважностью*. Естественно, чем больше скважность, тем больше порода может вместить воды. Для движения подземных вод в горных породах большое значение имеют размеры пустот. В мелких порах и трещинах площадь соприкосновения воды со стенками пустот больше, и они оказывают значительное сопротивление движению воды, поэтому ее течение в мелкозернистых песках даже при больших напорах крайне затруднено. Чем крупнее размеры пустот, тем меньшее сопротивление испытывает вода при движении. Различают капиллярную и некапиллярную скважность. Для капиллярной скважности характерны мелкие пустоты, где вода передвигается главным образом под действием электрических сил и сил поверхностного натяжения. К некапиллярной скважности относят крупные, лишенные капиллярных свойств пустоты, в которых вода передвигается только под влиянием силы тяжести и разности напора.

Мелкие пустоты в горных породах называют *пористостью*. Обычно различают три вида пористости: общую (полную, абсолютную, физическую); открытую (действительную, пористость насыщения) и динамическую. Общая пористость количественно определяется отношением объема всех мелких пустот в данном образце породы (включая и несообщающиеся между собой пустоты) ко всему объему образца. Выражается общая пористость в долях единицы или чаще в процентах

$$n_c = \frac{v_p}{v_o} 100\%,$$

где v_p – общий объем всех пустот, содержащихся в горной породе; v_o – объем горной породы.

Генетически пористость горных пород может быть представлена пустотами различного типа:

- межзерновая пористость осадочных рыхлых и слабосцементированных пород, связанная с неплотной упаковкой зерен минерального скелета;
- пористость, образующаяся при остывании и связанном с этим уменьшении объема магматических горных пород;
- пористость, связанная с процессами эпигенетического изменения горных пород (перекристаллизация, выщелачивание растворимых зерен минерального скелета, разуплотнение при уменьшении давления и т. д.).

Влагоемкость. В зависимости от литологических особенностей, степени сцементированности и структуры пор, горные породы способны вмещать и удерживать в себе то или иное количество воды. Это свойство пород носит название *влагоемкости*.

Таблица 7

Значения общей пористости различных типов горных пород

Типы пород	Породы	Средняя пористость, %
Свежие осадки	Илы глинистые	50,0
	Торф	80,0
	Почвы	55,0
Породы верхней части коры выветривания	Пески	35,0
	Лёсс	45,0
	Суглинки	35,0
	Глины	35,0
Осадочные породы	Песчаники	10–20,0
	Глины	20–40,0
	Гипс	1,0
	Мел	30,0
Метаморфические породы	Сланцы глинистые	4,0
	Кварциты, гнейсы, мрамора	2,0
Магматические породы	Граниты, сиениты	1,0
	Эффузивные породы	2,0
	Интрузивные породы	1,0

В отличие от этого количество воды, непосредственно содержащейся в горной породе, отнесенное к объему или массе горной породы, называется ее *влажностью*. Численно влажность и влагоемкость горной породы определяются из одного соотношения:

$$\omega(W) = \frac{v_b}{v_o} 100\%$$

где ω – объемное значение влагоемкости (W – влажности) горной породы (в долях единицы, или %); v_b – объем воды, содержащейся в горной породе.

де (см^3 , м^3); v_o – объем горной породы (образца) в абсолютно сухом состоянии (см^3 , м^3).

Влагоемкость так же, как и естественная влажность пород, выражается в долях единицы, а также в весовых или объемных процентах. По степени влагоемкости выделяют три группы пород:

- 1) влагоемкие – торф, глина, суглинок;
- 2) слабовлагоемкие – глинистый песок, лёсс, мергель, глинистый песчаник;
- 3) невлагоемкие – массивные изверженные и метаморфические породы.

В зависимости от видов воды, содержащейся в породах, различают: гигроскопическую влагоемкость (или влажность), максимальную молекулярную влагоемкость, капиллярную влагоемкость и полную влагоемкость.

Гигроскопической влагоемкость, или гигроскопичностью, называют способность частиц породы притягивать из воздуха парообразную влагу. Различают два вида гигроскопичности: неполную и максимальную. Под неполной гигроскопичностью понимают то количество водяных паров, которое поглощается породой из воздуха при данной его относительной влажности. Максимальной гигроскопичностью называется максимальное количество водяного пара, которое может поглотить из воздуха порода при полном насыщении последнего водяными парами.

Капиллярная влагоемкость выражается максимальным количеством воды, удерживаемой только в капиллярных порах породы.

Полная влагоемкость соответствует максимальному количеству воды, содержащемуся в породе при полном насыщении пор водой.

Под *естественной* влажностью породы понимается ее физическое состояние, зависящее от количества свободной и поверхностно связанной воды, находящейся в порах пород, в природных условиях их залегания. Естественная влажность породы определяется количеством воды, содержащейся в ее порах и трещинах в данный момент. Величина естественной влажности зависит от нескольких факторов: состава пород, условий их залегания, физических, водных и других свойств.

Естественная влажность пород, залегающих выше уровня подземных вод, подвержена сезонным и даже суточным колебаниям. Эти колебания влажности обусловлены главным образом количеством фильтрующихся с поверхности атмосферных осадков, величиной испарения и, возможно, непостоянством относительной влажности почвенного воздуха. В водоносных пластах (в зоне насыщения) естественная влажность практически постоянна и обычно близка к максимальной при данных условиях.

Величину естественной влажности принято выражать в процентах или долях единицы по отношению к массе абсолютно сухой породы (см. выше). Определяется она путем последовательного взвешивания испытуемого образца породы с естественной влажностью и образца, высушенного

при температуре 100–105°C. Отношение потери в массе образца при высушивании к массе абсолютно сухого образца дает естественную (весовую) влажность породы в долях единицы.

Водоотдача. Способность водонасыщенных горных пород отдавать воду путем свободного стекания под действием силы тяжести носит название *водоотдачи*. Удельная водоотдача характеризуется количеством воды, которое можно получить из 1 м³ породы. Величина водоотдачи определяется отношением объема свободно стекающей воды к объему всей породы и выражается в долях единицы или процентах:

$$\mu = W_n - W_m,$$

где W_n – полная влагоемкость, а W_m – молекулярная влагоемкость.

Водоотдачу можно также приближенно вычислять как разность между общей пористостью и максимальной молекулярной влагоемкостью.

Различные породы имеют различную водоотдачу (в долях единицы):

Пески крупнозернистые	0,25–0,35
Пески среднезернистые	0,20–0,25
Пески мелкозернистые	0,15–0,20
Суглинки	> 0,10
Торф	0,05–0,15
Песчаники сцементированные	0,02–0,03
Известняки трещиноватые	0,008–0,10

Проницаемость – это способность горных пород пропускать через себя воду, другие жидкости и газы под действием силы тяжести или градиента давления. Применительно к движению свободной (гравитационной) воды это свойство называется водопроницаемостью (фильтрационной способностью) горной породы и характеризуется *коэффициентом фильтрации (K)* (см/с, м/сут.). Величина коэффициента фильтрации зависит от свойств самой горной породы.

Проницаемость горных пород, зависящая только от свойств породы, характеризуется *коэффициентом проницаемости (K_n)*, который связан с коэффициентом фильтрации следующим соотношением:

$$K_n = K \frac{\mu}{\gamma} = K \frac{\mu}{\rho g} = K \frac{\nu}{g},$$

где μ – динамическая вязкость жидкости; γ – вес единицы объема воды; g – ускорение свободного падения; ρ – плотность жидкости; ν – коэффициент кинематической вязкости.

В практике гидрогеологических расчетов, особенно в нефтяной гидрогеологии, для характеристики проницаемости горных пород используется также единица, называемая *дарси* (D)^{*}.

Капиллярность. Выше отмечалось, что мелкие поры в горных породах обладают свойствами обычных капиллярных трубок, отличаясь от последних только формой своего сечения и ориентировкой в пространстве. Капиллярные поры в горных породах образуют сложную сеть, в которых проявляется действие капиллярных сил – поверхностного натяжения и избирательного смачивания. Капиллярная вода располагается над поверхностью подземных вод (обычно грунтовых) и тесно связана с последней. Но при неоднородных литологических особенностях пород зоны аэрации она может и не являться связанной с уровнем (поверхностью) подземных вод.

Водоносные и водоупорные породы. Зона насыщения подземной гидросферы сложена различными по литологическим особенностям и геологическому возрасту породами. С точки зрения аккумуляции подземных вод, просачивания их через толщи пород, а также отдачи породами воды при их эксплуатации колодцами и скважинами, выделяются водоносные (закрывающие гравитационную воду) и водоупорные (водонепроницаемые) породы.

Водоносными называют такие породы, которые содержат свободную воду, способны пропускать ее через свою толщу и сравнительно легко отдавать под действием силы тяжести. К таким породам относятся: галечники, гравелиты, слабо сцементированные конгломераты и песчаники, пески, алевролиты, известняки, трещиноватые магматические и метаморфические породы.

К *водоупорным* (водонепроницаемым) относят такие породы, которые весьма слабо пропускают (фильтруют) или совсем не способны пропускать и отдавать воду в природных условиях; такими породами являются глины, тяжелые суглинки, плотный, хорошо разложившийся торф, глинистые сланцы, аргиллиты, каменная соль, гипс, мергели, а также все плотные и нетрещиноватые магматические и часть метаморфических пород.

§28. Физико-химические свойства подземных вод

Физические свойства подземных вод. Физические свойства подземных вод являются важнейшими показателями качества, и их оценка необходима при любых гидрогеологических исследованиях.

Мутность и прозрачность. Мутность воды обусловлена наличием взвешенных частиц и выражается их массой на единицу объема воды (мг/дм^3).

* Дарси — Проницаемость образца длиной 1 см, площадью поперечного сечения 1 см^2 , через который при падении давления на 1 атм протекает $1 \text{ см}^3/\text{с}$ жидкости вязкостью $0,001 \text{ Па}\cdot\text{с}$.

Наличие взвесей является крайне редким для подземных вод, поэтому обычно для их оценки с этой точки зрения пользуются показателем «прозрачность», величина которого обратна мутности. При ориентировочной оценке прозрачность выражается предельной высотой столба воды (в см) в градуированном цилиндре с плоским дном, при которой возможно чтение стандартного шрифта, расположенного на расстоянии 4 см от дна цилиндра.

Цветность. Подземные воды обычно бесцветны. Окраску от слабо-желтой до бурой придают воде гуминовые и фульвокислоты, а также их растворимые соли, в первую очередь гуматы и фульваты окисного железа. Цветность определяют фотометрически в градусах цветности по шкале стандартных растворов.

Запах и вкус воды зависят от содержания в ней газов, минеральных и органических веществ и могут быть как естественного, так и искусственного происхождения. Определение интенсивности запаха и вкуса проводится органолептически при температурах 20 и 60°C и оценивается по пятибалльной системе (0 – нет, 1 – очень слабый, 2 – слабый, 3 – заметный, 4 – отчетливый, 5 – очень сильный).

Таблица 8

Классификация подземных вод по температуре

Типы вод	Степень нагретости	Шкала температуры, °C	Физические и биохимические критерии температурных границ
Переохлажденные	Исключительно холодные	ниже 0	Переход в твердое состояние
Холодные	Весьма холодные	0–4	3,98°C – температура максимальной плотности воды
То же	Умеренно холодные	4–20	Единица вязкости (сантипуаз) определена при температуре 20°C
Термальные	Теплые	20–37	Температура человеческого тела около 37°C
То же	Горячие	37–50	Оптимальная температура для роста бактерий
То же	Весьма горячие	50–100	Переход в парообразное состояние
Перегретые	Умеренно перегреты	100–200	Термометаморфизм (гидролиз карбонатов с выделением CO ₂ генерация abiогенного H ₂ S)
То же	Весьма перегреты	200–375	Процессы углефикации органического вещества и углеводородов

Плотность чистой воды при 25°C и давлении 101,325 кПа составляет 0,99797 г/см³. Она меняется в зависимости от температуры, давления, количества растворенных, взвешенных веществ и газов. Определение плотности воды всегда проводят при точно измеренной температуре (ориентировочно при помощи ареометра, точно – весовым методом).

Вязкость (внутреннее трение) имеет большое значение для процесса фильтрации, особенно в слабопроницаемых породах. Единицей динамической вязкости в системе СИ служит 1 паскаль/секунда (1 Па/с). В гидрогеологической литературе до последнего времени употреблялась единица вязкости 1 сантипуаз (сП = 10⁻³ Па·с), для которой эталоном является вязкость чистой воды при 20°C.

Температура подземных вод (табл. 8) является одним из важнейших показателей генезиса и глубины их циркуляции. Диапазон изменения известных температур природных вод на Земле составляет около 400°C (от – 5°C и ниже в районах развития многолетнемерзлых пород; до 100°C и более в гейзерах вулканических областей и до 350–370°C в глубинных субаквальных источниках океанических впадин, например, в так называемых «черных курильщиках»).

Электропроводность. Подземные воды в зависимости от содержания тех или иных количеств электролитов обладают различной электропроводностью. Она составляет от 3–10⁻⁵ до 3–10⁻³ Ом·м.

Радиоактивность подземных вод определяется содержанием в них растворенных соединений урана, радия, а также инертных газов, нерадиоактивного гелия и радона, являющегося эманацией радия. Единицей радиоактивности в системе СИ является беккерель (Бк). Содержание гелия в подземных водах в последние годы стало объектом пристального изучения. Гелий, представляющий собой продукт распада радиоактивных элементов, непрерывно образуется в земной коре и мигрирует к поверхности по зонам трещиноватости. В процессе гелиевой съемки хорошо маркируются разломы земной коры и узлы их пересечений, выявляются особенности строения фундамента и перекрывающих отложений. Гелий используется так же, как индикатор при поисках месторождений радиоактивных минералов.

Химический состав подземных вод. Понятие «химический состав подземных вод» означает совокупность содержащихся растворенных минеральных и органических соединений за исключением тех, из которых состоит живое вещество. Поразительно, что основой химического состава всего многообразия природных вод Земли (дождевых, речных, морских, океанических, подземных) является весьма ограниченный набор ионов.

Одно- и многоатомные ионы, входящие в этот набор, образованы преимущественно высококларковыми элементами, природные соединения которых в литосфере обладают наибольшей растворимостью. Это анионы:

Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , катионы: Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , а также кремнекислота H_4SiO_4 , которая присутствует в подземных водах преимущественно в молекулярной форме. Перечисленные ионы, являющиеся типичными для большинства природных, в том числе подземных вод и, как правило, преобладающие в их составе, называют *макрокомпонентами*. В меньших количествах (обычно первые мг/дм^3) присутствуют в химическом составе воды, и редко являются преобладающими такие ионы, как NH_4^+ , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NO_2^- и др. Их называют *мезокомпонентами*.

Интегральными характеристиками общего количества вещества в подземных водах являются расчетные величины: минерализация и сумма ионов, а также определяемый экспериментально сухой остаток.

Минерализация (г/дм^3 , г/кг) – суммарная масса растворенных твердых минеральных веществ в единице объема или массы воды (табл. 9).

Сумма ионов – то же, но чаще в мольном (эквивалентном) выражении, вычисляется суммированием ммоль/дм^3 (мг-экв/л) веществ, определенных химическим анализом.

Сухой остаток – масса нелетучих (при 110 или 180°C) минеральных и органических соединений, отнесенная к единице объема – определяется взвешиванием осадка, полученного при выпаривании и последующем высушивании определенного объема воды.

Таблица 9

Классификация подземных вод по степени минерализации

Группа вод	Минерализация, в г/кг
1. Пресные	до 1
а) весьма мягкие	до 0,1
б) мягкие	0,1–0,5
в) жесткие	0,5–1
2. Соленые	1–35
а) слабосоленые	1–3
б) среднесоленые	3–10
в) сильносоленые	10–35
3. Рассолы	35
а) весьма слабые	35–70
б) слабые	70–140
в) крепкие	140–270
г) весьма крепкие	270–350
д) сверх крепкие	> 350

Водородный показатель (рН) дает представление об общем щелочно-кислотном состоянии воды и, как и минерализация, является одной из ее важнейших интегральных характеристик. От щелочно-кислотного состоя-

ния воды зависят многие гидрохимические процессы: осаждение и растворение, миграционная способность, характер микрофлоры и т. д.

Водородный показатель представляет собой десятичный логарифм концентрации водородных ионов, взятый с обратным знаком:

$$pH = - \lg[H^+]$$

Окислительно-восстановительный потенциал (Eh) воды характеризует соотношение окисленных и восстановленных форм всех содержащихся в ней элементов переменной валентности и является важнейшей интегральной характеристикой состава воды. Из таких элементов для химического состава подземных вод наибольшее значение имеют: сера (-2, +2, +4, +6), железо (+2, +3), азот (-3, +3, +5), марганец (+2, +3, +4), фосфор (+3, +5) и др.

Жесткость воды обусловлена наличием в ней соединений кальция и магния. Различают 5 видов жесткости: общую, карбонатную, некарбонатную, устранимую (временную), неустраанимую (постоянную). Количественной мерой общей жесткости является сумма миллиграмм-эквивалентов кальция и магния в единице объема.

Классификации подземных вод по химическому составу. До настоящего времени не существует универсальной, генетически обоснованной классификации состава подземных вод, учитывающей все многообразие ее ингредиентов в различных формах и состояниях.

Среди общих классификаций подземных вод по химическому составу В.С.Самарина выделяет две крупные группы:

- 1) чисто химические;
- 2) с элементами генетической основы.

К первой группе относятся классификации, базирующиеся на принципе «преобладающих ионов», для которых основным классификационным признаком является фактическое содержание компонентов состава без какой-либо генетической интерпретации. Примером второй группы является классификация В.А.Сулина для нефтяных вод, в соответствии с которой типы химического состава выделяются по значениям специально вычисленных коэффициентов – соотношений ионов (*r*). При этом наименования четырех основных химических типов воды не соответствуют фактическому химическому составу.

К сульфатно-натриевому (I) и гидрокарбонатно-натриевому (II) химическим типам относятся воды со значениями коэффициента «*r*» = $(Na-Cl)/rSO_4$ меньше или больше 1. Хлормagneиный (III) и хлоркальциевый (IV) типы характеризуются соответственно меньшим или большим 1 значениями коэффициента $r = (Cl-Na)/rMg$.

Классификация О.А.Алекина, разработанная для природных вод и применяемая к подземным, имеет промежуточный характер, поскольку

вода относится к определенным классу и группе в соответствии с преобладающими анионом и катионом, а далее по коэффициентам к одному из четырех (I–IV) генетических типов (рис. 36).

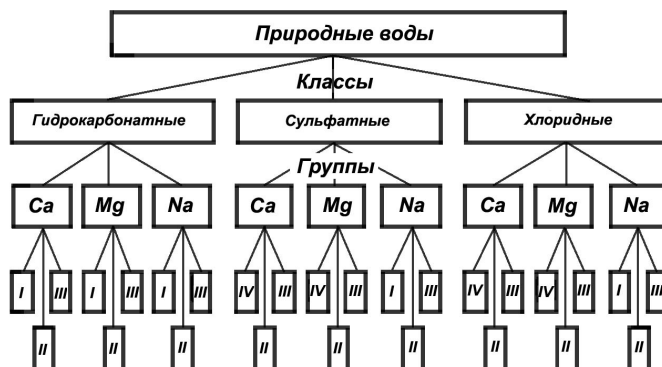


Рис. 36. Классификация природных вод по химическому составу О.А.Алекина
 Типы химического состава (ммоль/дм³): I – $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$; II – $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SiO}_4^{2-}$; III – $\text{HCO}_3^- + \text{SiO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$; IV – $\text{HCO}_3^- = \text{O}$ (кислые)

В общем, основными ингредиентами химического состава являются:

- 1) растворенные минеральные вещества;
- 2) органические вещества;
- 3) газы;
- 4) изотопы;
- 5) антропогенные компоненты-загрязнители.

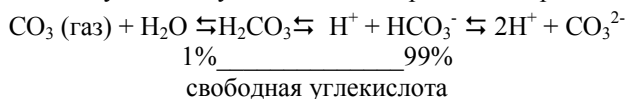
Растворенные минеральные вещества в первую очередь представлены макрокомпонентами (хлор-ионом, сульфат-ионом, натрий-ионом, калий-ионом, магний-ионом и кремнекислотой).

Хлор-ион, преобладает в составе морских и океанических вод и, участвуя в процессах седиментации и галогенеза (солеобразования в лагунных условиях), является основным анионом седиментационных вод артезианских бассейнов и вод, формирующихся в результате растворения соляных толщ и засоленных пород. Он может поступать в воды с вулканическими эксгаляциями и при разрушении газово-жидких микровключений в магматических породах, содержащих хлоридные рассолы. Некоторое количество хлора содержится в атмосферных осадках особенно вблизи морского и океанического побережья. Наконец, огромные количества хлора поступают в подземную гидросферу с бытовыми и промышленными стоками.

Содержание хлора в подземных водах характеризуется максимальным разбросом – от тысячных долей г/дм³ до 340-360 г/дм³ в рассолах.

Сульфат-ион поступает в подземные воды при растворении сульфат-содержащих минералов: гипса (CaSO₄·2H₂O), ангидрита (CaSO₄), мирабилита (Na₂SO₄·10H₂O), глауберита ([Na₂Ca(SO₄)₂]₄) и др. Одним из источников сульфат-иона являются атмосферные осадки, поскольку при сжигании угля, всегда содержащего сульфиды, или при одновременных выбросах сернистого газа промышленными предприятиями, в атмосфере образуется серная кислота значительной концентрации (кислотные дожди). Аналогичные следствия могут иметь извержения вулканов. Содержание сульфат-иона в подземных водах изменяется от первых мг/дм³ до нескольких десятков г/дм³.

Гидрокарбонат- и карбонат-ионы, свободная углекислота представляет собой так называемую систему компонентов карбонатного равновесия:



Компоненты карбонатной системы поступают в подземные воды при растворении с участием углекислоты атмосферного, биохимического, термометаморфического генезиса слабо растворимых карбонатных минералов – кальцита (CaCO₃) и доломита (CaMg(CO₃)₂).

Натрий-ион, как и хлор прекрасно мигрирует и накапливается в подземных водах, в том числе в рассолах. Содержание натрия в питьевых водах не должно превышать 0,2 г/дм³. Существуют нормативы и для оросительных, технических и других вод.

Калий-ион, в отличие от натрия, активно участвует в биохимических процессах, легко сорбируется, быстро связывается в труднорастворимые соединения в коре выветривания, захватываясь кристаллической решеткой глинистых минералов. Поэтому, его содержание в верхней части гидрогеологического разреза, незначительно. В рассолах его концентрации составляют десятки и даже сотни г/дм³.

Кальций-ион поступает в воды при растворении кальцита, доломита, гипса, гидролитическом разрушении плагиоклазов, т.е. минералов с относительно слабой растворимостью. Он участвует в биохимических процессах и хорошо сорбируется. В связи с этим он может преобладать в катионном составе гидрокарбонатных подземных грунтовых вод при содержании до 0,4 г/дм³.

Магний-ион в подземных водах очень редко является преобладающим, он характеризуется довольно слабой миграционной способностью и практически не накапливается, несмотря на высокую растворимость его сульфатных и хлоридных соединений. Причинами этого являются его высокие

сорбционные и гидратационные свойства, участие в биохимических процессах и т.п. Природные карбонаты магния (доломит, магнезит) малорастворимы, в связи с чем магний, наряду с кальцием, может являться одним из основных компонентов состава слабоминерализованных грунтовых вод гидрокарбонатного состава. В рассолах содержание магния, как правило, не превышает нескольких десятков г/дм³.

Наиболее распространенными газами в подземных водах являются кислород (O₂), уголекислота (CO₂), сероводород (H₂S), водород (H₂), метан (CH₄), тяжелые углеводороды, азот (N₂) и благородные газы. Газы в подземных водах находятся как в растворенном состоянии, так и в свободном виде. При уменьшении давления растворенные газы могут переходить в свободные.

Кислород преимущественно имеет атмосферное происхождение. В подземных водах он находится в виде растворенных молекул, содержание которых изменяется от 0 до 15 мг/л. В основном кислород обнаруживается в подземных водах зоны аэрации, грунтовых водах и сравнительно неглубоко залегающих водах артезианских водоносных горизонтов. С глубиной его содержание в подземных водах постепенно убывает. Кислород, растворенный в воде, является окислителем для всех веществ, обладающих переменной валентностью и находящихся в растворе.

Уголекислота, так же как и кислород, поглощается подземными водами из воздуха атмосферы и, кроме того, она образуется при биохимических и химических процессах, протекающих в толщах горных пород коры; она также выделяется при вулканических извержениях и метаморфических процессах. Содержание свободной уголекислоты в подземных водах убывает сверху вниз. Согласно взглядам В.И.Вернадского, граница распространения свободной уголекислоты находится значительно ниже нижней границы присутствия в подземных водах кислорода. Подземные воды, содержащие свободную уголекислоту, в количестве более равновесного, обладают свойством агрессивности по отношению к карбонатным породам, т. е. она приобретает способность выщелачивать, а значит, и разрушать горные породы.

Сероводород накапливается в подземных водах преимущественно в результате восстановления сульфатов углеводородами в процессе жизнедеятельности десульфурующих анаэробных бактерий или в условиях высоких температур и давлений. Обычно содержание сероводорода в подземных водах редко превышает 50 мг/л; только в водах отдельных газонефтяных месторождений (Краснокамск, Туймазы, Бугуруслан и др.) его содержание достигает 1000–2000 мг/л. Сероводород, растворенный в подземных водах, служит восстановителем для всех рудообразующих элементов, обладающих переменной валентностью.

Водород накапливается в подземных водах в процессе диссоциации воды и при разложении органических веществ, а также при гидролизе солей тяже-

лых металлов (сульфатов железа, меди, алюминия и др.) в зонах окисления сульфидных руд. Кроме того, свободный водород выделяется в районах современной вулканической деятельности. Концентрация ионов водорода в природных водах колеблется в широком диапазоне – от 10^{-4} до 10^{-9} . Атомарный водород активнее молекулярного. При обычных условиях он соединяется со многими элементами (S, P, As и др.), восстанавливает окислы металлов (Cu, Pb, Ag и др.) из их солей и вступает в другие химические реакции.

Критерии генетических типов подземных вод. В природных условиях нередко очень трудно определить генезис подземных вод, так как по общей минерализации и составу основных анионов и катионов инфильтрационные воды атмосферного генезиса иногда близки к седиментационным водам морского генезиса. Например, воды выщелачивания и растворения каменной соли имеют общую минерализацию до 300 г/л и хлоридный натриевый состав, т. е. аналогичны глубоким водам смешанного состава или морского генезиса. Однако при более тщательном изучении можно установить по некоторым признакам их существенные различия. К ним относятся особенности микрокомпонентного состава, характер растворенных газов, а также различия в соотношениях близких по физико-химическим свойствам элементов.

Для установления генезиса и условий формирования подземных вод важное значение придается коэффициентам пропорциональности: rNa/rCl , Cl/Br , Ca/Sr , Br/I и некоторым другим. Причем, при вычислении отношения Na/Cl , натрий и хлор берутся в мг-экв, на что указывает индекс r ; для определения остальных коэффициентов пропорциональности элементы берутся в мг/л.

Большинство коэффициентов являются результатом отношения элементов, близких по физико-химическим свойствам, так как они находятся в одном ряду или группе Периодической системы элементов. При сопоставлении коэффициентов пропорциональности, за исходные берутся отношения, свойственные для вод океана. Для океанической воды отношения равны:

$$\frac{rNa}{rCl} = 0,85, \quad \frac{Cl}{Br} \approx 300, \quad \frac{Ca}{Sr} \approx 33, \quad \frac{Br}{I} \approx 1300.$$

В зависимости от вида изменений вод морского генезиса значения коэффициентов существенно колеблются. В значительной степени коэффициенты пропорциональности изменяются при наличии инфильтрационных и седиментационных вод или на участках обогащения подземных вод тем или иным элементом. Так, например, в водах выщелачивания атмосферного генезиса обычно $rNa/rCl > 0,85$, изменяясь в пределах от 1 до 2; $Cl/Br > 300$, в том числе и при разрушении залежей каменной соли, а также и для вод внутриконтинентальных морей (для вод Аральского моря отношение Cl/Br изменяется от

2071 до 2187); $Ca/Sr \approx 200$. В седиментационных водах морского генезиса отношение $rNa/rCl < 0,85$; $Cl/Br < 300$; $Ca/Sr \approx 33$.

Кроме указанных отношений большое значение при установлении генетического типа подземных вод имеет состав растворенных в них газов. Следует подчеркнуть, что определить генетический тип подземных вод можно только, используя комплекс показателей: состав воды, значения коэффициентов пропорциональности и состав растворенных в воде газов. Учитывая сказанное, для вод, которые располагаются в основном в зоне окислительной обстановки, характерны следующие показатели: газы N_2 , O_2 , CO_2 атмосферного генезиса; $rNa/rCl > 0,85$, $Cl/Br \gg 300$, $Cl/Br \approx 300$, $Ca/Sr \approx 200$. Для вод, залегающих преимущественно в зоне восстановительной обстановки, показательны газы CH_4 , H_2S , N_2 , CO_2 ; $rNa/rCl < 0,85$, $Cl/Br \ll 300$, $Ca/Sr \approx 33$.

Подземные воды метаморфического и магматического генезиса в чистом виде не установлены и поэтому изолированно они не изучались. Обычно эти воды смешиваются с водами атмосферного или морского генезиса, поэтому для них еще невозможно рекомендовать какие-либо конкретные показатели. Следует только отметить, что для вод этих типов показательными являются сравнительно высокая температура, относительно небольшая минерализация, они насыщены углекислым газом метаморфического генезиса (углекислые термальные воды) или азотом (азотные термы), нередко имеют повышенное содержание кремнекислоты, мышьяка и бора.

Кроме отмеченных выше показателей основных генетических типов подземных вод, в последнее время в практику внедряются перспективные показатели, связанные с изучением стабильных и радиоактивных изотопов в природных водах. В частности, данные, по определению изотопных соотношений водорода и кислорода в подземных водах являются надежной основой оценки их генезиса и степени водообмена с поверхностными водами.

§29. Строение подземной гидросферы (геогидросферы)

Подземная гидросфера сверху ограничена поверхностью земли, нижняя ее граница достоверно не установлена. Одни исследователи считают, что ее условно можно провести на глубине 12–16 км, т.е. на глубинах распространения критических температур воды (374–415°C), где скопление последней в жидком состоянии невозможно. Другие полагают, что подземная гидросфера распространяется до глубин, превышающих 70–100 км. Причем, положение ее нижней границы изменяется в различных геотектонических областях. В целом, строение подземной части гидро-

сферы, количество воды, содержащееся в горных породах и ее фазовое состояние определяются:

- термодинамическими условиями разреза земной коры;
- строением и историей геологического развития ее основных структурных элементов;
- составом и свойствами горных пород в верхней части разреза.

В гидрогеологическом разрезе земной коры сверху вниз от поверхности земли выделяются следующие зоны:

- 1) зона аэрации;
- 2) криолитозона;
- 3) зона насыщения (полного насыщения);
- 4) зона переуплотненного водяного флюида;
- 5) зона жидко-пластичного водного раствора силикатов и алюмосиликатов;
- 6) зона диссоциированных молекул воды.

Зона аэрации – представляет собой верхнюю не полностью насыщенную (ненасыщенную) водой часть разреза горных пород, мощность которой изменяется от первых сантиметров (метров) на равнинных участках территории до 200–250 м и более на интенсивно расчлененных междуречных пространствах горных районов (рис. 37). Верхней границей зоны аэрации является поверхность земли, нижней – поверхность (уровень) подземных вод первого водоносного горизонта. Через зону аэрации осуществляется тесная связь подземных вод с атмосферой; дождевые и талые воды просачиваются вглубь и пополняют ресурсы подземных вод. В засушливых областях через зону аэрации происходит испарение подземных вод при их залегании на глубинах менее 3 м. Интенсивность инфильтрации вод с поверхности и испарение подземных вод в определенной степени зависят от строения зоны аэрации, литологических особенностей слагающих ее пород и физико-географических условий местности. Значение зоны аэрации в питании грунтовых вод и их расходование на испарение чрезвычайно велико.

Вода в почвенном слое. Как уже отмечалось, выпадающие на поверхность земли атмосферные осадки расходуются на поверхностный сток, испарение и инфильтрацию. Часть инфильтрующихся осадков задерживается в почве и идет на питание растений, а часть проникает глубже и достигает уровня подземных вод. Величина инфильтрации осадков обуславливается водопроницаемостью почвы и нижележащих слоев горных пород. Чем ниже водопроницаемость почвы, тем меньше воды она поглощает в единицу времени и тем большее количество осадков расходуется на поверхностный сток и испарение. Водопроницаемость почвы и подпочвенных слоев зависит от их состава и структуры. Наибольшее количество осадков поглощают песчаные почвы, поэтому и сток с поверхности песчаных массивов мини-

мальный. Глинистые почвы слабо проницаемы для воды.

Количество воды в подпочвенном слое может увеличиваться за счет конденсации паров воды из воздуха и привлечения капиллярной воды, связанной с уровнем грунтовых вод. Последний вид питания имеет место при неглубоком залегании зеркала грунтовых вод от поверхности. Почвы, наряду с гигроскопической и пленочной водой, содержат капиллярную воду. Эта вода, ограниченная сверху и снизу капиллярными менисками, находится как-бы в подвешенном состоянии. Передвигается она только под влиянием силы капиллярного натяжения в направлениях от более крупных капилляров к более тонким и от более влажных участков к менее влажным.

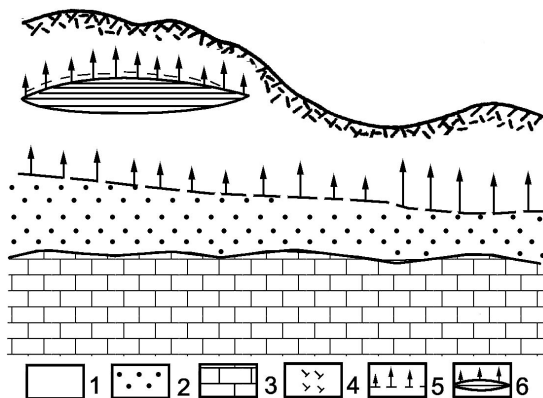


Рис. 37. Схема строения подземных вод зоны аэрации (1—породы зоны аэрации, 2— горизонт грунтовых вод, 3—слабопроницаемые породы, 4—почвенный слой, 5—уровень грунтовых вод и капиллярная кайма, 6—верховодка)

Верховодка. Верховодкой называются подземные воды, залегающие в породах зоны аэрации на линзах водоупорных пластов на сравнительно небольшой глубине от поверхности земли и имеющие в плане ограниченное распространение. Верховодка обычно насыщает различные пористые породы — пески, суглинки, лёссы и др. Она встречается также и в верхней части коры выветривания скальных пород. Кроме того, верховодка распространена в районах многолетней мерзлоты, где она в зимнее время полностью перемерзает. Мощность пород, насыщенных верховодкой, обычно невелика (в среднем 0,4–1,0 м), местами она достигает 2–5 м. Водоупором для нее нередко служат линзы и выклинивающиеся водонепроницаемые или слабопроницаемые пласты, на неровной поверхности которой она и развивается (рис. 37). В однородных легкопроницаемых и невлагоёмких породах (крупнозернистых песках, трещиноватых породах) усло-

вия для формирования верховодки неблагоприятны. В глинах верховодка также обычно не образуется. Обусловлено это тем, что вследствие набухания коллоидов верхний слой глин небольшой толщины сравнительно быстро насыщается водой и становится непроницаемым для дальнейшей инфильтрации воды с поверхности.

Заметное влияние на формирование верховодки оказывает характер рельефа. Так, на склонах, особенно на крутых, где благоприятны условия для поверхностного стока и неудовлетворительны для инфильтрации, верховодка не формируется или образуется ее маломощный слой на короткое время. Наилучшие условия для верховодки создаются на плоских водоразделах и степных пространствах с местными понижениями, куда стекают дождевые воды и где задерживаются талые снеговые воды.

Режим верховодки всецело зависит от количества инфильтрующихся атмосферных осадков, а на территориях городов и промышленных площадках – и от так называемых «хозяйственных вод». Продолжительность ее существования зависит от размеров и мощности подстилающих полупроницаемых влагоемких пород и условий питания. При небольших размерах и малой мощности относительного водопора, верховодка существует сравнительно недолго. Ввиду незначительной мощности водонасыщенных слоев и зависимости от местных условий питания она, как правило, образует лишь временное скопление воды, которое исчезает в засушливое время года или с устранением искусственного источника питания.

Качество вод верховодки различно. В районах избыточного увлажнения эти воды слабо минерализованы (гидрокарбонатные кальциевые), в районах засушливых (чаще в южных) – сильно минерализованы и относятся к хлоридному натриевому типу. На территориях городов и населенных пунктов воды верховодки, вследствие неглубокого залегания от поверхности, подвержены сильному загрязнению.

Криолитозона выделяется как самостоятельный элемент подземной гидросферы в области распространения многолетнемерзлых пород (высокие широты Северного и Южного полушария, высокогорные районы). Обычно она охватывает часть зоны аэрации и верхнюю часть зоны полного насыщения. Мощность криолитозоны в зависимости от климатических условий местности (главным образом среднегодовых температур воздуха), геологического строения и геотемпературных условий верхней части разреза земной коры, изменяется от первых метров до 1000–1500 м и более.

Подземные воды в криолитозоне. Впервые классификация подземных вод криолитозоны была предложена в 1933 году Н.И.Толстихиным, который выделил три типа подземных вод, распространенных в многолетнемерзлых породах: над-, меж- и подмерзлотные. В течение многих лет эта классификация была и остается руководящей, поскольку она учитывает

основные особенности залегания подземных вод в многолетнемерзлых породах. Подземные воды всех трех типов на отдельных площадях гидравлически связаны как между собой, так и с поверхностными водами.

Надмерзлотные воды. Воды этого типа залегают в толще пород, ограниченной сверху поверхностью земли, снизу – верхней границей многолетнемерзлых пород. К надмерзлотным водам обычно относят воды деятельного слоя, воды надмерзлотных таликов и криогенных образований (рис. 38).

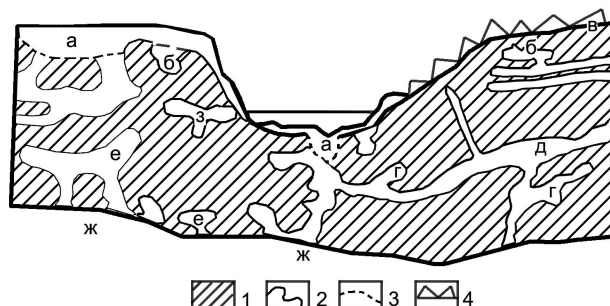


Рис. 38. Схема взаиморасположения мерзлых и талых пород и взаимосвязи между над-, меж- и подмерзлотными водами, по Н.А.Вельминой (а–надмерзлотные воды, б–надмерзлотно-межмерзлотные воды, в–воды криогенных образований, г–межмерзлотные воды, д–межмерзлотные (внутримерзлотные) водоносные горизонты, е–подмерзлотно-межмерзлотные воды, ж–подмерзлотные воды, з–«регулирующие» подземные резервуары, 1–мерзлые породы, 2–талые породы, 3–нижняя граница надмерзлотных и верхняя граница подмерзлотных вод, 4–криогенные образования

Деятельный слой (сезонно-талый) – это слой максимального зимнего промерзания и летнего оттаивания. Сложен он породами различного генезиса и состава. В зависимости от литологических особенностей пород, их влажности, гранулометрического состава, географического положения, климата района и экспозиции поверхности рельефа, мощность его изменяется от нескольких см до 3–5 м. Надмерзлотные воды деятельного слоя в области развития многолетнемерзлых пород распространены весьма широко. Водупором для них служит поверхность многолетнемерзлых пород. В летний период эти воды являются безнапорными. Области питания и распространения их в этот период совпадают. Основными источниками питания вод деятельного слоя в летний период служат атмосферные осадки, а на участках речных долин, сложенных хорошо проницаемыми отложениями, в питании подземных вод принимают участие и воды поверхностного стока. Надмерзлотные воды в деятельном слое существуют в течение всего теплого сезона года.

Межмерзлотные воды. Подземные воды, залегающие в толще многолетнемерзлых пород, называются межмерзлотными. Они являются низко-температурными, с температурой колеблющейся от долей градуса до первых градусов, а высокоминерализованные могут быть даже с отрицательными температурами. В многолетнемерзлой толще подземные воды связаны со сквозными и замкнутыми водоносными таликами.

Подмерзлотные воды. Подземные воды, залегающие под мерзлой толщей, называются подмерзлотными. Они находятся только в жидкой фазе. В зависимости от условий залегания они могут быть безнапорными, но чаще являются напорными (артезианскими). Глубина залегания их определяется мощностью толщи многолетнемерзлых пород и гидрогеологическими условиями.

Зона полного насыщения охватывает верхнюю часть разреза земной коры от уровня первого водоносного горизонта (нижняя граница зоны аэрации) до глубин 8–20 км. В пределах зоны полного насыщения свободное пространство в минеральном скелете горных пород (поры, трещины, крупные пустоты) полностью заполнено свободной гравитационной водой и водой, физически связанной с поверхностью минеральных частиц горной породы. В пределах зоны насыщения, начиная с глубины 1,5 км, физически связанные воды переходят в подвижное состояние. В нижних частях этой зоны, где температура превышает 200–300°C, в связанном состоянии остается лишь вода в кристаллической решетке минералов.

Грунтовые воды. К грунтовым водам относятся воды первого от поверхности водоносного горизонта, залегающие на выдержанном водонепроницаемом пласте. Сверху грунтовые воды обычно не перекрываются водонепроницаемыми породами, а водопроницаемый пласт заполняют не на полную мощность, поэтому поверхность грунтовых вод является свободной, ненапорной. На отдельных участках, где имеется локальное водоупорное перекрытие, грунтовые воды приобретают местный небольшой напор, величина которого определяется положением уровня грунтовых вод на примыкающих участках, не имеющих водоупорного перекрытия. Области питания и распространения грунтовых вод, как правило, совпадают. Постоянно существующие грунтовые воды имеют широкое, почти повсеместное распространение. Условия их залегания разнообразны и определяются физико-географическими, геолого-литологическими, геоморфологическими и многими другими местными факторами. Грунтовые воды чувствительны ко всем изменениям, происходящим в атмосфере. В зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков их уровень испытывает значительные колебания: в сухое время и засушливые годы он понижается, в дождливое время и влажные годы – повышается. Уровень грунтовых вод зависит также от атмосферного давления, а с течением времени изменя-

ются их качественный состав и температура. Грунтовые воды легкодоступны для использования. Наиболее широко распространена эксплуатация их неглубокими колодцами в сельской местности. Но, залегая на незначительной глубине, грунтовые воды подвержены загрязнению.

Поверхность грунтовых вод носит название *зеркала*. Относительно однородные по литологическим особенностям и водным свойствам пласты горных пород, содержащие грунтовые воды, называются *водоносным горизонтом* или *водоносным пластом*. Мощность водоносного горизонта (h) определяется расстоянием по вертикали от уровня грунтовых вод до кровли подстилающего водоупорного пласта.

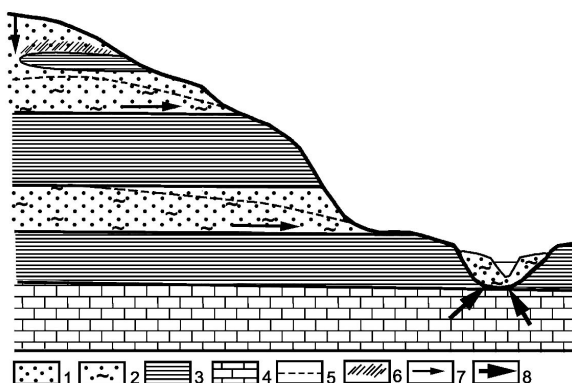


Рис. 39. Схематический гидрогеологический разрез части речной долины (1—песок, 2—песок водоносный, 3—глины, 4—известняки трещиноватые, 5—уровень грунтовых вод, 6—уровень верховодки, 7—направление движения безнапорных грунтовых вод, 8—разгрузка артезианских вод в речной аллювий)

Грунтовые воды обычно имеют слабоволнистую поверхность, часто с уклоном в сторону ближайшего понижения (оврага, речной долины и т. д.). Только в равнинных областях, при весьма малых уклонах уровня, их поверхность можно приближенно принимать за плоскость. В зависимости от значений уклона поверхности и водопроницаемости пластов грунтовые воды движутся в сторону ближайшего понижения с различной скоростью, образуя грунтовый поток. Участки с горизонтальной поверхностью грунтовых вод носят название *бассейнов*. Бассейном грунтовых вод нередко называют воды, заполняющие определенные геологические структуры, например, древнюю ледниковую долину, сложенную флювиогляциальными отложениями, или аллювиальные отложения палеодолины реки. Грунтовая вода, подчиняясь силе тяжести, перемещается от повышенных участков к пониженным, причем, она движется по линиям наименьшего

сопротивления. Грунтовый поток, плавно понижающийся к месту разгрузки, образует криволинейную поверхность, называемую *депрессионной поверхностью*. На схематическом гидрогеологическом разрезе речной долины (рис. 39) показано несколько водоносных горизонтов. В верхней части разреза в зоне аэрации на супесях, распространена верховодка, ниже которой находится грунтовый поток. Под верхним пластом глин залегают межпластовые ненапорные воды. Напорные воды движутся по трещинам в известняках, а разгружаются в речной аллювий.

Межпластовые воды. Межпластовыми водоносными горизонтами называются водоносные горизонты, залегающие между двумя слабопроницаемыми пластами. В отличие от грунтового водоносного горизонта, верхней границей которого является свободная поверхность подземных вод, межпластовые горизонты всегда имеют относительно слабопроницаемую (водоупорную) кровлю и подошву.

В верхней части гидрогеологического разреза пластовое давление примерно соответствует высоте столба воды от уровня залегания водоносного горизонта до поверхности земли, в этом случае оно называется нормальным гидростатическим давлением ($P_{гидр.}$). В глубоких частях разреза, при относительно надежной изоляции элемента пластовой системы от поверхности земли и смежных водоносных горизонтов, величина пластового давления может быть значительно большей и достигать значений геостатического давления ($P_{гео.}$), определяемого весом вышележащей толщи горных пород ($P_{гео.} \approx 2,5 P_{гидр.}$).

Артезианские воды. Артезианскими называют подземные воды, находящиеся в водоносных горизонтах (комплексах), перекрытых и подстилаемых водоупорными или относительно водоупорными пластами, и обладающие напором, который обуславливает подъем уровня воды над их кровлей при вскрытии скважинами или другого вида выработками. При благоприятных геоструктурных и гидрогеологических условиях скважины дают фонтанирующую воду.

Артезианские воды получили свое название от провинции Артуа в Южной Франции (древнее латинское название – Артезия), где в XII веке (1126 год) впервые в Европе был пройден колодец, вскрывший самоизливающуюся воду. Такие колодцы получили название артезианских. Затем артезианскими стали называть подземные воды и водоносные горизонты, в которых вода находится под избыточным давлением и при их вскрытии изливается на поверхность.

Артезианские воды широко распространены в пределах синеклиз, впадин, мульд, краевых и предгорных прогибов, моноклинальных структур, а также в межгорных впадинах, синклинальных прогибах, грабенах и в зонах тектонических разломов (рис. 40). Характерными особенностями ар-

тезианских вод являются следующие:

1) они залегают обычно глубже горизонта грунтовых вод в водоносных горизонтах и комплексах, подстилаемых и перекрытых водоупорными (или относительно водоупорными) пластами;

2) область питания и создания напора артезианских вод и область их распространения не совпадают и часто удалены один от другого на большие расстояния;

3) при вскрытии артезианского водоносного горизонта скважиной, вода в последней поднимается выше кровли горизонта, т. е. появление воды в скважине всегда отмечается глубже по сравнению с установившимся уровнем;

4) режим артезианских вод является более стабильным по сравнению с грунтовыми водами; на их режим физико-географические факторы оказывают меньшее влияние, чем на грунтовые воды, пьезометрический уровень мало подвержен месячным и сезонным колебаниям; температура вод с глубиной, как правило, возрастает;

5) по сравнению с грунтовыми, артезианские воды менее подвержены загрязнению с поверхности в связи с тем, что они перекрываются относительно водоупорными породами.

По условиям залегания подземных артезианских вод выделяются: артезианские бассейны, артезианские склоны и субартезианские бассейны.

Под *артезианским бассейном* понимают совокупность артезианских водоносных горизонтов или комплексов, залегающих в синклинальных структурах. В частном случае в артезианском бассейне может залегать только один водоносный горизонт или комплекс.

В каждом артезианском бассейне принято выделять три области:

1) область современного питания (современной инфильтрации) и создания напора;

2) область разгрузки;

3) область распространения напора.

Область современного питания и создания напора – это площади выхода на дневную поверхность водоносных пород, слагающих артезианский бассейн и его основание, располагающихся на наивысших гипсометрических отметках. На таких участках атмосферные осадки и воды поверхностного стока проникают в водоносные породы. Последние в области питания преимущественно заключают грунтовые воды, дренируемые местной гидрографической сетью. Кроме того, выделяют внешнюю и внутреннюю области питания. К первой относятся прилегающие к артезианскому бассейну части горно-складчатых сооружений или поднятий, с которых стекают атмосферные воды и по достижении выходов водопроницаемых пластов они частично поглощаются и идут на питание подземных вод. Для многих арте-

зианских бассейнов, особенно расположенных в предгорных прогибах и впадинах, важное значение имеют именно внешние области питания; например, для Азово-Кубанского и Терско-Кумского бассейнов внешней областью питания служат северные склоны горно-складчатых сооружений Большого Кавказа.

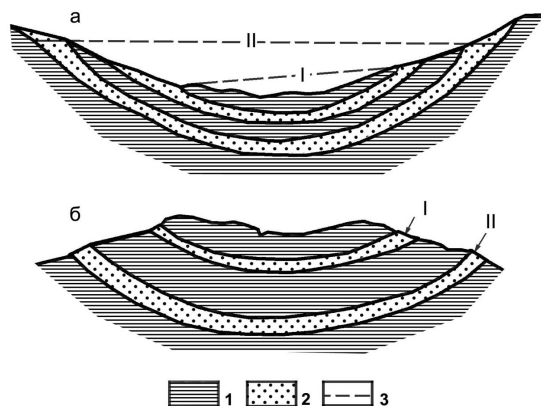


Рис. 40. Типы артезианских бассейнов: а—прямой рельеф, б—обратный рельеф (1—водоупорные породы, 2—водоносные породы, 3—пъезометрический уровень, I—верхний артезианский водоносный горизонт, II—нижний артезианский водоносный горизонт)

Внутренней областью питания являются площади, расположенные в пределах самого артезианского бассейна, где осуществляется инфильтрация атмосферных осадков и вод местного поверхностного стока. Внутренние области питания связаны преимущественно с поднятиями и антеклизмами на платформах (например, Волго-Камский артезианский бассейн), а также антиклинальными структурами в предгорных районах и межгорных впадинах, в пределах которых артезианские водоносные горизонты выходят на поверхность или залегают неглубоко под более молодыми отложениями.

Многие артезианские бассейны соединяются между собой. В таких условиях создаются благоприятные возможности для перетока вод из одного бассейна в другой. Необходимо отметить, что области питания и создания напора пространственно совпадают не везде, так как зона погружения водоносного горизонта может не совпадать с областью инфильтрации атмосферных осадков и вод поверхностного стока. Более того, в земной коре причины создания напора подземных вод могут быть различными. Помимо гидростатического давления на создание напора оказывает действие геостатическая нагрузка, тектонические напряжения, криогенный фактор, а также изменение пористости пород в результате образования новых минералов.

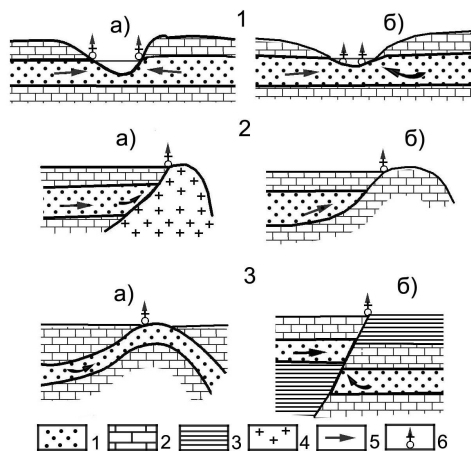


Рис. 41. Открытые естественные очаги разгрузки артезианских вод (1–эрозийные очаги разгрузки напорных вод: а) в долине реки выше горизонта воды, б) в эрозийно-тектонических понижениях в условиях засушливого климата; 2–барьерные очаги разгрузки: а) непроницаемые магматические, метаморфические и соленосные отложения на пути движения артезианских вод, б) складка водоупорных пород на пути движения артезианских вод; 3–структурно-тектонические очаги разгрузки: а) сводовая часть складки водопроницаемых пород, б) сброс с экранированным водоносным горизонтом) 1–водоносные породы, 2–водоупорные породы, 3–относительно водоупорные породы, 4–магматические породы, 5–направление движения артезианских вод, 6–восходящие источники (по П.П.Климентову и Г.Я.Богданову)

Область разгрузки артезианских бассейнов – это участки выхода водоносных горизонтов и комплексов на поверхность на более низких абсолютных отметках, по сравнению с областью питания. Область разгрузки представляет собой, как правило, совокупность открытых (восходящие источники) и скрытых очагов (разгрузка в рыхлые отложения, русла рек, на дно морей). А.М.Овчинников выделяет современные и древние очаги разгрузки; современные – подразделяются на естественные и искусственные, среди которых выделяются открытые и скрытые. К открытым (естественным) очагам относятся (рис. 41): эрозийные, локализованные очаги разгрузки в долинах рек, в бессточных впадинах в пустынных районах, барьерные (при наличии препятствий на пути движения), структурно-тектонические (зоны тектонических разломов, антиклинальные структуры в горно-складчатых областях и др.).

Уровень напорных вод называют *пьезометрическим* (см. рис. 40). Он всегда располагается выше кровли водоносного горизонта. Расстояние по вертикали от кровли водоносного горизонта до пьезометрического уровня

называется напором над кровлей водоносного горизонта. Распределение пьезометрических уровней на всей площади распространения артезианских вод определяется соотношением их отметок в области питания и разгрузки. Пьезометрический уровень реальным является только в скважинах, вскрывших артезианский водоносный горизонт.

Характер пьезометрической поверхности того или иного напорного водоносного горизонта в пределах его распространения на картах обычно изображается гидроизопьезами. *Гидроизопьезами* называются линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными отметками пьезометрического уровня.

Подземные воды в трещиноватых и закастованных породах. Трещинные и трещинно-карстовые подземные воды выделяются в самостоятельные типы на основе различия генезиса и структуры свободного пространства в минеральном скелете горных пород.

Трещинные подземные воды являются основным типом свободных (гравитационных) вод в изверженных, метаморфических, сильнолитифицированных осадочных и вулканогенных породах, фильтрационные и емкостные свойства которых определяются развитием трещиноватости различных генетических типов. При проведении геологосъемочных работ, а также при проходке буровых скважин и горных выработок часто оказывается, что породы (особенно кристаллические и метаморфические) разбиты трещинами. Появление трещин может быть обусловлено тектоническими процессами, выветриванием, выщелачиванием, растворением и другими факторами. Распределение трещин в породах бывает различно. В одних районах, массивы скальных пород разбиты трещинами без видимой закономерности (локальная трещиноватость), в других отмечается ориентированность большинства трещин в том или ином направлении. Наиболее отчетливо направление крупных трещин и зон трещиноватости прослеживается в районах с развитием сбросовых, взбросовых и других нарушений (региональная тектоническая трещиноватость). В таких районах, а также вдоль резких перегибов слоев на антиклинальных поднятиях или синклинальных погружениях обычно отмечается повышенная трещиноватость пород, которую можно наблюдать на значительном протяжении (иногда до нескольких десятков километров).

Характер и степень трещиноватости зависят также от состава и прочности горных пород. Более прочные породы разрушаются медленнее и трещины в них распространяются на меньшую глубину; в относительно слабых породах процессы выветривания с образованием трещин протекают значительно быстрее. Так, прочные магматические породы нередко имеют незначительную трещиноватость и очень слабую водоносность. Достаточно отметить, что в некоторых районах на площади распространения магматических пород даже малодобитные источники – большая

редкость. Инфильтрация атмосферных осадков в трещины наибольшее значение приобретает на пологих склонах и на склонах, покрытых грубо-обломочным материалом, хорошо проницаемым для воды.

Кроме перечисленных встречаются и так называемые литогенетические трещины, обусловленные процессами формирования пород. Трещины такого происхождения обычно прослеживаются сквозь всю толщу пород. Так, например, в базальтах, имеющих характерную столбчатую отдельность, нередко наблюдаются многочисленные вертикальные трещины, идущие от поверхности вглубь массива. Важно также при этом указать, что как в базальтах (особенно в лавовых образованиях), так и в некоторых других разностях пород (песчаниках, конгломератах и др.) движение воды осуществляется по системе трещин и порам, т. е. они являются порово-трещинными коллекторами.

Ширина трещин непостоянна, но большей частью невелика; в магматических и метаморфических породах она составляет обычно несколько миллиметров, реже несколько сантиметров и весьма редко достигает нескольких метров. Часто различные генетические типы трещин накладываются одна на другую, создавая сложную систему трещиноватости.

В качестве подтипов трещинных вод (выделенных по генезису и характеру распространения трещиноватости) обычно рассматриваются:

- 1) регионально распространенные трещинные воды верхней зоны выветривания массивов скальных пород;
- 2) линейно-локальные потоки трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений;
- 3) напорные трещинные воды локальных зон глубинной трещиноватости (разуплотнения) горных пород (тектоническая, метаморфогенная, криогенная и др. виды трещиноватости);
- 4) пластовые трещинные (порово-трещинные) воды, связанные со слоистыми сильнолитифицированными или метаморфизованными дислоцированными породами осадочного чехла платформ и горно-складчатых областей;

5) трещинные и порово-трещинные подземные воды вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород областей молодого вулканизма.

Основными типами, наиболее широко распространенными и относительно хорошо изученными, «собственно трещинными», являются подземные воды верхней зоны выветривания и трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений.

Карстовыми, или трещинно-карстовыми, называются свободные (гравитационные) подземные воды, связанные с горными породами, скважность которых, наряду с трещиноватостью, определяется наличием карстовых пустот, образующихся в результате растворения минерального

скелета горной породы подземными водами. Форма и размеры подземных карстовых пустот могут быть различными – от мелких каверн диаметром 2–3 мм, до пещер и крупных подземных гrotов.

Движение подземных вод в трещиноватых породах подчиняется линейному закону фильтрации, т.е. происходит по тому же закону, что и в рыхлых породах. Отличия заключаются в том, что в рыхлых породах вследствие тесной связи между частицами воды, заполняющей капиллярные и некапиллярные промежутки, образуется единая гидродинамическая система, в трещиноватых же породах вода заполняет лишь трещины и движется только по этим трещинам. При этом, если трещины не пересекаются, то они могут быть и безводными.

В трещинах скальных пород заключены как безнапорные, так и напорные воды. Напор подземных вод в трещинах обусловлен гидростатическим давлением воды во взаимно пересекающихся трещинах. На других участках давление воды в трещинах связано с давлением газа, поднимающегося из более глубоких зон литосферы. В районах с молодой вулканической деятельностью подъем воды по трещинам иногда вызывается давлением водяных паров с температурой более 100°C.

Основные элементы гидрогеологической стратификации. Чередование по вертикали в геологическом разрезе пород, различных по литологическим особенностям, дает возможность провести его расчленение на водоносные и водоупорные толщи (пласты).

При расчленении разрезов рыхлых и слабо сцементированных осадочных и метаморфических пород, представляющих собой пластово-поровые, или порово-трещинные коллекторы подземных вод, следует пользоваться наиболее распространенными гидрогеологическими подразделениями (от более мелких к крупным): водоносный горизонт, водоносный комплекс, гидрогеологический этаж.

Под *водоносным горизонтом* принято понимать относительно выдержанную по площади и в разрезе насыщенную свободной гравитационной водой одно- или разновозрастную толщу горных пород, представляющую собой в гидродинамическом отношении единое целое. По условиям залегания и их режиму выделяются водоносные горизонты грунтовых, межпластовых ненапорных и артезианских (или напорных) вод.

Водоносный горизонт может быть представлен как одним, так и несколькими слоями водонасыщенных пород, отличающихся или сходных по геологическому возрасту, литологическим особенностям и фильтрационным свойствам; при сложении только одним пластом он будет простым однослойным, а при многослойном – сложным слоистым, двухслойным или многослойным. При выделении водоносных горизонтов необходимо учитывать, что их мощность не может превышать мощность пород от-

дельных стратиграфических ярусов, реже отделов.

Как следует из определения, водоносный горизонт не обязательно должен быть связан с какой-либо определенной возрастной единицей стратиграфической шкалы. Однако каждый водоносный горизонт в гидродинамическом отношении представляет единое целое и имеет свободную или *пъезометрическую* поверхность. Это не исключает на отдельных участках возможности гидравлической связи между смежными водоносными горизонтами.

Водоносный комплекс представляет собой выдержанную в вертикальном разрезе и имеющую региональное распространение водонасыщенную толщу одно- или разновозрастных и разнородных по составу пород, ограниченную сверху и снизу регионально выдержанными водоупорными (или относительно водоупорными) пластами, почти исключаящими или затрудняющими гидравлическую связь со смежными водоносными комплексами и обеспечивающими, таким образом, присущие данному комплексу определенные особенности гидродинамического и гидрогеохимического режима вод (рис. 42). Каждый водоносный комплекс характеризуется определенным положением областей питания, создания напора и разгрузки. Это предопределяет свойственные данному комплексу условия накопления, распространения и формирования подземных вод. Водоносный комплекс включает несколько в различной степени выдержанных водоносных горизонтов. Мощности водоносных комплексов определяются стратиграфическими ярусами, свитами, сериями, отделами, частями систем и реже системами.

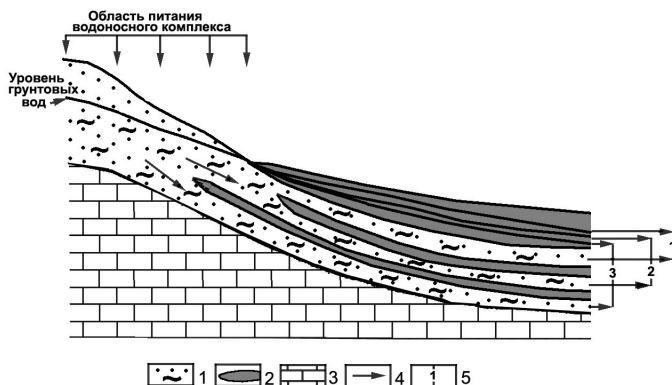


Рис. 42. Схема строения водоносного комплекса (1—водопроницаемые породы, 2—водоупорные породы, 3—коренные породы основания, 4—направление движения подземных вод, 5—пъезометрические уровни отдельных водоносных горизонтов)

Под *гидрогеологическим этажом* понимается совокупность водоносных комплексов, ограниченных только снизу или сверху и снизу мощными регионально выдержанными в пределах водонапорной системы толщами водоупорных пород. В значительной степени гидрогеологические этажи определяются структурными этажами или совокупностью структурных ярусов, которые, в свою очередь, зависят от истории геологического развития водонапорной системы или ее отдельных частей. Гидрогеологические этажи отличаются один от другого степенью водообмена, различными особенностями процесса формирования подземных вод, а также неодинаковыми чертами палеогидрогеологического развития.

Мощность гидрогеологического этажа определяется преимущественно такими стратиграфическими подразделениями, как система, совокупность систем или даже группа. В геологическом разрезе, сложенном прочно сцементированными осадочными, метаморфическими и магматическими породами, представляющими собой трещинные и карстовые коллекторы подземных вод, часто не удается выделить водоносные горизонты, комплексы и этажи. Такие породы отличаются неравномерной трещиноватостью, пестротой литологических особенностей и минерального состава как по площади, так и в разрезе. Наиболее водообильными являются участки повышенной трещиноватости. В таких толщах пород иногда представляется целесообразным выделять *водоносные зоны*.

Отличительной особенностью водоносных зон является их локальное распространение и отсутствие гидравлической связи между отдельными водоносными зонами даже в пределах одной и той же тектонической структуры. Важно подчеркнуть, что горизонт (или пласт), регионально выдержанный в геологическом отношении, не всегда будет представлять водоносный горизонт в гидрогеологическом понимании, даже если в отдельных изолированных одна от другой зонах он будет водоносным, поскольку при этом нет гидравлической связи между отдельными водоносными зонами.

Водоносный горизонт, водоносный комплекс и гидрогеологический этаж имеют различные размеры как в разрезе, так и в плане. Один от другого они отделяются водоупорными толщами различной мощности, выдержанности по площади и степени проницаемости пород.

Наименее выдержанными в региональном плане являются водоносные горизонты. В одном и том же водоносном комплексе на разных участках может выделяться неодинаковое количество водоносных горизонтов. На практике это нередко вызывает затруднение при сопоставлении водоносных горизонтов в комплексе.

Водоносные комплексы и тем более гидрогеологические этажи являются более выдержанными в пределах той или иной водонапорной систе-

мы. Водоупорные толщи, разделяющие их, отличаются значительно большей мощностью и более широким распространением по площади.

Следует отметить, что количественные критерии выделения водоупорных и относительно водоупорных толщ в разрезе пока не установлены, хотя признаки, по которым можно судить об изолирующих свойствах пород, известны. Основными из них являются литологические особенности, минеральный состав пород и их водно-физические свойства.

В качестве непосредственных показателей изолирующих свойств водоупорных толщ следует руководствоваться данными о гранулометрическом составе, пористости, проницаемости, поглотительной способности глинистых пород, составе поглощенных катионов, а также учитывать общую гидродинамическую обстановку области исследований. Естественно, что плотные нетрещиноватые магматические и метаморфические породы, а также прочно сцементированные осадочные толщи (каменная соль, гипсы, ангидриты, аргиллиты, глинистые сланцы, глины и многолетнемерзлые породы), большинством исследователей признаются водоупорными.

Движение подземных вод в зоне насыщения. Понятие фильтрации.

В водонасыщенных горных породах имеют место все рассмотренные ранее виды воды, начиная от химически связанной, участвующей в строении минерального вещества горных пород, и кончая свободной гравитационной, заполняющей все поры и трещины горных пород. Пленочная и капиллярная воды обволакивают частицы горной породы, заполняют капиллярные поры и образуют мениски на стыках минеральных частиц. Через остальное пористое пространство и трещины получает возможность передвижения свободная гравитационная вода, подчиняющаяся влиянию силы тяжести и текущая под действием разности гидростатических напоров. Такое движение гравитационной воды в пористой среде, являющееся основной формой движения подземных вод, называется *фильтрацией*.

В любых горных породах в условиях их полного или неполного насыщения имеется не участвующая в движении вода, связанная с минеральными частицами горных пород молекулярными, капиллярными и другими силами и препятствующая движению гравитационной воды. Для крупнозернистых песков наличие адсорбционных пленок и капиллярной воды не оказывает заметного влияния на процесс фильтрации. В мелкозернистых песках и глинистых породах, размеры пор которых могут оказаться соизмеримыми с толщиной адсорбционных пленок, условия движения гравитационной воды будут значительно затруднены, а при полном заполнении пористого пространства породы адсорбированными пленками, фильтрация подземных вод окажется невозможной.

Таким образом, одним из важнейших факторов, определяющих условия движения подземных вод в пористой среде, служит пористость, или

вернее *динамическая пористость*, определяемая площадью пор, через которые имеет возможность передвигаться свободная гравитационная вода под действием разности гидростатических напоров.

Движение воды в реальной пористой среде происходит через систему открытых и сообщающихся между собой пористых каналов и трещин, которые имеют самые различные размеры, форму и расположение одна относительно другой. Вследствие исключительно сложного характера изменчивости путей и скорости движения воды в пористой среде невозможно точное изучение процессов фильтрации через отдельные поровые каналы и трещины. Поэтому движение воды в пористой среде рассматривается обобщенно, и его характеристики получают не для отдельных точек порового пространства или каналов, а для всего поперечного сечения фильтрующей среды в целом. При этом важнейшей характеристикой движения воды в пористой среде является скорость фильтрации.

Скорость фильтрации может быть охарактеризована количеством воды (объемным расходом), которое протекает в единицу времени через единицу площади поперечного сечения пористой среды. Обозначив объемный расход воды, фильтрующейся в единицу времени, через Q , а площадь поперечного сечения пористой среды, через которую протекает вода – F , получим следующее выражение для скорости фильтрации – v :

$$v = \frac{Q}{F}$$

В реальных условиях в каждом сечении пористой среды движение воды происходит только по пустотам между отдельными частицами пористой среды. Реальная площадь пор, через которую осуществляется фильтрация воды, характеризуется значением *активной пористости*. Активная пористость может быть неодинаковой для разных сечений пористой среды, но в среднем для того или иного объема горной породы она остается постоянной и принимается равной значению динамической пористости n_d . Для любого из сечений пористой среды *динамическая пористость* может быть определена следующим выражением:

$$n_d = \frac{F_1}{F},$$

где F_1 – действительная площадь сечения пор, через которые происходит движение воды; F – общая площадь сечения пористой среды. Таким образом, истинная средняя скорость движения воды (v_d) может быть получена, если объемный расход фильтрующейся в единицу времени воды (Q) отнести к действительной площади пористой среды (F), через которую происходит движение воды:

$$v_d = \frac{Q}{F_l}.$$

Движение подземных вод в горных породах по своему характеру может быть ламинарным или турбулентным. Под *ламинарным*, или параллельно-струйчатым, движением понимается такое движение, когда струйки воды передвигаются без завихрения, параллельно одна другой с небольшими скоростями течения без разрыва сплошности потока.

Под *турбулентным* понимается движение воды, для которого характерны большие скорости, вихреобразность, пульсация и перемешивание отдельных струй. Чаще в природных условиях движение воды в пористой и трещиноватой среде является по своему характеру ламинарным. И только в крупных пустотах и трещинах, а также на локальных участках интенсивного воздействия инженерных сооружений (например, при интенсивных откачках из скважин) движение подземных вод может перейти в турбулентное.

§30. Геологическая деятельность подземных вод

Карстовые процессы. Карстовый процесс представляет собой длительно развивающийся процесс растворения или выщелачивания трещиноватых растворимых горных пород подземными и поверхностными водами. В результате деятельности карстовых процессов возникают как отрицательные формы рельефа на земной поверхности, так и различные полости, каналы, гроты или пещеры на глубине. Впервые такие процессы были детально изучены на побережье Адриатического моря на плато Карст недалеко от г. Триест, откуда и получили свое название.

Основными условиями развития карста являются:

1) трещиноватость растворимых горных пород, обеспечивающая их водопроницаемость;

2) наличие агрессивных вод и движение их по трещинам.

Воды, насыщенные углекислотой, растворяют карбонаты намного быстрее, чем чистые воды. Присутствие в подземных водах NaCl увеличивает растворимость гипса в 3,5 раза.

К растворимым горным породам относятся карбонатные породы (известняки), соли (галит, сильвин и др.) и в меньшей степени доломиты, гипсы и ангидриты. В зависимости от состава растворимых пород различают карст карбонатный, гипсовый и соляной. Наибольшее разнообразие карстовых форм наблюдается в горных массивах, сложенных мощными толщами карбонатных пород в горных странах Средиземноморья, на Кавказе, в горной части Крыма, на Карпатах, Урале и т.д.

Различают открытый, или голый, карст, когда растворимые породы выходят на дневную поверхность, и закрытый, когда они залегают глубоко под землей и с поверхности перекрыты толщами нерастворимых пород (рис. 43).

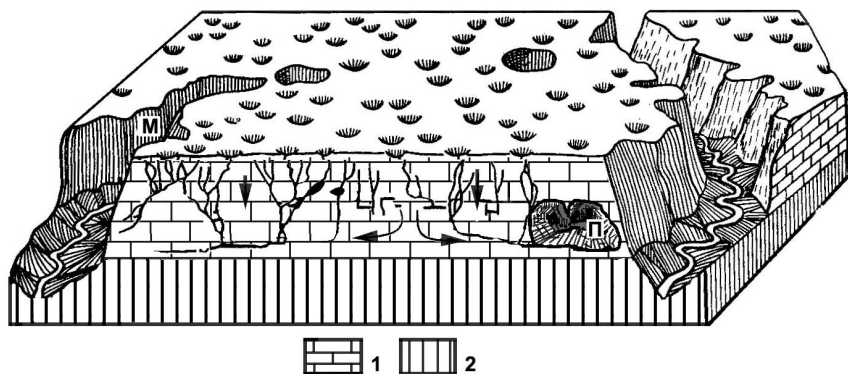


Рис. 43. Схема развития карстового процесса (1–растворимые породы, известняки, 2–нерастворимые породы, М–мешкообразная долина, П–пещера, по О.К.Леонтьеву и Г.И.Рычагову)

К поверхностным карстовым формам относятся карры, поноры, карстовые ниши, воронки, котловины и поля, а также колодцы и пропасти.

Карры, или шрамы – небольшие углубления в виде рытвин и борозд глубиной от нескольких сантиметров до 1–2 м на поверхности закарстованных пород.

Поноры – вертикальные или наклонные отверстия, через которые поверхностные воды поглощаются и уходят в глубину.

Карстовые воронки – формы поверхностного рельефа, имеющие наибольшее распространение. Они встречаются в областях с различными климатическими условиями и имеют форму чаш или блюдец, с крутыми или пологими склонами. Среди них выделяются: воронки поверхностного выщелачивания и воронки провальные, образующиеся в результате обрушения сводов подземных карстовых полостей.

Карстовые котловины – крупные формы поверхностного карстового рельефа, на дне которых развиваются карстовые воронки.

Поля – крупные замкнутые понижения, представляющие собой объединения нескольких небольших карстовых котловин.

Карстовые колодцы и пропасти – крупные провалы, уходящие на глубину до 1000 м.

Подземные карстовые формы представлены пещерами и каналами. Самыми крупными подземными формами карстового рельефа являются *карстовые пещеры*. Они представляют собой систему горизонтальных или несколько наклонных каналов, туннелей, сложно ветвящихся и образующих огромные залы или гроты, имеющие высоту в несколько десятков метров. Пещеры между собой могут соединяться туннелями, провалами или узкими щелями. По каналам нередко протекают подземные реки, а на дне пещер располагаются подземные озера. На поверхности карстовых массивов часто имеются периодически исчезающие озера и реки. Последние нередко уходят в колодцы или провалы.

Карстовые процессы создают не только определенные формы рельефа, но и участвуют в образовании весьма своеобразных отложений. На поверхности и на дне карстовых форм рельефа располагаются остаточные от растворения образования – это бескарбонатный, в основном алюмосиликатный материал. Он носит название *терра-росса* (красная земля). В пещерах находятся своеобразные аллювиальные осадки, образуемые подземными реками. Имеются также *травертины* – натечные формы известкового туфа, а также своеобразные натечные образования – *сталактиты*, растущие от кровли пещеры вниз. Со дна пещер растут вверх *сталагмиты*.

Суффозия. Наряду с растворением, подземные воды способны в определенных условиях выносить из горных пород твердые частички чисто механическим путем. Подобный процесс получил название суффозии. Последняя проявляется на выходах источников, особенно восходящих источников напорных вод. Вынос источником глины и песка из водоносного слоя уменьшает постепенно объем слагающей его породы и вызывает тем самым просадку и обрушение части склона, расположенной над источником. Осевшая порода разрушается и уносится водой. Постепенно над источником в склоне образуется полукруглая выемка с крутыми склонами – суффозионный цирк, обычно не достигающий крупных размеров. Но суффозия на выходах подземных вод является одним из существенных факторов, способствующих возникновению оползней, рассматриваемых ниже.

Суффозия проявляется и в других формах. Воды, проникающие из песчаных и песчано-глинистых толщ в подстилающие закарстованные известняки, выносят с собой в карстовые полости много песка и глины. Особенно интенсивен такой вынос при прорыве водоносного горизонта, насыщающего пески, в карстовые пустоты подстилающего известняка. При этом песок как бы засасывается вниз в разжиженном виде, и на поверхности земли внезапно образуется провал. Подобного рода карстово-суффозионные провалы и медленно развивающиеся карстово-суффозионные воронки – явление не редкое.

Суффозия является также основой *лессового и глинистого карста*. Внешне они во многом напоминают настоящий карст, так как на поверх-

ности выражаются, в виде провалов, колодцев, воронок, а под землей – системой ходов. Однако все эти формы возникают в лёссах или глинах, т. е. в нерастворимых породах. Лёссовый и глинистый карст типичен для областей с сухим, полупустынным и пустынным климатом и представляет собой процесс чисто поверхностный, охватывающий толщу пород на глубину в несколько метров или два-три десятка метров. Он сводится к выносу мелких частиц водой, просачивающейся через трещины сухого, лишённого часто даже пленочной влаги, лёсса или глины.

Оползни. Оползнями называют смещения рыхлых песчано-глинистых пород на склонах, происходящие под влиянием смачивания и увлажнения их поверхностными и подземными водами. Различают два типа движения земляных масс, вызванные этими причинами – *оплывины* и *оползни*. Первое явление связано с разжижением поверхностного почвенного слоя во время интенсивного таяния снега, обильных дождей или под влиянием выхода подземных вод. Разжиженный слой грунта сплывает при этом вниз в виде жидкой или полужидкой грязевой массы, срывая дерновый покров и образуя на склоне участок, лишенный растительности. Такого рода оплывины очень часто происходят весной на крутых склонах оврагов.

Оползни представляют собой принципиально иное явление. В течение длительного времени толщи песчано-глинистых пород, слагающих крутой склон, подвергаются выветриванию и растрескиваются, благодаря чему приобретают способность впитывать все большее и большее количество воды во время снеготаяния и дождей. Вес и пластичность их увеличиваются и нарушается равновесие откоса по отношению к силе тяжести. Этому способствуют подземные воды, образующие источники на склоне. Воды увлажняют склон и вызывают суффозию, еще более нарушающую равновесие откоса. Когда склон выведен из равновесия, то внутри его массива легко возникает поверхность срыва, имеющая в разрезе полуцилиндрическую форму, и по этой поверхности вниз соскальзывает крупный блок пород с почти ненарушенными структурой и текстурой (рис. 44). В дальнейшем на смещенном таким образом блоке могут возникнуть оползни – блоки меньшего размера, осложняющие его.

Оползает обычно не сразу весь склон на большом протяжении, а лишь короткие его участки, особенно сильно увлажненные поверхностными и подземными водами. Поэтому смещающийся блок как бы врезается в склон в виде цирка с крутыми стенками. Верхняя плоская поверхность оползающего массива образует оползневую террасу и обычно запрокидывается в сторону берега. Деревья на оползневой террасе занимают наклонное положение. Если оползание происходит несколькими блоками с разными скоростями и в разном направлении, то деревья наклоняются в разные стороны. Такое явление получило название «пьяного леса».

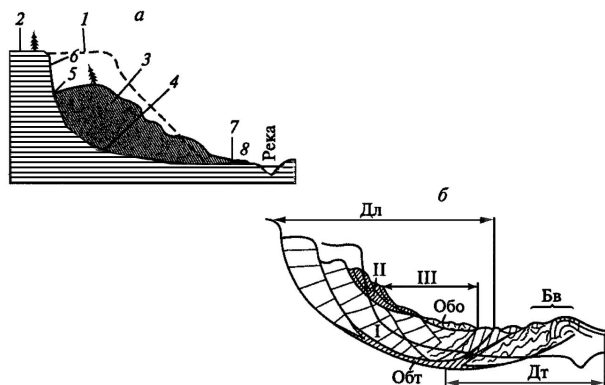


Рис. 44. Принципиальная схема образования оползней (а – схема оползневого склона: 1–первоначальное положение склона, 2–ненарушенный склон, 3–оползневое тело, 4–поверхность скольжения, 5–тыловой шов, 6–над-оползневый уступ, 7–подошва оползня, 8–источник; б – схема сложного оползня: Дл–деляпсивная часть оползня, Дт–детрузивная часть оползня, Бв–бугор выпирания, Обт–оползневые брекчии трения, Обо–отложенные оползневые брекчии поточного типа: I–крупноблоковые оползневые тела первой стадии, II–малые блоковые оползни второй стадии, III–поточный оползень третьей стадии; по Н.В.Короновскому и Н.А.Ясаманову)

А.П.Павлов выделил два типа оползней: *деляпсивный* и *детрузивный*. Деляпсивный оползень свободно соскальзывает, не имея впереди себя препятствия движению. Впереди детрузивного оползня располагается упор или контрфорс в виде ранее оползшего массива. Фактически часто оба типа объединены в одном оползне. Передние части сползающего массива всегда испытывают большое трение и могут двигаться только под напором верхней части блока. Это детрузивная часть оползня (рис. 44). В ней породы дробятся трещинами, наползают друг на друга, мнутся в складки. Под напором оползневых масс породы, слагающие прилегающий участок дна долины, также вспучиваются в виде складок, образуя бугор выпирания. Для возникновения и возобновления оползней необходимым условием является подмыв основания берега русловым потоком или морскими волнами. Усиливают процесс движения оползневых масс также некоторые особенности геологического строения берега, наклон слоев в направлении движения оползня, нагрузка берега тяжелыми сооружениями и др. Если этих условий нет, то с течением времени склон приходит в равновесие и оползневой процесс сам собой замирает.

Оползневые явления в долинах рек и на берегах морей широко разви-

ты в России. В бассейне р. Волги на правом крутом берегу они известны в окрестностях городов Нижнего Новгорода, Ульяновска, Саратова, Волгограда и других местах. На Украине сильно оползает правый берег р. Днестра в районе г. Киева и ниже города, в районе Стайки-Ржищева, Канева и др. Сильным оползневым процессам подвержены берега Черного моря у г. Одессы, на южном берегу Крыма, в районе Сочи–Магеста и т. д.

Криогенные явления. В области распространения многолетнемерзлых пород процессы промерзания и оттаивания отложений в деятельном слое, а также деградация или нарастание мощности многолетнемерзлых пород во времени приводят к изменению условий питания, разгрузки и взаимосвязи между отдельными типами вод; переходу вод из безнапорных в напорные. Эти процессы обуславливают возникновение таких криогенных явлений, как образование бугров пучения, подземных и наземных наледей, термокарста и др.

Бугры пучения возникают в результате процессов миграции воды при промерзании влажных или насыщенных водой рыхлых отложений (торфяники, пески, песчано-глинистые отложения, глины), которая замерзая увеличивается в объеме. Весьма распространенными в области многолетней мерзлоты формами являются крупные торфяные бугры пучения. При их образовании существенное значение приобретает перемещение под давлением разжиженной породы в ядро бугра с последующим ее промерзанием, а также накопление сегрегационного льда вследствие миграции влаги в сводовую часть бугра под влиянием градиента температуры.

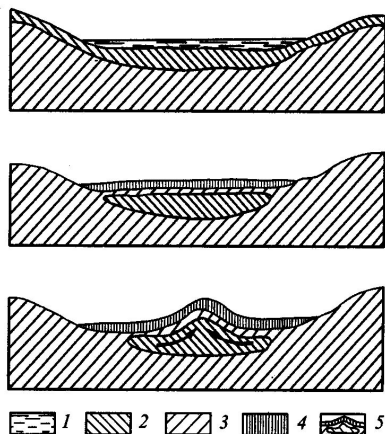


Рис. 45. Схема образования бугорков пучения (1–вода, 2–талый грунт, 3–мерзлая толща, 4–лед, 5–выжатый вверх талый и мерзлый грунт; по П.П. Климентову и Г.Я. Богданову)

Бугры пучения обычно встречаются в периферийной зоне области многолетней мерзлоты. Они широко развиты на Севере европейской части России, в Западной Сибири. Их высота составляет 1,5–2 м и редко достигает 4–8 м. Диаметры их очень различны.

Подземные наледы представляют собой подземные ледяные линзы в ядрах

бугров пучения различных размеров. Они бывают сезонными и многолетними. Сезонные наледы обычно располагаются в пределах деятельного слоя и в течение лета, как правило, растаивают. Многолетние наледы существуют постоянно и образуют бугры пучения больших размеров. Крупные многолетние бугры пучения с подземной наледью в ядре называются по-якутски *булгунняхами* или *гидролакколитами*. Булгунняхы чаще всего образуются в результате промерзания подоцерных таликов (рис. 45).

Размеры наледей на территории России изменяются в широких пределах: от небольших (менее 100 м^2) до гигантских – порядка $1\text{--}2 \text{ км}^2$, а иногда до 26 км^2 (Кыра-Некоранская), и даже 100 км^2 (Момская). Мощность наледей колеблется от десятых долей до десятков метров. В рельефе подземные наледы выражаются в виде бугров (булгунняхов), высота которых достигает $8\text{--}12$ и реже до 40 м .

Наземные наледы представляют собой ледяное тело, образовавшееся при замерзании речной или подземной воды, излившейся на поверхность льда, снега, земли или в толще деятельного слоя в результате промерзания водоносного пути, по которому обычно движется вода. В зависимости от источников питания выделяют наледы, сформировавшиеся преимущественно за счет речных или подземных, а также с большей долей участия как речных, так и подземных вод.

Термокарст является результатом неравномерного проседания или провала почвы и подстилающих ее пород при таянии подземного льда. Развитие термокарста происходит при повышении среднегодовой температуры воздуха или при увеличении амплитуды колебания температуры почвы, что ведет к увеличению глубины протаивания пород. Формы проявления термокарста многообразны: от мелких просадочных западин, провалов, до огромных по площади впадин, котловин, нередко заполненных водой. Термокарстовые озера развиты на обширных равнинных территориях. Размеры термокарстовых форм изменяются от нескольких метров до многих километров в диаметре, а глубина их колеблется от долей до десятков метров.

§31. Использование подземных вод и их охрана

В качестве подземных вод хозяйственно-питьевого назначения могут рассматриваться пресные (с минерализацией менее $1,0 \text{ г/л}$) и в определенных случаях слабоминерализованные (до $2,0\text{--}3,0 \text{ г/л}$ и более) подземные воды, используемые для питьевого и коммунального водоснабжения населенных пунктов, водоснабжения промышленных предприятий и сельскохозяйственных объектов, а также для орошения.

Состав и качество подземных вод хозяйственно-питьевого назначения, как правило, жестко определяют соответствующими нормативными требованиями и ГОСТами (табл. 10).

Таблица 10

Нормативы качества питьевых вод (ГОСТ 2874–82)

Показатели качества воды		Норматив, не более
Группа	Наименование	
Микробиологическая	Число микроорганизмов в 1 мл	100
	Число бактерий кишечной палочки в 1 мл	3
Токсикологическая	Алюминий остаточный	0,5 мг/л
	Бериллий	0,0002
	Молибден	0,25
	Мышьяк	0,05
	Нитраты	45,0
	Свинец	0,03
	Селен	0,001
	Стронций	7,0
	Фтор для различных климатических районов	0,7–1,5
Химическая, влияющая на органолептические свойства	Полиакриламид	2,0
	pH	6,0–9,0
	Железо	0,3 мг/л
	Жесткость общая	7 мг-экв
	Марганец	0,1 мг/л
	Медь (Cu^{2+})	1,0
	Цинк (Zn^{2+})	5,0
	Полифосфаты (PO_4^{3-})	3,5
	Сульфат	500
	Хлор	350
	Сухой остаток	1000
	Запах при 20°C и при нагревании до 60°C	2 балла
	Вкус и привкус при 20°C	2 балла
	Мутность по стандартной шкале	1,5 мг/л

Подземные воды, пригодные для использования в хозяйственной деятельности, относятся к ценнейшим полезным ископаемым. В отличие от твердых полезных ископаемых, они могут находиться в движении и периодически возобновляться. Оценка запасов имеет важное значение для водоснабжения. Ни один водозабор не может быть построен и пущен в эксплуатацию без предварительного подсчета запасов подземных вод.

Тип водозаборных сооружений, варианты их размещения, оптимальный режим работы и другие вопросы, связанные с использованием подземных вод для нужд водоснабжения, решаются на основе подсчитанных запасов подземных вод. В настоящее время большинство исследователей подразделяют запасы подземных вод на *естественные* и *эксплуатационные*.

Под **балансом подземных вод** понимают соотношение между приходом и расходом подземных вод на данном участке за определенное время.

Режим и баланс подземных вод взаимосвязаны и, если первый отражает изменение количества и качества подземных вод во времени, то второй – результат этого изменения. Баланс может составляться для крупных территорий или для отдельных участков (поля орошения, групповые водозаборы и т. д.). Участки, где проводятся измерения прихода и расхода подземных вод, называют балансовыми. С помощью баланса характеризуют *водобеспеченность* района и возможности ежегодного пополнения запасов подземных вод, изучают причины подтопления территорий, прогнозируют изменение уровня подземных вод. Для решения этих вопросов необходимы данные о составляющих баланса: приходных и расходных.

Приходная часть складывается под влиянием естественных режимообразующих факторов и состоит из: инфильтрации атмосферных осадков (*A*); конденсации водяных паров (*K*); подземного притока (*Π*). Подземный приток в свою очередь включает боковой приток (*Π₁*), фильтрационные поступления из поверхностных водных источников (реки, озера) (*Π₂*) и приток воды из нижележащего водоносного горизонта (*Π₃*).

Расходная часть баланса складывается из испарения (*И*) и подземного стока (*C*). Испарение включает расход воды за счет испарения с поверхности грунтовых вод и транспирации воды растительностью. Подземный сток может быть представлен боковым оттоком (*C₁*) и перетоком в нижележащий водоносный горизонт (*C₂*).

Таким образом, балансовое уравнение грунтовых вод для отдельного участка за время *t* имеет вид;

$$\Delta W = A + K + \Pi_1 + \Pi_2 + \Pi_3 - И - C_1 - C_2,$$

где ΔW – изменение запасов грунтовых вод за время *t*.

Для решения балансовых уравнений применяют экспериментальные и расчетные методы. В первом случае все основные статьи баланса подземных вод определяют непосредственным измерением, во втором, их рассчитывают на основе режимных наблюдений, используя уравнения неустановившегося движения в конечных разностях.

Запасы подземных вод. Под термином «запасы» следует понимать количество воды (объем), содержащееся в рассматриваемом элементе гидросферы (водоносный горизонт, участок горизонта, месторождение и т. д.);

Под термином «ресурсы» – величину их возобновления (восполнения) в естественных условиях или в условиях эксплуатации за определенный период времени (расход).

В общем виде эксплуатационные запасы месторождения подземных вод связаны с другими категориями запасов и ресурсов следующим балансовым уравнением:

$$Q_j = \alpha_1 Q_j + \alpha_2 \frac{V_e}{t} + \alpha_3 Q_i + \alpha_4 \frac{V_i}{t} + Q_{pr},$$

где Q_j – эксплуатационные запасы подземных вод, Q ($\alpha_i Q$) и Q_i – соответственно естественные и искусственные ресурсы, V_e и V_i – соответственно естественные и искусственные запасы, Q_{pr} – привлекаемые ресурсы, t – срок эксплуатации, $\alpha_1, \alpha_2, \dots$ – коэффициенты использования (извлечения) соответствующих категорий запасов и ресурсов подземных вод.

Естественные запасы подземных вод – это объем гравитационной воды, который содержится в водоносных пластах в естественных условиях (в статическом состоянии или в движении). Естественные запасы состоят из статических, упругих и динамических запасов.

Статические и упругие запасы характеризуют объем гравитационной воды в порах и трещинах водоносных пород (в m^3). Упругие запасы – это количество воды, которое может быть извлечено из напорного водоносного пласта без его осушения за счет упругих свойств воды и горных пород при понижении уровня.

Под *динамическими запасами* (или естественными ресурсами) понимают расход подземных вод ($m^3/сут$), протекающих через водоносный пласт. Динамические запасы в процессе круговорота воды на Земле постоянно возобновляются. Роль этих запасов довольно значительна.

Эксплуатационные запасы подземных вод. При эксплуатации водозаборов естественные условия подземных вод нарушаются. Формируется новый тип запасов – эксплуатационные запасы. Под *эксплуатационными запасами* следует понимать количество подземных вод, которое может быть получено в единицу времени из водоносного горизонта рациональными в технико-экономическом отношении водозаборами без снижения дебита и ухудшения качества воды в течение всего расчетного срока водопотребления. В районах действующих водозаборов уровень подземных вод снижается и образуются депрессионные воронки. В благоприятных гидрогеологических условиях это может вызвать привлечение в эксплуатируемый водоносный горизонт дополнительных источников питания. В этом случае эксплуатационные запасы по своей величине могут превышать естественные запасы за счет дополнительных или привлекаемых запасов подземных вод. Роль дополнительных (привлекаемых) запасов в

общем балансе подземных вод водозаборов возрастает по мере увеличения депрессионной воронки.

В формировании эксплуатационных запасов существенную роль могут играть и искусственные запасы. Они создаются путем инфильтрации воды с поверхности земли при устройстве искусственных сооружений (инфильтрационные бассейны, оросительные системы, поглощающие скважины и т. п.).

Оценить эксплуатационные запасы – это значит:

- определить дебит и понижение уровня подземных вод в период эксплуатации;
- рассчитать взаимодействие водозаборов;
- дать прогноз изменения качества подземных вод;
- обосновать наиболее рациональные в технико-экономическом отношении способы отбора воды.

Для оценки эксплуатационных запасов подземных вод в районах водозаборов используют гидродинамический, гидравлический и балансовый методы. При совместном применении указанных выше методов, а также при использовании моделирования точность подсчета эксплуатационных запасов значительно повышается. При высокой степени обеспеченности восполнения эксплуатационных запасов допустима их оценка на основе опыта многолетней эксплуатации подземных вод на действующем водозаборе, находящемся в аналогичных условиях. В основе классификации лежит степень изученности запасов и она содержит четыре категории: ***A***, ***B***, ***C₁*** и ***C₂***.

Категория A – запасы изучены и разведаны детально, полностью выяснены условия залегания и питания водоносных горизонтов, фильтрационные свойства пород, установлена связь с другими водоносными горизонтами и поверхностными водами, а также возможность пополнения эксплуатационных запасов.

Категория B – запасы подземных вод изучены с детальностью, обеспечивающей выяснение основных условий залегания, питания и связи с другими водоносными горизонтами и поверхностными водами.

Категория C₁ – запасы разведаны и изучены в общих чертах.

Категория C₂ – запасы установлены на основании общих геолого-гидрогеологических данных, подтвержденных опробованием водоносного горизонта в отдельных точках.

На базе утвержденных запасов по категориям ***A*** и ***B*** производится проектирование и выделение капитальных вложений на строительство водозаборов. Выявленные запасы по категориям ***C₁*** и ***C₂*** предназначаются для перспективного планирования использования подземных вод.

Минеральными (лечебными) подземным водами называют такие, которые оказывают благотворное физиологическое воздействие на человеческий организм в связи с общей минерализацией, ионным составом, содержанием в воде газов, наличием терапевтически активных микрокомпонентов, содержанием радиоактивных элементов, щелочности и кислотности, а также повышенной температуры.

В соответствии с ГОСТ 13273-73 «Воды минеральные питьевые, лечебные и лечебно-столовые» к минеральным питьевым водам относят воды с общей минерализацией не менее 2 г/л и/или содержащие биологически активные микрокомпоненты в количестве не ниже бальнеологических норм, принятых в России для питьевых минеральных вод (табл. 11).

К минеральным питьевым лечебным водам относят воды с общей минерализацией от 8 до 12 г/л. На отдельных месторождениях в зависимости от химического состава допускается применение лечебных вод и с более высокой минерализацией (например, Баталинская – 21 г/л, Лугела – 52 г/л). К минеральным питьевым лечебным водам относят воды с минерализацией менее 8 г/л при наличии в них повышенных количеств мышьяка, бора и некоторых других микрокомпонентов. Минеральные воды могут быть солоноватыми, солеными и рассолами. Общая минерализация их изменяется от 2 до 35 г/л и выше. Известны курорты, на которых используются рассолы с минерализацией от 35 до 150 г/л (Усолёе Сибирское, Серегово, Усть-Кут, Лугела и др.). Химический состав минеральных вод весьма разнообразен.

А.М.Овчинников подразделяет по температуре минеральные воды на:

- 1) холодные с температурой менее 20°C;
- 2) теплые – от 20 до 37°C;
- 3) горячие – от 37 до 42°C;
- 4) очень горячие с температурой выше 42°C.

По основному газовому составу выделяются минеральные воды:

- углекислые;
- сероводородно-углекислые;
- сероводородные, (сульфидные);
- азотные, азотно-метановые и метановые.

По составу, свойствам и лечебному значению все подземные воды подразделяются на следующие основные бальнеологические группы:

А – без «специфических» компонентов и свойств;

В – углекислые;

В – сероводородные (сульфидные);

Г – железистые, мышьяковистые и с высоким содержанием марганца, меди, алюминия и других элементов;

Таблица 11

Классификация лечебных минеральных вод

Основные показатели	Критерии оценки и наименование вод
Общая минерализация	$<2,0$ г/л – воды слабой минерализации $2,0–5,0$ – воды малой минерализации $5,0–15,0$ – воды средней минерализации $15,0–35,0$ – воды высокой минерализации $35,0–150,0$ – воды рассольные $>150,0$ – воды крепкие рассольные
Содержание CO_2 свободной и растворенной	$0,5–1,4$ г/л — воды слабоуглекислые $1,4–2,5$ – воды углекислые средней концентрации $>2,5$ – сильноуглекислые
Содержание H_2S общего ($\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$)	$10,0–50,0$ мг/л – воды слабосульфидные $50,0–100,0$ – сульфидные средней концентрации $100,0–250,0$ – крепкие сульфидные $>250,0$ – очень крепкие сульфидные $\text{pH} < 6,5$ – воды сероводородные $\text{pH} 6,5–7,5$ – сероводородно–гидросульфидные или гидро–сульфидно–сероводородные $\text{pH} > 7,5$ – воды гидросульфидные
Содержание As^-	$0,7–5,0$ мг/л – воды мышьяковистые $5,0–10,0$ – воды крепкие мышьяковистые $>10,0$ – воды очень крепкие мышьяковистые
Содержание ($\text{Fe}_2\text{Fe} + \text{Fe}$)	$20,0–40,0$ мг/л – воды железистые $40,0–100,0$ – воды крепкие железистые $100,0$ – воды очень крепкие железистые
Содержание Br	$>25,0$ мг/л – воды бромные
Содержание I	$>5,0$ – йодные
Содержание $\text{Si}(\text{H}_2\text{SiO}_3 + \text{H}_2\text{SiO}_3^-)$	$>50,0$ – кремнистые
Содержание Rn	$50–400$ эман – воды слабо радоновые средней концентрации >2000 – воды высоко радоновые
Реакция воды (pH)	$<3,5$ – воды сильноокислые $3,5–5,5$ – кислые $5,5–6,8$ – слабокислые $6,8–7,2$ – нейтральные $7,2–8,5$ – слабощелочные $>8,5$ – щелочные
Температура	$<<20^\circ\text{C}$ – воды холодные $20–35$ – тёплые (слаботермальные) $35–42$ – горячие (термальные) >42 – очень горячие (высокотермальные)

Д – бромистые, йодистые с высоким содержанием органических веществ;

Е – радоновые (радиоактивные);

Ж – кремнистые термы.

Всего в этой классификации выделено 97 типов минеральных вод; в природе же их существует, вероятно, значительно больше. Следует отметить, что одну и ту же воду одновременно можно отнести к различным основным группам, если принадлежность их к категории минеральных вод определяется не одним, а несколькими показателями. Установленных и общепринятых критериев (основных показателей), которые дали бы возможность избежать в таких случаях субъективного подхода, пока не разработано. Наиболее хорошо известными минеральными водами являются следующие группы вод: углекислые, сероводородные (сульфидные) и радиоактивные.

Углекислые минеральные воды. Лечебное значение этой группы вод определяется прежде всего наличием больших количеств растворенного в них углекислого газа, который в общем газовом составе этих вод занимает доминирующее значение (80–100%), а также ионным составом и величиной минерализации. Из всех минеральных вод углекислые характеризуются самой высокой газонасыщенностью. Их газовый фактор (отношение дебита выделившегося газа к дебиту воды, $\text{м}^3/\text{м}^3$) изменяется в пределах 1,5–4,6, иногда достигая $18 \text{ м}^3/\text{м}^3$ и более. Высокая газонасыщенность минеральных вод углекислотой является причиной, вызывающей их пульсирующий режим при естественной разгрузке или эксплуатации. Подобный режим является следствием перехода растворенного в воде газа в свободное состояние. Обычно выделение спонтанной углекислоты отмечается при глубине уровня 30–40 м, когда давление оказывается меньше давления насыщения воды углекислым газом.

По мнению большинства исследователей, углекислый газ, растворенный в воде, имеет преимущественно метаморфический генезис. Установлено, что при температуре 400°C большое количество углекислого газа выделяется из карбонатных пород или терригенных отложений, сцементированных карбонатным цементом. В районах магматической и вулканической деятельности обычно отмечается более высокая температура. Этим можно объяснить приуроченность углекислых вод к молодой альпийской зоне складчатости (Кавказ, Памир и др.), омоложенным горно-складчатым областям (Тянь-Шань, Восточный и Западный Саяны, Забайкалье, Сихотэ-Алинь и др.) и областям современной вулканической деятельности (Камчатка). По-видимому, какая-то часть углекислоты поступает из верхней мантии, а также образуется за счет биохимических реакций. Углекислый газ, поступающий в подземные воды, нередко оказывает непосредственное воздействие на изменение хими-

ческого состава вод, в них появляются гидрокарбонатные ионы. Вследствие обогащения углекислотой хлоридная вода способна преобразоваться в гидрокарбонатно-хлоридную, а сульфатная – в гидрокарбонат-сульфатную. Углекислые минеральные воды при выходе на земную поверхность обычно теряют часть углекислоты, что приводит к выпадению из воды карбоната кальция. В результате образуется известковый туф или травертин.

В настоящее время выделено большое количество типов углекислых минеральных вод. Ниже приведена краткая характеристика основных из них, по А.М.Овчинникову.

Первый тип включает широко распространенные в природе пресные или солоноватые углекислые воды с минерализацией менее 4 г/л. Воды этого типа обычно формируются в относительно неглубоких частях геологических структур. По химическому составу они гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатные кальциево-магниевые или сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. Температура обычно не превышает 20°C, содержание углекислого газа достигает 3,5 г/л. Наиболее известные воды данного типа распространены на курортах: Кисловодск (нарзаны), Дарасун, Шмаковка, Аршан-Тункинский (холодные источники) и др.

Второй тип углекислых минеральных вод представлен горячими и теплыми водами сложного, преимущественно гидрокарбонатно-сульфатного натриевого и хлоридно-гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 6,5 г/л. Температура минеральных вод этого типа достигает 37–40, реже 70°C. Содержание углекислого газа в них обычно изменяется от 0,3 до 1,0 г/л, иногда достигает 2–3 г/л. Эти воды связаны с зонами разломов в осадочных толщах, прорванных молодыми интрузиями. Характерными представителями являются воды Железноводска, Пятигорска (Лермонтовский источник), курортов Исти-Су (Азербайджан), Джермук (Армения), Карловы Вары (Чехия) и др.

Третий тип включает углекислые гидрокарбонатные натриевые воды, иногда с повышенным содержанием сульфатов, с минерализацией до 10 г/л и содержанием углекислого газа до 2 г/л. Температура воды изменяется от 14 до 35°C. К водам данного типа относятся: Боржоми (Грузия), Поляна Квасова (Закарпатье, Украина), Ласточка (Приморский край), Де-Лижап (Армения) и др.

Четвертый тип представлен углекислыми хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми и гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми водами с минерализацией до 25 г/л, с содержанием углекислого газа до 2,5 г/л. Температура воды обычно не превышает 37°C. Основными представителями этого типа вод являются Ессентуки, Малка (Камчатка) и др.

Пятый тип характеризуется углекислыми солеными хлоридными натриевыми или хлоридными кальциево-натриевыми водами с мине-

рализацией до 50 г/л, содержанием углекислого газа до 2,7 г/л. Температура превышает 37°C. Наиболее известными представителями данного типа вод являются Арзни (Армения), Вишне-Быстра (Украина), Кармадон (Северная Осетия) и др.

Сероводородные (сульфидные) минеральные воды. Эта группа включает воды, лечебные свойства которых определяются содержанием в них свободного сероводорода и гидросульфидного иона. Содержание общего сероводорода в лечебных минеральных водах по нормам России должно быть не менее 10 мг/л (табл. 11). По концентрации общего сероводорода они подразделяются на слабосероводородные (10-50 мг/л), сероводородные средней концентрации (50-100 мг/л), крепкие сероводородные (100-250 мг/л), особо крепкие сероводородные (свыше 250 мг/л). По условиям формирования выделяются: азотные сероводородные (сульфидные), метановые, сероводородные (сульфидные) и углекислые сероводородные воды.

Азотные сероводородные (сульфидные) воды генетически связаны с торфяными четвертичными образованиями и относительно неглубоко залегающими гипсоносными породами. На участках разгрузки воды сульфатного кальциевого состава поступают в торфяники, где они претерпевают метаморфизацию под влиянием процесса сульфат-редукции (восстановление сульфатов). Содержание общего сероводорода в таких водах обычно не превышает 50 мг/л. По составу они являются сульфатными кальциевыми или гидрокарбонатно-сульфатными кальциевыми. Минерализация их, как правило, не превышает 2–3 г/л. Примером этого типа являются сероводородные воды Кемери (Латвия). Аналогичные по составу воды формируются на курортах Краинка Тульской области и Хилово Псковской области.

Метановые сероводородные (сульфидные) воды генетически связаны с битуминозными и нефтеносными отложениями и формируются в восстановительной обстановке в глубоких частях артезианских бассейнов. Метановые сероводородные воды представлены многочисленными типами вод, весьма разнообразными как по ионному составу и минерализации, так и по концентрации сероводорода. Однако преимущественно это воды хлоридного натриевого или гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава. Очень широко известным месторождением сероводородных метановых вод является Мацестинское в Сочинском артезианском бассейне. Аналогичные воды эксплуатируются на курортах Талги (Дагестан), Усть-Качка (Пермская область), Менджи (Грузия) и др.

Углекислые сероводородные воды, генетически связанные с современными вулканическими и молодыми магматическими процессами, распространены достаточно широко в районах активного вулканизма Камчатки и Курильских островов, где они представлены несколькими

группами источников; в районе Кавказских Минеральных Вод (Пятигорский – 2 и Ессентукский – 2). Характеризуются они различным ионным составом и широким диапазоном концентраций сероводорода в основном в виде свободного сероводорода. К этой группе принадлежат воды Камчатки и Курильских островов (сильнокислые сульфатные, фумарольные, нередко с содержанием сероводорода до 3000 мг/л).

Фумарольные термы представляют собой кислые термальные воды, образующиеся за счет подземных или поверхностных вод, химический и газовый состав которых формируется в основном под воздействием вулканических фумарольных газов и вызванных ими геохимических процессов. Фумарольные термы появляются либо в кратерах и на склонах вулканов, либо в крупных кальдерах и глубоких эрозионных долинах, сложенных вулканогенными образованиями. Воды фумарольных терм характеризуются резко кислой реакцией (рН обычно изменяется от 1,0 до 3,0), сульфатным или хлоридно-сульфатным составом при полном отсутствии гидрокарбонатов, наличием свободной серной кислоты, высоким содержанием железа, алюминия и аммония, абсолютным преобладанием кислых газов CO_2 и H_2S .

Радиоактивные минеральные воды. Воды, обладающие повышенным содержанием радиоактивных элементов, называют радиоактивными. А.Н.Токарев предлагает считать радиоактивными воды со следующим содержанием радиоактивных элементов: $Ra > 1 \cdot 10^{-11}$ г/л, $U > 3 \cdot 10^{-5}$ г/л, $Rn > 50$ эман. Среди радиоактивных вод выделяют радоновые, радиевые, радоно-радиевые и урановые. Из них наиболее широко используются радоновые и радоно-радиевые.

Радоновые воды характеризуются повышенным содержанием газообразной emanации радия – радона. Выделяют воды (см. табл. 11): слабо-радоновые (50-400 эман), со средней концентрацией радона (от 400 до 2000 эман) и высокорадоновые (более 2000 эман). Месторождения радоновых вод формируются в результате процессов эманирования пород и диффузии радона в протекающие воды. Такие воды обычно встречаются в неглубоко залегающих грунтовых и артезианских водоносных горизонтах, находящихся в зоне интенсивного водообмена. Они широко используются на курортах России (Пятигорск, Белокуриха на Алтае и др.).

Радоно-радиевые воды обычно содержат радон в количествах, значительно больших равновесного количества растворенного в воде радия (более 50 эман), причем содержание радия составляет более $1 \cdot 10^{-11}$ г/л. Такие воды формируются в условиях, когда обогащенная радием вода проникает на участок эманурующих коллекторов и дополнительно приобретает радон. Это очень ценный тип минеральных вод. К нему относятся

некоторые источники Кисловодска, Исти-Су (Азербайджан), Карловы Вары (Чехия).

Краткая характеристика основных групп минеральных вод показывает, что их распространение определяется сложным сочетанием геолого-структурных, гидрогеологических, геохимических и геотермических условий формирования. Основными из них являются литологические особенности и коллекторские свойства горных пород, фациальные условия и характерные черты геологической истории бассейна, наличие молодых магматических процессов и особенно современного вулканизма, вызывающих интенсивный термометаморфизм горных пород, интенсивность и характер неотектонических движений, геотермический режим, наличие на некоторой глубине в осадочных отложениях, особенно газонефтеносных районах, биохимических (микробиологических) процессов.

Территории, в пределах которых развиты определенные группы минеральных вод, принято называть провинциями. Каждая из них характеризуется особыми геологическими условиями и обладает группой вод, связанных общностью некоторых признаков. Минеральные воды одной провинции в целом отличны от вод другой.

Промышленные воды. К промышленным подземным водам относят такие, которые содержат в растворе полезные компоненты или их соединения в количествах, обеспечивающих в пределах конкретных гидрогеологических районов по технико-экономическим показателям их рентабельную добычу и переработку. В настоящее время из подземных промышленных вод извлекают йод, бром, поваренную соль, а в некоторых странах также соединения бора, лития, рубидия, германия, урана, вольфрама и другие вещества.

Наиболее важным показателем для промышленных подземных вод является содержание полезного компонента, который выгодно из этих вод извлекать. Разделение промышленных подземных вод по содержанию в них полезных компонентов (йодных, бромных, йодо-бромных, борных, йодо-борных и др.), показано в таблице 12.

Из промышленных подземных вод наиболее изученными в России являются йодные, бромные и йодо-бромные, менее – борные и другие. Распространение подземных промышленных вод и рассолов подчиняется определенным закономерностям. Эти воды, как правило, находятся в глубоких частях крупных водонапорных систем, преимущественно в зоне весьма замедленного и реже, замедленного водообмена. В структурно-тектоническом отношении такие водонапорные системы соответствуют синеклизам и впадинам древних и эпигерцинских платформ, а также предгорным прогибам и межгорным впадинам различных циклов тектоге-

неза. Подземные промышленные воды встречаются в породах самого различного геологического возраста – вплоть до протерозойских.

Таблица 12

Классификация подземных промышленных вод (по Н.А.Плотникову)

Наименование вод	Компонент	Минимальные концентрации	
		мг/л	%
Специфические бромные воды	Бром	25	$2,5 \times 10^{-3}$
Промышленные бромные воды	Бром	250	$2,5 \times 10^{-2}$
Специфические йодные воды	Йод	1	1×10^{-4}
Промышленные йодные воды	Йод	18	$1,8 \times 10^{-3}$
Специфические йодо-бромные воды	Йод, бром	1	1×10^{-4}
		25	$2,5 \times 10^{-3}$
Промышленные йодо-бромные воды	Йод	10	1×10^{-3}
	Бром	200	2×10^{-2}
Специфические борные воды	Бор	10	1×10^{-3}
Промышленные йодо-борные воды	Йод	65	$6,5 \times 10^{-3}$
	Бор	162,5	$1,6 \times 10^{-2}$

Глубина залегания подземных промышленных вод изменяется в широких пределах – от первых десятков метров до 4–5 км и более. Наиболее распространенные глубины залегания подземных промышленных вод составляют – 1000–3000 м. Подземные промышленные воды обычно содержатся в терригенных (пески, песчаники, гравелиты, конгломераты и др.), карбонатных (известняки и доломиты), соленосных породах и в ангидритах с прослоями карбонатных пород, реже, вулканогенных отложениях. Подземные промышленные воды являются высоконапорными. На отдельных участках их статические пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются выше поверхности земли. Однако значительно чаще они располагаются на глубинах от первых метров до 300 м от поверхности Земли. Водообильность вмещающих пород изменяется в широких пределах, удельные дебиты скважин варьируют от долей до десятков кубических метров в сутки. На месторождениях промышленных подземных вод эксплуатационные дебиты скважин составляют 400–500 м³/сут (Волго-Камская, Азово-Кубанская водонапорные системы и др.). На некоторых месторождениях (Западно-Сибирская водонапорная система и др.) дебиты разведочно-эксплуатационных скважин достигают 1000–3000 м³/сут при самоизливе.

Промышленные йодные, бромные и йодо-бромные воды относятся к соленым водам и рассолам с общей минерализацией от 20 до 250 г/л и

более. По химическому составу промышленные йодо-бромные воды являются преимущественно хлоридными натриевыми, реже хлоридными натриево-кальциевыми. В отдельных районах йодные и йодо-бромные воды по составу оказываются гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми.

Содержание йода в подземных водах изменяется от следов до 80 мг/л и более, брома – от нескольких миллиграммов в литре до 10 г/л (Ангаро-Ленская водонапорная система, нижнекембрийские отложения), калия – до 20 г/л и более. Кроме того, в подземных рассолах хлоридного натриево-кальциевого состава отмечаются высокие концентрации стронция, рубидия и других микрокомпонентов. Изменение общей минерализации подземных промышленных вод и их химического состава, а также содержания в них микрокомпонентов определяются составом пород, общей гидрогеологической обстановкой и, в частности, закрытостью водоносных горизонтов и комплексов, а также динамикой подземных вод. В пределах конкретных артезианских бассейнов содержание брома, стронция и некоторых других компонентов увеличивается с ростом общей минерализации подземных вод и пропорционально концентрации хлоридов кальция. Увеличение содержания микрокомпонентов происходит, как правило, с глубиной и по мере перехода в более древние отложения. Максимальные концентрации брома, стронция и калия отмечаются в тех бассейнах, в разрезе которых присутствуют соленосные отложения, особенно галогенные.

В распространении промышленных вод обнаружена связь с возрастом заключающих воду геологических структур. Так, для древних платформ типично более широкое развитие бромных, реже йодо-бромных вод, иногда с повышенным содержанием лития, стронция, калия и рубидия; для эпигерцинских плит – йодных и йодо-бромных вод; для предгорных и межгорных впадин альпийского геосинклинального пояса юга России – йодных, реже йодо-бромных вод. В областях современной вулканической деятельности встречаются воды с высокими содержаниями мышьяка, фтора и других микрокомпонентов.

Термальные воды. К термальным водам (термам) относят такие, температура которых превышает температуру человеческого тела (37°C). Воды с температурой от 37 до 42°C считаются горячими (термальными), от 42 до 100°C – очень горячими (высокотермальными) и с температурой выше 100°C – перегретыми. Исходя из практической целесообразности использования подземных вод в хозяйственной деятельности выделяют:

- 1) воды с температурой до 20°C наиболее пригодны для целей водоснабжения;
- 2) воды с температурой 20–50°C наиболее пригодны для бальнеологических целей и йодо-бромного производства;

3) воды с температурой 50–75°C целесообразно использовать для обогрева теплиц, парников, для теплофикации сельскохозяйственных объектов и в бальнеологических целях;

4) подземные воды с температурой 75–100°C могут быть использованы при теплофикации городов, курортов, сельскохозяйственных объектов;

5) воды с температурой свыше 100°C рекомендуется использовать главным образом для энергетических целей. При этом чем выше температура вод, тем больше их энергетический потенциал.

Термальные воды широко распространены в пределах как платформенных областей, так и горно-складчатых территорий. В платформенных областях и сочлененных с ними краевых прогибах термальными являются уже рассмотренные выше минеральные и промышленные воды. Они распространены в глубоких частях артезианских бассейнов. Общая минерализация термальных вод изменяется в весьма широких пределах – от 1 до 650 г/л. Причем, в таких водонапорных системах по площади от областей питания к областям разгрузки, а также в вертикальном разрезе сверху вниз, отмечается закономерное изменение температуры, степени минерализации и химического состава подземных вод. Формирование вод и рассолов высокой минерализации обычно связано с наличием в геологическом разрезе галогенных отложений (Волго-Уральская область, Прикаспийская впадина, Иркутский амфитеатр и др.). В геологических структурах, лишенных галогенных отложений, нередко распространены пресные термальные воды или солоноватые и соленые воды (впадины байкальского типа, о. Сахалина и др.).

Характерной чертой горно-складчатых областей является локальное распространение на их территории термальных вод. Чаще они встречаются в линейно вытянутых зонах крупных дизъюнктивных нарушений, которые служат очагами разгрузки вод артезианских бассейнов. Такие зоны обнаруживаются в горно-складчатых сооружениях, которые испытали воздействие новейшей тектоники. Наиболее широко термальные воды распространены в областях кайнозойской складчатости в районах современного и четвертичного вулканизма (Камчатка, Курильские острова). Многочисленные термальные источники связаны со Срединно-Камчатским и Восточно-Камчатским поднятиями. Через всю зону Срединно-Камчатских поднятий протягивается крупный разлом, вдоль которого расположена цепочка потухших вулканов, в окрестностях которых изучено до 20 групп термальных источников с температурой от 20 до 100°C. В пределах областей современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова, Исландия и др.) развиты весьма характерные высокотемпературные углекисло-азотные воды, формирующиеся вблизи очагов действующих вулканов. На значительной глубине эти воды перегреты (свыше 300°C);

на поверхности они проявляются в виде кипящих паро-водяных струй с гейзерным режимом фонтанирования.

Крупные источники термальных вод отмечаются также в Петропавловском районе: Начикинские, Карымышинские, Паратунские. Температура вод этих источников достигает 75–87°C, минерализация не превышает 1,5 г/л, по составу воды хлоридно-сульфатные натриевые.

Значительные ресурсы тепла заключают Паужетские источники, где запасы паро-водяной смеси с температурой 150–200°C определены в 125 кг/с. На базе этих источников в 1965 году была построена опытно-промышленная геотермальная электростанция мощностью 5000 кВт. Вырабатываемая при этом электроэнергия наиболее дешевая по сравнению со стоимостью энергии тепловых электростанций.

Термальные воды широко распространены также в зоне альпийской складчатости (Карпаты, Горный Крым, Большой Кавказ, Малый Кавказ, Копет-Даг, Памир) и в более древних складчатых областях. Значительные ресурсы термальных вод отмечаются в межгорных впадинах (Рионская, Кура-Араксинская, Таджикская, Ферганская и др.) на глубинах 1500–3000 м.

Термальные воды древних горно-складчатых областей с температурой до 100°C часто имеют низкую минерализацию, редко превышающую 1 г/л, и азотный состав растворенных в них газов. Минерализация термальных подземных вод межгорных впадин, как правило, изменяется в широких пределах: от 1 до 300 г/л и более. В настоящее время широкому использованию геотермальной энергии уделяется большое значение во многих зарубежных странах (Италия, Исландия, Новая Зеландия, США, Япония).

§32. Происхождение атмосферы и гидросферы

Современные атмосфера и гидросфера имеют, по-видимому, вторичное происхождение. Согласно существующим взглядам, они сформировались из газов, выделенных твердой оболочкой Земли (литосферой) после образования планеты. В момент формирования Земли из протопланетного облака все элементы ее будущей атмосферы и гидросферы находились в связанном виде в составе твердых веществ: вода – в гидроокислах, азот – в нитридах и, возможно, в нитратах, кислород – в окислах металлов, углерод – в графитах, карбидах и карбонатах. Бомбардировка поверхности Земли планетезималями в то время могла приводить к выделению летучих веществ, но вода, углекислый газ, «кислые дымы» и другие активные вещества должны были поглощаться раздробленными породами, так что первичная атмосфера на этом этапе состояла, по-видимому, лишь из небольших количеств азота, аммиака и инертных газов.

Дальнейшее наращивание атмосферы и образование гидросферы связаны с выплавками базальтов, водяного пара и газов из верхней мантии при вулканических процессах, развившихся уже в первые 0,5–1 млрд. лет существования Земли в результате разогревания ее недр при гравитационном сжатии и за счет распада радиоактивных изотопов.

Как показывают исследования последних лет, газы, выделяющиеся из современных вулканов, содержат преимущественно водяной пар. Так, в газах из базальтовых лав гавайских вулканов с температурами 1200°C обнаруживается 70–80 объемных % H_2O ; в фумарольных газах Курильских островов с температурами около 100°C содержится 79,7 весовых % H_2O . Второй по значению составляющей является углекислый газ (гавайские базальтовые лавы – 6–15 объемных %; курильские фумарольные газы – 19,6 весовых %). В вулканических газах встречается немало хлора (в газах вулкана Килауэа (Гавайи) – около 7%), метана CH_4 (иногда до 3%), аммиака (NH_3) и других компонентов. Проводившиеся измерения показали, что при температурах 800–1000°C из лав отгоняются, кроме водяного пара, преимущественно «кислые дымы» – HCl и HF , при температуре 500°C – сера и ее соединения (H_2S , SO_2 и др.), а при более низких температурах – борная кислота и соли аммония.

Большой интерес представляют результаты химического анализа содержимого газовых пузырьков в древнейших (по-видимому, *катархейских*) кварцитах Курумканской свиты (мощностью более 1000 м) Алданского щита, приводимые Л.И.Салопом и дающие сведения о составных частях катархейской атмосферы. В этих пузырьках отсутствует свободный кислород, около 60% составляет углекислый газ, около 35% – H_2S , SO_2 , NH_3 , «кислые дымы», в небольших количествах присутствуют азот и инертные газы.

Таким образом, можно предполагать, что при дегазации лав на поверхность Земли поступали пары воды, соединения углерода – CO_2 , CO и CH_4 , аммиак, сера и ее соединения (H_2S и SO_2), галоидные кислоты (HCl , HF , HBr , HI), борная кислота, водород, аргон и некоторые другие газы. Эта первичная атмосфера сначала, конечно, была чрезвычайно тонкой, и поэтому ее температура у поверхности Земли была очень близкой к температуре *лучистого равновесия*, которое получается в результате приравнивания потока солнечного тепла, поглощаемого поверхностью к потоку уходящего излучения поверхности Земли, пропорциональному четвертой степени температуры этой поверхности. Эта температура при современной отражательной способности Земли – 0,28 в среднем равна +15°C.

Свободный кислород мог образовываться в первичной атмосфере в результате фотодиссоциации небольшой доли молекул водяного пара, т. е. их разложения под действием жесткой компоненты солнечного излучения. Однако, по расчетам Л.Беркнера и Л.Маршалла, такое образование

свободного кислорода должно быть весьма ограниченным, так как кислород сам поглощал излучение, расщепляющее молекулы воды. При равновесии между этими двумя процессами содержание кислорода в атмосфере не могло превышать одной тысячной современного уровня, на самом же деле оно было много меньше, так как равновесие никогда не достигалось; весь образующийся кислород быстро затрачивался на окисление атмосферных газов – CH_4 , CO , NH_2 и H_2S . Из-за недостатка свободного кислорода в атмосфере, по-видимому, отсутствовал озоновый экран, и тонкая первичная атмосфера была способной пропускать жесткие излучения Солнца до поверхности суши и океана.

Почти весь водяной пар вулканических газов, конденсируясь, превращался в жидкую воду, формируя гидросферу. В первичный океан, растворяясь в воде, переходили и другие составные части вулканических газов – большая доля углекислого газа, кислоты, сера и ее соединения и часть аммиака. В результате первичная атмосфера, содержащая в равновесии с океаном главным образом водяной пар и небольшие количества CO_2 , CO , CH_4 , NH_3 , H_2S , кислотных дымов и инертных газов, оставалась тонкой. Следовательно, температурные условия не испытывали слишком больших изменений и оставались в среднем в пределах существования жидкой воды. Это и определило одну из специфических особенностей Земли, отличающую ее от других планет Солнечной системы – постоянное наличие на ней гидросферы.

Прямым фактическим доказательством существования гидросферы на Земле во все геологические времена до *архея* и даже до *катархея* включительно, является обнаружение в земной коре осадочных пород соответствующих возрастов. Наиболее древние осадочные породы были обнаружены в середине 70-х годов XX века английскими геологами С.Мурбатом, Р.К.О'Найном и Р.Дж.Панкхерстом в юго-западной Гренландии. Это бурые железняки, возраст которых оценен по свинцовому методу в $3,764 \pm 0,07$ млрд. лет, причем это, по-видимому, возраст метаморфизма этих пород, а время их образования может быть еще более ранним. Найденные рядом изверженные породы – гранитогнейсы, имеют возраст $3,7 \pm 0,14$ млрд. лет (по рубидий-стронциевому методу).

Для оценки массы растущей гидросферы можно исходить из того, что в расплавленном базальте при температуре около 1000°C и давлении в 5–10 тыс. атм. может раствориться до 7–8% воды. По данным ряда вулканологов, при излиянии лав из них дегазируется примерно столько же процентов воды. По оценкам энергии вулканических взрывов Е.К.Мархинин установил, что количество выделяющегося водяного пара составляет в среднем 3% массы изверженного вещества. Приведенные цифры приблизительно сходятся с долей массы современной гидросферы по отношению к массе земной коры – $(1,46 \times 10^6) : (4,7 \times 10^7)$.

При обсуждении состава первичного океана, следует принять во внимание два источника возможных примесей к океанской воде – во-первых, атмосферные газы, способные растворяться в воде, и, во-вторых, горные породы, подвергающиеся на поверхности суши и на дне моря разрушающему воздействию Солнца, воздуха и воды – эрозии, облегчающей вымывание из горных пород и перенос в океан ряда веществ.

Как уже отмечалось, из атмосферы в океан переходили прежде всего кислоты, а также углекислый газ, аммиак, сера в чистом виде и в виде сероводорода. Кислоты, особенно в воде, реагировали с силикатами горных пород, извлекая из них эквивалентные количества щелочных, щелочноземельных и других элементов, причем, во-первых, вода переставала быть кислой, и в ней устанавливалось кислотно-щелочное равновесие (со значением водородного показателя $pH = 7$, отвечающим нейтральному раствору), и, во-вторых, растворимые соли извлеченные из силикатов переходили в океан, так что вода в нем сразу же становилась соленой.

По оценке В.М.Гольдшмидта, на 1 кг морской воды приходится 0,6 кг разрушенных горных пород; при их разрушении извлекается и переводится в океан 66% содержащегося в них натрия, 10% магния, 4% стронция, 2,5% калия, 1,9% кальция, 0,3% лития и т. д. Учитывая распространенность этих элементов в породах земной коры, нетрудно вычислить получающиеся концентрации соответствующих катионов в морской воде – они совпадают с фактическими характеристиками солености морской воды. В то же время содержание главных анионов в морской воде во много раз выше, чем их количества, которые могут быть извлечены из горных пород. Особенно это относится к хлору и бром, которых в 1 кг современной морской воды в 200 и 50 раз больше, чем в 0,6 кг горных пород. Таким образом, Cl и Br могли попасть в воду только из продуктов дегазации мантии, и мы приходим к одному из основных тезисов А.П.Виноградова: *все анионы морской воды возникли из продуктов дегазации мантии, а катионы – из разрушенных горных пород.*

Общая соленость первичного океана, определяемая содержанием анионов в продуктах дегазации мантии, была, вероятно, близка к современной, но соотношения катионов могли быть несколько иными, так как горные породы первичной коры были преимущественно ультраосновными и основными, и соотношения Na/K и Mg/K в них были много больше, чем в современных горных породах. Здесь же следует отметить, что в водах первичного океана отсутствовал анион окисленной серы, сульфат SO_4^{2-} , что служит одним из свидетельств отсутствия в атмосфере и в океане тех времен свободного кислорода. Действительно, первые сульфатные осадки – гипсы $CaSO_4 \cdot H_2O$ и ангидриты $CaSO_4$ – обнаруживаются лишь в горных породах Канады с возрастом около 1 млрд. лет. Таким образом, воды первичного океана были хлоридными нейтральными (pH около 7) и бессульфатными.

Под действием жесткого излучения Солнца, способного ускорять образование сложных молекул (фотокатализ), в океане образовался ряд сложных органических веществ, до аминокислот включительно. Одними из первых биологических организмов, зародившихся в океане, были микроскопические одноклеточные водоросли, начиная с самых примитивных – синезеленых, которые осуществляли фотосинтез органических веществ из углекислоты и воды с выделением свободного кислорода. Такая деятельность водорослей, а затем и сухопутных растений привела в конце концов к образованию на Земле кислородной атмосферы – этого геохимического чуда, не имеющего аналогов на других планетах Солнечной системы.

Первое количество кислорода, вырабатывавшееся водорослями при фотосинтезе уже с начала архея, затрачивалось на окисление атмосферных газов, а затем и пород коры. При этом аммиак (NH_3) окислялся до молекулярного азота (N_2) и так образовался почти весь азот современной атмосферы. Метан (CH_4) и окись углерода (CO) окислялись до CO_2 , и углекислота преимущественно уходила в морскую воду, превращая ее из исходной хлоридной в хлоридно-карбонатную. Сера и сероводород (H_2S) окислялись до SO_2 и SO_3 ; в океане начал появляться сульфат (S^{2-}_4), так что морская вода становилась хлоридно-карбонатно-сульфатной.

По данным Р.Е.Филински, проанализировавшего условия образования докембрийских осадочных и россыпных рудных месторождений, заметные количества свободного кислорода появились около 2,2 млрд. лет тому назад, что создало возможность для следующего крупного шага в эволюции атмосферы и Земли в целом – появления организмов, потребляющих кислород – животных. С биологической точки зрения критическим уровнем содержания свободного кислорода в атмосфере является так называемая точка Пастера, около одной сотой от количества кислорода в современной атмосфере, при которой организмы переходят от использования энергии процессов ферментативного (анаэробного) брожения к энергетически более эффективному (в 30–50 раз) окислению при дыхании. По расчетам Л.Беркнера и Л.Маршалла, точка Пастера была достигнута в конце венда, около 600 млн. лет тому назад, и это привело в начале фанерозоя к настоящему биологическому взрыву – массовому распространению практически всех типов животных (кроме хордовых).

Растения, осуществляющие фотосинтез первичной биологической продукции и потому являющиеся первоосновой всей жизни, вскоре начали проникать на сушу, вначале в наиболее примитивных формах (псилофиты) и очень медленно. Одним из главных препятствий для проникновения жизни на сушу являлось отсутствие в атмосфере озонового экрана, который защищал бы живые организмы от жестких излучений Солнца. Л.Беркнер и Л.Маршалл считают, что появлению озонового экрана около 400 млн. лет

тому назад отвечало содержание кислорода в атмосфере порядка 10% современного уровня, после чего современный уровень был достигнут очень быстро – всего за несколько десятков миллионов лет, вследствие бурного фотосинтеза в гигантских лесах на континентах того времени.

Глава 3

БИОСФЕРА

Особое положение среди геосфер Земли занимает биосфера, под которой понимают все области нашей планеты, заселенные живыми организмами. Биосфера не является обособленной оболочкой Земли, а охватывает целиком гидросферу, пограничные зоны атмосферы и литосферы. Еще в конце прошлого века Э.Зюсс рассматривал биосферу как «единую живую сферу» на поверхности Земли, имеющую большое значение в образовании горных пород и полезных ископаемых. Но только в 20-х годах XX столетия идеи о ведущей роли организмов в геологической жизни поверхностных зон земной коры получили всестороннюю и строго научную разработку в трудах выдающегося советского ученого В.И.Вернадского, а затем и его учеников: Я.В.Самойлова, Б.Б.Волынова, А.П.Виноградова и др.

В.И.Вернадский по праву считается основателем новой науки – биогеохимии, изучающей геохимические процессы, происходящие в биосфере при участии организмов. Изучая биосферу и ее роль в истории перемещения, концентрации и рассеяния химических элементов в земной коре, В.И.Вернадский пришел к выводу, что «на земной поверхности нет химической силы более постоянно действующей, а поэтому и более могущественной по своим конечным результатам, чем живые организмы, взятые в целом». В.И.Вернадский ввел в науку представление о «живом веществе», или «биомассе», как о совокупности живых организмов, распределенных в биосфере. В геологических процессах живое вещество играет огромную роль. «Живое вещество, – писал Вернадский, – есть самая мощная геологическая сила биосферы, растущая с ходом времени».

§33. Жизнь в атмосфере, гидросфере и литосфере

Живое вещество неравномерно распределено в различных оболочках земного шара. Атмосфера сравнительно слабо заселена живыми организмами. Наиболее плотно рассеяно живое вещество только в самых нижних,

не превышающих нескольких десятков метров слоях тропосферы, куда проникают, помимо микроорганизмов, также и разнообразные группы животных, обладающих способностью к полету. Выше в атмосфере жизнь очень бедна и представлена временно попадающими туда одиночными живыми организмами. На большую высоту поднимаются иногда некоторые птицы. Наблюдениями натуралистов установлены случаи парения горных хищников над высочайшими вершинами Гималаев (8848 м). Еще выше могут попадать в атмосферу мельчайшие споры и бактерии, которые заносятся с Земли восходящими воздушными течениями, достигающими верхних пределов тропосферы. Известно, что микроорганизмы могут существовать в очень широких пределах давлений и температур. Споры бактерий выносят уменьшение давления до тысячных долей миллибара, не теряя жизнеспособности. Многие споры сохраняют жизнеспособность при температурах -190°C . Таким образом, теоретический предел проникновения жизни в атмосферу совпадает с верхней границей тропосферы. За пределами тропосферы, выше 10–15 км от поверхности Земли, жизнь, по-видимому, невозможна не только вследствие крайнего разрежения материи и низкой температуры, но главным образом вследствие губительного влияния на живые организмы космических лучей. В эту часть воздушной оболочки Земли проникает только человек, сумевший построить летательные аппараты, поднимающиеся за пределы тропосферы.

Совершенно иная картина распределения жизни наблюдается в гидросфере. Гидросфера от поверхности до самых больших глубин моря вся проникнута жизнью. В океанах принято выделять две области – бенталь, или придонные области водоема, заселенные бентосом (организмами, обитающими на грунте или в грунте водоема), и пелагиаль, т. е. всю толщу воды, заселенную планктоном (организмами, парящими в воде во взвешенном состоянии и пассивно переносимыми течениями) и нектоном (активно передвигающимися в толще воды животными).

Бенталь по условиям обитания организмов подразделяется на несколько так называемых биономических зон, отличающихся главным образом глубиной. Как уже отмечалось выше, в прибрежных частях океана выделяют приливо-отливную зону, или литораль (см. рис. 12). От уровня океана при отливе до нижней границы распространения водорослей идет зона, называемая сублиторалью. Глубже, до нижней границы материковой отмели, выделяется псевдоабиссаль. Сублитораль и псевдоабиссаль иногда объединяют вместе под названием неритовой или неритической зоны. Область материкового склона выделяют под названием батiali, а все остальное дно океана, лежащее ниже материкового склона, представляет собой абиссаль.

В пелагиали различают две зоны: *эупелагиаль* – до глубины проникновения света и фотосинтезирующих водорослей, т. е. до 200 м, и *батипела-*

гизаль – от 200 м и до дна. И в Мировом океане, и в морях, как открытых, так и замкнутых, бентальная и пелагическая области заселены многочисленными и разнообразными организмами. В зависимости от глубины в различных областях океана существенно изменяются физико-химические условия, а вследствие этого изменяется количественный и качественный состав органического мира.

Максимально благоприятные условия для развития разнообразных форм жизни существуют в наиболее мелководных зонах. Здесь сквозь всю толщу воды до глубины 150–200 м проникает солнечный свет, необходимый для жизни растений. Благодаря перемешиванию ее толщи волнами и течениями обеспечивается постоянный газообмен с атмосферой, а богатая растительная жизнь еще более способствует насыщению воды кислородом, необходимым для всех организмов. В этих условиях на дне сублиторали и псевдоабиссали развивается пышная растительная и животная жизнь – растут леса разнообразных водорослей, образуются заросли колоний кораллов, мшанок и губок, ползают по дну многочисленные морские звезды и морские ежи, моллюски и ракообразные.

В грунте морского дна содержится огромное количество бактерий. В одном грамме сырого ила, взятого со дна океана с глубины 150–200 м, самая малая концентрация бактерий достигает 250 млн.

Вся толща воды над областями небольших глубин (неритовая область) богата заселена нектонной и планктонной фауной: разнообразными видами рыб, морских млекопитающих и пресмыкающихся, рачками, моллюсками, медузами, фораминиферами, микроскопическими водорослями и бактериями. Особенно велика плотность живого вещества в самых поверхностных слоях воды океана, до глубины 50–100 м. Главным здесь является фитопланктон – одноклеточные растительные микроорганизмы, насыщающие воду и способствующие своей жизнедеятельностью выделению свободного кислорода в гидросферу. Для неритовой области, таким образом, характерна максимальная плотность биомассы и максимальное разнообразие форм органической жизни. В неритовой области моря резче всего сказываются различия температуры воды в разных климатических зонах и в сферах действия теплых и холодных течений. Поэтому для нее характерна хорошо выраженная климатическая зональность флоры и фауны, сильно отличающейся по составу под разными широтами.

Несколько менее благоприятны условия обитания организмов в литорали. Эта прибрежная полоса осушается во время отлива и неприспособленные к дыханию атмосферным воздухом обитатели моря попадают периодически в трудную для них обстановку. Здесь действует прибой, особенно сильный во время штормов. Впадающие в море реки опресняют некоторые участки литорали и загрязняют воду приносимыми ими песком, илом и т. п. Но и к этим

условиям многие морские организмы успешно сумели приспособиться.

В глубоких областях океана физико-химические условия становятся все более однообразными. Температура океанических вод с глубиной постепенно понижается и на глубинах ниже 1–1,3 км устанавливается на постоянном уровне вне зависимости от географической широты. Глубже 200 м обычно не проникают солнечные лучи, не сказывается волновое движение. Растительная жизнь в этих частях океана отсутствует, так как растения не могут существовать без солнечного света. В связи с этим исчезают также все растительноядные животные и развиваются своеобразные организмы, приспособленные к жизни в темноте и при колоссальном давлении, которое оказывает на них толща воды мощностью в несколько сотен и тысяч метров. Это либо хищники, либо илоядные животные, питающиеся органическим веществом, попадающим в ил из верхних слоев воды при отмирании населяющей их флоры и фауны. Хотя жизнь здесь значительно скуднее и однообразнее, чем в прибрежных и поверхностных частях океана, тем не менее на больших глубинах на дне океана и в толще воды существуют, помимо бактерий, различные морские организмы.

Изучение глубоководной фауны океанов показывает, что даже на дне самых глубоких океанических впадин (свыше 10 км) имеется донная жизнь. В пелагической области океана до самых больших глубин можно констатировать существование разнообразных морских животных – бактерий, моллюсков, глубоководных рыб, ракообразных и т. д. Плотность биомассы и в данном случае резко падает с глубиной. Так, например, количество бактерий в глубоких слоях океанической толщи снижается до 10–100 клеток на 1 мл воды, но свободной от бактерий воды нет даже на максимальных глубинах.

Каменная оболочка Земли, или литосфера, в определенных пределах, также является средой жизни. Наиболее широко распространены живые организмы на поверхности Земли. Травы и древесная растительность покрывают почти всю поверхность суши. Области, лишенные растительного покрова или бедные ими, как, например, пустыни, снежные горы, составляют в общей сложности менее 10% поверхности суши. Богато насыщена жизнью и почва, в которую проникают корни растений, некоторые роющие животные, черви и где развиваются и производят особенно большую геохимическую работу многочисленные микроорганизмы, бактерии и грибки. Этот насыщенный жизнью поверхностный почвенный слой литосферы имеет мощность в несколько сантиметров и редко достигает первых метров.

Основная масса живого вещества в области суши распределяется в этой маломощной поверхностной оболочке – почве. Глубже жизнь разрежается, и на больших глубинах в земной коре способны существовать лишь анаэробные организмы, не нуждающиеся в свободном кислороде для своего развития. Известны случаи нахождения живых бактерий в неф-

тяных водах, выкаченных с глубин сотен метров, а также в углях, добытых с глубин в несколько десятков метров.

Теоретически глубина проникновения простейших организмов внутрь земной коры обуславливается температурными пределами, которые исследовались экспериментальным путем. Доказано, что споры некоторых грибов способны существовать и развиваться при температуре до $+140^{\circ}\text{C}$, а споры микробов остаются жизнеспособными даже при температурах до $+180^{\circ}\text{C}$. Так же хорошо выдерживают многие микроорганизмы и большие давления. Дрожжи, например, не теряют жизнеспособности при 8000 атм. Исходя из этих данных, можно предположить, что проникновение жизни внутрь Земли возможно до глубин 2,5–3,5 км; ниже этого предела вряд ли возможно существование даже самых стойких живых организмов из-за высоких температур, господствующих в недрах Земли.

Таким образом, границы биосферы на Земле обуславливаются возможными пределами существования жизни. Верхней границей является тропосфера, за пределами которой жизнь невозможна из-за интенсивности коротковолновых излучений в мировом пространстве. Нижняя граница существования жизни в области суши проходит на глубине 2,5–3,5 км от поверхности земли; в области гидросферы она спускается до самых больших глубин океанов – до 10 км.

Взятая в этих пределах оболочка жизни – биосфера – представляет собой тончайшую пленку (0,2–0,4% земного радиуса) на поверхности земного шара. По подсчетам В.И.Вернадского, вес живого вещества, рассеянного в биосфере, достигает 10^{12} т. По отношению к общему весу земной коры (до глубины 16 км) вся масса живого вещества составляет 0,01%. Однако роль живого вещества в различных геохимических процессах, происходящих на Земле, чрезвычайно велика.

Живое вещество активно влияет на химический состав атмосферы. Практически весь кислород, входящий в состав воздуха, является продуктом жизнедеятельности растительных организмов. Фотосинтез растений, т. е. разложение растениями углекислого газа атмосферы и усвоение ими углерода для построения органических соединений, является единственной на Земле реакцией, которая происходит с выделением кислорода. Без растительной жизни на Земле не было бы и свободного кислорода в составе атмосферы. Помимо кислорода, биогенное происхождение имеет и большая часть углекислого газа, содержащегося в воздухе. Углекислота выделяется в атмосферу в результате процессов дыхания животных и растительных организмов, а также при разложении организмов после их смерти. Только незначительная часть находящейся в воздухе углекислоты получается неорганическим путем, выделяясь при вулканических извержениях и при сгорании метеоритов в земной атмосфере. В результате дея-

тельности живых организмов — особых денитрифицирующих бактерий, которые разлагают содержащиеся в почвах азотнокислые и азотистокислые соли, освобождается огромное количество азота.

Таким образом, основной состав современной атмосферы сформировался в результате жизнедеятельности организмов, протекавшей на поверхности суши и моря в течение всей геологической истории Земли. Вернадский справедливо отмечал, что «земная газовая оболочка — наш воздух, есть создание жизни».

Не менее велико влияние живого вещества на химический и газовый состав гидросферы. Кислород в гидросфере возникает за счет растворения атмосферного кислорода, который производится живым веществом, а также выделяется непосредственно в воды океана морскими растениями. Жизнедеятельностью организмов и процессами, связанными с их разложением после смерти, регулируется также и количество углекислоты, попадающей в гидросферу. В целом, практически весь режим газов океанов обусловлен живым веществом, так же как и состав газов атмосферы.

Чрезвычайно велика роль организмов в создании осадков, процесс накопления которых на дне океанов приводит к росту осадочного чехла планеты. Ведущая роль в этих процессах принадлежит в океанах планктону и бентосу. Микроскопические одноклеточные водоросли — диатомеи, поглощая из морской воды кремнезем, накапливают его в своих оболочках. Из скорлупок диатомеи образуются на дне океанов кремнистые отложения, преобразующиеся в дальнейшем в такие горные породы, как диатомиты, трепелы, опоки и др. Другие одноклеточные растения — кокколитофориды, мириады разнообразных форм которых плавают у поверхности океанов, накапливают в своих клетках углекислый кальций. Из мельчайших клеток кокколитофорид состоит мел и некоторые известняки. Известковые илы, превращающиеся впоследствии в известняки, образуются за счет накопления в осадках раковинок фораминифер — мелких одноклеточных животных, имеющих известковую раковину. Радиолярии — простейшие животные, обладающие кремневой раковиной, — образуют илы, из которых получают кремнистые породы — радиоляриты (см. более детально выше).

Среди организмов бентоса также известно большое количество разнообразных форм, извлекающих из морской воды и накапливающих в своем скелете различные элементы, в первую очередь кальций и кремний. Основная масса углекислого кальция, из которого состоят многие известняки, обязана своим происхождением многоклеточным донным водорослям (литотамниевым, нуллипоровым и др.), кораллам, мшанкам, моллюскам и др. Кремнистые осадки нередко создаются за счет накопления иглоочек, составляющих скелет кремневых губок. Образованные скоплением этих организмов осадки, измененные последующими химическими процессами, превращаются в оса-

дочные породы и составляют значительную часть земной коры.

Помимо роли организмов в выделении из морской воды кальция и кремния, не меньшее значение имеет живое вещество в процессах накопления и некоторых других элементов. Существованию и жизнедеятельности организмов, концентрирующих в своих клетках и тканях Fe, Mn, Al, Mg, Ba, Sr, P, S, J, Zn, Cu, V, обязаны своим происхождением многие месторождения осадочных руд. Железо и марганец, например, выделяются из морской воды главным образом под влиянием особых железных и марганцевых бактерий, окисляющих и концентрирующих эти элементы. Таким биохимическим путем возникли многие крупные скопления железных и марганцевых руд, например железные руды Керченского полуострова, железные руды Эльзас-Лотарингии, марганцевые месторождения Чиатуры в Закавказье и др. Железо концентрируют также и некоторые другие организмы – некоторые фораминиферы, морские водоросли, асцидии, голотурии и т. д. Под влиянием особых серобактерий образуется самородная сера, выделяющаяся в теле этих организмов в результате осуществления ими окисления природного сероводорода.

Несомненна тесная связь с живым веществом всех отложений фосфора. Большая часть месторождений фосфоритов – важнейшего сырья для производства минеральных удобрений – возникла биохимическим путем и непосредственно связана с фосфором скелетов или продуктов жизнедеятельности организмов. Таким образом, процессы концентрации элементов в телах организмов играют огромную роль в химии гидросферы. Не менее велико и практическое значение этих процессов, как одного из основных факторов накопления полезных ископаемых.

Огромное значение имеет живое вещество в геохимии суши. Основная масса живого вещества сосредоточена на суше в виде растительности, одевающей ее поверхность почти сплошным покровом. Растительность суши представляет собой исходное вещество для образования разнообразных горючих полезных ископаемых (каустобиолитов). Торф, бурые и каменные угли, антрацит, сапропель, горючие сланцы образуются в результате накопления растительного вещества в озерах, болотах, в заболоченных пространствах морских побережий. По господствующей на сегодняшний день теории, залежи нефти также образовались за счет органического вещества. В процессе образования каустобиолитов, растительные организмы играют роль аккумуляторов солнечной энергии, переводя ее в потенциальное состояние, в котором она сохраняется в залежах горючих ископаемых. Кроме того, живое вещество, главным образом в виде растений и микроорганизмов, является активной силой, создающей и видоизменяющей химический состав почвенного покрова суши.

Любой живой организм растительного или животного происхождения

состоит из различных химических элементов. На первом месте среди них стоит кислород (70%), далее следуют углерод (18%), водород (8%), фосфор (0,7%), кальций (0,5%), азот (0,5%), калий (0,2%), сера (0,2%) и многие другие химические элементы.

В настоящее время значительно расширились представления об элементарном химическом составе организмов; в их составе обнаружены все известные химические элементы, в том числе редкие, рассеянные и их изотопы. Количество этих элементов в организме зависит от содержания их ионов в почвах, водах, воздухе, одним словом, в среде, окружающей организм. Так, например, в степях, где почва богата кальцием, отмечается повышенное содержание этого элемента в составе растений. Растения солончаков богаты натрием, хлором и серой. В болотных растениях наблюдается повышенное содержание железа, так как почвы болотистых мест богаты соединениями этого элемента. Флора, произрастающая над рудными залежами свинца, цинка, меди и многих других металлов, обычно имеет в своем составе более высокое процентное содержание этих элементов. С другой стороны, низкое содержание некоторых элементов в среде нередко обуславливает и низкое их содержание в организмах. Так, например, у многих растений влажных тропиков, развивающихся на почвах, бедных кальцием, отмечается пониженное содержание этого элемента. Понижается содержание йода в организмах, населяющих глубокие горные долины, где почва и вода бедны йодом. Нередко те или иные изменения в химическом составе среды могут служить причиной заболеваний и гибели организмов.

Существуют случаи избирательной концентрации определенного химического элемента особыми видами организмов. В настоящее время известны растения, концентрирующие в своих тканях магний, алюминий, кремний, фосфор, серу, хлор, кальций, калий, марганец, железо, благородные металлы и др. В результате разложения организмов при отмирании в верхних горизонтах почвы накапливаются многие элементы, т. е. осуществляется обратное влияние органического вещества на химический состав почв. Почвы обогащаются теми элементами, которыми богаты организмы. Из углерода, азота, кислорода и водорода организмов образуется в почвах гумус, или перегной. Он активно участвует в разложении горных пород с выделением в свободном виде SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 или их соединений, из которых состоят вновь образующиеся на поверхности земли, так называемые глинистые минералы – главная составляющая часть глин. Таким образом, глинистые минералы возникают в тесной связи с развитием и отмиранием живого вещества и оказываются не менее биогенными, чем типичные органогенные известняки, гумусовое вещество или угли.

Верхние горизонты почв непрерывно подвергаются размыванию и образуют материал, который откладывается в пониженных участках рельефа

или в водоемах, давая начало образованию новых пород. Б.Б.Полынов писал, что «именно в почвах наиболее сосредоточена геологическая работа живого вещества; именно в почвах готовится тот материал континентальных и морских отложений, из которого в дальнейшем образуются новые породы». Тесная взаимосвязь и зависимость химического состава организмов и почв от состава горных пород широко используется в настоящее время для практических целей – поисков различных руд и разведки рудных месторождений. Биогеохимические методы поисков и оконтуривания рудных тел основаны на изучении химического состава почв и растительного покрова. Повышенная концентрация определенного элемента в почве или золе растений используется в качестве признака, указывающего на близость руды. Нанося на карту данные химических анализов почвы и золы растений и проводя изолинии содержания различных элементов, можно оконтуривать границы рудных объектов.

С появлением человека роль живого вещества в геохимических процессах на Земле не только значительно увеличилась, но и качественно изменилась. Деятельность человека вызвала к жизни целый ряд новых реакций, способствующих перераспределению вещества в земной коре. Человек добывает железо, цинк, олово, свинец, алюминий, никель и многие редкие элементы, обедняя земную кору. Добыча различных металлов резко возрастает со временем. В XX в. переработка руд и извлечение из них различных металлов во много раз превышает добычу предыдущих веков.

Попутно с производимыми человеком процессами добычи металлов из руды происходит выделение в атмосферу некоторых газов – CO_2 , N_2 и др. Количество углекислого газа, побочно выделяющегося в процессе технической деятельности человека, составляет до 0,05% всей углекислоты атмосферы. Таким образом, деятельность человека является немаловажным фактором, преобразующим природные процессы и изменяющим геохимию Земли. Особенно резко возрастает роль человека в геохимической жизни Земли в результате достижений науки. Открытие атомной энергии и осуществление ядерных превращений, достигнутые человеком за последние годы, открыли новую эру в истории Земли. Благодаря успехам современной физики, становится возможным осуществление ядерных реакций, приводящих в результате распада или синтеза атомных ядер к превращению элементов.

Таким образом, человек расширяет границы биосферы, интенсифицирует геохимические процессы, происходящие на Земле, создает качественно новые геохимические реакции. Хотя в общем объеме биомассы на Земле на долю человека приходится ничтожные доли процента живого вещества, влияние деятельности человека на геологические процессы соизмеримо с геологической работой всего живого вещества на нашей планете.

Глава 4 ЛИТОСФЕРА

Литосфера – верхняя твердая оболочка Земли, переходящая без четкой определенной границы в нижележащую астеносферу. По современным представлениям в литосферу объединяются земная кора и верхняя, относительно жесткая часть мантии Земли.

§34. Строение земной коры

Земная кора, располагающаяся выше границы Мохо, складывается всеми известными горными породами – магматическими, осадочными и метаморфическими. Как в пределах континентов, так и под дном морей и океанов выделяются подвижные и относительно устойчивые участки земной коры. На континентах к устойчивым областям относятся обширные как низменные, так и возвышенные равнины – *платформы*: Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Австралийская и Антарктическая. В пределах платформенных областей располагаются устойчивые участки – *щиты* (Балтийский, Украинский, Алданский, Канадский, Бразильский и др.), представляющие собой области, в пределах которых выходят на дневную поверхность древние кристаллические горные породы. К подвижным поясам относятся молодые горные сооружения, такие как Альпы, Карпаты, Динариды, Кавказ, Памир, Гималаи, Анды, Кордильеры. Структуры, присущие материкам, ограничиваются континентами, но протягиваются в океан, образуя подводную окраину материков. Таковым является охарактеризованный выше шельф с глубиной до 200 м и континентальный склон с подножием, который простирается до глубин 3000 м. В пределах океанов выделяются такие же структуры, как и на континентах. Самые глубокие области океанов занимают абиссальные равнины. Эти выровненные обширные участки океанского дна, по своим особенностям напоминающие континентальные платформы, располагаются на глубинах 4000–6000 м. К подвижным поясам океанов относятся срединно-океанические хребты, а также активные окраины Тихого океана с окраинными морями (Охотское, Японское и др.), островными дугами (Курильские, Японские, Алеутские и др.) и глубоководные желоба. На основании геофизических данных выделяют два основных типа земной коры: *континентальный* и *океанический*. Они очень сильно отличаются друг от друга своими мощностями, строением и составом горных пород. Кроме них выделяют два переходных типа: *субконтинентальный* и *субокеанический*.

Континентальный тип земной коры. Мощность континентальной коры изменяется от 35–45 км в пределах платформ, до 55–75 км под молодыми горными сооружениями. Продолжаясь в области шельфа, ее толщина уменьшается до 20–25 км, а в пределах материкового склона, приблизительно на глубине около 2,5 км, она выклинивается.

Континентальная кора состоит из трех слоев. Самый верхний слой представлен осадочными горными породами, поэтому этот слой называется осадочным. Мощность его различна: от нуля на шитах до 15–20 км в глубоких платформенных впадинах и предгорных прогибах. Второй слой традиционно носит название «гранитный», или «гранитогнейсовый». Он примерно наполовину сложен гранитами, около 40% – гранитогнейсами и ортогнейсами, а оставшаяся часть состоит из метаморфизованных пород. Исходя из этого его называют гранитогнейсовым слоем. Третий, нижний слой, называют базальтовым, поскольку по химическому составу и по скоростям прохождения сейсмических волн он близок к базальтовым породам. Высказывается предположение, что этот слой сложен интрузивными породами – габбро, а также сильно метаморфизованными разновидностями – амфиболитами. Мощность базальтового слоя изменяется от 15 до 35 км. Граница между гранитогнейсовым и базальтовым слоями получила название сейсмического раздела Конрада.

Океаническая кора. Долгое время строение океанической коры рассматривалось как двуслойное, состоящее из верхнего осадочного и нижнего базальтового слоев. На основании проведенных сейсмических; исследований, результатов подводного бурения и драгирования образцов пород с океанического дна, было уточнено ее строение. По современным представлениям, океаническая кора имеет трехслойное строение, а общая ее мощность колеблется от 2 до 15 км, составляя в среднем 6–7 км. Верхний слой – осадочный, максимальной мощностью до 1 км, состоит из различных по составу осадков и осадочных образований, значительная часть которых находится в рыхлом состоянии и насыщена водой.

Второй океанический слой, согласно данным подводного бурения, сложен преимущественно базальтами с прослоями карбонатных и кремнистых пород. Мощность этого слоя колеблется от 1,0–1,5 до 2,5–3 км.

Самый нижний слой океанической коры бурением до сих пор не вскрыт. Однако на основании геофизических данных и результатов драгирования, проводимого с научно-исследовательских судов предполагается, что он сложен магматическими породами основного состава – габбро с присутствием ультраосновных пород (серпентиниты, пироксениты). Мощность его колеблется от 3–4 до 5 км.

Субконтинентальный тип земной коры по своему строению близок к континентальному типу. Он распространен в областях развития остров-

ных дуг и на окраинах материков. В частности, в пределах Курильской островной дуги выделяется первый верхний осадочно-вулканогенный слой мощностью от 0,5 до 5 км. Под ним располагается второй слой. Он представлен так называемыми островодужными гранитно-метаморфическими толщами и имеет мощность до 10 км. Третий, базальтовый слой, в зависимости от мощности вышележащих слоев залегает на глубинах 8–15 км. Его мощность также изменчива – от 15 до 40 км.

Субокеанический тип земной коры установлен в котловинах окраинных и внутриконтинентальных морей (Охотское, Японское, Средиземное, Черное и др.). По своему строению субокеанический тип близок к океаническому, но отличается от него повышенной мощностью осадочного слоя. В ряде случаев его мощность превышает 10 км. По геофизическим данным, ниже субокеанической коры располагаются разуплотненные породы верхней мантии.

Своеобразным строением характеризуется земная кора в центральных рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Здесь под вторым океаническим слоем располагается выступ разогретого вещества со скоростями прохождения сейсмических волн промежуточными между коровыми и мантийными образованиями. На основании этого одни авторы считают его веществом аномально разогретой мантии, а другие определяют как смесь корового и мантийного материала.

Первые сводки о среднем составе земной коры были опубликованы Ф.Кларком в 1889 году. Позже эти данные уточнялись (В.И.Вернадский, А.Е.Ферсман, А.П.Виноградов и др.), но с тех времен, средние содержания элементов в земной коре получили название *кларка*.

К примеру, данные, полученные А.П.Виноградовым о среднем составе земной коры таковы: кислород – 47%, кремний – 29,5%, алюминий – 8,05%, железо – 4,65%, кальций – 2,96%, натрий – 2,5%, калий – 2,5%, магний – 1,87%, титан – 0,45%, прочие элементы – 0,52%.

§35. Общие сведения о минералах

Минералы – это природные химические соединения или самородные элементы, возникшие в результате разнообразных физико-химических и термодинамических процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности. Минералы в природе находятся преимущественно в твердом состоянии, реже встречаются жидкие (ртуть, вода) и газообразные (горючие газы, углекислый газ) минералы. В настоящее время известно свыше 3000 минералов (включая разновидности), но лишь очень немногие из них имеют широкое распространение в составе горных пород. Они называются *породообразующими*.

Наиболее простой и распространенный метод изучения минералов – это знакомство с ними по внешним признакам, т.е. определение их макроскопическим путем, в отличие от микроскопического и других более точных методов, применяемых в минералогии, петрографии и минераграфии.

Твердые минералы в большинстве случаев являются кристаллическими веществами, имеющими форму либо более или менее хорошо выраженных многогранников, либо неправильных зерен или сплошных масс. Реже встречаются аморфные минералы, образующие бесформенные массы.

Кристаллы. Одним из признаков минерала является его внешнее кристаллографическое оформление. Форма кристалла зависит от закономерного распределения составляющих минерал частиц – атомов (ионов) и молекул. В аморфном веществе (некристаллическом) те же частицы располагаются в беспорядке. Правильное пространственное расположение частиц в минерале образует структуру кристалла, или его кристаллическую решетку. Кристаллическая решетка геометрически может быть представлена в виде плотно пригнанных друг к другу многогранников (кубов, параллелепипедов, призм, ромбоэдров и т. д.), в вершинах, центрах или серединах граней которых на строго определенном расстоянии друг от друга располагаются атомы или ионы. Они образуют так называемые узлы кристаллической решетки.

Кристаллические структуры очень разнообразны и определенным образом отображаются во внешнем оформлении кристалла. Они зависят от химического состава минерала, т. е. определенным минералам свойственны и определенные кристаллические формы. Различают структуры: *атомные*, когда в узлах решетки находятся атомы; *ионные*, когда в узлах располагаются атомы, лишённые части наружных электронов – ионы; *радикальные* – при расположении в узлах радикалов, т. е. групп ионов, например, радикала CO_3 в случае солей угольной кислоты.

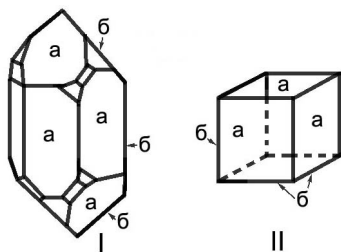


Рис. 46. Расположение граней (а) и ребер (б) у кристаллов кварца (I) и каменной соли (II)

Современная кристаллография изучает кристаллическую структуру путем просвечивания минералов рентгеновскими лучами. Основы учения о строении кристаллов были разработаны в конце XIX в. русским ученым-кристаллографом Е.С.Федоровым. Он впервые вывел 230 законов пространственного расположения частиц в кристаллах.

Впоследствии его выводы были подтверждены рентгеновским анализом.

В кристалле различают следующие части: *грани*, или плоские ограничения кристалла, *ребра* – линии пересечения граней, *вершины* – точки пересечения ребер (рис. 46).

Одним из важнейших положений кристаллографии является закон постоянства граничных углов, который гласит – *для всех кристаллов одного и того же вещества углы между соответствующими гранями кристаллов одинаковы и постоянны* (рис. 47, I). Этот закон дает возможность определять минералы путем измерения углов их кристаллов. Закон постоянства граничных углов вытекает из того, что грани кристалла по мере его роста перемещаются параллельно самим себе. При сохранении постоянства граничных углов величина и форма граней разных кристаллов одного и того же минерала могут значительно меняться, хотя внутренняя структура кристаллов при этом остается неизменной. Это связано с тем, что в зависимости от физико-химической обстановки роста кристалла не все его грани развиваются одинаково. Поэтому внешняя форма кристаллов одного и того же минерала может довольно резко отличаться. Закон постоянства углов помогает определять минералы даже в мелких обломках кристаллов, если только они в какой-то мере сохраняют естественные грани, кроме того, позволяет для каждого естественного кристалла вывести его идеальную форму, которую он мог бы приобрести при наиболее благоприятной обстановке роста. Идеальная форма кристалла яснее всего обнаруживает характерный для данного вещества тон симметрии кристалла.

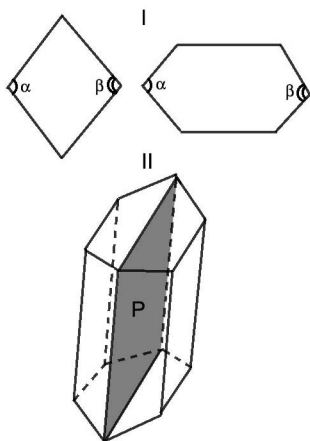


Рис. 47. Постоянство граничных углов (α β) при меняющейся форме кристаллов (I) и плоскость симметрии (P) в кристалле гипса (II)

Симметричность кристалла выражается в правильном повторении элементов его ограничения, т. е. граней, ребер и вершин. При вращении кристалла, имеющего вид правильной шестигранной призмы, вокруг его вертикальной оси при каждом повороте на 60° будет наблюдаться полное совмещение всех его граней, ребер и вершин с начальным положением. Следовательно, этот кристалл построен симметрично. При этом *осью симметрии*

называется прямая линия, при вращении кристалла вокруг которой на один и тот же угол наблюдается правильное повторение элементов ограничения. Обозначается ось симметрии латинской буквой *L*. При полном повороте на 360° разные кристаллы могут совмещаться с исходным положением 2, 3, 4 или 6 раз, поэтому оси симметрии бывают нескольких видов. Число повторений при повороте на 360° носит название порядка оси и обозначается цифрой, которая ставится сверху буквы *L* справа (L^2 , L^3 и т. д.).

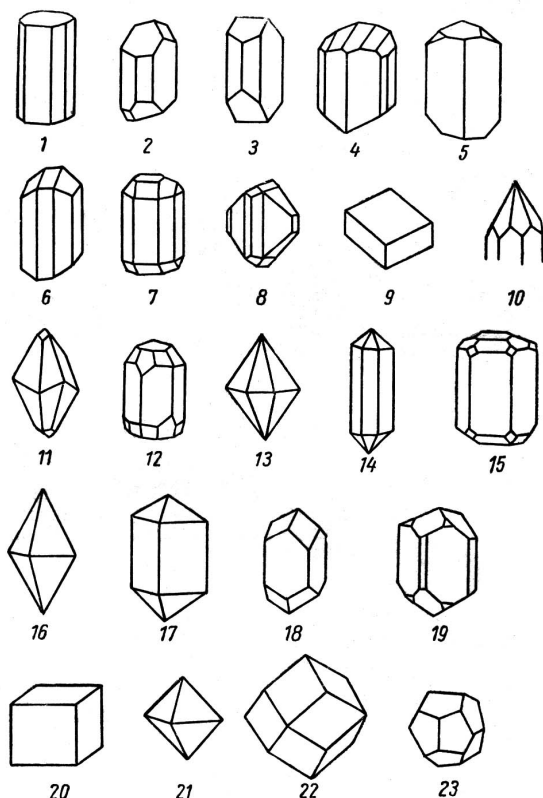


Рис. 48. Наиболее распространенные формы кристаллов (1–2–кристаллы триклинной сингонии, 3–4–кристаллы моноклинной сингонии, 5–8–кристаллы ромбической сингонии, 9–12–кристаллы тригональной сингонии, 13–15–кристаллы гексагональной сингонии, 16–19–кристаллы тетрагональной сингонии, 20–23–кристаллы ромбической сингонии)

Плоскость симметрии – мысленно проведенная плоскость, которая делит фигуру кристалла на две равные части, относящиеся одна к дру-

гой, как предмет к своему изображению в зеркале. Эта плоскость обозначается буквой *P* (рис. 47, II). Разные формы кристаллов имеют различное количество плоскостей симметрии. Наибольшее количество – девять – имеют кристаллы кубической формы; у шестигранной призмы их семь, у трехгранной призмы – четыре и т. д. Кроме осей и плоскостей симметрии, многие кристаллические многогранники имеют *центр симметрии* – точку

внутри кристалла, от которой в диаметрально противоположных направлениях на равных расстояниях располагаются одинаковые элементы ограничения (параллельные грани, вершины). Центр симметрии обозначается буквой *С*. У некоторых кристаллов центр симметрии отсутствует, например в трехгранной призме. Ось, плоскость и центр симметрии называются элементами симметрии. Число их зависит от внутреннего строения кристаллов и строго ограничено. Русский ученый А.В.Гадолин в 1869 году показал, что у кристаллов возможны 32 различные комбинации элементов симметрии, называемые классами, или видами симметрии. Все классы симметрии группируются условно по степени сложности в семь крупных групп или систем, называемых сингониями. Различают следующие сингонии: триклинную, моноклинную, ромбическую, тригональную, гексагональную, тетрагональную, или квадратную, кубическую (рис. 48).

К *триклинной* сингонии относятся кристаллы, в которых из возможных элементов симметрии наблюдается только центр симметрии (*С*), или элементы симметрии отсутствуют. Это низшая симметрия.

К *моноклинной* сингонии относятся кристаллы, имеющие одну плоскость симметрии, или одну поворотную ось второго порядка, или ту и другую вместе и, кроме того, центр симметрии (L^2PC).

К *ромбической* сингонии относятся кристаллы с одной или тремя осями второго порядка и одновременно с двумя и тремя плоскостями симметрии (L^22P или $3L^23PC$), или с тремя осями второго порядка без плоскостей симметрии.

Формы кристаллов двух следующих сингонии – *тригональной* и *гексагональной* – весьма похожи, поэтому иногда ту и другую называют гексагональной. Высшее сочетание элементов симметрии в тригональной сингонии – L^33L^23PC , в гексагональной сингонии – L^66L^2PC . Кристаллы тригональной сингонии часто имеют форму ромбоэдров, а кристаллы гексагональной сингонии имеют форму шестигранных призм, срезанных перпендикулярно к оси шестого порядка или увенчанных на основаниях гексагональными или дигексагональными пирамидами.

Тетрагональная, или квадратная, сингония характеризуется присутствием в кристаллах одной оси симметрии четвертого порядка. Сечение, перпендикулярное к этой оси, обычно имеет форму квадрата или восьмиугольника. Высшим сочетанием элементов симметрии в квадратной сингонии может быть L^44L^25PC .

Кристаллы *кубической* сингонии имеют характерный вид кубиков, правильных тетраэдров, октаэдров и др. Высшее сочетание элементов симметрии в кубической сингонии $3L^44L^3, 6L^29PC$.

Некоторые минералы имеют вид сросшихся кристаллов и называются

двойниками, тройниками и т. д. (рис. 49). Двойники возникают в результате закономерного сростания или в результате взаимного прорастания кристаллов.

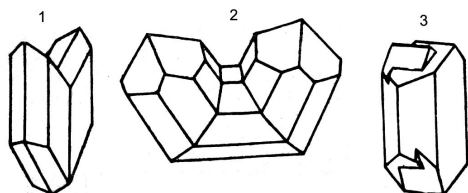


Рис. 49. Типы сростания кристаллов (1–двойник гипса – «ласточкин хвост», 2–тройник рутила, 3–двойник калиевого полевого шпата)

В природе одинаковые или очень близкие химические вещества часто встречаются в различных состояниях, которым соответствуют разные модификации. Каждая модификация представляет особый минерал, имеющий свою особую кристаллическую форму или обладающий аморфной, некристаллической внутренней структурой. Например, окислы железа могут в процессе своего образования в земной коре принять форму минералов гематита и магнетита, имеющих кристаллическое, хотя и неодинаковое строение. Но окись железа может быть и аморфной и принимать форму минерала лимонита – бурого железняка, не имеющего правильных огранений. Это натечные образования с бугорчатой поверхностью. Такими же особенностями обладают и другие вещества, например кремнезем, образующийся то в виде кристаллов горного хрусталя, то в виде аморфного опала или полукристаллического халцедона.

Формы нахождения минералов в природе. В природе кристаллические минералы встречаются как в виде одиночных кристаллов или их сростков, так и в виде скоплений, называемых минеральными агрегатами. Среди минералов выделяются три группы, обладающие характерным обликом, или габитусом, кристаллов:

- 1) изометрические – одинаково развитые по всем трем направлениям – магнетит, пирит, гранат;
- 2) удлинённые в одном направлении – призматические, столбчатые, игольчатые и лучистые – барит, кварц и др.;
- 3) вытянутые в двух направлениях – таблитчатые, пластинчатые, листоватые и чешуйчатые – хлорит и др.

Не следует смешивать закономерные сростки с незаконными агрегатами кристаллов, например, с друзами и «щётками», нарастающими на стенках полостей и пещер в горных породах. *Друзы* – это сростки более или менее правильных кристаллов, часто приросших одним концом к породе. Для их образования необходимы открытые полости, в которых может происходить свободный рост кристаллов. Кроме того, для многих

кристаллических минералов типичны сложные неправильные формы – дендриты, натечные агрегаты и т. д.

Дендриты возникают в результате быстрой кристаллизации. Иногда минералы почти целиком заполняют небольшие пустоты, образуя *секреции*, для которых типично концентрическое строение. Мелкие секреции в излившихся породах называются *миндалинами*.

Изоморфизм и полиморфизм. Если в процессе изменения какого-либо вещества допускается замена одних ионов (например, Fe^{2+}) ионами другого состава (например, Ca) без изменения основной формы кристаллической решетки, то это называется *изоморфизмом*. Примером изоморфизма могут служить плагиоклазы, представляющие собой смесь двух компонентов – альбита ($\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) и анортита ($\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$).

Способность некоторых минералов образовывать различные кристаллические формы при одном и том же химическом составе носит название *полиморфизма*.

Так, кальцит (CaCO_3) кристаллизуется в тригональной сингонии, а аналогичный по химическому составу арагонит – в ромбической; алмаз (C) – кубическая, графит – гексагональная.

Иногда минералы принимают несвойственную им кристаллографическую форму, создавая точную копию другого минерала или органического образования. Такие формы называют *псевдоморфозами* (ложными формами).

Аморфные вещества. Аморфное состояние твердого вещества характеризуется беспорядочным расположением составляющих его частиц. В этом отношении оно подобно жидкости или расплаву. Естественно поэтому, в аморфных минералах физические свойства (теплопроводность, электропроводность, твердость, силы сцепления, светопреломление и т. д.) во всех направлениях одинаковы. Такие минералы с одинаковыми во всех направлениях свойствами называются *изотропными*. Аморфные тела, представляя собой «твердые жидкости», не имеют определенной температуры плавления, так как при нагревании, они не плавятся, а размягчаются. Плавятся только такие тела, в которых частицы расположены в строгом порядке. Плавление – это переход в беспорядочное состояние, а в аморфных телах частицы и без того расположены в беспорядке.

Кристаллическое вещество всегда анизотропно. В кристаллах физические свойства связаны с определенными направлениями: они одинаковы в направлениях параллельных и, в общем случае, неодинаковы в направлениях непараллельных. Только в отношении отдельных свойств кристаллическое вещество может быть изотропным. Например, кристаллы кубической сингонии изотропны в оптическом отношении.

§36. Физические свойства минералов

Для того чтобы распознать минералы по внешним признакам и определить приблизительно их состав, надо знать физические свойства каждого минерала. При этом следует иметь в виду, что отдельные физические свойства могут быть одинаковыми у различных минералов и, наоборот.

Главнейшими физическими свойствами минерала являются цвет, цвет черты (цвет в порошке), прозрачность, блеск, излом/спайность, твердость, плотность и др.

Цвет минерала является важным диагностическим признаком. Минералы могут иметь самую разнообразную окраску – белую, желтую, серую, розовую, красную, синюю, черную и всевозможные оттенки. Встречаются также бесцветные и прозрачные минералы. Практически цвет определяют на глаз. Некоторые минералы меняют цвет в зависимости от освещения (лабрадор). Это свойство минералов называется *иризацией*.

Цвет черты (цвет минерала в порошке). Многие минералы в растертом состоянии имеют другой цвет, чем в образце. Порошок можно получить, проводя куском минерала по белой шероховатой фарфоровой пластинке при условии, что твердость его меньше твердости фарфора. Типичным примером является пирит (FeS_2), имеющий соломенно-желтую окраску и черный цвет в порошке.

Блеск минералов также является важным диагностическим признаком. Он зависит от показателя преломления минерала и его способности отражать от своей поверхности свет. По блеску все минералы можно разделить на три группы:

- с металлическим,
- полуметаллическим,
- неметаллическим блеском.

Металлический блеск – сильный блеск, свойственный металлам. Им обладают непрозрачные минералы, дающие в большинстве случаев черную черту на фарфоровой пластинке. Полуметаллический блеск характерен для минералов, поверхность которых имеет вид потускневшего металла. К таким минералам относятся графит, гематит и др. К третьей, наиболее обширной группе, принадлежат минералы с неметаллическим блеском. У них различают следующие виды блеска:

- стеклянный – широко распространенный среди прозрачных минералов (кварц на гранях кристаллов, кальцит, гипс);
- жирный – типичный для тех минералов, поверхность которых кажется как бы смазанной маслом (кварц на изломе, нефелин);
- перламутровый – характерен для прозрачных минералов, которые блестят, как поверхность перламутровой раковины (он обусловлен отра-

жением света от тонких пластинок или плоскостей спайности минералов, например, слюды, талька);

- шелковистый – наблюдается при тонковолокнистом строении минерала и напоминает блеск шелковых нитей (асбест, волокнистые разновидности гипса).

Прозрачность – способность минералов пропускать свет. По степени прозрачности минералы делятся на прозрачные (горный хрусталь, каменная соль, топаз), полупрозрачные (халцедон, опал) и непрозрачные (магнетит, пирит).

Излом – вид поверхности, образующейся при раскалывании минерала, также является важным диагностическим признаком ряда минералов. Он может быть раковистым (горный хрусталь), занозистым (гипс, роговая обманка), неровным (нефелин), землистым с матовой шероховатой поверхностью (лимонит), зернистым, встречающимся часто у минеральных агрегатов.

Спайность – это способность минералов раскалываться или расщепляться по блестящим параллельным плоскостям, по определенным кристаллографическим направлениям (одному или нескольким), по которым в кристаллической решетке проявляется наименьшая сила сцепления частиц. Различают пять видов спайности: *весьма совершенная, совершенная, средняя, несовершенная и весьма несовершенная*.

Твердость представляет собой один из важнейших диагностических признаков. Под твердостью понимают степень сопротивления минерала внешним механическим воздействиям (царапанию, резанию, истиранию). Для определения твердости принята шкала Мооса, в которой в качестве эталонов используются минералы с известной и постоянной твердостью. Эти минералы располагаются в порядке возрастания твердости, так что предыдущий минерал царапается последующим.

Минералы – эталоны твердости Твердость

Тальк – $\text{Mg}_3[\text{OH}]_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	1
Гипс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	2
Кальцит – CaCO_3	3
Флюорит – CaF_2	4
Апатит – $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl}) [\text{PO}_4]_3$	5
Ортоклаз – $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	6
Кварц – SiO_2	7
Топаз – $\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2[\text{SiO}_4]$	8
Корунд – Al_2O_3	9
Алмаз – C	10

Плотность. Точное определение плотности возможно лишь в лабораторных условиях путем взвешивания на гидростатических весах и посредством других специальных измерений. По плотности все минералы можно разделить на три категории:

- легкие – с плотностью до 2500 кг/м^3 (нефти, смолы, угли, гипс, каменная соль);
- средние – с плотностью до 4000 кг/м^3 (кальцит, кварц, полевые шпаты, слюды);
- тяжелые – с плотностью больше 4000 кг/м^3 (рудные минералы).

Магнитность характерна для немногих минералов (магнетит, пирротин, платина). Она выявляется при помощи магнитной стрелки, которая притягивается или отталкивается при поднесении к ней магнитных минералов.

§37. Описание главных породообразующих минералов

Современная классификация минералов основывается на их химическом составе и кристаллической структуре вещества.

Работами Н.Д.Белова, А.Г.Бетехтина и других ученых доказана взаимосвязь между химическим составом, физическими свойствами и кристаллическим строением вещества. Внутренняя структура минералов определяется в настоящее время рентгеноструктурным и другими современными методами исследований. По химическому составу и кристаллическому строению все известные минералы разделяются на несколько надклассов и классов.

Важнейшими классами являются: самородные элементы, сульфиды, оксиды и гидроксиды, галогенные соединения, углеродистые соединения.

В состав надкласса соли кислородных кислот входят следующие классы: карбонаты, сульфаты, фосфаты, силикаты.

Из общего числа минералов, около 34% приходится на силикаты, около 25% – на оксиды и гидроксиды, около 20% – на сульфиды. На долю всех остальных минералов приходится около 21%.

К классу *самородных элементов* относятся платина, золото, серебро, алмаз, графит, сера, медь и др.

Минералы эти состоят из одного химического элемента или смеси двух элементов, они не пользуются широким распространением (кроме граната и серы), но чрезвычайно важны в практическом отношении.

МЕДЬ (Cu). *Химический состав.* Обычно бывает химически чистой. В качестве примесей иногда содержатся Fe (до 2,5%), Ag (нередко в виде включений самородного серебра), изредка Au в виде твердого раствора до 2–3% (золотистая медь). Сингония кубическая.

Кристаллическая структура – простейшая и представлена гранецентрированным кубом с плотнейшей упаковкой атомов. Атомы Си располагаются в вершинах куба и в центре каждой грани элементарной ячейки. Правильно образованные кристаллы редки (рис. 50), иногда встречаются дендриты. Часто наблюдаются неправильные пластинчатые дендриты или реже целые пластины, образовавшиеся в трещинах пород при экзогенных процессах. В верхних частях месторождений (в зонах окисления) находили даже сплошные массы в несколько тонн весом. Цвет меди медно-красный, часто с побежалостью. Черта металлически блестящая. Блеск типичный металлический. Твердость 2,5–3. Обладает ковкостью. Излом крючковатый. Спайность отсутствует. Уд. вес 8,5–8,9. Прекрасный проводник электричества. Электропроводность 99,95 (для серебра 100). *Диагностические признаки.* Легко узнается по цвету, ковкости и удельному весу. Температура плавления 1080°C. В разбавленной HNO_3 легко растворяется. В HCl растворяется с трудом, образуя хлорид меди. Водный раствор в аммиаке обладает характерным синим цветом. *Происхождение.* Самородная медь образуется в восстановительных условиях при различных геологических процессах.

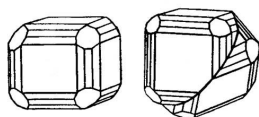


Рис. 50. Кристаллы самородной меди (Урал)

Типичные гидротермальные месторождения, имеющие самостоятельное значение, очень редки. Примером могут служить крупные месторождения самородной меди в районе Верхнего Озера (в штате Мичиган, США), где ее вкрапления ассоциируют с цеолитами, кальцитом и другими минералами. В виде микроскопических выделений медь нередко наблюдается в гидротермально измененных основных изверженных породах, где она образовалась в результате разложения медьсодержащих сульфидов.

СЕРЕБРО (Ag). Самородное серебро в природе распространено реже, чем медь, и несравненно реже, чем золото. *Химический состав.* Кроме химически чистого серебра, встречаются разновидности: кюстелит с изоморфной примесью золота до 10% и выше, медистое серебро, сурьмянистое серебро и т.п. Сингония кубическая. Кристаллическая структура – гранецентрированный куб. Правильно образованные кристаллы очень редки. Встречается иногда в виде типичных «вязаных» перистых дендритов, тонких неправильных пластин и листочков. Характерны также моховидные, волосовидные и проволоочные формы (рис. 51).



Рис. 51. «Проволочное» самородное серебро на кристаллах кальцита (Норвегия)

Наиболее распространены зерна неправильной формы и более крупные сплошные скопления – самородки. Цвет серебра в свежем изломе серебристо-белый. С поверхности часто бывает покрыто черным налетом. Черта металлически блестящая. Блеск типичный металлический. Твердость 2,5. Весьма ковко. Расплющивается в тончайшие листочки. Излом крючковатый. Спайность отсутствует. Уд. вес 10,1–11,1. Наилучший проводник тепла и электричества. *Диагностические признаки.* Узнается по цвету, характерному крючковатому, занозистому излому, ковкости (острие ножа легко оставляет след) и удельному весу. От платины отличается меньшей твердостью и меньшим удельным весом. Аргентит (Ag_2S), который часто сопровождает самородное серебро, обладает более темным свинцово-серым или черным цветом. Раствор в HNO_3 с HCl дает характерный белый творожистый осадок (AgCl). От H_2S чернеет. *Происхождение.* Образование самородного серебра в природе во многом аналогично образованию меди. Оно вместе с

другими серебросодержащими минералами встречается в гидротермальных жильных месторождениях в ассоциации с аргентитом и кальцитом (месторождение Конгсберг в Норвегии), иногда в ассоциации со сложными сернистыми, мышьяковистыми, сурьмянистыми соединениями разных металлов, в том числе никеля и кобальта.

ЗОЛОТО (Au). Золото является одним из металлов, известных человеку с древнейших времен. Среди минералов рассматриваемой группы оно пользуется наибольшим распространением в природе. *Химический состав.* В химически чистом виде золото встречается исключительно редко. Так называемое самородное золото в подавляющем большинстве случаев содержит в виде изоморфной примеси серебро (обычно от 4 до 15% по весу). Встречаются разности и более богатые серебром, которые относятся к самостоятельному минеральному виду. К числу разновидностей золота относятся следующие: медистое золото (купроаурид) с содержанием Cu до 20% (по весу); порпецит – палладистое золото с содержанием Pd от 5 до 11% и Ag до 4%; висмутистое золото (бисмутаурид) с содержанием Bi в твердом растворе до 4%. Сингония кубическая. Кристаллическая структура – гранецентрированный куб. Кристаллы встречаются редко и преимущественно в виде октаэдров (111) (рис. 52, а), реже ромбододекаэдров (110) и изредка в виде кубов (100). Плоскости граней обычно бывают тусклыми, неровными. Обычно наблюдается в виде неправильной формы зерен, включенных в кварцевую или рудную массу. Размеры их могут быть самые различные, но чаще встречаются микроскопически мелкие зерна, иногда с трудом различимые даже в полированных шлифах при больших увеличениях под микроскопом. В россыпях речных долин нередко находят самородки окатанной формы весом от нескольких граммов до десятков килограммов (рис. 52, б). В зонах выветривания месторождений удавалось находить мелкие сталактитообразные формы самородков вторичного происхождения. В рудах коренных месторождений среди пустот наряду с кристалликами встречались дендритообразные кристаллические сростки и пластины сетчатого рисунка.

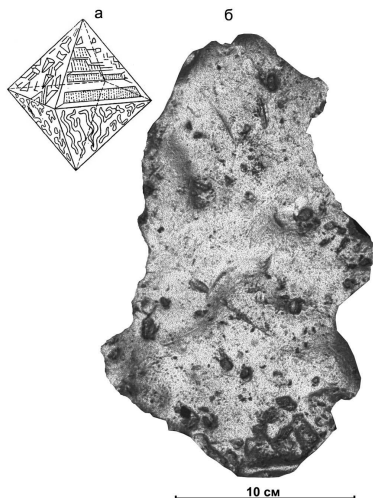


Рис. 52. Октаэдрический кристалл золота (а) и самородок «Ирендыкский медведь» (б)

Цвет самородного золота золотисто-желтый (у богатых серебром разностей – бледно-желтый). Черта металлическая, желтая. Блеск типичный металлический. Твердость 2,5–3,0. Оно ковко и тягуче, легко расплющивается в тончайшие листочки. Спайность отсутствует. Уд. вес 15,6–18,3 (для чистого золота 19,3). Обладает высокой тепло- и электропроводностью. *Диагностические признаки.* Характерны: золотисто-желтый цвет, низкая твердость (легко режется ножом), большая ковкость, высокий удельный вес и неокисляемость на воздухе. От похожих на него пирита, халькопирита (CuFeS_2) и миллерита (NiS) отличается по сильному блеску и характерному оттенку цвета. Не растворяется в кислотах,

кроме царской водки; растворяется в KCN и реагентах, выделяющих свободный хлор и бром. Горячие многосернистые щелочи растворяют золото, образуя сернистые соединения. *Происхождение.* Наибольшая масса золота распространена в типичных гидротермальных месторождениях, генетически связанных с интрузивами кислых изверженных пород. Парагенетически оно чаще всего связано с кварцем и сульфидами (пиритом, арсенопиритом, блеклыми

рудами, халькопиритом, реже с галенитом, сфалеритом), иногда с теллуридами золота, серебра и др. Весьма характерно, что так называемое видимое золото, как правило, выделяется в числе самых последних минералов, нередко располагаясь в трещинках ранее образовавшихся минералов. Кроме видимого, различают также «связанное» золото, содержащееся в сульфидах, главным образом в пирите и арсенопирите (FeAsS).

ЖЕЛЕЗО ($\alpha\text{-Fe}$). Синоним феррит. *Химический состав.* Согласно имеющимся данным, теллурическое железо является почти чистым железом с незначительными примесями: Ni до 0,6, иногда до 2%, редко больше; Co до 0,3%; Cu до 0,4%; Pt до 0,1%. Сингония кубическая. В кристаллах, и притом очень мелких, встречается крайне редко. Обычно наблюдается в виде мельчайших неправильной формы зерен, реже образует более крупные скопления. Для железа установлено несколько полиморфных модификаций, из которых высокотемпературная модификация – $\gamma\text{-Fe}$ (выше 906°) образует структуру гранецентрированного куба типа Cu, а низкотемпературная – $\alpha\text{-Fe}$ – структуру центрированного куба. Цвет железа стально-серый, в полированных шлифах металлически-белый. Черта блестящая стально-серая. Блеск в свежем изломе типичный металлический. Твердость 4–5. Обладает ковкостью. Спайность наблюдается по (100). Уд. вес 7–7,8. Обладает резко выраженной магнитностью.

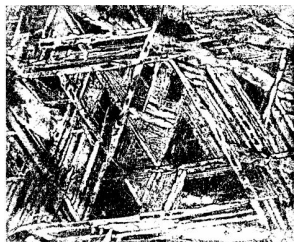


Рис. 53. Видманштеттовы фигуры на полированной поверхности железного метеорита

Диагностические признаки. От самородной платины отличается растворимостью в HNO_3 , меньшим удельным весом, сильной магнитностью и легкой окисляемостью на воздухе. Бедные никелем разновидности из раствора медного купороса высаживают на поверхности металлическую медь. Метеоритное железо на полированных поверхностях после травления (рис. 53) обычно обнаруживает крупнорешетчатое строение (видманштеттовы фигуры), чего никогда не наблюдается в теллурическом железе. *Происхождение.* Редкие находки теллурического самородного железа приурочены к основным и ультраосновным изверженным породам. Более крупные выделения были встречены в базальтах в Уифаке (на о. Диско, у западного берега Гренландии) и вблизи г. Касселя (Германия). В обоих пунктах с ним ассоциируется пирротин.

СЕРА (S). Наиболее устойчивую при комнатной температуре α -модификацию серы называют обычно ромбической серой или просто серой. *Химический состав.* В ряде случаев устанавливается химически чистая сера, но обычно она бывает загрязнена посторонними механическими примесями: глинистым или органическим веществом, каплями нефти, газами и пр. Известны также редкие разновидности с изоморфной примесью Se обычно до 1%, изредка до 5,2% – селенистая сера, а также Te, иногда As. Согласно рентгенометрическим исследованиям, ромбическая сера обладает редкой для неорганических соединений молекулярной и притом очень сложной решеткой. В кристаллической структуре каждый атом серы с двух сторон имеет сферы, пересекающиеся со сферами соседних атомов, причем цепочки, состоящие из 8 атомов, замкнуты в виде зигзагообразно «сморщенного» кольца (рис. 54). Кристаллы чаще имеют пирамидальный или усеченнопирамидальный вид (рис. 54), реже ромбогетраздрический. Часто встречается в сплошных, иногда землистых массах. Изредка наблюдаются натечные почковидные формы и налеты (в районах вулканических извержений). У α -серы наблюдаются различные оттенки желтого цвета: соломенно-желтый, медово-желтый, желтовато-серый, бурый и черный (от углеродистых примесей). Черты почти не дает, порошок слабо желтоватый. Блеск на гранях алмазный, в изломе жирный. В кристаллах просвечивает. Твердость 1–2. Хрупка. Уд. вес 2,05–2,08. Электропроводность и

теплопроводность очень слабые (хороший изолятор). При трении заряжается отрицательным электричеством. Растрескивается от теплоты руки.

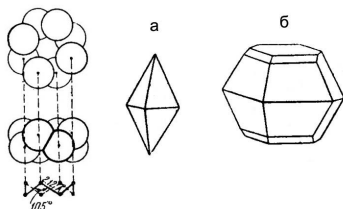


Рис. 54. Вид сверху и сбоку восьмичленного кольца (молекулы) серы и кристаллы пирамидального (а) и усеченно-пирамидального обливов

Диагностические признаки. Характерны цвет, низкая твердость, хрупкость, жирный блеск в изломе кристаллов и легкоплавкость. От спички легко плавится (при 112,8°C) и загорается голубым

пламенем с выделением характерного запаха SO_2 . Легко растворима в сероуглероде, скипидаре, керосине, но не разлагается в HCl и H_2SO_4 . Крепкая HNO_3 и царская водка окисляют серу, переводя ее в H_2SO_4 .

АЛМАЗ (C). Название происходит от греческого слова «адамас» – непреодолимый (очевидно, имелись в виду его наивысшая твердость и устойчивость по отношению к физическим и химическим агентам). Разновидности: 1) борт – неправильной формы сростки и шаровидные лучистые агрегаты; 2) карбонадо – тонкозернистые пористые агрегаты, окрашенные аморфным графитом и посторонними примесями в буровато-черный цвет. *Химический состав.* Бесцветные разновидности состоят из чистого углерода. Окрашенные и непрозрачные разновидности в несгораемом остатке, достигающем иногда нескольких процентов, обнаруживают SiO_2 , MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 и др. В виде включений в алмазах нередко наблюдается графит и некоторые другие минералы. Сингония кубическая. Облик кристаллов октаэдрический (рис. 55), менее обычен додекаэдрический; редко кубический и изредка тетраэдрический.

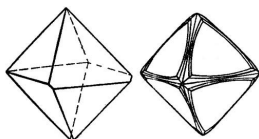


Рис. 55. Кристаллы алмазов октаэдрического облика

Нередко устанавливаются кривогранные кристаллы, так называемые «додекаэдрониды» и «октаэдрониды», подробно описанные И.И.Шафрановским и А.А.Кухаренко. Размеры отдельных кристаллов варьируют от мельчайших до очень крупных, весящих несколько сот и даже тысяч каратов (метрический карат равен 0,2 г). Крупнейшие кристаллы весили (в каратах): «Куллинан» – 3025, «Эксельсиор» – 969,5, «Виктория» – 457, «Орлов» – 199,6 и др. Бесцветный водяно-прозрачный или окрашенный в голубой, синий, желтый, бурый и черный цвета. Блеск сильный алмазный. Твердость 10. Абсолютная твердость в 1000 раз превышает твердость кварца и в 150 раз корунда. Хрупок. Спайность средняя по {111}. Уд. вес 3,47–3,56. Электропроводность слабая. *Диагностические признаки.* Алмаз является единственным минералом исключительной твердости. Характерны также сильный алмазный блеск и часто кривоугольные грани кристаллов. Мелкие зерна в шлихах легко узнаются по люминесценции, резко проявляющейся в ультрафиолетовых лучах. Цвета люминесценции обычно голубовато-синие, иногда зеленые. *Происхождение.* Коренные месторождения генетически связаны с ультраосновными глубинными изверженными породами: перидотитами, кимберлитами, лампроитами и др. В этих породах кристаллизация алмаза происходит на больших глубинах в условиях высоких температур и давления. Крупнейшие в мире коренные месторождения алмазов известны в ряде районов Южной Африки: по р. Вааль, в Юго-Западном Трансваале, на юго-западном берегу Африки, в России (Сибирь) и Австралии. Россыпные месторождения алмаза, устойчивого в экзогенных условиях, образуются за счет разрушения и размыва алмазоносных пород. Они известны в Бразилии (Минас-Жерайс), Индии, где

ведется добыча с древнейших времен и откуда происходят крупные алмазы «Орлов», «Кохинур», а также в Южной Африке, на Урале и др.

ГРАФИТ (C). Название происходит от греческого слова «графо» – пишу. Разновидности: графитит – скрытокристаллическая разновидность, шунгит – аморфная разновидность. *Химический состав* графита редко отличается чистотой. В значительных количествах (до 10–20%) присутствует зола, состоящая из различных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 и др.), иногда вода, битумы и газы (до 2%). Сингония гексагональная. Хорошо образованные кристаллы встречаются крайне редко. Они имеют вид шестигонных пластинок или табличек (рис. 56), иногда с треугольными штрихами на грани (0001). Агрегаты часто тонкочешуйчатые. Реже распространены шестоватые или волокнистые массы. Цвет графита железно-черный до стального-серого. Черта черная блестящая. Блеск сильный металлический; скрытокристаллические агрегаты матовые. В тончайших листочках просвечивает серым цветом. Твердость 1. В тонких листочках гибок. Жирен на ощупь. Мажет бумагу и пальцы. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 2,09–2,23 (изменяется в зависимости от степени дисперсности и наличия тончайших пор), у шунгита 1,84–1,98. Обладает высокой электропроводностью, что обусловлено очень плотной упаковкой атомов в листах. *Диагностические признаки.* Легко узнается по цвету, низкой твердости и жирности на ощупь. От сходного с ним молибденита (MoS_2) отличается более темным железо-черным цветом, более слабым блеском, меньшим удельным весом и высокой электропроводностью.



Рис. 56. Кристаллы графита

Происхождение. В природе графит образуется при восстановительных процессах в условиях высоких температур. Встречается иногда среди магматических горных пород разнообразного состава. Источником углерода во многих случаях являются вмещающие углеродсодержащие горные породы. Известны случаи находок графита в пегматитах. Встречаются месторождения на контактах известняков с изверженными породами в провинциях Онтарио и Квебек в Канаде, а также жильные месторождения крупнолистоватого графита, например, на о. Цейлон. Широко распространены метаморфические месторождения графита, возникшие за счет каменных углей или битуминозных отложений в условиях регионального метаморфизма или под влиянием интрузий магмы.

Сульфиды, или сернистые соединения элементов, в основном тяжелых металлов, не являются породообразующими, но представляют большой интерес как руды цветных и черных металлов. Из сульфидов в земной коре наиболее широко развит пирит – FeS_2 (серный или железный колчедан). Из других минералов класса сульфидов наиболее часто встречаются халькопирит (CuFeS_2), галенит (PbS) и сфалерит (ZnS).

ГАЛЕНИТ (PbS). Название происходит от латинского слова «галена» – свинцовая руда. Синоним: свинцовый блеск. *Химический состав:* Pb – 86,6%, S – 13,4%. Из примесей чаще всего присутствуют: As до десятых долей процента, Cu , Zn , иногда Se , Bi , Fe , Sb , Mo , изредка Mn , U и др. В большинстве случаев эти элементы бывают связаны с микроскопически мелкими включениями посторонних минералов. Сингония кубическая. Кристаллическая структура, в которой кристаллизуются сульфиды группы галенита, принадлежит к типу NaCl (рис. 57). Анионы серы расположены по закону кубической (трехслойной) плотнейшей упаковки, а катионы свинца заполняют все октаэдрические пустоты между анионами. Облик кристаллов большей частью кубический, иногда с гранями октаэдра, реже октаэдрический.

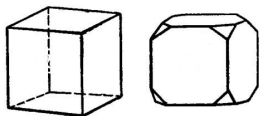


Рис. 57. Кубические кристаллы галенита

Кристаллы галенита встречаются только в друзовых пустотах. Обычно же он наблюдается в виде зернистых масс или вкрапленных выделений неправильной формы. Цвет галенита свинцово-серый. Черта серовато-черная. Блеск металлический. Твердость 2–3, хрупок. Спайность весьма совершенная по кубу. Уд. вес 7,4–7,6. Обладает слабой электропроводностью и хорошими детекторными свойствами. *Диагностические признаки.* Легко узнается по цвету, блеску, характерной спайности по кубу, низкой твердости и удельному весу. Легко растворяется в HNO_3 , давая серу и белый осадок Pb_2O_4 . *Происхождение.* Галенит почти исключительно распространен в гидротермальных месторождениях. Нередко он образует богатые скопления. Весьма характерно, что он почти всегда встречается в парагенезисе со сфалеритом (ZnS), по отношению к которому находится в подчиненных количествах. Гидротермальные свинцово-цинковые месторождения образуются либо в виде типичных жил, либо в виде неправильных метасоматических залежей в известняках, либо, наконец, в виде вкрапленников. Из других минералов в ассоциации с галенитом встречаются: пирит, халькопирит, блеклые руды, сульфосоли серебра, свинца, меди, арсенопирит и др. Из нерудных минералов в этих рудах, кроме кварца и кальцита, встречаются также различные карбонаты, барит и флюорит.

СФАЛЕРИТ (ZnS). Название происходит от греческого слова «сфалерос» – обманчивый, очевидно потому, что по внешним признакам он совершенно не похож на обычные сульфиды металлов. Синоним: цинковая обманка. Разновидности: клейофан – светлоокрашенная или бесцветная разновидность (почти без примесей); марматит – черная железистая разновидность сфалерита. *Химический состав:* Zn – 57,1%, S – 32,9%. В качестве примесей чаще всего присутствует Fe (до 20%). Иногда в виде мелких включений присутствует халькопирит (CuFeS_2). Сингония кубическая. Кристаллическая структура характеризуется трехслойной (кубической) плотнейшей упаковкой анионов серы. Часто встречается в виде хорошо образованных кристаллов в друзовых пустотах. Облик чаще всего тетраэдрический (рис. 58), причем положительные и отрицательные формы нередко отличаются характером блеска и фигурами травления.

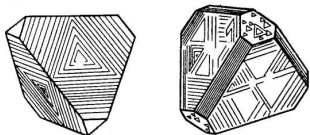


Рис. 58. Тетраэдрические кристаллы сфалерита

Сплошные массы характеризуются явнозернистой структурой, легко распознаваемой благодаря резко проявленной спайности в отдельных зернах. Реже встречаются почковидные формы. Цвет сфалерита обычно бурый или коричневый; часто черный (марматит), реже желтой, красной и зеленоватой окраски. Известны совершенно бесцветные прозрачные разновидности (клейофан). Черта белая или светло окрашенная в желтые и бурые оттенки. Разности, богатые железом, дают коричневую черту. Блеск алмазный. Твердость 3–4. Довольно хрупок. Спайность весьма совершенная по (110). Уд. вес 3,9–4. Электричества не проводит. Некоторые разновидности при трении или раскалывании фосфоресцируют. *Диагностические признаки.* В концентрированной HNO_3 растворяется с выделением серы. *Происхождение.* Главная масса месторождений сфалерита, так же как и галенита, с которым он почти постоянно ассоциирует, принадлежит к гидротермальным типам. В некоторых сульфидных месторождениях он парагенетически связан с халькопиритом.

ПИРРОТИН (Fe_{1-x}S). Обычно формулу его обозначают в виде FeS . Название происходит от греческого слова «пиррос» – огнецветный. *Химический состав.* Против формулы FeS всегда наблюдается «избыточное» содержание серы: вместо 36,4% оно доходит до 39–40%. Из примесей иногда присутствуют в незначительных количествах Cu , Ni , Co , изредка Mn , Zn и др. (первые три металла – главным образом за счет включений халькопирита и пентландита). Сингония гексагональная. Эта модификация устойчива при температурах ниже 138°C . Кристаллическая структура гексагональная. Кристаллы вообще редки. Обычно они имеют таблитчатый, реже столбчатый или пирамидальный облик (рис. 100 и 101).

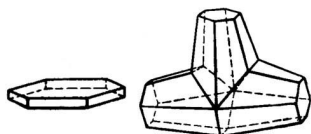


Рис. 59. Таблитчатый кристалл и двойник пирротина

Двойники редки. Обычно встречается в сплошных массах или в виде вкрапленных зерен неправильной формы. Цвет пирротина темный бронзово-желтый с бурой побелалостью. Черта серовато-черная. Блеск металлический. Твердость 4. Довольно хрупок. Спайность несовершенная по (1010). Уд. вес 4,58–4,70. Магнитен, но не всегда. Ферромагнетизм проявляется у более богатых серой разновидей. Хороший проводник электричества. *Диагностические признаки.* Характерными являются его цвет и часто устанавливаемые магнитные свойства. В HNO_3 и HCl разлагается с трудом, что отличает его от троилита. *Происхождение.* Пирротин в сравнительно редких случаях является высокотемпературным минералом. Образование его, так же как и пирита (FeS_2), зависит не столько от температуры, сколько от концентрации ионов серы в растворах: при высокой концентрации S^{2-} железо выделяется в виде дисульфида (FeS_2), при пониженной – в виде моносульфида (FeS). Пирротин распространен почти исключительно в эндогенных месторождениях различных генетических типов. При выветривании в зоне окисления он является наиболее легко разлагающимся сульфидом.

ПЕНТЛАНДИТ — $(\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8$. Химический состав непостоянный. Соотношение между Fe и Ni обычно 1:1. Постоянно присутствует кобальт в количестве от 0,4 до 2,5% (иногда больше) в виде изоморфной примеси к никелю. Сингония кубическая. В хорошо образованных кристаллах в природе до сих пор не был встречен. В виде неправильной формы зерен и включений распространен в пирротиновых рудах магматических месторождений типа Садбери. Цвет пентландита бронзово-желтый, несколько светлее, чем у пирротина. Черта зеленовато-черная. Блеск металлический. Твердость 3–4. Хрупок. Спайность совершенная по октаэдру (111). Уд. вес 4,5–5. Магнитностью не обладает. Хороший проводник электричества. *Диагностические признаки.* Макроскопически установить пентландит крайне трудно, так как он обычно встречается в виде мельчайших выделений среди пирротиновой массы. Лишь крупные зерна можно узнать по несколько более светлому оттенку по сравнению с пирротин и хорошо выраженной спайности. HNO_3 растворяет его, окрашиваясь в зеленый цвет. Прибавление NH_4OH вызывает выпадение бурого осадка гидроокиси железа. *Происхождение.* Встречается почти постоянно в парагенетической ассоциации с пирротин и халькопиритом, но только в тех сульфидных рудах, которые генетически связаны с основными и ультраосновными изверженными породами (габбро-норитами, перидотитами и др.). Парагенезис этих трех минералов в указанных породах настолько характерен, что достаточно бывает установить в них более легко определяемые минералы – пирротин и халькопирит, чтобы получить уверенность в том, что при тщательном микроскопическом изучении может быть обнаружен и пентландит. Пентландитсодержащие руды являются главным источником никеля. Около 90% мирового производства никеля основывается на разработке медно-никелевых сульфидных руд. Кроме никеля, из этих руд извлекаются также кобальт, медь, металлы платиновой группы и в небольших количествах селен и теллур.

ХАЛЬКОПИРИТ (CuFeS_2). «Халькос» по-гречески – медь, «пирос» – огонь. Химический состав. Cu – 34,57%, Fe – 30,54%, S – 34,9%. В качестве примесей в ничтожных количествах иногда присутствуют As , Au и др. Сингония тетрагональная. Кристаллическая структура характеризуется сравнительно простой тетрагональной (рис. 60), близкой к кубической сингонии. Кристаллы редки и встречаются только в друзовых пустотах. Чаще всего они имеют октаэдрический или тетраэдрический облик. Обычно встречается в сплошных массах и в виде неправильной формы вкрапленных зерен. Известны также коллоидные образования почковидной и гроздевидной форм. Цвет халькопирита латунно-желтый, часто с темно-желтой или пестрой побежалостью. Черта черная с зеленоватым оттенком. Непрозрачен. Блеск сильный металлический.

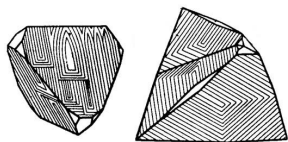


Рис. 60. Тетраэдрический кристалл и двойник халькопирита

Твердость 3–4. Довольно хрупок. Спайность несовершенная по (101). Уд. вес 4,1–4,3. *Диагностические признаки.* Довольно легко узнается по характерному цвету, твердости, резко отличающейся от пирита, который в изломе часто бывает покрыт побежалостью, похожей на цвет халькопирита. В HNO_3 постепенно разлагается с выделением серы. *Происхождение.* В природе халькопирит может образоваться в различных условиях. Как спутник пирротина он часто встречается в магматогенных месторождениях медно-никелевых сульфидных руд в основных изверженных породах в ассоциации с пентландитом, магнетитом, иногда кубанитом и др. Наиболее широко развит в типичных гидротермальных жильных и метасоматических месторождениях. Он обычно ассоциирует с пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и многими другими минералами. Из нерудных минералов в этих месторождениях встречаются кварц, кальцит, барит, различные по составу силикаты и др.

ПИРИТ (FeS_2). «Пирос» по-гречески – огонь. Повидимому, это название связано со свойствами пирита давать искры при ударе или с его сильным блеском. *Химический состав:* Fe – 46,6%, S – 53,4%. Нередко содержит в очень небольших количествах примеси: Co (кобальтпирит), Ni , As , Sb , иногда Cu , Au , Ag и др. Содержание последних элементов обусловлено наличием механических примесей в виде мельчайших включений посторонних минералов, иногда в тонкодисперсном состоянии. Сингония кубическая. Пирит широко распространен: в виде хорошо образованных кристаллов (рис. 61).

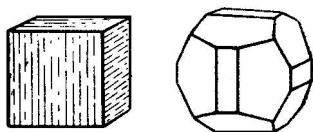


Рис. 61. Кристаллы пирита (куб и пентагондодокаэдр в комбинации с кубом)

В зависимости от преобладания тех или иных граней находится и облик кристаллов: кубический, пентагондодокаэдрический, реже октаэдрический. Размеры кристаллов достигают нескольких сантиметров в поперечнике. Характерна штриховатость граней параллельно ребрам (100):210. В многочисленных горных породах и рудах пирит наблюдается в виде вкрапленных кристалликов или округлых зерен. Широким развитием пользуются также сплошные мелкозернистые массы. В осадочных породах часто встречаются шаровидные конкреции пирита, нередко радиально лучистого строения, а также секрции в полостях раковин. Часты гроздевидные или почковидные образования в ассоциации с другими сульфидами. Цвет пирита светлый латунно-желтый, часто с побежалостью желтоватобурого и пестрого цветов. Тонкодисперсные сажиистые разновидности имеют черный цвет. Черта буровато- или зеленовато-черная. Блеск сильный металлический. Твердость 6–6,5. Относи-

тельно хрупок. Спайность весьма несовершенная по (100) и (111), иногда (110). Излом неровный, иногда раковистый. Уд. вес 4,9–5,2. Электричество проводит слабо. Термоэлектричен. *Диагностические признаки.* Легко узнается по цвету, формам кристаллов, штриховке граней, высокой твердости (единственный из широко распространенных сульфидов, который чертит стекло). По этим признакам он легко отличается от несколько похожих на него по цвету марказита, халькопирита, пирротина и миллерита. В разбавленной HCl не растворяется. *Происхождение.* Пирит является наиболее распространенным в земной коре сульфидом и образуется в самых различных геологических условиях.

АРСЕНОПИРИТ (FeAsS). Разновидность: данаит – кобальтоносный арсенопирит; богатые кобальтом разновидности носят название глаукодит. *Химический состав:* Fe – 34,3%, As – 46,0%, S – 19,7%. Химические анализы показывают частые отклонения от этих величин, особенно для As и S. В качестве примесей нередко содержит Co, реже Ni, Sb. Для многих месторождений особенно характерной является золотоносность арсенопирита. Золото часто устанавливается под микроскопом в виде включений, однако в большей части оно присутствует в виде тонкодисперсной фазы. Сингония моноклиная. Очень часто встречается в прекрасно выраженных кристаллах, обычно имеющих призматический облик, от короткостолбчатых до шестоватых и игольчатых (рис. 62). Весьма распространены также псевдодипирамидальные кристаллы, образованные равномерным развитием призм первого и второго рода. Характерна штриховатость граней.

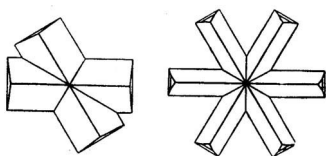


Рис. 62. Двойник и тройник арсенопирита

Кристаллы широко развиты в друзовых пустотах, но очень часто встречаются также и метакристаллы, развившиеся метасоматическим путем. Двойники имеют нередко крестообразный облик. В сплошных массах образует зернистые и шестоватые агрегаты. Цвет арсенопирита оловянно-белый (для граней кристаллов) и стально-серый (в изломе). Часто наблюдается побегалость желтого цвета. Черта серовато-черная, иногда с буроватым оттенком. Блеск металлический. Твердость 5,5–6. Хрупок. Спайность довольно ясная по (101), а также по (001). Уд. вес 5,9–6,2. Электричество проводит. Температура разложения лежит в пределах 430–675°C, причем устанавливается, что связь между Fe и As более слабая, чем между Fe и S. *Диагностические признаки.* Характерными являются оловянно-белый цвет граней кристаллов, высокая твердость и содержание в качестве главных составных частей железа, мышьяка и серы. При ударе молотком издает чесночный запах. Очень характерны также формы кристаллов. В HNO₃ разлагается с выделением S и As₂O₃.

Минералы **класса оксидов и гидроксидов** представляют собой соединения элементов с кислородом и гидроксильной группой (OH⁻). Они широко развиты в земной коре.

ВОДА (H₂O). По химическому составу и по происхождению среди природных вод различают следующие главные разновидности: 1) морские воды, с растворенными в них хлористыми и сернокислыми солями Mg, Na и др. (около 3,5%), 2) пресные речные и озерные воды; 3) поверхностные дождевые и грунтовые воды; 4) подземные воды; 5) воды минеральных источников, классифицирующиеся по растворенным в них минеральным веществам. *Физические и химические свойства.* Чистая вода, как известно, наибольший удельный вес, приблизительно равный 1, имеет при 4°C. Плотность водяного пара по отношению к воздуху равна 0,62. Критическая температура для чистой H₂O равна 374°C, критическое давление 217

ат. Труднолетучие растворенные вещества, взаимодействующие с водой, сильно понижают упругость паров и повышают критическую точку. Вода является средой и важнейшим агентом химических реакций, происходящих в земной коре. Растворяющая способность ее играет огромную роль в переносе химических соединений элементов в виде истинных или коллоидных растворов при эндогенных и экзогенных процессах минералообразования. При всех метаморфических процессах вода, как и уголекислота, играет роль минерализатора. Даже незначительное ее содержание в твердых средах способствует процессам перекристаллизации минеральных веществ. *Происхождение.* При экзогенных процессах на самой поверхности Земли и в атмосфере огромные массы воды находятся в непрерывном круговороте, испаряясь с поверхности морей, океанов и особенно через растительный лесной покров в атмосферу и вновь выпадая в виде атмосферных осадков. К водам поверхностного происхождения относятся почвенные, грунтовые, артезианские и подземные воды, а также многие ключи и минеральные источники. Значительное количество воды принимает участие и в эндогенных процессах минералообразования. При вулканических извержениях большие массы перегретого водяного пара улетучиваются в атмосферу. При кристаллизации магм в глубинах Земли освобождаются также большие количества воды, насыщенной различными растворенными соединениями. С этими ювенильными водами связаны некоторые горячие минеральные источники в областях молодой вулканической деятельности, например, в Калифорнии и на Камчатке.

ГЕМАТИТ ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Название происходит от греческого слова «гематикос» – кровавый. В природе известны две полиморфные модификации окиси железа: $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ – тригональная, устойчивая и $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ – кубическая, неустойчивая. Мартитом называют псевдоморфозы гематита по магнетиту. *Химический состав* – Fe 70,0%. Иногда в виде изоморфных примесей присутствуют Ti (титангематит) и Mg. В незначительных количествах обнаруживается также вода (гидрогематит, встречающийся обычно в коллоидном виде). В скрытокристаллических плотных массах часто устанавливается присутствие кремнезема и глинозема в виде механических примесей. Сингония тригональная. Кристаллическая структура аналогична структуре корунда. Сравнительно часто встречается в пластинчатых, ромбоздрических и таблитчатых кристаллах (рис. 63), образующихся в пустотах.



Рис. 63. Кристаллы гематита

Простые двойники наблюдаются редко, преимущественно по ромбоздру и также по призмe. Известны оригинальные скопления слегка искривленных пластинчатых кристаллов, сросшихся по плоскостям, близким к положению пинакоида (так называемые «железные розы»). Часто встречается в сплошных плотных скрытокристаллических массах, листоватых или чешуйчатых агрегатах. Крупные почкообразные формы с радиальноволокнистым строением носят название «красной стеклянной головы». В очень многих случаях тонкораспыленная безводная окись железа в отдельных минералах и горных породах окрашивает их в интенсивный красный цвет. Таковы, например, сургучно-красные яшмы, красные мраморы и красные глинистые сланцы. Цвет кристаллических разновидностей гематита железно-черный до стально-серого. В тончайших пластинках он просвечивает густо-красным цветом. Черта вишнево-красная. Блеск полуметаллический. Иногда наблюдается синеватая побежалость. Полупрозрачен только в очень тонких пластинках. Твердость 5,5–6. Хрупок. Спайность отсутствует. Характерна грубая отдельность по ромбоздру (1011). Уд. вес 5,0–5,2. *Диагностические признаки.* Довольно легко отличается от похожих на него минералов (ильменита, магнетита, гётита и др.) по вишнево-красной черте, высокой твердости, пластинчатым или чешуйчатым агрегатам и по отсутствию магнитности. Характерно, что в восстановительном

пламени при высокой температуре он становится магнитным (превращается в магнетит). Очень медленно растворим в HCl. *Происхождение.* Гематит образуется в окислительных условиях в самых различных генетических типах месторождений и горных породах. Температуры образования могут колебаться в широких пределах, но при высоких температурах он не устойчив. Как составная часть в очень незначительных количествах он иногда присутствует в изверженных породах, преимущественно кислых (гранитах, сиенитах, андезитах и др.). В некоторых гидротермальных месторождениях гематит встречается в значительных массах в ассоциации с кварцем, баритом, иногда магнетитом, сидеритом, хлоритом и другими минералами. Явления позднейшего восстановления его до магнетита наблюдаются довольно часто. Однако часто устанавливается обратный процесс – превращение магнетита в гематит (процесс мартитизации).

ИЛЬМЕНИТ (FeTiO_3 , или $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$). Название происходит от Ильменских гор (Южный Урал), где он впервые был установлен. *Химический состав:* Fe – 36,8%, Ti – 31,6%, O – 31,6%. В качестве изоморфных примесей может содержать: Mg, нередко в значительных количествах (пикроильменит); иногда Mn (до нескольких процентов). Существуют непрерывный изоморфный ряд $\text{FeTiO}_3 - \text{MgTiO}_3$ и, вероятно, ряд $\text{FeTiO}_3 - \text{MnTiO}_3$. Сингония тригональная. Кристаллическая структура аналогична структуре корунда. Облик кристаллов толстотаблитчатый (рис. 64), ромбоэдрический, иногда пластинчатый.



Рис. 64. Кристалл ильменита

Обычно встречается в виде вкрапленных зерен неправильной формы, редко в сплошных зернистых массах. Под микроскопом ильменит в виде пластинчатых выделений устанавливается в некоторых разностях гематита в качестве продукта распада твердых растворов, но гораздо чаще он наблюдается в так называемых титаномагнетитах и изредка в некоторых титанистых разностях авигитов и других минералов тоже как продукт распада твердых растворов. Цвет ильменита железно-черный или стально-серый. Черта большей частью черная, иногда бурая или буровато-красная (для разностей, содержащих в виде включений гематит). Блеск полуметаллический. Непрозрачен. Твердость 5–6. Спайность весьма несовершенная по ромбоэдру (1011). Уд. вес 4,72. Слабо магнитен. *Диагностические признаки.* Похож на гематит. В кристаллах отличим по формам (присутствуют только ромбоэдры, нет граней гексагональных дипирамид). В сплошных массах от гематита отличается по черте и слабой магнитности. В восстановительном пламени становится явно магнитным. В порошке с трудом растворяется в концентрированной HCl с выделением окиси титана. *Происхождение.* В виде вкрапленности ильменит встречается в основных изверженных породах (габбро, диабазы, пироксениты и др.), часто в ассоциации с магнетитом, а также в щелочных породах. В значительных количествах он иногда наблюдается в пегматитах некоторых типов (сиенитовых) в парагенезисе с полевыми шпатами, биотитом, ильмено-рутилом и др.

МАГНЕТИТ (FeFe_2O_4). Происхождение названия минерала неясно. Предполагают, что оно связано с местностью Магнезия (в Македонии) или с именем пастуха Магнес, впервые нашедшего природный магнитный камень, который притягивал к себе железный наконечник его палки и гвозди его сапогов. *Химический состав:* FeO – 31%, Fe_2O_3 – 69%. Содержание Fe – 72,4%. Обычно бывает сравнительно чистым по составу. Разновидности: титаномагнетит с содержанием TiO_2 (до нескольких %), которая при высоких температурах входит в состав минерала в виде твердого раствора; хромагнетит с содержанием Cr_2O_3 (до нескольких %). Изредка встречаются разности, богатые MgO (до 10%), Al_2O_3 (до 15%) и др. Сингония кубическая. Кристаллическая структура аналогична структуре шпинели. Нередко наблюдающиеся кристаллы имеют октаэдрический, реже ромбодекаэдрический облик (рис. 65). Двойни-

ки по (111). Большею частью встречается в сплошных зернистых массах или в виде вкрапленных в изверженных, преимущественно основных породах. В пустотах можно встретить друзы кристаллов. Цвет магнетита железно-черный, иногда с синеватой побелалостью на кристаллах. Черта черная. Блеск полуметаллический. Непрозрачен. Твердость 5,5–6. Хрупок. Спайность отсутствует. Уд. вес 4,9–5,2. Сильно магнитен, иногда полярно.

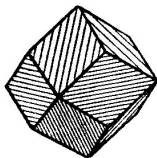


Рис. 65. Кристалл магнетита (Южный Урал)

Диагностические признаки. По магнитности и черной черте обычно легко узнается и отличается от сходных с ним по внешнему виду минералов (гематита, гётита, хромита и др.), но не всегда отличим от реже встречающихся богатых закисью и окисью железа других минеральных видов группы шпинели: феррохромита, якобсита и др. В HCl в порошкообразном состоянии растворяется. *Происхождение.* Магнетит, в отличие от гематита, образуется в более восстановительных условиях и встречается в самых различных генетических типах месторождений и горных породах. В магматических горных породах он обычно наблюдается в виде вкрапленности. В незначительных количествах присутствует во многих пегматитах в парагенезисе с биотитом, сфеном, апатитом и другими минералами. Как спутник магнетит встречается в гидротермальных месторождениях, главным образом в ассоциации с сульфидами (пирротин, пиритом, халькопиритом и другими). При региональном метаморфизме магнетит, так же как и гематит, возникает при дегидратации гидроокислов железа, образовавшихся в осадочных породах при экзогенных процессах, но в восстановительных условиях (при недостатке кислорода). При выветривании он с большим трудом поддается гидратации, т. е. превращению в гидроокислы железа. Этот процесс наблюдается редко и сравнительно в очень небольших размерах.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ с общей формулой – $(\text{Mg,Fe})(\text{Cr,Al,Fe})_2\text{O}_4$. Все относящиеся сюда минеральные виды в природе встречаются в одинаковых условиях и по внешним признакам настолько похожи друг на друга, что практически без химического анализа невозможно отличить разные по составу виды. В практике все они называются просто «хромитами». По составу различают следующие главные минеральные виды: собственно хромит FeCr_2O_4 , магнохромит $(\text{Mg,Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$, алюмохромит $\text{Fe}(\text{Cr,Al})_2\text{O}_4$ и хромпикотит $(\text{Mg,Fe})(\text{Cr,Al})_2\text{O}_4$. *Химический состав.* Содержание Cr_2O_3 в наиболее часто встречающихся хромшпинелидах колеблется в весьма широких пределах: от 18 до 62%, FeO 0–18%, MgO 6–16%, Al_2O_3 0–33%, Fe_2O_3 2–30%. Кроме того, в виде изоморфных примесей иногда присутствуют: TiO_2 до 2%, V_2O_5 до 0,2%, MnO до 1%, ZnO до нескольких единиц, NiO до десятых долей – CoO до сотых долей процента. Сингония кубическая. Кристаллическая структура аналогична шпинели. Встречаются в виде октаэдрических мелких кристаллов. Обычно же наблюдаются в округленных или не совсем правильной формы зернах и в сплошных зернистых агрегатах. Цвет хромшпинелидов черный. В тонких шлифах полупрозрачны или просвечивают густо-красным или коричнево-красным цветом. Лишь богатые FeO и Fe_2O_3 разности совершенно непрозрачны. Черта бурая. Блеск металлоидный. Твердость 5,5–7,5. Спайность отсутствует. Уд. вес 4,0–4,8. Хромшпинелиды, содержащие FeO и Fe_2O_3 , обнаруживают слабые магнитные свойства. *Диагностические признаки.* Общими отличительными признаками хромшпинелидов являются черный цвет, бурая черта, высокая твердость и реакция на хром. Эти минералы настолько постоянно встречаются в ультраосновных породах (дунитах, перидотитах и серпентинитах), что в полевых условиях по указанным признакам почти безошибочно узнаются. *Происхождение.* Хромшпинелиды встречаются почти исключительно в магматических ультраосновных породах как в виде вкрапленности, так и в виде сплошных скоплений большей частью неправильной гнездобразной, линзобразной и столбчатой формы. В ассоциации с ними постоянно наблюдаются зеленоватого цвета серпентин (гидроси-

ликат Mg и Fe), оливин – $(\text{MgFe})_2\text{SiO}_4$, хромсодержащие хлориты, иногда хромистые гранаты изумрудно-зеленого цвета и др. В некоторых массивах ультраосновных пород с ними парагенетически связаны минералы группы платины и осмистого иридия. В зоне выветривания хромшпинелиды химически устойчивы. Лишь в условиях жаркого климата они подвергаются окислению и разрушению.

Группа кварца. Минералы, входящие в эту группу, имеют один и тот же очень простой состав – SiO_2 . Они представляют собой ряд полиморфных модификаций. Эти минералы по кристаллическому строению занимают совершенно особое положение среди окислов. Их кристаллические структуры имеют прямое отношение к силикатам. На этом основании некоторые авторы эту группу минералов рассматривают в разделе силикатов. Но так как кварц по своей химической природе является типичным окислом, то, согласно принятому подразделению, он рассматривается в этом разделе. Из относящихся сюда полиморфных модификаций SiO_2 три главные формы имеют самостоятельные названия: кварц, тридимит и кристобалит. В природе существует также гидратированный кремнезем – опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

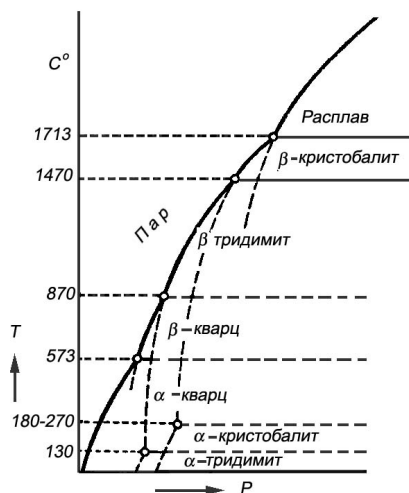


Рис. 66. Однокомпонентная система SiO_2

Общая картина полиморфных превращений SiO_2 изображена на рис. 66 в виде диаграммы состояния Т–Р. Кристаллическая структура кварца, как и других полиморфных модификаций, характеризуется тем, что ион Si^{4+} всегда находится в четверном окружении ионов O^{2-} (рис. 67), расположенных по вершинам тетраэдра. Каждая вершина такого тетраэдра одновременно служит вершиной другого смежного тетраэдра. Таким образом, кристаллические структуры этих минералов состоят как бы из каркасов сцепленных друг с другом тетраэдров. Способ сцепления во всех модификациях один и тот же (через вершины тетраэдров), но ориентировка и общая симметрия в расположении их различны. В целом упаковка ионов кислорода не плотная: в каркасах имеются «пустотки» между тетраэдрами.

α-КВАРЦ (SiO_2). Эту устойчивую при низких температурах модификацию обычно называют просто кварцем; происхождение названия остается неизвестным. Кварц является одним из наиболее распространенных в земной коре и наилучше изученных минералов.

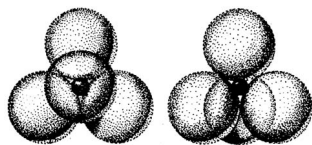


Рис. 67. Четверная координация кварца

Химический состав. Теоретическому составу, очевидно, отвечают бесцветные прозрачные разновидности. Разности, окрашенные в молочно-белый или другой цвет, в виде механических примесей в разных количествах могут содержать газообразные, жидкие и твердые вещества: CO_2 , H_2O , углеводороды, NaCl , CaCO_3 , в ряде случаев включения мельчайших кристалликов рутила, актинолита и других ми-

нералов. Более высокотемпературная модификация β -кварц кристаллизуется в гексагональной сингонии. Более устойчивая при температурах ниже 573°C (при атмосферном давлении) модификация α -кварц кристаллизуется в тригональной сингонии. Кристаллы β -кварца, вернее, параморфозы α -кварца по нему, встречающиеся в богатых кремнеземом эффузивных породах (риолитах и др.) как ранние выделения из магмы, имеют облик гексагональной дипирамиды, причем грани призмы сильно укорочены или отсутствуют вовсе (рис. 68). Они обычно очень мелкие, но в некоторых породах достигают 1-2 см в поперечнике.

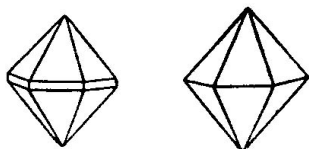


Рис. 68. Дипирамидальные кристаллы кварца

Низкотемпературный α -кварц в хорошо образованных кристаллах встречается только в пустотах или рыхлых средах. Известны отдельные кристаллы очень крупных размеров, до 1 и даже 40 т весом. Формы кристаллов весьма разнообразны. Кроме явнокристаллических модификаций α - и β -кварца известны скрытокристаллические разновидности, обладающие волокнистым строением: халцедон и кварцин, отличимые друг от друга только по оптическим свойствам (в частности, по оптическому знаку). В пустотах широко распространены друзы кристаллов кварца, иногда в сростании с кристаллами других минералов. Сплошные же массы кварца представляют зернистые агрегаты. Строение плотных агрегатов легко устанавливается в тонких шлифах под микроскопом при скрещенных николях. Халцедон, обладающий скрытоволкнистым строением, часто наблюдается в виде корок, натечных почковидных форм или сферолитов, но чаще в виде желваков, носящих название кремней. Агаты (кремнистые жемчужины) имеют концентрически зональное строение, обусловленное перемежаемостью различно окрашенных слоев халцедона, иногда кварца. Цвет кварца может быть самый различный, но обычно распространены бесцветные, молочно-белые и серые окраски. Прозрачные или полупрозрачные красиво окрашенные разновидности носят особые названия: 1) горный хрусталь – бесцветные водянoproзрачные кристаллы; 2) аметист – фиолетовые разновидности; 3) раухтопаз – дымчатые прозрачные разновидности, окрашенные в сероватые или буроватые тона; 4) морион – кристаллы кварца, окрашенные в черный цвет; 5) цитрин – золотисто-желтые или лимонно-желтые кристаллы. Халцедон чаще, чем кристаллический кварц, бывает окрашен в самые различные цвета и оттенки: молочно-серый, синевато-черный (сапфирин), желтый, красный, оранжевый (сердолик), коричневый, бурый (сардер), зеленый (плазма), яблочно-зеленый от соединений никеля (хризопраз), зеленый с красными пятнышками (гелиотроп) и др. Блеск кварца стеклянный, халцедона – восковой до матового. Твердость 7. Спайность отсутствует или весьма несовершенная по ромбоэдру. Излом раковистый. Уд. вес 2,5–2,8, для чистых разновидностей 2,65. β -кварц, обладающий менее плотной упаковкой, имеет несколько меньший удельный вес. Кварц способен пропускать ультрафиолетовые лучи. Обладает свойством пьезоэлектризации: под влиянием механических напряжений в нем возникают электрические заряды. Температура плавления кварца 1713°C . *Диагностические признаки.* Кристаллы кварца легко узнаются по хаактерным для них формам. Кварц в плотных агрегатах устанавливается по высокой твердости, раковистому излому и отсутствию спайности. Халцедон от похожих на него минералов (опала, скрытокристаллического флюорита и других) отличается главным образом по твердости. С кислотами не реагирует, за исключением HF , с которой легко образует летучее соединение – SiF_4 . Поддается влиянию щелочей. На халцедон сильно действует КОН. *Происхождение.* Кварц, будучи широко распространен в природе, входит в состав самых различных по генезису горных пород и рудных месторождений. Во многих интрузивных и эффузивных кислых изверженных породах он, так же как полевые шпаты и слюды, является существенной составной частью (в гранитах, гнейсах, риолитах и др.).

Галогенные соединения. Соли галогеноводородных кислот образуют около 100 минералов. Галит или каменная соль (NaCl) часто встречается среди осадочных образований озер и морей. К галогенным минералам относятся также сильвин (KCl) и флюорит (CaF_2).

ГАЛИТ (NaCl). «Галос» по-гречески – море, соль. Химический состав. Na – 39,4%, Cl – 60,6%. Примеси большей частью механические: капельки рассола, пузырьки газов, включения глинистого или органического вещества, гипса, KCl , MgCl_2 и др. Сингония кубическая. Кристаллическая структура характеризуется плотнейшей кубической упаковкой анионов Cl^{1-} с заполнением всех октаэдрических пустот между ними катионами Na^{1+} . Облик кристаллов, как правило, кубический. Каменная соль, возникающая в результате собирательной кристаллизации в процессе метаморфизма, образует необычайно крупнокристаллические массы, о чем можно судить по размерам спайных плоскостей. Характерно, что при перекристаллизации образуются часто совершенно прозрачные массы галита (очевидно, включения жидкостей и газов при этом «отгоняются» к периферии кристаллических зерен). Чистые массы галита прозрачны и бесцветны или имеют белый цвет. Но часто те или иные красящие пигменты обуславливают окраску в различные цвета: серый (обычно глинистые частицы), желтый (гидроокислы железа), красный (безводная или маловодная окись железа), бурый и черный (органические вещества, исчезающие при нагревании) и др. Иногда наблюдается очень характерная интенсивная синяя окраска в виде пятен или полос, особенно на участках, подвергшихся сильной деформации.

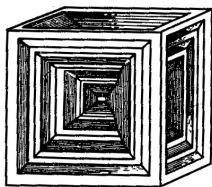


Рис. 69. Воронкообразный кристалл галита

Искусственно такая окраска получается при облучении каменной соли рентгеновскими лучами или при пропитывании ее парами металлического натрия, особенно если образец предварительно подвергнуть одностороннему сжатию. При нагревании до 200°C окраска исчезает, и соль становится бесцветной. Твердость 2. Хрупок. При продолжительном одностороннем давлении обнаруживает способность к пластической деформации. Спайность весьма совершенная по кубу (рис. 69), что вполне согласуется с особенностями кристаллической структуры минерала. Уд. вес. 2,1–2,2. Обладает слабой электропроводностью, исключительно высокой теплопроводностью. Легко растворим в воде: до 35% при комнатной температуре (при повышении температуры на первые десятки градусов растворимость мало меняется). Вкус соленый. Гигроскопичен, но в значительно меньшей степени, чем хлориды калия и магния. *Диагностические признаки.* Легко узнается по низкой твердости, весьма совершенной спайности, растворимости в воде и соленому вкусу раствора. *Происхождение.* Главные массы галита, как и других растворимых в воде солей, образуются при экзогенных процессах в усыхающих замкнутых соленых озерах или мелководных лагунах и заливах, отделенных от морского бассейна песчаными барьерами (баррами), в условиях жаркого сухого климата.

СИЛЬВИН (KCl). Химический состав: K – 52,5%, Cl – 47,5%. Часто содержит включения жидкостей и газов, главным образом азота, в меньшей степени углекислоты, водорода, метана и, что особенно интересно, гелия. Из механических примесей часто устанавливаются NaCl и Fe_2O_3 . В виде изоморфной примеси почти постоянно присутствуют KBr (до 0,1%) и в ничтожных количествах RbCl и CsCl . Сингония ромбическая. Кристаллическая структура такая же, как у галита: гранецентрированный куб. Облик кристаллов кубический. Нередко

наблюдаются кубы, притупленные по углам гранями октаэдра. Обычно встречается в виде сплошных зернистых масс, иногда слоистой текстуры. Чистые разности водяно-прозрачны и бесцветны. Молочно-белый цвет обусловлен включениями мельчайших пузырьков газов. Ярко-красные и розовые шильвины также являются кристаллозолями; в виде грубой дисперсной фазы в них заключены мельчайшие чешуйки гематита (Fe_2O_3), остающиеся в осадке при растворении. Блеск стеклянный. Твердость 1,5–2. Хрупок. При продолжительном одностороннем давлении обнаруживает свойство пластичности. Спайность весьма совершенная по (100). Уд. вес 1,97–1,99. Вкус горьковато-соленый, гжучий. Теплопроводность высокая. Легко растворяется в воде. Гигроскопичен. Прозрачные разности хорошо пропускают коротковолновые лучи, на чем основано применение его для призм спектроскопа. *Диагностические признаки.* Похож на галит, с которым часто образует зернистые сростания. Отличается от него по вкусу. Под микроскопом от галита отличается по показателю преломления.

ФЛЮОРИТ (CaF_2). «Флюорум» – латинское название элемента фтора. Этот минерал, как и другие богатые фтором минералы, является хорошим флюсом для руд, ускоряя их плавление. *Химический состав:* Ca – 51,2%, F – 48,8%. Иногда содержит в виде изоморфной примеси Cl (главным образом желто окрашенные разности). В некоторых случаях обнаруживаются битуминозные вещества, издающие своеобразный запах. Из других примесей присутствуют Fe_2O_3 , редкие земли, изредка уран (до нескольких процентов), фтор и гелий. Сингония кубическая. В пустотах встречается в виде хорошо образованных кубических (рис. 70), реже октаэдрических и додекаэдрических кристаллов.

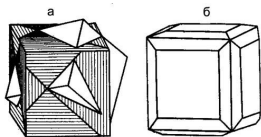


Рис. 70. Флюорит (а–двойник прорастания, б–куб и тетрагексаэдр)

Грани куба обычно гладкие, а октаэдрические грани матовые. Двойники часты по (111). Чаще наблюдается в виде вкраплений и сплошных зернистых, реже землистых масс. Флюорит редко бывает бесцветным и водяно-прозрачным. Большей частью окрашен в различные цвета: желтый, зеленый, голубой, фиолетовый, иногда фиолетово-черный. Любопытно, что окраска исчезает при нагревании, и вновь возвращается при облучении рентгеновскими лучами. В бесцветных кристаллах можно вызвать фиолетовую окраску также действием паров металлического кальция и электрическими разрядами. Блеск стеклянный. Твердость 4. Хрупок. При продолжительном одностороннем давлении обнаруживает пластическую деформацию. Спайность совершенная по октаэдру. Уд. вес 3,18. Часто проявляется флюоресценция (термин произошел именно от названия этого минерала). В катодных лучах флюорит светится обычно фиолетовым цветом со своеобразным синевато-зеленым оттенком. Свечение появляется также при нагревании (термолюминесценция). *Диагностические признаки.* После некоторого навыка узнается довольно легко по формам кристаллов, октаэдрической спайности, слабому, слегка тусклому стеклянному блеску и твердости. Весьма слабо растворим в воде. Разлагается лишь в крепкой H_2SO_4 с выделением HF . HNO_3 и HCl действуют гораздо слабее.

Карбонаты очень широко распространены в верхних частях земной коры. К ним относятся кальцит, магнезит, доломит, сидерит и др. Кальцит, или известковый шпат (CaCO_3) – один из самых распространенных минералов. Магнезит (MgCO_3) и сидерит (FeCO_3) служат рудой для получения качественной стали.

Группа кальцита. Эта группа включает большое число минеральных видов, представляющих карбонаты следующих двухвалентных металлов (в порядке возрастания ионных радиусов): Mg, Zn, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca, Sr, Pb и Ba. Характерно, что ионы с меньшим радиусом, чем Ca, образуют широкие изоморфные ряды минералов, кристаллизующихся в тригональной сингонии, а ионы с большим радиусом, чем у Ca, образуют карбонаты ромбической сингонии. Карбонат самого кальция является диморфным, т. е. может кристаллизоваться в той и другой сингониях.

КАЛЬЦИТ (CaCO_3). Разновидности по изоморфным примесям представлены очень широко. Из разновидностей по физическим признакам следует упомянуть об исландском шпате – бесцветной прозрачной разновидности кальцита (рис. 71). *Химический состав*: CaO – 56%, CO_2 – 44%. Примеси Mg, Fe, Mn (до 8%), гораздо реже Zn (до 2%), Sr и др. Сингония тригональная. Облик кристаллов, встречающихся исключительно в пустотах, может быть самым разнообразным. Наиболее часто встречаются скаленоэдрические кристаллы, реже таблитчатые или пластинчатые, призматические или столбчатые. Число установленных простых форм достигает нескольких сотен.

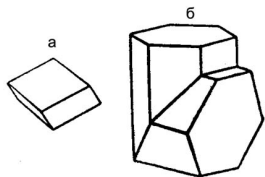


Рис. 71. Ромбический кристалл кальцита (а) и кальцитовый двойник (б)

Друзы кристаллов кальцита вместе с другими минералами наблюдаются в пустотах. Довольно часто встречаются крупнозернистые агрегаты прозрачного или полупрозрачного кальцита с совершенной спайностью отдельных зерен, бросающейся в глаза. Редко наблюдается прожилковый с шелковистым блеском асбестовидный кальцит, волокна которого располагаются перпендикулярно стенкам трещин в породах. Широко известны натечные образования кальцита в виде сталактитов и сталагмитов в пещерах среди известняков. Зернистые сплошные агрегаты в больших плотных массах называются мраморами. Плотные скрытокристаллические разновидности кальцитовых горных пород, нередко слоистых и богатых фауной, носят название известняков. Рыхлые известняки, содержащие мельчайшие раковинки фораминифер, известны под названием мела. Встречаются также оолитовые известняки. «Известковым туфом» или травертином называют нездравые образования углекислого кальция, возникающие в местах выхода как холодных, так и горячих насыщенных известью минеральных источников. Иногда в связи с отложением углекислой извести из горячих источников, образуются замечательные по рисунку тонкополосчатые полупрозрачные плотные разновидности, известные под названием «мраморного оникса». Кальцит большей частью бесцветный или молочно-белый, но иногда окрашен примесями в различные (обычно светлые) оттенки серого, желтого, розового, красного, бурого и черного цветов. Блеск стеклянный. Твердость 3. Хрупок. Спайность совершенная по (1011). Уд. вес 2,6–2,8, для химически чистых кристаллов 2,72 при 23°C. *Диагностические признаки*. В крупнокристаллических разновидностях легко узнается по ромбоэдру спайности, сравнительно низкой твердости (легко царапается острием ножа или иглы) и бурному выделению CO_2 от капли HCl . В разбавленной соляной кислоте легко растворяется даже на холоде с шипением (выделение CO_2). *Происхождение*. Кальцит принадлежит к числу самых распространенных в земной коре минералов, слагая иногда целые массивы. Этот минерал образуется при самых различных геологических процессах. Широко распространены кристаллические образования кальцита гидротермального происхождения. В значительных количествах он образуется в контактово-метасоматических месторождениях путем переотложения или перекристаллизации известняков. В пегматитах он является одним из самых последних минералов, характеризующих гидротермальную стадию процесса. К этой же категории образований принадлежит выделения кристаллического кальцита в миндалинах и жеодах среди эффузивных из-

верженных пород и отложения арагонита и кальцита из некоторых минеральных источников в виде «известковистого туфа». При процессах выветривания кальцит хотя и не встречается в больших скоплениях, однако в виде новообразований наблюдается довольно часто в трещинах и пустотах зон окисления рудных месторождений. Осадочным путем, особенно в морских бассейнах, образуются огромные массы CaCO_3 , первоначально в виде известковых илов, переходящих позднее в известняки.

МАГНЕЗИТ (MgCO_3). Магнезия – область в Фессалии (Греция). Минерал известен с глубокой древности. *Химический состав:* MgO – 47,6%, CO_2 – 52,4%. Из изоморфных примесей наиболее часто устанавливается Fe, иногда Mn, Ca. Сингония тригональная. Кристаллическая структура та же, что у кальцита. Облик кристаллов обычно ромбоэдрический. Чаще распространен в виде крупнозернистых агрегатов. Для месторождений выветривания чрезвычайно характерны фарфоровидные метакolloидные массы, нередко напоминающие по своей форме цветную капусту. Цвет магнезита белый с желтоватым или сероватым оттенком, иногда снежно-белый. Блеск стеклянный. Твердость 4–4,5. Хрупок. Спайность совершенная по ромбоздру (1011). Для плотных метакolloидных фарфоровидных разновидностей характерен раковистый излом. Уд. вес 2,9–3,1. *Диагностические признаки.* В кристаллических разностях, как и все карбонаты кальцитового ряда, отличим от других минералов по ромбоэдрической спайности. Внутри ряда его труднее всего отличить от доломита, анкерита и других карбонатов. В горячих кислотах растворяется. *Происхождение.* Магнезит по сравнению с кальцитом в природе распространен значительно реже, но встречается иногда в больших сплошных массах, представляющих промышленный интерес. Часть таких скоплений образуется гидротермальным путем. Сюда прежде всего следует отнести весьма крупные месторождения кристаллических зернистых масс магнезита, пространственно связанных с доломитами и доломитизированными известняками. В парагенезисе с магнезитом изредка встречаются типичные гидротермальные минералы. Скопления скрытокристаллического («аморфного») магнезита возникают также при процессах выветривания массивов ультраосновных пород, особенно в тех случаях, когда при интенсивном выветривании образуется мощная кора продуктов разрушения. В процессе окисления и гидролиза магнезиальные силикаты под влиянием поверхностных вод и уголекислоты воздуха претерпевают полное разрушение. Возникающие при этом труднорастворимые гидроокислы железа скапливаются у поверхности.

ДОЛОМИТ ($\text{CaMg} [\text{CO}_3]_2$). *Химический состав:* CaO – 30,4%, MgO – 21,7%, CO_2 – 47,9%. Содержания CaO и MgO часто колеблются в небольших пределах. Изоморфные примеси: Fe, иногда Mn (до нескольких %), изредка Zn, Ni и Co. Известны случаи включений в кристаллах доломита битумов и других посторонних веществ. Сингония тригональная. Часто встречающиеся кристаллы имеют ромбоэдрический облик. В противоположность кальциту, широким распространением пользуются ромбоздры (1011). Агрегаты обычно кристаллически зернистые, часто пористые, реже почковидные, ячеистые и шаровидные. Цвет доломита серовато-белый, иногда с оттенками желтоватым, буроватым, зеленоватым. Блеск стеклянный. Твердость 3,5–4. Хрупок. Спайность совершенная по ромбоздру (1011). Плоскости спайности большей частью искривлены. Уд. вес. 1,8–2,9.

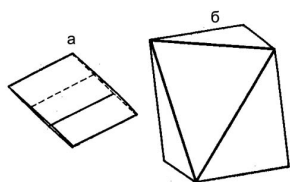


Рис. 72. Ромбоэдрический кристалл доломита (а) и сросток ромбоздра с базопинакOIDом (б)

Диагностические признаки. Как и другие карбонаты кальцитового ряда, доломит характеризуется спайностью по ромбоздру. Кристаллы доломита в большинстве случаев также имеют ромбоэдрический облик. В отдельных

зернах невозможно отличить от анкерита, иногда сидерита. Соляная кислота на холоде разлагает доломит очень медленно, без «шипения». *Происхождение.* Доломит, наряду с кальцитом, является широко распространенным породообразующим минералом. В типичных жильных гидротермальных месторождениях он встречается гораздо реже кальцита. При переработке гидротермальными растворами доломитизированных известняков нередко образуются крупнокристаллические массы доломита в ассоциации с магнетитом, кальцитом, сульфидами, кварцем и другими минералами. Главные же массы доломита связаны с осадочными карбонатными толщами всех геологических периодов, но более всего докембрийского и палеозойского возраста.

СИДЕРИТ (FeCO_3). «Сидерос» по-гречески — железо. *Химический состав:* FeO — 62,1% (Fe — 48,3%), CO_2 — 37,9%. Из изоморфных примесей чаще всего присутствуют Mg и Mn . Сингония тригональная. Кристаллическая структура аналогична структуре кальцита. Встречающиеся кристаллы чаще имеют ромбоздрический облик, причем грани ромбоздра (1011) нередко искривлены, иногда имеют чешуеобразную поверхность, как у доломита, а также седловидные изгибы. Агрегаты обычно кристаллически-зернистые; наблюдается также в шаровидных конкрециях со скрытокристаллическим или радиальнолучистым строением. Описаны находки сидерита в землистых массах, натечных, оолитовых и других формах. Цвет сидерита в свежем состоянии желтовато-белый, сероватый, иногда с буроватым оттенком. При выветривании интенсивно буреет. Блеск стеклянный. Твердость 3,5–4,5. Хрупок. Спайность по (1011) совершенная. Уд. вес 3,9. *Диагностические признаки.* Как и всем карбонатам группы кальцита, кристаллическому сидериту свойственна совершенная спайность по ромбоздру. Похож на анкерит, от которого уверенно можно отличить по данным химических анализов. Холодная HCl действует слабо, но при нагревании очень энергично. Капля ее на куске сидерита постепенно окрашивается в зеленовато-желтый цвет вследствие образования FeCl_3 . *Происхождение.* Сидерит как карбонат закиси железа вообще может образоваться лишь в восстановительных условиях. Встречается он в различных генетических типах месторождений. В гидротермальных месторождениях он образуется при сравнительно невысоких температурах. Как спутник он наблюдается нередко в жильных месторождениях свинцово-цинковых и медных сульфидных руд в ассоциации с пирротинном, халькопиритом, железистыми хлоритами, анкеритом и другими минералами. Встречаются также самостоятельные сидеритовые жилы, а в известняках — метасоматические залежи неправильных форм. Кроме того, известны типичные осадочные месторождения сидерита, возникшие в лагунах или заливах морских бассейнов. Образование их, очевидно, связано с восстановительными условиями, господствующими в более глубоководных участках прибрежных зон морей, в обстановке недостатка кислорода и, вероятно, разложения органических остатков с образованием углекислоты и сероводорода за счет белковых веществ.

Сульфаты. Из минералов класса сульфатов широко распространен гипс ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$), реже наблюдается ангидрит (CaSO_4) — безводный сульфат кальция.

Группа барита. Сюда относятся сернокислые соединения Sr , Ba и Pb , не встречающиеся в природе в виде водных сульфатов. Безводный сульфат кальция (ангидрит) хотя кристаллизуется в той же ромбической сингонии, что и указанные сульфаты, но существенно отличается от них как по кристаллической структуре, так и по формам кристаллов, что связано с меньшей величиной радиуса иона Ca^{2+} .

БАРИТ (BaSO_4). «Барос» по-гречески — тяжесть. Большой удельный вес этого минерала легко ощутим в руке. Среди очень немногочисленных бариевых минералов барит является главным, а среди безводных сульфатов — наиболее распространенным после ангидрита. *Хи-*

мический состав: BaO – 65,7%, SO₃ – 34,3%. В виде изоморфных примесей устанавливаются Sr и Ca. Изредка встречаются разности, богатые Pb. Из посторонних примесей устанавливаются иногда Fe₂O₃, глинистые, органические и прочие вещества. Сингония ромбическая. Часто встречающиеся кристаллы барита обычно обладают таблитчатым обликом (рис. 73) вследствие развития грани (001). Реже распространены призматические, столбчатые и изометрические кристаллы. Двойники редки. Агрегаты чаще зернистые, реже плотные, скрытокристаллические, землистые. Наблюдаются также в виде сталактитов и других натечных форм с концентрически-зональным строением. Известны шаровидные и эллипсоидальные конкреции с радиально лучистым строением. Встречаются бесцветные водяно-прозрачные кристаллы. Большой же частью барит посторонними примесями окрашен в белый или серый, красный, желтый или бурый, темно-серый и черный, иногда голубоватый, зеленоватый и другие оттенки. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности (010) перламутровый. Твердость 3–3,5. Хрупок. Уд. вес 5,3–4,5.

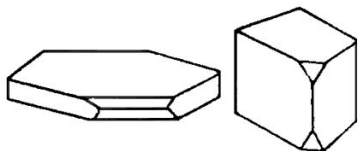


Рис. 73. Кристаллы барита

Диагностические признаки. Среди наиболее широко распространенных сульфатов барит обладает самым большим удельным весом (лишь у ангизита уд. вес выше). Характерны совершенная спай-

ность в одном направлении, нерастворимость в HCl даже при нагревании (отличие от всех карбонатов). От некоторых силикатов, похожих на него по спайности и другим признакам, отличается значительно меньшей твердостью. Без химических реакций трудно отличим от целестина. В концентрированной H₂SO₄ в порошкообразном состоянии медленно растворяется. *Происхождение.* Барит в природе образуется различными путями, но лишь в условиях повышенного парциального давления кислорода и при относительно низких температурах. Поэтому он, подобно всем другим безводным сульфатам, не встречается как магматогенный минерал в изверженных, а также в глубинных метаморфических породах. В гидротермальных месторождениях он довольно обычен. В качестве спутника устанавливается во многих месторождениях сульфидных, марганцевых (с манганитом, браунитом), железных (с сидеритом, гематитом) и других руд. Известны золото-баритовые жилы. Встречаются почти чисто баритовые, барито-кальцитовые, барито-флюоритовые жилы с небольшой примесью кварца и сульфидов (галенита, сфалерита, халькопирита, иногда киновари и др.). Барит в небольших количествах, главным образом в виде конкреций, распространен также в осадочных породах, но в иных условиях, чем ангидрит, гипс и целестин. Он, например, никогда не встречается в соляных месторождениях, крайне редок в известняках, но зато часто устанавливается в осадочных месторождениях марганца (в окисных и карбонатных рудах), железа, в глинистых, песчаных и других осадках прибрежных зон морей. Желваки барита обнаруживаются среди илов и в современных морях. Барит – химически устойчивый минерал, поэтому устанавливается в элювии, нередко в крупных обломках, а также в шлихах, получаемых при промывке россыпей.

АНГИДРИТ (CaSO₄). Название минерала («безводный») указывает на отсутствие в нем воды, в отличие от гипса. *Химический состав:* CaO – 41,2%, SO₃ – 58,8%. В виде примеси довольно часто содержит стронций. Сингония ромбическая. Облик кристаллов толстотаблитчатый или призматический (рис. 74). Хорошо образованные кристаллы редки.

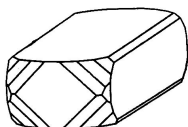


Рис. 74. Кристалл ангидрита

Обычно наблюдается в сплошных зернистых массах, иногда в шестоватых агрегатах. Цвет белый, часто с голубым, сероватым,

иногда красноватым оттенком. Встречаются бесцветные прозрачные кристаллы. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности (010) – перламутровый отлив. Твердость 3–3,5. По этим трем взаимно перпендикулярным направлениям из кристаллов довольно легко получают кубические выколки. Уд. вес 2,8–3,0 (для прозрачных разновидностей 2,96). В присутствии воды при атмосферном давлении постепенно переходит в гипс, сильно увеличиваясь в объеме (до 30%). С увеличением внешнего давления этот переход затрудняется. *Диагностические признаки.* От других сульфатов рассматриваемой группы, ангидрит отличается наименьшим удельным весом и направлениями плоскостей спайности, а также оптическими свойствами (особенно по двупреломлению). От мраморизованных карбонатов (кальцита, доломита, магнезита) отличается тем, что не выделяет CO_2 при действии кислот. От гипса отличается по твердости (не царапается ногтем). В порошкообразном состоянии растворим в H_2SO_4 . *Происхождение.* Огромные массы ангидрита встречаются в осадочных толщах горных пород. Как продукт химических осадков (в лагунных и отмирающих морских бассейнах) ангидрит почти постоянно сопровождается гипсом. В гипс он сравнительно легко переходит при выходе ангидритовых пластов на поверхность. Очень часто ангидрит встречается в соляных месторождениях как в виде отдельных кристаллов, так и в виде пластов.

ГИПС ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). «Гипс» – старое греческое название минерала. *Химический состав:* CaO – 32,5%, SO_3 – 46,6%, H_2O – 20,9%. Обычно чист. В виде механических примесей устанавливаются: глинистое вещество, органические вещества, включения песчинок, иногда сульфидов и др. Сингония моноклинная. Кристаллы, благодаря преимущественному развитию граней (010), имеют таблитчатый (рис. 75), редко столбчатый или призматический облик.

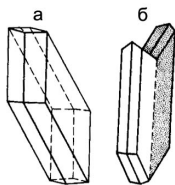


Рис. 75. Кристалл гипса (а) и двойник гипса (б)

В пустотах встречается в виде друз кристаллов. Обычны плотные тонкокristаллические агрегаты. В трещинах иногда наблюдаются асбестовидные параллельноволокнистые массы гипса с шелковистым отливом и расположением волокон перпендикулярно стенкам трещин. На Урале такой гипс называют селенитом. В тех случаях, когда гипс кристаллизуется в рыхлых песчаных массах, он содержит множество захваченных песчинок, отчетливо заметных на плоскостях спайности крупных кристаллических индивидов. Цвет гипса белый. Отдельные кристаллы часто водяно-прозрачны и бесцветны. Бывает окрашен также в серый, медово-желтый, красный, бурый и черный цвета (в зависимости от цвета захваченных при кристаллизации примесей). Блеск стеклянный, на плоскостях спайности – перламутровый отлив. Твердость 1,5 (чертится ногтем). Весьма хрупок. Спайность по (010) весьма совершенная; спайные выколки имеют ромбическую форму с углами 66 и 114°. Уд. вес 2,3. Обладает заметной растворимостью в воде. Замечательной особенностью гипса является то обстоятельство, что растворимость его при повышении температуры достигает максимума при 37–38°C, а затем довольно быстро падает. *Диагностические признаки.* Для кристаллического гипса весьма характерны совершенная спайность по (010) и низкая твердость (царапается ногтем). Плотные мраморовидные агрегаты и волокнистые массы узнаются также по низкой твердости и отсутствию выделения пузырьков CO_2 при смачивании HCl .

Фосфаты представляют собой соли фосфорных кислот. В этот класс входит большое число минералов. Породообразующими из них являются апатит и фосфориты.

АПАТИТ $\text{Ca}_5(\text{F,Cl})[\text{PO}_4]_3$ – наиболее распространенный минерал этого класса. Этот минерал встречается в двух основных разновидностях: **фтор-** и **хлорапатит** – $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ и $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$. «Апатао» по-гречески – обманываю. В прежние время его часто ошибочно принимали за другие минералы призматического или шестоватого облика (берилл, диопсид, турмалин и др.). *Химический состав.* Для фторапатита: CaO – 55,5%, P_2O_5 – 42,3%, F – 3,8%. Для хлорапатита: CaO – 53,8%, P_2O_5 – 41%, Cl – 6,8%. Более распространен фторапатит. Часто наряду с фосфором присутствуют, обычно в незначительных количествах, Cl , OH и CO_2 . Изоморфными примесями к CaO иногда являются Na_2O , редкие земли, главным образом Ce_2O_3 (до 5%), MgO (до нескольких %); в незначительных количествах присутствуют Fe_2O_3 , Al_2O_3 и др. Сингония гексагональная. Апатит часто встречается в виде хорошо образованных вросших или выросших в пустотах кристаллов в форме шестигранных призм и игл, изредка в виде короткостолбчатых или таблитчатых форм (рис. 76).

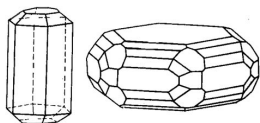


Рис. 76. Облик кристаллов апатита

Грани призм бывают покрыты вертикальными штрихами. Встречаются также трубчатые («полые» внутри) гексагональные кристаллы апатита в некоторых гидротермальных железорудных месторождениях и пегматитах. Широко распространен апатит также в виде зернистых, плотных, тонкокристаллических и землистых масс. В осадочных породах большим распространением пользуются различные конкреционные формы скоплений апатита, обычно содержащих многочисленные включения песчинок посторонних минералов (кварца, глауконита, кальцита и др.). Эти скопления носят общее название фосфоритов. Встречаются также псевдоморфозы по костям животных и обломкам древесины, нередко с сохранением всех деталей строения, устанавливаемых под микроскопом. Бесцветный (прозрачный), белый, чаще бледно-зеленый до изумрудно-зеленого, голубой, желтый, бурый, фиолетовый. Блеск стеклянный, а на поверхностях излома жирный. Твердость 5. Хрупок. Излом неровный, иногда раковистый. Спайность по (0001) несовершенная. Уд. вес 3,18–3,21. *Диагностические признаки.* Для кристаллов апатита характерен шестигранный призматический облик. От похожих на него кристаллов берилла и аквамарина отличается более низкой твердостью. *Происхождение.* Как один из позднейших, магических минералов в виде микроскопических зерен присутствует во многих щелочных изверженных породах (нефелиновых сиенитах). Иногда встречается в форме сплошных зернистых масс в ассоциации с силикатами (нефелином, сфеном, иногда цирконом, визувианом и др.). В довольно крупных шестоватых или призматических кристаллах устанавливается во многих пегматитах кислых и щелочных изверженных пород. Иногда он встречается в контактово-метасоматических образованиях в парагенезисе с различными минералами. Встречается и в некоторых гидротермальных жильных месторождениях, являясь спутником таких минералов, как касситерит, флюорит и др. При процессах выветривания известняков, обогащенных фосфором, в пустотах иногда образуются скопления бурых фосфоритов, обладающих подобно агатам концентрически зональным строением. Многие крупные месторождения фосфатов кальция образуются в морских осадочных породах сложным биохимическим путем.

К классу **силикатов** относится наибольшее число минералов, входящих в состав земной коры. Эти минералы слагают большинство горных пород. Установлено, что во всех силикатах каждый ион кремния Si^{4+} находится в соединении с четырьмя ионами кислорода (см. описание кварца) и может быть изображен формулой $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Все минералы силикатов

разделяются в зависимости от способов сочленения кремнекислородных тетраэдров на следующие группы:

1) островные, 2) кольцевые, 3) цепочечные, 4) ленточные, 5) листовые, 6) каркасные.

К *островным* силикатам из широко распространенных породообразующих минералов относятся циркон, оливин и гранат.

ЦИРКОН (ZrSiO_4). Название произошло от искаженных персидских слов: «цар» – золото и «гун» – цвет. Является довольно частым аксессуарным минералом в ряде кислых и щелочных изверженных горных пород (гранитах, сиенитах, нефелиновых сиенитах). *Химический состав.* Согласно формуле: ZrO_2 – 67,1% (Zr – 49,5%), SiO_2 – 32,9%. Из примесей в небольшом количестве почти всегда присутствует Fe_2O_3 до 0,35% и больше, часто CaO (0,05–4%), иногда Al_2O_3 . Всегда содержится окись гафния; в некоторых случаях Hf достигает 4%. В ряде случаев устанавливаются Y_2O_3 и редкие земли, главным образом Ce_2O_3 , иногда до 16% при содержании P_2O_5 до 4–5%. Сингония тетрагональная. Кристаллы вообще характерны для циркона. В неправильных зернах встречается реже. Облик кристаллов короткостолбчатый, изометрический, реже дипирамидальный (рис. 77).

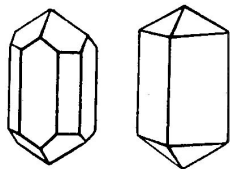


Рис. 77. Типичный облик кристаллов циркона

Двойники колеччатые, как у рутила, но встречаются гораздо реже. Бесцветный, но чаще окрашен в желтый, оранжевый, красный, реже зеленый цвет. Блеск алмазный, иногда жирный. Твердость 7–8. Спайность обнаруживается сравнительно редко по (110). Излом неровный или раковистый. Уд. вес 4,68–4,70. *Диагностические признаки.* Для кристаллов циркона весьма характерен тетрагональный короткостолбчатый, реже дипирамидальный облик. *Происхождение.* Циркон встречается в виде редко вкрапленных кристалликов в магматических интрузивных породах: нефелиновых сиенитах, гранитах, диоритах, гнейсах, а чаще и в более крупных кристаллах – в пегматитах сиенитового и гранитного состава. В метаморфизованных осадочных породах (кристаллических сланцах и парагнейсах) встречается в виде реликтовых окатанных зерен. Как химически устойчивый минерал, циркон при выветривании горных пород легко освобождается от своих спутников и механически переходит в россыпи, а оттуда в виде окатанных зерен – в осадочные породы. Циркон распространен главным образом среди миаскитовых и сиенитовых пегматитов, где он встречается вместе с черной слюдой, нефелином, альбитом, апатитом и различными минералами, содержащими редкие земли (пироксеном, эцинитом, самарскитом и др.). Кристаллы обычно небольшие — не более 1 см в поперечнике, но изредка встречаются и крупные экземпляры.

ОЛИВИН (Fe, Mg) [SiO_4]. Назван по оливково-зеленому цвету. Оливин весьма широко распространен в природе как породообразующий минерал в ультраосновных изверженных породах. *Химический состав* обычно варьирует в следующих пределах (в %): MgO 50–45, FeO 8–12, реже до 20, NiO 0,1–0,3, CoO до 0,01; иногда присутствует марганец. Часть железа устанавливается в окисной форме (в частично серпентинизированных оливинах). Сингония ромбическая. С увеличением содержания железа размеры элементарной ячейки несколько увеличиваются. Оливин обычно распространен в зернистых агрегатах. Хорошо образованные кристаллы в пустотах встречаются сравнительно редко. Двойники редки, большей частью по (011). Цвет оливина желтый с зеленоватым оттенком; чаще он бесцветен, совершенно прозрачный; в частично серпентинизированных оливиновых породах (дунитах) при-

обретает ложный зеленый оттенок, обязанный серпентину, развивающемуся метасоматическим путем вдоль трещинок в оливине. Блеск стеклянный, жирный. Твердость 6,5–7. Хрупок. Излом часто раковистый. Уд. вес 3,3–3,5 (возрастает с увеличением содержания FeO). *Диагностические признаки.* В оливиновых базальтах крупные вкрапленные зерна оливина на глаз узнаются по темной зеленовато-желтой окраске, стеклянному блеску и неровному излому. В интрузивных оливиновых горных породах характерен парагенезис с магнезиальными силикатами (серпентином, пироксенами) и хромшпинелидами.

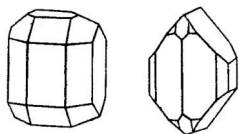


Рис. 78. Кристаллы оливина

Происхождение. В главной своей массе оливин имеет магматическое происхождение. В складчатых сооружениях встречаются целые массивы ультраосновных пород, сложенных дунитами (состоящими почти нацело из оливина с незначительной примесью хромшпинелидов) и перидотитами, в которых, кроме оливина, присутствуют также пироксены. Кроме того, нередко является составной частью таких горных пород, как габбро, базальты и туфы основных эффузивов. Довольно крупные кристаллы и окатанные гальки прозрачного оливина красивого зеленого или желтовато-зеленого цвета (хризолиты) встречаются в россыпях Верхнего Египта, Индии, Бразилии и в других местах.

ГРАНАТЫ Гранаты встречаются преимущественно в метаморфических и метаморфизованных породах, реже в изверженных породах. Известно несколько разновидностей гранатов, из которых самым распространенным является альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ – темно-красного или буроватого цвета; реже встречается розовато-красный пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, относительно редко встречается зеленый гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. «Гранатус» по-латыни – подобный зернам. Название дано по сходству цвета первоначально изученных кристалликов граната с цветом зернышек в плодах гранатового дерева. Происхождение названий отдельных минеральных видов различно. Пироп – от греческого «пиропос» – подобный огню; назван за его темно-красный цвет. Альмандин – искаженное название местности Алабанда, где в старые времена гранили камни. Спессартин – по местности Спессарт в Баварии. Гроссуляр – так была названа бледно-зеленая разновидность (по ботаническому названию крыжовника). Андрадит – по имени португальского минералога д'Андрادا, описавшего в 1800 году марганцево-железистый гранат. Уваровит – в честь министра Уварова.

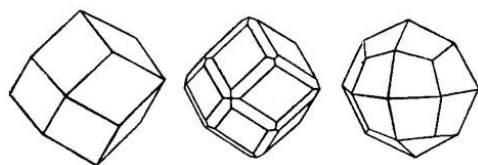


Рис. 79. Наиболее типичные формы кристаллов граната

Химический состав. Теоретический состав главных минеральных видов приведен в таблице 13. Mg и Fe^{2+} , а также Fe^{2+} и Mn^{2+} в рассматриваемой группе минералов неограниченно замещают друг друга, давая любые соотношения, то они могут широко заменять один другой. Правда, хромсодержащие гранаты в природе встречаются очень редко. Из примесей в незначительных количествах иногда присутствуют K_2O , Na_2O , а также P_2O_5 , V_2O_5 , ZrO_2 , BeO и др. Сингония кубическая. Кристаллы вообще чрезвычайно характерны для гранатов. Наиболее распространенной является форма ромбического додекаэдра (рис. 79), реже в комбинации с тетрагонтриоктаэдром. Часто встречаются в виде сплошных зернистых масс. Цвет гранатов варьирует весьма широко. Бесцветные

прозрачные разновидности редки. Гранаты синего цвета не встречаются. Хромсодержащие гранаты обычно окрашены в яркозеленый цвет, а иногда, при малом содержании хрома, в красный. В зеленый цвет иногда окрашены и некоторые прозрачные разновидности андрадита (демантоид). Блеск жирный, стеклянный, иногда близкий к алмазному (андрадит) или алмазный (шорломит). Твердость 6,5–7,5. Более высокой твердостью обладают альмандин, пироп и спессартин (7–7,5). Спайность несовершенная по {110}, обычно отсутствует. Излом неровный. Уд. вес 3,5–4,2. *Диагностические признаки.* Макроскопически легко узнаются по характерному облику кристаллов, жирному блеску, высокой твердости и сравнительно большому удельному весу.

Таблица 13

Химический состав гранатов (в вес.%)

Минералы/Окислы	MgO	FeO	MnO	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂
Пироп	29,8	—	—	—	25,4	—	—	44,8
Альмандин	—	43,3	—	—	20,5	—	—	36,2
Спессартин	—	—	43,0	—	20,6	—	—	36,4
Гроссуляр	—	—	—	37,3	22,7	—	—	40,0
Андрадит	—	—	—	33,0	—	31,5	—	36,5
Уваровит	—	—	—	33,5	—	—	30,6	35,9

Происхождение. Наибольшим распространением пользуются гранаты контактово-метасоматического происхождения, возникающие в результате реакций преимущественно кислых магм с карбонатными породами (известняками и доломитами) в условиях сравнительно высоких температур. Нередко встречаются в виде сплошных масс (гроссуляр и андрадит) или входят в состав скарнов, состоящих главным образом из известковистых силикатов: диопсида, геденбергита, эпидота, везувиана, иногда волластонита, актинолита, хлоритов и др. Андрадитовые скарны обычно сопровождают магнетитовые месторождения контактового происхождения. Спессартин часто встречается в пегматитах. Реже встречаются месторождения гранатов (главным образом альмандина), возникшие под воздействием кислых магм на метаморфические породы основного состава (амфиболиты, роговообманково-хлоритовые породы и др.), особенно если последние наблюдаются в виде ксенолитов среди изверженных пород. Как новообразования гранаты широко распространены также в кристаллических сланцах: слюдяных, хлоритовых, тальковых, амфиболовых и др. Состав образующихся гранатов зависит от состава исходных горных пород. При метаморфизме пород, богатых Al и Fe, образуется альмандин, известковистых пород – гроссуляр, магнезиально-глиноземистых пород – пироп и т. д. Уваровит и другие богатые хромом гранаты довольно часто наблюдаются в виде хорошо образованных кристаллов в ассоциации с хромшпинелидами и хромовыми хлоритами в пустотах на месторождениях хромитов в ультраосновных породах. В процессе выветривания гранаты, как относительно стойкие в химическом отношении минералы, переходят в россыпи.

Кольцевые силикаты – это силикаты, структура которых образована кольцами из трех, четырех или шести кремнекислородных тетраэдров. Представителями силикатов с кольцом из шести тетраэдров – [Si₆O₁₈] являются берилл и турмалин.

БЕРИЛЛ (Be₃Al₂[Si₆O₁₈]). Из числа бериллийсодержащих минералов является наиболее распространенным в земной коре. *Химический состав:* BeO – 14,1%, Al₂O₃ – 19,0%, SiO₂ – 66,9%. В виде примесей устанавливаются щелочи (до 7%): Na₂O, K₂O, Li₂O, иногда Rb₂O,

Cs_2O . Иногда присутствуют также гелий и H_2O (до 3%). Сингония гексагональная. Кристаллы берилла имеют столбчатый или призматический облик и обычно хорошо образованы (рис. 80). Грани призм часто покрыты вертикальными штрихами. Обычно встречается в виде одиночных вкрапленных кристаллов, иногда соединенных в друзы. Изредка устанавливаются шестоватые агрегаты. Чаще всего берилл окрашен в зеленовато-белый, желтый, желтовато-зеленый, голубой, ярко-зеленый, иногда розовый цвет. Причины окраски изучены недостаточно. Встречаются и бесцветные, прозрачные разновидности. По окраске различают следующие разновидности: 1) изумруд – густо окрашенная в ярко-зеленый цвет; прозрачные экземпляры, высоко ценятся как драгоценный камень; окраска обусловлена ничтожным содержанием хрома; 2) аквамарин – прозрачная разновидность синевато-голубой окраски; название происходит от латинских слов: «аква» – вода и «марэ» – море; 3) воробьевит – разновидность розового цвета (содержит цезий); названа в честь русского минералога В.И.Воробьева; 4) гелиодор – желтая прозрачная разновидность (содержит небольшое количество окиси железа). Блеск стеклянный. Твердость 7,5–8. Хрупок. Спайность несовершенная по призме (1010) и пинакоиду (0001). Излом неровный, часто раковистый. Уд. вес 2,63–2,91.

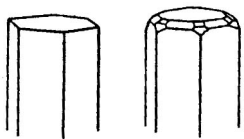


Рис. 80. Кристаллы берилла

Диагностические признаки. Берилл узнается сравнительно легко по облику кристаллов и высокой твердости, отличающей его от похожих по форме других столбчатых минералов гексагональной сингонии. По сравнению с хризобериллом и фенакитом, он обладает меньшим удельным весом и иными оптическими свойствами. *Происхождение.* Чаще всего берилл встречается в пегматитовых жилах среди кислых интрузивных пород. Наблюдается также в измененных пневматолитовыми процессами гранитах – грейзенах, реже в пустотах среди самих гранитов в парагенезисе с минералами, содержащими летучие компоненты. В ассоциации с ним, кроме полевых шпатов, слюд и кварца, часто наблюдаются: топаз, турмалин, флюорит, иногда фенакит, хризоберилл, вольфрамит, касситерит, сульфиды (арсенопирит, молибденит) и др. Как химически устойчивый минерал, при выветривании и размыве коренных месторождений переходит в россыпи, где встречается в виде окатанных кристаллов или галек.

ТУРМАЛИН $(\text{Na,Ca})(\text{Mg,Al})_6[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6(\text{O,OH})_{30}]$. Формула относится к наиболее распространенному минеральному виду. Название происходит от сингалезского слова «турмали». Под этим названием он был привезен в Голландию в 1703 году вместе с другими драгоценными камнями с о. Цейлона. *Химический состав* непостоянен вследствие широкого проявления изоморфных замещений. Наблюдаются следующие пределы содержания главных компонентов (в %): SiO_2 30 – 44, B_2O_3 8 – 12, Al_2O_3 18 – 44, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 0–38, MgO 0 – 25, Na_2O 0 – 6, CaO 0 – 4, H_2O 1 – 4. Кроме того, в виде изоморфных примесей устанавливаются следующие элементы: K (до 2,5% K_2O), Li (до 1,3% Li_2O), Mn^{2+} (до 3,5% MnO), Cr (до 10,7% Cr_2O_3), а также F (до 1,2%) и Cl. Магnezийные разности турмалинов носят общее название драгита, железистые – шерла, литиевые – эльбаита; богатые глиноземом не имеют названия.



Рис. 81. Кристалл турмалина с типичной штриховкой и сферическим треугольником в разрезе

Разности, не содержащие железа или бедные им, окрашены в различные оттенки зеленого, розового, красного цвета. Они обычно бедны MgO и FeO , но часто богаты Li_2O . Розовый цвет обязан присутствию Mn, Li и Cs. Темно-красные турмалины носят название рубеллита. Богатые MgO

турмалины чаще всего обладают бурой и желтой окраской. Железистые разновидности интенсивно окрашены в темные цвета: черный (шерл), темнозеленый, темно-синий и темно-бурый. Реже наблюдаются совершенно бесцветные, прозрачные разновидности. Хромсодержащие турмалины окрашены в густой темнозеленый цвет. Иногда концы кристаллов окрашены в какой-либо другой цвет. Кроме того, встречаются разновидности с кристаллически-зональной окраской. Блеск стеклянный. Твердость 7–7,5. Спайность практически отсутствует. Излом неровный. Уд. вес 2,90–3,25. Электризуется при нагревании, трении, давлении, причем один конец кристалла заряжается положительно, другой – отрицательно. *Диагностические признаки.* Кристаллы турмалина легко узнаются по характерному поперечному сечению (в виде сферического треугольника), часто сильно проявленной вертикальной штриховке и высокой твердости. *Происхождение.* Турмалины довольно часто встречаются в ассоциации с другими минералами, содержащими летучие и редкие компоненты. В пегматитах в ассоциации с минералами, содержащими литий, цезий, рубидий и другие редкие элементы, обычны находки розовых, красных (рубеллит) и полихромных турмалинов. Нередко они наблюдаются в гидротермальных рудных месторождениях, а также в различных измененных породах, в том числе кристаллических сланцах, гнейсах, филлитах, подвергшихся воздействию пневматолитовых агентов. При выветривании пород турмалин ведет себя как химически стойкий минерал и, как остаточный продукт, попадает в россыпи.

В структуре *цепочечных силикатов* кремнекислородные тетраэдры соединены в неправильные цепочки с радикалом $[\text{SiO}_3]^{2-}$. В группу этих силикатов входят железомagneзиальные силикаты семейства пироксенов, среди которых различают моноклинные (авгит) и ромбические (энстатит) разновидности.

Группа пироксенов. По кристаллографическим признакам среди этой сравнительно большой группы минералов различают две подгруппы: моноклинные и ромбических пироксенов. Моноклинные пироксены: диопсид – $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, геденбергит – $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, авгит – $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$, жадеит – $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, эгирин – $\text{NaFe}_3^{+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, сподумен – $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Ромбические пироксены: энстатит – $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, гиперстен – $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

ДИОПСИД $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Название происходит от греческих слов: «дис» – дважды и «опсис» – появление. Диопсид представляет собой типичное двойное соединение и является крайним членом важного изоморфного ряда $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6] - \text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (диопсид – геденбергит). Диопсид широко распространен как породообразующий минерал во многих изверженных породах, а также в контактово-метасоматических образованиях. *Химический состав:* $\text{CaO} - 25,9\%$, $\text{MgO} - 18,5\%$, $\text{SiO}_2 - 55,6\%$. В виде примесей содержит FeO , MnO , иногда Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 до нескольких процентов (хромдиопсид), V_2O_5 до 2 – 4%, иногда Na_2O , нередко TiO_2 . Сингония моноклинная. Хорошо образованные кристаллы встречаются сравнительно редко. Обычно они имеют короткостолбчатый облик (рис. 82).

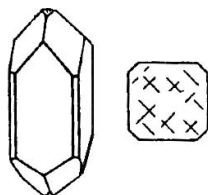


Рис. 82. Форма и поперечный разрез кристалла диопсида

Сплошные массы диопсида чаще всего представлены зернистыми агрегатами, но в контактово-метасоматических образованиях встречаются шестоватые или радиально-лучистые агрегаты. Редко бывает бесцветный. Обычно окрашен в различные, преимущественно бледные оттенки грязно-зеленого или серого цвета. Блеск стеклянный. Твердость 5,5–6. Хрупок. Спайность по призме (110) средняя с углом 87° . Нередко наблюдается также отдельность по (010). Уд. вес 3,27–3,38. *Диаг-*

ностические признаки. Хорошо образованные кристаллы диопсида отличаются от кристаллов авгита по своему облику (преимущественным развитием вертикальных пинакоидов) и серыми или светло-зеленоватыми оттенками окраски. Но, так как диопсид способен образовывать изоморфные смеси с различными другими пироксенами, то точная диагностика его может быть произведена только путем определения оптических констант, а в ряде случаев – с помощью химического анализа. *Происхождение.* Диопсид как минерал магматического происхождения широко распространен в основных и ультраосновных изверженных породах (пироксенитах, перидотитах, габбро), иногда в пироксеновых диоритах, сиенитах, а также базальтах, долеритах и др. В контактово-метасоматических образованиях диопсид встречается в скарнах вместе с волластонитом, гранатами и другими минералами.

АВГИТ $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$. Глиноземистый пироксен. Название происходит от греческого слова «авге» – блеск (кристаллы его имеют нередко блестящие грани). Авгит является важным породообразующим минералом некоторых изверженных пород. *Химический состав* авгита гораздо сложнее, чем у других пироксенов. Почти постоянно устанавливаются избыток MgO , FeO и, что особенно важно, обогащение Al_2O_3 (до 4–9%) и Fe_2O_3 , а также Na_2O . Часть MgO замещается FeO и MnO . Эгирин-авгит – разность, богатая Na_2O и Fe_2O_3 , распространена в щелочных изверженных породах. Титанаугит – разность, обогащенная TiO_2 , Fe_2O_3 и Al_2O_3 . Сингония моноклинная. Облик кристаллов короткостолбчатый, таблитчатый, реже изометрический. Наиболее обычная форма кристаллов и поперечный разрез приведены на рис. 83.

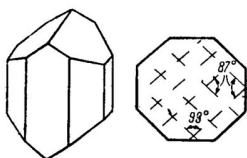


Рис. 83. Форма и поперечный разрез кристалла авгита

Для разрезов характерны очертания восьмиугольника с более или менее одинаково развитыми сторонами. Двойники часты по (100). Цвет черный, зеленоватый и буровато-черный, реже темно-зеленый или бурый. Блеск стеклянный. Твердость 5–6. Спайность по призме (110) средняя. Уд. вес 3,2–3,6. *Диагностические признаки.* Отдельные кристаллы авгита, легко освобождающиеся из вулканических туфов и пеплов основных пород, довольно просто определяются по своим характерным формам и черному цвету. В других случаях точная диагностика его без тщательных микроскопических исследований и химических анализов невозможна. *Происхождение.* Авгит чаще всего встречается в некоторых магматических эффузивных породах основного состава: андезитах, фонолитах, базальтах, в их туфах и вулканических пеплах. В этих породах иногда можно встретить довольно крупные кристаллы характерной формы. В ассоциации с ним наблюдаются обычно основные плагиоклазы, магнетит, иногда оливин и др. Эгирин-авгит встречается в щелочных изверженных породах, например, в нефелиновых сиенитах в Ильменских горах (Южный Урал), а также в эффузивных их аналогах – фонолитах и др. В постмагматическую стадию для авгита, как и для других моноклинных пироксенов, устанавливаются явления замещения его минералами группы амфибола. При гидротермальном изменении изверженных горных пород авгит, разлагаясь, часто подвергается замещению эпидотом, хлоритами, кальцитом и другими минералами.

ЭНСТАТИТ $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Название произошло от греческого «энстатес» – противный (из-за его тугоплавкости). Обычно к энстатиту условно относят разности с содержанием FeO до 5%; разности с содержанием FeO от 5 до 14% ($25\% \text{FeSiO}_3$) называют бронзитом. Является важным породообразующим минералом в магнезиальных изверженных породах. *Химический состав.* По сравнению с оливином более богат SiO_2 , содержание которого для чисто магнезиальной разности равно 60,0%; MgO 40,0%. Нередко содержит также NiO (обычно до 0,2%). Иногда устанавливаются примеси CaO , MnO , Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Сингония ромбическая.

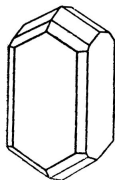


Рис. 84. Кристалл энстатита

Редко наблюдающиеся кристаллы энстатита обладают призматическим (рис. 84), реже таблитчатым обликом. Широко распространенные в горных породах зерна неправильной формы часто имеют удлинённый облик. Бесцветный, серовато-белый с зеленоватым оттенком, реже буровато-зеленый. Блеск стеклянный. Твердость 5,5. Спайность по призме (110) средняя; угол между плоскостями спайности 85° . Уд. вес 3,1–3,3 (повышается с увеличением содержания FeO). *Диагностические признаки.* От моноклинных пироксенов отличается по прямому углу погасания, иногда по слабому плеохроизму, а от гиперстена – по оптическому знаку и углу оптических осей. *Происхождение.* Типичный минерал многих богатых магнием магматических горных пород. В ассоциации с оливином часто слагает так называемые перидотиты, в частности гарцбургиты, а также является существенной составной частью габбро-норитов, иногда диоритов. Наблюдается и в эффузивных породах (базальтах, андезитах). Гораздо реже встречается в контактово-метасоматических образованиях, но зато нередко в больших хорошо образованных кристаллах. При гидротермальных процессах легче, чем оливин и моноклинные пироксены, превращается в серпентин – бастит, псевдоморфозы которого по зернам энстатита представляют целые кристаллические индивиды с характерной прекрасно выраженной отдельностью (спайностью).

Наиболее распространенными представителями *ленточных силикатов* являются амфиболы, которые входят в состав магматических и метаморфических горных пород.

Группа амфиболов. Несмотря на сравнительно широкое разнообразие химического состава, все амфиболы по многим физическим и химическим свойствам сходны между собой. Условия их образования в природе несколько иные, чем пироксенов. Наличие в амфиболох гидроксила, фтора и хлора свидетельствует о том, что образование их в изверженных и метаморфических породах связано с участием минерализаторов, обуславливающих кристаллизацию при относительно пониженных температурах. Часто наблюдаемые замещения амфиболами пироксенов также говорят о сравнительно более позднем их образовании. К моноклинным амфиболам относятся: тремолит – $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$, актинолит – $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$, роговая обманка – $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Al},\text{Fe})[(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$, глаукофан – $\text{Na}_2(\text{Mg},\text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH},\text{F}]_2$. Ромбические амфиболы: антофиллит $(\text{Mg},\text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$.

АКТИНОЛИТ $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Название составлено из греческих слов: «актис» – луч и «литос» – камень. Оно связано с часто наблюдаемыми игольчато-лучистыми агрегатами этого широко распространенного в природе минерала. Отсюда синоним: лучистый камень. *Химический состав.* С точки зрения химического состава, актинолит по существу представляет железистую разновидность тремолита. Содержание FeO обычно колеблется в пределах 6–13%. Нередко содержит также Al_2O_3 , а в связи с этим и некоторое количество щелочей (Na_2O). Цвет актинолита бутылочно-зеленый разных оттенков: от светлых зеленовато-серых до темно-зеленых. Уд. вес 3,1–3,3 (увеличивается с возрастанием содержания FeO). По морфологическим признакам и строению агрегатов различают следующие главные разновидности: 1) Нефрит (жад) – скрытокристаллические, плотные, необычайно вязкие, различных зеленых оттенков, с занозистым изломом и иногда мерцающим блеском. «Нефрос» по-гречески – почка. 2) Амиант – амфиболовый асбест (тремолит-асбест, актинолит-асбест и др.). Для этой разновидности амфиболов весьма характерно нахождение в виде

прожилков (до нескольких сантиметров мощностью), обладающих строго параллельново-локнистым строением, причем волокна расположены перпендикулярно стенкам прожилков. Замечательной и очень важной особенностью типичных амфибол-асбестов является их способность механическим путем расщепляться на тончайшие эластичные и прочные волокна, поперечный размер которых близок к размерам дисперсных фаз в коллоидах. Кроме того, они обладают огнеупорностью и кислотоупорностью, что и обуславливает их применение в ряде отраслей промышленности. *Происхождение.* Актинолит, как и все другие амфиболы, устойчив при относительно более низких температурах. Чаще встречается в кристаллических сланцах, образовавшихся на небольших глубинах (иногда в весьма значительных количествах). Под микроскопом он наряду с тремолитом устанавливается во многих изверженных, преимущественно основных горных породах, подвергшихся гидротермальному метаморфизму. В ассоциации с ним наблюдаются эпидот, хлорит, кварц, цоизит, тальк и другие минералы. Нефрит в виде хорошо окатанных гладких валунов травяно-зеленого цвета с древнейших времен добывался в больших количествах из россыпей и коренных пород как сравнительно легко поддающийся обработке, необычайно прочный поделочный камень для изготовления священных предметов, амулетов, ваз, тарелок и самых различных предметов, хранящихся во многих музеях.

РОГОВАЯ ОБМАНКА $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Al},\text{Fe})[(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Нередко термин роговая обманка неправильно отождествляют с термином амфибол. Важно подчеркнуть, что «амфибол» является собирательным названием для всех минеральных видов рассматриваемой группы, а роговой обманкой называют определенный минеральный вид. *Химический состав* непостоянен. Широко меняются отношения магния к двухвалентному железу и алюминия к трехвалентному железу. Калий иногда преобладает над натрием. Известны разновидности, содержащие до 0,3% фтора. Почти всегда содержится TiO_2 , обычно в количествах 0,1–1,25%. Сингония моноклинная. Облик кристаллов призматический, столбчатый, реже изометрический. На рис. 85 представлены наиболее обычные формы роговых обманок. Обычно роговые обманки окрашены в зеленый или бурый цвет разных оттенков, преимущественно темных до черного. Черта белая с зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный. Твердость 5,5–6. Спайность по призме (110) совершенная под углом около 124° , по (001) несовершенная. Уд. вес 3,1–3,3. Среди многочисленных названий разновидностей, отличающихся главным образом особенностями химического состава и, в связи с этим, оптическими свойствами, выделяются. 1) Базальтическая роговая обманка обычно бурого цвета (в тонких шлифах). Встречается в эффузивных изверженных породах. Отличается большим содержанием полуторных окислов, в частности Fe_2O_3 и TiO_2 (до 2–3%). 2) Уралит – псевдоморфоза роговой обманки по пироксену. Для этой разновидности характерна внешняя форма кристаллов пироксена (авгита или диопсида). Призматическая спайность, наблюдаемая в поперечных разрезах в шлифах под микроскопом, неправильная. Процесс уралитизации пироксенов широко распространен в природе.

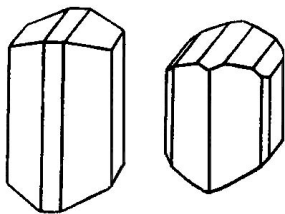


Рис. 85. Кристаллы роговой обманки

Диагностические признаки обыкновенной роговой обманки сводятся к следующему: кристаллы ее легко узнаются по внешнему облику и углу между трещинами спайности (124°), обычно темно-зеленому или темно-бурому цвету, а под микроскопом – по оптическим свойствам.

Происхождение. Обыкновенная роговая обманка является типичным минералом многих средних интрузивных пород: сиенитов, диоритов, гранодиоритов и др. В эффузивных горных породах она как первичный минерал встречается редко и преимущественно в щелочных разностях. В виде очень крупных кристаллов она наблюдает-

ся в сравнительно редко встречающихся габбровых пегматитах. Роговообманковые породы возникают также в виде реакционно-метасоматических образований в результате воздействия кислых пегматитов на ультраосновные породы. Широко распространена в метаморфических породах, являясь главной составной частью в так называемых амфиболитах или в амфиболитовых сланцах и гнейсах. В процессе выветривания она, как и другие железомagneзиальные силикаты (например, пироксены), разлагается с превращением в нонтронит, карбонаты, а у дневной поверхности – в лимонит с опалом, галлуазит и др.

От всех остальных силикатов *каркасные силикаты* отличаются тем, что в их решетке кремнеалюмокислородные тетраэдры соединены друг с другом всеми четырьмя вершинами, в результате чего образуется каркас. В них ионы алюминия занимают место некоторых ионов кремния, и в соответствии с этим тетраэдры делятся на алюмо- и кремнекислородные. В химическом отношении каркасные силикаты представляют собой алюмосиликаты калия, натрия и кальция. Для них характерны постоянная довольно высокая твердость (5–6), светлая окраска и плотность 2500–2750 кг/м³. Каркасные силикаты делятся на две группы минералов: полевые шпаты и фельдшпатоиды.

Группа полевых шпатов. Полевые шпаты из всех силикатов являются наиболее распространенными в земной коре. По своему химическому составу полевые шпаты представляют алюмосиликаты Na, K и Ca. Другой характернейшей особенностью минералов этой группы является их способность образовывать изоморфные, главным образом бинарные ряды. Таковы, например, ряды: $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Кристаллизуются эти минералы в моноклинной или триклинной сингонии, причем те и другие по морфологическим признакам мало отличимы друг от друга. Много общего они имеют и в физических свойствах. Все они преимущественно светлой окраски; с относительно низкими показателями преломления; большой твердости (6–6,5); совершенной спайности по двум направлениям, пересекающимся под углом, близким к 90°, и со сравнительно небольшими удельными весами (2,5–2,7). Соответственно особенностям химического состава полевые шпаты разбиваются на следующие три подгруппы:

а) Подгруппа натриево-кальциевых полевых шпатов, называемых плагиоклазами, представляющих непрерывный изоморфный ряд $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

б) Подгруппа кали-натриевых полевых шпатов, которые при высоких температурах также способны давать непрерывные твердые растворы $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$.

в) Подгруппа редко встречающихся кали-бариевых полевых шпатов, называемых гиалофанами, представляющими также изоморфные смеси $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

Подгруппа плагиоклазов. Классификация минеральных видов этого изоморфного ряда условно дается в следующем виде: альбит (0–10), олигоклаз (10–30), андезин (30–50), лабрадор (50–70), битовнит (70–90), анортит (90–100). В скобках содержание анортитовой молекулы (An, в %).

ПЛАГИОКЛАЗЫ $(100 - n) \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot n \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, где n меняется от 0 до 100. «Плагиоклаз» в переводе с греческого языка – косо-раскалывающийся.

По сравнению с другими полевыми шпатами, у которых угол между плоскостями спайности (001) и (010) равен 90° или очень близок к этой цифре, у плагиоклазов он меньше – 86°24'–86°50'. «Альбит» происходит от латышского слова «альбус», что значит «белый». «Анортос» по-гречески – косой (имеется в виду кристаллизация в триклинной сингонии). Ввиду исключительного значения состава плагиоклазов для систематики изверженных по-

род Е.С.Федоров предложил очень удобную и наиболее рациональную классификацию с обозначением каждого плагиоклаза определенным номером соответственно процентному содержанию в нем анортитовой молекулы. Так, например, плагиоклаз № 72 представляет изоморфную смесь, содержащую 72% анортита и 28% альбита (см. табл. 14).

Таблица 14

Химический состав и удельные веса плагиоклазов

Состав	Плагиоклазы				
	№ 0	№ 25	№ 50	№ 75	№ 100
Na ₂ O	10,76	8,84	5,89	2,92	—
CaO	—	5,03	10,05	15,08	20,10
Al ₂ O ₃	19,40	23,70	28,01	32,33	36,62
SiO ₂	68,81	62,43	56,05	49,67	43,28
Удельный вес	2,624	2,643	2,669	2,705	2,758

В плагиоклазах почти всегда имеется примесь K₂O, иногда до нескольких процентов. Часты также ничтожные примеси BaO (до 0,2%), SrO (до 0,2%), FeO, Fe₂O₃ и др. Сингония триклинная. Хорошо образованные простые кристаллы встречаются относительно редко. Они имеют таблитчатый и таблитчато-призматический облик. Наиболее обычный вид их представлен на рис. 86.

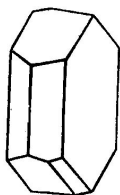


Рис. 86. Форма кристалла альбита

Простые двойники редки, зато чрезвычайно широко распространены сложные полисинтетические двойники, наблюдаемые и в зернах неправильной формы. Альбит в миаролитовых пустотах среди пегматитов довольно часто наблюдается в виде друз или агрегатов, пластинчатых кристаллов. Встречаются также зернисто-кристаллические породы, состоящие почти целиком из плагиоклазов. Таковы, например, анортозиты или лабрадориты Украины, используемые в качестве облицовочного камня, и др. Цвет белый, серовато-белый, иногда с зеленоватым, синеватым, реже красноватым оттенком. Блеск стеклянный. Разновидности, получившие особые названия благодаря некоторым оптическим эффектам: 1) лунный камень — кислый плагиоклаз (но чаще кали-натриевый полевой шпат), обладающий своеобразным нежно-синеватым отливом, напоминающим лунный свет; 2) авантюрин или солнечный камень — кислый плагиоклаз, а также кали-натриевый полевой шпат, обладающий красивым искристо-золотистым отливом, обусловленным включениями тончайших чешуек железного блеска; 3) лабрадор — главный минерал так называемого лабрадорского камня, являющийся основным или средним плагиоклазом, часто обнаруживающий красивый переливчатый отсвет в синих и зеленых тонах. Твердость 6–6,5. Спайность совершенная по (001) и (010). Уд. вес непрерывно возрастает от 2,61 (альбит) до 2,76 (анортит). *Диагностические признаки.* В случае более или менее крупных кристаллов плагиоклазы от похожих на них кали-натриевых полевых шпатов можно отличить по косому углу спайности. Однако внутри ряда плагиоклазов отличить различные минеральные виды друг от друга не представляется возможным без микроскопических исследований. *Происхождение.* Плагиоклазы, являющиеся наиболее распространенными из группы полевых шпатов, присутствуют в подавляющем большинстве изверженных пород. Характерно, что в соответствии со степенью основности породы находится и состав плагиоклазов: в основных породах, т. е. сравнительно бедных кремнеземом (габбро, базальты и др.), распространены богатые кальцием основные плагиок-

лазы, обычно в ассоциации с магнезиально-железистыми силикатами; в более кислых изверженных породах (диоритах, гранитах, риолитах и др.) как пороодообразующие минералы распространены средние и кислые плагиоклазы, нередко совместно с кали-натриевыми полевыми шпатами, кварцем и др.

Подгруппа ортоклаза (кали-натриевых полевых шпатов). Относящиеся сюда кали-натриевые полевые шпаты в зависимости от температуры могут кристаллизоваться в разных модификациях (моноклинной и триклинной). Вследствие того, что K^+ и Na^+ существенно отличны друг от друга по размерам ионных радиусов (соответственно: 1,33 и 0,98Å), образующиеся при высоких температурах твердые растворы с постепенным понижением температуры распадаются, образуя так называемые пертиты, обычно представляющие закономерные срастания продуктов распада твердых растворов.

ОРТОКЛАЗ $K[AlSi_3O_8]$ или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. «Ортоклаз» по-гречески – прямо раскалывающийся. Действительно, угол между спайностями равен 90° . Бесцветная прозрачная разновидность ортоклаза носит название адуляра. В процессе нагревания при температуре около $900^\circ C$ переходит в санидин – модификацию, отличающуюся по некоторым оптическим константам.

Химический состав. Для чисто калиевой разновидности: K_2O – 16,9%, Al_2O_3 – 18,4%, SiO_2 – 64,7%. Часто присутствует Na_2O в количестве нескольких процентов, иногда превышая содержание K_2O (натронортоклаз). Примеси: BaO , FeO , Fe_2O_3 и др. Сингония моноклинная. Облик кристаллов чаще всего призматический (рис. 87). Двойники простые довольно часты. Плоскостью срастания чаще всего служит (010). Обычные непрозрачные ортоклазы обладают светло-розовым, буровато-желтым, красновато-белым, иногда мясо-красным цветом. Блеск стеклянный, особенно у адуляра.

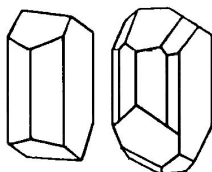


Рис. 87. Формы кристаллов калиевых полевых шпатов

Твердость 6–6,5. Спайность совершенная по (001) и (010) под углом 90° . *Диагностические признаки.* Макроскопически ортоклазы довольно легко узнаются по желтоватым и красноватым светлым окраскам, высокой твердости и углу между спайностью. *Происхождение.* Ортоклаз, как и другие кали-натриевые полевые шпаты, встречается главным образом в кислых, частью в средних по кислотности изверженных породах. В гранитных пегматитах ортоклаз по сравнению с микроклином относительно редок. Так же как и микроклин, он в более поздние стадии пегматитового процесса подвергается альбитизации, т. е. замещению альбитом. При процессах выветривания ортоклаз, микроклин и другие полевые шпаты подвергаются коалинизации.

НЕФЕЛИН $Na[AlSi_3O_8]$. Название происходит от греческого слова «нефели» – облако (при разложении в крепких кислотах дает облаковидный кремнезем). Нередко является пороодообразующим минералом в щелочных изверженных породах, богатых натрием. *Химический состав* точно не отвечает формуле. SiO_2 всегда содержится в некотором избытке (до 3–10%), что связано с заменой некоторого количества ионов натрия и алюминия ионом кремния. Присутствует также K_2O (содержание молекулы $K[AlSi_3O_8]$ колеблется в пределах от 5 до 20%). Кроме того, устанавливаются примеси CaO (до 0,5–7%), иногда Fe_2O_3 , Cl и H_2O . Сингония гексагональная. Облик кристаллов призматический, короткостолбчатый (рис. 88) или толстотаблитчатый. Кристаллы встречаются редко, большей частью в пустотах. Обычно распространен в виде неправильной формы вкрапленных в породу кристаллических зерен или в виде сплошных масс, часто очень крупнозернистых. Бесцветный, но чаще серовато-белый или серый с желтоватым, буроватым, красноватым, зеленоватым оттенком. Блеск на плоскостях кристаллов стеклянный,

в изломе жирный. Твердость 5–6. Хрупок. Спайность практически отсутствует или наблюдается несовершенная спайность по (0001) и (1010). Уд. вес 2,6.

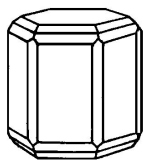


Рис. 88. Кристалл нефелина

Диагностические признаки. На глаз нефелин не всегда легко узнать. В щелочных, богатых натрием породах он характеризуется сероватой окраской с теми или иными оттенками и типичным жирным блеском. На выветрелых поверхностях легко узнается по небольшим матовым пленкам или корочкам, образующимся в углублениях в виде продуктов химического разрушения. *Происхождение.* Нефелин распространен почти исключительно в магматических, бедных кремнеземом щелочных горных породах: нефелиновых сиенитах и их пегматитах, фонолитах и др. Среди них иногда встречаются шпиры, почти сплошь состоящие из нефелина. В более богатых кремнеземом магматических дериватах он ассоциирует с альбитом, а при избытке SiO_2 уже не встречается. В глубинных нефелиновых породах в парагенезисе с ним обычно можно встретить эгирин (щелочный пироксен), щелочные полевые шпаты (альбит, микроклин), иногда щелочную роговую обманку. При выветривании нефелин сравнительно легко разрушается и выщелачивается.

Внутренняя структура *листовых (слоевых) силикатов* определяет их весьма совершенную спайность в одном направлении и небольшую твердость. В составе этих силикатов кроме Si и O присутствуют Mg, Al, K, Na и Ca – элементы, связывающие слои, а также гидроксильная группа OH. К листовым силикатам относятся тальк, серпентин и каолинит, а к листовым алюмосиликатам – слюды, хлориты и гидрослюды, из которых наиболее характерным является глауконит, образующийся в морских условиях.

ТАЛЬК $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Старинное арабское название минерала. *Химический состав:* MgO – 31,7%, SiO_2 – 63,5%, H_2O – 4,8%. Обычно часть MgO бывает замещена FeO (до 2–5%). Кроме того, довольно часто присутствует Al_2O_3 (до 2%), изредка в небольших количествах (до десятых долей процента) NiO. Сингония моноклиная. Очень редко наблюдается в таблитчатых кристаллах гексагонального и ромбического облика. Весьма характерны листоватые, чешуйчатые, часто плотные массы, называемые стеатитом или мыльным камнем. Цвет талька бледно-зеленый или белый с желтоватым, буроватым, зеленоватым, иногда интенсивным оттенком. Тонкие листочки прозрачны или просвечивают. Блеск стеклянный с перламутровым отливом. Твердость около 1. Жилен на ощупь. Листочки гибки, но не упруги. Спайность весьма совершенная. Уд. вес 2,7–2,8. Плохой проводник тепла и электричества. Огнеупорен. Тальковый камень не плавится до температуры 1300 – 1400°C. *Диагностические признаки.* Легко узнается по низкой твердости, жирному ощущению в руках, светлой окраске и совершенной спайности листоватых разностей. *Происхождение.* Тальк чаще всего встречается как продукт гидротермального изменения богатых магнием ультраосновных пород. В этих случаях он, как правило, ассоциирует с зернами хромшпинелидов и с новообразованиями карбонатов магния (брейнеритом, магнезитом).

Группа слюд. Слюды принадлежат к числу широко распространенных в природе минералов. Нередко они являются породообразующими. Общее количество их в земной коре достигает примерно 3,8%, причем в главной массе они встречаются в кислых интрузивных породах и кристаллических слюдяных сланцах. Химический состав минералов группы слюд

необычайно изменчив. Весьма широко распространены явления замены одних катионов другими. С химической точки зрения, эти минералы представляют особую группу алюмосиликатов. Все минеральные виды группы слюд кристаллизуются в моноклинной сингонии, причем формы кристаллов близки к гексагональным. Кристаллические структуры являются типичными слоистыми. Физические свойства слюд, несмотря на широкие различия в химическом составе, во многом тождественны, так как кристаллические структуры однотипны. Условия образования слюд в природе отличаются некоторыми особенностями. В высокотемпературных эффузивных породах эти минералы как ранние выделения непосредственно из магмы никогда не встречаются. В интрузивных породах преимущественно кислого и среднего состава они образуются как позднематматические и постматматические минералы, очевидно под влиянием легколетучих агентов (мусковитовые граниты, грейзены). В крупных кристаллах слюды встречаются среди пегматитов, нередко в высоко- и среднетемпературных гидротермальных месторождениях вольфрама, молибдена и др. Широким распространением они пользуются также во многих метаморфических породах, в частности в кристаллических сланцах (гнейсах, слюдяных сланцах и др.). В соответствии с особенностями химического состава слюды подразделяются на следующие подгруппы:

- 1) подгруппа биотита (магниево-железистых слюд);
- 2) подгруппа мусковита (алюминиевых слюд);
- 3) подгруппа лепидолита (литиевых слюд).

БИОТИТ $K(Mg,Fe)_3[Si_3Al_{10}][OH,P]_2$. Весьма широко распространенный минерал. Химический состав. Анализы минералов, называвшихся биотитами, показывали следующие колебания их состава (в %): K_2O 6,18–11,43, MgO 0,28–28,34, FeO 2,74–27,60, Fe_2O_3 0,13–20,65, Al_2O_3 9,43–31,69, SiO_2 32,83–44,94, H_2O 0,89–4,64, F 0–4,23. Примеси: TiO_2 , Na_2O , а также Li_2O , MnO , BaO , SrO , Cs_2O и др. Сингония моноклинная. Облик кристаллов таблитчатый, псевдогексагональный, нередко столбчатый, пирамидальный (рис. 89).

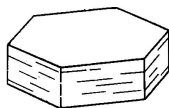


Рис. 89. Кристалл биотита

Крупные кристаллы иногда обладают зональным строением. Двойники обычно по слюдяному закону. Встречается в сплошных пластинчатых и чешуйчатозернистых массах. Друзы кристаллов сравнительно редки. Цвет биотита черный, бурый, иногда с оранжевым, красноватым, зеленоватым и другими оттенками. Непрозрачный или просвечивает. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. Твердость 2–3. Отдельные тонкие листочки обладают упругостью. Спайность весьма совершенная по (001) и несовершенная по (110) и (010). Уд. вес 3,02–3,12. *Диагностические признаки.* Макроскопически узнается по черному цвету и характерным внешним признакам. Под микроскопом он легко устанавливается по густой окраске и резко выраженному плеохроизму. *Происхождение.* Как породообразующий минерал биотит в виде вкраплений встречается во многих магматических горных породах. В крупных кристаллах биотит наблюдается в пегматитовых жилах. Встречается он также в ассоциации с мусковитом, с которым иногда образует параллельные или зональные срастания. В виде вкрапленности нередко устанавливается в так называемых контактовых роговиках, образующихся под воздействием гранитных магм обычно на породы некарбонатного состава. Весьма широко распространен в некоторых метаморфических породах: кристаллических сланцах, гнейсах. В процессе интенсивного химического выветривания он подвергается разложению. При этом щелочи выносятся, двухвалентное железо переходит в трехвалентное. Одновременно происходит, видимо, гидратация (переход в гидробиотит). Минерал теряет блеск, упругость, становится рыхлым. В конечной стадии химического разложения образуются гидроокислы железа и глинистое вещество.

§38. Главнейшие горные породы

Горными породами называют естественные ассоциации минералов более или менее устойчивого состава, возникшие в глубинах Земли или на ее поверхности в результате различных геологических процессов. Горные породы, содержащие полезные компоненты и отдельные минералы, извлечение которых экономически целесообразно, называют полезными ископаемыми. Каждая горная порода образует объемное геологическое тело (слой, линза, массив, покров и др.), имеет определенный вещественный состав и обладает специфическим внутренним строением.

Вещественный состав горных пород определяется их химическим и минеральным составом. Валовой химический состав горных пород определяется содержанием (массовой долей) оксидов Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , H_2O и выражается в процентах.

Минералы, из которых состоит порода, делятся на главные (каждый занимает более 5% объема породы), второстепенные (менее 5%) и акцессорные (количество очень мало, но они присущи только определенным типам пород). Вторичные минералы образуются по главным и второстепенным при последующих изменениях породы и при широком развитии процессов могут повлиять на ее название. Если горные породы состоят из одного главного минерала, их называют *мономинеральными*, а если из нескольких – *полиминеральными*.

Внутреннее строение горных пород характеризуется их структурой и текстурой. Структура – это совокупность признаков строения породы, обусловленных размерами, формой и взаимоотношениями ее составных частей. Текстуру породы определяет распределение ее составных частей в пространстве.

По способу и условиям образования горные породы делятся на магматические (изверженные), осадочные и метаморфические.

Магматические горные породы обязаны своим происхождением затвердеванию природных силикатных расплавов как внутри Земли, так и на ее поверхности.

Осадочные горные породы образуются на поверхности Земли в водной, реже – воздушной среде из продуктов разрушения других пород, а также из химических и органических осадков.

Метаморфические горные породы возникают в результате коренного преобразования магматических, осадочных и ранее существовавших метаморфических пород под влиянием высоких температур и давлений, чаще всего в глубоких зонах земной коры. Не переходя в расплав, эти породы теряют первоначальный облик и приобретают новый минеральный, а в ряде случаев – и химический состав, иную структуру и текстуру.

§39. Магматические горные породы

Систематика магматических пород. Как уже отмечалось выше, в качестве главных классификационных признаков магматических пород используются их минеральный и химический составы, а также условия залегания магматических тел. Определение вещественного состава горных пород производится путем установления в них процентного содержания химических элементов (их оксидов) и пороодообразующих минералов.

Таблица 15

Минеральный состав магматических пород (в объемных %)

Название породы	Минеральный состав
Дунит	оливин (90-100), хромит (5), ортопироксен + клинопироксен (<10)
Гарцбургит	оливин (40-90), ортопироксен (10-60), клинопироксен (<10), роговая обманка (<5)
Лерцолит	оливин (40-80), ортопироксен (10-50), клинопироксен (10-50), роговая обманка (<5)
Габбро	плагиоклаз (35-65), клинопироксен (35-65), ортопироксен (<5), оливин (<5), роговая обманка (<5)
Норит	плагиоклаз (35-65), оливин (30-60), клинопироксен (<5), роговая обманка (<5)
Троктолит	плагиоклаз (35-65), оливин (35-60), клинопироксен (<10), ортопироксен (<10), роговая обманка (<5)
Базальт и долерит	плагиоклаз №50-80 (45-65), клинопироксен (15-45), оливин (2-5), рудный минерал (2-10), (± кварц, ± ортопироксен, ± роговая обманка, ± биотит, ± стекло (до 30 в базальтах)
Диорит	плагиоклаз №25-50 (55-95), роговая обманка (0-40), биотит (0-40), клинопироксен (редко до 5-20), кварц (редко до 5)
Андезит	вкрапленники (от 15 до 50): плагиоклаз №40-50, ортопироксен, клинопироксен, роговая обманка, магнетит, редко оливин, биотит; основная масса (от 50 до 85): плагиоклаз № до 50, клинопироксен, стекло, редко кварц
Гранодиорит	кварц (20-60), плагиоклаз (65-90), фельдшпатоиды (10-35)
Гранит	кварц (20-60), плагиоклаз (10-65), фельдшпатоиды (35-90)

Минеральный состав дает возможность судить о характере соединений, образуемых химическими элементами. Химический и минеральный состав горных пород взаимосвязаны, но связь эта сложная, поэтому невозможно путем пересчета химического состава горной породы получить ее минеральный состав и наоборот. Данные пересчета количественного минерального состава горной породы на химический состав не будут отвечать ее действительному химическому составу, который можно полу-

чить непосредственным определением. Это объясняется тем, что магматические горные породы близкого химического состава могут иметь различный минеральный состав, так как последний зависит не только от химического состава магмы в случае магматических пород и исходной породы в случае метаморфических пород, но и от условий их становления (табл. 15).

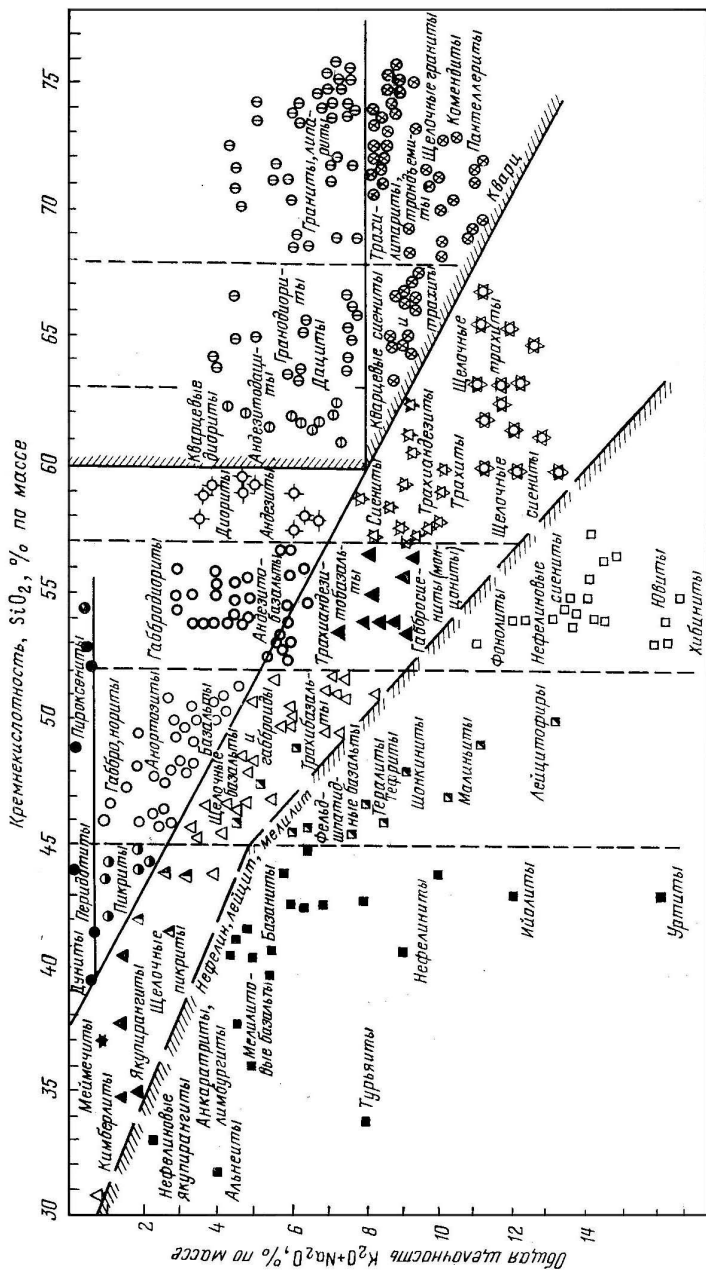
Помимо того, состав породообразующих минералов является сложным, в них входят рассеянные элементы, определение которых оптическими методами невозможно. Что касается стеклосодержащих вулканических пород, то их вещественный состав можно определить только химическим путем. Таким образом, для установления вещественного состава горной породы необходимо определить как химический, так и ее минеральный состав. Изучением химического состава магматических пород занимается раздел петрологии, называемый петрохимией. Определение химического состава горных пород осуществляется путем количественного химического (силикатного) анализа.

Таблица 16

Средние составы магматических пород (по Р.А.Дэли)

Окисел	Гранит	Грано-диорит	Диорит	Габбро	Базальт	Перидотит	Дунит
SiO ₂	70,18	65,01	56,77	48,24	50,48	43,95	40,49
TiO ₂	0,39	0,57	0,84	0,97	1,45	0,10	0,02
Al ₂ O ₃	14,47	15,94	16,67	17,88	15,34	4,82	0,86
Fe ₂ O ₃	1,57	1,74	3,16	3,16	3,84	2,20	2,84
FeO	1,78	2,65	4,40	5,95	7,78	6,34	5,54
MnO	0,12	0,07	0,13	0,13	0,20	0,19	0,16
MgO	0,88	1,91	4,17	7,51	5,79	36,81	46,32
CaO	1,99	4,42	6,74	10,99	8,94	3,57	0,70
Na ₂ O	3,48	3,70	3,39	2,55	3,07	0,63	0,10
K ₂ O	4,11	2,75	2,12	0,89	0,97	0,21	0,04
P ₂ O ₅	0,19	0,20	0,25	0,28	0,25	0,10	0,05

В составе магматических пород только восемь элементов играют в количественном отношении ведущую роль. Это O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na и K. Г.Вашингтон назвал их петрогенными элементами. В подчиненном количестве (десятые и сотые доли %) встречаются Ti, P, C, Cl, S, Ba, Sr, Mn, Zr, Ni, Co, V. Все остальные элементы, вместе взятые, составляют около 0,5%. Химический состав горных пород выражают оксидами соответствующих химических элементов; для магматических пород главными будут SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, Na₂O и K₂O; их сумма равняется в среднем 96,88 % массовой доли валового состава этих пород.



Кроме упомянутых петрогенных элементов, магма содержит (в растворенном виде) летучие компоненты, иногда в существенном количестве. При ее остывании последние обычно отделяются от нее, что видно при наблюдении процессов современного вулканизма, а также при изучении состава минералов пегматитовых даек, некоторых метасоматитов и др. Эти компоненты играют заметную роль при процессах эндогенного породообразования. Еще в XIX веке Г.Абих в основу классификации магматических пород положил содержание SiO_2 . В настоящее время по процентному содержанию массовой доли SiO_2 выделяют: ультраосновные породы (ультрамафиты), в которых SiO_2 составляет 30 – 44%; основные породы (мафиты) – SiO_2 44 – 53%, средние породы – SiO_2 53 – 64 % и кислые породы SiO_2 – 64 – 78 %. По молекулярному содержанию Al_2O_3 , CaO , Na_2O и K_2O магматические породы делятся на три группы: нормальные, или известково-щелочные ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$), пересыщенные щелочами, или агапитовые, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3$ и пересыщенные алюминием, или плюмазитовые – $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

А.А.Маракушевым разработана систематика магматических пород по данным сводок региональных петрографических работ. По кремнекислотности и общей щелочности магматические породы подразделяются им на четыре ряда или группы (рис. 90): 1) щелочноземельные породы; 2) щелочные кварцсодержащие породы; 3) щелочные породы без кварца и фельдшпатоидов; 4) фельдшпатоидные щелочные.

Характеристика магматических горных пород. *Дунит* – полнокристаллическая глубинная ультраосновная порода, состоящая почти нацело из оливина (свыше 90%), обычно содержащего 3–12% фаялитового компонента. В аксессуарных количествах присутствует идиоморфный высокохромистый хромшпинелид (до 5%). Структура панидиоморфнозернистая, у серпентинизированных разностей – петельчатая. Распространен в дунит-гарцбургитовых и дунит-пироксенит-габбровых комплексах складчатых областей, на древних платформах – в расслоенных интрузиях и кольцевых щелочно-ультраосновных комплексах. По современным представлениям, дуниты входят в состав офиолитовых комплексов, являющихся фрагментами древней океанической коры. Кроме того, они могут являться дифференциатами различных исходных расплавов (ультраосновного, основного, щелочно-ультраосновного), а сходство их составов – результат конвергенции.

Пироксенит – собирательный термин для обозначения полнокристаллических интрузивных ультрамафитов нормальной щелочности, состоящих главным образом из пироксенов (моноклинного, ромбического или их комбинации), иногда с существенной примесью кальциевого амфибола – клинопироксенитов, вебстеритов, ортопироксенитов, оливиновых пи-

роксенитов, роговообманковых пироксенитов. Согласно рекомендациям Международной подкомиссии по систематике изверженных пород, к пироксенитам должны быть отнесены породы, содержащие более 60% пироксенов. В качестве породообразующих минералов могут присутствовать также гранат, ильменит, оливин, слюда, шпинель, плагиоклаз; ведущие акцессорные минералы – магнетит, хромшпинелиды. Состав пироксенов в пироксенитах сильно варьирует: от энстатита до гиперстена и от жадеита до диопсида. Структура обычно панидиоморфнозернистая; встречаются и порфиroidные разности. По петрохимическим особенностям пироксениты занимают промежуточное положение между существенно оливиновыми ультрабазитами (перидотитами) и основными породами – габбро или норитами.

Пикрит – ультраосновная вулканическая или гипабиссальная порода. Состоит из преобладающего оливина повышенной железистости (до 20% фаялита) и подчиненного клинопироксена (авгита, титанавгита или диопсид-авгита); иногда в значительном количестве присутствует амфибол (базальтическая роговая обманка, керсутит). Количество слюды (биотита или флогопита) в пикритах нормального петрохимического ряда не превышает 10%; при большем ее содержании пикрит относится к щелочному семейству. Ведущие второстепенные и акцессорные минералы – основной плагиоклаз (An 70–90), присутствие которого является, согласно первоначальному определению Чермака, наиболее важной диагностической особенностью пикритов, ортопироксен (гиперстен), хромшпинелид, гранат пиропальмандинового состава, магнетит, титаномagnetит, апатит, перовскит, сульфиды и ряд других. Структура нормальных пикритов обязательно зернистая (от средне- до тонкозернистой), однако более обычны порфиroidные и порфиroidные пойкилитовые структуры. Помимо оливина, во вкраплениях почти постоянно присутствует клинопироксен, иногда амфибол и слюда. Структура основной массы порфиroidных разностей микролитовая или витрофировая. Основная масса сложена, как правило, клинопироксеном, плагиоклазом, слюдой, рудными минералами, стеклом. Часто она сильно разложена и замещена вторичными продуктами, среди которых преобладает серпентин. В химическом отношении пикриты являются типичными ультраосновными породами, с содержанием кремнезема 34–44 вес.%, низкой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ не превышает 2 вес. %) и высокой магнетиальностью. Постепенными переходами пикриты связаны с пикритобазальтами, относящимися к группе основных пород. Пикриты являются обычными спутниками базальтовых вулканических ассоциаций, а также присутствуют в составе некоторых комплексов гипабиссальных, дифференцированных базитовых интрузий.

Габбро – кристаллически зернистая основная интрузивная порода, со-

стоящая главным образом из комбинации основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, с примесью ромбического пироксена или роговой обманки. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, ильменит. Второстепенные – биотит, иногда кварц, ортоклаз, шпинель. В отличие от диорита, в габбро должен присутствовать плагиоклаз с содержанием более 50% анортитовой составляющей. Характерны аллотриоморфнозернистая и офитовая структуры. Текстура массивная однородная, иногда полосчатая. Главнейшие вторичные изменения – уралитизация и соссюритизация. Габбро включает различных размеров интрузивные залежи и дайки, лакколиты, лополиты и штоки. Оно является глубинным эквивалентом базальта.

Базальт – основная порода, содержащая 44–53% кремнезема, обычно излившаяся, иногда интрузивная (в виде даек и силлов), состоящая примерно поровну из плагиоклаза (лабрадор или битовнит), железо-магнезиальных минералов (главным образом авгита или пижонита), стекла и значительной примеси рудных минералов. Как правило, базальт имеет скрытокристаллическую структуру, лишенную или содержащую порфировые выделения пироксена, оливина, плагиоклаза, и редко, роговую обманку. Для пород характерны нтерсертальная структура и столбчатая отдельность. Является эффузивным аналогом габбро и норита. Выделяются базальты нормального ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,5\text{--}2,5\%$) и субщелочного ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,5\text{--}9,5\%$) ряда. Для последних характерны титанавгит, эгиринавгит, калиевый полевой шпат и др.

Диорит – интрузивная кристаллически-зернистая порода, состоящая из зонального плагиоклаза (An 25–50) в количестве 65–95%, кварца (до 5%), калиево-натриевых полевых шпатов (до 10%). Темноцветные минералы (до 40%) представлены роговой обманкой, моноклинным, реже ромбическим пироксеном. Рудные и акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, сфен, реже циркон, ортит, редко турмалин и др. Принадлежат нормальному и субщелочному рядам и соответственно относятся к семействам нормального и субщелочного рядов натриевой и калиево-натриевой серий ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,4\text{--}31\%$). Диориты нормального ряда обычно наиболее ранние представители сложных диорит-гранодиоритовых, габбро-диорит-гранодиоритовых, а субщелочные диориты – диорит-монцодиорит-монцитит-гранодиорит-гранитных массивов. Оба вида характеризуются большим содержанием ксенолитов глубинного происхождения, большой пестротой состава и появляются в связи с главной фазой складчатости, а также в начальные, средние и конечные этапы развития складчатых областей.

Андезит – порфировая, очень редко афировая, массивной, пузыристой или флюидальной текстуры вулканическая порода с гиалопилитовой, микролитовой, пилотакситовой или витрофировой структурой основной

массы. В порфировых разновидностях вкрапленники составляют от 1 до 70%. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (во вкрапленниках – от основного андезина до битовнита, а в основной массе до лабрадора), один или несколько цветных минералов (биотит, красновато-бурая базальтическая, реже бурая роговая обманка), пироксены – ромбические (бронзит, гиперсен, энстатит), моноклинные (диопсид, пижонит, авгит). В основных разновидностях иногда наблюдается оливин, в более кислых – кварц. Обычно присутствует вулканическое стекло. Рудные минералы: магнетит; акцессорные – апатит, сфен. По химическому составу – эффузивный аналог диорита нормального ряда. Содержание $\text{SiO}_2 = 57\text{--}64\%$. Андезиты широко развиты в складчатых областях, развивающихся в островодужном режиме. Являются типичными для вулканических районов среди непрерывных серий от базальтов до риолитов.

Гранит – полнокристаллическая, равномернозернистая (или порфировидная) plutоническая, реже метасоматическая, кислая порода, состоящая из плагиоклаза (альбита, олигоклаза – $\text{An } 10\text{--}25$, реже андезина), калиево-натриевого полевого шпата, кварца (от 20 до 40, реже до 60%) и темноцветных минералов: биотита, мусковита, железистой роговой обманки, моноклинного пироксена (диопсид-геденбергитового и авгитового состава, редко гиперстен), турмалина, топаза, магнетита, ильменита, апатита, циркона, сфена, флюорита, монацита и др. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая. По петрохимическим признакам они подразделяются на граниты ($\text{SiO}_2 \text{ } 68\text{--}73\%$) и лейкограниты ($\text{SiO}_2 \text{ } 73\text{--}78\%$). Все многообразие гранитов соответствует двум сериям: калиево-натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 0,4\text{--}4$) и натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ более 4). К–Na граниты нормального и субщелочного ряда обычны во всех складчатых поясах и на платформах; калиевые граниты типичны для ранних этапов их развития; граниты щелочного ряда формируются в посторогенную стадию или в стадию активизации платформ, образуя как крупные, так и небольшие трещинные интрузивы.

Риолит – вулканический эквивалент лейкогранита. Афировые, порфировые горные породы, содержащие во вкрапленниках плагиоклаз (обычно олигоклаз, реже андезин), калиево-натриевый полевой шпат (санидин, ортоклаз), цветные минералы: биотит, пироксен (обычно авгит), бурая роговая обманка, вулканическое стекло. Основная масса стекловатая или микрофельзитовая (результат девитрификации стекла), реже сферолитовая. Вулканического стекла от 50 до 100%. Содержание SiO_2 более 73%. Принадлежит к горным породам нормального и субщелочного ряда, соответственно семействам риолитов или субщелочных риолитов ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ более 8%), калиевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ менее 0,4), калиево-натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,4\text{--}4$) или натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ более 4) сериям.

Морфология тел магматических пород. По морфологическим особенностям тела магматических пород объединяют в две группы – тела эффузивных (излившихся) и тела интрузивных (глубинных) пород. В свою очередь, в пределах каждой из этих групп форма тел определяется геологической обстановкой области или стадией геологического развития участка земной коры, в которой происходит магматический процесс.

Морфология тел эффузивных пород. По выражению в рельефе эти формы могут быть как положительными (покровы, потоки, некки, вулканические купола, вулканические конусы, стратовулканы, щитовидные вулканы и др.), так и отрицательными (кратеры, маары, лавовые колодцы, кальдеры и др.). Среди тел, образующих положительные формы, выделяют простые тела и сложные. К числу первых относятся: лавовый покров, лавовый поток, некк (жерловины), вулканический (экструзивный) купол (пик, игла); к числу вторых – вулканический конус, стратовулкан, щитовидный вулкан. По типу извержений выделяют трещинные, или линейные, и центральные извержения, что также находит отражение в форме тел.

Лавовый покров – это плоское тело больших размеров (рис. 91), мощность которого по сравнению с площадью невелика, обычно 6–30 м. При повторных излияниях суммарная мощность тела может достигать 1800–3000 м. Протяженные и мощные базальтовые покровы (вулканические плато) известны в Бразилии (750000 км²), на плоскогорье Декан (650000 км²), в Сибири (270000 км²). Излияние лав базальтового или андезитобазальтового состава происходит спокойно, вследствие чего обломочный вулканический материал в покрове встречается относительно редко.

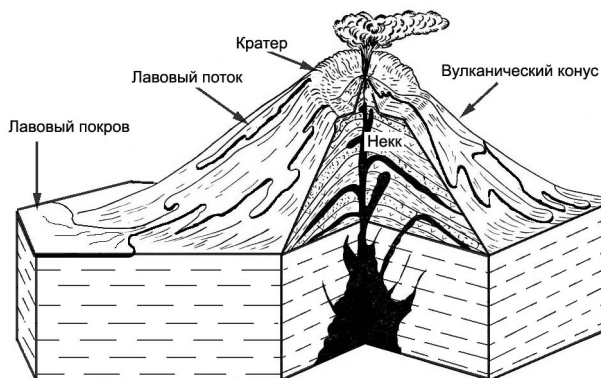


Рис 91. Морфология тел эффузивных пород

Лавовый поток представляет собой сильно вытянутое тело, возникшее в результате движения лавы по наклонной поверхности рельефа; длина потока на-

много больше его ширины (рис. 91). Нередко потоки заполняют ущелья рек и долины. Образуются они чаще при центральных извержениях, чем при трещинных. Потоки кремнекислых лав обычно более короткие (1–10 км) и мощные (до 25–30 м), а потоки основных лав достигают десятков километров.

Некк (жерловина) (англ. «некк» – горлышко, шея) – столбообразное тело, выполняющее жерло вулкана (лаво- или магмоподводящий канал) вулканическим материалом – лавой, пирокластолитами, туфолавой, туфами, лавобрекчиями, вулканическими брекчиями и др. В поперечном сечении некки бывают округлыми, овальными и неправильных очертаний размером от нескольких метров до 1,5 км и более (рис. 91). При разрушении рыхлого вулканического материала некки, сложенные обычно более твердыми породами, остаются, образуя характерные столбы.

Вулканический купол (пик) – куполовидное тело, имеющее высоту до 700–800 м и крутые склоны (40° и больше). Образуется в результате выжимания из вулканического канала вязкой лавы. Примерами таких куполов являются Мон-Пеле на Мартинике, Мерапи на Яве, Безымянный на Камчатке и др. Строение вулканического купола правильно-слоистое, либо веерообразно-слоистое. Порой на вершине купола в результате просадки охлажденного материала или снижения уровня лавы в жерле образуется чашеобразная впадина.

Диатрема (трубка взрыва) (греч. «диа» – через; «трэма» – отверстие, дыра) – трубообразный вулканический канал, имеющий в плане круглое или овальное очертание и образующийся в результате однократного прорыва газов. При этом лава не изливается, а внедряется в магмоподводящий канал, сложенный вулканической брекчий. Диаметр поперечного сечения диатрем достигает 1 км. Наряду с вулканическим материалом диатрема заполнена обломками горных пород из стенок канала. Особый интерес представляют алмазоносные диатремы, сложенные кимберлитовой брекчий. Между отдельными трубками на глубине существует связь в виде даек, являющихся их корнями, раздувы которых они представляют.

Вулканический конус – вулканическая постройка, имеющая форму конуса; образуется путем отложения вулканического материала вокруг жерла (рис. 91). Форма конуса обусловлена степенью текучести лавы, а также характером рыхлого материала (пепла, шлаков, лавобрекчии и др.). Обычно на вершине вулканического конуса находится кратер, вследствие чего вершины конусов срезаны. Крутизна склонов вулканического конуса определяется размерами обломков. При выбросе тонкого материала образуются склоны с углом от 30 до 35°; более грубый материал, скапливается вблизи кратера, создавая склоны с уклоном до 40° и более. Скорость роста шлаковых вулканических конусов весьма значительна. Так, вулканический конус Парикутин в Мексике, возникший на ровном месте, в течение недели дос-

тиг 140 м, а к концу второго месяца высота его измерялась 300 м. На склонах главных конусов располагаются мелкие побочные (паразитические) конусы и трещины, из которых вытекают потоки лавы.

Стратовулкан (смешанный вулкан) представляет собой вулканический конус, построенный из рыхлого материала (бомб, лапиллей, пепла и др.), выбросы которого обычно предваряют вулканические извержения взрывного характера и лавовых потоков. Далее происходит периодическое чередование эксплозивной деятельности с почти чисто лавовой. Стратовулкан является наиболее распространенной формой центрального типа.

Щитовидный вулкан – вулканическое сооружение, образовавшееся в результате многократных излияний жидкой лавы. Имеет форму очень пологого щита, углы падения склонов которого в верхней части 7–8°, в нижней 3–6°. На вершине щитовидного вулкана располагаются кратеры, имеющие вид широких блюдцеобразных впадин с крутыми, часто вертикальными или террасообразно-ступенчатыми стенками. На дне кратеров действующих щитовидных вулканов находится жидкая лава в виде озер. Различают два типа щитовидных вулканов: исландский и гавайский. Вулканы первого типа редко достигают в высоту 1000 м (часто менее 100 м), их поперечник в десятки раз больше высоты; вершинное плато обычно отсутствует. Щитовидные вулканы гавайского типа обладают гигантскими размерами и отличаются от вулканов исландского типа меньшим углом наклона склонов и наличием вершинного плато.

К вулканическим телам с отрицательной морфологией, как отмечено выше, относятся: вулканический кратер, маар, лавовый колодец, кальдера.

Вулканический кратер – впадина в виде чаши или воронки, образованная преимущественно в результате эксплозивных извержений (рис. 91). Кратер тесно связан с вулканическим каналом и представляет собой поверхностное его проявление. Поперечник вулканического кратера обычно 2–2,5 км, редко больше, глубина – от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Кальдера (порт. «кальдера» – котел) – циркообразная впадина с крутыми стенками и более или менее ровным дном, образовавшаяся не в результате вулканической активности, как это имеет место при кратерообразовании, а вследствие провала вершины вулкана и в некоторых случаях прилегающей к нему местности. От кратера кальдера отличается происхождением и большими размерами (в поперечнике до 10–15 км).

Морфология тел интрузивных пород. Выделяют следующие морфологические виды интрузивных тел: среди согласных (конкордантных) – силл (залежь, пластовая интрузия), лополит, этмолит, лакколит, бисмалит и факолит; среди несогласных (дискордантных) – хонолит, дайка, апофиза, центральная кольцевая интрузия (кольцевая дайка, субвулкан), батолит, шток и гарполит.

Силл (интрузивная залежь, пластовая интрузия) (англ. «силл» – порог) – пластообразное интрузивное тело, залегающее в горизонтально лежащих или слабо дислоцированных осадочных толщах (рис. 92). Морфологически подобен вулканическому покрову, с которым он обычно связан генетически. Силлы большого размера возникают при внедрении основной (базальтовой) магмы. Размер силлов зависит от объема внедрившейся магмы, ее напора, температуры и сцепляющей способности слоев. Мощность может колебаться от небольшой до нескольких сотен метров. Площадь, на которую распространяется силл, достигает многих тысяч квадратных километров. Например, на Сибирской платформе один из силлов занимает десятки тысяч квадратных километров; в провинции Карру на юге Африки площадь силла составляет 570000 км².

Лополит (греч. «лопос» – чаша, плоское глиняное блюдо) по происхождению близок к силлам. Состав пород базитовый. От силлов лополиты отличаются прогнутостью в средней части, напоминающая гигантскую чашу с отношением мощности к диаметру примерно 1:10 (см. рис. 92). Лополиты встречаются на платформах. Можно допустить, что они представляют собой осложненную форму силла вследствие прогибания слоев, вмещающих крупное магматическое тело. В качестве примера можно привести лополит Садбери (пров. Онтарио, Канада), площадь которого составляет 55×30 км, а мощность неизвестна.

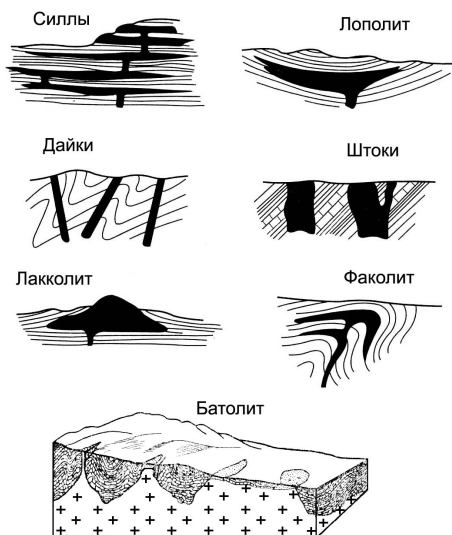


Рис. 92. Морфология интрузивных тел

Лакколит (греч. «лаккос» – полость, углубление) – грибовидное или караваеобразное тело, расположенное согласно с вмещающими осадочными слоями (см. рис. 92). Форма его в плане близка к круговой или эллиптической. Дно лакколита более или менее горизонтальное, а кровля выпуклая (приподнятая вверх) наподобие свода, что вызвано давлением вязкой (кислой) магмы, которая,

проникая между слоями, не способна распространяться на значительное рас-

стояние, чтобы образовать силл. Магма скапливается вблизи магмовыводящего канала, постепенно приподнимая слои кровли. Лакколиты встречаются поодиночке либо группами. Их размеры сравнительно небольшие – от сотен метров до нескольких километров в диаметре.

Факолит (греч. «фако» – линза) – небольшого размера интрузивное тело линзообразной формы, расположенное обычно в замке антиклинальной, иногда синклинальной складки (см. рис. 92). Форма факолита является следствием складчатости. Он образуется во время складчатых деформаций осадочных слоев.

Дайка – вертикальное или крутопадающее тело, ограниченное двумя параллельными стенками трещин и простирающееся от нескольких метров до сотен и тысяч метров и километров (см. рис. 92). Мощности даек колеблются в широких пределах: от сантиметров до нескольких километров. Кроме даек, которые образованы путем заполнения магмой тектонических трещин (разломов) и их раздвигания под давлением расплава, существуют также дайки, окончательное формирование которых в тектонических разломах завершается метасоматическим путем. К ним относятся дайки некоторых гранитов, сиенитов, монцонитов, аплитов, пегматитов и других горных пород. Кроме того, известны экзогенные дайки, образованные путем заполнения трещин осадочным материалом. По характеру размещения различают групповые дайки, нередко образующие пояса, радиальные дайки, расходящиеся из одного центра, и кольцевые дайки.

Апофиза (греч. «апофизис» – отросток) – представляет собой ответвление от магматического тела, связь с которым можно непосредственно проследить либо экстраполировать. Апофизы имеют форму дайки либо неправильного удлиненного тела.

Батолит (греч. «батос» – глубина) – по представлению Э.Зюсса, это крупное, бездонное тело, соединяющееся непосредственно с магматическим очагом и возникшее при внедрении магмы, расплавившей и переработавшей вмещающие породы (см. рис. 92). Р.Дэли считал, что пространство, занимаемое батолитом, завоевано путем обрушения и раздробления кровли вмещающих пород и их ассимиляции магмой. В 1932 году в США специально созданная комиссия пришла к заключению, что батолитами следует называть интрузивы, диаметр которых превышает 32 км. В настоящее время батолитами называют крупные интрузивные тела (площадью более 200 км²), сложенные главным образом гранитоидами и залегающие обычно в ядрах антиклинорий вулканогенно-осадочных и терригенных геосинклинальных толщ. Как правило, батолиты длинной осью ориентированы параллельно простиранию складчатых структур. Контакты батолитов с вмещающими породами обычно секущие, но могут быть и согласными. Образуются батолиты на значительной глубине и обнажаются в результате интенсивной эрозии. Формируются

либо в результате внедрения кислой (гранитоидной) магмы, либо в результате метасоматической гранитизации.

Шток (нем. «шток» – палка, ствол) – относительно небольшое интрузивное тело, часто неправильной формы, но в общем приближающейся к цилиндрической (см. рис. 92). Стенки штока обычно крутопадающие, неправильных очертаний. Размеры площадей, занятых выходами штоков на земную поверхность, колеблются в значительных пределах, иногда достигая 200 км².

§40. Пирокластические горные породы

Существует класс горных пород, которые по способу образования занимают промежуточное положение между магматическими и осадочными горными породами. К такому классу относятся пирокластические породы. При извержениях вулканов в атмосферу часто выбрасывается огромное количество раскаленных обломков вулканического стекла, кристаллов различных минералов, твердеющей лавы. Падая на землю, эти обломки засыпают большие площади, часто смешиваются с осадочными породами речного и морского генезиса и в конце концов образуют специфическую группу пирокластических (буквально – огненно-обломочных) пород.

Наиболее распространенными рыхлыми породами этой группы являются:

- вулканический пепел (размер обломков до 1 мм);
- вулканический песок (размер обломков 1–2 мм);
- лапилли – веретенообразные обломки застывшей в полете лавы длиной 2–30 мм;
- вулканические бомбы – обломки и куски застывшей (часто в полете) лавы размером в поперечнике до нескольких метров (рис. 93).

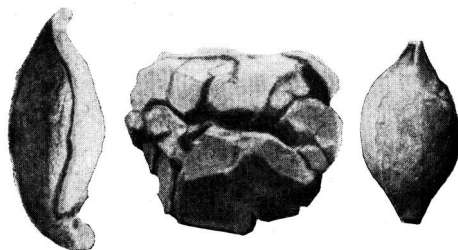


Рис. 93. Вулканические бомбы (по А.Холмсу)

Нередко такие рыхлые отложения претерпевают диагенетические преобразования и становятся плотными породами магматического генезиса, но в сущности остаются осадочными образованиями. К ним относятся:

- туфы (чаще всего пепловые);
- туфопесчаники – туфы с примесью того или иного количества песка;
- туфоконгломераты – туфы, содержащие примесь окатанных обломков горных пород;
- туфобрекчии, для которых характерны крупные угловатые обломки вулканогенного материала в туфовом цементе.

§41. Осадочные горные породы

Осадочные горные породы возникают почти исключительно в результате переотложения продуктов разрушения ранее существовавших пород на поверхности Земли или, гораздо реже, в ее полостях, в пещерах и трещинах. Возникший при разрушении материал переносится текучими водами, ветром, ледниками, подвергаясь по пути сортировке по величине обломков и удельному весу частиц, отчасти химически растворяется и в конце концов откладывается во впадинах на поверхности литосферы: на дне океанов, морей, в долинах рек, в озерах, в бессточных впадинах на суше. Образовавшиеся рыхлые осадки уплотняются, цементируются и превращаются в новые осадочные горные породы с иным минеральным и химическим составом. Осадочные породы по составу и происхождению подразделяются на три группы: терригенные (обломочные), хемогенные (химические) и органогенные (органические).

Терригенные горные породы возникают в результате накопления продуктов механического дробления исходных горных пород, образующихся под воздействием процессов выветривания.

Обломочные породы подразделяются по крупности слагающих их обломков на четыре категории: крупнообломочные, среднеобломочные, мелкообломочные (или пылеватые) и глинистые. Границы между этими категориями довольно условны, но типичные их представители сильно отличаются друг от друга.

Крупнообломочные породы (псефиты) – это породы, диаметр частиц которых превышает 2 мм. Среди них различают щебень – первичный механический осадок из неправильных угловатых обломков. В случае цементации щебня образуется брекчия. Если частицы щебня окатываются движущейся водой (речные струи, морские волны), то они превращаются в округленную гальку. Рыхлые накопления гальки называются галечниками, а в случае их цементации образуются плотные конгломераты или

гравелиты. В зависимости от величины и степени окатанности слагающих эти породы обломков, среди них выделяются следующие категории:

Неокатанные	Окатанные	Диаметр обломков в мм
Дресва	Гравий	2–10
Щебень	Галька	10–200
Глыбы	Валуны	>200

Обломки, из которых состоят крупнообломочные породы, являются продуктами неполного дробления первичных пород, поэтому в отдельно взятом обломке можно наблюдать все характерные признаки разрушенной породы. Так, например, в щебне или гальке, образовавшихся при разрушении гранита, сохраняется как минеральный состав, так и массивная текстура и структура гранита.

Среднеобломочные породы (псаммиты), характеризуются крупностью частиц от 2 до 0,05 мм в диаметре. К ним относятся пески – рыхлые, сыпучие породы и песчаники – сцементированные пески. Они отличаются от крупнообломочных, помимо крупности зерна, также и тем, что составляющие их обломки первичных пород раздроблены до состояния мономинеральных зерен, при этом структуры и текстуры первичной породы не сохраняются. Нередко в песке можно найти все составные части исходной породы (зерна кварца, полевого шпата и темноцветных силикатов), особенно в случае незначительного переноса продуктов разрушения исходной породы. При длительном переносе на сотни и тысячи километров происходит сортировка минералов по их химическим и физическим особенностям. Наиболее далеко переносится по поверхности земли в первую очередь кварц. Другие составные части магматических пород (силикаты и алюмосиликаты) менее стойки и либо полностью преобразуются на месте разрушения исходной породы, превращаясь в глинистое вещество, либо выдерживают перенос лишь на незначительное расстояние. Поэтому среди песков и песчаников преобладают разности, состоящие почти из одних зерен кварца (кварцевые пески и песчаники).

При наличии среди кварцевых зерен обломков полевого шпата пески и песчаники получают название аркозовых. Пески и песчаники пестрого минерального состава, включающего в себя и обломки горных пород, окрашенные в темные оттенки зеленовато-бурых и серых цветов, называются полимиктовыми или граувакками.

Мелкообломочные породы (алевриты) имеют диаметр зерен от 0,05 до 0,01 мм. Типичным их представителем является лёсс – мучнистая желтовато-бурая порода, свободно растирающаяся между пальцами. Не касаясь вопроса о происхождении лёсса, отметим лишь, что он состоит более чем

на 90% из кварцевой пыли. К ней примешаны в небольшом количестве карбонаты кальция, глинистые частицы и другие вещества.

Глинистые породы (пелиты). Механическое преобразование исходных горных пород сопровождается и их химическим изменением. Эти два процесса реализуются совместно, но очень часто процесс химического преобразования преобладает и продукты дробления нельзя тогда отнести к чисто обломочным К числу осадочных пород, состоящих из такого химически измененного материала, следует отнести группу глин.

Глины состоят из очень мелких частиц, величина которых меньше 0,01 и даже 0,001 мм в диаметре. Они являются наиболее широко распространенными осадочными породами, составляющими до 60–80% общего объема последних. В результате изучения глин с помощью рентгеноструктурного анализа они определяются как породы, занимающие промежуточное положение между химическими и обломочными. Как указывает М.С.Швецов, глины состоят из двух компонентов: «резко преобладающих осадочных новообразований, возникших за счет разложения магматических минералов и большей частью – но не полностью – принадлежащих к обширной группе глинистых минералов, и в очень небольшой части из реликтовых (обломочных) не разложившихся, но тонко перетертых первичных минералов (полевые шпаты, кварц и др.)».

Глинистые породы в основном являются коллоидными осадками. Свойства глин различны в зависимости от минералогического состава и степени тонкости частиц. Основными свойствами глин являются:

- пластичность – способность влажной глины принимать под давлением любую форму и удерживать ее по устранении давления;
- связность – способность не рассыпаться после высыхания сохраняя полученную форму;
- связывающая способность – свойство скреплять куски непластичных веществ;
- влагоемкость – свойство поглощения большого количества воды, не только заполняющей поры породы, но и проникающей внутрь решеток глинистых минералов, что вызывает набухание глин и увеличение их объема до 45%;
- огнеупорность – способность выдерживать высокую температуру, не сплавляясь; температура плавления глин колеблется от 1600 до 1745°C; высокоогнеупорные глины сплавляются даже при еще больших температурах;
- отбеливающая или поглощающая способность, заключающаяся в избирательном поглощении жиров и красящих веществ, является важным свойством некоторых глин, применяемых в промышленности для очистки тканей, нефти и др.

Глинистые породы в результате их уплотнения под нагрузкой вышеле-

жащих слоев, цементации кремнеземом и других причин, превращаются в твердые породы, называемые аргиллитами. Последние утрачивают такие свойства глин, как пластичность и влагоемкость.

Выделенные выше группы осадочных обломочных пород являются крайними типами, однако они связаны между собой переходными звеньями, образующимися при незавершенности процессов сортировки и отбора вещества. Например, между песками, пылеватыми и глинистыми породами существуют такие переходные разности, как супеси и суглинки.

В состав супесей входят как песчаные, так и глинистые частицы с преобладанием первых. При растирании супесей между пальцами ощущаются царапающие их частицы песка. Если комочек супеси измельчить, а затем слегка смочить водой и сжать, то он образует компактную массу, но при надавливании на него пальцами вновь рассыпется. В этом сказывается недостаточное количество связующего материала – глины.

Другой разновидностью породы, переходной от песка к глине, является суглинок. В нем больше глинистых частиц, чем песчаных. Слепленный из смоченного порошка суглинка комочек при сдавливании между пальцами дает трещины по краям, но не распадается. Та же операция, проведенная с типичной глиной, приводит к сплющиванию комочка без образования трещин по краям образовавшейся лепешки.

Хемогенные и органогенные породы. Породы химического происхождения возникают в результате выпадения из истинных и коллоидных водных растворов тех веществ, которые перешли в раствор при процессах химического разрушения исходных пород или были вынесены из глубин земной коры горячими источниками. Сюда же относятся некоторые органогенные породы, происхождение которых тесно связано с процессами химического осаждения. Как правило, химические осадки классифицируются по степени растворимости слагающего их вещества и его подвижности в растворах. По этим признакам выделяется три группы.

Первая группа – соли, выпадает из истинных растворов в результате их пресыщения. Последнее возникает при выпаривании растворов, а также при понижении растворяющей способности воды – например, при ее охлаждении в зимнее время. В этих процессах жизнедеятельность организмов не имеет значения.

Вторая группа состоит из соединений, менее подвижных. В их состав входят карбонаты кальция, окислы железа, кремния и магния, фосфаты. Они выпадают из неконцентрированных водных растворов, отчасти истинных, но главным образом коллоидных. К выпадению осадков ведет иногда незначительное изменение содержания в воде углекислоты, кислорода, степени концентрации водородных ионов или температуры раствора. Выпадение этой группы осадков может находиться также в зависимости от смеше-

ния с растворами других веществ и от жизнедеятельности организмов.

Третья группа включает еще менее подвижные соединения глинозема, марганца и кремнезема. Они обычно отлагаются в зоне разрушения исходных пород без переноса материала или лишь на незначительном удалении от места образования. Эти соединения образуют коллоидные растворы или суспензии, т. е. тонкие механические взвеси мельчайших твердых частичек.

Образование многих пород химической группы косвенно связано с жизнедеятельностью организмов, поэтому химические и органогенные породы связаны рядом переходов. Такими полухимическими, полуорганогенными являются, например, очень многие карбонатные и железистые осадочные породы. Органогенные породы образуются в результате накопления твердых скелетных частей организмов или самого органического вещества.

Классификация химических и органогенных пород производится обычно по их химическому составу.

Галойдные породы (соли). Эти породы различаются по химическому составу, но очень близки по условиям образования.

Каменная соль, или галит, представляет собой породу зернисто-кристаллической структуры, иногда имеющую вид сливной массы; состоит в основном из одноименного минерала – галита (NaCl). Для каменной соли характерна слоистая текстура, причем слои часто бывают смяты в сложные складки. Нередко соль встречается в породах (обычно в глинах и песках) в виде примеси. На поверхности выходов таких пород наблюдаются выносы соли в виде белых налетов.

Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) встречается в виде зернисто-кристаллических или волокнистых масс. Часто встречается в других породах в виде жилок, заполнения трещин или бесформенных пустот.

Ангидрит (CaSO_4) встречается обычно лишь на значительной глубине от поверхности земли (70–150 м и более), так как в более верхних горизонтах происходит обогащение ангидрита водой, его гидратизация и превращение в гипс. При этом происходит увеличение объема до 30%, и порода приобретает гофрированно-слоистую или узловатую текстуры. Следовательно, ангидрит вначале выпадает из растворов как водный сернокислый кальций, т. е. гипс, и лишь на большой глубине под влиянием высокого давления вышележащих пород уменьшается его молекулярный объем с потерей частиц воды. Обратный процесс происходит при выходе пластов ангидрита на поверхность в область низкого давления и обилия подземных вод.

Мирабилит, ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Наиболее известным месторождением мирабилита является залив Каспийского моря – Кара-Богаз-Гол. Здесь в зимние месяцы, когда температура воды опускается ниже 6°C , на дно в больших количествах оседает мирабилит. Летом мирабилит вновь пере-

ходит в раствор. Лишь массы его, выброшенные на берег зимними штормами, сохраняются в твердом состоянии, обезвоживаются и переходят в минерал тенардит – безводный сульфат натрия. Этот же минерал образуется при выпаривании раствора, температура которого превышает 33°C. Возможно, что так же образуется ангидрит и гипс в соленых лагунах жаркого климата.

Карбонатные породы. Из карбонатных пород наиболее широко распространены в земной коре известняки химического и органического происхождения. Независимо от генезиса, они состоят главным образом из кальцита, иногда с примесями глины и песка. При увеличении количества глинистых примесей известняки переходят в мергели, а при увеличении количества песка – в песчанистые известняки и известковистые песчаники. Для определения наличия в породе извести применяют слабый (10%) раствор соляной кислоты. От капли этого раствора порода, содержащая известь, вскипает с выделением углекислого газа. При этом легко можно отличить чистый известняк от мергеля: после вскипания на месте капли на мергеле остается грязное пятно, на известняке такого пятна не образуется.

Известняки очень разнообразны по структуре, текстуре и окраске. Известняки химического происхождения бывают зернистые (кристаллические), с различной крупностью зерен; афанитовые (плотные, без видимой кристаллической структуры), землистые и оолитовые, состоящие из частиц округлой формы, размером от икринки до горошины. Окраска известняков зависит от механических и химических примесей. Наиболее типичная окраска белая. Примесь глины придает серую окраску, углистых частиц – черную, окислов железа – бурую, глауконита – зеленую. Известняки органического происхождения часто почти нацело слагаются скелетными частями и панцирями животных. Таковы, например, известняки-ракушечники, известняки коралловые, брахиоподовые, мшанковые, фузулиновые, нуммулитовые и др. В других случаях органическое происхождение известняков устанавливается лишь при изучении их под микроскопом, так как слагающие их раковинки или части скелетов очень мелкие. Примером может служить писчий мел – порода смешанного происхождения. Он состоит на 60–70% из микроскопических раковин простейших планктонных организмов, а на 30–40% – из тонких зерен кальцита химического происхождения. Следует также отметить известняки биохимического происхождения, состоящие из мельчайших зернышек кальцита, образовавшихся в результате жизнедеятельности бактерий, но без каких-либо следов органической структуры. Такие известняки являются переходными от органогенных к химическим.

Примером известняков химического происхождения до последнего времени считали пресноводные известковые туфы, или травертины. Это

пористые и даже кавернозные известковые натечи на склонах долин и оврагов, образующиеся в местах выхода подземных вод, богатых растворами извести. По структурным и текстурным признакам это, казалось бы, простая натечная форма типичного химического осадка. Однако исследованиями проведенными в районе Пятигорска на Северном Кавказе, на Багамских островах, вблизи Флориды и в других местах установлено, что в образовании огромных толщ типичных травертинов большое участие принимали особые известковые бактерии. Последние поглощают углекислый кальций из раствора, откладывают его в виде кальцита на своей поверхности, обволакиваясь известковой пленкой с образованием палочек и округлых зернышек, или оолитов. Таким образом, травертин одновременно является породой и химического и органического происхождения.

Доломиты представляют собой породы, состоящие преимущественно из минерала доломита – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Макроскопически доломиты не отличимы от известняков, но в отличие от последних при действии холодного раствора соляной кислоты слабо вскипают лишь в порошке. С горячей соляной кислотой доломит вскипает и в куске. Окраска породы обычно белая, но встречаются разновидности кремовые и серые. По структуре и текстуре доломиты разнообразны. Среди них выделяются сахаровидные, зернисто-кристаллические, песчаниковидные, рыхлые и др. Для них характерна шершавая поверхность излома.

Кремнистые породы. Эти породы образуются как химическим, так и органическим путем. В отличие от CaCO_3 , кремнезем выпадает главным образом из коллоидных, а не из истинных растворов.

Диатомит является наиболее распространенной кремнистой породой органического происхождения. Он состоит из скопления скелетов диатомовых водорослей, образованных из опала, т. е. водного аморфного кремнезема. Диатомит имеет белую или желтоватую окраску в зависимости от примесей. Порода тонкопористая, чрезвычайно легкая, рыхлая, обычно слабосцементированная, растирающаяся между пальцами в тонкую муку. Похожа на писчий мел, но отличается от него своим легким весом и не вскипает под воздействием соляной кислоты. Обладает большой влагоемкостью – влажный палец прилипает к диатомиту.

Опока представляет собой измененную кремнистую породу, возникшую в результате перекристаллизации и цементации диатомита или трепела. Характеризуется большой крепостью и раковистым изломом. При раскалывании рассыпается на остроугольные звенящие осколки. Окрашена в серый, голубовато-серый и черный цвета. Часто имеет пятнистую окраску; удельный вес опок колеблется от 0,9 до 1,2.

Кремнистые породы чисто химического происхождения обычно не образуют больших скоплений. Они могут накапливаться у мест выходов

горячих источников, или гейзеров, в виде натечных форм, напоминающих травертин и называемых гейзеритом. Иногда кремнезем образует желваки с плотным ядром, называемые кремневыми конкрециями. Они имеют концентрическую слоистость нарастания.

Железистые породы возникают путем выпадения из водных холодных и горячих растворов железа и в результате жизнедеятельности организмов. Переносится железо в большинстве случаев в виде коллоидов. Места возникновения залежей этих пород очень разнообразны: они образуются в морских бассейнах, озерах, болотах, в пещерах в виде натечных форм, в пустотах и трещинах пород. Среди железистых пород различают породы, образованные окислами и гидратами окислов железа, карбонатами железа, сульфидами железа и железистыми силикатами. Макроскопические диагностические признаки железистых пород те же, что и для соответствующих минералов. Из осадочных железных руд наиболее распространены оолитовые железные руды, в которых шарики диаметром от 0,2 до 15 мм образованы лимонитом. Среди карбонатных железистых пород следует указать сидерит, который встречается в виде мелких включений в глинах и мергелях, а также в виде линз и пластов различной мощности.

Фосфоритовые породы. Фосфориты – осадочные породы, богатые фосфатами кальция. Обычно фосфориты представляют собой пески, глины, карбонатные и другие породы, сцементированные фосфатами. Содержание P_2O_5 в количестве 15–30% и более делает эти породы полезными ископаемыми – агрономическими рудами, применяемыми для изготовления фосфорных удобрений (фосфоритовая мука, суперфосфат). Внешний вид фосфоритов различен. Чаще они имеют вид шишковидных конкреций неправильной формы, напоминающих клубни картофеля с шероховатой или гладкой поверхностью. Иногда отдельные конкреции образуют сплошной слой мощностью в несколько сантиметров. Такое образование называют фосфоритовой плитой, так как оно своей большой плотностью выделяется среди вмещающих глинистых и песчаных слоев и выступает в обнажении в виде карниза. Окраска фосфоритов разнообразна: серая, бурая, черная, но встречаются более редкие разновидности белого, желтоватого и зеленоватого цвета. При ударе о фосфорит или при трении двух его кусков возникает характерный запах тухлой рыбы.

Каустобиолиты. Каустобиолитами называются горючие полезные ископаемые; в состав которых входят и жидкая нефть и горючие газы. Породы этой группы образованы либо органическим веществом растений: древесиной, корнями, сучками, листьями, плодами высших растений, тканями водорослей или даже низшими планктонными формами растений, либо продуктами их разрушения. В некоторых случаях в образовании каустобиолитов принимает участие и органическое вещество простейших

животных. Наиболее распространенными породами рассматриваемой группы являются торф, бурый уголь, каменный уголь, битуминозные (горючие) сланцы, нефть, озокерит, горючий газ и др.

Текстуры и формы залегания осадочных пород. Структурные признаки, такие, как крупность зерен осадков, форма их обломков, кристалличность зерен или аморфное сложение породы и другие качества, были охарактеризованы выше. Здесь же мы рассмотрим текстурные характеристики осадочных пород и формы их залегания.

Текстуры. Наиболее важным текстурным признаком осадочной породы, указывающим на ее происхождение, является характер ее слоистости. Горизонтальная параллельная слоистость свойственна осадкам, отлагавшимся в спокойной воде озера или на умеренной глубине моря, куда не достигают бурные волнения (рис. 94). Прямая и наклонная слоистости характерны для спокойного накопления осадков на наклонной поверхности дна глубоких (батиальных) частей моря или крутого склона дна озера. Слоистости – косая и диагональная (рис. 94), характеризуют условия переменного течения струй водного или воздушного потока, с периодическим изменением направления и силы.

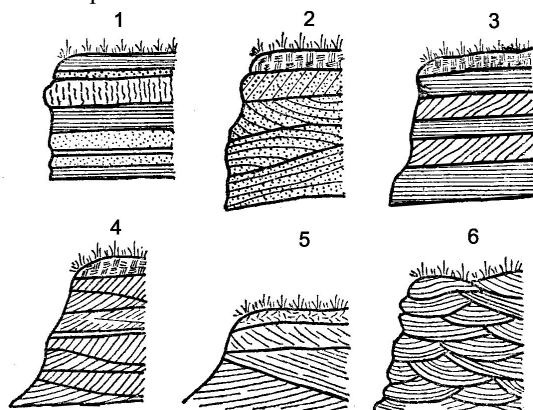


Рис. 94. Типы слоистости осадочных пород (1– прямая, или горизонтальная слоистость, 2–6–разновидности косой слоистости)

Формы залегания. Для осадочных пород характерно залегание в виде слоев, представляющих собой пластины (пласты), имеющие сравнительно малую толщину, или мощность, и большую протяженность. Соотношение между мощностью и протяженностью пластов особенно показательно для морских осадков. Мощность пласта зависит от длительности и скорости осадконакопления. За год в морских условиях накапливается слой толщиной, измеряемой миллиметрами, реже сантиметрами. В то же время пло-

щадь накопления весьма обширна и измеряется сотнями и тысячами км².

Верхняя поверхность пласта называется его кровлей, а нижняя – подошвой. Мощность, т. е. толщина пласта, измеряется по перпендикуляру между кровлей и подошвой пласта (рис. 95, а). В самом простом, но очень распространенном случае осадочные породы залегают в виде более или менее мощных пачек пластов, когда кровля и подошва пласта параллельны друг другу. Иногда пласт в одном направлении уменьшается в мощности или, как говорят, выклинивается (см. рис. 95, б). В случае выклинивания пласта в двух противоположных направлениях и на коротком расстоянии пласт превращается в линзообразную залежь (см. рис. 95, в), имеющую форму двухсторонне- или односторонне выпуклой чечевицы (линзы). Изредка залежь осадочной породы может принять изометрическую в плане форму с почти равными поперечниками во всех трех измерениях. Такую форму залежи называют штоком. Образуется он обычно при выполнении химическими осадками пустоты в пластах, возникающей в результате выщелачивания легкорастворимых пород. Несколько сходную со штоком форму называют карманом, который в отличие от штока, более вытянут по вертикали и заполнен главным образом не химическими, а обломочными осадками (см. рис. 95, г). Первоначальная полость кармана может возникнуть под действием ударной силы водопада или морской волны, разрушающих породы подстилающих слоев.

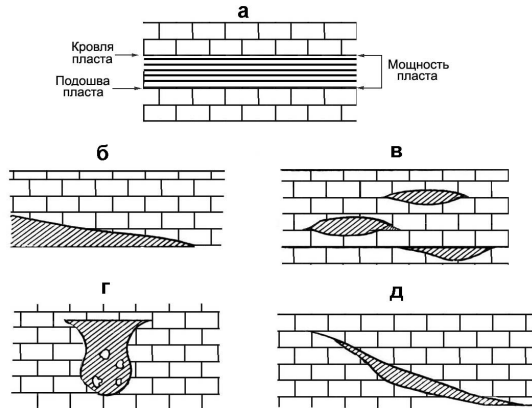


Рис. 95. Формы залегания осадочных пород (а–параллельное залегание, б–выклинивание пласта, в–линзообразное залегание пластов, г–карман, д–шлейф)

На пляже моря, озер и рек часто можно видеть скопления осадков в виде валов, тянущихся вдоль берега. Подобные образования получили название берегового вала. Характерную форму залежи приобретают мас-

сы обломочного материала, смещаемого со склонов в виде осыпей или намывов. Обычно они приобретают форму шлейфа, прислоненного к склону (см. рис. 95, д)

§42. Метаморфические горные породы

Метаморфические породы образуются при повышенных температурах и давлении за счет первичных магматических и осадочных пород. Процесс перекристаллизации исходных пород происходит в твердом состоянии, но при участии растворов. Таким образом, метаморфические породы имеют вторичный генезис. Характерной их особенностью является полнокристаллическое строение. Все метаморфические породы можно разделить на две группы, исходя из того, какие осадочные или магматические породы подвергаются метаморфизму:

1-я группа – паропороды, образовалась из первично осадочных пород, например, из карбонатных пород получаются мраморы, из песчаников – кварциты, из глинистых сланцев – филлиты и др.;

2-я группа – ортопороды, сформировалась из первично магматических пород, например, метабазиты – из базальтов.

Паропороды. Филлиты – тонкозернистые породы, состоящие из кварца, хлорита и серицита, образующиеся из глинистых пород при низких степенях метаморфизма. В филлитах за счет примеси титана в глинах образуются мелкие иголки рутила, часто собранные в скопления, а за счет примеси бора – столбчатые кристаллы турмалина. В качестве реликтового акцессорного минерала часто присутствуют округлые зернышки циркона, иногда апатита и рудных минералов. Структура филлитов гранолепидобластовая, иногда бластопсаммитовая, если в глинистом осадке имела примесь обломочного материала. Сохранение первичной слоистости обуславливает появление полосчатой или линзовиднополосчатой текстуры.

При высоких степенях метаморфизма из осадочных пород образуются *гнейсы*. Существенным отличием по минеральному составу гнейсов от филлитов и сланцев является наличие в них калиевого полевого шпата в количестве от 25 до 50–60 % объема породы. Наряду с калишпатом в гнейсах постоянно присутствуют кислые плагиоклазы. Гнейсы, образовавшиеся за счет осадочных пород, принято называть *парагнейсами*. Для них типоморфными минералами являются гиперстен, гранат пироп-альмандиновой группы, кордиерит, силлиманит. Гнейсы, как правило, обладают массивным сложением и гнейсовидной текстурой. Структура их гранобластовая, иногда нематобластовая. Характерным акцессорным минералом является рутил. По количественно-минеральному составу гнейсы наиболее близки к гранитам.

Кварциты представляют собой метаморфизованные при низких и средних ступенях песчаники с кремнистым цементом. Реликтовые окатанные зерна кварца либо сохраняются, либо сегрегируют, в более крупные зерна с зубчатыми очертаниями и мозаичным угасанием. При метаморфизме песчаников с глинистым цементом, листоватые минералы сегрегируются в отдельные полоски и образуются серицит-кварцевые, хлорит-кварцевые или же серицит-хлорит-кварцевые сланцы. В этих породах количество кварца достигает более 50% состава породы.

Мраморы образуются при метаморфизме чистой карбонатной породы, не загрязненной посторонними примесями. Они имеют беспорядочную или сланцеватую текстуру и представляют собой мономинеральную породу, сложенную кальцитом или доломитом (до 90%). Если известняки содержат первичный кварц или глинистые минералы, то при метаморфизме образуются следующие минералы: серпентин, тальк, хлорит, актинолит, тремолит, минералы группы эпидота, альбит. На средних ступенях метаморфизма образуются силикатные мраморы с волластонитом, гроссуляром, роговой обманкой, плагиоклазом, скаполитом, флогопитом. На высшей ступени в силикатных мраморах присутствуют: форстерит, диопсид, основные плагиоклазы, шпинель. Распределение отдельных минералов в силикатных мраморах часто полосчатое или линзовидно-полосчатое.

Ортопороды. *Серпентиниты* образуются при метаморфизме ультраосновных пород, представленных дунитами, перидотитами и пироксенидами. На первой стадии низшей ступени возникают антигоритовые серпентиниты, которые часто характеризуются микролитовым строением, когда антигорит образует длинные трубчатые выделения, собранные в спутанно-волокнистые скопления. Иногда серпентиниты сложены пластинками антигорита веерообразной формы. При появлении в серпентинитах сланцеватой текстуры возникают серпентиновые сланцы. В зависимости от исходного состава ультраосновных пород в серпентиновых сланцах появляются такие минералы, как тальк, хлорит, реже актинолит, тремолит и ромбический амфибол – антофиллит. Если какой-нибудь из минералов переходит в группу главных, возникают тальк-антигоритовые, актинолит-хлорит-тальковые сланцы и др. Этим сланцам присуща лепидобластовая или нематолепидобластовая структура, текстура сланцеватая.

Метабазальты, метаандезиты и их пирокласты. В метаморфических преобразованиях этих пород различают три стадии. На первой стадии за счет лав основного и среднего состава и их пирокластов возникают порфиритоиды, которые характеризуются сохранением реликтовых структур – порфировой или кластической. По минеральному составу порфиритоиды полностью аналогичны зеленым сланцам, которые образуются на второй стадии низшей ступени. Главными минералами последних являются

альбит, минералы группы эпидота (эпидот, клиноцоизит, цоизит), серицит, хлорит и актинолит (за счет темноцветных минералов). Если в первичных породах присутствовал кварц, то и в зеленых сланцах он встречается в тех же количествах. Наименование зеленым сланцам дается по количественно-минеральному принципу. Так, порода, содержащая 10% эпидота, 20% актинолита, 30% хлорита и 40% альбита, будет называться эпидот-актинолит-хлорит-альбитовый сланец.

Динамометаморфиты – горные породы, претерпевшие дробление под влиянием давления без перекристаллизации, или с частичной перекристаллизацией. В первом случае формируются такие породы, как тектоническая брекчия, катаклазит, милонит и др., во втором случае возникают метаморфиты, в которых на динамометаморфизм накладывается *бластез*, например, бластомилониты.

Брекчия тектоническая возникает под воздействием тектонических процессов (одностороннего давления). Как правило, формируются вдоль плоскостей разрыва – надвигов, сдвигов, сбросов, вследствие трения (брекчия трения) перемещающегося аллохтонного блока по автохтонному. Размер обломков брекчии меняется от незначительного до глыб в десятки и сотни метров в поперечнике. Пространство между обломками заполняет относительно более мелко раздробленный материал, служащий связующей массой, в которой можно наблюдать и поздние гидротермальные образования.

Катаклазит (греч. «катаклазо» – разрушаю) – катакlastическая горная порода, образованная в результате дислокационного метаморфизма (динамометаморфизма, катаклаза), не сопровождающегося явлениями перекристаллизации и минералообразования. Характеризуется присутствием сильно деформированных, изогнутых и раздробленных минералов исходной горной породы, нередко сцементированных мелкозернистой (мелкораздробленной) полиминеральной массой.

Милонит (греч. «милее» – мельница) – раздробленная, тонкоперетертая, кремнеподобная, нередко отчетливо сланцеватая горная порода, образованная, как и катаклазит, в разрывных (дизъюнктивных) зонах тектонических движений, особенно вдоль плоскостей сбросов, взбросов и надвигов. Аллохтонный блок, медленно передвигаясь по автохтонному, дробит и перетирает горные породы, сдавливающие усилия делают ее плотной, компактной, одновременно происходят дифференциальные движения перетертых, частично перекристаллизованных частиц горной породы, обуславливающие возникновение полосчатых и сланцеватых (флюидалных) текстур. При крайней степени развальцевания может возникнуть ультрамилонит. Милонит отличается от катаклазита большей степенью дробления и развития сланцеватой текстуры. Он является конечным (наиболее интенсивно раздробленным) продуктом динамометаморфизма.

Часть III

Геологические процессы

Глава 5

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

К эндогенным процессам относятся:

- 1) внедрение в земную кору и выход на ее поверхность поднимающейся из недр Земли расплавленной магмы или лавы;
- 2) метаморфизм;
- 3) движения земной коры (тектонические движения), проявляющиеся как в периодических медленных волнообразных поднятиях и опусканиях ее (колебательные движения), так и в нарушении первоначального положения толщ горных пород и их сплошности (складчатые и разрывные нарушения).

§43. Интрузивный магматизм

Вещество земной коры и оболочки Земли, согласно современным данным, является твердым телом, несмотря на то, что уже на глубинах 60-70 км температура Земли настолько высока, что любая порода при давлении, равном атмосферному, могла бы находиться в расплавленном состоянии. Однако существующие на этих глубинах давления способствуют сохранению вещества в твердом (твердопластичном) состоянии.

Термодинамическое равновесие в земной коре установилось в процессе длительного развития нашей планеты. Нарушение этого равновесия в том или ином участке (т.е. уменьшение давления или увеличение температуры) вызывает переход вещества в отдельных локальных участках (очагах) из твердого состояния в жидкое. Переход сопровождается колоссальным увеличением объема. Образовавшаяся в верхней мантии огненно-расплавленная масса (магма) перемещается в ослабленные участки земной коры или изливается на поверхность. При внедрении магмы в земную кору газы, содержащиеся в ней, вследствие уменьшения давления высвобождаются часто путем взрывов, приводящих при благоприятных условиях к образованию в коре каналов, по которым она устремляется к поверхности Земли.

Внедрение магмы в земную кору называется *интрузивным магматизмом* (лат. «интрузио» – внедрение), или *плутонизмом* (Плутон – бог недр Земли); излияние магмы на поверхность называется *эффузивным магма-*

тизмом (лат. «эффузио» – излияние) или вулканизмом (по имени бога огня у древних римлян – Вулкана).

Относительно природы сил, вызывающих проявление эндогенных процессов, существуют лишь гипотезы, которые детально будут рассмотрены в разделе «Тектонические гипотезы».

Происхождение магмы (проблема плавления). Поскольку температура плавления большинства минералов повышается с увеличением давления, предполагалось, что уменьшение давления на породы, температуры которых близки к точке плавления, могло вызывать генерацию магмы в верхней мантии. Однако оказалось трудным предложить какой-либо простой механизм локального уменьшения давления. Земля находится в состоянии гидростатического равновесия. Это означает, что на любой данной глубине давление определяется плотностью горных пород (или магмы) и ускорением силы тяжести, причем ни один из этих параметров не может измениться без соответствующего изменения массы и размеров Земли. Кроме того, почти идеальное изостатическое равновесие Земли предотвращает локальные вариации давления на величину большую, чем, скажем, 100 бар, в любой фиксированной точке мантии; соответствующее изменение температуры плавления не может при этом превышать нескольких градусов. В принципе существует возможность уменьшения давления без значительного одновременного понижения температуры. Такие условия могут реализоваться в восходящей ветви конвекционной ячейки, функционирующей в твердой мантии. Можно предположить, что в мантии происходят конвекционные явления различных типов, причем лишь при определенных условиях (например, при некоторых конкретных температурах, скоростях и направлениях течения) становится возможным значительное плавление. Не исключено, что магма может возникать в процессе простого восходящего движения блоков материала мантии, которые, подобно твердым каплям, поднимаются в земной коре. Такие «капли» могли перемещаться без бокового движения.

Равновесие кристаллы – расплав в силикатных системах. Все обычные магмы представляют собой силикатные расплавы с незначительным количеством таких летучих компонентов, как H_2O , SO_2 и/или HF . Аналогичным образом и магматические породы, как вулканические так и плутонические, состоят преимущественно из силикатов (включая кварц). Таким образом, в проблеме генезиса и эволюции магм и изверженных пород важнейшая роль принадлежит вопросам плавления многофазных силикатных систем и вопросам отделения силикатов из охлаждающихся расплавов (магм). Наиболее обширную информацию относительно поведения силикатов в процессе кристаллизации получают при экспериментальных исследованиях в области керамики и металлургии, а также при аналогич-

ных собственно геохимических исследованиях. Все экспериментальные данные подобного рода относятся преимущественно к равновесиям между кристаллическими фазами и расплавами. В большинстве случаев они поддаются проверке и оценке с точки зрения положений классической термодинамики.

Термодинамические предпосылки. Эвтектическая кристаллизация. В двухкомпонентной системе $A - B$ при отсутствии тенденции к образованию твердых фаз с изоморфным вхождением в их состав обоих компонентов любой расплав промежуточного состава можно рассматривать как раствор A в B и наоборот. При некотором заданном давлении молярная концентрация x_a компонента A в расплаве при температуре T определяется уравнением, которое может быть записано следующим образом:

$$\ln \frac{1}{\gamma^{x_a}} = \frac{\Delta S_a}{R} \left(\frac{T_{m,a}}{T} - 1 \right),$$

где $T_{m,a}$ – температура плавления компонента A ; ΔS_a – энтропия плавления, γ – коэффициент активности, отражающий отклонение системы от идеального (при котором $\gamma = 1$).

Характерный представитель силикатных систем этой группы – система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит) – Fe_2SiO_4 (фаялит) при атмосферном давлении (рис. 96). Из вышеприведенного уравнения следует, что кристаллический фаялит может сосуществовать в равновесии с расплавом лишь при температурах ниже точки его плавления. По мере уменьшения содержания фаялита в расплаве температура на равновесной кривой также должна понижаться. В другой половине рассматриваемой диаграммы изображена кривая плавления смесей, обогащенных альбитом, которая понижается в сторону от точки плавления чистого альбита. Таким образом, на этой диаграмме существуют две кривые, встречающиеся в уникальной моновариантной эвтектической* точке E . В этой точке жидкость E может сосуществовать с кристаллами альбита и фаялита при постоянной минимальной температуре. Рассматриваемая диаграмма температура – состав подразделяется на четыре поля, в каждом из которых стабильна одна ассоциация фаз. Форма кривой ликвидуса** FE (для случая идеальной растворимости) определяется только температурой и энтропией плавления фаялита и не зависит от природы «растворителя», в данном случае альбита.

* Эвтектика – неинвариантная точка на диаграмме плавления, отвечающая наиболее легкоплавкой смеси из двух или более минералов.

** Ликвидус – линия на диаграмме плавления, отвечающая температурам начала равновесной кристаллизации

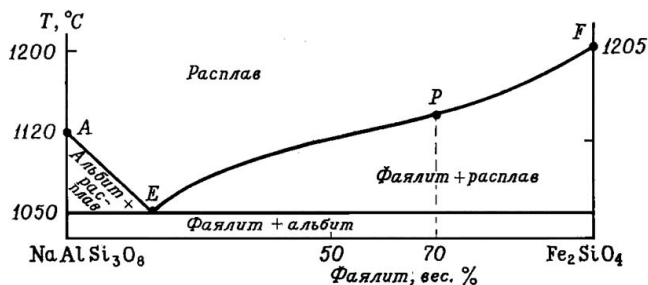


Рис. 96. Диаграмма равновесной кристаллизации в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ (по Дж.Ферхугену и др.)

Для большинства простых минералов магматических пород температуры плавления при атмосферном давлении установлены с точностью до нескольких градусов. Второй необходимый параметр ΔS_a , можно вычислить по соответствующим теплоемкостям кристаллической фазы и стекла того же состава. Однако данные по ΔS_a для минералов магматических пород очень немногочисленны. Приведем некоторые из них для давления $P = 1$ бар (кал/(моль·град)):

- Диопсид – $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - 13,8 \pm 2$
- Анортит – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - 16,1 \pm 2,5$
- Кристаллит – $\text{SiO}_2 - 1,02$
- Альбит – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - 9,75 \pm 0,5$
- Санидин – $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - 9,98 \pm 0,5$

Исключительно низкая энтропия плавления чистого кремнезема связана со сложным полимерным строением силикатных расплавов. Этим же обстоятельством объясняются небольшие значения энтропии плавления щелочных полевых шпатов по сравнению с теми же величинами для окислов. Эти соотношения накладывают важные ограничения на поведение магмы в процессе кристаллизации. Конечные остаточные жидкости, образующиеся в процессе кристаллизации магмы, и первые ее фракции, возникающие в самом начале плавления агрегатов силикатных минералов, должны обладать определенным сходством, а именно, они должны быть относительно обогащены кремнеземом и «молекулами» щелочных алюмосиликатов.

Инконгруэнтное плавление. На рис. 97 противопоставляются непрямые условия конгруэнтного и инконгруэнтного плавления. На каждой из двух приведенных на рисунке диаграмм отражена двухкомпонентная система, в которой один компонент представлен SiO_2 , а другой – щелочным алюмосиликатом (фельдшпатоидом). В каждой из этих систем возможно соединение промежуточного состава, а именно щелочной полевой шпат.

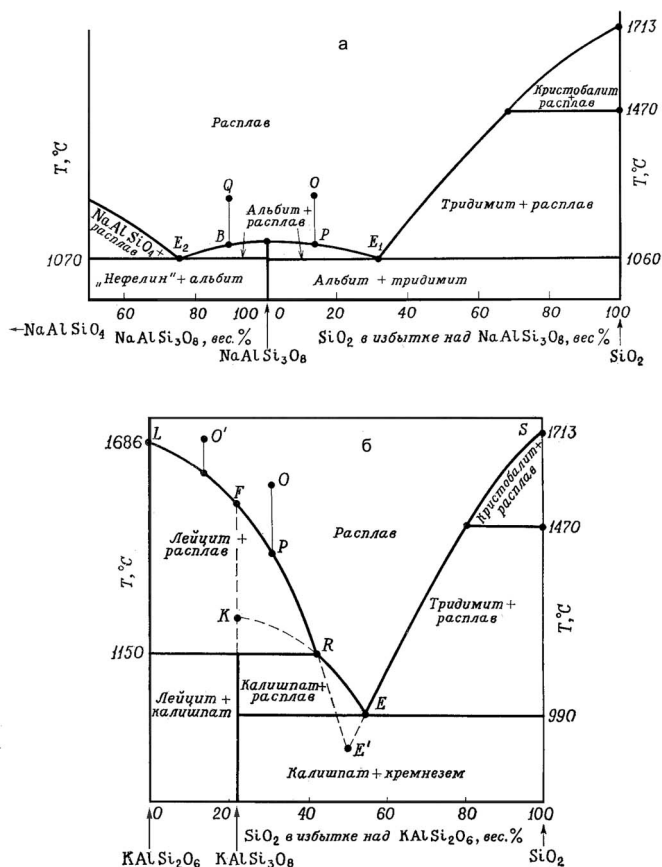


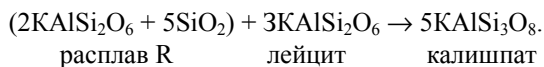
Рис. 97. Диаграммы равновесной кристаллизации расплавов в системах фельдшпатоид – кремнезем (по Дж. Ферхугену и др.)

На рис. 97, а как правая, так и левая ветви линии ликвидуса опускаются до температур ниже точки плавления альбита еще до достижения состава $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Таким образом, в этом случае мы имеем дело по существу с двумя независимыми простыми эвтектическими подсистемами с эвтектическими точками E_1 и E_2 , температуры которых случайно почти совпадают. В отличие от нефелина лейцит и кварц имеют близкие температуры плавления. Однако в связи с существованием промежуточного соединения – KAlSi_3O_8 диаграмма плавления системы лейцит – кремнезем

должна была бы иметь вид кривой $LE'S$ (рис. 97, б). Эвтектическая точка этой системы E' должна быть смещена в направлении к конечному компоненту SiO_2 . В действительности, однако, при некоторой строго определенной температуре R соединение $KAlSi_3O_8$ инконгруэнтно плавится с образованием жидкости более кремнеземистого состава и лейцита (менее кремнеземистой кристаллической фазы).

Явление инконгруэнтного плавления объясняется тем, что $KAlSi_3O_8$ сам по себе должен был бы плавиться конгруэнтно при несколько более высокой температуре K , располагающейся на диаграмме непосредственно ниже точки F на линии LE' , отвечающей составу этого соединения. Но в точке K равновесие между расплавом и кристаллами одинакового состава $KAlSi_3O_8$ оказалось бы метастабильным. Положение этой метастабильной точки плавления можно оценить в соответствии с приведенным выше уравнением, продолжив кривую ER до пересечения с вертикальной линией, отвечающей составу $KAlSi_3O_8$. Эта метастабильная температура плавления составляет $1200^\circ C$. В соответствии с диаграммой (см. рис. 97, а) некоторая жидкость O , по составу промежуточная между $KAlSi_3O_8$ и SiO_2 , вначале просто охлаждается по линии OP , затем происходит изменение состава расплава в соответствии с движением по линии PE_1 , сопровождающееся кристаллизацией альбита. В конечном счете кристаллизация расплава заканчивается в точке E_1 с одновременным выделением альбита и кремнезема в эвтектических соотношениях. Аналогичным образом и некоторая жидкость Q в подсистеме альбит – нефелин должна в конце концов измениться до состава E_2 . Состав расплава не может перемещаться из одной подсистемы в другую через «барьер», представленный альбитом.

На диаграмме (рис. 97, б) исходный расплав O охлаждается до температуры точки P , а затем изменяет свой состав вдоль линии PR с кристаллизацией лейцита. В моновариантной точке R сосуществуют три фазы. При этом лейцит начинает растворяться, тогда как $KAlSi_3O_8$ в избытке кристаллизуется, чем обуславливается сохранение состава расплава точки R . Этот процесс выражается уравнением:



После полного исчезновения лейцита расплав снова начинает охлаждаться, изменяя свой состав по линии RE с кристаллизацией калишпата. В конечном счете при постоянной температуре E происходит одновременно кристаллизация калишпата и кремнезема. В лейцит-полевошпатовой подсистеме инконгруэнтное поведение $KAlSi_3O_8$ обуславливает наиболее сложную последовательность кристаллизации расплавов по составу, близких к O' . В процессе этой кристаллизации состав расплава перемещается в поле подсистемы полевой шпат – кремнезем, а заканчивается

кристаллизация выделением смеси лейцита и калишпата в точке **R**. Если, однако, весь кристаллизовавшийся лейцит удался из расплава (кристаллизационное фракционирование) в момент, когда жидкость достигла точки **R**, то последующее изменение состава конечной фракции расплава должно происходить вдоль линии **PRE**, т. е. кристаллизация будет осуществляться так же, как на последних стадиях консолидации исходного расплава состава **O**.

Таким образом, исходный расплав состава **O'**, который вначале был недосыщен кремнеземом, может в конечном счете в результате фракционирования обогащаться этим компонентом и на последних стадиях кристаллизации выделять свободный кремнезем. В сильно обогащенных калием вулканических породах ранние вкрапленники лейцита заключены в стекловатой основной массе, содержащей избыточный кремнезем.

Кристаллизация твердых растворов. Изменение составов твердых растворов и расплавов, из которых они выделяются в двухкомпонентной системе при постоянном давлении и температуре **T**, характеризуется уравнением (1-2):

$$\ln \frac{x_a^S}{x_a^I} = \frac{\Delta S_a}{R} \left(\frac{T_{m,a}}{T} - 1 \right), \quad (1)$$

$$\ln \frac{1 - x_a^I}{1 - x_a^S} = \frac{\Delta S_b}{R} \left(1 - \frac{T_{m,b}}{T} \right), \quad (2)$$

где x_a^S и x_a^I – молярные концентрации компонента **A** в твердой и жидкой фазах, ΔS_a и ΔS_b – молярные энтропии плавления компонентов **a** и **b**, а $T_{m,a}$ и $T_{m,b}$ – температуры плавления чистых конечных компонентов, причем $T_{m,a} > T_{m,b}$.

На рис. 98 отображена кристаллизация минералов ряда оливина; компонент **A** – Mg_2SiO_4 (форстерит), а **B** – Fe_2SiO_4 (фаялит). Расплав состава **O** охлаждается до температуры точки **L**, в которой начинается кристаллизация оливина состава **P**. При дальнейшем охлаждении происходит одновременное и непрерывное изменение состава расплава и твердой фазы соответственно от **L** до **M** и от **P** до **S**; при этом происходит понижение температуры от T_1 до T_2 . Во всех случаях в равновесных условиях существуют две гомогенные фазы – твердая и жидкая. Кристаллизация оканчивается с исчерпанием последней фракции жидкости состава **M**. В этот момент состав гомогенной кристаллической фазы отвечает **S**. Максимальные расхождения между составом расплава и кристаллической фазы наблюдаются при температуре $(T_{m,a} + T_{m,b})/2$. Резкие различия состава жидкой и кристаллической фаз, выявляющиеся по уравнениям (1) и (2), определяются заметной разностью величин энтропии плавления двух конечных членов минерального ряда.

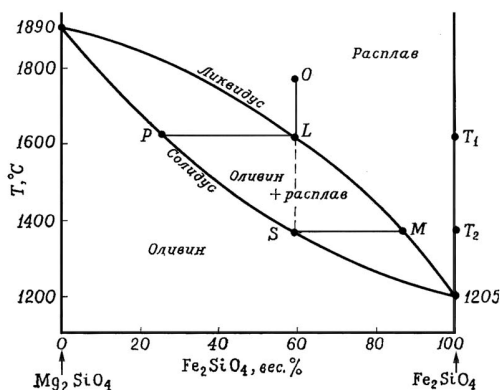


Рис. 98. Диаграмма равновесной кристаллизации расплава в системе Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 (по Дж.Ферхугену и др.)

Кристаллизация оливина. Наибольшее значение для интерпретации геологических соотношений на диаграмме кристаллизации оливина (рис. 98) имеет

факт обогащения поздних жидкостей и кристаллических фракций железом. Поскольку железистые силикаты обычно плавятся при меньших температурах, чем их магнезиальные аналоги, характерная особенность фракционной кристаллизации всех силикатных систем заключается в прогрессивном увеличении отношения Fe/Mg в последовательных фракциях остаточных жидкостей.

При атмосферном давлении в системе Mg_2SiO_4 – SiO_2 проявляется инконгруэнтное плавление соединений промежуточного состава (пироксена MgSiO_3), что приводит к возникновению несколько более кремнеземистого расплава (*R* на рис. 99) и кристаллов Mg_2SiO_4 . Для этих условий диаграмма равновесия системы похожа на установленную для системы лейцит – кремнезем (рис. 97, б). Эти соотношения использовались при объяснении эволюции магмы, в конечном счете приводящей к кристаллизации смеси пироксена и свободного кремнезема. Предполагалось, что бедные кремнеземом расплавы, например состава *P* форстеритовой части диаграммы, при удалении кристаллов оливина должны приобретать состав в интервале *Q* – *P*. В базальтах установлены признаки реакции между оливином и расплавом. Рано кристаллизовавшиеся крупные кристаллы оливина обычно бывают корродированы, что рассматривается как признак реакции с расплавом (это соответствует, например, точке *R* на рис. 99). Однако, как это теоретически установлено, исходя из термодинамических соображений, при давлениях свыше 5 кбар MgSiO_3 начинает плавиться конгруэнтно. Этот факт подтвержден экспериментально. Таким образом, инконгруэнтное плавление в этой системе практически не имеет никакого значения для процессов плавления и кристаллизации магнезиальных пород в верхней мантии. В системе Fe_2SiO_4 – SiO_2 отсутствует стабильная фаза промежуточного состава, и кристаллизация расплавов в конечном счете приводит к простой эвтектике.

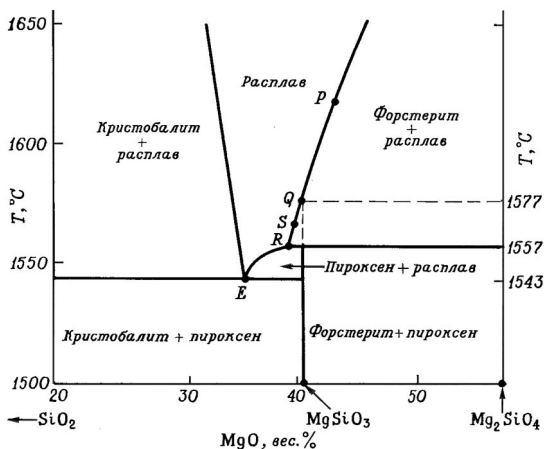


Рис. 99. Диаграмма равновесной кристаллизации расплава в системе Mg_2SiO_4 - SiO_2 (по Дж.Ферхугену и др.)

Плагииоклазы. При температуре ликвидуса плагииоклазы образуют непрерывный ряд твердых растворов $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит) — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит).

Диаграмма фазовых соотношений плагииоклазов при кристаллизации в условиях атмосферного давления, приведенная на рис. 100, напоминает такую же диаграмму оливинов (см. рис. 98). В процессе охлаждения расплава происходит следующее: жидкость $P \rightarrow A$ (охлаждение расплава), $A \rightarrow C$ (расплав с кристаллами, состав которых одновременно изменяется в соответствии с движением по кривой солидуса от B к D). То же для жидкости Q : $Q \rightarrow G$, а $G \rightarrow K$ (расплав с кристаллами, изменяющими состав от H до L). Если при кристаллизации расплава состава P произойдет фракционирование жидкости состава G , отделившейся от кристаллической фракции состава H , то дальнейшее изменение состава расплава уже будет происходить по линии $G \rightarrow K$, а кристаллы одновременно будут изменять состав по линии $H \rightarrow L$. Таким образом, фракционная кристаллизация в процессе охлаждения расплава P должна приводить к обогащению поздних жидкости и кристаллических фракций альбитом (по мере того как они приближаются к K и L). При давлении воды $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ кбар рассматриваемая диаграмма по облику близка к приведенной на рис. 99, но температура кристаллизации понижается примерно на 300°C .

Применение диаграмм фазовых равновесий. Диаграммы равновесий (рис. 96–100), на примере которых выше были рассмотрены термодинамические особенности плавления и кристаллизации, в действительности строятся по данным прямого эксперимента. Например, температура кристаллизации смеси фаялита и альбита в весовых отношениях 70/30 (точка P , рис. 96) определена вилкой двух значений: температурой появления первых кристаллов при охлаждении расплава и температурой окончательного исчезновения кристаллической смеси того же состава при нагревании. В обо-

их случаях кристаллы и расплав в целом сосуществуют в пределах интервала температур *EP*. Фазовые диаграммы наглядно отображают следующую информацию, имеющую важное петрологическое значение:

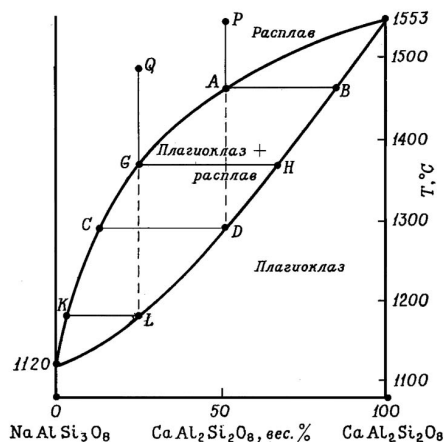


Рис. 100. Диаграмма равновесной кристаллизации расплава в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (по Дж. Ферхугену и др.)

1. Последовательность фаз, которые становятся устойчивыми в процессе охлаждения расплава до комнатной температуры. Такая последовательность обычно называется «равновесной» кристаллизацией, т. е., строго говоря, последовательностью стабильных равновесий.

2. Прогрессивные изменения состава жидкости в случае периодического удаления в процессе охлаждения кристаллической фракции из некоторой специфической исходной жидкости. Удалившиеся кристаллы образуют новую систему, исходный состав которой отвечает составу расплава в момент фракционирования. Таким путем можно проследить течение фракционной кристаллизации любого расплава изучаемой системы.

3. Последовательность стабильных фаз или их ассоциаций в процессе прогрессивного нагревания кристаллической смеси до полного ее расплавления. Этот ряд по существу имеет обратную направленность относительно двух серий, рассмотренных выше. Периодическое удаление расплава (дифференциальное плавление) по мере увеличения температуры – процесс обратный по отношению к фракционной кристаллизации.

4. Влияние высоких давлений, появления других фаз (особенно воды) и вариаций парциального давления кислорода. На диаграммах выделяются поля, показывающие пределы вариаций состава расплавов, которые могут сосуществовать с отдельными кристаллическими фазами. Жидкость в поле, обозначенном «форстерит», может ассоциироваться с кристаллами этого минерала, тогда как жидкость состава, отвечающего точкам котектической кривой форстерит – пироксен (граница между полями форстерита и пироксена), равновесна с обоими кристаллическими фазами.

Дифференциация магм. В настоящее время признается, что наиболее

эффективный механизм магматической дифференциации, т. е. непрерывной эволюции магм некоторого единого общего состава – это фракционная кристаллизация. Возможны также другие пути дифференциации, например разделение исходной магмы на несмешиваемые жидкие фракции (ликвация) или возникновение резких градиентов концентрации в жидких магмах. Однако обычно этим способам придают меньшее значение. Экспериментальные данные накладывают следующие ограничения на проблему дифференциации магм:

1. Ранние кристаллические фракции должны состоять из тугоплавких фаз: магнезиальных оливинов, пироксенов с высоким отношением Mg/Fe^{2+} и кальциевых плагиоклазов. Эксперименты при высоких давлениях свидетельствуют, что пироксены в таких фракциях, образующихся на большой глубине, вероятно, должны быть глиноземистыми, а в некоторых случаях они, вероятно, ассоциируются со шпинелью $(Mg, Fe)-(Al, Fe)_2O_4$.

2. В расплавах, последовательно образующихся за счет базальтовой магмы, должно происходить прогрессивное увеличение отношений $(Na + K)/Ca$, Fe^{2+}/Mg и $(Na + K)/Fe^{2+}$. В низкотемпературных дифференциатах содержание щелочных полевых шпатов и кварца (или нефелина) должно возрастать за счет железо-магниевого силиката (см. рис. 96).

3. В индивидуальных кристаллах плагиоклаза и оливина обычно обнаруживается концентрическая зональность состава. В плагиоклазах от центра к периферии зерен увеличивается отношение $NaSi/CaAl$, а в оливинах в этом же направлении возрастает отношение Fe^{2+}/Mg . Нормальную зональность такого типа вполне можно было предвидеть исходя из экспериментальных данных (см. рис. 97 и рис. 100). Эта зональность означает, что равновесие кристаллов с расплавом частично нарушалось в связи с небольшой скоростью диффузии ионов в быстро растущих кристаллах и в прилегающей к ним жидкости. Нередко удается наблюдать обратную или ритмическую зональность, которая свидетельствует, что в процессе кристаллизации имеются отклонения от простой модели охлаждения расплава при постоянном давлении. Зональность кристаллов изменяет общее направление эволюции остаточного расплава и таким образом влияет на процесс дифференциации.

4. На стадии эволюции расплава, когда уже выделилось много кристаллического материала, концентрация воды в нем может достигать таких значений, что появятся водные кристаллические фазы, например, роговая обманка и слюды. В конечном счете магма может сильно пересыщаться водой, и при низких давлениях в ней в результате вскипания будет возникать вторая существенно водная флюидная фаза. Кристаллизация водных минералов несколько отодвигает во времени стадию вскипания магмы.

5. Остаточные расплавы обедняются малыми элементами, которые мо-

гут легко замещать главные элементы в ранних кристаллических фазах. Так, магний в оливине замещается никелем, Sr^{3+} замещает Fe^{3+} в силикатах и железорудных минералах, а в плагиоклазах кальций замещается стронцием. Малые элементы, которые не могут изоморфно входить в состав ранних кристаллических фаз, должны накапливаться в остаточных расплавах. Эти элементы могут входить в состав низкотемпературных кристаллических фаз. Так, Ba^{2+} может замещать К в полевых шпатах, а литий и рубидий могут замещать магний и калий в биотите. Другие же элементы продолжают иногда концентрироваться в водном флюиде и отделяются вместе с ним при вскипании на поздних стадиях эволюции магмы. В эту группу входят, например, В, Ве, Та, Zr, Sn и целый ряд других элементов.

6. Относительные количества остаточных расплавов должны последовательно уменьшаться по сравнению с объемом исходной магмы.

7. Масштаб дифференциации высокотемпературного расплава, например базальтового, для которого потенциальный интервал температур фракционной кристаллизации составляет несколько сотен градусов, должен быть больше, чем у таких низкотемпературных магм, как гранитная. Универсальную модель петрогенезиса магматических пород сформулировал Н.Д.Боуэн в классической «Эволюции магматических пород», опубликованной в 1928 году. В этой концепции роль исходного материнского расплава приписывается базальтовой магме. Все остальные магмы, в том числе и гранитная, считаются продуктами фракционной кристаллизации исходного базальта. Эта концепция как ортодоксальная догма в течение длительного времени была принята англо-американскими геологами. Идеи Н.Д.Боуэна подтверждены огромным количеством экспериментальных данных. Они позволяют удовлетворительно объяснить многие особенности химизма и минерального состава обычных изверженных горных пород. В настоящее время никто не отрицает важной роли дифференциации базальтовой магмы, осуществляющейся посредством фракционной кристаллизации и приводящей к возникновению более кремнеземистых и щелочных вторичных магм, частично даже гранитного типа. Однако сейчас уже нельзя больше признавать дифференциацию базальта как универсальный механизм магматической эволюции.

Магматическая ассимиляция. Применительно к объяснению разнообразия магматических пород некогда очень широкой популярностью пользовались представления об ассимиляции, которые конкурировали с концепцией магматической дифференциации. В соответствии с этими представлениями поднимающаяся магма, особенно в крупных гранитных батолитах, прокладывая себе путь, расплавляя твердые породы земной коры. При этом происходила ассимиляция вещества этих пород и возникали расплавы нового состава. Действительно, в краевых частях многих гра-

нитных плутонов обнаруживаются многочисленные доказательства интенсивных реакций между вмещающими породами и магмой. Однако Н.Д.Боуэн поколебал господствующее ранее представление, что все эти признаки обусловлены процессом плавления. Его эксперименты создали два принципиальных ограничения возможности плавления в результате подъема магмы в состоянии кристаллизации:

1. В момент кристаллизации высокотемпературных фаз магма может расплавлять лишь породы, состоящие из низкотемпературных минералов. При постоянном давлении необходимое для такого плавления тепло поступает в результате кристаллизации термически эквивалентных количеств тех фаз, с которыми магма уже находится в равновесии. Таким образом, базальтовая магма может превратить гранит или песчаник в жидкость, но в то же самое время из нее должны осадиться термически эквивалентные количества кальциевого плагиоклаза, оливина или пироксена. В связи с этим остаточный расплав, не изменяясь в количестве, должен сильно измениться по составу и стать более «гранитным».

2. Расплав, находящийся в равновесии с низкотемпературными фазами, не может превратить твердый агрегат высокотемпературных фаз в жидкость того же состава. Так, гранитная магма, из которой кристаллизуются кислый плагиоклаз и роговая обманка, не может расплавить даже самого малого количества базальта. В результате взаимной диффузии вещества между расплавом и вмещающей твердой породой в последней могут возникать фазы, равновесные с гранитной магмой, например щелочные полевые шпаты, роговая обманка и биотит. В результате этого процесса гранитные расплавы соответственно обедняются натрием, калием и кремнием и, наоборот, обогащаются кальцием и магнием. Кроме того, отдельные обломки вмещающих пород могут механически рассеиваться в гранитной магме. Это приводит к загрязнению (контаминации) гранитов, однако возникающая при этом контаминированная порода по существу никогда в целом не находилась полностью в расплавленном состоянии. Главная трудность в проблеме ассимиляции заключена в вопросе о количестве тепла в магме, которое должно обеспечить плавление ассимилируемого материала. Это тепло связано с «перегревом» магмы, т. е. с разностью между реальной энтальпией расплава и его энтальпией в момент начала кристаллизации. В равновесии с выделившимися из них кристаллами жидкости не могут быть перегретыми.

Происхождение магм. Магмы могут возникать двумя путями:

1. Полное или почти полное плавление ранее существовавших пород. В этом случае наиболее вероятный исходный материал для расплавов – низкоплавкие коровые породы (песчаники, глинистые сланцы и граниты) или любые горные породы на очень больших глубинах (например, в ман-

тии), где температуры настолько высоки, что независимо от состава пород вещество находится в состоянии, близком к плавлению.

2. Парциальное плавление (процесс, обратный фракционной кристаллизации), при котором низкоплавкие жидкие фракции отделяются от нерасплавившегося твердого остатка. Если предположения о том, что мантия состоит преимущественно из тяжелых силикатов, обогащенных магнием и железом, правильны, то, очевидно, за счет такого субстрата в результате дифференциального плавления могут возникать базальтовые магмы. С другой стороны, такой же процесс дифференциального плавления базальтовых (габброидных) пород может приводить к возникновению андезитовых или риолитовых (гранитных) магм. В любом случае приходится признавать, что магматическая фракция должна составлять лишь небольшую долю нерасплавившегося остатка.

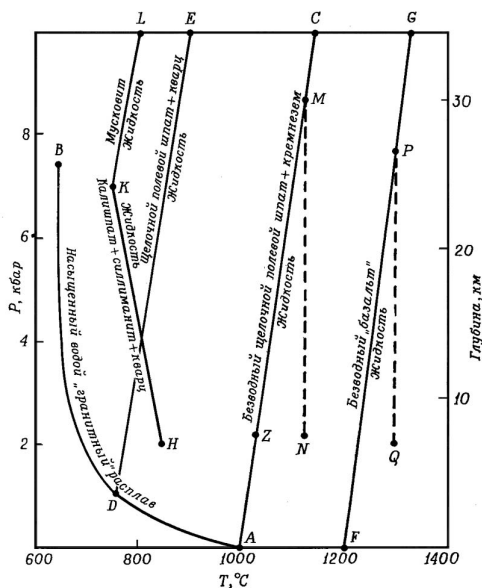


Рис. 101. Приближенные кривые плавления (AB—насыщенные водой легкоплавкие смеси альбита, калишпата и кварца (идеальный гранит), DE—смесь альбита, калишпата и воды при давлениях более 1 Кбар, AC—безводный гранит, FG—безводный базальт, HKL—мусковит или химически эквивалентные продукты его дегидратации, по Дж.Ферхугену и др.)

Кривые плавления некоторых смесей силикатов на диаграмме температура — давление (рис. 101) имеют положительный наклон порядка 8–25 град/кбар. Такие магмы при быстром подъеме с глубины могут расплавлять выделившиеся из них и взвешенные в них кристаллы, после чего магма становится перегретой. На диаграмме такому процессу соответствуют, например, перемещения вдоль линии *MN* или *PQ*. Такие магмы, даже гранитные, соответствующие точке *N*, могут ассимилировать низкоплавкий материал, особенно осадки, обогащенные глинистыми минералами и слюдами, а также метаморфические породы, в состав которых входят водные силикаты, например, слюды и роговая обманка.

Максимальный эффект такого рода ассимиляции возможен в довольно маловероятной ситуации, при которой вмещающие породы сами уже достаточно сильно прогреты и температуры в них близки к точке плавления. Если мы примем величину удельной теплоемкости для магмы и вмещающей породы в 0,25 кал/г·град, а теплоту плавления в 70 кал/г, то определенный объем магмы N при охлаждении до точки ее кристаллизации Z , т. е. на 50°C, сможет расплавить вмещающую породу в количестве 15–20% от объема расплава. Однако величина этого эффекта должна быть уменьшена, если учесть адиабатическое охлаждение восходящей магмы. Большая часть наших знаний о плавлении в условиях высоких давлений получена при экспериментах, проводившихся при постоянно поддерживаемом высоком давлении воды, эквивалентном общему давлению в системе. Многие из этих экспериментов были посвящены поискам минимальной кривой плавления «гранита» (смеси кварца и щелочных полевых шпатов). На рис. 101 такая минимальная кривая плавления гранита показана линией **AB**. Роль таких расплавов в плутонических условиях сомнительна. В большинстве магм содержание воды значительно меньше, чем в расплавах, находящихся в контакте с обособленной фазой паров воды, как это имеет место в упомянутых экспериментах.

§44. Вулканизм

Совокупность явлений, связанных с движением магмы к поверхности Земли, называется вулканизмом. Если жидкий магматический расплав достигает земной поверхности, то происходит его извержение, характер которого определяется составом расплава, его температурой, давлением, концентрацией летучих компонентов и другими параметрами. Одной из самых важных причин извержений магмы является ее дегазация. Именно газы, заключенные в расплаве, служат тем «двигателем», который вызывает извержение. В зависимости от количества газов, их состава и температуры они могут выделяться из магмы относительно спокойно, тогда происходит излияние – *эффузия*. Когда газы отделяются быстро, происходит мгновенное вскипание расплава и магма разрывается расширяющимися газовыми пузырьками, вызывающими мощное взрывное извержение – *эксплозию*. Если магма вязкая и температура ее невысока, то расплав медленно выжимается, выдавливается на поверхность, происходит *экструзия* магмы. Таким образом, способ и скорость отделения летучих определяют три главные формы извержений: эффузивное, взрывное и экструзивное. Вулканические продукты при извержениях бывают жидкими, твердыми и газообразными.

Продукты извержения вулканов. Газообразные продукты, или летучие, как было показано выше, играют решающую роль при вулканических извержениях, и состав их весьма сложен и изучен далеко не полностью из-за трудностей с определением состава газовой фазы в магме, находящейся глубоко под поверхностью Земли. По данным прямых измерений, в различных действующих вулканах среди летучих содержатся водяной пар, диоксид углерода (CO_2), оксид углерода (CO), азот (N_2), диоксид серы (SO_2), триоксид серы (SO_3), газообразная сера (S), водород (H_2), аммиак (NH_3), хлористый водород (HCl), фтористый водород (HF), сероводород (H_2S), метан (CH_4), борная кислота (H_3BO_3), хлор (Cl), аргон и другие, но преобладают H_2O и CO_2 . Присутствуют хлориды щелочных металлов, железа и меди. Состав газов и их концентрация очень сильно меняются и зависят от времени и места расположения вулканических построек. Кроме того, зависят они от температуры и в самом общем виде от степени дегазации мантии и типа земной коры.

Состав газов очень изменчив не только в разных типах вулканов, но даже и в пределах одного вулкана, что хорошо показал известный французский вулканолог Г.Тазиев на примере газовых эманаций вулкана Стромболи (Липарские острова у северного побережья Сицилии). Содержание и состав газов непрерывно изменялись при опробовании через каждые 2 мин. Как уже говорилось, вулканические газы – это главный движитель извержений. Характер выделения газов зависит от состава и вязкости магмы, а скорость отделения газов от расплава определяет тип извержений.

Жидкие вулканические продукты. Магма, поднимаясь вверх по каналу и достигнув поверхности Земли, изливается в виде лавы (от лат. «лаваре» – мыть, стирать), отличающейся от магмы тем, что она уже потеряла значительное количество газов. Главные свойства лавы – химический состав, температура, содержание летучих, вязкость – определяют характер извержений, форму, структуру поверхности и протяженность лавовых потоков. Если вязкость у лав низкая (базальты), то они могут растекаться, покрывая большие пространства и далеко уходя от центра излияния. Высокая вязкость, характерная для кислых ($\text{SiO}_2 > 65\%$) и отчасти средних ($\text{SiO}_2 - 65-53\%$) лав, наоборот, вынуждает лавы нагромождаться недалеко от места извержения, а кроме того, они текут гораздо медленнее, чем маловязкие лавы.

Температура лав может быть измерена непосредственно при извержении специальными приборами, пирометрами, а также путем экспериментов в лабораторных условиях. Температура извергающихся лав в целом более высокая у базальтов и постепенно снижается к риолитам:

Базальты	1000–1200°C
Андезиты	950–1200°C
Дацинты.....	800–1100°C
Риолиты.....	700–900°C

Базальтовые лавы, остывая, сохраняют способность к течению при температурах 700 и даже 600°C, так как их вязкость снижается постепенно. В то же время кислые лавы, температура которых при появлении из подводящего канала около 700–900°C, с уменьшением температуры значительно увеличивают вязкость и теряют способность к движению.

Плотность лав зависит от состава и флюидной динамики потока, но в целом она выше у базальтов – 2,8–2,6 г/см³, меньше у андезитов – 2,5 г/см³ и еще меньше у риолитов – 2,2–2,1 г/см³, при этом плотность уменьшается с увеличением температуры. Например, для базальтов с температурой 900°C плотность равна 2,8 г/см³, а при 1300°C она составляет 2,7–2,6 г/см³.

Вязкость лав – важная характеристика, определяющая подвижность лавовых потоков, их мощность и морфологию. Вязкость лав контролируется давлением, температурой, химическим составом, содержанием летучих, в частности, растворенной воды, количеством газовых пузырьков и содержанием кристаллов-вкраплений. Все эти факторы действуют одновременно и поэтому воздействие каждого из них оценивается с трудом. Чем ниже температура и кислее лава, тем выше ее вязкость.

Движение лавовых потоков, как правило, ламинарное и реже турбулентное, что создает хорошо различимую флюидальную текстуру в породах.

Твердые продукты извержений. Помимо жидких продуктов – лав при извержении вулканов, особенно эксплозивных, выбрасывается огромное количество твердого обломочного материала – тефры, как назвал его когда-то Аристотель. Сюда же включаются выбросы жидкой лавы, которая в процессе полета быстро остывает и падает на склоны вулкана уже твердой.

Классификация тефры может основываться на различных признаках, в частности на размерах обломков. Наиболее крупными из них являются вулканические бомбы (более 7 см в диаметре, см. рис. 93). Выбрасываясь из жерла вулкана, фрагменты разорванной газами магмы, обладая пластичностью, изменяют свою форму. Вращаясь в воздухе, они приобретают веретенообразную форму. Жидкая лава дает струи, которые превращаются в ленточные или цилиндрические бомбы. Отдельные куски лавы, разорвавшись в воздухе, образуют сферические бомбы. При взрывах выбрасываются не только фрагменты и хлопья лавы, но и куски и глыбы ранее затвердевших пород, в том числе и субстрата, захватываемых со стенок жерла. Тогда образуются бомбы типа глыб с неправильными гранями и более мелкие обломки – лапилли (от лат. «лапиллус» – маленький камень). Любое скопление глыб или лапиллей называют агломератом. Когда обломки лавы цементируются такой же лавой, получается порода, называемая *лавобрекчией*.

Самые мелкие обломки тефры размером менее 1 мм называют вулканическим пеплом. Пепел состоит из мельчайших частиц вулканического стекла, напоминающих по виду колбочки, треугольники, полумесяцы. Частицы

могут представлять собой обломки кристаллов и ранее сформировавшихся пород. Основные порции пепла выпадают вблизи вулканов, но иногда, будучи поднятыми высоко в стратосферу, ветром переносятся на огромные расстояния. Например, в 1912 году при взрывах вулкана Катмай на Аляске пепел выпадал в Калифорнии на расстоянии почти 4000 км. Так как пеплы выпадают на обширных площадях, пепловые слои служат хорошими реперами при сопоставлении удаленных друг от друга разрезов.

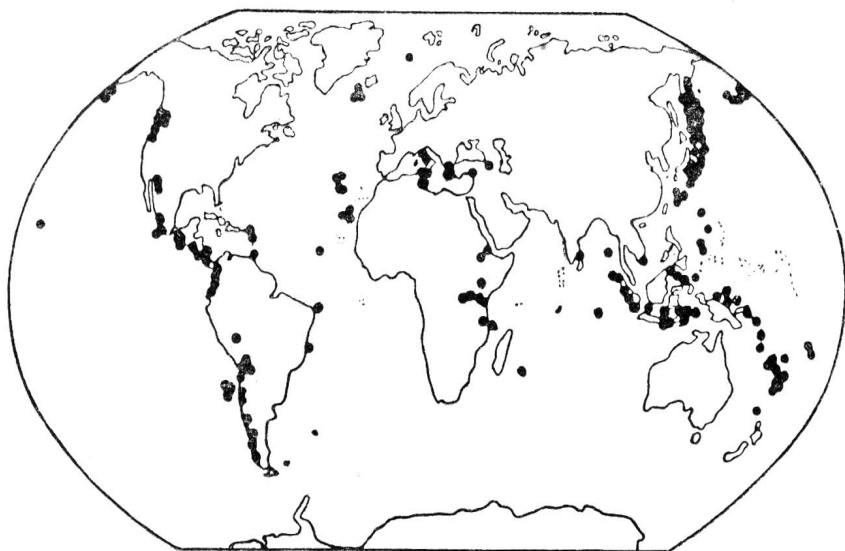


Рис. 102. Географическая схема распространения вулканов

Типы вулканических извержений. В географическом распространении современных действующих вулканов наблюдается определенная закономерность (рис. 102). Они приурочены к срединно-океаническим хребтам и активным континентальным окраинам, т. е. к областям, в которых происходят тектонические движения растяжения или сжатия.

Вулканические извержения разнообразны. Как отмечалось выше, в одних случаях жидкая магма спокойно переливается через край кратера, в других – с огромной силой вырывается из жерла, в третьих – расплывается газами с образованием туфов и пеплов. В зависимости от характера извержений выделяют различные их типы чаще по названиям вулканов, в которых какая-либо из черт его активности выражена ярче всего (рис. 103).

Гавайский тип извержения – это относительно слабые выбросы очень жидкой базальтовой лавы, образующей невысокие фонтаны и тонкие об-

ширные покровы лавовых потоков, наслаивающихся один на другой, образуя крупные, но плоские щитовые вулканы. Благодаря тому, что извержения сопровождаются фонтанированием лавы, ее разбрызгиванием, образуются валы и пологие конусы из хлопьев жидких базальтов. Наиболее характерными типами извержений такого рода обладают вулканы Гавайских островов в Тихом океане – Килауэа, Мауна-Лоа, Мауна-Кеа и др. Извержения обычно происходят из открытых жерл спокойно, изредка сопровождаясь слабыми взрывами.

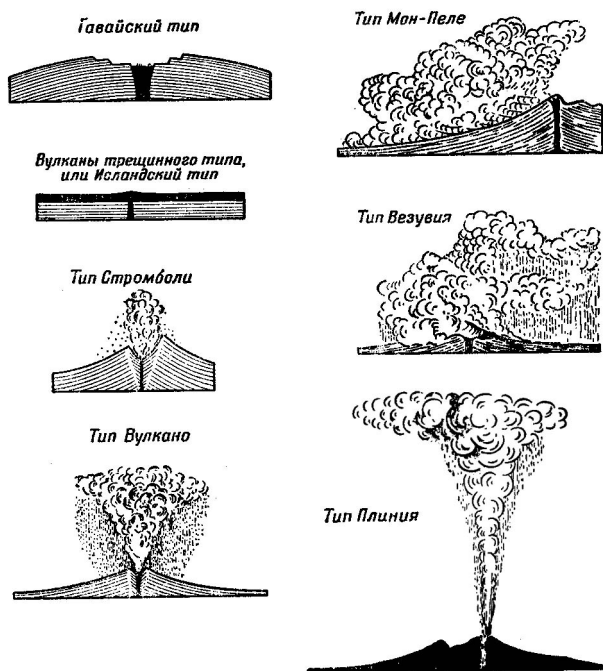


Рис. 103. Схематическое изображение главнейших типов вулканических извержений

Извержения покровных базальтов *трещинного (исландского)* типа отличаются очень большими объемами излившихся лав и слабой взрывной деятельностью. Как правило, извержения начинаются из протяженных трещин, и объем разлившихся лав может достигать десятков км³, а площадь – сотен км². Характер излияния лав спокойный, сопровождающийся слабым фонтанированием жидкой магмы, от чего над трещиной образуется как бы огненная завеса, как, например, часто бывает в Исландии. По

мере развития извержений трещина постепенно закупоривается, излияния идут на убыль и сосредоточиваются в многочисленных, а потом все более редких отдельных жерлах. Самое знаменитое извержение покровных базальтов произошло в Исландии в 1783 году из трещины Лаки длиной около 25 км. Базальты покрыли площадь почти в 600 км², а их объем достиг 12 км³. В конце вулканической активности вдоль трещины образовалось более 100 шлаковых конусов высотой в несколько десятков метров.

Стромболианский тип извержения назван по характеру деятельности вулкана Стромболи, расположенного в юго-восточной части Тирренского моря у побережья Италии. Извержения обладают ритмичностью, и в воздух периодически выбрасываются вулканические бомбы и туфы. Высота выбросов редко превышает 300 м, потому что газы отделяются от сравнительно жидкой магмы у края жерла. Если магмы много, то она изливается в виде лавовых потоков. Извержения стромболианского типа образуют обычно шлаковые конусы.

Извержения *вулканского* типа характерны для вязкой магмы, насыщенной газами, что определяет умеренные или мощные взрывы, выбрасывающие высоко вверх обломки лав, иногда еще раскаленных, но быстро остывающих и образующих туфовые, пепловые и глыбовые вулканические конусы. Сам остров Вулкано, где по преданию находится кузница бога огня – Гефеста, располагается вблизи побережья юго-западной Италии. Извержения вулканского типа обычно не сопровождаются излияниями лавовых потоков.

Пелейский тип извержений, названный так по вулкану Мон-Пеле на острове Мартиника в Карибском море, сопровождается не только мощными взрывами, наподобие вулканических, но и образованием раскаленных газово-пепловых лавин, с огромной скоростью скатывающихся со склона вулкана. Магма, как правило, вязкая, сравнительно низкой температуры, закупоривающая жерло вулкана. Когда давление газов превышает прочность этой пробки, происходят взрывы вулканского типа и выбросы лавин пелейского типа. Этот тип извержений весьма опасен. Хорошо известна катастрофа 1902 году, когда из-за такой лавины погибло свыше 30 000 жителей города Сен-Пьер на Мартинике.

Плинианские извержения названы в честь древнеримского естествоиспытателя Плиния Старшего, погибшего во время извержения Везувия в 79 г. н.э., погубившего Помпеи, Геркуланум и другие города в окрестностях Неаполитанского залива. Извержение Везувия в 79 г. н. э. началось внезапно и продолжалось 12 ч. Верхняя часть более древнего Везувия, имевшего высоту примерно 2,5–3 км, оказалась разрушенной и от нее сохранилась лишь восточная часть, называемая соммой. Из жерла вулкана около 12 часов подряд вырывался столб пемзовидных обломков, разносимых

ветром. Наибольшая интенсивность выпадения пемзы пришлось на Помпеи. Город, в котором жили 40 000 жителей, оказался погребенным под 4–5-метровой толщей вулканических обломков. Описание извержения мы знаем из рассказа Плиния Младшего, оставшегося в живых. Плинианские извержения представляют собой, по существу, очень мощный вулканический тип. Внезапные взрывы и следующие за ними длительный пепло- или пемзопад связаны с тем, что к кратеру вулкана поднимается вязкая, насыщенная газами магма. Газовые пузырьки, расширяясь, разрывают магму, вспенивают ее, образуя кусочки пемзы и стекловатый пепел, разносящийся ветром на большие расстояния. Выброшенные вверх газово-пепловые облака «растекаются» на высоте нескольких километров в разные стороны напоминая крону средиземноморской сосны-пинии. В результате плинианских извержений привершинная часть вулканического конуса обрушивается, образуя чашевидное углубление – кальдеру с крутыми стенками. Этот тип извержения также представляет большую опасность для населения.

Газовые извержения относятся к особому типу, когда магма практически отсутствует и в обломках, выбрасываемых при взрывах, присутствуют лишь горные породы того основания, через которое проходит взрывное жерло. Если магма подходит близко к поверхности Земли, в отдельных местах она может соприкасаться с водой, которая, превращаясь в пар, вырывается со взрывом вверх. При этом образуются воронки диаметром в десятки и сотни метров, называемые в Германии маарами. После взрыва они обычно заполняются водой и превращаются в озера.

Вулканические постройки. Вулканические постройки подразделяют на простые и сложные. Простые, или моногенные, постройки представлены относительно небольшими вулканическими конусами разного генезиса, сформировавшимися за одно или несколько извержений. Наиболее распространенные из них – это шлаковые конуса, на вершинах которых находится кратер, или чашевидное углубление. Подобные вулканы образуются при выбросе обломков во время эксплозивных извержений, и угол склона таких конусов чаще всего 30° , т. е. близок к углу естественного откоса сыпучих тел. Высота конусов достигает 500 м. Шлаковые конусы могут быть «нанизаны» на одну магмоподводящую трещину. Подобных конусов много на острове Гавайи. Иногда возникают конусы разбрызгивания, когда хлопья жидкой лавы падают около жерла и постепенно образуют небольшой конусовидный вулкан. Существуют также пепловые конусы.

Неоднократные извержения базальтовой жидкой лавы создают вокруг центра излияния пологий, но обширный лавовый конус, который может превратиться в щитовой вулкан, столь характерный для районов базальтовых излияний в Исландии, Каскадных горах США, на Гавайских островах.

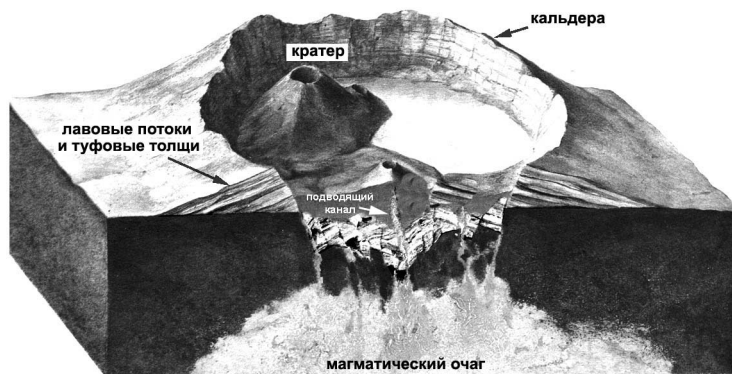


Рис. 104. Строение сложного вулканического аппарата

Сложные вулканические постройки (рис. 104), состоящие из конусов, образованных потоками лавы и толщами тефры, называются *стратовулканами* (от лат. «стратум» – слой). Образуются они при чередовании эффузивных и эксплозивных извержений, при которых лавовые потоки и покровы тефры неравномерно наслаиваются на склоны растущего вулкана, нередко создавая правильные изящные конусы, такие, как у вулкана Фудзияма в Японии, Кроноцкого или Ключевского на Камчатке. Высота стратовулканов достигает 3–4 км, считая от основания.

На вершине вулкана располагается кратер, в донной части которого находится жерло – выводное отверстие подводящего канала. Сам вулканический конус состоит из чередующихся толщ лав и различной тефры, в которую на разных уровнях могут внедряться пластовые интрузивы – силлы или появляться боковые подводящие каналы, открывающиеся на склонах, где возникают побочные кратеры. Формирование новых подводящих каналов происходит после длительного периода покоя вулкана, и магме легче пробить новый путь наверх, нежели следовать по старому закупоренному каналу. В результате мощных эксплозий вершинная часть стратовулкан может быть уничтожена и тогда образуется обширная и глубокая округлая котловина – кальдера (от исп. «кальдера» – котел) диаметром от нескольких сотен метров до нескольких километров. Это так называемые кальдеры взрыва. Но существуют и кальдеры провала, которые образуются в результате оседания вершинной части вулкана по кольцевым разломам, так как в магматическом очаге под вулканом после извержений создается дефицит расплава. Известны очень большие кальдеры, например, Тимбер-Маунтин в Неваде, США, диаметром до 32 км, Ла-Гарита в горах Сан-Хуан, Колорадо – около 50 км, Асо, Япония – 20 км, Санторин в Эгейском море – 14 км и т.д.

Следует отметить, что отток магмы из близповерхностного очага может вызвать опускание территории, намного превышающее размер вулканической постройки. Такие впадины называют вулcano-тектоническими.

Экологические последствия извержения вулканов. Даже единичные извержения вулканов способны привести к экологическим катастрофам, а если одновременно действуют десятки и сотни вулканов, то это уже может повлечь за собой глобальные катастрофические последствия.

Мощное эксплозивное извержение вулкана Санторин в Эгейском море в XVI в. до н. э. привело к гибели минойской цивилизации, центром которой был остров Крит. Огромные по силе взрывы вызвали пемзопад, распространившийся на все Восточное Средиземноморье, а на самом острове мощность пемзы достигала 100–150 м. Волны цунами достигли Крита, разрушив многие прибрежные поселения и потопив все корабли, стоявшие в гаванях. Так, на долгие тысячелетия исчезла высокоразвитая цивилизация, заново открытая археологами лишь в XX в.

Извержение Везувия в августе 79 г. н.э. похоронило под толщей вулканических туфов города Помпеи и Стабию, а Геркуланум оказался залитым мощным грязекаменным потоком. Об этих городах и людях, погребенных под туфами и обломками домов, забыли. Лишь в XVIII в. случайно наткнулись при прокладке водопровода на плиту с надписью и статую, после чего и начались интенсивные археологические раскопки. Колоссальный взрыв вулкана Кракатау в Зондском архипелаге в 1883 году погубил почти 40 000 человек.

Подобных примеров можно привести очень много, и все они будут свидетельствовать о том, что любое извержение вулкана, эксплозивное или эффузивное, приводит к экологической катастрофе.

Иногда пепел, выброшенный при извержении, может содержать ядовитые вещества и обладать большой кислотностью ($\text{pH} > 4$), при которой растения погибают, а металл подвергается коррозии. При извержении вулкана Геклы в 1947 и 1970 годах очень много травоядных животных отравились фтором и погибли.

Раскаленная тяжелая пепловая туча, вырвавшаяся в мае 1902 года из жерла вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника в Карибском море, в мгновение разрушила город Сен-Пьер, в результате чего погибло более 30 000 жителей – практически все население этого города.

В наши дни извержения вулканов представляют такую же опасность, как и в прошлом. Пепел, выброшенный на большие высоты, забивает двигатели самолетов. В 1990 году извержение вулкана Пинатубо на Филиппинах привело к эвакуации американской военно-воздушной базы.

Последние исследования свидетельствуют о том, что массовые вымирания живых организмов, неоднократно случавшиеся в геологическом

прошлом, могли быть связаны с извержениями вулканов. Например, рубеж в 183,6 млн. лет (± 2 млн. лет), начало татарского века ранней перми, характеризовался массовым вымиранием морской фауны и флоры. И в это же время миллионы км³ излившихся базальтовых лав способствовали резкому увеличению в атмосфере парниковых газов, а вулканический пепел, попавший в океан, изменил химический состав воды. Стабильная система «атмосфера – океан» оказалась нарушенной, и пережить это изменение смогли лишь некоторые виды организмов.

§45. Метаморфизм

Метаморфизм (от греч. «метаморфозис» – превращение) – это процесс преобразования первично магматических или осадочных пород под воздействием температуры (Т), давления (Р) и флюидов преимущественно водно-углекислых жидких или газовой-жидких, содержащих ионы К, Na, Са, Р, В, S и др.

Метаморфические изменения в горных породах начинаются при повышении температуры до 200°C и увеличении всестороннего, т. е. литостатического, давления, вызванного весом вышележащих пород. Однако не только это давление играет важную роль. Не меньшее значение имеет стресс, боковое давление, в результате которого открываются пути для миграции глубинных мантийных флюидов, являющихся главными переносчиками теплоты, так как кондуктивный теплообмен в горных породах крайне незначителен. Без флюидного потока вероятность метаморфизма невелика, хотя необходимо принимать во внимание и геотермический градиент, который сильно изменяется в разных районах (от 5 до 180°C и даже более на 1 км глубины).

Перечисленные выше главные факторы метаморфизма – температура, давление и флюиды, оказывают влияние на любые горные породы, находящиеся на различной глубине, при этом время не особенно важно. Например, лавы раннего протерозоя (2,2 млрд. лет) в Прибайкалье почти не отличаются от голоценовых лав (6–4 тыс. лет) Эльбруса; глины кембрийского возраста (550 млн. лет) под Санкт-Петербургом выглядят почти так же, как и современные глинистые отложения.

Фации метаморфизма. Метаморфические породы весьма разнообразны. Из одних и тех же исходных, первичных пород, в зависимости от действия факторов метаморфизма, могут образоваться различные метаморфические породы. Меняющиеся температура, давление, химический состав флюидов приводят к изменению минерального состава первичной породы. Новообразованный комплекс минералов, или парагенезис, называют мета-

морфической фацией. Так как исходные породы, подвергающиеся метаморфическим изменениям, чрезвычайно разнообразны, то в пределах одной метаморфической фации могут существовать разные парагенезисы минералов, а одна исходная порода давать разные метаморфические породы в различных фациях. Например, глина, метаморфизуясь, превращается в глинистые сланцы, а они в фации зеленых сланцев превращаются в филлиты; в амфиболитовой фации – в двуслюдяные сланцы; в гранулитовой фации – в биотит-гиперстен-кордиеритовые гнейсы (рис. 105).

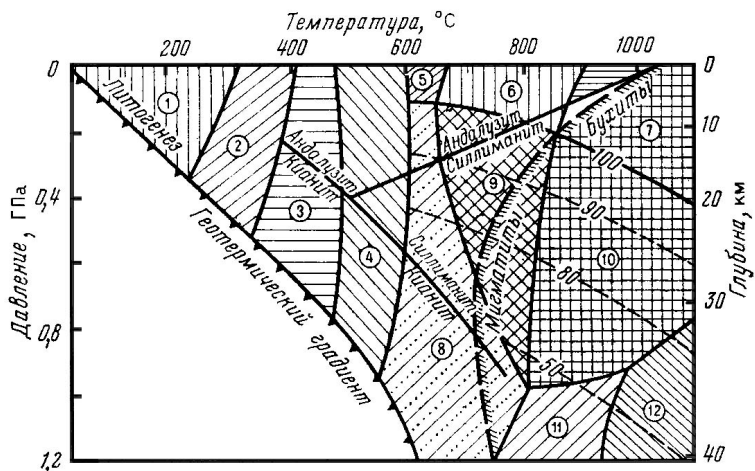


Рис. 105. Минеральные фации метapelитов (Цифры в кружках: 1–глинистых сланцев, 2–филлитов, 3–хлорит-мусковитовых сланцев, 4–мусковит-биотитовых сланцев и гнейсов, 5–7–роговиков (5–биотитовых, 6–андалузит-кордиеритовых, 7–пироксен-кордиеритовых), 8–андалузит-биотитовых, силлиманит-биотитовых и кианит-биотитовых гнейсов, 9–андалузит-гранат-кордиеритовых и силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов, 10–гранат-гиперстен-кордиеритовых гнейсов, 11–силлиманит-гиперстеновых гнейсов, 12–кварц-сапфириновых гнейсов). Штриховые линии (50–100) – железистость граната силлиманит-кордиеритовых гнейсов (по А.А.Маракушеву).

Указанные выше фации – зеленосланцевая, амфиболитовая и гранулитовая отвечают ступеням метаморфизма: низкой, средней и высокой, соответствующим степени усиления метаморфических преобразований первичной породы. Гранулитовая фация и соответствующий ей парагенезис минералов свидетельствует о температурах 700–1000°C, давлении от 2 до 12 Кбар и глубинах порядка 10–40 км. При меньших температурах и давлениях другие минеральные парагенезисы будут характеризовать дру-

гие метаморфические фации – амфиболитовую, эпидот-амфиболитовую, зеленосланцевую, цеолитовую. Переход от пород низших ступеней метаморфизма к высшим называют *прогрессивным метаморфизмом*. Если уже метаморфизованная порода подвергается воздействию более низких температур и давлений, то говорят о *регрессивном (ретроградном) метаморфизме*, или диафторезе.

Существуют породы, наиболее характерные для разных ступеней метаморфизма. Так, для низшей ступени типичны зеленые сланцы, образовавшиеся за счет базальтовых туфов и лав (рис. 106). Их зеленоватая окраска обусловлена развитием хлорита и эпидота. Для фации зеленых сланцев также типичны филлиты, сложенные очень мелкими (меньше 1 мм) зернами кварца, чешуйками серицита и хлорита. Два последних минерала придают филлитам шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости. Хлорит-серицитовые сланцы образуются при метаморфизме глинистых пород и для них типичны хлорит и слюда – серицит (мелкие чешуйки мусковита), а также кварц.

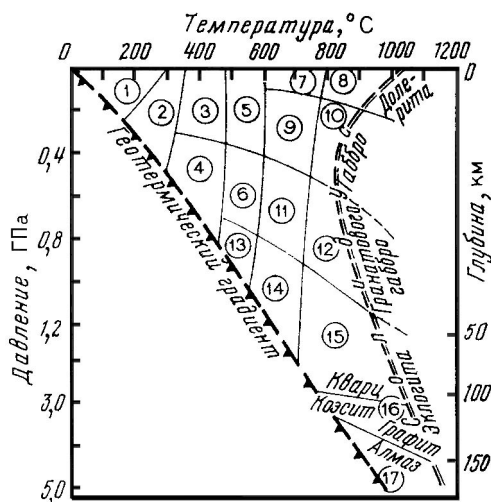


Рис. 106. Минеральные фации базитов и метабазитов (Цифры в кружках: 1–метаморфизованных порфиритов и цеолитосодержащих пород, 2–кальцит-хлоритовых и пренит-пумпеллитовых сланцев, 3–зеленых эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев, 4–зеленых и голубых альмандиновых и спессартиновых сланцев, 5–эпидотовых амфиболитов, 6–гранат-эпидотовых амфиболитов, 7–8–роговиков (7–роговообманковых, 8–пироксен-плаггиоклазовых), 9–амфиболитов, 10–двупироксен-

плаггиоклазовых сланцев, 11–гранатовых и клинопироксен-гранатовых амфиболитов, 12–гранат-двупироксен-плаггиоклазовых сланцев, 13–амфибол-цоизитовых эклогитов, 14–амфиболовых эклогитов, 15–кварцсодержащих эклогитов, 16–17–коэзитсодержащих эклогитов, (16–графитоносных, 17–алмазонасных). Показано высокотемпературное положение солидуса долерита, габбро и эклогита (по А.А.Маракушеву)

К низким ступеням метаморфизма относятся весьма необычные поро-

ды – глаукофановые, или голубые сланцы с типичным для них минералом – голубой роговой обманкой. Особенностью формирования этих пород является обстановка низких температур 200–400°C и очень высоких давлений – до 1200 МПа, а это отвечает глубине в 40 км, если брать литостатическое давление. Но на такой глубине должна быть высокая температура. Однако в сильно метаморфизованных, древних докембрийских породах голубые сланцы отсутствуют, хотя, судя по огромному давлению, они должны были бы там быть. Эти голубые сланцы являются результатом очень сильного стресса, т. е. одностороннего, а не литостатического давления, возникшего в условиях формирования крупных надвигов и покровов. Поэтому голубые сланцы образуют вытянутые полосы, согласно простиранию крупных разломов, и характерны для зон субдукции.

К средним ступеням метаморфизма относятся разнообразные кристаллические сланцы и амфиболиты. Кристаллические сланцы – полосчатые породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюд, образующихся как по осадочным породам – песчаникам и глинам (парагнейсы), так и по магматическим – ортогнейсы. Амфиболиты состоят из роговой обманки и плагиоклазов, иногда с биотитом и эпидотом, и формируются за счет метаморфизма базальтов и габбро – основных изверженных пород (ортоамфиболиты) и карбонато-глинистых пород (параамфиболиты).

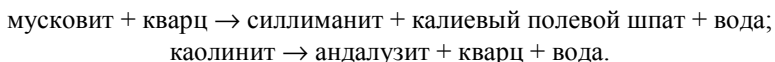
Амфиболитовая фация метаморфических пород образуется при температурах 500–700°C и давлениях 200–800 МПа. При таких высоких температурах породы начинают испытывать частичное плавление в отдельных тонких слоях с образованием мигмы (от греч. «мигма» – смесь), а вся порода превращается в мигматит – полосчатые метаморфиты, в которых чередуются полоски гранитного состава (мигма) с полосками темноцветных минералов, еще не вовлеченных в плавление.

К высшей ступени метаморфизма относится гранулитовая фация (температура 700–1000°C, давление 400–1200 МПа, глубина 10–40 км). Характерными породами этой фации являются гнейсы, двупироксеновые и кристаллические сланцы и эклогиты. Гнейсы состоят из кварца, ортоклаза, плагиоклаза, граната, кордиерита, пироксена, замещающего роговые обманки и слюды. Гранулиты образуются за счет как первично-магматических, так и осадочных пород. Эклогиты сложены пироксеном (омфацитом) и пироповым гранатом и представлены плотными, тяжелыми породами, типичными для глубоких частей земной коры.

Таким образом, повышение температуры, давления и привнос флюидов изменяют первично-осадочные и магматические породы и превращают их в метаморфические различных фаций и ступеней. Усиление действия этих факторов в конце концов приводит к плавлению наиболее легкоплавких компонентов породы, а потом и полному плавлению. Этот про-

цесс носит название *ультраметаморфизма*. В результате его действия могут образоваться граниты, а сам процесс называют анатексисом (от греч. «тексис» – плавление, «ана» – высшая ступень).

Изменения в первичных породах при метаморфизме. Процессы и факторы метаморфизма приводят к изменению минерального состава материнской породы. Например, при реакциях дегидратации происходят следующие превращения минералов:



Новые минералы возникают в результате химических реакций, а также перекристаллизации минералов первичной породы, которые приобретают новую форму и размеры. В связи с увеличением температуры начинается миграция, диффузия ионов сначала вдоль границ зерен минералов, а затем и внутри их, где небольшие ионы прокладывают себе путь между более крупными. Этот процесс происходит в твердом состоянии и называется *метасоматозом*. В породах средней и высокой степени метаморфизма можно встретить крупные, кристаллографически хорошо выраженные новые минералы, не типичные для первичной породы. Такие минералы или их скопления диаметром в несколько сантиметров называют *порфиروбластиами*.

Если при метаморфизме химический состав породы не меняется, то говорят об *изохимическом* метаморфизме, а если изменяется – об *аллохимическом*. Но не только одни минералы замещаются другими. Происходит изменение структуры, текстуры и наступает полная перекристаллизация первичной породы. Чешуйки слюды – биотита, мусковита, серицита – приобретают ориентировку в пределах плоскостей, а если минералы, например, амфиболы, имеют игольчатую форму, то длинной осью они ориентируются в одном направлении, образуя линейную текстуру. В результате метаморфическая порода приобретает сланцеватую текстуру.

Типы метаморфизма. Метаморфизм, который проявляется на огромных площадях, называется региональным. В других случаях метаморфические изменения захватывают ограниченные участки, тогда метаморфизм называют локальным.

Региональный метаморфизм является наиболее распространенным, проявляясь на площадях в сотни тысяч км². Он обусловлен погружением региона на глубины, достаточные для воздействия на толщи первичных пород высоких температур, всестороннего (литостатического) давления и флюидов. Такие метаморфические толщи развиты на древних щитах платформ, например на Балтийском и Украинском в пределах Восточно-Европейской платформы; на Алданском – Сибирской платформы и др. Архейские породы возрастом свыше 2,5 млрд. лет метаморфизованы во всех регионах Зем-

ли; протерозойские – возрастом 2,5–0,57 млрд. лет – избирательно, а фанерозойские породы моложе 0,57 млрд. лет – только в складчатых областях и в тех структурах, которые подверглись наибольшему давлению и температурному воздействию. Поэтому в складчатых структурах можно наблюдать, как разновозрастные толщи аргиллитов переходят в глинистые сланцы, затем в филлиты, кристаллические сланцы и, наконец, в гнейсы.

Локальный метаморфизм проявляется на ограниченных площадях и подразделяется на контактовый и динамометаморфизм (дислокационный).

Контактовый метаморфизм развивается в контактах интрузивных массивов, внедряющихся в любые толщи пород, воздействие на которые осуществляется температурой и флюидным потоком. Ширина и площадь контактового (экзоконтактового) ореола зависят от типа, состава интрузивного тела и его температуры. Небольшие дайки и силлы характеризуются экзоконтактами, имеющими мощность от нескольких сантиметров до нескольких метров. Крупные гранитные массивы хотя и обладают невысокой температурой, но благодаря энергичному флюидному воздействию на вмещающие породы имеют обширные (до нескольких километров) контактовые зоны, в которых наблюдается закономерная смена парагенезов минералов от высокотемпературных вблизи интрузивного массива до низкотемпературных вдали от него. Чем выше температура интрузивного массива, тем в контактовых ореолах развиты более высокотемпературные метаморфические породы. Среди пород контактового метаморфизма наиболее распространены роговики, массивные темные породы, содержащие кордиерит, андалузит, хлорит и мусковит. Если воздействию гранитов подвергаются карбонатные породы, то возникают *скарны*, метаморфические породы, которые образовались за счет метасоматоза с привнесом SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO и B_2O_3 . Характерным для скарнов являются различные гранаты, турмалин и волластонит (CaSiO_3).

Динамометаморфизм связан с крупными разломами, надвигами, покровами и сдвигами, при образовании которых практически всегда возникает стресс – напряжение сжатия, ориентированное в одном направлении. На глубинах, где литостатическое давление велико, породы под влиянием стресса приобретают возможность пластического течения, напоминающего раздавливание пластилина в руках. При этом раздавливаемый материал стремится выдавиться в сторону уменьшения градиента давления, а вновь образованные минералы, такие, как слюды, располагаются чешуйками параллельно поверхности смещения, создавая сланцеватость метаморфической породы. Динамометаморфизм проявляется в сравнительно узких зонах разрывных нарушений и сразу же исчезает за их пределами.

§46. Тектонические движения

Все природные движения земной коры или ее отдельных участков получили название тектонических. Тектонические движения, так же как и большинство других геологических процессов, в силу огромной длительности и медлительности их течения почти недоступны непосредственному изучению. О них приходится судить только по результатам их проявлений, запечатленных в строении земной коры. Геотектоника, изучая проявления тектонических движений, позволяет, до некоторой степени, расшифровать многие вопросы истории сложного развития земной коры и удовлетворительно объяснить природу тектонических процессов.

Выделяется три основных вида движений:

- *колебательные (эпейрогенические)*, выражающиеся в медленных поднятиях одних участков земной коры и опусканиях других;
- *складкообразовательные (пликативные)*, выражающиеся в смятии слоев горных пород в складки,
- *разрывообразовательные (дизъюнктивные)*, выражающиеся в разрыве слоев горных пород.

Порядок тектонических структур и структурных форм. Главные элементарные структуры, которые встречаются в структурной геологии, изучающей вещественные результаты тектонических движений – слоистая, складчатая, трещинная и разрывная структуры. Главными элементарными структурными формами являются слои, складки, трещины, разрывные нарушения со значительной амплитудой перемещения (сбросы, сдвиги, надвиги, покровы) и др. Они в свою очередь могут быть образованы структурными элементами меньших размеров или являются составными частями значительно более крупных структурных форм. Понятие о масштабе (порядке) структуры или структурной формы помогает разобраться во взаимных связях различных структурных элементов земной коры.

Тектоническими структурами самых высоких порядков (самой меньшей величины) являются многие петрографические структуры и текстуры. В петрографии структура определяется формой, пространственным размещением и взаимными отношениями породообразующих минералов или горных пород. Еще несколько десятков лет назад структуры горных пород были объектом изучения одних лишь петрографов. Однако оказалось, что петрографические структуры и текстуры хорошо отражают тектонические деформации горных пород.

Кинематическое и динамическое содержание понятия «тектоническая структура». В явлениях, приводящих к образованию тектонических структур, различаются две стороны:

- 1) движения, имеющие определенную направленность и отражающие

кинематическую сторону процесса, результатом действия которых являются деформации, т. е. изменения формы горных пород;

2) силы, действующие в определенном направлении, вызывающие движения и отражающие динамику процесса.

Наши представления о тектонических структурах и присущих им закономерностях были бы наиболее совершенными, если бы мы во всех случаях знали и кинематику и динамику явлений. К сожалению, при расшифровке структур часто приходится довольствоваться выяснением кинематики тектонических явлений. Динамика остается неизвестной в связи с тем, что различные силы сплошь и рядом вызывают образование аналогичных тектонических структур. При геологических исследованиях обычно имеется возможность наблюдать только кинематические результаты, потому что силы, создавшие изучаемые структуры, давно уже перестали действовать. Несмотря на ограниченность, кинематическая характеристика, как показывает практика, позволяет выяснять многие закономерности, присущие структурам земной коры.

Деформации. Деформацией называется изменение взаимного распределения частиц, составляющих тело, следствием чего может явиться изменение его формы. Она может происходить без существенного изменения объема и со значительным изменением объема деформируемого тела. Деформация может быть вызвана внешними силами, приложенными к телу, а также другими факторами, например, изменением температуры, фазовыми превращениями, с которыми связаны изменения объема, намагничиванием (магнитострикционный эффект) или появлением электрического заряда (пьезоэлектрический эффект). Внутренние силы, возникающие в теле и стремящиеся уравновесить действие внешних сил, называются силами упругости.

Виды деформаций, явление гистерезиса. Деформация называется *упругой*, если она исчезает по мере удаления вызвавших ее сил (напряжений). Величина упругой деформации прямо пропорциональна величине вызвавших ее напряжений и в общем случае не зависит от времени приложения сил (напряжений) к деформируемому телу.

Пластической называют остающуюся после прекращения действия сил деформацию, происходящую без существенного разрушения материала. Эта необратимая деформация пропорциональна не только вызвавшим ее силам, но также пропорциональна длительности приложения этих сил.

Процесс упругой и пластической деформации по мере своего развития, приводит к разрушению материала, которое представляет собой вид деформации, изучение которого особенно важно, потому что геологам постоянно приходится иметь дело с более или менее разрушенными (трещиноватыми) горными породами.

Гистерезис. Перечисленные выше виды деформаций не встречаются в природе совершенно самостоятельно. В действительности они почти всегда имеют смешанный характер и могут быть представлены как совокупность накладывающихся друг на друга двух или даже трех видов. В этом легко убедиться по широко распространенному явлению гистерезиса.

Если отложить на оси ординат величину силы, деформирующей тело, а на оси абсцисс величину деформации (например, приращение длины растягиваемого бруска), то оказывается, что кривая, отражающая зависимость между силой и деформацией при нарастании силы (нагрузке), не совпадает с кривой, построенной для характеристики деформации того же тела при уменьшении силы (разгрузке). Обе кривые образуют некоторую петлю. При следующем опыте с этим же телом, несмотря на сохранение всех условий предыдущего опыта, мы получим петлю, не совпадающую с первой (рис. 107).

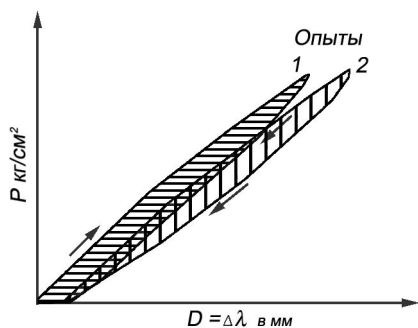


Рис. 107. Диаграмма растяжения образца с силой P , приложенной и снятой несколько раз, характеризующая явление гистерезиса. Горизонтальная штриховка – петля гистерезиса при первом приложении и последующем снятии силы P

Образование петель гистерезиса связано с появлением в деформируемом теле остаточных, необратимых деформаций, пластических или разрывных, в связи с чем тело, или его отдельные элементы, при снятии деформирующих сил неполностью возвращается к первоначальной форме. Петля гистерезиса ограничивает некоторую площадь, величина которой есть мера работы, затраченной на необратимую деформацию. Таким образом, пластические и разрывные деформации требуют необратимой затраты кинетической энергии, которая расходуется на необратимые перемещения частиц деформируемого тела.

Основными характеристиками физико-механических свойств, которые рассматриваются при изучении геологических структур являются: упругость, хрупкость, пластичность, вязкость, ползучесть и жесткость.

Упругим в обычных условиях называется материал, который существенно изменяя свою форму под действием внешних сил, возвращается к первоначальной форме после снятия этих сил.

Хрупким является вещество, у которого точки предела пропор-

циональности* и разрушения расположены очень близко. Весьма хрупкий материал разрушается почти немедленно после достижения предела пропорциональности.

Пластичным является вещество, способное длительно существенно изменять свою форму под действием внешних сил, без разрушения и не возвращающееся сколько-нибудь заметно к первоначальной форме после снятия внешних сил.

Вязкость (или внутреннее трение) – свойство веществ оказывать сопротивление перемещению одной части тела (объема) относительно другой. Это свойство у газов, жидкостей и некоторых высоко пластичных твердых тел количественно характеризуется *коэффициентом вязкости* (η). Величина, обратная вязкости, называется текучестью.

Ползучесть (*крип*) – способность тела деформироваться непрерывно (медленно увеличивать свою пластическую деформацию) после того, как внешние силы превысили некоторый минимум и остались постоянными. Таким образом, ползучесть представляет частный случай пластической деформации – пластическую деформацию при постоянном напряжении.

Жесткость – способность материала сопротивляться изменениям формы (сдвигу) под действием внешних сил. Чем меньше деформация от заданных сил, тем больше жесткость.

Складчатость. Складчатыми, или пликативными, структурными формами являются складки слоистых, осадочных или эффузивных пород, возникшие в результате пластической деформации, под воздействием тектонических сил. Складки образуются также в неслоистых породах при определенных условиях деформации.

Антиклинальной складкой (антиклиналью) называется изгиб слоев горных пород, обращенный выпуклостью вверх (рис. 108). Во внутренней части, т. е. в ядре антиклинальной складки залегают наиболее древние породы, что является ее отличительной особенностью.

Синклинальной складкой (синклиналью, мульдой) называется изгиб слоев, обращенный выпуклостью вниз (рис. 108). В ядре синклинали залегают наиболее молодые породы.

Элементы складки. Боковые поверхности складки называются крыльями. Следует помнить, что у многих типов складок крыло складки одновременно принадлежит антиклинали и соседней с антиклиналью синклинали (рис. 108). Поэтому при описании элементов таких складок нельзя говорить о крыльях антиклиналей или о крыльях синклиналей в общем

* Пределом пропорциональности называется максимальное напряжение, ниже которого не наблюдается заметных отклонений от прямолинейной зависимости между напряжением и деформацией.

виде, а всегда следует указывать, о какой конкретно антиклинали или синклинали идет речь. Место перегиба слоев, образующих антиклинальную или синклинальную складку, называется замком складки. У антиклинальных складок замковая часть иногда называется сводом.

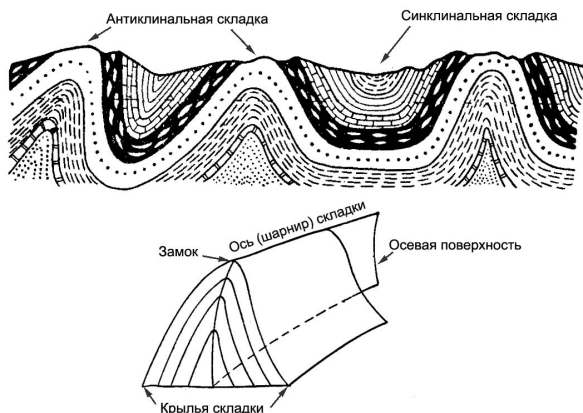


Рис. 108. Антиклинальные и синклинальные складки и их элементы

Линия, соединяющая точки перегиба слоя, называется осью, или шарниром складки. Проекция оси складки на горизонтальную плоскость называется линией простирания складки. Поверхность, в которой лежат осевые линии всех слоев, составляющих складку, называется осевой плоскостью, или осевой поверхностью складки (рис. 108).

Формы складок. Складки различной формы классифицируются на основании нескольких признаков.

1. Первым признаком является наклон крыльев складок относительно горизонта. Пользуясь этим признаком, различают (рис. 109):

а) прямые или симметричные складки, когда крылья наклонены в разные стороны и имеют одинаковый наклон к горизонту, при этом осевая поверхность складки образует с горизонтом прямой угол (рис. 109, I,а);

б) наклонные, косые или асимметричные складки, когда крылья складки наклонены в разные стороны и наклон одного крыла отличается от наклона другого крыла, в связи с чем осевая поверхность складки наклонена по отношению к горизонту (рис. 109, I,б);

в) опрокинутые складки, когда крылья наклонены в одну сторону и осевая поверхность наклонена в ту же сторону (рис. 109, I,в);

г) лежачие складки – крылья и осевая поверхность залегают почти горизонтально (рис. 109, г);

д) перевернутые складки имеют осевую поверхность, падающую в

сторону замка антиклинали и, соответственно, в сторону, противоположную положению замка синклинали.

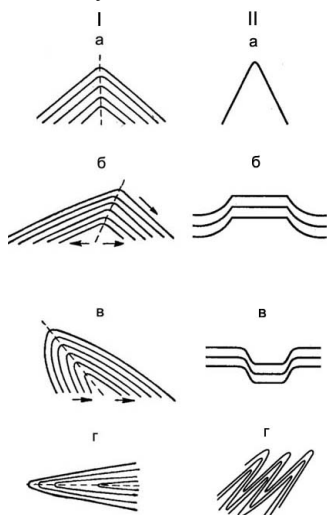


Рис. 109. Формы складок (объяснения в тексте)

Важнейшей особенностью опрокинутых и лежащих складок является опрокинутое залегание слоев осадочных пород, слагающих одно крыло таких складок (а именно, подвернутое крыло), тогда как в другом крыле сохраняется нормальное залегание пород. При опрокинутом залегании слоев наиболее молодые породы оказываются лежащими внизу, а наиболее древние породы залегают сверху, т. е. вместо нормальной стратиграфической последовательности слоев имеет место

обратная последовательность.

2. Другим классификационным признаком является форма оси складки. В соответствии с этим различают:

а) складки, у которых ось (осевая линия) близка по форме к прямой линии или изгибается только в плоскости, нормальной к осевой плоскости, называются линейными (рис. 110).

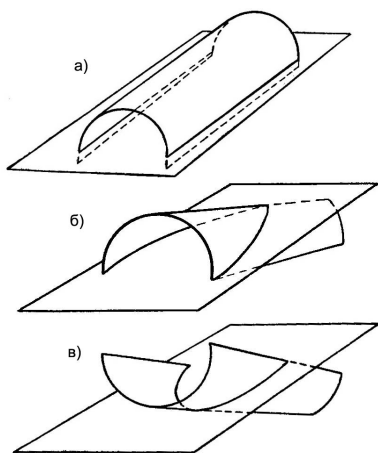


Рис. 110. Форма линейных складок

Если ось линейной складки горизонтальна, слои противоположных крыльев простираются параллельно друг другу. В том же случае, когда ось наклонена по отношению к горизонту, слои, образующие противоположные крылья, будут замыкаться. У антиклинальных складок такое замыкание называется *периклинальным* (рис. 110, б), а у синклинальных – *центриклиналь-*

ным (рис. 110, в). При наклонном к горизонту залегании осей складок наблюдается их погружение. Различают азимут (т. е. направление) погружения оси складки и угол, образуемый осью складки с горизонтом. Наклонное положение осей складок встречается весьма часто в самых различных складчатых районах, и углы наклона иногда достигают больших величин.

б) складки, у которых осевая линия изогнута дугообразно и направление погружения у оси изменяется по простиранию на противоположное (рис. 111), называются *брахискладками* (брахиантиклиналями и брахисинклиналями). В связи с погружением оси брахискладки в обе стороны на одном и другом конце складки наблюдается периклинальное (или центриклинальное) замыкание слоев, составляющих противоположные крылья. Поэтому в плане брахискладки выражаются более или менее вытянутыми овалами. С другой стороны, благодаря погружениям и поднятиям осей складок (явление это называют *ундуляцией* осей складок) образуются своеобразные перегибы, как бы секущие под прямым углом главное направление складчатости. Ундуляция осей складок и образование поперечных перегибов хорошо видны на блок-диаграмме комплекса брахискладок, на рис. 111, где, кроме главного направления складчатости, простирающегося параллельно линии АБ, наблюдаются поперечные перегибы, протягивающиеся в направлении ВГ. Очевидно, что наклон слоев горных пород, измеренный в вертикальной плоскости, проходящей вдоль АБ, точно характеризует поперечный перегиб оси главной складки.

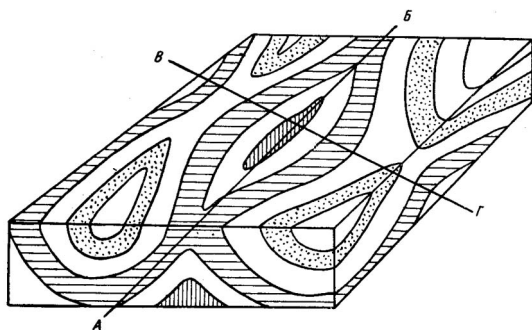


Рис. 111. Блок-диаграмма комплекса брахискладок

в) складки, имеющие в плане приблизительно одинаковые размеры во всех направлениях, называются *куполовидными*, или *куполами*. Пересечение их с горизонтальной поверхностью дает фигуру, близкую к кругу.

3. Третий признак, по которому могут быть расклассифицированы складки, определяется расположением крыльев складок относительно осевой поверхности. Кроме обычных складок, у которых крылья наклонены в сторону от осевой поверхности в антиклиналях и к осевой поверхности в синклиналях, различают сжатые складки разных типов – веерообразные с обратным наклоном крыльев и изоклинальные складки с крыль-

ями, почти параллельными осевой поверхности (рис. 109, II, г).

4. Четвертый признак, по которому производится классификация складок – форма замка. В зависимости от формы замка, кроме обычных складок, различают остроугольные складки (рис. 109, II, а), сундучные, или корытообразные (рис. 109, II, б, в) и стулообразные складки.

5. Пятый классификационный признак складок отражает изменение первоначальной мощности слоев горных пород на их крыльях и в замках. Различают складчатость параллельную (рис. 112, а), подобную (рис. 112, б) и диапировую (рис. 112, в). В параллельных складках мощность слоев неизменна во всех частях складки. Подобная складчатость характеризуется утолщением слоев в замках и уменьшением мощности на крыльях. Диапировая складчатость характеризуется уменьшением мощности слоев в замках складок.

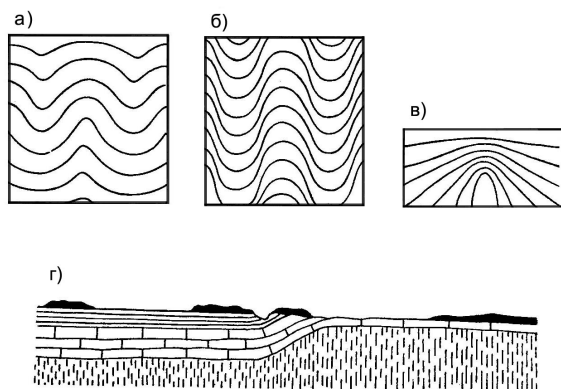


Рис. 112. Формы складчатости

Все пять классификационных признаков или часть этих признаков могут быть применены одновременно для характеристики морфологии складок. Например, прямая (симметричная) остроугольная линейная складка в системе параллельной складчатости, наклонная сундучная брахискладка, опрокинутая изоклиная складка в системе подобной складчатости и т. д.

К пликативным дислокациям относят также *флексуры* (моноклинали), представляющие собой коленообразный изгиб слоев (рис. 112, г). Иногда относят к моноклиналям крылья больших, глубоко срезанных денудаций или тектонически нарушенных складок в тех случаях, когда ядро складки и противоположное ее крыло почему-либо трудно доступны для наблюдения.

Вопрос о происхождении и способах образования складчатых нарушений является весьма сложным и детально рассматривается при изучении

таких дисциплин как структурная геология, геодинамика, тектоника и др. Здесь мы остановимся лишь на некоторых простейших примерах образования складчатости. Несомненно, что складки в земной коре могут образовываться под влиянием различных причин. В связи с этим, в зависимости от происхождения сил, которые их формируют, складки подразделяются на эндогенные и экзогенные.

Эндогенные складки. Образование этого типа складок связано с силами, возникающими внутри Земли. Складки сжатия образуются ввиду сокращения размера отдельного участка земной коры в результате горизонтальных или наклонных движений отдельных блоков (рис. 113, а, б). Пластичные породы, находящиеся между двумя сближающимися блоками, сминаются, образуя складчатые структуры.

Складки свободного скольжения (см. рис. 113, в) образуются под влиянием силы тяжести, вследствие соскальзывания пород от центра поднятия в сторону прогиба. Встречая сопротивление пластов, залегающих в осевой части прогиба, они сминаются в складки.

Складки раздавливания образуются под влиянием вертикальных сил, направленных снизу вверх. На участках максимального приложения этих сил формируется поднятие, в сводовых частях которого породы раздавливаются и растекаются от центра поднятия к периферии. Это растекание, так же как и в случае свободного скольжения, вызывает на склонах поднятия образование складок.

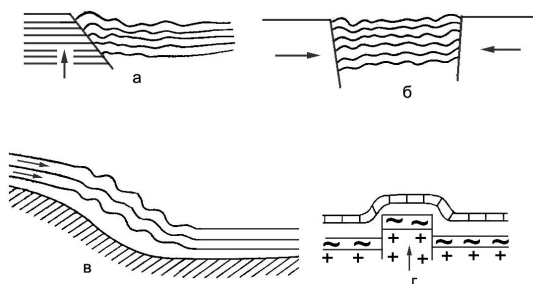


Рис. 113. Типы эндогенных складок (пояснения см. в тексте)

Отраженные складки образуются в осадочном чехле при неравномерном движении отдельных блоков фундамента (см. рис. 113, г). Эти складки имеют широкое распространение и преобладают на платформах.

Магматогенные складки образуются вследствие давления магмы на осадочные породы при ее внедрении в земную кору. Эти складки бывают обычно локальными, одиночными, в зависимости от размеров магматического тела занимают ограниченную площадь.

Метаморфогенные складки (складки, связанные с метаморфизмом пород) в настоящее время изучены недостаточно. Они образуются как в самой метаморфизирующей толще, так и в окружающих ее породах вследствие увеличения объема породы при нагревании или химических реакциях, вызывающих увеличение объема.

Экзогенные складки. Складки этого типа часто называются атектоническими (рис. 114), что подчеркивает их нетектоническое происхождение, но морфологически они нередко бывают неотличимы от складок тектонических. Эти складки, как правило, занимают небольшие площади, не распространяются на глубину и, по сравнению со складками эндогенного происхождения, играют незначительную роль в строении земной коры. Экзогенные складки образуются самыми различными способами.

Антиклинальные складки облекания образуются вследствие того, что осадок, накапливающийся в море на поверхности какого-то резкого выступа морского дна, образует изогнутый пласт куполовидной формы. Соответственно осадок, выполняющий впадину в нижних частях, образует синклинальную складку облекания (см. рис. 114, 1).

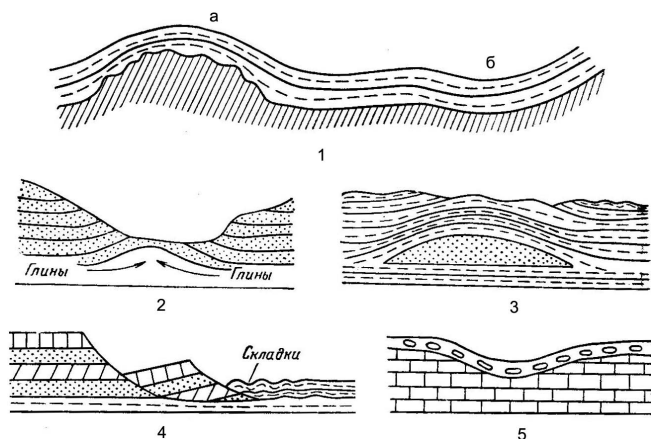


Рис. 114. Экзогенные (атектонические) складки (пояснение см. в тексте)

Складки выпирания (см. рис. 114, 2) образуются на дне долин или котловин, так как глинистые пласты могут выдавливаются по типу диапировых складок на дно, где они ничем не перекрыты и давление на них поэтому равно нулю. Такие складки выпирания распространены в долине р. Волги.

Складки уплотнения (см. рис. 114, 3) образуются в неоднородных породах, состоящих из глин, в которых включены более плотные породы — песчаники или известняки. Глины, уплотняясь, сжимаются и образуют

изгиб вокруг линз неуплотняемой породы. Складки разбухания, наоборот, возникают в связи с расширением некоторых минералов при перекристаллизации. Например, ангидрит, переходя в гипс, увеличивается в объеме. При этом он давит на окружающие породы, и в последних образуются мелкие складки, называемые складками разбухания.

Складки оползневые (см. рис. 114, 4) выявляются наиболее отчетливо. Оползень, сползая по склону, давит своей массой на породы, расположенные в нижней части склона. В этих породах образуются мелкие, очень часто косые или опрокинутые складки. Особенно интенсивно они выражаются при подводных оползнях, в морских или речных осадках, еще не утративших своей пластичности.

Складки обрушения (см. рис. 114, 5) образуются на дне карстовых воронок, пещер и других полостей в земной коре. Они обрисовывают форму поверхности дна указанной полости.

Ледниковые складки (гляциодислокации) являются наиболее крупными дислокациями экзогенного происхождения. Они создаются ледниками, которые, сползая с гор, сдавливают рыхлые отложения, в результате чего последние формируют складчатые структуры.

Выше речь шла о видах и формах отдельных складок. В том случае, когда рассматриваются достаточно обширные регионы, в которых присутствуют многочисленные складчатые сооружения, то в зависимости от формы, которую они вместе принимают в пространстве, они называются *антиклинориями* (рис. 115, а) или *синклинориями* (рис. 115, б).

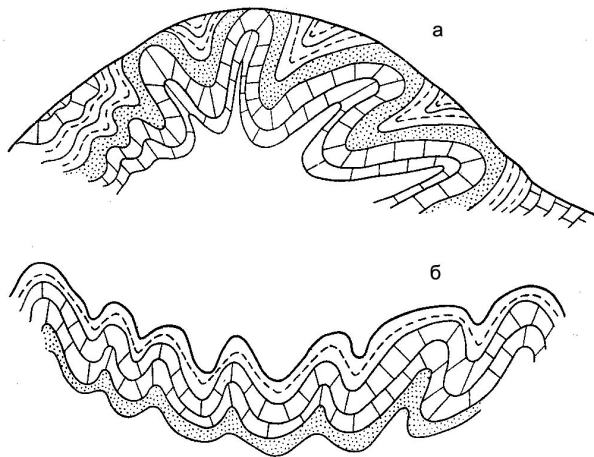


Рис. 115. Сложные складчатые формы (а–антиклинорий, б–синклинорий)

Разрывные (дизъюнктивные) нарушения. Разрывные нарушения представляют трещины, поверхности скольжения, зоны смятия или разлома, с большими или меньшими перемещениями по ним (рис. 116). Своими сравнительно большими размерами и существенной амплитудой смещения (вдоль плоскости разрыва или в перпендикулярном к нему направлении) разрывные нарушения отличаются от безамплитудных (или микроамплитудных) трещин в горных породах, которые тоже в конечном итоге являются разрывами. Видами разрывных нарушений являются сбросы, подразделяющиеся на простые сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, срывы и т.д.

Сброс – нейтральный термин, характеризующий разрывное нарушение с относительно крутым или вертикальным падением и с существенным перемещением в плоскости разрыва (рис. 116, а). Это определение не подразумевает способа образования разрывного нарушения и не зависит от направления относительного перемещения висячего и лежачего бока. Все сбросы по морфологическим и по генетическим признакам, подразделяются на три большие группы:

а) *взбросы* – разрывные нарушения, приводящие к сокращению (в плане) поверхности прилегающего к нарушению участка земной коры (рис. 116, б). Для взброса характерно относительное приподнимание висячего бока или соответственно опускание лежачего бока. Сокращение, вызываемое движением по взбросу зависит от амплитуды перемещения и от угла наклона его поверхности к горизонту;

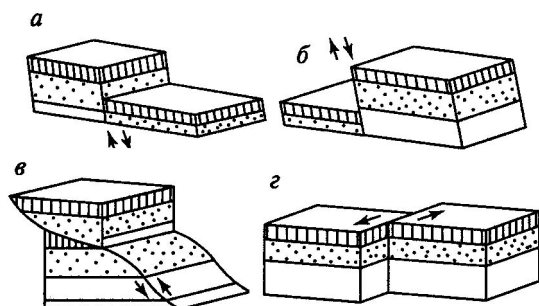


Рис. 116. Формы разрывных нарушений

б) *нормальные сбросы* – разрывные нарушения, приводящие к увеличению (в плане) поверхности прилегающего к нарушению участка земной коры. Для нормального сброса характерно опускание висячего бока или соответствующее поднятие лежачего бока;

в) *сдвиги* – разрывные нарушения с горизонтальным (или преобладающим горизонтальным) направлением перемещения одного или обоих блоков, составляющих бока нарушения (рис. 116, г).

Взбросы и нормальные сбросы во многих случаях характеризуются наличием горизонтальной составляющей перемещения и, таким образом, превращаются в взбросо-сдвиги и нормальные сбросо-сдвиги. Об этом важном обстоятельстве необходимо всегда помнить, анализируя происшедшие вдоль разрыва перемещения, потому что в чистом виде взбросы, нормальные сбросы и сдвиги встречаются не часто и недооценка вертикального или горизонтального элемента перемещения может привести к ошибкам. Номенклатура наименований, зависящая от направления перемещений нависающего блока по разрывном нарушению, представлена на рис. 117.

Надвиги, покровы, шарьяжи – разрывные на рушения с полого залегающей поверхностью разрыва под углами мене 30° к горизонту (рис. 116, в).

Межформационные срывы – нарушения, следующие поверхности на-слоения в осадочных породах или вообще крупным пологолежащим поверхностям раздела между разнообразными породами и комплексами пород.

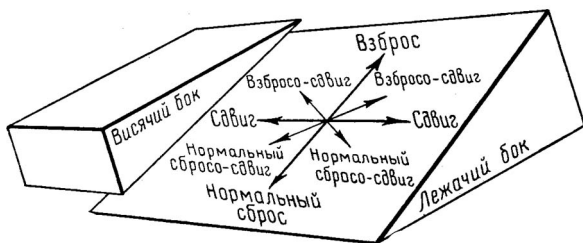


Рис. 117. Морфологическая классификация крутозалегающих разрывных нарушений (стрелками показано относительное перемещение висячего блока разрывного нарушения, по Г.Д.Ажгирею).

Трещины, вмещающие дайки – разрывные нарушения, представляющие самостоятельный тип в тех случаях, когда вдоль трещины не происходило перемещений с существенной амплитудой. Движение было ограничено раскрытием в направлении, перпендикулярном к стенкам трещины. Кроме таких трещин, дайки магматических пород могут заполнять также трещины взбросов, нормальных сбросов, сдвигов, надвигов и межформационных срывов. Однако последние виды встречаются значительно реже.

Среди всех этих многочисленных в структурно-морфологическом отношении разрывных нарушений, необходимо различать две генетически совершенно различные группы разрывов – разрывные нарушения, образующиеся при тектонических движениях, вызванных расширением больших частей земной коры, и разрывные нарушения, образующиеся при сокращении значительных частей земной коры. В первом случае образуются грабены, а во втором – горсты (рис. 118).

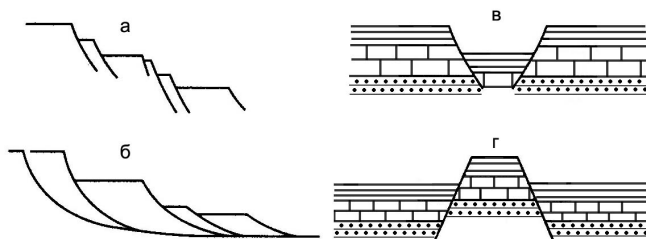


Рис. 118. Системы разрывных нарушений (а–ступенчатые сбросы, б–листрические сбросы, в–грабены, г–горсты)

§47. Геотектонические гипотезы и теории

Геотектонические гипотезы являются серией взаимосвязанных положений, призванных объяснить причины тектонических движений и эволюции структур земной коры. Как правило, при их разработке делаются попытки увязать в единый непротиворечивый процесс развития эволюцию мегаструктур Земли в связи с ее внутренним строением, магматизм, рудогенез и т.д., т.е., объяснить все разнообразие геологических процессов в рамках единой теории.

В конце XVII и первой половине XVIII века, наряду с различными фантастическими теориями о строении Земли (см. рис. 119) и объяснениями причин тектонических движений, имелись уже в известной мере научно обоснованные представления.

Во второй половине XVIII и первой половине XIX века оформились две геологические школы: плутонистов и нептоунистов. Первые объясняли тектонические явления действием «подземного жара», ведущего к воздыманию отдельных участков земной поверхности и к извержениям вулканов. Нептунисты отрицали значение «подземного жара»; согласно этому учению все породы, в т. ч. и изверженные (например, граниты), образовались в море. Наклонное залегание слоев они считали первичным, обусловленным наклоном морского дна, допуская более позднее образование нарушенного залегания лишь в виде результата провала в подземные пустоты. В первой половине XIX столетия восторжествовали представления плутонистов, более близкие к истине, чем фантастические объяснения нептоунистов. Это привело к оформлению гипотезы поднятия – первой более или менее научно обоснованной геотектонической гипотезы. В те же годы пытались выявить основные направления в расположении склад-

чатых горных цепей и установить их геометрические закономерности. Считалось, что горообразование и проявления вулканизма происходят повсюду одновременно, в виде всемирных катастроф, отмечаемых на границах стратиграфических подразделений перерывами и несогласиями.

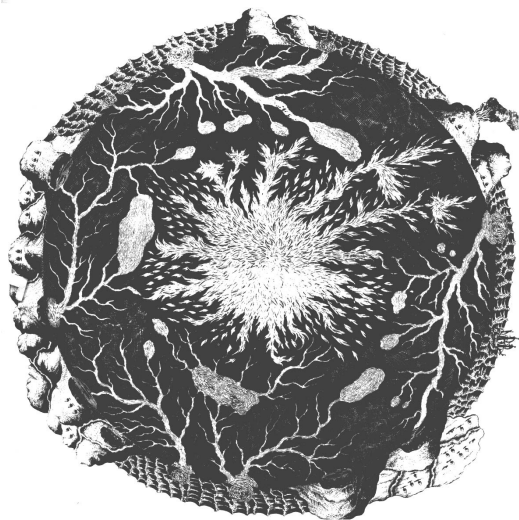


Рис. 119. Строение Земли по представлениям плутонистов и нептунистов XVII века (из книги А.Кирхера)

Контракционная гипотеза. В 1852 году французский ученый Эли де Бомон, опираясь на космогоническую гипотезу Канта – Лапласа о происхождении Земли из первично огненно-жидкой массы и последующего ее остывания,

выдвинул геотектоническую гипотезу контракции, согласно которой складчатость и горообразование происходят в результате сжатия земной коры, приспособляющейся к сокращающимся при остывании внутренним частям земного шара. Контракционная гипотеза оказалась очень плодотворной и безраздельно господствовала на протяжении около полу столетия. Венцом этой гипотезы может считаться классический трехтомный труд Зюсса «Лик Земли» (1883–1909), в котором, опираясь на контракционную гипотезу, был подведен итог геологических знаний, накопленных к началу XX века, и дано ясное представление о геологическом строении всех континентов земного шара. Но на рубеже XIX и XX веков появились новые факты, серьезно подорвавшие достоверность этой гипотезы: 1) отказ космогонистов от гипотезы Канта – Лапласа, не способной в свете новых уточненных данных удовлетворительно объяснить выяснившиеся к этому времени особенности строения Солнечной системы, и 2) открытие радиоактивности, выявившее ранее неизвестный самостоятельный источник тепла в Земле. Часть геологов продолжала (и продолжает) придерживаться основных положений контракционной гипотезы, учтя новейшие научные данные и внеся в гипотезу соответствующие поправки и дополнения. Это направление получило на-

звание неоконтракционизма.

В своей основе **неоконтракционизм** унаследовал от контракционной гипотезы ее рациональное зерно – ведущее значение в развитии тектогенеза сокращения объема Земли, обуславливающее сжатие ее коры. Первоначальные расчеты радиогенного тепла, позволявшие говорить не о сжатии, а, наоборот, о расширении Земли, оказались сильно преувеличенными. Появились новые аргументы в пользу гипотезы сокращения объема Земли. Прямым указанием на изменение объема Земли может служить изменение скорости ее вращения. Под влиянием приливного трения, вызываемого притяжением Луны и Солнца, скорость вращения Земли испытывает вековое замедление. Исследования показали, что действительное замедление вращения меньше расчетного – теоретического. Одной из наиболее вероятных причин такой разницы может являться сокращение радиуса Земли, косвенно устанавливаемое по геологическим данным. Исследования А.Б.Роновым и В.Е.Хаиным мощностей осадочного покрова Земли показали, что как в геосинклиналях, так и на платформах погружения по размаху преобладают над последующими поднятиями. В океанических впадинах по наличию глубоко погруженных вулканических конусов – гайотов также установлено существенное погружение. Наконец, образование складчатых зон на месте геосинклиналей наиболее просто и убедительно может быть объяснено тангенциальным сжатием. Уменьшение радиуса Земли (сокращение ее объема) может происходить как под влиянием ее общего остывания (что было сновным положением контракционной гипотезы), так и под влиянием гравитационного уплотнения подкорового вещества, ведущего к увеличению плотности и уменьшению объема. Например, при переходе оливина в шпинель, объем уменьшается на 10–15%. Таким образом, возможность развития Земли в направлении прогрессирующего уменьшения ее объема, что является принципиальной основой гипотезы контракции, не может считаться опровергнутой современными научными данными.

Гипотеза изостазии – основывается на установленном в середине XIX века явлении изостазии. Впервые на роль изостазии как возможного геотектонического фактора обратил внимание в 1892 году американский геолог Даттон, который отметил, что снос с эродируемого приподнятого участка земной коры, облегчая материки, нарушает их изостатическое равновесие, вызывая всплывание (поднятие) данного участка. В это же время соседний пониженный участок, где накапливался сносимый материал, испытывая дополнительную нагрузку, погружается. При прогибании и поднятии коры следует предполагать горизонтальное перемещение вязкого подкорового материала, перетекание его из-под погружающегося участка в сторону поднимающегося, что, по мнению Даттона, могло вы-

звать сжатие земной коры и складкообразование. На роль нагрузки как фактора погружения значительно раньше Даттона указывал Холл, который считал, что причиной прогибания геосинклиналей является давление на их дно накапливающихся осадков.

Последние наблюдения подтвердили, что изостазия существует реально и, за исключением наиболее тектонически активных в современную эпоху регионов, большая часть земной коры находится в изостатическом равновесии (рис. 120). Активные участки и зоны не подчиняются этой общей закономерности и там наблюдаются изостатические аномалии силы тяжести, иногда захватывающие достаточно крупные регионы. Например, Горный Крым и северо-западная часть Кавказа обладают избыточной тяжестью и должны были бы погружаться для достижения изостатического равновесия, в действительности же они продолжают подниматься. Такие отклонения от закона изостазии убедительно показывают, что она не может считаться первопричиной тектогенеза, а является лишь следствием, стремясь привести в изостатическое равновесие участки земной коры, равновесие которых нарушено другими, более действенными причинами. В этом отношении изостазию можно рассматривать как фактор, в известной мере ограничивающий размах тектонических движений и рельефа. Чем сильнее последние нарушают равновесие силы тяжести, тем активнее становится противодействие им изостазии. При этом изостатический фактор проявляется с некоторым запозданием.

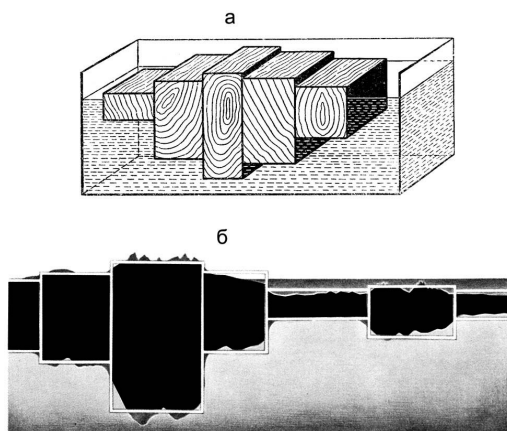


Рис. 120. Явление изостазии (а—модель на основе деревянных брусков, б—изостатическое равновесие земной коры)

В настоящее время различают две основные гипотезы о формах проявления изостазии. Согласно гипотезе Г.Эйри, усовершенствованной В.Хейсканеном, блоки земной коры имеют приблизительно одинаковую среднюю плотность и как бы плавают на более тяжелом подкоровом субстрате. Погружение блоков на разную глубину соответствует их вертикальным размерам: самые «толстые» блоки глубоко погружены и вместе с тем выше других выступают над уровнем моря. Гипотеза Эйри – Хейсканена находит подтверждение при определении толщины коры глубинным сейсмическим зондированием. Гипотеза, обоснованная Дж.Праттом и Дж.Хейфордом, исходит из того, что блоки, по-разному возвышающиеся над уровнем моря, обладают различной средней плотностью: при больших вертикальных размерах плотность оказывается меньшей. Статистический анализ плотности изверженных пород показал, что существует корреляция между плотностью и высотой над уровнем моря той местности, где взяты образцы. Корреляция становится заметной при учете данных по большим территориям. С уменьшением высоты плотность закономерно увеличивается. По гипотезе Пратта – Хейфорда нижняя граница блоков находится на одной глубине, принимаемой за глубину поверхности изостатической компенсации. Аналогичная поверхность в случае гипотезы Эйри – Хейсканена касается нижней части наиболее погруженного блока. Вариант гипотезы, учитывающий возможность погружения коры путем упругого изгиба, без разделения ее на самостоятельнодвигающиеся блоки, обосновал Ф.Венинг-Мейнец. По современным представлениям ни одна из перечисленных гипотез не является универсальной. Для осуществления изостатического равновесия важны все указанные выше факторы, а также неоднородность по плотности подкорового вещества.

Геосинклинальная теория (гипотеза). В 30-х годах XIX столетия Бэббедж и Гершель пришли к мысли, что возникновение мощных, смятых в складки осадочных толщ обусловлено глубоким прогибанием земной коры и последующим их поднятием. Холл в 1859 году объяснил образование осадочных толщ большой мощности прогибанием земной коры под тяжестью накапливающихся осадков, сносимых с соседних возвышенностей. Дж.Дэна, автор термина геосинклиналь, понимал под ними удлиненные прогибы, возникшие в условиях давления податливых, пластичных участков на более жесткие области континента. Это давление приводит к появлению крупных волн в земной коре прогибов – геосинклиналей и смежных поднятий – геоантиклиналей. Последующее сжатие ведет к смятию слоев и выжиманию их в виде горных возвышенностей. В 1887 году Бертран наметил стадийность геосинклинального процесса. В главные эпохи складчатости последовательно происходило опускание и заполнение прогибов осадками, смятие осадочных толщ в складки и образо-

вание горных цепей. Ог (1900) считал, что в геосинклиналях, представляющих собой неустойчивые полосы земной коры, способные к длительному прогибанию, накапливались батиальные серии (формации), характеризующиеся громадной мощностью. Геосинклинали, по Огу, сосредоточены в областях, подверженных сильным дислокациям и метаморфизму. В конце 30-х годов XX столетия Г.Штилле и М.Кэй предложили разделять геосинклинали на эв- и миогеосинклинали. *Эвгеосинклиналь* (полной, настоящей геосинклиналь) они называли более внутреннюю по отношению к океану зону подвижного пояса, отличающуюся особо мощным вулканизмом, который начинался подводными излияниями основного состава, наличием ультраосновных интрузивных пород, интенсивной складчатостью и мощным метаморфизмом. *Миогеосинклиналь* (не настоящая геосинклиналь) характеризовалась внешним положением (по отношению к океану), контактировала с платформой, закладывалась на континентальной коре, отличалась более слабым метаморфизмом и вулканизмом или даже полным их отсутствием (рис. 121).



Рис. 121. Принципиальная схема элементарной пары эвгеосинклиналь – миогеосинклиналь (по Ж.Обуэну)

Д.В.Наливкин и другие представители советской школы геологии, к характерными признаками геосинклиналей относили: 1) накопление осадков большой мощности, происходивших в условиях весьма крупных опусканий дна геосинклинального бассейна; 2) смену погружений не менее интенсивными поднятиями; 3) пестроту фаций с преобладанием в зависимости от условий их образования известняков, яшм, тесно связанных с участками подводных извержений, разнообразных глинистых сланцев, флиша и др.; 4) наличие интенсивных дислокаций разного типа (простые складки, изоклинальные складки, шарьяжи, глыбовые надвиги); 5) широкое развитие процессов метаморфизма с преобладанием филлитов, кристаллических сланцев и парагнейсов; 6) закономерное размещение магматических тел (накопление основных лав в стадию прогибания геосинкли-

нали, появление интрузий габбро и перидотитов в начале складчатости, интрузий гранитов, гранодиоритов, диоритов и сиенитов в эпоху максимального проявления орогенеза и появление вулканитов в конечную фазу орогенеза).

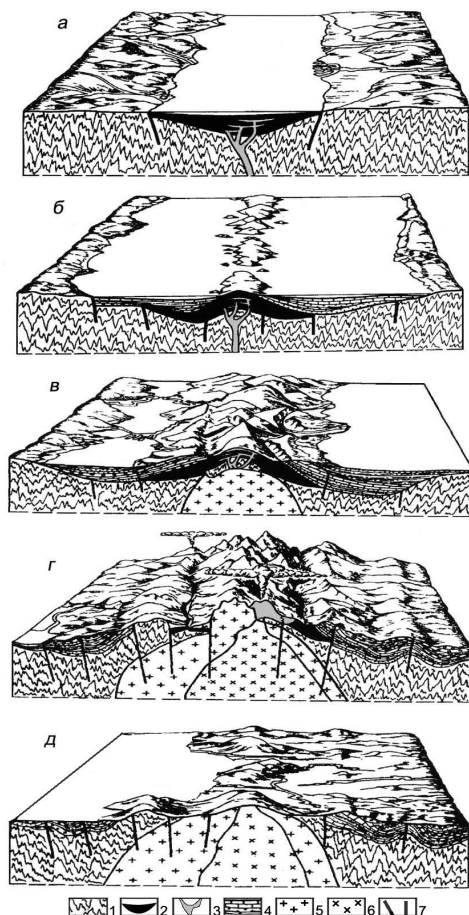


Рис. 122. Схема эволюции геосинклинальной зоны (1—континентальная кора, 2—геосинклинальные отложения, 3—магматические породы основного состава, 4—терригенные и карбонатные отложения, 5—магматические породы кислого состава, 6—магматические породы основного состава, 7—тектонические нарушения)

Таким образом, к середине XX века, была сформулирована геосинклинальная теория (гипотеза), в которой под геосинклиналью понималось зона высокой подвижности, контрастных изменений геодинамических напряжений, большой мощности (10–25 км) отложений, значительной расчлененности и повышенной проницаемости земной коры, выражающейся в активном магматизме и метаморфизме. Это линейно вытянутые,

дугообразно изогнутые или мозаично построенные зоны земной коры, зарождение и развитие которых тесно связано с глубинными разломами. В начальных стадиях своего развития они характеризуются преобладанием погружений (собственно геосинклинальная стадия) и морскими условиями, а в заключительных — преобладанием поднятий (орогенная стадия)

и горообразованием. Это также пластичные зоны, физическое состояние которых обуславливает интенсивные складкообразовательные процессы. Мощность и строение земной коры и верхней мантии в пределах геосинклиналей подвержены значительным колебаниям. Они характеризуются резко аномальным гравитационным и магнитным полем с линейными аномалиями и отличаются высокой сейсмичностью.

Историческое развитие геосинклинальных областей (зон) земной коры представлялось в следующем виде (рис. 122):

Первая стадия геосинклинального этапа – раннегеосинклинальная – характеризуется заложением геосинклинального прогиба, испытывающего интенсивное опускание (рис. 122, а). При этом происходит накопление мощных толщ терригенных осадков. Прогибание может достигать глубины 20–30 км; в этих условиях начинаются дробление коры, многочисленные внедрения магмы и подводные излияния лав основного состава (см. рис. 122, б). Высокие давления, температуры, магматизм приводят к метаморфизму накопленных терригенных осадков. В течение этапа преобладают вертикальные нисходящие тектонические движения.

Вторая стадия – позднегеосинклинальная – характеризуется проявлением местной (частной) инверсии (сменой знака вертикальных тектонических движений) в центральной части геосинклинали. Контрастные вертикальные движения разного знака приводят к образованию центрального поднятия – интрагеоантиклинали, окруженной двумя вытянутыми впадинами – интрагеосинклиналями (см. рис. 122, в). Стадия характеризуется общим расширением бассейна, активным подводным вулканизмом, накоплением карбонатных и терригенных толщ. Более сложный характер имеет орогенный этап (см. рис. 122, г, д), в составе которого также выделяют 2 стадии. Во время раннеорогенной стадии происходит превращение геосинклиналей в складчатое сооружение. Развитие горообразования приводит к частичной или полной изоляции части морского бассейна и образованию лагун на месте закладываемых передовых (краевых) прогибов. Интенсивная складчатость обусловлена широким развитием горизонтальных подвижек. Появляются интрузии магмы кислого состава, зарождается наземный вулканизм. В окружающих бассейнах формируются морские и лагунные осадки.

Позднеорогенная, заключительная стадия орогенного этапа развития земной коры является кульминацией восходящих движений. В результате их образуется горная складчатая система. Рельеф высокогорный, на периферии, в зоне передовых прогибов, появляются озера, морские заливы и лагуны. Широко развита разломная тектоника, приводящая к образованию складчато-глыбовой структуры. Продолжается магматизм в виде кислых интрузий и наземного вулканизма. На этой стадии господствуют горизон-

тальные тектонические движения, начинается интенсивное разрушение гор, в краевых прогибах и межгорных впадинах накапливается мощная толща, главным образом грубообломочных пород, называемая *молассой*.

В составе платформенного этапа также выделяются две стадии Раннеплатформенная стадия характеризуется полным прекращением вулканизма. Происходит интенсивная денудация, выравнивание рельефа, разрушение горной системы. Слабое проявление нисходящих вертикальных движений приводит к временной трансгрессии моря и накоплению практически горизонтально залегающих осадков на выровненном орогенном основании. Завершающая, позднеплатформенная стадия эволюционного развития земной коры характеризуется стабилизацией тектонических движений, регрессией моря. Режим поверхности континентальный, с хорошо развитой речной сетью, системой озёр и т.д.

Таким образом, совокупность тектонических движений определяет характеристику областей земной коры, находящихся на разных стадиях эволюционного развития. В частности, каждый участок земной коры отличается рядом особенностей эндогенных процессов, время проявления и интенсивность которых целиком обуславливаются тектоническими движениями. К таким особенностям следует отнести характер и степень магматизма, региональный метаморфизм и гранитизацию, соотношение между поднятиями и опусканиями, распространенные формы дислокаций и др.

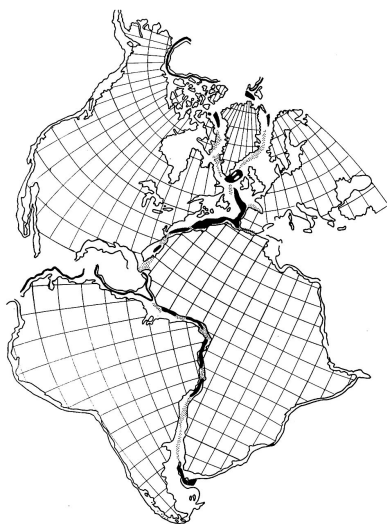


Рис. 123. Совпадение очертаний континентов, располагающихся на противоположных сторонах Атлантического океана

Гипотеза мобилизма – имеет несколько вариантов. Впервые с такой идеей выступили американский геолог Тейлор (1910), а затем в 1912 году немецкий геофизик Вегенер. Они исходили из того, что гранитная часть земной коры (сиаль) может перемещаться по подстилающему ее базальтовому слою (сима). Под влиянием вращения

Земли сиаль стремится переместиться от полюсов к экватору (Тейлор) и с востока на запад (Вегенер). Идея перемещения (дрейфа) материков была изложена Вегенером более доходчиво и более убедительно обоснована,

поэтому она получила широкую известность как гипотеза Вегенера. По его мнению первоначально вся поверхность Земли была покрыта тонким гранитным слоем. Затем, под воздействием приливных сил, стремящихся переместить поверхностный покров с востока на запад, и центробежной силы, вызывающей давление, направленное от полюсов к экватору, весь гранитный материал собрался в палеозое в единый утолщенный блок, покрывавший лишь часть поверхности земного шара – материк Пангею. В мезозое и кайнозое те же приливные и центробежные силы раскололи этот единый материк на части. Западная часть Пангеи – Америка, отделившись от Европы и Африки, перемещалась к западу быстрее и между ними образовался Атлантический океан. Быстро перемещаясь на запад, Америка преодолевала сопротивление базальтового субстрата, в результате чего вдоль ее западного побережья сформировались складчатые горные системы – Кордильеры и Анды. В то же время Антарктида и Австралия, отделившись от Африки и Азии, сместились по отношению к ним на юг и юго-восток. Африка наполовину отделилась от Азии и между ней, Антарктидой, Австралией и Индостаном образовался Индийский океан. Островные дуги на востоке Азии представляют небольшие обломки Пангеи, отстающие при смещении материка к западу.

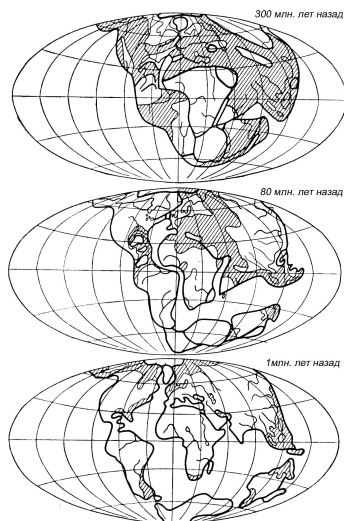


Рис. 124. Реконструкция Пангеи и процесса ее распада по А.Вегенеру (заштрихованы области континентов, покрытые мелкими морями)

Гипотеза Вегенера обосновывалась различными аргументами: 1) параллельностью очертаний многих береговых зон континентов, составлявших Пангею, например, восточный берег Америки почти вплотную может быть приложен к берегам Западной Европы и Африки (рис. 123); 2) общностью геологического строения Западной Европы и Северной Америки и особенно Западной Африки и востока

Южной Америки; 3) сходством в развитии домезозойской наземной фауны и флоры Америки и Старого Света, свидетельствующим о наличии в то время между ними сухопутной связи. Допуская существование Пангеи, легче понять домезозойскую климатическую зональность, а великое позд-

непалеозойское оледенение, сосредоточенное в основном в Южном полушарии, получает наиболее простое объяснение, если принять, что в это время существовал единый континент. В начальный период геофизики и большая часть геологов отнеслись к гипотезе Вегенера отрицательно, считая ее необоснованной или даже фантастической. Но многие палеозоологи и палеоботаники приняли эту гипотезу, так как отпала необходимость строить «мосты» между континентами протяженностью в тысячи км (рис. 124) для того, чтобы объяснить близкое родство доверхнемезозойской фауны и флоры Старого и Нового Света. По современным представлениям, перемещение континентов возможно не по границе гранитного и базальтового слоев, а на гораздо большей глубине, в пределах мантии, по зоне волнового, гораздо более пластичной по сравнению с выше- и нижележащими зонами.

Новая глобальная тектоника – новейшая геологическая теория (гипотеза), рассматривающая литосферу Земли как систему подвижных блоков – плит, и связывающая процессы дифференциации вещества мантии Земли и формирования океанической и континентальной земной коры с движением литосферных плит. Решающий вклад в современную геологическую теорию тектоники литосферных плит внесли следующие открытия:

- установление грандиозной, около 60 тыс. км, системы срединно-океанических хребтов и гигантских разломов, пересекающих эти хребты;
- обнаружение и расшифровка линейных магнитных аномалий океанического дна, дающих возможность объяснить механизм и время его образования;
- установление места и глубин гипоцентров (очагов) землетрясений и решение их фокальных механизмов;
- развитие палеомагнитного метода, основанного на изучении древней намагниченности горных пород, что дало возможность установить перемещение континентов относительно магнитных полюсов Земли.

Термин новая глобальная тектоника был введен Айзексом, Оливером и Сайксом (1968). Эта теория (гипотеза) впервые удовлетворительно объяснила механизм и причины дрейфа континентов, представления о котором развивались Вегенером и Ф.Тейлором. Представление о непрерывном формировании литосферы в срединно-океанических хребтах и растекании океанической коры было сформулировано Дитцем (1961) и Хессом (1962). Вайн и Мэттьюз (1963) подкрепили это представление анализом полосовых магнитных аномалий океанического дна. Рингвуд и Грин (1966) связали процессы дифференциации вещества мантии Земли с растеканием дна океанов. Ле Пишон (1968) впервые рассмотрел литосферу Земли как систему движущихся литосферных плит. Оливер и Айзекс (1967) открыли аномальные по плотности зоны (зоны всасывания), соответствующие поддвинутым и затягиваемым на глубину литосферным плитам под острыми дугами. Хесс (1964), Тайер (1969), Пейве (1969), Книппер (1970)

и др. показали соответствие разрезов офиолитовых комплексов складчатых областей разрезам коры и верхней части мантии океанов.

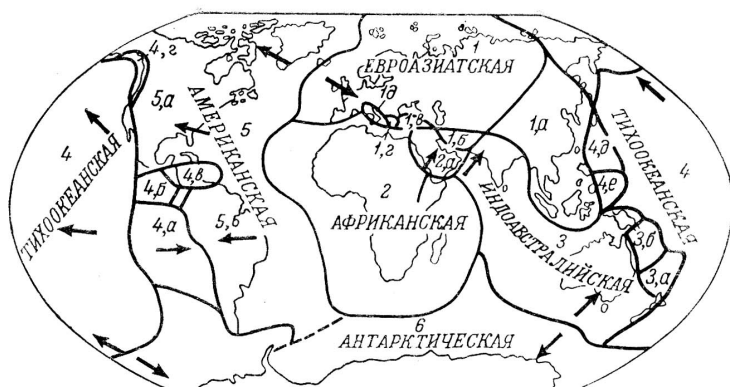


Рис. 125. Литосферные плиты (1–Евразийская (1, а–Китайская, 1, б–Иранская, 1, в–Турецкая, 1, г–Эллинская, 1, д–Адриатическая), 2–Африканская (2, а–Аравийская), 3–Индонезийская (3, а–Фиджи, 3, б–Соломонова), 4– Тихоокеанская (4, а–Наска, 4, б–Кокос, 4, в–Карибская, 4, г–Горда, 4, д–Филиппинская, 4, е–Бисмарк), 5–Американская (5, а–Североамериканская, 5, б–Южноамериканская), 6–Антарктическая; по А.С.Монину)

Согласно представлениям новой глобальной тектоники, внешняя жесткая оболочка Земли – литосфера – находится в непрерывном движении и состоит из нескольких крупных блоков, имеющих в поперечнике многие тысячи км – литосферных плит (рис. 125). Каждая литосферная плита перемещается по астеносфере от зон растяжения, где непрерывно формируются новые участки литосферных плит с океаническим типом коры, к зонам сжатия, где литосферные плиты сталкиваются и засасываются в глубь мантии. Континенты Земли являются частями литосферных плит и участвуют в их движении. В зонах сжатия и столкновения литосферных плит происходит формирование гранитных магм и коры континентального типа.

Таким образом, процесс дифференциации вещества мантии Земли и формирования сиалической земной коры протекает в два этапа (рис. 126). Сначала в зонах растяжения (зонах спрединга – рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, располагающихся над восходящими конвекционными потоками в астеносфере, см. рис. 126, б) происходит частичное плавление вещества мантии и выплавка толеитовых базальтовых магм, формирующих тонкую первичную океаническую кору габбро-базальтового состава (3,5–5 км). По анализу палеомагнитных аномалий скорость движения коры от осей срединно-океанических хребтов составляет 1–6 см/год, а ско-

рость расширения океанического дна в обе стороны от осей хребтов достигает 1–12 см/год. Таким образом, в зонах растяжения происходит перманентное наращивание удаляющихся в обе стороны от рифтов блоков океанической коры.

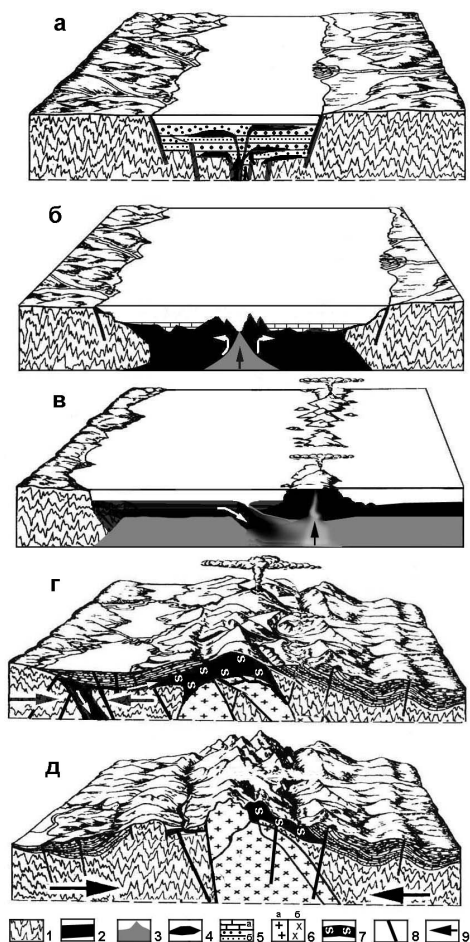


Рис. 126. Геосинклинальный процесс по теории новой глобальной тектоники (1–континентальная кора, 2–океаническая кора, 3–верхняя мантия, астеносфера, 4–магматические породы рифтогенного этапа, 5–осадочные породы (а–карбонатные, б–терригенные), 6–интрузии кислого состава (а–гранитного, б–гранодиоритового), 7–офиолиты в складчатых областях, 8–тектонические нарушения, 9–направления движений)

По мере своего формирования океаническая кора вместе с подстилающим ее жестким наастеносферным слоем мантии непрерывно перемещается в латеральном направлении от осевых рифтовых зон срединно-океанических хребтов к зонам сжатия (зонам субдукции, см. рис. 126, в). Здесь вещество первичной океанической коры, погружаясь в глубь мантии, частично переплавляется и участвует в формировании сложно постро-

енной континентальной коры значительной мощности (30–60 км).

Рингвуд и Грин (1966) разработали петрологическую модель, согласно которой андезитовые и гранитные магмы выплавляются из погружающихся блоков эклогитизированной океанической коры в пределах зон всасывания (зон Заварицкого-Беньофа) на значительных глубинах (100–

300 км). В зонах субдукции наблюдается горизонтальное сокращение земной коры за счет складкообразования в мобильных складчатых системах и поддвигания литосферы под островные дуги, где она в конечном итоге погружается в мантию и адсорбируется. Оливер и Айзекс открыли аномалии, соответствующие поддвинутой литосфере в мантии ниже островных дуг. Эти зоны характеризуются нисходящими конвекционными течениями, значительной мощности земной коры (до 70 км), превышающей среднюю, и широким распространением глубокофокусных землетрясений. Скорости горизонтального сокращения земной коры достигают нескольких см в год.

Новая глобальная тектоника рассматривает океаны Земли как активно развивающиеся и непостоянные по форме мегаструктуры, переживающие последовательные стадии заложения (рифтогенеза), раскрытия, максимального расширения, сокращения и полного замыкания. Примерами океанических бассейнов, находящихся на разных последовательных стадиях развития, могут служить: Красное море (заложение, см. рис. 126, а, б), Атлантический океан (раскрытие, см. рис. 126, б), Тихий океан (максимальное расширение и начало сокращения океанической коры, см. рис. 126, в), Средиземное море (реликт замыкающегося океана Тэтис, см. рис. 126, г). Орогенические складчатые пояса, наращивающие континенты, возникают в результате замыкания и уничтожения океанических бассейнов (см. рис. 126, д) и содержат многочисленные блоки, чешуи и пластины океанической коры геологического прошлого – офиолитовые комплексы пород. Новая глобальная тектоника рассматривает современные океаны как аналоги геосинклиналей геологического прошлого, а складчатые пояса – как рубцы замкнувшихся океанов.

Современные представления о главных структурных элементах земной коры. Наиболее крупными структурными элементами земной коры являются континенты и океаны, характеризующиеся различным строением земной коры. Это подразделение надо понимать не в строго географическом плане, а в геологическом или, что будет вернее, в геофизическом смысле. Данное утверждение основывается на двух положениях. Во-первых, тип строения можно определить только сейсмическими методами и во-вторых, не все пространство, занятое водами океана, представляет собой океаническую структуру, так как обширные шельфовые области и значительная часть материкового склона слагаются корой континентального типа. Различия между этими крупнейшими структурными элементами земной коры не ограничиваются разным типом земной коры, а прослеживаются значительно глубже, в верхней мантии, которая под континентами построена иначе, чем под океанами. Эти различия охватывают всю литосферу, а местами прослеживаются до глубин 700 км. В пределах

океанов и континентов выделяются и менее крупные структурные элементы. В первую очередь это стабильные, устойчивые структуры – *платформы*. Они могут быть не только на континентах, но и в пределах океанов; характеризуются, как правило, выровненным спокойным рельефом, которому соответствует такое же положение поверхности на глубине. Только под континентальными платформами платформенные структуры прослеживаются до глубин 30–50 км, а под океанами – до 5–8 км, так как океаническая кора гораздо тоньше континентальной.



Рис. 127. Главные тектонические структуры современной Земли (Материки: 1–докембрийские платформы, 2–щиты, 3–древние ядра платформ, 4–первичные дуги (поясы Альпийского орогенеза, зоны сжатия), 5–офиолитовые зоны. Океаны: 6–контуры срединно-океанических хребтов, 7–рифтовые долины (зоны растяжения), 8–поперечные разломы, 9–глубоководные желоба; по А.С.Монину)

В океанах, в качестве крупнейших структурных элементов, выделяют *срединно-океанические хребты* (подвижные пояса) с рифтовыми зонами в осевой части. Рифтовые зоны рассекаются *трансформными разломами* (от англ. «трансформ» – преобразовывать), по которым в горизонтальном направлении смещены осевые отрезки срединно-океанических хребтов. Рифтовые зоны океанов в настоящее время, как и в геологическом прошлом, являются зонами *спрединга*, т.е. зонами расширения океа-

нического дна и наращивания новообразованной океанической коры. Подобные границы, маркирующие зоны расхождения литосферных плит, называют *дивергентными* (от англ. «дивергенс» – расхождение).

Когда был установлен процесс спрединга, сразу же встал вопрос о том, куда же исчезает океаническая кора, если радиус Земли не увеличивается, а древнее чем 180 млн. лет океанической коры не существует? Где-то она должна поглощаться. Такие *конвергентные* (от англ. «конвергенс» – схождение) зоны были найдены и названы зонами *субдукции* (от англ. «субдакшн» – погружение). Располагаются они по краям Тихого океана и на востоке Индийского. В таких зонах тяжелая и холодная океаническая литосфера движется со скоростью 10–12 см/год и подходя к более толстой и легкой континентальной, уходит под нее, как бы подныривает. Если в контакт входят две океанические плиты, то погружается более древняя, так как она тяжелее и холоднее, чем молодая плита. Зоны, где происходит субдукция, морфологически выражены глубоководными желобами, а сама погружающаяся океаническая холодная и упругая литосфера хорошо устанавливается по данным сейсмической томографии – объемного «просвечивания» глубоких недр планеты. Угол погружения океанических плит различный, вплоть до вертикального, и плиты прослеживаются до границы верхней и нижней мантий (670 км).

Когда океаническая плита при подходе к континентальной начинает резко изгибаться, в ней возникают напряжения, которые, разряжаясь, провоцируют землетрясения. Гипоцентры или очаги землетрясений четко маркируют границу трения между двумя плитами и образуют наклонную сейсмофокальную зону, погружающуюся под континентальную литосферу до глубин 700 км. Впервые эту зону обнаружил японский геофизик К.Вадати в 1935 году, а американский сейсмолог Х.Беньоф в 1955 году подробно описал эти зоны, которые с тех пор стали называться *зонами Беньофа* (Заварицкого-Беньофа).

Погружение океанической литосферы приводит еще к одним важным последствиям. При достижении литосферой глубины 100–200 км в области высоких температур и давлений из нее выделяются флюиды – особые, перегретые минеральные растворы, которые вызывают плавление горных пород континентальной литосферы и образование магматических очагов, питающих цепи вулканов, развитых параллельно глубоководным желобам на активных окраинах Тихого и на восточной окраине Индийского океанов. Вулканические цепи располагаются тем ближе к глубоководному желобу, чем круче наклонена субдуцирующая океаническая литосфера.

Таким образом, благодаря субдукции на активной континентальной окраине наблюдаются сильно расчлененный рельеф, высокая сейсмичность и энергичная вулканическая деятельность.

Кроме явления субдукции существует так называемая *обдукция*, т. е. надвигание океанической литосферы на континентальную.

Следует также упомянуть о столкновении, или *коллизии*, двух континентальных плит (см. рис. 126, д), которые в силу относительной легкости слагающего их материала не могут погрузиться друг под друга, а сталкиваются, образуя горно-складчатый пояс с очень сложным внутренним строением. Так, например, возникли Гималайские горы, когда 50 млн. лет назад Индостанская плита столкнулась с Азиатской. Также сформировался Альпийский горно-складчатый пояс при коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской континентальных плит.

Основные структурные элементы платформ. По времени своего образования на континентах различают древние и молодые платформы. Последние иногда называют плитами. Древние платформы возникли в докембрии, а молодые плиты были сформированы за счет консолидации складчатых поясов в мезозое и кайнозое. Древние платформы являются устойчивыми структурами земной коры. Их отличительная черта – двухэтажное строение. Нижний этаж, или фундамент, сложен складчатыми, глубокометаморфизованными толщами пород, прорванными гранитными интрузивами, с широким развитием гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов. Фундамент платформ формировался в течение длительного времени (более 2 млрд. лет) и впоследствии подвергся очень сильному размыву и денудации. В результате этих процессов вскрылись породы, залегавшие ранее на значительной глубине. К древним платформам относятся Восточно-Европейская, Северо-Американская, Африканская и Сибирская. Верхний этаж платформ представлен чехлом, или покровом, полого залегающих осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Они располагаются с резким угловым и стратиграфическим несогласием на сильно дислоцированном фундаменте. Строение платформенного чехла оказывается сложным, и на многих платформах на ранних стадиях его образования возникли грабены, грабенообразные прогибы – *авлакогены* (от греч. «авлос» – борозда, ров; «ген» – рожденный, т. е. рожденные рвом). Авлакогены чаще всего возникали в конце протерозоя, в рифее. Мощность континентальных и реже морских отложений в авлакогенах достигает 5–7 км. Глубокие разломы, ограничивающие авлакогены, способствовали проявлению щелочного, основного и ультраосновного магматизма, а также развитию специфического для платформ траппового магматизма, выраженного в виде покровов, силлов и даек континентальных толеитовых базальтов.

Среди наиболее крупных структурных элементов платформ выделяются щиты и плиты. *Щит* – это выступ на поверхность фундамента платформы, который на протяжении всего платформенного этапа испытывал тенденцию к поднятию. *Плита* – часть платформы, перекрытая

чехлом и обладающая тенденцией к прогибанию. В пределах плит различают более мелкие структурные элементы. В первую очередь это *синеклизы* – обширные плоские впадины, под которыми фундамент прогнут, и *антеклизы* – пологие своды с приподнятым фундаментом и вследствие этого с относительно утоненным чехлом. По краям платформ, т.е. там, где они граничат со складчатыми поясами, часто образуются глубокие впадины, которые называют *перикратонными* – располагающимися на краю кратона или платформы. Нередко антеклизы и синеклизы бывают осложнены второстепенными структурами меньших размеров. Такими являются своды, впадины, валы. Часто встречаются флексуры – изгибы слоев чехла без разрыва их сплошности и с сохранением параллельности крыльев, возникающие над зонами разломов в фундаменте при подвижке его блоков. Все платформенные структуры очень пологие, и в большинстве случаев измерить наклоны их крыльев невозможно.

Состав отложений платформенного чехла разнообразен, но чаще всего преобладают осадочные породы морского и континентального генезиса. Они образуют выдержанные пласты и толщи, протягивающиеся на значительные расстояния. Весьма характерны для платформ карбонатные толщи, толщи органогенных известняков и доломитов с сульфатными осадками, образующимися в аридном климате. Широко развиты континентальные терригенные отложения, приуроченные, как правило, к основанию крупных осадочных комплексов, отвечающих определенным этапам развития платформенного чехла. Платформенный чехол в процессе своего формирования неоднократно претерпевал перестройку структурного плана, приуроченную к рубежам крупных геотектонических циклов: байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского. Для платформ характерен специфический магматизм, который проявляется в моменты их тектонической активизации. Наиболее типична трапповая формация, объединяющая вулканические продукты – лавы, туфы и интрузивы, сложенные толеитовыми базальтами континентального типа. Объем продуктов трапповой формации может достигать 1–2 млн. км³, как это наблюдается на Сибирской платформе. Очень важное значение имеет щелочно-ультраосновная (кимберлитовая) формация, содержащая алмазы в продуктах трубок взрыва (Сибирская платформа, север Восточно-Европейской и юг Африканской платформ).

Кроме древних платформ выделяют молодые платформы – плиты. Они сформировались либо на байкальском, либо каледонском или герцинском фундаментах. Их характерной особенностью являются сильная дислоцированность чехла, меньшая степень метаморфизма пород фундамента. Примерами плит являются эпибайкальская Тимано-Печорская, эпигерцинская Скифская, эпипалеозойская Западно-Сибирская плиты.

Основные структурные элементы подвижных поясов. Подвижные геосинклинальные пояса являются чрезвычайно важным структурным элементом земной коры. Они обычно располагаются в зоне перехода от континента к океану и в процессе своей эволюции формируют континентальную кору. Смысл эволюции геосинклинали (по современным представлениям) заключается в образовании прогиба в земной коре в условиях тектонического растяжения. Этот процесс сопровождается подводными вулканическими излияниями, накоплением глубоководных терригенных и кремнистых отложений. В процессе формирования геосинклиналей возникают частные поднятия, структура прогиба усложняется и за счет размыва поднятий, сложенных вулканитами, формируются граувакковые пески и песчаники. С течением времени появляются рифовые постройки, возникают лагуны, формируются карбонатные толщи, а вулканизм становится все более дифференцированным. Наконец, поднятия разрастаются, происходит своеобразная инверсия прогибов, внедряются гранитные интрузивы и все отложения сминаются в складки. На месте геосинклинального прогиба возникает горное поднятие, перед фронтом которого растут передовые прогибы, заполняемые *молассами* – грубообломочными продуктами разрушения гор, а в последних развивается наземный вулканизм, представленный вулканическими продуктами среднего и кислого состава – андезитами, дацитами, риолитами. В дальнейшем горно-складчатое сооружение разрушается и ороген превращается в пенепленизированную равнину (см. рис. 126).

Таким образом, под геосинклинальным подвижным поясом (окраинным или межконтинентальным) понимается подвижный пояс протяженностью в тысячи километров, закладывающийся на границе литосферных плит, характеризующийся длительностью проявления разнообразного вулканизма, активного осадконакопления и на конечных стадиях развития превращающийся в горно-складчатое сооружение с мощной континентальной корой. Примерами таких глобальных поясов являются *межконтинентальные и окраинно-континентальные* Урало-Охотский палеозойский, Средиземноморский (Альпийско-Гималайский) кайнозойский и Атлантический палеозойский межконтинентальные пояса. К окраинно-континентальным поясам относится Тихоокеанский подвижный пояс.

Геосинклинальные пояса разделяются на отдельные геосинклинальные области. В свою очередь, внутри геосинклинальных областей выделяются более мелкие геосинклинальные системы. Геосинклинальные пояса и системы отличаются историей развития, структурой и отделяются друг от друга поперечными разломами, пережимами и т.п. Они разделяются жесткими блоками земной коры – *срединными массивами* или *микроконтинентами*. Последние во время погружения всей геосинклинальной облас-

ти оставались приподнятыми, и на них накапливался маломощный чехол. Как правило, эти массивы или микроконтиненты, являлись обломками более древней платформы, которая подверглась дроблению при заложении подвижного геосинклинального пояса.

Для установления положения древнего океанического бассейна важное значение играет наличие, так называемой *офиолитовой* ассоциации пород, характеризующейся своеобразным строением. Ее нижняя часть состоит из ультраосновных, часто серпентизированных пород – гарцбургитов и дунитов, выше располагается расслоенный комплекс габброидов и амфиболитов, еще выше – комплекс параллельных даек, сменяющийся подушечными толеитовыми базальтами, которые, в свою очередь, перекрываются кремнистыми сланцами. Такая последовательность очень близка к строению земной коры океанического типа, из-за чего офиолиты были признаны следами бывшего морского бассейна (океана) с корой океанического типа. Таким образом, наличие офиолитовых комплексов в разрезах древних подвижных поясов, свидетельствуют о их формировании за счет океанической коры.

§48. Сейсмические явления

Сейсмические (от греческого – сотрясение) явления проявляются в виде упругих колебаний земной коры. Эти процессы представляют собой грозное явление природы. Сотрясения сейсмического происхождения происходят почти непрерывно. Специальные приборы регистрируют в течение года более 100 тысяч землетрясений, но из них только некоторые приводят к разрушительным последствиям, а отдельные – к катастрофам с гибелью людей, массовыми разрушениями зданий и сооружений.

Механизм возникновения землетрясения и его параметры. Землетрясение тектонического типа, т. е. связанное с внутренними эндогенными силами Земли, представляет собой процесс растрескивания, идущий с некоторой конечной скоростью, а не мгновенно. Он предполагает образование и обновление множества разномасштабных разрывов, каждый из которых не только высвобождает, но и перераспределяет энергию в некотором объеме. Когда мы говорим о том, что сила внешнего воздействия на горные породы превысила их прочность, то следует иметь в виду, что в геомеханике четко различают прочность горных пород как материала, которая относительно высока, и прочность породного массива, включающего помимо материала горных пород еще и структурные ослабленные зоны. Благодаря последним прочность породного массива существенно ниже, чем прочность собственно пород.

Скорость распространения деформаций составляет несколько км/с, и этот процесс охватывает некоторый объем пород, носящий название очага землетрясения (рис. 128). *Гипоцентром* называют центр очага, условно точечный источник короткопериодных колебаний. Сейсмология изучает упругие волны, распространяющиеся динамически в частотном диапазоне 10^{-3} – 10^2 Гц со скоростями 2–5 км/с. Проекцию гипоцентра на земную поверхность называют *эпицентром* землетрясения. Интенсивность землетрясения от эпицентра изображается линиями равных значений (интенсивности), которые называются *изосейстами*. Область максимальных баллов вокруг эпицентра носит название *плейстосейстовой области*.

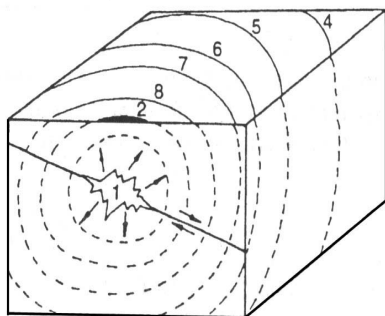


Рис. 128. Очаг землетрясения и распространение сейсмических волн в породе (1–гипоцентр или очаг, 2–проекция гипоцентра на поверхность Земли – эпицентр; цифры у изосейст – баллы сотрясений)

Основному подземному сейсмическому удару – землетрясению – обычно предшествуют землетрясения, или *форшоки*, свидетельствующие о критическом нарастании напряжений в горных породах. После главного сейсмического удара обычно наблюдаются более слабые сейсмические толчки. Их называют *афтеришоками*, которые свидетельствуют о процессе разрядки напряжений при образовании новых деформаций в толще пород.

По глубине гипоцентров (фокусов) землетрясения подразделяют на три группы:

- 1) мелкофокусные – 0–60 км;
- 2) среднефокусные – 60–150 км;
- 3) глубокофокусные – 150–700 км.

Но чаще всего гипоцентры землетрясений сосредоточены в верхней части земной коры на глубинах 10–30 км, где кора характеризуется наибольшей жесткостью и хрупкостью.

Быстрые, хотя и неравномерные смещения масс горных пород вдоль плоскости смещения вызывают деформационные волны – упругие колебания в толще пород, которые, распространяясь во все стороны и достигая поверхности Земли, производят основную разрушающую работу. Существуют объемные и поверхностные сейсмические волны. К первым относятся продольные – *P* (более скоростные) и поперечные – *S* (менее скоростные)

волны. Ко вторым – волны Лява – L и Рэлея – R . Волны P представляют собой чередование сжатия и растяжения и способны проходить через твердые, жидкие и газообразные вещества, в то время как волны S при своем распространении сдвигают частицы вещества под прямым углом к направлению своего пути. Скорость продольных волн вычисляется по формуле:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda = 2\mu}{\rho}}$$

где μ – модуль сдвига; ρ – плотность среды, в которой распространяется волна; λ – коэффициент, связанный с модулем всестороннего сжатия (K) соотношением:

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu.$$

Скорость поперечных волн высчитывается по формуле:

$$v_s = \sqrt{\mu / \rho},$$

так как модуль сдвига (μ) в жидкости и газе равен нулю, то поперечные волны не проходят через жидкости и газы. В таблице 17 приведены скорости прохождения продольных и поперечных волн в некоторых средах.

Таблица 17

Скорости распространения продольных (v_p) и поперечных (v_s) волн в различных породах и воде (по В.П.Ананьеву и А.Д.Потапову)

Порода	v_p	v_s
Граниты, гнейсы, песчаники, известняки и др.	1,5–5,6	0,9–3,6
Гипсы, мергели, глинистые сланцы	1,4–3,0	0,9–1,8
Галечники, гравий и др.	1,1–2,1	0,5–1,1
Пески различной крупности	0,7–1,6	0,35–0,85
Глины, суглинки, супеси	0,6–1,5	0,35–0,8
Почвы	0,2–0,5	0,1–0,27
Вода	1,43–1,48	–
Лед	2,0	1,0

Поверхностные волны подобны водной ряби на озере. Волны Лява заставляют колебаться частицы пород в горизонтальной плоскости параллельно земной поверхности под прямым углом к направлению своего распространения. А волны Рэлея, скорость которых меньше, чем волн Лява, возникают на границе раздела двух сред и, воздействуя на частицы, заставляют их двигаться по вертикали и горизонтали в вертикальной плоскости, ориентированной по направлению распространения волн.

Поверхностные волны распространяются медленнее, чем объемные, и довольно быстро затухают как на поверхности, так и с глубиной. Волны *P*, достигая поверхности Земли, могут передаваться в атмосферу в виде звуковых волн на частотах более 15 Гц. Этим объясняется «страшный гул», иногда слышимый людьми во время землетрясений.

Сейсмические волны, вызываемые землетрясениями, можно зарегистрировать, используя так называемые сейсмографы – приборы, в основе которых лежат маятники, сохраняющие свое положение при колебаниях подставки, на которой они расположены. Первые сейсмографы появились сто лет назад. На рис. 129 изображена принципиальная схема вертикального сейсмографа.

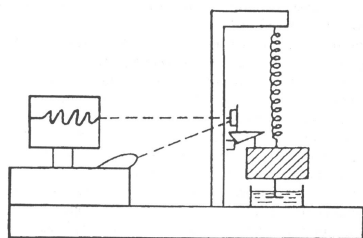


Рис. 129. Принципиальная схема вертикального сейсмографа

Фокальные механизмы землетрясений. Анализ имеющихся данных о механическом поведении горных пород

на поверхности Земли показывает, что наиболее вероятным фокальным механизмом является, по-видимому, образование сколов по дискретным поверхностям разломов, после чего происходит скольжение с трением. Эта точка зрения подтверждается наблюдениями действительных смещений поверхности, происходящих при землетрясениях, по известным разломам, а также тем, что эпицентры землетрясений располагаются близко к линиям или зонам разломов.

Теория возникновения землетрясений при образовании разломов, которая была краеугольным камнем сейсмологии в течение последних 50 лет – это так называемая теория упругой отдачи, разработанная Ридом после изучения последствий землетрясения в Сан-Франциско в 1906 году. Землетрясение сопровождалось появлением трещин на дневной поверхности на протяжении более 300 км вдоль разлома Сан-Андреас. Согласно теории упругой отдачи, под влиянием тектонических сил происходит накопление энергии упругой деформации в блоке породы, содержащем основной разлом, поперек поверхности которого действуют силы трения, препятствующие скольжению. По мере накопления упругой деформации в какой-то небольшой области на поверхности разлома, очевидно, там, где трение оказывается наименьшим, напряжение в определенный момент становится больше силы трения, и происходит местное смещение. В результате этого возрастает напряжение на краях сместившейся части блока, что приводит

к распространению смещений в одном или в обоих направлениях вдоль поверхности разлома. Это явление похоже на распространение дислокации в кристалле, однако модуль вектора смещения может быть в данном случае произвольным. Резкое разрастание смещения по поверхности разлома приводит к относительной подвижке блоков породы на разных сторонах этой поверхности и порождает сейсмические волны, которые в виде объемных и поверхностных волн распространяются в теле Земли, вызывая землетрясения. В такой модели область сейсмической текучести, соответствующая понятию «фокус землетрясения», не рассматривается; предполагается, что очаг движения может перемещаться от начальной точки разрыва (которую обычно и считают фокусом) вдоль какой-то части или вдоль всей длины активного разлома. Например, длина разрыва, возникшего при чилийских землетрясениях 1960 года, достигает, по различным оценкам, 1000 км, что является необычно большой величиной. Для таких сдвигов, как Сан-Андреас, скорость распространения разрыва составляет 3–4 км/с. Несмотря на тот факт, что при многих землетрясениях не отмечается сдвиговых смещений (как не обнаруживается и каких-либо заметных смещений по разрывам любого рода), теория упругой отдачи очень хорошо согласуется с различными особенностями землетрясений. Многие из более поздних достижений сейсмологии опираются на положения этой теории. Трудности стали возникать тогда, когда возросли наши знания о механическом поведении пород и минералов при повышенных давлениях и температурах. Из предыдущего изложения видно, что такие условия препятствуют образованию трещин и благоприятствуют пластическому течению. Землетрясения возникают на различных глубинах в теле Земли (см. выше). Отмечено несколько землетрясений с очагами на глубинах порядка 700 км. Если предположить (как это делается в теории упругой отдачи), что землетрясения вызывает какой-то единый физический механизм, то получается, что он должен действовать во всем огромном диапазоне изменения температур и давлений на этих глубинах. Имеются неопровержимые доказательства того, что резкое скалывание, подобное наблюдаемому в лаборатории, не может иметь места почти во всем указанном диапазоне глубин. Даже образование сколов переходного или пластического типа представляется невероятным, потому что для возникновения скольжения надо преодолеть силу трения. Например, в сухих горных породах с коэффициентом трения 1,0 фрикционное сопротивление скольжению будет иметь ту же величину, что и литостатическое давление, и, таким образом, на глубине 500 км фрикционное сопротивление скольжению составит около 150 Кбар. Однако экстраполяция известных физических свойств горных пород приводит к выводу, что касательное напряжение, вызывающее связанное течение, составляет на этой глубине менее 100 бар.

Таким образом, отсюда видно, что на поверхности разлома дислокации должны развиваться путем связного течения, а не путем скольжения.

Предложено несколько способов преодоления этой трудности. Первый очевидный вывод, который надо сделать, заключается в следующем: фокальный механизм глубокофокусных землетрясений представляет собой не скалывание, а какой-то другой вид внезапного проявления текучести. Чаще всего предполагают «пластическую» природу этого механизма, объясняя его резкими фазовыми изменениями в твердом кристаллическом веществе. Такими изменениями могут быть либо переход к более плотной фазе, либо сдвиговое смещение недиффузионного связного типа с сопровождающей конечной деформацией большой величины. Возможность развития первого типа фазового изменения, по всей вероятности, зависит от давления. В однородной мантии фазовый переход может происходить только на таких глубинах, где давление достигает величины, необходимой для данного превращения. Кроме того, некоторые превращения такого рода имеют диффузионный характер и протекают слишком вяло, чтобы энергия упругой деформации могла накапливаться и высвобождаться в окружающее вещество. Однако некоторые свидетельства изменения объема при очень глубоких землетрясениях все-таки имеются. Например, при одном землетрясении, возникшем на глубине 600 км под территорией Перу, сейсмографы-деформометры показали в эпицентре направленное вниз смещение земной поверхности. Если принять, что изменение объема ($\Delta V/V$) составляет около 0,03 (вполне приемлемая величина для изменения фазового состояния), то данное землетрясение соответствует закрытию (исчезновению) сферического очага диаметром около 0,3 км.

Превращения без потери связности надо считать более вероятным механизмом очага, так как они могут быть вызваны действием касательных напряжений. Одно такое превращение, которое, как установлено лабораторными испытаниями, происходит при высоких давлениях, – это полиморфный переход от ромбического энстатита к моноклинному клиноэнстатиту. Другие предложенные механизмы внезапного возникновения текучести, или местного увеличения скорости деформации, включают представления о нестабильности режима ползучести и о разрывности скорости течения, а также о плавлении вещества на поверхности скалывания по мере разрастания объема, затронутого течением.

Наиболее привлекательным из предложенных до сих пор теоретических объяснений возникновения землетрясений на самых больших глубинах является утверждение о том, что фокальный механизм, представляющий собой, по сути дела, скалывание, может быть заложен и на глубине, если там присутствует поровая жидкость под высоким давлением.

Присутствие такой жидкости понижает нормальные напряжения и соответственно фрикционное сопротивление скольжению, не воздействуя при этом на касательные напряжения. В поддержку этой теории говорят как результаты экспериментов с серпентинитом, так и очевидное увеличение сейсмической активности, наблюдавшееся при закачивании жидкости под высоким давлением в глубокие скважины. Большинство горных пород в неглубоких частях коры содержит связанную воду, которая может высвободиться на глубине в реакциях дегидратации. В более глубоких частях мантии поровая жидкость может возникать при частичном плавлении мантийного вещества. Влияние этой жидкой фазы будет в основном выражаться так же, как и влияние внутривещной жидкости в породах коры. Концентрация глубокофокусных землетрясений на поверхностях, которые с позиций теории тектоники плит рассматриваются как поверхности погружающихся под краевые части континентов пластин корового вещества, позволяет предположить, что реакции дегидратации происходят на глубинах до 700 км. Проблемы возникновения землетрясений все еще далеки от решения. Вероятно, на разных глубинах и в разных местах действуют различные механизмы, и, по-видимому, никогда не будет найдено ни одного универсального объяснения.

Интенсивность землетрясений. Интенсивность, или сила, землетрясений характеризуется как в баллах (мера разрушений), так и понятием магнитуда (высвобожденная энергия). В России используется 12-балльная шкала интенсивности землетрясений MSK-64, составленная С.В.Медведевым, В.Шпонхойером и В.Карником (аббревиатура MSK). Согласно этой шкале, принята следующая градация интенсивности или силы землетрясений (табл. 18).

Для количественной оценки полной энергии сейсмических волн, выделившейся при землетрясении, широко используют шкалу магнитуд (M) по Ч.Ф.Рихтеру:

$$M = \lg(A/T) + B \lg \Delta + \varepsilon,$$

где A и T – амплитуда и период колебаний в волне; Δ – расстояние от станции наблюдения до эпицентра землетрясения; B и ε – константы, зависящие от условий расположения станции наблюдения.

Магнитуда 0 означает землетрясение с максимальной амплитудой смещения в 1 мкм на эпицентральной дистанции в 100 км. При магнитуде 5 отмечаются небольшие разрушения зданий, а магнитуда 7 означает опустошительное землетрясение. Самые сильные из зарегистрированных землетрясений имели магнитуду 8,9–9,0.

Соотношение магнитуды землетрясений и выделившейся энергии показано на рис. 130. Следует подчеркнуть, что глубокофокусные землетрясения обычно не порождают поверхностных сейсмических волн, поэтому

существуют и другие магнитудные шкалы, например телесейсмическая для удаленных (более 2000 км от эпицентра) землетрясений или унифицированная магнитуда Б.Гутенберга, определяемая по амплитуде продольных объемных волн. Существует много модификаций шкал, позволяющих оценивать энергию всех землетрясений, происходящих на земном шаре, в том числе всех ядерных подземных и промышленных взрывов.

Таблица 18

Интенсивность землетрясений	
Интенсивность землетрясения, баллы	Степень воздействия
1–3	Слабые
4–5	Ощутимые
6–7	Сильные (разрушаются ветхие постройки)
8	Разрушительные (частично разрушаются прочные здания и др.)
9	Опустошительные (разрушается большинство зданий)
10	Уничтожающие (разрушаются почти все здания, мосты, возникают обвалы и оползни)
11	Катастрофические (разрушаются все постройки, происходит изменение ландшафта)
12	Губительные (полное разрушение, изменение рельефа местности на обширной площади)

Энергия, выделяемая при землетрясениях, достигает огромных величин и выражается формулой:

$$E = \pi^2 \rho v (A/T),$$

где ρ – плотность верхних слоев Земли; v – скорость сейсмических волн; A – амплитуда смещения; T – период колебаний.

Рассчитывать энергию позволяют данные, считываемые с сейсмограмм. Известный геофизик Б.Гутенберг предложил уравнение связи между энергией землетрясения и его магнитудой по шкале Рихтера:

$$\lg E = 9,9 + 1,9M - 0,024M^2.$$

Эта формула демонстрирует колоссальное возрастание энергии при увеличении магнитуды землетрясения. Так, увеличение магнитуды землетрясения на одну единицу вызывает возрастание энергии в 32 раза, в то время как амплитуда колебания земной поверхности увеличивается лишь в 10 раз. Если взрыв стандартной атомной бомбы массой 100 тыс. т выделяет около $1000 \cdot 10^{18}$ эрг, то у всех сильных землетрясений она была намного больше, а сильнейшее из когда-либо зарегистрированных землетрясений выделило энергию, сравнимую с энергией взрыва водородной бомбы. Увеличение M

на две единицы соответствует увеличению энергии в 1000 раз:

$$\lg E = aM + b,$$

где $a = 1,5$, $b = 11,8$ — коэффициенты.

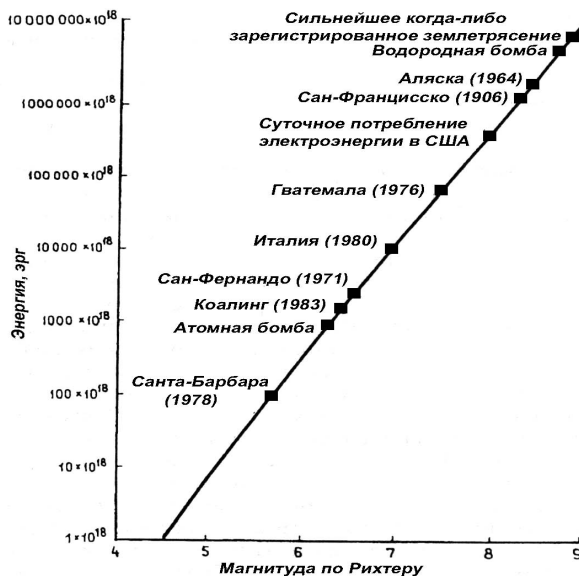


Рис. 130. График соотношений между магнитудой и выделившейся энергией при землетрясении

Количество энергии, выделившееся в единице объема горной породы, например в 1 м^3 на 1 с, называют *удельной сейсмической мощностью*. В российской сейсмологии используется также энергетический класс K для того, чтобы оценить величину землетрясения. K равняется десятичному логарифму сейсмической энергии, выраженной в эргах. Так, при $K = 15$ $E = 10^{22}$ эрг. Между величинами M и K существует связь $K = 1,8M + 4,6$, установленная для южных районов России, или для Дальнего Востока — $K = 1,5M + 4,6$.

Интенсивность землетрясения в эпицентре и в плейстосейстовой области тем выше, чем ближе к поверхности находится очаг. Однако с расстоянием от эпицентра в этом случае колебания быстро затухают. При землетрясениях на больших глубинах, например около 100 км в зоне Вранча в Румынских Карпатах, несмотря на $M = 5$, колебания ощущались даже в Москве в декабре 1978 года. При очень сильных землетрясениях

($M = 8$) сейсмоколебания охватывают огромную площадь радиусом около 1000 км. Площадь, охваченная разрушением, растет в зависимости от магнитуды. Так, при $M = 5$ и глубине очага 40 км площадь разрушений составит 100 км^2 , а при $M = 8 - 20\,000 \text{ км}^2$

Географическое распространение землетрясений и их геологическая позиция. Распространение на земном шаре землетрясений носит крайне неравномерный характер (рис. 131). Одни места характеризуются высокой сейсмичностью, а другие – практически асейсмичны. Зоны концентрации эпицентров представляют собой протяженные пояса вокруг Тихого океана и в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, простирающегося в широтном направлении от Гибралтара, через Альпы, Динариды, Кавказ, Иранское нагорье в Гималаи. Гораздо более узкие и слабо выраженные пояса сейсмичности совпадают с осевыми зонами срединно-океанических хребтов. Короткие зоны сейсмичности известны и в пределах Восточной Африки, и в южной части Северо-Американской платформы. Все остальные древние платформы и абиссальные котловины океанов – асейсмичны.

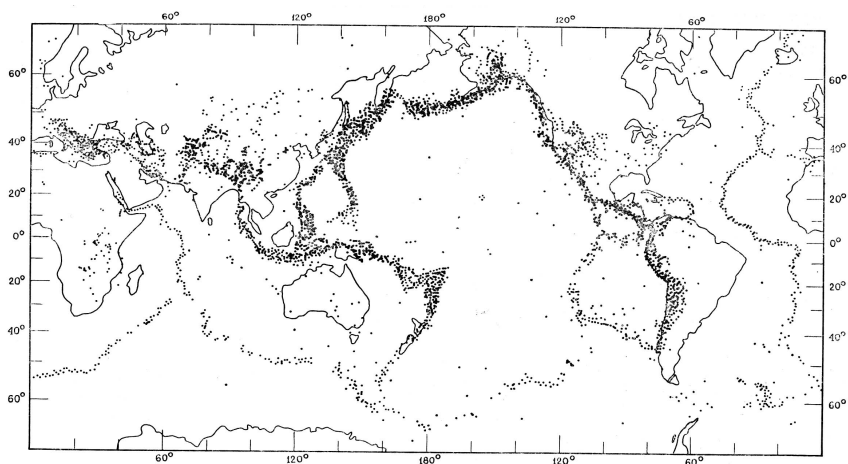


Рис. 131. Схема распределения эпицентров землетрясений на земном шаре

Географическое закономерное распространение землетрясений хорошо объясняется геологически в рамках современной теории тектоники литосферных плит. Наибольшее количество землетрясений связано с конвергентными и дивергентными границами литосферных плит и коллизионными поясами. Высокосейсмичный пояс вокруг Тихого океана связан с субдукцией океанических плит под более легкие континентальные. Места перегиба океанических плит маркируются глубоководными желобами, за

которыми располагаются островные дуги типа Алеутской, Курильской, Японской и другими с активным современным вулканизмом и окраинные моря или только вулканические пояса, как, например, в Южной и Центральной Америке. Возникновение сколов в верхней части погружающейся плиты характеризуют напряжения, действующие в направлении пододвигания. Об этом свидетельствуют многочисленные фокальные землетрясения. По мере углубления океанической плиты, там, где она пересекает маловязкую астеносферу, гипоцентров становится меньше и они располагаются внутри плиты (рис. 132). Таким образом, погружающаяся плита, испытывая сопротивление, подвергается воздействию напряжений, рядка которых приводит к образованию землетрясений, многочисленные гипоцентры которых сливаются в единую наклонную зону, достигающую в редких случаях глубин 700 км, т. е. границы верхней и нижней мантии. Впервые эту зону в 1935 году описал японский сейсмолог Кию Вадати, а американский геофизик Х.Беньофф, создавший сводку по этим зонам в 1955 году, вошел в историю, так как с тех пор наклонные, уходящие под континенты самые мощные в мире скопления очагов землетрясений называют «зонами Беньофа».

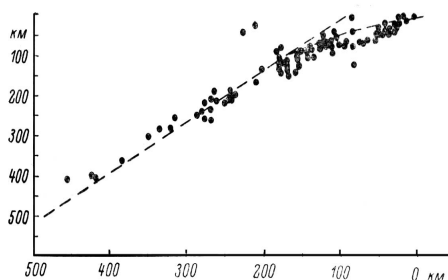


Рис. 132. Сейсмофокальная зона (зона Беньофа) вкост желоба Тонга

Глубина зон Беньофа сильно отличается в разных местах. Под островами Тонга она заканчивается на глубинах почти в 700 км, в то время как под Западной Мексикой ее глубина не превышает 140 км. Внутреннее строение зон Беньофа достаточно сложное. Следует подчеркнуть, что, например, под Японской островной дугой прослеживается как бы двойная сейсмофокальная зона, включающая участок слабой сейсмичности. Под западной окраиной Южной Америки зона Беньофа имеет извилистые очертания в разрезе, то выполаживаясь, то погружаясь более круто.

В субширотном коллизиионном поясе, простирающемся от Гибралтара до Гималаев и далее, распределение гипоцентров носит неравномерный и сложный характер, подчиняясь молодому, неоген-четвертичному структурному рисунку Альпийского складчатого пояса и прилегающих территорий. Гипоцентры землетрясений в основном верхнекоровые, мелкофо-

кусные, а более глубокие (более 100 км) встречаются лишь спорадически. Отдельные наклонные сейсмофокальные зоны, с глубинами гипоцентров до 150 км известны на юге Апеннинского полуострова, в районе зоны Вранча в Румынских Карпатах.

В целом же сейсмичность коллизионного пояса хорошо отражает обстановку общего субмеридионального сжатия, в поле которого попадает мозаика из разнородных структурных элементов – складчатых систем и жестких, более хрупких микроконтинентов.

Очень протяженный узкий сейсмический пояс слабых и крайне мелкофокусных (до 10 км глубиной) землетрясений совпадает с осевой рифтовой зоной срединно-океанических хребтов общей протяженностью более 60 тыс. км. Частые, но слабые землетрясения происходят в обстановке непрерывного растяжения, что характерно для дивергентных границ литосферных плит, так как в зоне рифтов океанических хребтов происходит спрединг и наращивание океанической коры.

Такие же условия тектонического растяжения характеризуют и континентальные рифты в Восточной Африке, в Европе – Рейнский грабен, в Азии – Байкальский рифт, Восточно-Китайские рифты.

Наведенная сейсмичность. Техногенное воздействие человека на геологическую среду достигло такой силы, что стали возможными землетрясения, спровоцированные инженерной деятельностью человека. Понятие «наведенная сейсмичность» включает в себя как возбужденные, так и инициированные сейсмические явления.

Под *возбужденной* сейсмичностью понимают определенное воздействие на ограниченные участки земной коры, которое способно вызывать землетрясения. *Инициированная* сейсмичность подразумевает существование уже как бы «созревшего» сейсмического очага, воздействие на который играет роль «спускового курка», ускоряя событие.

Если землетрясения возникают в результате наведенной сейсмичности, то это означает, что верхняя часть земной коры находится в неустойчивом (метастабильном) состоянии, и достаточно некоторого воздействия на нее, чтобы вызвать разрядку накопившихся напряжений, т. е. землетрясение.

В качестве техногенных причин выступают такие, которые создают избыточную нагрузку или, наоборот, недостаток давления. Среди первых особенно характерны крупные водохранилища. Первое такое землетрясение с $M = 6,1$ произошло в США в 1936 году в районе плотины Гувер, где раньше землетрясения не были зафиксированы. В Калифорнии в 1975 году произошло землетрясение силой около 7 баллов, после того как была построена высокая (235 м) плотина и создано большое водохранилище вблизи города Оровилл. В 1967 году в районе плотины Койна в Индии через 4 года после создания водохранилища произошло раз-

рушительное землетрясение с $M = 6,3$. В середине 60-х годов довольно сильное землетрясение ($M = 6,2$) имело место вблизи плотины Крамаста в Греции. Чем больше водохранилище, тем выше вероятность возбужденного землетрясения. Отмечается, что в подобных землетрясениях наблюдается значительное число форшоков и афтершоков. Кроме массы воды как избыточного нагружения земной коры важную роль играет снижение прочностных свойств горных пород ввиду проникновения по трещинам воды. Добыча нефти и газа, откачка воды из земных недр приводят к изменению пластового давления воды, что, в свою очередь, влияет на перераспределение напряжений, оживлению подвижек по разломам, возникновению новых трещин. Как правило, землетрясения, вызванные этими явлениями, невелики по своей силе. Однако очень сильные землетрясения с $M = 7,0$ и $7,3$ произошли в 1976 и 1984 годах в Узбекистане, в районе гигантского месторождения газа в Газли. Раньше в этой местности прогнозировались лишь слабые сейсмогенные подвижки. После начала эксплуатации с 1962 до 1976 год было откачено 300 млрд м³ газа и пластовое давление стало неравномерно изменяться. Наблюдалась форшоковая активность. Главные толчки произошли в тех зонах, где изменение гидродинамических условий было сильнее всего.

Возбужденные землетрясения могут возникнуть также в результате закачки внутрь пластов каких-либо жидких промышленных отходов, как это произошло в районе г. Денвер в 1962 году с $M > 5,0$, когда на глубине около 5 км резко возросло пластовое давление. Сейсмические воздействия оказывают и подземные ядерные взрывы, интенсивно проводившиеся в недавнем времени.

Естественные геологические процессы, такие, как земные приливы, изменение скорости вращения Земли, далекие землетрясения, солнечная активность, даже изменение атмосферного давления и фазы Луны, влияют на сейсмическую активность, особенно мелкофокусную. Интересны в этом отношении приливные деформации поверхности Земли, связанные с гравитационным взаимодействием Земли, Луны и Солнца. Интенсивность этого взаимодействия минимальна у полюсов и максимальна на экваторе. Волны, вызванные этим явлением, постоянно перемещаются по поверхности Земли с востока на запад.

Проблема наведенной сейсмичности в наши дни становится одной из важнейших и ей уделяется много внимания как в прикладной, так и в фундаментальной сейсмологии. Это особенно актуально в связи с быстро растущими городскими агломерациями, колоссальным отбором нефти, газа и воды из месторождений, строительством плотин и водохранилищ, что приводит к возрастанию сейсмического риска.

Прогноз землетрясений. Несмотря на все усилия различных исследо-

вателей, предсказать десятилетие, год, месяц, день, час и место, где произойдет землетрясение, пока невозможно. Сейсмический удар происходит внезапно и застигает врасплох. Созданные в нашей стране подразделения МЧС призваны не только оказывать помощь после катастрофы, но содействовать тому, чтобы ущерб от них был максимально снижен. Сейсмическое районирование территории России как раз и предназначено для этого. Когда мы говорим о прогнозировании землетрясений, следует различать прогнозирование сейсмичности как режима, т. е. сейсморайонирование и прогнозирование отдельных землетрясений по предвестникам, т. е. собственно сейсмопрогнозирование.

В настоящее время 20% площади России подвержено землетрясениям силой до 7 баллов, что требует специальных антисейсмических мероприятий в строительстве. Более 15% территории находится в зоне разрушительных землетрясений силой 8–10 баллов. Это Камчатка, Курильские острова и, по существу, весь Дальний Восток, Северный Кавказ и Байкальский регион.

Сейсмическое районирование – это составление разномасштабных специальных карт сейсмической опасности, на которых показывается возможность землетрясения определенной интенсивности в определенном районе в течение некоторого временного интервала. Карты обладают различным масштабом и разной нагрузкой. Общее сейсмическое районирование составляется в масштабе от 1:5 000 000 до 1:2 500 000; детальное сейсмическое районирование – 1:500 000 – 1:100 000; сейсмическое микрорайонирование – 1:50 000 и крупнее. Общее сейсмическое районирование является основным документом, а сейсмическое микрорайонирование используется для отдельных городов, населенных пунктов, крупных промышленных объектов. Составленные карты используются в экономических целях, для строительства и землепользования.

Прогнозирование землетрясений использует много факторов, в которые включаются различные модели подготовки землетрясения и разные предвестники: сейсмологические, геофизические, гидродинамические, геохимические.

Предвестники землетрясений весьма разнообразны. Например, изменение электросопротивления, когда за 1-2 месяца перед землетрясением наблюдается понижение электросопротивления глубоких слоев земной коры, что связано с изменением порового давления подземных вод. Электротеллурические предвестники свидетельствуют о том, что перед землетрясением начинается рост электротеллурических аномалий, что связывается с изменением меняющегося поля напряжений. Гидродинамические предвестники основываются на изменениях уровня вод в скважинах. Обычно за несколько лет до сильного землетрясения наблюдается паде-

ние уровня вод, а перед землетрясением – резкий подъем. Геохимические предвестники указывают на аномальное увеличение содержания радона перед землетрясениями. Нередко, напоминая о трех-четырех удачных предсказаниях, заявляют: прогноз возможен. Подобный вывод совершенно неправомерен. Ибо подлинный прогноз – это вовсе не любые, сбывающиеся впоследствии предсказания, а лишь те, которые достаточно надежно, устойчиво сбываются, когда их делают по некоторым определенным правилам (алгоритмам). Естественно, что несколько удачных попаданий на фоне сотен ошибок никаких оснований для вывода о возможности прогноза не дают. В отношении прогноза главное открытие последних лет: непредсказуемость землетрясений вызвана вовсе не недостатком данных наблюдений, как полагали еще недавно, а особенностями механизма разрушения, порождающими хаотичность сейсмического процесса.

Сейсмостойкое строительство и поведение грунтов при землетрясениях. Строительство в сейсмоопасных районах осуществляется с учетом специальных требований, направленных на повышение прочности зданий. Это и специальные фундаменты, и способы крепления стен зданий, и металлические «обручи», которыми, как бочку, опоясывают здание, предотвращая тем самым развал панелей стен дома; это и ограничение этажности и еще много других специальных антисейсмических приемов, направленных на усиление конструкции в уязвимых местах. Колебание сооружения зависит от многих факторов: формы и глубины заложения фундамента, жесткости конструкции, типа грунтов, резонансных частот и пиковых амплитуд предельно допустимого смещения. Дело в том, что возникновение резонансных колебаний влияет на контакт фундамента с грунтом. По мнению Е.А.Вознесенского, особую опасность представляют маятниковые колебания, резонансное усиление которых при расположении у центра тяжести сооружения далеко от его фундамента, например, трубы, высотные здания, высокие мостовые опоры, телебашни и др. Раскачивание таких сооружений приводит к их разрушению. Чрезвычайно важно знать некоторые важные характеристики грунтов, такие, как модуль сжатия, модуль сдвига, коэффициент затухания колебаний, вязкость грунтов, их слоистость, степень изотропности, влажность. Рыхлые увлажненные грунты – глины, пески, суглинки – меняют свои механические свойства, когда через них проходят упругие сейсмические волны. Особенно опасно разжижение водонасыщенного грунта, когда при колебаниях исчезают контакты между зернами, слагающими грунт, и последние оказываются как бы «взвешенными» в воде, которая содержалась в порах. При этом прочность грунта резко снижается и сооружения либо разрушаются, либо наклоняются, перекашиваются или даже «тонут». Подобное катастрофическое разжижение грунтов наблюдалось во время землетря-

сений 27 марта 1964 года у берегов Аляски около г. Анкоридж ($M = 8,4$) и 16 июня в Ниигате, Япония ($M = 7,5$).

Таким образом, избирательное усиление колебаний грунта в определенных интервалах частот, потеря ими прочности и разжижение, а также возникновение оползней, потоков и обвалов – вот что приводит к разрушению жилых зданий и промышленных сооружений во время землетрясений.

Цунами. Термин «цунами» в переводе с японского означает «большая волна в заливе». В нашей стране он стал известен после трагедии на Курильских островах, когда в 1952 году в результате огромной волны высотой до 12 м был полностью разрушен г. Северо-Курильск на о. Парамушир.

В результате подводного землетрясения, происходящего в открытом океане, возникает зона локального возмущения уровня водной поверхности, как правило, над эпицентральной областью (рис. 133).

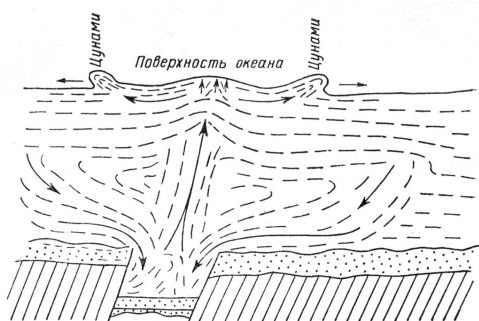


Рис. 133. Схема образования цунами

Это возмущение обусловлено быстрым поднятием или опусканием морского дна, которое приводит к возникновению на поверхности океана длинных гравитационных волн, называемых волнами цунами. Длина волн цунами определяется площадью эпицентральной области и может достигать сотен километров и более. Если где-то в океане происходит мгновенное поднятие дна, то на поверхности воды возникает как бы водяная «шляпка гриба» высотой 5–8 м. Затем она распадается с образованием круговых волн, разбегающихся в разные стороны. Иногда в этой водяной «шляпке» наблюдаются всплески, небольшие фонтаны, брызги, появляются кавитационные пузырьки. Если какое-нибудь судно попадает в такую зону, то оно подвергается мощным ударам, вибрации и звуковому воздействию, причиной которой являются сейсмоакустические волны сжатия с амплитудой до 15 МПа. Распространяясь во все стороны от эпицентральной области, волны проходят очень большие расстояния. Например, после сильного землетрясения 4 октября 1994 года вблизи о. Шикотан Курильской островной дуги с $M = 8,0$ по шкале Рихтера волны достигали побережья Южной Америки через 20–21 ч. Чаше всего скорость распространения волн цунами не превышает 200 км/ч, в то время как скорость сейсмических волн составляет несколько км/с, что позволяет дать прогноз

возникновения цунами после землетрясения, которое регистрируется почти мгновенно, и оповестить население о приближающей опасности. Скорость, с которой цунами подходит к берегу, равна:

$$C = \sqrt{gH},$$

где $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения; H – глубина океана. Например, если землетрясение происходит вблизи Курильской гряды и Восточной Камчатки, то время пробега волны составляет всего 10–60 мин, что очень мало для принятия срочных мер по эвакуации населения. Когда цунами высотой 5–6 м подходит к мелкому берегу, высота волны начинает возрастать до нескольких десятков метров в силу различных причин. «Выросшая» в высоту волна всей мощью обрушивается на пологий берег, сметая все на своем пути, и проникает в глубь побережий иногда на десятки километров.

Цунами чаще всего наблюдаются в Тихом океане, где за последние 10 лет их произошло более 70. Так, 02.09.1992 г. волны высотой 10 м на побережье Никарагуа привели к гибели около 170 чел.; 12.12.1992 г. в Индонезии цунами высотой до 26 м погубили более 1000 чел.; 17.08.1998 г. волны высотой до 15 м обрушились на Папуа-Новую Гвинею, во время которого более 2000 чел. оказались смытыми волной в лагуну, а при последнем (2005 год) цунами в Индонезии погибло и пропало без вести свыше 200 тыс. человек. Цунами возникают не только в результате землетрясений. Известен случай на Аляске 09.07.1958 г., когда в бухту Литуя со склонов горы Фейрузер сошел огромный оползень в 80 млн. м^3 , вызвавший волну в 524 м высотой, что почти равно высоте Останкинской телевизионной башне в Москве! Такая высота установлена по заплеску волн на склонах гор.

В очаге цунами нередко происходит быстрый подъем к поверхности холодных глубинных вод, при этом температура поверхностной воды в диаметре до 500 км понижается на 5–6°C, и подобная аномалия держится более суток. Такие аномалии уже много раз зафиксированы со спутников в океанах вблизи Тихоокеанского побережья Америки, в Охотском море и других местах. Существует специальная служба оповещения о приближающемся цунами.

Кроме того, сейсмические колебания океанского дна вызывают такое явление, как *моретрясение*, при котором море мгновенно «вскипает», образуются стоячие волны высотой до 5–6 м, водяные бугры, остающиеся на одном месте. Часто моретрясение сопровождается сильным гулом. Моретрясения возникают при особом типе колебания океанического дна, когда образуются высокоэнергетические акустические волны. Если колебания дна происходят со скоростью 1 м/с, то на фронте волны сжатия скачок давления достигает 15 атм. Именно такая волна воспринимается судном как удар.

Глава 6

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

На земной поверхности горные породы находятся в условиях тесного взаимодействия с атмосферой, гидросферой и биосферой, под влиянием которых породы начинают разрушаться и преобразовываться. Эти процессы получили в геологии название экзогенных – внешних, – реализующихся на поверхности нашей планеты. Большая часть из них была охарактеризована выше, в соответствующих разделах (см., например, геологическая работа ветра и т.д.). В этой главе будут рассмотрены процессы выветривания.

§49. Выветривание

Все горные породы в течении времени изменяются. Процессы изменения горных пород на поверхности Земли под влиянием солнечных лучей (инсоляция), колебаний температуры воздуха, замерзающей в пустотах горных пород воды, кислорода, углекислоты, а также организмов, населяющих поверхность Земли, объединяют понятием выветривания.

Различают *физическое, химическое и биологическое* выветривание. В природе они обычно проявляются одновременно. Особенно в тесном взаимодействии находятся химическое и биологическое выветривания, поэтому эти два вида иногда объединяются под названием биохимического.

В понятие выветривания не входят процессы разрушения горных пород под действием ветра, а несколько созвучно (ветер) это слово лишь потому, что является неверным переводом соответствующего немецкого термина. Не входит в него и разрушительная работа подземных и текучих вод, льда, вод озер и морей, представляющая собой разновидность денудации и рассмотренная в соответствующих главах.

Выветривание горных пород – сложный процесс, в котором выделяют несколько форм или факторов действия. Первая из них – механическое дробление горных пород и минералов без существенного изменения их химических свойств – носит название механического, или физического, выветривания (рис. 134, б).

Вторая форма – химическое изменение вещества, приводящее к превращению исходных минералов в новые, не похожие на них, называется химическим выветриванием (см. рис. 134, а). Минералы и горные породы физически и, главным образом химически, изменяются также под воздействием жизнедеятельности организмов и органического вещества, обра-

зующегося при их разложении. Этот процесс рассматривают как третью форму выветривания – органическое, или биохимическое, выветривание. Проявление всех типов выветривания происходит одновременно, но напряженность и преобладание того или другого типа всецело зависят от климатических и иных условий данной местности.

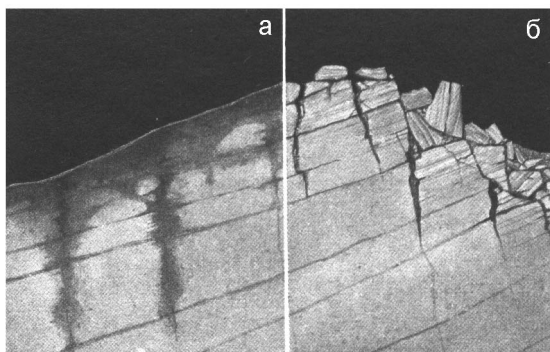


Рис. 134. Разница между химическим (а) и механическим (б) типами выветривания

Механическое, или физическое, выветривание. В результате этого вида выветривания

породы распадаются на обломки и превращаются в глыбы, дресву и песок. При этом состав конечных продуктов разрушения целиком зависит от структуры, текстуры и минерального состава горной породы, подвергающейся разрушению. Важнейшим фактором механического выветривания является *инсоляция*, т. е. нагрев поверхности горных пород солнечными лучами. Возникающее вследствие попеременного нагрева и остывания периодическое изменение объема породы (увеличение его при нагревании и уменьшение при остывании) вызывает ее растрескивание, нарушение связи между входящими в ее состав минералами, а также нарушение связей внутри самих минералов. Образование и рост трещин, раскалывающих породу на куски, идет тем интенсивнее, чем больше суточная амплитуда колебания температуры, достигающая особенно больших величин (иногда более 40°C) в субтропических пустынях и высокогорных областях. Образование трещин в горных породах в значительной мере зависит от их свойств – слоистости, сланцеватости или наличия спайности у слагающих их минералов. Механическому разрушению также способствует так называемая первичная отдельность магматических пород, т. е. система взаимно пересекающихся трещин, возникшая в породе вследствие уменьшения ее объема при остывании магматического тела или при воздействии на породы тектонических сил. Первичная отдельность может быть выражена невидимыми невооруженным глазом трещинками, но при выветривании они легко расширяются и способствуют разрушению породы, обуславливая характерные формы образующихся обломков в виде

столбов, шаров и др. Породы с массивной текстурой, прогреваясь и остывая за день лишь на определенную небольшую глубину, начинают растрескиваться и отслаиваться по кривым поверхностям, параллельным неровной поверхности тела. От породы отделяются куски в виде чешуи, отчего такой процесс получил название *десквамации*, или чешуения.

Характерной формой выветривания гранитов, обладающих первичными трещинами отдельности, является распадение их на отдельные глыбы в форме параллелепипедов. При дальнейшем выветривании углы глыб округляются, и они приобретают матрацевидную форму. Породы со слоистой и сланцеватой текстурой под влиянием инсоляции распадаются по плоскостям на плитки и расслаиваются.

Слоистая толща осадочных пород, например песчаников, имеющих различную степень цементации, выветривается неоднородно. Одни слои легко распадаются на мелкий щебень, дресву и песок, другие долго сохраняют свою монолитность. Так же неравномерно протекает и выветривание многих других пород, например, лав или пирокластических толщ и др. Легко разрушающиеся участки таких пород быстро осыпаются, а рыхлые продукты выветривания выносятся ветром и водой и в результате поверхность приобретает очень неровную форму. Плотные, трудно выветривающиеся участки сохраняются в виде выступов, а на месте легко выветривающихся образуются впадины. В результате возникает очень характерная скульптура поверхности, получившая название *форма выветривания*. Такими формами выветривания являются различные выступы, карнизы, столбы, останцы грибовидной формы, арки, островерхие скалы или скалы причудливых контуров в виде сфинксов и т. д.

Интенсивность и характер механического выветривания зависят не только от температурного режима и других климатических факторов, но также и от минерального состава породы, от ее теплоемкости и теплопроводности. Быстрее разрушаются темноокрашенные породы и минералы, а также крупнокристаллические полиминеральные породы с большими различиями коэффициентов расширения составляющих их минералов.

Как уже отмечалось выше, механическое разрушение горных пород особенно интенсивно в областях, где суточная температура, отрицательная или положительная, колеблется около 0°C . Такими областями являются высокогорья и страны с субполярным климатом. В этой обстановке особое значение имеет периодически замерзшая вода, проникающая в трещины. Как известно, при превращении воды в лед объем последнего увеличивается на $1/11$, поэтому образовавшийся лед давит на стенки трещин с силой до $890 \text{ кг на } 1 \text{ см}^3$, разрывая даже очень твердые породы. Эта форма разрушения горных пород получила название *морозного выветривания*.

Химическое выветривание. Разрушение горных пород проходит также под влиянием химического воздействия воздуха, воды и живых организмов. Наиболее активными агентами являются кислород, углекислый газ, вода, а при биологическом выветривании и органические кислоты.

Особенно велика в этом отношении роль воды, несущей в себе растворы солей и газов. Вода, содержащая кислород, углекислоту и другие вещества, способна растворять или химически изменять почти все минералы и горные породы. Химическое выветривание может быть выражено несколькими типами, главнейшими из которых являются: растворение, окисление, карбонатизация и восстановление. В результате химического выветривания происходит образование новых минералов, стойких в физико-химических и биохимических условиях земной поверхности.

Растворение происходит под действием воды, стекающей по поверхности горной породы или просачивающейся через ее трещины и поры (рис. 135). При этом она избирательно выносит (выщелачивает) из породы только некоторые вещества. Из химических соединений наилучшей растворимостью обладают хлориды, т. е. соли хлористоводородной или соляной кислоты. Они могут существовать в земной коре в виде твердых минералов только при условии их изоляции от воды, например, если они защищены водонепроницаемыми глинистыми слоями. На 100 частей воды растворяется по весу: Cl – 36, KCl – 32, MgCl_2 – 56, CaCl_2 – 67 частей. Значительно слабее растворяются сульфаты (соли серной кислоты). Так, на 10000 частей воды растворяется: CaSO_4 – 20, $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ – 25, BaSO_4 – 0,5 части. Карбонаты еще менее растворимы. В присутствии CO_2 на тот же объем воды растворяется: CaCO_3 – 10, MgO_3 – 13, $\text{CaCO}_3\text{MgCO}_3$ – 3/4 части.

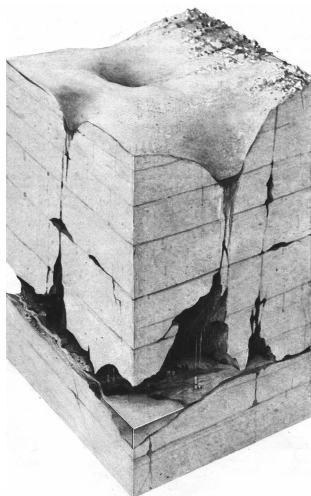
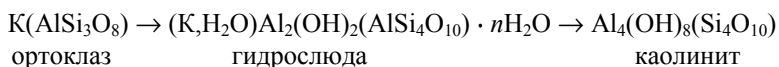


Рис. 135. Растворение горных пород

С явлениями растворения связано, в частности, выветривание таких сложных химических соединений, как силикаты, которые в подавляющем большинстве принято считать нерастворимыми минералами. Эти соединения преобладают в составе земной коры, поэтому процессы их выветривания имеют особенно важное значение.

При выветривании силикатов происходит *гидролиз*, т. е. распадение их кристалли-

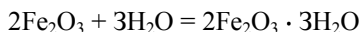
ческой решетки под действием воды на отдельные комплексы ионов и радикалы. Он сопровождается выносом из кристаллической решетки хорошо растворимых соединений сильных оснований (щелочей и щелочных земель). В полевых шпатах водород замещает при этом калий или натрий, и происходит общая перегруппировка каркасной решетки в слоистую с присоединением воды и образованием в итоге минералов глинистой группы и некоторых слюд. В качестве примера можно привести стадийность разложения полевых шпатов в условиях влажного теплого климата. Они вначале переходят в гидрослюда, а затем в более устойчивый в гипергенных условиях глинистый минерал – каолинит:



В процессе гидратации часть кремнезема выносится в форме истинных растворов или комплексных кремнийорганических соединений. Значительная часть кремнезема в воде сравнительно быстро переходит в коллоидальное (от греч. «колла» – клей) состояние и выпадает из раствора в виде аморфного гидратированного осадка $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Это аморфное вещество при частичной потере воды превращается в опал. Но часть кремнезема остается в связанном состоянии в каолиновой молекуле. В умеренном, достаточно влажном климате каолин устойчив.

При выветривании магматических и метаморфических горных пород, богатых алюмосиликатами (граниты, гранодиориты, сиениты, гранито-гнейсы), во влажном теплом климате возникают мощные толщи каолинита, которые представляют собой остаточные, элювиальные месторождения каолина.

Окисление и гидратация. Окислению подвержены в первую очередь минералы, содержащие железо, серу, ванадий, марганец, никель, кобальт и другие легко соединяющиеся с кислородом элементы. Факторами окисления являются кислород воздуха и вода. В присутствии влаги закиси металлов, входящие в состав горных пород и минералов, легко переходят в окиси, сульфиды – в сульфаты и т. д. Направление изменений зависит от климатических условий. Во влажном климате образуются богатые водой гидраты окислов железа:



На поверхности выветривающихся горных пород, содержащих железо, образуются бурые корки лимонита. В жарком климате, благодаря интенсивному прогреванию и испарению влаги образуются бедные водой или лишенные воды минералы группы гематита ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ или F_2O_3), имеющие красную окраску. Поэтому почвы коры выветривания тропиче-

ских областей характеризуются красным цветом и способностью быстро твердеть при высыхании. Это легкое затвердевание и кирпично-красная окраска послужили причиной наименования таких образований *латеритными* (от латинского слова «латер» – кирпич).

Карбонатизация представляет собой процесс присоединения углекислоты к продуктам изменения горных пород, приводящий к образованию карбонатов кальция, железа, магния и других металлов. Подавляющее большинство карбонатов довольно хорошо растворимо в воде и поэтому выносятся из коры выветривания в подстилающие породы, где часть из них переотлагается, образуя стяжения (конкреции). Много карбонатов выносятся и в грунтовые воды, обуславливая их жесткость, т. е. неспособность смывать жиры и давать пену в соединении с мылом. Но в странах с сухим климатом большая часть образующихся карбонатов остается в коре выветривания в тонко распыленном виде или в форме стяжений. Такая карбонатная кора выветривания состоит из глин, суглинков и супесей, сильно вскипающих с соляной кислотой.

Восстановление является процессом, обратным окислению, и заключается в потере веществом части или всего содержащегося в нем химически связанного кислорода. В условиях поверхности суши свободный кислород, содержащийся в атмосфере и в водных растворах, обычно приводит к окислению продуктов выветривания, и восстановление при этом, проявляться не может. Оно участвует в выветривании только там, где почему-либо нет свободного кислорода. В частности, в условиях болот все поры пород и покрывающая их рыхлая кора выветривания заполнены водой, в которую за счет отмирания болотной растительности поступает много органических веществ. Все они являются сильными восстановителями, так как легко соединяются с кислородом при своем разложении. При этом не только используется весь растворенный в воде свободный кислород, но и отнимается часть кислорода, химически связанного в минералах породы. В результате этого окись железа переходит в закись (FeO), гидраты которой имеют зеленоватый цвет. Возникает серо-зеленая или сизая глинистая масса, подстилающая торфяники и называемая в почвоведении *глеем*. Процесс его образования получил название оглеения. Наряду с последним при выветривании в восстановительной среде может происходить образование ряда минералов, бедных или лишенных кислорода, например, таких, как пирит, марказит и др.

Коры выветривания. К коре выветривания относится комплекс элювиальных образований, возникших в приповерхностной части земной коры в результате преобразования в континентальных условиях магматических, метаморфических и осадочных горных пород под воздействием физических, химических и биохимических процессов. Для коры вы-

ветривания характерны зависимость состава и мощности от физико-химических факторов, действующих на земной поверхности, и постепенный переход с глубиной в слабоизмененные процессами выветривания, а затем и свежие исходные породы (рис. 136). Состав коры выветривания и ее мощность зависят от сочетания различных физико-географических факторов. Кора выветривания имеет переменную мощность и нечетко выраженную нижнюю границу. В зависимости от распространения выделяют *площадную* кору выветривания и *линейную*. Последняя приурочена к зонам разломов и повышенной трещиноватости.

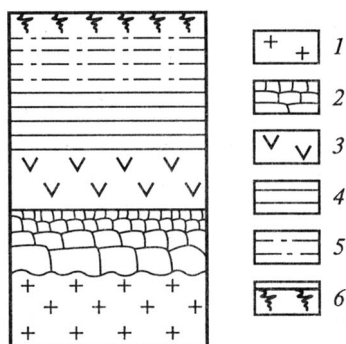


Рис. 136. Принципиальная схема строения коры выветривания (1—коренные породы, 2—зона дезинтеграции, 3—зона выщелачивания, 4—зона глинистых минералов, 5—зона оксидов и гидроксидов, 6—почва; по Н.В.Короновскому, Н.А.Ясаманову)

На протяжении длительной геологической истории неоднократно возникали благоприятные ландшафтно-климатические условия для формирования площадных кор выветривания. Они формировались на различных по составу и структурно-текстурным особенностям горных породах при благоприятных климатических условиях и определенном типе рельефа. Для того чтобы мощность кор выветривания достигала больших размеров, должен существовать непрерывный приток влаги, а ее обеспечивают хороший дренаж и близкое к поверхности расположение водоносных горизонтов. На крутых склонах и в горных областях мощные коры выветривания не образуются, так как из-за геоморфологических особенностей не успевает глубоко развиваться химическое выветривание, в силу этого возникший горизонт дресвы и обломков удаляется. Поэтому для формирования кор выветривания благоприятен выровненный рельеф. При достаточно длительном периоде времени и соответствующих физико-химических и физико-географических условиях, образуются хорошо выраженные зоны выветрелых пород. Они составляют *профили выветривания*. Каждая зона обладает своими текстурно-структурными особенностями и сложена определенными минералами, которые в совокупности отражают стадийность выветривания. Большими мощностями и полными профилями выветривания обладают коры, которые формируются в области влажных тропических и экваториальных лесов. Чем ниже температуры и меньше количество осадков, тем хуже обра-

зуются профили выветривания.

В экваториально-влажных лесах формируется следующий профиль выветривания (снизу вверх, рис. 137):

- на свежих малоизмененных коренных породах располагается зона дезинтеграции (зона дресвы);
- выше она сменяется гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовой зоной;
- над ней располагается каолининовая зона, и заканчивается полный профиль коры выветривания латеритной или гиббсит-гематит-гётитовой зоной.

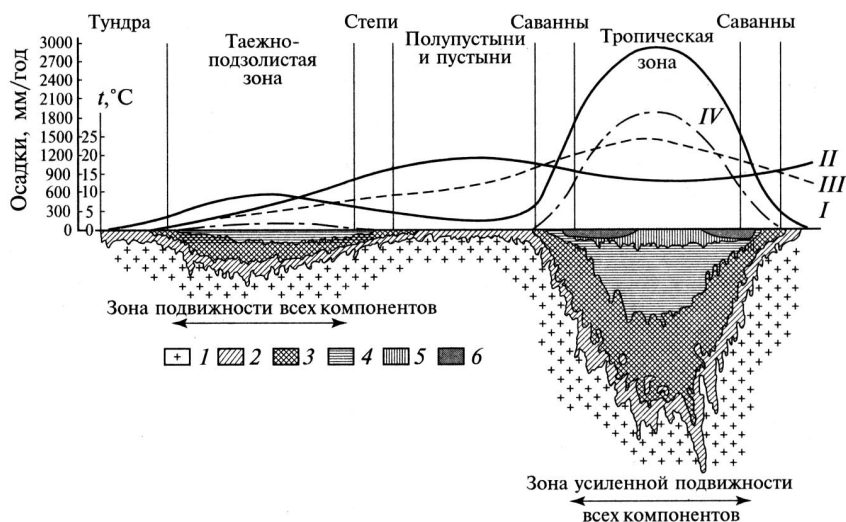


Рис. 137. Схема образования кор выветривания (1—неизменная порода, 2—зона дресвы, химически малоизмененной, 3—гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона, 4—каолининовая зона, 5—охры (Al_2O_3), 6—панцирь ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$), I—осадки, II—испарение, III—температура, IV—растительный опад; по Н.М.Страхову)

В самой верхней зоне развиваются латериты. Иногда над латеритной зоной возникает своеобразный железоалюминиевый панцирь, который именуется кирасой. Из-за своей устойчивости в гипергенных условиях кираса бронирует рыхлый латеритный покров и предохраняет его от быстрого размыва. Латеритные покровы с кирасой сохранились в современных экваториальных и тропических областях. Зональность кор выветри-

вания можно установить по преобладающим процессам, минералообразованию или по физическому состоянию продуктов выветривания. Идеализированный профиль выветривания, составленный Н.М.Страховым, представлен на рис. 137.

Выше отмечалось, что существует два основных морфогенетических типа кор выветривания: площадной и линейный. *Площадные* коры выветривания развиваются в виде покрова плащеобразно, перекрывая обширные площади в десятки и сотни квадратных километров. *Линейные* коры выветривания имеют в плане линейное расположение и приурочены к зонам разломов, к контактам разных по текстурно-структурным особенностям и вещественному составу пород, зонам трещиноватости. В такие зоны легче проникает вода и вследствие этого более интенсивно протекает процесс преобразования горных пород, чем на соседних площадях.

Органическое (биологическое) выветривание. Разрушение горных пород организмами осуществляется физическим или химическим путем. Простейшие растения – лишайники – способны селиться на любой горной породе и извлекать из нее питательные вещества с помощью выделяемых ими органических кислот; это подтверждается опытами посадки лишайников на гладкое стекло. Через известный промежуток времени на поверхности стекла под лишайниками появляется помутнение, свидетельствующее о его частичном растворении. Простейшие растения готовят почву для поселения на поверхности горных пород более высокоорганизованных растений. Древесная растительность иногда поселяется и на поверхности горных пород, не имеющей рыхлого почвенного покрова. Корни растений используют при этом трещины, постепенно их расширяя. Они способны разорвать даже очень плотную породу, так как давление, развивающееся в клетках тканей корней, достигает 60 и даже 100 атм. Значительную роль в разрушении земной коры в ее верхней части играют земляные черви и особенно муравьи и термиты. Они проделывают незначительные по диаметру, но многочисленные и длинные подземные ходы, способствуя проникновению в глубь почвы атмосферного воздуха, содержащего влагу и углекислый газ – мощные факторы химического выветривания. Кроме того, они механически перемешивают разрыхленные выветриванием массы. Но наиболее важным видом органического выветривания горных пород является почвообразование.

Почвообразование – это сложный процесс преобразования горных пород под влиянием органических веществ, образующихся при участии микроорганизмов из отмирающих наземных растений (рис. 138). Растительное вещество поступает в почву, внося в нее такие элементы, как углерод, водород и кислород. Наиболее распространена в составе растительной массы клетчатка, имеющая состав $C_6H_{10}O_5$, а также азотные со-

единения, содержащие до 10% азота, серу, фосфор, железо и др. Преобразование органического вещества в почве происходит в форме тления или перегнивания и зависит от доступа к нему кислорода.

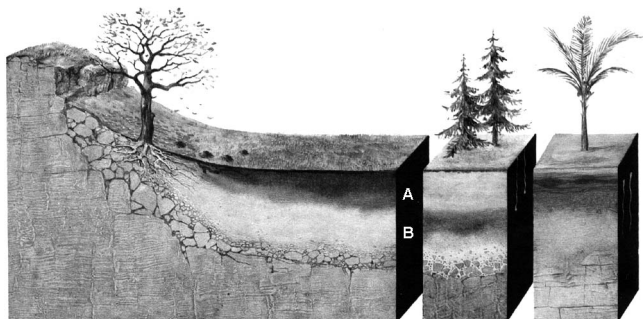


Рис. 138. Схема образования почв (слева направо) бурых, подзолистых и красноцветных в различных географических условиях (А–элювиальный горизонт, В–иллювиальный горизонт)

Тление осуществляется при свободном доступе кислорода в почву. При этом происходит полное сгорание органического вещества с образованием конечных неорганических продуктов распада, устойчивых в условиях атмосферы. Такими устойчивыми продуктами являются вода, углекислый газ и кислоты – серная (H_2SO_4), азотная (HNO_3) и фосфорная (H_3PO_4).

Гниение – противоположный тлению процесс разложения органического вещества, происходящий или при слабом доступе кислорода, или без его участия (анаэробная среда). При этом образуются другие конечные продукты – метан (CH_4), аммиак (NH_3) и сернистый газ (H_2S).

Гумификация представляет собой как бы промежуточный тип разложения органического вещества, осуществляющийся при недостаточном доступе кислорода. Этот процесс ведет к образованию перегноя, или гумуса. Гумус – это сложное вещество, представляющее собой смесь органических соединений коллоидной природы и непостоянного состава, среди которых преобладают гуминовые кислоты. Гумус образуется при участии микроорганизмов и состав его различается в зависимости от климатических условий (температура, влажность), влияющих на жизнедеятельность почвенных микроорганизмов (см. рис. 138).

Открытие зависимости процессов, происходящих в почве, от климатических условий принадлежит русским ученым, положившим начало научному почвоведению. Зависимость эта заключается в следующем. Гуминовые кислоты являются химически активными веществами, играющими главную роль в процессе химического выветривания минералов почвы.

При этом образуются их соединения с отщепляемыми от минералов щелочными и щелочноземельными металлами, железом и другими – так называемые гуматы. В виде коллоидных растворов они вместе с обычными продуктами выветривания выщелачиваются из верхней части почвы, просачивающейся через нее дождевой и снеговой водой и часть их вновь осаждается в нижней части. В связи с этим почва подразделяется на два горизонта: верхний – элювиальный, или горизонт вымывания (горизонт А), и нижний – иллювиальный, или горизонт вымывания (горизонт В). Во влажном климате, где через почву просачивается много воды, а образующийся гумус имеет резко кислотные свойства, указанный процесс идет особенно интенсивно. В сухом климате, где воды мало, а гумус менее кислый, этот процесс протекает значительно слабее. Поэтому и почвы образуются разной мощности, состава и строения.

Характер материнской породы, за счет которой образуется почва, также влияет на ее облик, но в гораздо меньшей степени. Поэтому в одной и той же климатической зоне почвы, развитые даже на таких резко различных породах, как, например, гранит и суглинки, похожи друг на друга в главных своих чертах. В разных же климатических зонах почвы всегда различны, даже если они образовались по совершенно одинаковым породам.

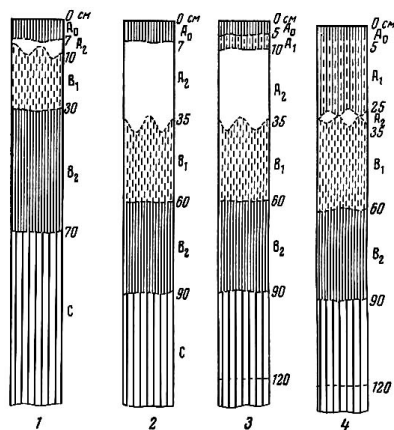


Рис. 139. Схема строения почв (1–маломощный подзол, 2–мощный подзол, 3–дерново-сильнопodzолистая почва, 4–дерново-слабоподзолистая почва; по М.М.Жукову и др.)

Рассмотрим в качестве примера почвообразования разрез почв Подмосковья (рис. 139). В этой области преобладают так называемые подзолистые почвы, характерные для лесной зоны умеренного пояса, с ярко выраженными элювиальным и иллювиальным горизонтами. Элювиальный горизонт А ясно подразделяется на два подгоризонта – А₁ и А₂. Подгоризонт А₁ представляет собой рыхлую сероокрашенную, иногда темно-серую землистую массу и достигает мощности 20–30 см. В него просачивается с поверхности земли образовавшийся при разложении растительных остатков гумус. Однако он не накапливается в большом количестве, так как и сами гуминовые кислоты и образующиеся при их взаи-

модействии с минералами почвы – гуматы, растворимы в воде, и в условиях влажного климата Подмосковья быстро выносятся грунтовыми водами в более низкие горизонты почвы. При этом в раствор переходят в первую очередь карбонаты, а также свободные окислы железа и марганца. То же происходит в еще большей степени в ниже лежащей части горизонта А, полностью выщелачиваемого настолько, что он теряет бурую окраску, характерную для материнских пород, представленных разными суглинками. Возникает подгоризонт А₂ – обесцвеченная пепельно-серая сыпучая масса кварцевой пыли, похожая на золу, откуда и происходит ее название – подзол. Подзол представляет собой бесплодный горизонт почвы, лишенный всех растворимых солей и железа. Мощность этого горизонта достигает нескольких сантиметров.

Коллоидные растворы, проникающие в более низкие горизонты почвы, начинают коагулировать, осаждаясь между частицами песка и глины, слагающими материнскую породу, цементируя их. Образуется характерный иллювиальный горизонт В. Цементация обусловлена главным образом гидроокислами железа, превращающими породу в очень плотную красно-бурю массу. Ниже горизонта В располагается мало измененная материнская порода, обозначаемая почвоведом индексом С.

В условиях степной зоны, где увлажнение умеренное и почва слабо промывается, процесс почвообразования происходит по-другому и приводит к образованию черноземов. Черноземные почвы, очень типичные для Украины, достигают мощности 1 м. В них интенсивно накапливается гумус, составляющий до 6–12%, а иногда даже до 25% от веса верхнего элювиального горизонта и обуславливающий его черную окраску. Горизонта А₂ здесь нет, так как выщелачивание почвы очень слабое. Атмосферные воды, проникающие в нее, растворяют лишь карбонаты кальция и переносят их в основание чернозема, где они образуют отложения извести в виде примазок по трещинам и порам, округлых конкреций или сплошь цементируют породу. Это и есть иллювиальный горизонт В, но в отличие от подзолистых почв не железистый, а карбонатный, очень светло окрашенный благодаря углекислой извести.

В области распространения лесных подзолистых почв, вплоть до зоны тундр, на особенно сильно увлажненных участках широко распространены болотные почвы. Они почти круглый год насыщены водой. Избыток влаги создает затрудненный доступ кислорода к разлагающемуся органическому веществу. В связи с этим, вместо гумификации, часть его подвергается обугливанию и превращается в торф. Под поверхностным торфянистым слоем располагается упоминавшийся уже выше зеленоватый глей или глеевый горизонт, связанный с выветриванием материнской породы в восстановительной среде и окрашенный в голубовато-серые тона, что обусловлено

присутствием в нем закисного железа. При высыхании и растрескивании такого глея в него проникает кислород воздуха, и в результате перехода закисных соединений железа в окисные появляются ржавые пятна.

Резко противоположного типа почвы возникают в зоне полупустынь и пустынь, в понижениях рельефа, где временно скапливается вода. После короткого периода дождей наступает длительный период засухи. Почва разогревается, и почвенная влага начинает по капиллярам подниматься к поверхности земли вместе с растворенными в ней солями. Среди последних наиболее частыми являются сульфаты кальция, натрия, хлориды натрия. Это вызывает засоление почв, возникновение солончаков, в сухое время сплошь покрытых белой корочкой соли.

Часть IV

Геологическая летопись Земли

Глава 7

ВРЕМЯ В ГЕОЛОГИИ

§50. Относительное и абсолютное летоисчисления.

Изучая современное строение Земли, геологи сталкиваются с ее прошлым, с разнообразными по масштабам и формам проявления геологическими событиями. Но в первую очередь геологи сталкиваются с проблемой геологического времени. Когда, каким образом и в каких масштабах происходили в прошлом те или иные события, нередко охватывающие всю планету – перемещения материков, рождение океанов, наступления (трансгрессии) и отступления (регрессии) моря, землетрясения, извержения вулканов? Как возникали, жили, расселялись и вымирали организмы, которые сегодня находятся в окаменевшем состоянии в толщах горных пород? Все эти и многие другие вопросы всегда волновали ученых.

Правильное представление об огромной длительности геологического времени укоренилось в научной литературе далеко не сразу. Продолжительное время господствовал религиозный догмат о божественном акте творения Земли и существовало представление о том, что наша планета очень молода. Безоговорочно принималось, что Земля и вся Вселенная возникли в течение нескольких дней около 6000 лет назад. Однако передовые мыслители и естествоиспытатели античности, а затем и ученые эпохи Возрождения стали высказывать мнения о большой длительности истории Земли, о многогранности и огромной масштабности происшедших на ее поверхности и в недрах геологических процессов.

Развитие точных наук – механики и астрономии, химии и физики – дали возможность по-новому подойти к проблеме происхождения Земли и возрасту слагающих земную кору горных пород. Однако библейские тексты еще долгое время сдерживали прогрессивные и в целом правильные представления. Даже такой знаменитый естествоиспытатель, как И.Ньютон, с именем которого связана целая эпоха в физике и механике, признавал авторитет Священного Писания и на основе библейского текста вычислил, что Земля будто бы существует всего 6030 лет.

Ж.Бюффон, автор многотомной «Естественной истории», к оценке возраста Земли подошел довольно оригинально. Он был автором космогонической гипотезы о происхождении Земли как обломка Солнца, ото-

рванного ударом гигантской кометы. Эта гипотеза в свое время была общепризнанной и получила широкое распространение. Он считал, что возраст Земли можно определить опытным путем на основании вычисления времени остывания гигантского раскаленного шара. Ведь в то время считалось, что Земля вначале была огненным шаром. На основании этого Ж.Бюффон оценил продолжительность истории Земли в 775 тыс. лет.

К вопросу о возрасте Земли и о геологическом времени ученые подходили с разных позиций – от вычисления скорости осадконакопления до продолжительности жизни отдельных особей, видов, родов, сообществ, семейств и отрядов животного и растительного царств.

В настоящее время на основании определений возраста образования минералов, слагающих горные породы, установлено, что самые древние горные породы на Земле возникли около 4 млрд. лет назад, а образование планеты Земля произошло 4,66 млрд. лет назад.

Любые геологические исследования начинаются с определения состава отложений, с последовательности их образования, взаимного расположения слоев и напластований. Все это необходимо для того, чтобы с максимальной достоверностью показать распространенность, реконструировать условия образования осадков и пластов, раскрыть геологическую историю развития региона и расшифровать характер событий, которые оказались запечатленными в толщах горных пород, а также определить, происходили ли все эти события в одно и то же время либо в разное, а затем оценить, какое событие произошло раньше, а какое позже.

Раздел геологической науки, изучающей слои земной коры, их взаимное расположение и последовательность возникновения, называют *стратиграфией* (от лат. «стратум» – слой, «графо» – пишу, описываю). В задачу этой науки входят расчленение осадочных и вулканогенных пород на отдельные слои или пачки, определение содержащихся в них остатков ископаемой фауны и флоры, установление возраста слоев или пачек, сопоставление выделенных слоев в одном разрезе с соседними, составление сводного разреза отложений региона, а также разработка региональных стратиграфических шкал и определение их соотношения с существующей единой или Международной стратиграфической шкалой. Но для того чтобы решить все поставленные выше задачи, необходимо в первую очередь установить возраст слагающих толщи пород.

Давно было замечено, что нижележащие слои горных пород в своем ненарушенном состоянии всегда древнее вышележащих. В 1669 году Н.Стено установил закон, который носит название «закон последовательности напластований». Это положение дает возможность провести лишь относительную датировку слоев и событий (один моложе или древнее другого), но не позволяет оценить количественно продолжительность гео-

логического времени, даже если в слоях земной коры встречаются ископаемые остатки организмов.

Современные представления о геологическом времени и возрасте Земли сложились на основе почти 300-летнего исследования. По взаимному залеганию слоев горных пород различного состава еще в XVIII в. были предприняты попытки установить временную последовательность осадконакопления. Итальянский геолог Дж.Ардуино во время работы на севере Апеннин предложил различать четыре типа гор: примитивные или минеральные, сложенные кристаллическими породами без органических остатков; вторичные, состоящие из мраморов и слоистых известняков с морскими ископаемыми; третичные – низкие горы и холмы, сложенные гравием, глинами, мергелями с обильными остатками морских животных, и четвертичные – земляные и каменные выносы горных потоков. Эту терминологию использовали в других районах Европы, а названия «третичные» и «четвертичные» сохранились до наших дней.

По напластованиям осадочных горных пород, особенно тогда, когда слои располагаются горизонтально, можно отчетливо установить относительную геологическую хронологию, т.е. временную последовательность. После того как установлено взаимное расположение пластов по особенностям их строения, происходит прослеживание однородных пластов на расстоянии, даже если они находятся на разных уровнях (рис. 140). В каждом природном обнажении, если мы точно знаем, что пласты находятся в ненарушенном состоянии, более глубокие (нижележащие) слои всегда древнее перекрывающих. Изучение относительной возрастной последовательности осадочных пород по условиям взаимного залегания пластов позволяет построить стратиграфическую колонку.

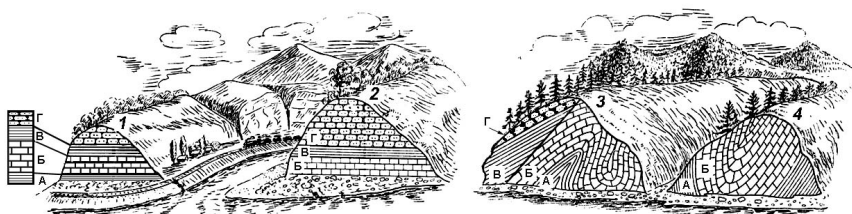


Рис. 140. Схема стратиграфического сопоставления пород в различных разрезах

Установление возрастной последовательности напластований в одном обнажении не представляет особой трудности. Каким же образом можно сравнивать между собой довольно далеко отстоящие друг от друга обнажения? Еще в XVIII в. естествоиспытатели обратили внимание на то, что

слои осадочных пород содержат ископаемые остатки животных в виде раковин и скелетов, а также отпечатки растений.

Ископаемые остатки в нижележащих пластах отличались от более молодых, и тем сильнее были эти отличия, чем древнее оказывались слои, содержащие остатки ископаемых организмов. Было замечено, что пласты морских осадочных пород одного и того же возраста содержат одинаковые остатки древних организмов. Это дало возможность геологам разработать один из важнейших методов расчленения и сопоставления разрезов. Здесь на помощь пришел палеонтологический метод.

Палеонтология занимается изучением ископаемых остатков животных и растений, определением их систематической принадлежности в общей иерархии и их строения, которые в целом способствуют установлению закономерностей эволюционного развития органического мира.

В начале XIX века возникла реальная возможность построения сводной геологической шкалы относительной хронологии. Ее относительность вытекает из того, что анализ и определение видовой или родовой принадлежности ископаемых остатков не могут точно указать время образования горных пород, их заключающих, и продолжительность существования самих организмов, но позволяют определить относительную древность, молодость или одновозрастность напластований относительно какого-то заранее взятого слоя и провести сопоставления.

На основе этапности развития органического мира и минерального состава вмещающих их осадочных образований в течение XIX века были установлены все известные в настоящее время и широко применяемые стратиграфические единицы – эратемы, системы, отделы и ярусы. Самой крупной стратиграфической единицей является эратема, в состав которой входит несколько систем. В свою очередь системы состоят из отделов и ярусов. Каждой стратиграфической единице присвоены собственные названия.

В начале XIX века В.Смит предложил палеонтологический метод, который был затем детально разработан Ж.Кювье и А.Броньяром. Важную роль в этом методе играют те группы организмов, которые существовали в течение короткого времени и были распространены во всех морях и океанах и на многих континентах. Такие роды и виды организмов оказались своеобразными реперами в геологической истории и получили название руководящих ископаемых. Руководящими формами ископаемых организмов в континентальных отложениях являются скелеты динозавров или их фрагменты, скелеты птиц, приматов, лошадей и следы их жизнедеятельности (отпечатки следов, кладки яиц), а также остатки растений (отпечатки листовой флоры, остатки фрагментов веток, стволов, побегов, минерализованные окремненные либо известковые остатки). Среди морских организмов руководящими являются граптолиты, трилобиты, брахиоподы, мшанки, голово-

ногие моллюски (аммониты и белемниты), ряд представителей брюхоногих и двустворчатых моллюсков, а также фораминиферы, радиолярии, диатомеи. Не так давно научились выделять из осадков мельчайшие организмы – нанопланктон, а также споры и пыльцу растений.

Геологическое летоисчисление. Геологи давно обратили внимание, что вся история нашей планеты делится на две неравные части. Древняя более продолжительная ее часть трудна для изучения палеонтологическим методом, так как не содержит ископаемых остатков, а сами осадочные толщи изменены процессами метаморфизма и внедрениями магматических пород. Хорошо изучена молодая часть каменной летописи, поскольку осадочные напластования в ней содержат многочисленные остатки организмов, сохранность и количество которых возрастают по мере приближения к современной эпохе. Эту молодую часть истории земной коры американский геолог Ч.Шухерт назвал фанерозойским эоном, т. е. временем очевидной жизни. Эон – это промежуток времени, объединяющий несколько геологических эр.

Более древнюю и продолжительную часть геологической истории Ч.Шухерт назвал криптозоом, или временем со скрытым развитием жизни. Довольно часто этот отрезок геологического времени называют докембрием. Это название сохранилось с середины XIX в., когда была установлена последовательность геологических систем. Все более древние отложения, залегающие ниже кембрийской системы, стали именоваться докембрием. В настоящее время в составе криптозоы выделяют три эонотемы: катархей, архей, протерозой. Широкая распространенность вышележащих отложений, большое количество ископаемых органических остатков и относительная доступность предопределили их лучшую изученность и обусловили более детальную их расчлененность. Английский геолог Дж.Филлипс в 1841 году в составе фанерозоя выделил три эратемы: палеозойскую – эру древней жизни, мезозойскую – эру средней жизни и кайнозойскую – эру новой жизни.

Более мелкими стратиграфическими единицами, чем эратемы, являются системы, отделы и ярусы. Им присвоены имена преимущественно по названиям тех местностей, где они были впервые описаны и установлены, или по каким-то иным характерным признакам. Так, свое название кембрийская система получила от римского наименования Уэльса – *Cambria*; ордовикская и силурийская системы – по названию древних племен, живших на территории современной Англии; девонская система – по графству Девоншир в Англии; каменноугольная, или карбоновая, – по названию каменного угля; пермская – от г. Пермь, где она была впервые обнаружена и изучена; триас – от объединения трех толщ в Европе, последовательно залегающих одна над другой; юрская – от Юрских гор в Швейцарии; меловая – от широко распространенного белого пещего мела и т. д.

Таблица 19

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ЗЕМЛИ						
Эра	Период	Эпоха	Век	Индекс	Начало млн. лет	Продолж. млн. лет
Кайнозой	Четвертичный	Голоценовая		Q ₂	0,01	0,01
		Плейстоцено- вая		Q ₁	1,6	1,6
	Неоген	Плиоценовая	Акчагыльский	N _{2ak}	3,4	1,8
			Киммерийский	N _{2k}	5,3	1,9
		Миоценовая	Мессинский	N _{1m}	6,5	1,2
			Тортонский	N _{1t}	11,2	4,7
			Серравалийский	N _{1s}	15,1	3,9
			Лангйский	N _{1l}	16,6	1,5
			Будигальский	N _{1b}	21,8	5,2
			Аквитанский	N _{1a}	23,7	1,9
	Палеоген	Олигоценовая	Хетский	P _{3h}	30,0	6,3
			Рюпельский	P _{3r}	33,7	3,7
		Эоценовая	Приабонский	P _{2p}	40,0	6,3
			Бартонский	P _{2b}	43,6	3,6
			Лютетский	P _{2l}	52,0	8,4
			Ипрский	P _{2i}	57,8	5,8
		Палеоценовая	Танетский	P _{1t}	60,6	2,8
			Монский	P _{1m}	63,6	3
			Датский	P _{1d}	66,4	2,8
Мезозой	Мел	Поздняя	Маастрихтский	K _{2m}	74,5	8,1
			Кампанский	K _{2km}	84	9,5
			Сантонский	K _{2st}	87,5	3,5
			Коньякский	K _{2k}	88,5	1,0
			Туронский	K _{2t}	91	2,5
			Сеноманский	K _{2s}	97,5	6,5
		Ранняя	Альбский	K _{1al}	113	15,5
			Аптский	K _{1a}	119	6
			Барремский	K _{1br}	124	5
			Готеривский	K _{1g}	131	7
			Валанжинский	K _{1v}	138	7
			Берриасский	K _{1b}	144	6

	Юра	Поздняя Мальм	Волжский Титонский	J _{3v} J _{3tt}	152	8
			Кимериджский	J _{3km}	156	4
			Оксфордский	J _{3o}	163	7
		Средняя Доггер	Келловейский	J _{2k}	169	6
			Батский	J _{2bt}	176	7
			Байосский	J _{2b}	183	7
			Ааленский	J _{2a}	187	4
		Ранняя Лейас	Тоарский	J _{1t}	193	6
			Плинсбахский	J _{1p}	198	5
			Синемюрский	J _{1s}	204	6
			Геттангский	J _{1h}	208	4
	Триас	Поздняя	Норийский	T _{3n}	225	17
			Карнийский	T _{3k}	230	5
		Средняя	Ладинский	T _{2l}	235	5
			Анизийский	T _{2a}	240	5
		Ранняя	Оленекский	T _{1o}	245	5
			Индский	T _{1i}		
Палеозой	Пермь	Поздняя	Татарский	P _{2t}	253	8
			Казанский	P _{2kz}	258	5
			Уфимский	P _{2u}		
		Ранняя	Кунгурский	P _{1k}	263	5
			Артинский	P _{1ar}	268	5
			Сакмарский	P _{1s}	286	18
			Ассельский	P _{1a}		
	Карбон (Каменно- угольный)	Поздняя	Гжельский	C _{3g}	296	10
			Касимовский	C _{3k}		
		Средняя	Московский	C _{2m}	320	24
			Башкирский	C _{2b}		
		Ранняя	Серпуховской	C _{1s}	333	13
			Визейский	C _{1v}	353	20
			Турнейский	C _{1t}	360	7
	Девон	Поздняя	Фаменский	D _{3fm}	367	7
			Франский	D _{3f}	374	7
		Средняя	Живетский	D _{2zv}	380	6
			Эйфельский	D _{2ef}	387	7
			Эмский	D _{1e}	394	7

			Зигенский	D _{1zg}	401	7
			Жединский	D _{1z}	408	7
	Силур	Поздняя	Пржидольский	S _{2p}	414	6
			Лудловский	S _{2ld}	420	6
		Ранняя	Венлокский	S _{1v}	425	5
			Лландоверий-ский	S _{1l}	438	13
	Ордовик	Поздняя	Ашгильский	O _{3as}	448	10
			Карадокский	O _{2k}	458	10
		Средняя	Лландейлский	O _{2ld}	468	10
			Лланвирнский	O _{2l}	478	10
		Ранняя	Аренигский	O _{1a}	485	7
			Тремадокский	O _{1t}	505	10
	Кембрий	Поздняя	Аксайский	E _{3ak}	523	18
			Сакский	E _{3s}		
			Аюсокканнский	E _{3as}		
		Средняя	Амгинский	E _{2m}	540	17
			Майский	E _{2am}		
		Ранняя	Тойонский	E _{1tn}	570	30
			Ботомский	E _{1b}		
			Атдабанский	E _{1at}		
			Томмотский	E _{1t}		
Протеро-зой	Поздний (рифей)	Вендская	Эдиакарский		650	80
			Лапландский			
		Поздняя			1000	350
		Средняя			1350	350
		Ранняя			1650	300
	Ранний				2500	850
Архей	Поздний				3000	500
	Средний				3400	400
	Ранний				4000?	600?
Катархей					4500?	500?

Единая международная стратиграфическая шкала представлена в табл. 19. Эта шкала дает представление не только о последовательности напластований, но и об относительном времени, поэтому ее называют единой геохронологической шкалой.

Кроме палеонтологического и стратиграфического методов существует **палеомагнитный** метод определения относительного возраста горных пород. Его относительность вызвана только тем, что он тесно привязан к существующей геохронологической шкале.

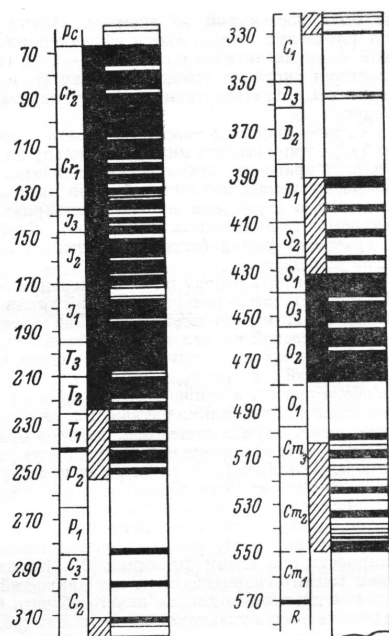


Рис. 141. Палеомагнитная шкала для фанерозоя (черное – нормальная полярность; по А.Н.Храмову и Л.Е.Шолпо)

Палеомагнитный метод основан на том, что горные породы, содержащие ферромагнитные минералы, образовались в магнитном поле Земли и, обладая свойством магнитной восприимчивости, запечатлели положение векторов магнитного поля, существовавшего в момент их образования. Это свойство называют остаточной намагниченностью. С изменением положения слоев горных пород относительно магнитного поля или изменения положения самого магнитного поля

часть «врожденной» намагниченности сохраняется. Это естественная остаточная намагниченность или *палеомагнетизм*. Остаточная намагниченность сохраняет направление (полярность) того магнитного поля, в котором произошло намагничивание. Установлено, что в истории Земли многократно происходила смена полярности магнитного поля, когда северный и южный полюсы менялись местами. Смена полярности сохранилась в изменении остаточной намагниченности пород. В настоящее время разработана шкала смены таких эпох (рис. 141). Палеомагнитный метод является дополнительным методом геохронологического расчленения напластований горных пород. Этот метод особенно важен для расчлене-

ния только магматических и осадочных горных пород.

Кроме того, палеомагнитный метод имеет и еще одно очень важное значение. В параграфе 47, при изложении теории новой глобальной тектоники, говорилось об образовании океанической литосферы и коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и о раздвижении океанического дна в обе стороны от этих рифтовых зон конвекционными течениями в мантии Земли под астеносферой (см. рис. 126, б). Учитывая, что базальты океанической коры, выплавляемые из мантии в рифтовых зонах, должны при своем остывании в последовательные эпохи полярности геомагнитного поля приобретать соответственно нормальную или обратную намагниченность, следует ожидать, что при растяжении океанического дна на нем должны образовываться полосы положительных и отрицательных магнитных аномалий, параллельные осям срединно-океанических хребтов и симметричные относительно этих осей, причем ширина таких последовательных полос должна быть пропорциональной длительности соответствующих эпох полярности геомагнитного поля. Эту гипотезу выдвинули в 1963 году Ф.Вайн и Д.Мэтьюз; в 1964 году аналогичную гипотезу независимо опубликовали Л.Морли и А.Лярошель. В последующие годы были собраны многочисленные данные, свидетельствующие в пользу этой гипотезы. Полосчатая конфигурация магнитных аномалий в океане впервые была обнаружена Р.Мейсоном и А.Раффом еще в 1958 и 1961 годах в северо-восточной части Тихого океана, где были зафиксированы узкие, шириной по 30–40 км, параллельные друг другу полосы чередующихся положительных и отрицательных магнитных аномалий интенсивностью порядка 500 гамм, приблизительно постоянной вдоль каждой полосы. Аналогичные результаты были получены в 1962 году судном «Оуэн» в районе подводного хребта Карлсберг в северо-западной части Индийского океана, а затем и во многих других районах Мирового океана, включая Арктику и Красное море.

Таким образом, границы полос магнитных аномалий (а также линии, им параллельные) можно рассматривать как изохроны, т. е. линии одинакового возраста океанической коры. На рис. 142 дана детальная карта изохрон для Северной Атлантики. Прямую проверку этих предсказаний возраста различных участков океанической коры удалось осуществить по данным глубоководного бурения дна океана. В тех скважинах, которые полностью проникли сквозь осадки и достигли лежащих под ними базальтов, микропалеонтологическим методом определялся возраст самого нижнего слоя осадков, непосредственно прилегающего к базальтам (можно определять также абсолютный возраст базальтов). Оказалось, что полученные данные вполне удовлетворительно согласуются с возрастами палеомагнитных изохрон. Это свидетельство в пользу гипотезы растяжения океанического дна явилось одним из

важнейших результатов глубоководного бурения судна «Гломар Челленджер». Хорошее согласование таких независимых друг от друга данных различной природы, как продолжительности эпох нормальной и обратной намагниченности лав, толщины нормально и обратно намагниченных слоев в колонках океанических осадков, ширины полос положительных и отрицательных магнитных аномалий океанического дна и возраст базальтового фундамента океанической коры, делает весьма убедительными и представление об обращениях полярности геомагнитного поля и гипотезу о растяжении океанического дна.

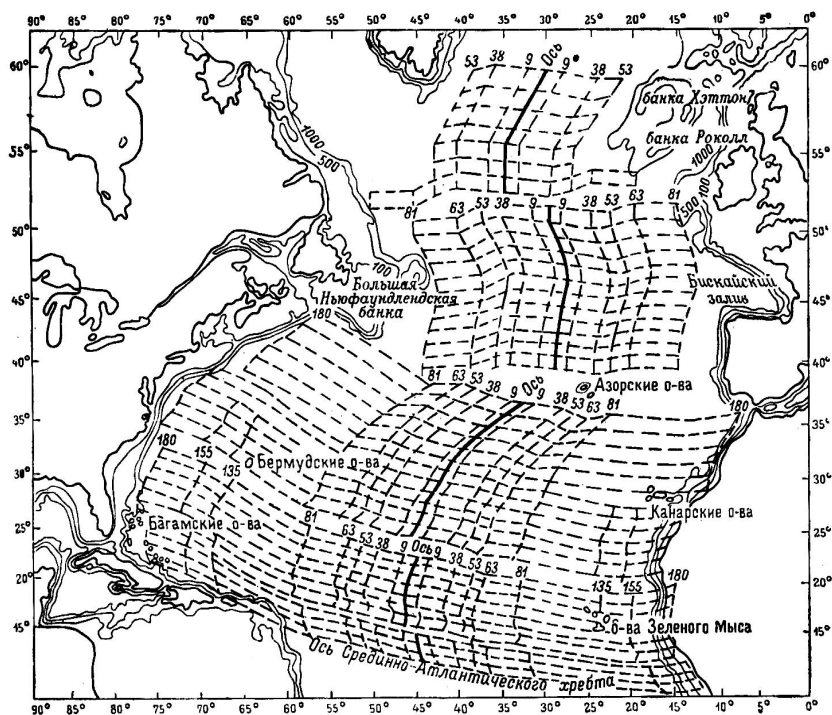


Рис. 142. Карта возрастов дна Северной Атлантики (по У.Питмену и М.Тальвани)

Радиогеохронологический возраст. В геологии важно знать не только относительный возраст горных пород, но и по возможности точное время их образования. Как уже отмечалось выше, геохронологическая шкала

дает представление только об относительном возрасте, но ничего не может сказать о продолжительности любых геохронологических подразделений, а тем более показать, как и насколько далеко от современного времени они отстоят. Время геологических событий помогают установить радиогеохронологические методы, которые довольно часто называют абсолютными. В абсолютной геохронологии применяется обычная астрономическая система летосчисления – астрономический год – период времени полного обращения Земли вокруг Солнца. Однако употребление слова «абсолютный» неверно ввиду того, что любые результаты не являются абсолютно точными, так как каждое полученное значение несет в себе определенную, а порой и существенную ошибку. Радиогеохронологический возраст показывается как приблизительная величина с допустимой ошибкой. Размер ошибки возрастает по мере удаления в глубь истории Земли. Кроме того, надо иметь в виду, что продолжительность современного астрономического года не полностью соответствует продолжительности года в палеозое и тем более в протерозое или архее. Поэтому лучше говорить не об абсолютном, а о радиогеохронологическом или радиометрическом возрасте. Данный метод основан на явлении радиоактивного распада элементов, находящихся в горных породах или минералах. Для его определения используют радиоактивные изотопы урана, тория, рубидия, калия, углерода и водорода. Период полураспада нестабильного элемента точно известен, и метод определения возраста минерала заключается в том, чтобы найти отношение массы вновь образованного химического элемента к массе материнского изотопа в минерале. Отсчет времени по атомным часам начинается сразу же после кристаллизации данного минерала, который все последующее время вел себя как замкнутая система и сохранял как все продукты распада, так и количество исходного материнского изотопа, которое осталось после распада.

Таблица 20

Изотопы, используемые для определения радиогеохронологического возраста (по А.Х.Браунлоу)

Изотопное отношение	Период полураспада, лет	Эффективный интервал, лет (T_0 – возраст Земли)	Содержание в земной коре, г/т
$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$4,5 \times 10^9$	$10^7 - T_0$	0,9928 U; 0,252 Pb
$^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$	$0,71 \times 10^9$	$10^7 - T_0$	0,0072 U; 0,215 Pb
$^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$	$1,39 \times 10^{10}$	$10^7 - T_0$	1,00 Th; 0,520 Pb
$^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$	$5,0 \times 10^{10}$	$10^7 - T_0$	0,278 Rb 0,07 Sr
$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	$1,30 \times 10^9$	$5000 - T_0$	0,0001 K; 0,996 Ar
$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ca}$	$1,30 \times 10^9$	$5000 - T_0$	0,0001 K; 0,996 Ar
$^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$	5730	0 – 70000	10^{-12} C; 0,996 N

Как видно из таблицы 20, различные изотопы могут использоваться для определения возраста в разных временных диапазонах. Так, радиоактивный углерод ^{14}C , образующийся в верхних слоях атмосферы в результате действия космических лучей на атом азота ^{14}N , используется для определения возраста древесины и торфа в пределах 50 тыс. лет. Это позволяет применять его для временной характеристики событий в конце плейстоцена и голоцена, а также в археологии. Большое влияние на отношения $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ оказывают проводимые в последние полвека испытания ядерного оружия, а также работы атомных реакторов и ускорителей. Изотопы с большим периодом полураспада применяются для определения возраста докембрийских пород, которые сформировались более 1 млрд. лет назад. Широко используются уран-свинцовый, торий-свинцовый, свинец-свинцовый, калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, самарий-ниодимовый и некоторые другие изотопные методы. Каждый из них имеет свои достоинства и недостатки.

Благодаря радиогеохронологическим методам устанавливается возраст магматических и осадочных горных пород, а для метаморфических пород определяется время воздействия на них высоких температур и давления. Данные радиогеохронологического возраста в виде абсолютных цифр даются в специальной колонке. Возраст каждого геохронологического подразделения определен исходя из возраста нижележащих и вышележащих отложений. Разность между ними дает продолжительность данного подразделения.

Изотопный возраст наиболее древних пород Земли составляет 3,8–4,0 млрд. лет, а возраст древнейших обломочных минералов, в частности цирконов, равен 4,3–4,2 млрд. лет. Все это свидетельствует о том, что наша планета возникла 4,66 млрд. лет назад.

Глава 8 КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

§51. История тектонических событий

В геологической истории Земли за длительное время ее существования происходили различные события. Эпохи необычайно интенсивной магматической деятельности сменялись длительными периодами со слабым проявлением вулканической и магматической активности. Эпохи усиленного магматизма характеризовались высокой степенью тектонической активности, т. е. значительными горизонтальными перемещениями континентальных блоков земной коры, возникновением складчатых деформаций, разрывными нарушениями, вертикальными движениями отдельных блоков, а в периоды относительного спокойствия геологические изменения рельефа земной поверхности оказывались слабыми.

Данные о возрасте изверженных пород, полученные различными методами радиогеохронологии, дают возможность установить существование сравнительно коротких эпох магматической и тектонической активности и длительных периодов относительного покоя. Это, в свою очередь, позволяет провести естественную периодизацию истории Земли по геологическим событиям, по степени магматической и тектонической активности. Сводные данные о возрасте изверженных пород, по сути дела, являются своеобразным календарем тектонических событий в истории Земли.

История тектонических событий Земли. О первых годах существования Земли, древнее 3,8 млрд. лет, можно говорить только на основании косвенных показателей, так как практически полностью отсутствуют фактические геологические данные. Считается, что в начальный период существования Земли на ней действовал активный вулканизм и изливались базальтовые и гипербазитовые лавы. Одновременно в первичную атмосферу выбрасывался значительный объем газов из земных недр. Это привело к созданию первичной земной коры и атмосферы.

В истории Земли выделяются около 20 тектономагматических эпох (табл. 21), каждая из которых характеризуется своеобразной магматической и тектонической активностью и составом возникших горных пород.

В течение белозерской тектономагматической эпохи в начале архейского эона и кольской эпохи в середине архея протекали процессы гранитизации и возникновения первых осадочных бассейнов. Сформировались и стали развиваться гидросфера и первичная атмосфера. В это время первыми возникли песчаные, глинистые и карбонатные породы, которые подверглись сильному метаморфизму. Песчаные и глинистые породы

превратились в кристаллические сланцы, кварциты и гнейсы, а карбонатные – в мраморы.

Таблица 21

Возраст тектономагматических эпох в истории Земли

№ эпохи	Название тектономагматической эпохи	Возраст, млрд лет
20	Альпийская	0,05
19	Киммерийская	0,09
18	Герцинская (варийская)	0,26
17	Каледонская	0,41
16	Салаирская (позднебайкальская)	0,52
15	Катангинская (раннебайкальская, кадомская)	0,65
14	Делийская	0,86
13		0,93
12	Гренвилевская	1,09
11		1,21
10	Готская (кибарская)	1,36
9		1,49
8	Карельская (гуронская)	1,67
7		1,83
6	Балтийская	1,98
5	Раннекарельская	2,23
4	Альгонкская	2,5
3	Кенорская (беломорская)	2,70
2	Кольская (саамская)	3,05
1	Белозерская	3,5

В кенорскую тектономагматическую эпоху в конце архейского зона были сформированы ядра будущих самых устойчивых геоструктурных элементов Земли – континентальных платформ или их щиты. В последующем размеры этих ядер постепенно увеличивались. На протяжении кеноранской, альгонкской, раннекарельской, балтийской и карельской тектономагматических эпох были сформированы фундаменты всех известных древних платформ: Восточно-Европейской, Северо-Американской, Южно-Американской, Сибирской, Китайской, Таримской, Индостанской, Африкано-Аравийской и Восточно-Австралийской. В это время возник сверхгигантский материк Пангея-0 (Археогей). На протяжении почти 1 млрд. лет начиная с 2,5 млрд. лет назад и до 1,67 млрд. лет продолжал наращиваться гранитно-гнейсовый слой в континентальной оболочке земной коры. Вместе с тем внедрение магматических расплавов в толщи карбонатных пород – известняков и доломитов – способствовало

формированию щелочных пород. Огромные интрузивные плутоны, сложенные гранитоидами, занимающие площадь в несколько тысяч км², своим образованием фиксировали возникновение в пределах континентальных платформ весьма устойчивых участков – щитов, к которым относятся Балтийский, Украинский, Алданский, Канадский, Гвианский, Бразильский и Аравийский. В этот же период – 1,8 млрд. лет назад, возникла Пангея-1 (Мезогея).

На протяжении последующих тектономагматических эпох платформы или продолжали наращивать свои размеры за счет присоединения к ним находящихся по соседству подвижных поясов в результате сближения с аналогичными участками, расположенными в пределах литосферных плит, или раскалывались на отдельные части посредством разломов, внутри которых возникали рифтовые впадины. Последние в дальнейшем становились новыми океанами. Однако в последний миллиард лет истории Земли всеми исследователями отмечается постепенное угасание силы тектономагматической активности.

Готская эпоха характеризовалась развитием на территории большинства платформ гранитизации дорифейских магматических и осадочных образований и развития мощного регионального метаморфизма. В среднем и особенно в позднем рифее в подвижных поясах продолжалась гранитизация и за счет этого происходило наращивание площади платформ.

Магматизм катангинской (раннебайкальской) и позднебайкальской тектономагматических эпох на платформах проявился по-разному. Вместе с тем их общей чертой является, с одной стороны, развитие интенсивных складкообразовательных движений, а с другой – раскол и перемещение крупных и мелких платформенных глыб – литосферных плит и террейнов (плит и блоков небольшого размера). Результатом проявления ранне- и позднебайкальской тектономагматических эпох стало сближение и соединение в единый сверхгигантский материк Гондвану пяти крупнейших континентальных платформ южного полушария – Африкано-Аравийской, Австралийской, Южно-Американской, Антарктической и Индостанской. В свою очередь, в северном полушарии стали сближаться северные континенты – Восточно-Европейский, Северо-Американский, Сибирский и Китайский.

Каледонская тектономагматическая эпоха характеризовалась не только усилением магматизма, но и привела к подъему над уровнем моря и объединению северных материков в новый, подобный южной Гондване суперматерик – Лавразию. Последний отделялся от Гондваны крупным океаном Тетис.

Основные события геологической истории Земли в фанерозойском эоне рассматриваются в следующем разделе по эрам. Ниже остановимся на истории тектонических событий, исходя из существования историко-

геологических этапов, основанных на разделении истории и развития Земли по тектоническим этапам. В фанерозойское время таких этапов выделяется несколько. С ними связаны различные по масштабам геологические события – наступления и отступления морей и океанов, сближение и расхождение литосферных плит, исчезновение океанов, возникновение горных массивов, накопление осадочных горных пород, внедрение магматических расплавов, метаморфизм и т.д.

Тектономагматические эпохи фанерозойского зона отличаются от более древних этапов тем, что вследствие своей относительной молодости в горных породах хорошо сохранились следы сформировавших их процессов. Вследствие этого фанерозойские тектономагматические эпохи подразделяются на несколько тектонических фаз. В одни отрезки геологического времени преобладало высокое стояние континентов (регрессии моря), широко развивался магматизм и осуществлялись как горизонтальные, так и вертикальные движения континентальных блоков. Такие фазы носят название *геократических*. Они сменялись более продолжительными по времени *талассократическими* фазами, когда области платформ активно прогибались и затапливались морем, т. е. развивались крупнейшие трансгрессии.

В результате тектонической и магматической активности, сближения и столкновения континентов в каледонскую эпоху были сформированы высочайшие и протяженные горно-складчатые сооружения. В западном полушарии это Аппалачи, а в Центральной Азии – горные массивы Центрального Казахстана, Алтай, Западный и Восточный Саяны, горы Монголии, а также ныне сглаженные и разрушенные горные сооружения Восточной Австралии, острова Тасмании и Антарктиды.

В герцинскую тектономагматическую эпоху произошло крупнейшее событие в истории Земли. Расположенный между Гондваной и Лавразией океан прекратил свое существование. Тогда эти гигантские материки объединились и на планете возник один материк, который А. Вегенером в начале XX столетия был назван Пангеей (Всеобщая Земля). На планете в это время существовал также один океан. Это был гигантский древний Тихий океан или Панталаса. Сближение и столкновение литосферных плит и блоков земной коры привели к возникновению крупных горных сооружений, которые по имени эпохи носят название герцинских горных сооружений. Таковыми являются Тибет, Гиндукуш, Каракорум, Тянь-Шань, Горный и Рудный Алтай, Куньлунь, Урал, горные системы Центральной и Северной Европы, Южной и Северной Америки (Аппалачи, Кордильеры), северо-запада Африки и Восточной Австралии. В результате консолидации устойчивых участков, составляющих литосферные плиты, возникли эпигерцинские плиты или молодые платформы. К их числу

относятся часть Западно-Европейской платформы, Скифская, Туранская и Западно-Сибирская плиты и др.

В киммерийскую тектономагматическую эпоху произошли внедрения различных по составу интрузий, но все-таки главным событием был распад Пангеи. После ее распада вначале вновь возникли Лавразия и Гондвана, так как между ними образовался новый океанский бассейн – Тетис, который простирался субширотно, а затем стал формироваться новый океан меридионального направления. Сначала это была Южная Атлантика, отделившая Южную Америку от Африки, а затем Северная Атлантика, которая разделила Северную Америку и Евразию. В течение киммерийской эпохи возникли Крымские горы и горные системы Приверхоянья (там так же, как и в свое время между Европой и Америкой, произошло сближение и надвигание Сибирской платформы на Западно-Сибирскую плиту). Значительные движения испытали ранее возникшие горные сооружения Аппалачей, Кавказа и Центральной Азии.

Киммерийская тектономагматическая эпоха началась в конце мелового периода. Ее сменила Альпийская, действия которой продолжаются и в настоящее время. С ними связаны внедрения интрузий кислого, основного и щелочного составов в подвижных поясах, расширение древних и возникновение нового, Индийского океана, закрытие океана Тетис. Постепенно континенты приобретают современные очертания и создаются величайшие горные системы – Альпы, Динариды, Карпаты, Кавказ, Памир, Гималаи, Анды, Кордильеры. Подъем этих горных сооружений продолжается и в наши дни. Некоторые океаны и окраинные моря продолжают сокращаться в размерах. Так, в результате сближения Африки с Евразией сужается Средиземноморский бассейн, который представляет собой реликт океана Тетис. Но в то же время начинают раздвигаться новые глыбы и на месте их раздвижения возникают моря – будущие океаны. Так, несколько миллионов лет назад возникло и продолжает расширяться Красное море. В ближайшем геологическом будущем на месте Восточно-Африканского рифта, там, где сегодня располагаются крупнейшие озерные системы Африки, вследствие опускания и расширения континентальной рифтовой долины должен возникнуть новый океан, который объединится с расположенным северо-восточнее Красноморским рифтом.

§52. Краткая история развития Земли

Догеологическая стадия развития Земли. Геологическая стадия развития Земли – это тот этап ее развития, от которого остались геологические документы – горные породы. Предшествующую ей стадию, от кото-

рой не сохранилось никаких документов, называют *догеологической*.

Догеологическая стадия начинается с того времени, когда Земля сформировалась как планета. По современным представлениям, не вдаваясь в подробности, Земля образовалась как сгусток холодной космической пыли и газа. В последующем этот сгусток – Протоземля – уплотнялся, и земные недра, как это показывают расчеты, постепенно разогревались за счет радиоактивного распада. Высокие температуры привели к дифференциации вещества Земли: вода, водород, CO_2 и другие газы, а также смеси, состоящие из легкоплавких силикатных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , MgO , частично Fe_2O_3 и др.), и радиоактивные элементы начали подниматься в верхние слои. Эта легкоплавкая фаза по составу соответствовала базальтовой магме. Тугоплавкая же часть осталась внизу, образовав перидотиты, дуниты и другие породы верхней мантии. В последующее время из базальтовой магмы выделились газы, образовавшие атмосферу, и водные растворы, которые дали начало гидросфере (см. раздел). Таким образом, в догеологическую стадию произошла дифференциация вещества Земли и образовались ее геосферы.

Докембрий делится на четыре эры (см. Геохронологическую шкалу): *архейскую*, продолжительность которой около 2 млрд. лет, *нижнепротерозойскую*, *среднепротерозойскую* и *верхнепротерозойскую*, или *рифейскую*, общей продолжительностью также около 2 млрд. лет. Из них на рифей приходится 1030 млн. лет. Докембрийские породы в пределах материков распространены очень широко и выходят на поверхность в области щитов древних платформ и в ядрах многих складчатых сооружений. Кроме того, в разных местах они вскрыты скважинами. Среди них широко распространены различные кристаллические и метаморфические породы: разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мигматиты, кварциты, железистые кварциты (в том числе и джеспилиты), мраморы, филлиты, мраморизованные известняки и доломиты, в различной степени метаморфизованные эффузивные и интрузивные породы. Среди последних особенно много гранитов. Наиболее глубоко метаморфизованы породы архея, несколько меньше – нижнего и среднего протерозоя. Рифей сложен слабо метаморфизованными осадочными образованиями (глинистыми сланцами, кварцитовидными песчаниками, конгломератами), а также эффузивами и их туфами. Мощность докембрийских отложений очень большая – несколько десятков километров.

Палеонтологическая характеристика докембрийских отложений очень бедна; здесь встречаются лишь единичные представители очень архаичных групп (рис. 143). Поэтому палеонтологический метод для стратиграфического расчленения докембрия применяется мало. Для этой цели использу-

ются: 1) угловые несогласия; 2) последовательность залегания пород в разрезе (стратиграфический метод); 3) петрографический состав; 4) соотношение между магматическими и вмещающими породами; 5) степень регионального метаморфизма и 6) радиологические методы.

Изучение докембрийских пород позволяет сделать вывод, что уже в начале докембрия Земля имела основные оболочки – атмосферу, гидросферу и литосферу, так как среди самых древних гнейсов докембрия широко распространены парагнейсы – продукты метаморфизма осадочных пород. Последние же образуются в результате взаимодействия литосферы с атмосферой, гидросферой и биосферой. Установлено также, что в докембрии уже существовали зоны с более теплым и более холодным, даже полярным климатом. Как располагались эти климатические зоны, пока неясно. Данные палеомагнетизма позволяют говорить о том, что северный полюс в начале докембрия был (в современных координатах) на севере Южной Америки, а в конце докембрия – в центральной части Северо-Американского материка (в Канаде).

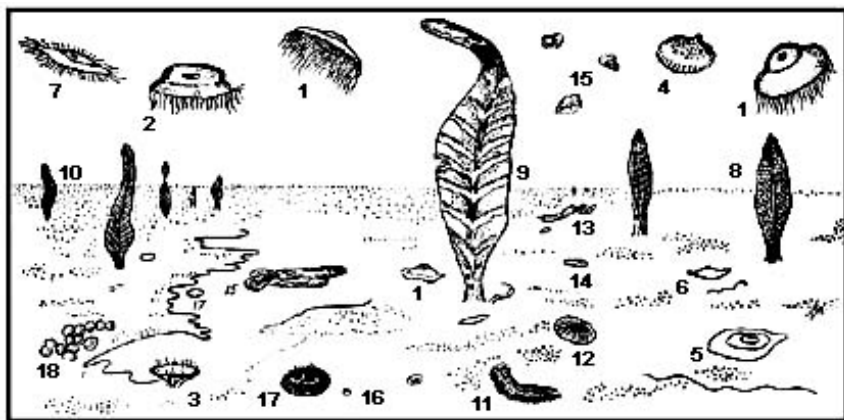


Рис. 143. Реконструкция морской фауны позднего докембрия (1–10–кишечнополостные *Coelenterata*, 11–14–кольчатые черви *Annelida*, 15,16–членистоногие *Arthropoda*, 17,18–происхождение неясно; по Г.В.Войткевичу)

Из характеристики докембрийских отложений следует также вывод о том, что в то время происходили все те эндогенные и экзогенные процессы, которые происходят и сейчас. Однако имеется немало данных, которые позволяют предполагать, что газовый состав атмосферы, содержание солей и их состав в водной оболочке Земли, строение и свойства литосферы, значительно отличались от того, что мы наблюдаем сегодня.

Атмосфера Земли состояла в основном из азота и углекислого газа с примесью метана и других газов. Кислород отсутствовал. Таким образом, в докембрии на поверхности Земли существовала не окислительная, а восстановительная обстановка, и процессы выветривания носили иной характер. Очевидно, более интенсивно проходило химическое выветривание. Такой состав атмосферы сохранялся 1000–1500 млн. лет спустя после начала архея. Докембрийская гидросфера характеризовалась меньшей концентрацией солей и газов, растворенных в воде океанов и морей. Все эти особенности отражались в осадконакоплении: среди докембрийских пород широко распространены доломиты, что связано с высоким содержанием CO_2 , галька сульфидов и уранинитов – минералов очень нестойких в окислительной среде, а также джеспилиты, формирование которых после докембрия уже не происходило. С другой стороны, в докембрии нет углей, графита, а также достоверных следов галогенных соединений, хотя некоторые исследователи считают, что эти отложения были, но не сохранились вследствие метаморфизма докембрийских пород.

В настоящее время в геологической науке широко распространены представления о том, что первичная докембрийская литосфера имела базальтоидный состав и не была разделена на платформы и геосинклинали (подвижные пояса). Продукты ее размыва – граувакки – накапливались вместе с продуктами вулканических извержений в неглубоких понижениях рельефа. Эти древнейшие толщи хорошо сохранились в области Канадского щита, в Южной Африке и на некоторых других платформах. Около 3–3,5 млрд. лет назад, в отдельных областях начали развиваться процессы метаморфизма, мигматизации и гранитизации осадочных и магматических пород основного состава. Этот этап развития земной коры, когда не было геосинклиналей и платформ, называют *нуклеарным*.

Первые геосинклинали – «протогеосинклинали» – сравнительно просто построенные обширные и глубокие линейные прогибы, появились примерно 2,5 млрд. лет тому назад. В них накапливались продукты размыва первичной базальтовой коры и гранитизированных пород, а позже и небольшие количества карбонатов водорослевого происхождения, эффузивные породы и джеспилиты.

Более 2200 млн. лет назад значительная часть протогеосинклиналей в результате саамской складчатости превратилась в складчатые сооружения – *саамиды*. Складчатость сопровождалась метаморфизмом, мигматизацией и гранитизацией. Самые молодые протогеосинклинали превратились в складчатые сооружения примерно 1,8–1,9 млрд. лет назад в результате *беломорской* складчатости.

Протерозойские геосинклинали начали закладываться на более слож-

ном фундаменте – в зонах дробления саамид и лишь частично – на первичной коре. В их строении уже намечаются геосинклинальные и геоантиклинальные зоны. В геосинклинальных зонах отлагался обломочный материал, образующийся за счет разрушения поднятий древнего складчатого фундамента, окружавших эти зоны, а также очень мощные толщи вулканогенных пород, а затем и карбонатные отложения.

Тектонические движения, превратившие эти геосинклинальные области в складчатые сооружения, получили название *карельской* эпохи складчатости. Карельские структуры соединили разрозненные более древние массивы в крупные материки – эпикаральские части древних платформ, между которыми располагались геосинклинальные области, уже похожие на палеозойские.

Около 3,5 млрд. лет назад появились первые одноклеточные организмы. Примерно 2,8 млрд. лет назад, или немногим ранее, возникли первые «фотосинтезаторы» (строматолиты), и содержание кислорода стало медленно повышаться. Первые многоклеточные организмы появились около 1,4 млрд. лет назад, а первые клетки с центральным ядром – примерно около 1,2 млрд. лет назад. В позднем докембрии возникли плоские и сегментированные черви, медузы и иглокожие. Растительность отсутствовала.

Палеозой – эра древней жизни («палеос» – древний, «зоон» – жизнь), назван так потому, что органический мир палеозоя, в общем чрезвычайно богатый и разнообразный, представлен архаичными группами.

Палеозойская группа была выделена впервые в 1837 году английским геологом А.Седжвиком. В настоящее время она объединяет шесть систем: *кембрийскую, ордовикскую, силурийскую, девонскую, каменноугольную и пермскую*. Палеозойская эра продолжалась примерно 330 млн. лет. Палеозойская эра была временем очень больших преобразований. Она объединяет два тектонических этапа – *каледонский* и *герцинский*.

Дважды в течение палеозойской эры имело место массовое вымирание многочисленных групп более древних организмов – в конце силура и в конце перми. На смену им приходили новые группы более высокоорганизованных животных и растений, причем такое «обновление» в растительном мире происходило раньше (примерно на полпериода), чем в животном. Причины подобных явлений пока не выяснены до конца. Несомненно, что одной из них было изменение палеогеографической обстановки, связанное с перестройкой земной коры и изменением рельефа и климата.

Кембрий – 570 млн. лет назад. Сверхматерик Гондвана занимает экватор и приэкваториальные части планеты. Наряду с Гондваной было еще четыре материка меньших размеров, примерно соответствующих по площади современным Европе, Сибири, Китаю и Северной Америке. В мел-

ких тропических водах формируются обширные строматолитовые рифы. На суше происходила интенсивная эрозия и большое количество осадков сносилось в моря. Содержание кислорода постепенно повышалось. Ближе к окончанию периода началось оледенение, приведшее к понижению уровня воды в морях.

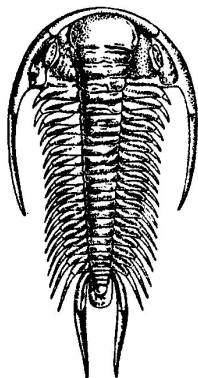


Рис. 144. Кембрийский трилобит *Paradoxides bohemicus*

В процессе грандиозного эволюционного взрыва возникло большое число типов животных, многие из которых существуют и сейчас, включая микроскопических ежей, морских лилий и различных червей. В тропиках археоцаты возводили громадные рифовые сооружения. Появились первые твердopокровные животные; в морях господствовали трилобиты (рис. 144) и брахиоподы. Возникли первые хордовые. Несколько позднее появились головоногие моллюски и примитивные рыбообразные. Из растительности следует отметить наличие примитивных морских водорослей.

Ордовик – 500 млн. лет назад. Гондвана находится в южном полушарии, а остальные материки несколько переместились к экватору. «ПраЕвропа» и «ПраСеверная Америка» медленно отходят друг от друга и одновременно океан Япетус расширяется. На протяжении всего периода массивы суши смещались все дальше и дальше к югу. Старые ледниковые покровы кембрия растаяли, в связи с чем произошло поднятие уровня моря. Большая часть суши сконцентрировалась в теплых широтах. В конце периода началось новое оледенение.

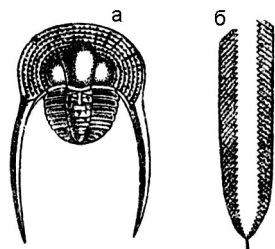


Рис. 145. Ордовикский трилобит *Trinucleus ornatus* (а) и граптолит *Didymograptus murchisoni* (б)

Резко увеличивается численность животных – фильтратов, в том числе мшанок («морских циновок»), морских лилий, плеченогих двусторчатых моллюсков и граптолитов (для последних это было время расцвета, см. рис. 145). Археоцаты уже вымерли, но строительство рифов продолжалось первыми кораллами и строматопорондеями. Увеличилось число наутилоидей и бесчелюстных панцир-

ных рыб. Развились различные виды водорослей, а в позднем ордовике появились первые настоящие наземные растения.

Силур – 438 млн. лет назад. Гондвана надвинулась на Южный полюс. Океан Япетус постепенно начал уменьшаться в размерах и массивы суши «ПраСеверная Америка» и «ПраГренландия» стали сближаться. В конечном счете они столкнулись, образовав гигантский материк Лавразию. Это был период активной вулканической деятельности и интенсивного горообразования. Начался этот процесс с эпохи оледенения, когда же льды растаяли, то уровень моря повысился и климат стал мягким.



Рис. 146. Силурийский граптолит *Monograptus priodon* (а) и брахиопода *Conchidium knighti* (б)

В органическом мире также происходят значительные изменения. Ругозы ведут активное строительство рифов. Численность граптолитов снижается. В морях процветают наутилоиды, брахиоподы (рис. 146), трилобиты и иглокожие. Вода в морях обладает невысокой соленостью и в ней обитают ракоскорпионы (эвриптериды). Наблюдалось изобилие рыб как в пресной, так и в соленой воде. Появились первые челюстные рыбы – акантоды. Скорпионы, многоножки и, как предполагают, эвриптериды постепенно выходили на сушу. Растения заселили берега водоемов, среди которых преобладали примитивные псилопсидные виды.

Девон – 408 млн. лет назад. В южном полушарии располагалась Гондвана. В тропических широтах продолжается формирование Лавразии. Происходит интенсивная эрозия недавно образовавшихся гор, в результате чего образуются мощные отложения красноцветных песчаников; речные дельты, в связи с большим количеством поступающих наносов, заболачиваются. Уровень моря к концу периода поднимается. Средние температуры воздуха возрастают, но в целом он становится более резким, с чередованием периодов ливневых дождей и сильной засухи. Обширные площади на материках стали безводными.

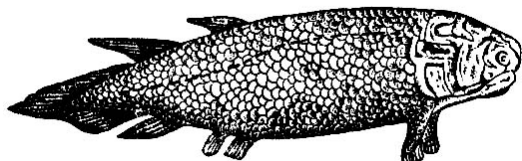


Рис. 147. Девонская рыба *Holoptychius nobilissimus*

В морских бассейнах

происходит быстрая эволюция рыб (рис. 147), включая акул и скатов, кистеперых и лучеперых рыб. Увеличивается число аммонитов. В морях развились гигантские хищники – эвриптериды длиной до 2 м. В позднем девоне многие группы древних рыб, а также кораллов, плеченогих и аммонитов вымерли. Суша подверглась нашествию множества членистоногих, в том числе клещей, пауков и примитивных бескрылых насекомых. В позднем девоне появились первые земноводные.

Растения сумели отодвинуться от кромки воды, и постепенно обширные районы суши заросли густыми первобытными лесами. Возросло число разнообразных сосудистых растений. Появились споровые ликофиты (плауны) и хвощи, некоторые развились до размеров настоящих деревьев высотой почти 40 м.

Карбон (каменноугольный) – 360 млн. лет тому назад. Гондвана и Лавразия постепенно сближались, образовывая новые горные цепи. В раннем карбоне на обширных пространствах образовались мелкие прибрежные моря и болотистые низменности; на большой части суши установился почти тропический климат. Наличие громадных лесов с пышной растительностью способствовало повышению содержания кислорода в атмосфере. Ближе к окончанию периода началось похолодание, и на Земле произошло два крупных оледенения.

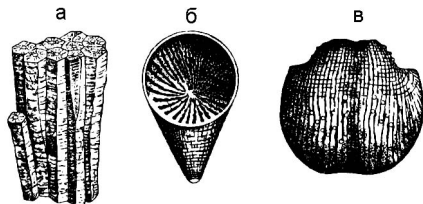


Рис. 148. Каменноугольные кораллы *Lithostrotion basaltiform* (а) и *Zaphrentis cornucopia* (б) и брахиопода *Productus semireticulatus* (в)

В морях появились новые разновидности аммонитов, возросла численность брахиопод (рис. 148). Ругозы, граптолиты, трилобиты, а также некоторые мшанки и морские лилии вымерли. Это было время расцвета земноводных, а также насекомых – кузнечиков, тараканов, чешуйниц, термитов, жуков и гигантских стрекоз. В позднем карбоне появились первые рептилии.

Дельты рек и берега обширных болот были покрыты густыми лесами из гигантских плаунов, хвощей, древовидных папоротников и голосеменных растений высотой до 45 м. Неразложившиеся останки этой растительности со временем превратились в залежи каменного угля.

Пермь – 286 млн. лет назад. Гондвана и Лавразия еще больше сблизились. «ПраИндостан» и Азия столкнулись, и возник гигантский суперматерик Пангея. Это столкновение также породило новые горные цепи. Пангея начала перемещаться к северу. Этот период начался с оледенения, ко-

торое вызвало понижение уровня моря. По мере движения Гондваны к северу льды постепенно растаяли. В Лавразии стало очень жарко и сухо, по ее территории распространились обширные пустыни.



Рис. 149. Пермская брахиопода *Spirifer unulatus*

В это время бурно эволюционировали двустворчатые моллюски (рис. 149). В морях в изобилии водились аммониты. Главными строителями рифов постепенно становятся современные кораллы. В ранней перми в пресных водоемах господствовали земноводные. Появились и водные рептилии, в том числе мезозавры. В ходе великого вымирания в конце периода полностью исчезло свыше 50% животных семейств, включая многих земноводных, аммонитов и трилобитов. На суше рептилии взяли верх над земноводными. На южных массивах суши распространились леса крупных семенных папоротников – глоссоптерисов. Появились первые хвойные, быстро заселившие внутриматериковые области и высокогорья.

Мезозойская эра – эра средней жизни («мезо» – средний, «зоон» – жизнь) названа так потому, что организмы, населявшие Землю в мезозое, по степени организации занимают промежуточное, среднее положение между архаичными формами палеозоя и организмами, жившими в кайнозое.

Мезозойская группа пород была выделена английским геологом Дж. Филлипсом в 1841 году. Она объединяла так же, как и сейчас, три системы: *триасовую*, *юрскую* и *меловую*. Продолжительность мезозойской эры 173 млн. лет.

В мезозое, так же как и во все другие этапы развития Земли, главная, ведущая роль принадлежала тектоническим движениям. Мезозойский киммерийский тектогенез был очень своеобразным и в значительной мере отличался от каледонского и герцинского. Складкообразовательные движения, распад платформ, образование океанических и других впадин сопровождалось грандиозными интрузивными и эффузивными магматическими процессами. Интрузии, преимущественно гранитоидных пород, приурочены к киммерийским складчатым сооружениям и другим структурам Тихоокеанского сегмента земной коры. С этими интрузиями связаны месторождения золота, олова, мышьяка, сурьмы, полиметаллов и цветных металлов. По разломам в области платформ и складчатых сооружений изливалось огромное количество лав основного и среднего состава, которые образовали потоки и покровы, в том числе и базальтовые траппы Сибирской платформы, Индии, Африки и некоторых других мест.

С преобразованиями в рельефе, происходившими в результате текто-

нических движений, были связаны и значительные изменения климата. В течение всего триасового периода в пределах Лавразии и Гондваны господствовал сухой, нередко пустынный климат и активно протекали процессы физического выветривания. К юре рельеф этих материков был в значительной мере выравнен и сглажен. Последовавшее затем опускание значительных участков Лавразии и Гондваны привело к развитию очень широких трансгрессий. В результате на этих континентах появляются большие мелководные моря, что приводит к значительным изменениям климата: он становится мягким, влажным теплым и умеренным. На Земле снова появляется пышная растительность и происходит массовое угленакпление. Широко развиваются процессы химического выветривания, что приводит к образованию залежей железных руд, бокситов и других продуктов химического выветривания.

Триас – 248 млн. лет назад. Гондвана вновь начала разделяться, стал образовываться Атлантический океан. Уровень моря по всему миру был очень низок. Климат, почти повсеместно теплый, постепенно становился более сухим, и во внутриматериковых областях сформировались обширные пустыни. Мелкие моря и озера интенсивно испарялись, из-за чего вода в них постепенно становилась все более соленой.

Динозавры и прочие рептилии стали доминирующей группой наземных животных. Появились первые лягушки, а чуть позже сухопутные и морские черепахи и крокодилы. Возникли также и первые млекопитающие, возросло разнообразие моллюсков. Образовались новые типы кораллов, креветок и омаров. К концу периода вымерли почти все аммониты (рис. 150). В океанах утвердились морские рептилии, такие, как ихтиозавры, а птерозавры начали осваивать воздушную среду.

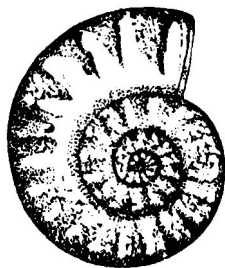


Рис. 150. Триасовый аммонит *Ceratites cassianus*

Возросло разнообразие голосеменных растений, образовавших обширные леса саговников, араукарий, гинкго и хвойных деревьев. В нижней части леса сформировались ковры из плаунов и хвощей, а также пальмовидных баннеттитов.

Юра – 230 млн. лет назад. Пангея продолжала раскалываться, и море затопило большую часть суши. Происходило интенсивное горообразование. В начале периода климат был повсеместно теплым и сухим, затем стал более влажным. Увеличилось количество и стали более разнообраз-

ными по видовой принадлежности морские черепахи и крокодилы, появились новые виды плезиозавров и ихтиозавров. На суше процветали насекомые, включая предшественников современных муравьев, пчел, уховерток, мух и ос. Появилась и первая птица – археоптерикс. Господствовали динозавры, эволюционировавшие во множество форм – от зауроподов до более мелких быстроногих хищников.

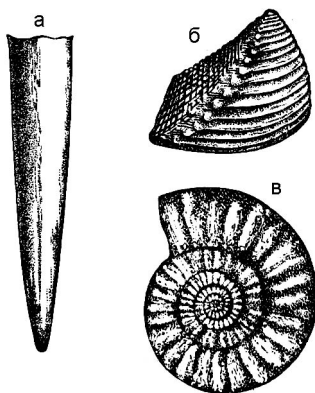


Рис. 151. Юрские белемнит *Belemnites giganteus* (а), моллюск *Trigononia costata* (б) и аммонит *Arietites bucklandi* (в)

Климат стал более влажным, и вся суша покрылась обильной растительностью. В лесах появились предшественники нынешних кипарисов, сосен и мамонтовых деревьев.

Мел – 114 млн. лет назад. С удалением материков друг от друга Атлантический океан, разделяющий Африку и Южную Америку, расширился до весьма значительных размеров. Африка, Индостан и Австралия, находившиеся на экваторе и южнее него, приобрели направление раздвижения. Море затопило обширные участки суши. Останки твердопокровных планктонных организмов образовали на океаническом дне огромные толщи отложений писчего мела и мелоподобных пород. Поначалу климат был теплым и влажным, однако затем наступило весьма заметное похолодание.

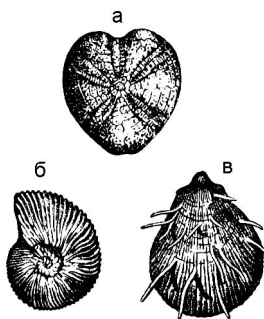


Рис. 152. Меловые иглокожие *Microster coranquium* (а), аммонит *Hoplites neocomiensis* (б) и моллюск *Spondylus spinosis*

В морях возросло количество белемнитов. В океанах господствовали гигантские морские черепахи и хищные морские рептилии. На суше появились змеи, кроме того, возникли новые разновидности динозавров, а также насекомых, таких, как мотыльки и бабочки. В конце периода произошло гигантское массовое вымирание:

исчезли аммониты (рис. 152), ихтиозавры и многие другие морские животные, а на суше вымерли все динозавры и птерозавры.

Появились первые цветковые растения, создавшие «взаимообслуживающие» связи с насекомыми, которые переносили пыльцу и частично его питались. Эти растения весьма активно распространялись по всему пространству суши.

Кайнозойская эра – эра новой жизни («кайнос» – новый, «зоон» – жизнь). Это время появления всех современных семейств и родов животных и растений. В кайнозое появилось на Земле и человек.

В настоящее время к кайнозойской эре относят три периода: *палеогеновый, неогеновый и четвертичный*. Сравнительно недавно палеоген и неоген объединялись вместе в один третичный период и считались подпериодами. Накопившиеся за это время толщи называли, соответственно, третичной системой, а палеогеновые и неогеновые отложения – подсистемами. Третичная система была впервые выделена в 1809 году Ж.Кювье и А.Броньяром по остаткам характерных для нее млекопитающих. Более точное палеонтологическое обоснование третичных отложений и их стратиграфическое расчленение были сделаны в 1833 году Ч.Ляйелем. В последующее время третичная и четвертичная системы были объединены в кайнозойскую группу. Продолжительность кайнозойской эры 67 млн. лет, т. е. вся эта эра примерно равна ордовику.

Палеоген. Палеоцен – 65 млн. лет назад. Южные материки продолжали раскалываться. Южная Америка оказалась полностью отрезанной от остальных участков суши. Африка, Индостан и Австралия разошлись друг от друга на значительные расстояния, при этом Австралия заняла позицию вблизи Антарктиды. Обнажились новые участки суши и произошло дальнейшее понижение уровня моря.

На суше началось время активного развития млекопитающих. Появились грызуны и насекомоядные, «планирующие» млекопитающие и ранние приматоподобные. В морях на смену морским рептилиям пришли новые виды хищных костных рыб и акул. Возникли новые разновидности двусторчатых моллюсков и фораминифер.

Продолжали распространяться все новые виды цветковых растений и опылявших их насекомых.

Эоцен – 55 млн. лет назад. Индостан придвинулся к Азии. Антарктида и Австралия в начале периода располагались рядом, но в дальнейшем начали расходиться. Северная Америка и Европа также разделились, при этом возникли новые горные цепи. Море затопило часть суши. Климат повсеместно был теплым. На суше появились летучие мыши, лемуры, долгопяты; предки нынешних слонов, лошадей, коров, свиней, носорогов и оленей, а также прочие крупные травоядные. Другие млекопитающие

типа китов и сирен вернулись в водную среду. Увеличилось число видов пресноводных костных рыб. Эволюционировали и другие группы животных, в том числе муравьи и пчелы, скворцы и пингвины, гигантские нелетающие птицы, кроты, верблюды, кролики и полевки, кошки, собаки и медведи и др.

Во многих частях света произрастали леса с пышной растительностью, а в умеренных широтах росли пальмы.

Олигоцен – 38 млн. лет назад. Индостан пересек экватор, Австралия полностью оторвалась и отошла от Антарктиды. Климат стал прохладнее, над Южным полюсом сформировался огромный ледяной покров, что привело к понижению уровня моря.

С распространением степей начался бурный расцвет травоядных млекопитающих. Среди них возникли новые виды кроликов, зайцев, гигантских ленивцев, носорогов и прочих копытных. Появились первые жвачные.

Тропические леса уменьшились в размерах и начали уступать место лесам умеренного пояса, появились и обширные пространства со степной – травянистой – растительностью. Быстро распространились новые виды трав, к которым приспосабливались новые виды травоядных животных.

Неоген. Миоцен – 25 млн. лет назад. Африка столкнулась с Европой и Азией, образовав Альпы. Индостан «врезался» в Азию и воздвиг Гималаи. По мере напользания материковых плит друг на друга начали формироваться Альпы и Скалистые горы. Ледниковый покров в южном полушарии закрыл всю Антарктиду, что привело к дальнейшему охлаждению климата. Млекопитающие мигрировали с материка на материк по новообразовавшимся сухопутным мостам, что резко ускорило эволюционные процессы. Слоны из Африки перебрались в Евразию, а в обратном направлении началась миграция буйволов, жирафов, свиней, кошек. Появились саблезубые кошки и обезьяны, в том числе человекообразные. В отрезанной от других материков Австралии, продолжали развиваться сумчатые.

Внутриматериковые области становились все холоднее и засушливее, в них все больше распространялись степи.

Плиоцен – 5 млн. лет назад. Материки почти достигли их современного положения. Громадные ледниковые покровы распространились по всему северному полушарию, такое же оледенение было и в Антарктиде, на юге Южной Америки. Климат стал еще более холодным.

Травоядные копытные млекопитающие продолжали бурно размножаться и эволюционировать. Ближе к концу периода сухопутный мост связал Южную и Северную Америку, что привело к грандиозному «обмену» животными между двумя материками. Полагают, что обострившаяся межвидовая конкуренция вызывала вымирание многих древних животных. В Австралию проникли крысы, а в Африке появились первые чело-

векоподобные существа. По мере охлаждения климата леса заменились степями.

Четвертичный. Плейстоцен – 2 млн. лет назад. Это была эпоха великого оледенения с чередованием периодов похолодания и потепления и колебаниями уровня моря. Эта ледниковая эпоха продолжается и по сей день. Некоторые животные сумели адаптироваться к усилившимся холодам, обзаведясь густой шерстью, к примеру шерстистые мамонты и носороги. Из хищников наиболее распространились саблезубые кошки и пещерные львы. Это было время расцвета гигантских сумчатых в Австралии и громадных нелетающих птиц типа моа или эпиорниса, обитавших во многих районах южного полушария. Появились (!) первые люди; многие крупные млекопитающие начали постепенно исчезать.

С полюсов постепенно надвигались льды и хвойные леса уступали место тундре. Дальше от края ледника лиственные леса стали заменяться хвойными. В более теплых областях земного шара раскинулись обширные степи.

Голоцен – 0,01 млн. лет назад. В течение всего голоцена материка занимают практически современное положение, климат очень похож на нынешний, только каждые несколько тысячелетий становясь то теплее, то холоднее. В настоящее время имеет место один из периодов потепления. По мере уменьшения ледниковых покровов уровень моря поднимался.

В настоящий период многие виды животных вымерли в основном из-за усиленной охоты человека на них; при перемещении животных в другие места Земли возникла новая межвидовая конкуренция. Человеческая цивилизация постепенно развилась до современного состояния.

С возникновением земледелия люди уничтожали все больше дикорастущих растений, возникли агроценозы, сформировались современные растительные сообщества.

Часть V

Полезные ископаемые

Глава 9

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

§53. Основные понятия

Понятие полезных ископаемых (или минерально-сырьевые ресурсы) включает весь набор природных минеральных образований, которые в качестве исходного сырья используются в различных сферах хозяйственной деятельности. К числу самых первых металлов, которые применял человек, относятся: медь, золото, серебро, олово и некоторые другие. Эти металлы в природе встречаются в самородном виде или в виде легкоплавких руд (кислородные соединения меди, оловянный камень). Значительно позже человек научился выплавлять из руд железо, употребление которого произвело переворот в хозяйственно-бытовых и общественных отношениях людей.

Рудой называют минеральный агрегат, из которого технологически возможно и экономически выгодно извлекать металлы, соединения металлов или минералы с целью их использования для нужд народного хозяйства.

Раньше термин «руда» применялся только для металлических полезных ископаемых; сейчас он широко применяется и для неметаллических полезных ископаемых (серные, асбестовые, графитовые, фосфоритные руды и т. д.).

Месторождение полезного ископаемого – природное скопление полезного ископаемого, которое в количественном и качественном отношении может быть предметом промышленной разработки при данном состоянии техники и в данных экономических условиях.

Рудопроявление – обычно небольшое скопление природного минерального вещества, которое почти удовлетворяет по качеству кондиционным требованиям, но в количественном отношении не может считаться предметом разработки в данных экономических условиях. При увеличении его запасов, в итоге дальнейшей разведки или при снижении кондиционных требований, может перейти в категорию месторождений.

Следует подчеркнуть известную условность и историческую обусловленность содержания перечисленных выше понятий.

В зависимости от расширяющихся потребностей экономики, возникновения новых отраслей промышленности и прогресса техники обогащения и извлечения полезных компонентов из руд в промышленное использование вовлекаются все новые виды полезных ископаемых. В XX веке полезными ископаемыми стали калийные соли, урановые руды, перлит, волластонит, руды редких и рассеянных металлов и т. д., а те минеральные агрегаты, которые раньше не являлись рудой, стали ею, как, например, железистые кварциты с 1955 года, когда была разработана технология их обогащения; свинцовые руды с содержанием свинца менее 1% в связи с увеличением потребности в этом металле в ряде новых областей промышленности и т. д.

В последние 10-15 лет особенно возросла потребность новых отраслей техники в металлах, которые относятся к группе редких и рассеянных, часто не образующих собственных минералов; к числу таких элементов относятся германий, галлий, рений, индий и др. В связи с этим особое значение приобретает вопрос о комплексном использовании руд, о наиболее полном извлечении всех содержащихся в них компонентов.

Полезные ископаемые принято разделять на следующие три группы:

1. *Металлические полезные ископаемые*, к которым относятся железо, медь, свинец, цинк, никель, хром, уран и др.

Среди металлических руд могут быть выделены:

– *монометалльные* (железные, хромовые, золотые и т. д.), из которых извлекается в основном один металл;

– *биметалльные*, содержащие в промышленных количествах два металла (свинцово-цинковые, медно-молибденовые, ртутно-сурьмяные и т. д.),

– *полиметалльные*, содержащие в промышленных количествах несколько металлов (полиметаллические руды с цинком, свинцом, медью, серебром и золотом; руды месторождений пятиэлементной формации с никелем, кобальтом, ураном, висмутом и серебром). Очень часто в рудах кроме основных компонентов содержатся в небольших количествах примеси других металлов, в том числе и рассеянных, которые, если возможно их извлечение, повышают общую ценность руды.

2. *Неметаллические полезные ископаемые*, использующиеся либо в естественном виде (строительные камни и строительные материалы – граниты, лабрадориты, пески, глины, гравий, известняки), либо в переработанном виде (калийные соли, фосфаты, бораты, апатит-нефелиновые руды и т. д.).

3. *Горючие полезные ископаемые* – угли, горючие сланцы, нефти, природные газы, играющие огромную роль в современной промышленности как энергетическое и технологическое топливо и как химическое сырье.

Вещественный состав руд. Изучение вещественного состава руд, под которым обычно понимают их минеральный и химический состав, имеет

исключительно большое значение. Достаточно полное представление о минеральном составе руд, характере распределения элементов в них и структурно-текстурных особенностях даст возможность решить ряд практически важных вопросов. Среди них – вопросы генезиса месторождения, выбор наиболее рациональных способов опробования, обогащения и последующей переработки руд, комплексного использования минерального сырья.

Рудные агрегаты состоят, как правило, из рудных и нерудных минералов. Первые используются в промышленности, вторые, бесполезные для данного типа руды, идут в отвалы.

К рудным относятся минералы, из которых извлекают те или иные металлы (галенит, сфалерит, халькопирит, магнетит, хромит и т. д.) или которые сами используются как полезное ископаемое (алмаз, слюда, асбест). Среди нерудных минералов, сопровождающих рудные, наиболее распространены кварц, карбонаты, барит, хлорит, серицит, гранат, пироксены, полевые шпаты, слюды, флюорит и т. д.

Один и тот же минерал в различных типах руд может быть либо рудным, либо нерудным, т. е. сопутствующим, бесполезным минералом. Так, например, сидерит в сидеритовых залежах – главный рудный минерал на железо, но во многих гидротермальных месторождениях сидерит присутствует в небольших количествах как сопутствующий бесполезный нерудный минерал и идет в отвалы. Таких примеров можно привести много.

В зависимости от соотношения рудных и нерудных минералов выделяются *массивные*, или сплошные, и *вкрапленные* руды.

К массивным относят обычно руды, содержащие больше 80% рудных минералов. Руды с меньшим содержанием относят к вкрапленным, различая среди них густовкрапленные (50-80% рудных минералов), средневкрапленные (30-50%) и бедные вкрапленные руды (меньше 30%). В виде массивных руд обычно встречаются руды железа, хрома, марганца, меди, свинца, цинка, графита и др. Для большинства цветных, редких и драгоценных металлов характерны вкрапленные руды.

Кроме того, различают простые и сложные (или комплексные) по составу руды. Из простых руд извлекают один полезный компонент: железо, хром, марганец, алюминий, асбест, графит, серу. Из сложных (или комплексных) руд извлекают несколько полезных компонентов одновременно. В случае металлических полезных ископаемых, простые по составу руды являются монометалльными, сложные руды – полиметалльными (многометалльными). Характерные примеры полиметалльных руд следующие:

а) полиметаллические руды, содержащие свинец, цинк, серебро, медь, золото, кадмий, индий и др.;

б) сульфидные медно-никелевые руды, из которых извлекают никель, медь, платиноиды, кобальт;

- в) ртутно-сурьмяные руды с ртутью, сурьмой и флюоритом;
- г) пегматиты с мусковитом, полевым шпатом и кварцем.

Кроме главных компонентов в рудах часто присутствуют в небольшом количестве элементы-примеси, извлекаемые попутно с основными компонентами. Попутные компоненты могут присутствовать либо в виде самостоятельных минералов, либо в виде изоморфных примесей в главных минералах. Так, например, кадмий находится в сфалерите, рений в молибдените, гафний в цирконе и т. д.

В зависимости от тех процессов, в результате которых возникли минералы, среди них могут быть выделены *гипогенные* минералы, образовавшиеся в недрах Земли, и *гипергенные*, образование которых связано с процессами, происходящими на поверхности Земли или вблизи от нее.

Кондиционные требования к рудам. Качество руды определяется содержанием в ней полезных компонентов, наличием полезных и вредных примесей, способностью руды к обогащению и т.д.

Минимальное содержание полезных компонентов в руде и максимально допустимое содержание вредных примесей, а также минимальное количество запасов руды в недрах, определяющее экономически выгодную эксплуатацию месторождения, называются промышленными кондициями для данного полезного ископаемого.

В зависимости от ценности минерального сырья кондиционные требования со стороны промышленности изменяются в довольно широких пределах: от десятков процентов (железо, марганец, хром) до сотых долей процента (уран, торий и др.). Некоторые металлы добываются при еще более низких содержаниях в руде, обычно как попутные компоненты.

Промышленные кондиции с течением времени понижаются в связи с совершенствованием техники добычи и переработки минерального сырья, а также в связи с ростом потребности промышленности в данном вид полезного ископаемого. Так, например, среднее содержание меди в добываемой медной руде составляло в начале XIX в. – 10%, в начале XX в. – 3,8%, а в настоящее время близко к 0,5% (табл. 22). Еще недавно минимальное содержание свинца в руде считалось не ниже 2-3%, тогда как сейчас оно понизилось до 1%.

Большое значение имеет способность руды к обогащению. Массивные или сплошные руды обычно поступают в плавку без предварительного обогащения, но если они содержат большое количество вредных примесей, то так же, как и вкрапленные руды, предварительно подвергаются обогащению. В плавку поступают полученные при этом концентраты со значительно более высоким содержанием полезных компонентов, чем в первичных рудах. Так, например, в первичных вкрапленных оловянных

рудах нередко содержание олова не превышает 0,5%, тогда как после обогащения в концентратах его содержание составляет 40-50%.

Таблица 22

Коэффициенты минимально промышленных содержаний
металлов в руде

Металл	Кларк	Руды	МПС ₁	МПС ₂
Железо	4,65	Магнетитовые руды и магнетитовые кварциты	25	25
		Комплексные руды	16	16
Марганец	0,1	Марганцевые руды	20	20
		Комплексные руды	8	8
Хром	0,03	Хромитовые руды	14	14
Алюминий	8,05	Нефелиновые сиениты	22	10
Магний	1,87	Доломиты	16	9
Титан	0,45	Рутилсодержащие россыпи	0,6	0,4
Медь	0,0047	Меднопорфировые руды	0,4	0,4
Кобальт	0,0018	Кобальтовые сульфидные руды	0,1	0,1
Никель	0,0058	Сульфидные руды	0,25	0,25
Олово	0,0003	Оловянные руды	0,15	0,15
Вольфрам	0,0001	Вольфрамовые руды	0,15	0,15
Молибден	0,0001	Молибденовые руды	0,05	0,05
Бериллий	0,0004	Бериллсодержащие пегматиты	0,1	0,03
		Молибден-берилловые руды	0,025	0,008
Цирконий	0,02	Титан-циркониевые россыпи	0,2	0,09
		Баделлеитовые руды	2	1,4
Стронций	0,034	Целестиновые руды	30	24
Ниобий	0,002	Пирохлоровые руды	0,1	0,07
Тантал	0,0002	Колумбитсодержащие руды	0,025	0,017
		Танталсодержащие руды	0,01	0,008
Редкие земли	0,013	Бастнезитовые руды	3,0	2,0
		Монацитсодержащие россыпи	0,05	0,015
		Ксенотимсодержащие россыпи	0,01	0,007
Золото	4,5 мг/т	Золотые руды	4,6 г/т	4,6 г/т
		Россыпи	150 г/т	150 г/т

Примечание: МПС₁-минимально промышленные содержания металлов, окислов или минералов (в %), МПС₂-минимально промышленные содержания в пересчете на металл (в %). Кларк по А.П.Виноградову (в %). По С.Я.Кагановичу, 1985.

При оценке качества неметаллического минерального сырья большое значение имеют технологические свойства полезного ископаемого. Например, для слюды важны электроизоляционные свойства ее пластинок и

их прозрачность; для асбеста существенное значение имеют огнестойкость, длина волокна, его прочность, эластичность и т. д. Для горючих полезных ископаемых определяется в первую очередь теплота их сгорания, а также их химические свойства, а для технологического топлива – способность к коксованию.

Промышленная оценка месторождений полезных ископаемых зависит не только от вещественного состава и структурно-текстурных особенностей руд, но и от: *горнотехнических условий их разработки (формы, размеров и условий залегания рудных тел), метода разработки (открытые или подземные горные выработки), гидрогеологических условий (приток вод в подземных горных выработках), способности руд к обогащению, географо-экономических условий (степень удаленности от населенных пунктов, пути сообщения, наличие рабочей силы, наличие строительных и крепежных материалов, климат и т. д.).*

Естественно, что в первую очередь вовлекаются в эксплуатацию месторождения более богатых, легкообогащаемых руд, находящиеся в более выгодных географо-экономических условиях, допускающие их разработку с помощью открытых горных выработок и в крупных масштабах.

Промышленные классификации металлов. Промышленные классификации металлов многочисленны, разнообразны и в значительной мере условны, так как применение различных металлов современной промышленностью весьма разнообразно. В зависимости от свойств металлов А.Г.Бетехтин классифицирует их следующим образом:

Группа черных и легирующих металлов:

- а) типичные черные металлы – железо, марганец, хром;
- б) ванадий и титан, играющие важную роль при легировании сталей;
- в) кобальт и никель, придающие полезные качества сталям;
- г) молибден и вольфрам, из которых выплавляются различные ферросплавы, обладающие высокой твердостью, жароустойчивостью и другими свойствами.

Группа цветных металлов: медь, цинк, свинец, олово, а также мышьяк, сурьма, висмут, ртуть.

Группа легких металлов: алюминий, магний.

Группа благородных металлов: золото, серебро и металлы платиновой группы (платина, палладий, родий, иридий, осмий и рутений).

Группа радиоактивных элементов: торий, плутоний и уран.

Группа редких металлов и редкоземельных элементов. К ним относятся прежде всего такие металлы, как цирконий, ниобий, тантал, галлий, германий, кадмий, индий, таллий, редкие щелочные металлы (литий, рубидий, цезий, бериллий, гафний, рений, скандий, иттрий), редкие земли (лантан, церий, тербий, иттербий и т. д.) и, наконец, селен и теллур.

Все эти группы металлов, свойства которых определяются строением их атомов, занимают определенное положение в таблице Д.И. Менделеева. Химические особенности отдельных металлов не только предопределяют их поведение в условиях развития геологических процессов, но также играют большую роль при разработке технологических процессов их извлечения, получения различных сплавов и соединений, используемых в промышленности.

Классификация ресурсов земных недр, запасы и прогнозные ресурсы минерального сырья. Ресурсы земных недр по своему вещественному составу, месту нахождения и возможностям использования весьма многообразны (табл. 23).

Первые три группы вместе составляют минеральные ресурсы недр: первая группа – природные ресурсы, вторая и третья – отходы их добычи и переработки. Значительные по запасам скопления последних, в частности отвалы, представляющие промышленный интерес, иногда называют *техногенными месторождениями*. Большое число объектов возможного освоения предопределяет многообразие современных способов и средств, сочетания которых эффективны для комплексного освоения отдельных видов ресурсов недр.

Таблица 23

Классификация ресурсов земных недр

Группы	Виды ресурсов земных недр
I	Месторождения твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых.
II	Отвалы добытых забалансовых полезных ископаемых, горных пород вскрыши и от проходки подземных выработок, содержащие полезные компоненты.
III	Отходы переработки обогатительного и металлургического производства (отвалы хвостов обогатительных фабрик, металлургических шлаков, промывочных установок на россыпных месторождениях), сточные воды обогатительного и металлургического производства, содержащие полезные компоненты.
IV	Глубинные источники пресных, минеральных и термальных вод.
V	Внутреннее (глубинное) тепло недр Земли.
VI	Природные и техногенные полости в земных недрах (пещеры, горные выработки, пригодные для размещения промышленно-хозяйственных и лечебных объектов, захоронения отходов промышленного производства и для других целей).

Для развития комплексного освоения месторождений большое значение имеет совершенствование постановки геолого-разведочных работ.

Геолого-разведочные работы – совокупность взаимосвязанных исследований и операций, направленных на открытие месторождений, геолого-экономическую их оценку и подготовку к разработке.

При поисково-оценочных работах обязательным становится выявление в залежи и вмещающих его породах попутных полезных ископаемых и минеральных компонентов, которые могут представлять интерес и подлежат дальнейшему изучению на стадии предварительной и детальной разведок.

На стадии разведки месторождений, а также в процессе их эксплуатации устанавливаются минеральный состав, содержание и запасы попутных компонентов, производятся исследования по технологии эффективной переработки комплексных полезных ископаемых. На разрабатываемых месторождениях также выполняются указанные геолого-разведочные работы и исследования на отвалах и хвостохранилищах.

В связи с проблемой использования попутных компонентов, особо важной становится задача научной разработки методик, инструкций, нормативов по разведке, изучению технологических свойств и подсчёту запасов полезных компонентов во вмещающих породах, породах вскрыши, хвостохранилищах, отходах химико-металлургических процессов.

Критерием эффективности является достижение оптимальных, для развития промышленного производства страны и интересов будущих поколений, показателей полноты использования ресурсов недр и участвующих в процессе их освоения трудовых и материальных ресурсов. Полные сквозные потери полезных ископаемых складываются в среднем из потерь:

- в процессе добычи – 10-30%,
- при первичной переработке (обогащении) – 20-40%,
- при химико-металлургическом переделе – 10-15%.

Особенно велики потери при первичной переработке многокомпонентных руд. Поэтому проблема комплексного, т. е. полного использования минерального сырья, первой привлекла к себе внимание и оформилась как составная часть общей проблемы комплексного освоения месторождений твёрдых полезных ископаемых.

Непрерывно увеличивается число извлекаемых из комплексного минерального сырья попутных компонентов, в частности редких элементов, растёт коэффициент их извлечения. Если в 1950 году из руд цветных и чёрных металлов извлекалось 35 полезных компонентов, то к 1980 году число их достигло 70, а к 2000 году приблизилось к 100.

Заметно поднялась роль «попутной» продукции, т. е. новых извлекаемых компонентов из руд в цветной металлургии. По некоторым видам руд в полной стоимости получаемой конечной продукции доля «попут-

ной» составляет свыше 50%. Капиталовложения на её производство окупаются в 2-3 раза быстрее, чем на вновь строящихся предприятиях, которые выпускают эту продукцию как основную. Чем больше извлекается из руд попутных полезных компонентов, тем ниже становится минимальное промышленное содержание основных компонентов, а вместе с этим возрастают запасы и в конечном итоге повышается экономическая эффективность освоения минерально-сырьевых ресурсов.

Запасы минеральных ресурсов – это количество полезных ископаемых в недрах Земли, установленное по данным геолого-разведочных работ или в процессе разработки месторождения.

Запасы подсчитываются для отдельных месторождений, рудных полей, районов, бассейнов, регионов, стран, континентов и т.д. Запасы полезных ископаемых измеряются в единицах объема или массы: природный газ, нерудные полезные ископаемые и строительные материалы – в м³; нефть, уголь, руды – в тоннах; благородные металлы и редкие элементы – в кг; алмазы – в каратах.

Запасы характеризуются различной рентабельностью их извлечения, переработки и использования, на которой отражаются местоположение месторождения, его размеры, концентрация полезных компонентов и их технологические свойства, сложность горно-геологических условий разработки и другие природные и технико-экономические факторы.

В классификациях запасов полезных ископаемых, действующих в России, устанавливаются единые принципы подсчёта и государственного учёта запасов всех видов минерального сырья. Для разработки долгосрочных планов развития минерально-сырьевой базы и установления возможностей удовлетворения перспективной потребности в минеральном сырье этими классификациями устанавливаются также основные принципы количественной оценки прогнозных ресурсов полезных ископаемых (для нефти и газа также перспективных ресурсов).

Запасы подсчитываются и учитываются по каждому виду полезных ископаемых и возможному направлению их использования.

По степени изученности запасы подразделяются на разведанные запасы категорий А, В, С₁ и предварительно оценённые – категория С₂ (рис. 153). Подразделение запасов на категории учитывает различия в достоверности определения, снижающейся последовательно от категории А к категории С₂. Критериями установления категорий для твёрдых полезных ископаемых являются изученность форм, размеров и условий залегания рудных тел, характера и закономерностей изменчивости их морфологии, внутреннего строения, качества и технологических свойств, гидрогеологических, инженерно-геологических и других природных условий месторождения. Для нефти, природного газа и конденсата – форм и размеров залежей, эффективной нефте-

или газонасыщенной толщины, типа коллектора, характера изменения коллекторских свойств и нефте- или газонасыщенности продуктивных пластов, качества и состава нефти (газа), основных особенностей залежей, определяющих условия их разработки.

ЗАПАСЫ	Степень изученности и категории		Группы по хозяйственному значению	
	Разведанные	А	балансовые	забалансовые
		В		
		С ₁		
Предварительно оцененные	С ₂			

РЕСУРСЫ	Твердые полезные ископаемые		Нефть и газ	
	Прогнозные	Р ₁	Перспективные	С ₃
		Р ₂	Прогнозные	Д ₁
		Р ₃		Д ₂

Рис. 153. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, нефти и газа, действующая в России

Запасы полезных ископаемых и содержащихся в них полезных компонентов по их хозяйственному значению подразделяются на две группы, подлежащие раздельному подсчёту и учёту – балансовые запасы и забалансовые запасы. В балансовых запасах нефти, растворённого газа, конденсата и содержащихся в них полезных компонентов, имеющих промышленное значение, подсчитываются и учитываются извлекаемые запасы. Запасы, заключённые в пределах охранных зон крупных водоёмов и водотоков,

населенных пунктов, капитальных сооружений и сельскохозяйственных объектов, заповедников, памятников природы, истории и культуры, относятся к балансовым или забалансовым на основании технико-экономических расчётов, в которых учитываются затраты на перенос сооружений или специальные способы обработки.

В основу зарубежных классификаций запасов (рис. 154), как и российских, положены два основных принципа подразделения:

- 1) вероятность их существования, степень изученности;
- 2) экономическая целесообразность (рентабельность) разработки залежи и использования полезных ископаемых в природном состоянии или для последующего извлечения ценных компонентов.

Identified resources (установленные ресурсы)	Степень изученности	Рентабельность разработки	
	Measured (измеренные)	Reservos (запасы)	Conditional resources (условные ресурсы)
	Indicated (исчисленные)		
	Inferred (предположительные)		
Undiscovered resources (необнаруженные ресурсы)	Hypothetical resources (гипотетические ресурсы)		
	Speculative resources (теоретические ресурсы)		

Рис. 154. Классификация геологических ресурсов минерального сырья, используемая геологическим управлением США (по «United States mineral resources», 1973)

§54. Современное состояние мировой горнодобывающей промышленности

К началу третьего тысячелетия роль минеральных ресурсов в создании оптимального уровня жизни и стабильного мира на нашей планете существенно возросла по сравнению с предшествующими историческими эпохами. Даже небольшие колебания в поставках на мировой рынок некоторых видов минерального сырья создают в экономике государств кризисные ситуации. Только за последнее столетие валовой мировой продукт вырос с 60 до 20 000 млрд. долларов США в год. Сейчас ежегодно в мире добывают 300 млрд. т сырья, не считая воды, или около 53 т на каждого жителя планеты.

Таблица 24

Добыча и потребление минерального сырья в различных
группах стран, % от мирового объема

Группы стран	Население	Добыча		Потребление	
		всего	на 1% населения	всего	на 1% населения
Развитые	16	37 (35)	2,31 (2,19)	53 (52)	3,31 (3,25)
Развивающиеся	52	36 (37)	0,69 (0,71)	22 (21)	0,42 (0,40)
Остальные страны	32	27 (28)	0,84 (0,88)	25 (27)	0,78 (0,84)

Примечание: Показан общий объем минерального сырья; в скобках – топливно-энергетические ресурсы (по В.И.Старостину).

Однако картина распределения и потребления минерального сырья по странам с различным уровнем экономического развития крайне неравномерная (табл. 24, 25).

Из таблицы 24 следует, что развитые страны (США, Англия, Германия, Франция, Япония), на долю которых приходится 16% населения Земли, используют более половины добываемых в мире полезных ископаемых. Картина для отдельных видов сырья еще более впечатляющая. Развитые страны потребляют более 80% урана, около 77% меди, 72% свинца, 59% цинка, 67% никеля, от 50 до 80% олова, вольфрама, молибдена, более 50% фосфатного сырья.

Таблица 25

Запасы и относительные темпы добычи нефти

Страна, континент	Запасы (в % от мировых)	Обеспеченность (лет) Запасы/годовая добыча
Россия	13,9	71
Европа (без РФ)	1,9	9
Азия (без РФ)	62,6	74
Африка	6,6	28
Америка	14,6	2
в том числе США	1,9	9,4
Австралия	0,4	16
Мир	100	48,3

Примечание: по В.И.Старостину.

Велика роль неметаллических полезных ископаемых в мировой экономике. Они широко используются в строительной индустрии, агропромышленном, агрохимическом, металлургическом и топливно-энергети-

ческом комплексе и обеспечении экологической безопасности.

В мире лавино растет потребление агрохимического сырья, обеспечивающего стабильные урожаи всех сельскохозяйственных культур. По объему наиболее важным среди них является фосфатное и калийное сырье. В настоящее время ежегодно производится более 170 млн. т концентратов фосфорных руд, которые содержат 55–60 млн. т P_2O_5 . Около половины этого количества приходится на долю США (45 млн. т) и России (35 млн. т). Крупными производителями и экспортерами фосфатного сырья являются также страны Северной Африки (Марокко, Тунис, Алжир, Египет), Ирак, Иран и острова Тихого океана (Науру, Оман, остров Рождества).

Помимо фосфоритовых и апатитовых руд для приготовления удобрений широко используют шлаки (отходы) металлургической переработки фосфористых железных и марганцевых руд. На поля Западной Европы ежегодно вносится около 9 млн. т таких шлаков. Многие страны и даже континенты (Западная Европа, Англия, Канада, Япония, Австралия, Индия) практически лишены этого вида минерального сырья и вынуждены импортировать его во все возрастающих объемах. Добыча и потребление фосфатов – наиболее динамично развивающаяся отрасль мирового хозяйства. Общий объем получаемых концентратов удваивается через каждый 10–15 лет. С 1937 года отмечено пятикратное возрастание объемов добычи фосфатного сырья.

Вторым по значению и объему добычи агрохимическим видом сырья являются калийные соли. В мире ежегодно из них производят 17–20 млн. т K_2O , из которых 95% используется для приготовления удобрений. Лидерство в калийной индустрии занимают пять стран: Канада, Германия, Россия, Франция и США, на долю которых приходится почти 85% мировой добычи этого вида сырья.

Минерально-сырьевая база России. Россия в настоящее время является крупнейшей минерально-сырьевой державой мира. Стоимость разведанных и предварительно оцененных запасов на ее территории составляет 29 трлн. долларов США, а прогнозируемые запасы оцениваются в 140 трлн. долларов. На долю России в мировых запасах приходится: нефти – 12–13%, газа – 32%, угля – 11%, железа – 26%, свинца – 10%, цинка – 15%, калийных солей – 31%, кобальта – 21%. По запасам стратегических видов полезных ископаемых (никеля, золота, серебра, платиноидов, алмазов) Россия занимает 1–3-е места в мире. Даже сейчас, в условиях экономического спада, из недр нашей страны извлекается около 30% мирового объема природного газа, 10% нефти, 12% железной руды, 22% никеля и кобальта. Структура разведанных запасов нефти, газа, углей, цветных и благородных металлов в целом благоприятна для освоения. Около 70% их сосредоточено в крупных и уникальных месторождениях.

В недрах России сосредоточено большое количество неметаллических полезных ископаемых (строительные материалы, агрохимическое сырье, сырье для химической промышленности), превышающее по суммарной стоимости уже выявленные руды металлов и алмазов. Российский минерально-сырьевой комплекс представляет собой фундамент жизнедеятельности государства. Прежде всего он обеспечивает необходимые потребности сельского хозяйства, а также гражданских и военных отраслей промышленности. В течение последнего десятилетия XX века предприятия, входящие в состав минерально-сырьевого комплекса, обеспечивали более 50% валового внутреннего продукта (ВВП) страны. Экспорт природных ресурсов составляет основную массу валютных поступлений. Именно эти поступления способны привлечь иностранные инвестиции в экономику России.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

§§1–6.

1. Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы. Происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990. 294 с.
2. Витязев А.В. Современные представления о происхождении Солнечной системы // Энциклопедия "Современное естествознание". М.: Магистр-Пресс, Т. 9. 2000. С. 16-19.
3. Очерки сравнительной планетологии / Под ред. В.Л.Барсукова. М.: Наука, 1981. 326 с.
4. Новиков И.Д. Как взорвалась Вселенная // Природа. 1988. № 1. С. 82-91.
5. Почтарев В.И., Михлин Б.З. Тайна намагниченной Земли. М.: Педагогика, 1986. 111 с.

§§7–8

1. Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. Л.: Наука, 1972. 487 с.
2. Орлова А.В. Пустыни как функция планетарного развития. М.: Недра, 1978. 161 с.

§§9–32

1. Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1988. 368 с.
2. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 175 с.
3. Сафьянов Г.А. Эстуарии. М.: Мысль, 1987. 189 с.
4. Берзин Н.А. и др. Мир зеленого безмолвия. Болота, их свойства и жизнь М.: 1983.
5. Богословский Б. Б. Основы гидрологии суши. Реки, озера, водохранилища. Минск: Изд. БГУ, 1974. 214 с.
6. Дрейк Ч. и др. Океан сам по себе и для нас. М.: Прогресс, 1982. 468 с.
7. Авдонин В.В. и др. Полезные ископаемые Мирового океана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 158 с.
8. Гвоздецкий Н.А. Карст. М.: Мысль, 1981. 214 с.
9. Киссин И.Г. Вода под землей. М.: Наука, 1976. 223 с.
10. Плотников Н.И. Подземные воды – наше богатство. М.: Недра, 1976. 207 с.
11. Разумов Г.А. Подземная вода. М.: Наука, 1975. 147 с.
12. Пиннекер Е.В. Подземная гидросфера. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1984. 157 с.
13. Зимы нашей планеты. М.: Мир, 1982. 332 с.
14. Дайсон Дж. Л. В мире льда. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 232 с.
15. Серебрянный Л.Р. Древнее оледенение и жизнь. М.: Наука, 1980. 125 с.

§33

1. Галимов Э.М. Феномен жизни. Между равновесием и нелинейностью. М.: УРСС, 2001. 253 с.

§§34–42

1. Аллисон А., Палмер Д. Геология. М.: Мир, 1984. 565 с.
2. Емельяненко П.Ф., Яковлева Е.Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 247 с.
3. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
4. Холмс. А. Основы физической геологии. М.: Иностранная литература, 1949. 590 с.
5. Жуков М.М., Славин В.И., Дунаева Н.Н. Основы геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 626 с.
6. Короновский Н.В. Общая геология. Изд-во Моск. ун-та, 2002. 448 с.
7. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархавиг К, Файф У. Земля. Введение в общую геологию. М.: Мир, т.1-2. 845 с.

§§43–48

1. Макдоналд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 430 с.
2. Раст Х. Вулканы и вулканизм. М.: Мир, 1982. 344 с.
3. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
4. Шейдеггер А. Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384 с.
5. Аппонов С.В. Геодинамика. Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2001. 352 с.
6. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 560 с.
7. Никонов А.А. Современные движения земной коры. М.: Наука, 1979. 184 с.
8. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во Моск. ун-та. 244 с.
9. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 473 с.
10. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 446 с.
11. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
12. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979. 251 с.
13. Левин Б.В. Цунами и моретрясение в океане // Природа. 1996. № 5. С. 48-61.
14. Болт В.В. и др. Геологические стихии. М.: Мир, 1978. 440 с.
15. Гир Дж., Шах Х, Зыбкая твердь. М.: Мир, 1988. 220 с.

§49

1. Бушинский Г.И., Теняков В.А. Выветривание – процессы, породы и руды // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 5. С. 10–19.
2. Некрасов И.А. Вечна ли вечная мерзлота? М.: Недра, 1991. 128 с.

3. Природные опасности России. Геокриологические опасности. М.: КРУК, 2000. 315 с.
4. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумэль Н.В. Криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 238с.
5. Ершов Э.Д. Общая геокриология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 682 с.

§§50–52

1. Изотопная геохимия сегодня // Природа. 1988. № 1. С. 92-97.
2. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология. М.: Изд-во Моск. ун-та. 447 с.
3. Войткевич Г.В. Геологическая хронология Земли. М.: Наука, 1984. 128 с.
4. Шуколюков Ю.А. Часы на миллиарды лет. М.: Энергоатомиздат, 1984. 142 с.

§§53–54

1. Скиннер Б. Хватит ли человечеству земных ресурсов? М.: Мир, 1989. 259 с.
2. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 188 с.
3. Ковалев С.Г., Мешалкин В.П., Хабибуллин Р.Р. и др. Природные ресурсы. Уфа: 2005. 325 с.
4. Дотто Л. Планета Земля в опасности. М.: Мир, 1988. 208 с.
5. Лосев К.С. Экологические проблемы и перспективы устойчивого развития России в XXI веке. М.: Космосинформ, 2001. 399 с.