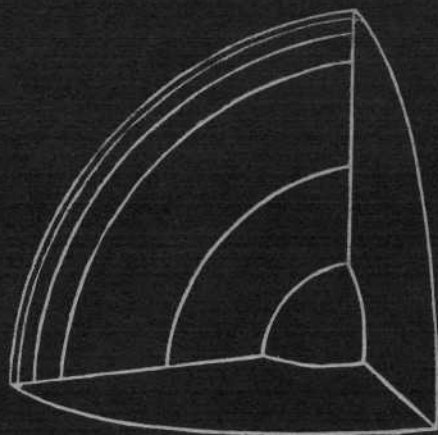


*С. А. Чечкин*

---

# ОСНОВЫ ГЕОФИЗИКИ



*С. А. Чечкин*

---

# ОСНОВЫ ГЕОФИЗИКИ

*Допущено  
Государственным комитетом СССР  
по народному образованию  
в качестве учебника для студентов  
гидрометеорологических специальностей вузов*



*Ленинград Гидрометеопиздат 1990*

УДК 550.3+551 (075)

Рецензенты: Одесский гидрометеорологический институт (канд. геол.-минер. наук А. Я. Краснощек), Ленинградский государственный университет (д-р геогр. наук Н. В. Разумихин).

Излагаются современные представления о методах геофизических исследований, происхождении, размерах, форме и составе геосфер, их взаимодействиях, движениях и геофизической роли. Значительное внимание уделяется земной коре и земным недрам, их строению и структуре, условиям и формам залегания горных пород. Рассматриваются некоторые геофизические поля, их физическая сущность, пространственно-временная изменчивость и геофизическая роль. Показываются внутренние источники тепла Земли и дается оценка их вклада в развитие природных процессов.

Рассмотрены экзогенные и эндогенные геологические процессы, их взаимодействие и влияние на формирование рельефа земной коры, состояние, состав и свойства геосфер. Кратко излагаются принципы геологического картирования, сущность геологических карт и разрезов и их роль в гидрометеорологических исследованиях.

Предназначен для студентов гидрометеорологических специальностей гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов.

The book "Principles of Geophysics" by S. A. Chechkin is concerned with modern conceptions of methods of geophysical studies, origin, dimensions shape and structure of geospheres, their interactions, motions and geophysical role. Considerable attention is paid to the Earth's crust and entrails of the Earth, their composition and structure, conditions and forms of rocks' bedding. Some geophysical fields, their physical nature, spacial and temporal variability and geophysical role are treated. The Earth's internal sources of heat are considered and the estimation of their contribution to the development of natural processes is given.

Exogenous and endogenous geological processes, their interaction and effect on forming the relief of the Earth's crust, composition, structure and properties of geospheres are discussed. Some consideration is given to the principles of geological mapping, the essence of geological maps and profiles and their role in hydrometeorological studies.

Intended for the students of hydrometeorological institutes and geographical faculties of universities, who specialize in hydrometeorology.

Ч 1803000000-021  
069(02)-90 16-90

© С. А. Чечкин, 1990 г.

ISBN 5-286-00436-9

## Предисловие

Геофизику в разном объеме изучают студенты геологических, физических, географических и ряда других специальностей, применительно к каждой из которых обычно основное внимание уделяется какой-то одной оболочке Земли. Но для студентов гидрометеорологических специальностей (гидрология суши, метеорология, климатология, океанология, агрометеорология) недостаточно знать только одну геосферу—атмосферу, гидросферу или литосферу. Такое исключение определяется характером практической деятельности по анализу и прогнозу состояния водной и воздушной оболочек планеты и самой сущностью процессов. Нельзя понять, а тем более предвидеть ни один природный процесс в какой-либо одной геосфере, если его рассматривать изолированно, вне связи с процессами других оболочек Земли, без учета состояния всех геосфер. Поэтому в ходе подготовки гидрометеорологов разных специальностей детальное изучение ими свойств и процессов какой-либо одной оболочки Земли должно опираться на знание ими всех других взаимодействующих между собой геосфер.

Приводимый в учебнике объем данных по каждой геосфере неодинаков. Это обусловлено тем, что атмосфера с той или иной детализацией изучается студентами всех гидрометеорологических специальностей, Мировой океан — только океанологами, поверхностные и подземные воды суши — только гидрологами. Поэтому приводимые в книге краткие сведения по внешним геосферам должны использоваться студентами для уяснения схожести и различия в строении, составе, развитии и происхождении составных частей Земли как единого целого. Основной акцент сделан на внутренние геосферы, геофизические поля и некоторые геологические процессы, оказывающие существенное влияние на внешние геосферы. Данный учебник не заменяет фундаментальных пособий по специальным гидрометеорологическим дисциплинам, а дает необходимую основу для детального их изучения студентами.

Курс «Основы геофизики» студенты гидрометеорологических специальностей изучают на первом году их обучения в вузе, когда им еще не известны многие вопросы высшей математики. Поэтому изложение материала по некоторым темам хотя и ведется на современном физическом уровне, но без широкого использования математического аппарата.

В настоящее время в СССР и за рубежом учебник по геофизике для студентов вузов, обучающихся по гидрометеорологическим специальностям, отсутствует. Основой данного учебника являются лекции, читаемые автором в течение многих лет в Ленинградском гидрометеорологическом институте, и обширная научная литература. Некоторые разделы (подразделы) подготовлены сотрудниками кафедры гидрогеологии и геодезии этого же института:

кандидатами геол.-минер. наук И. В. Болотниковой (п. 2.1.4, 4.3, 4.4, 6.7), Л. Е. Михайловым (п. 6.4.3, 6.5, 6.6) и ст. науч. сотрудником Г. И. Климовым (гл. 8) с участием автора учебника.

Большую помощь в подготовке учебника оказали критические замечания и ценные советы д-ра геогр. наук Н. В. Разумихина и канд. геол.-минер. наук А. Я. Краснощека. Всем названным ученым и специалистам автор выражает глубокую признательность. Он также благодарен И. Б. Васильевой, Е. Н. Ершовой и С. М. Турьевой за большую техническую помощь в подготовке рукописи к изданию.

## Введение

**Содержание геофизики, связь с другими науками.** Комплекс наук, изучающих физические свойства и состав Земли, явления и процессы, происходящие в ее твердой, жидкой и газообразной оболочках в ходе их взаимодействия, называется *геофизикой* (от греч. *gē* — земля и *phisis* — природа). Она возникла на стыке физики и ряда других естественных наук, рассматривает Землю как единое, сложное и непрерывно меняющееся физическое тело, являющееся составной частью Солнечной системы и подвергающееся воздействию космических тел (Солнце, Луна и др.). В комплексное изучение Земли и ее оболочек, или *геосфер*, входят такие вопросы, как происхождение, форма, размеры и развитие этих оболочек и Земли в целом, а также их состав, свойства, взаимное влияние, взаимодействие и физические (геофизические) поля.

Все современные внешние геосферы (водная — гидросфера, воздушная — атмосфера) являются вторичными продуктами развития Земли: они выделились из глубоких земных недр и генетически связаны с внутренними геосферами (земная кора, мантия, ядро Земли). Поэтому, чтобы лучше понять строение, состав и многие свойства атмосферы и гидросферы и происходящие в них процессы, в геофизике значительное внимание уделяется земным недрам. Всем геосферам присущ ряд общих закономерностей строения, развития и движений, но все они различаются по составу, физическим свойствам и имеют свои специфические особенности. Поэтому цельное представление о Земле может быть получено лишь на основе знаний основных физических характеристик всех геосфер и процессов, происходящих в них.

Сложность строения и состава геосфер, различие и разнообразие происходящих в них физических процессов, неодинаковая доступность для измерений и наблюдений их физических (геофизических) величин приводят к необходимости самостоятельного изучения оболочек Земли различными науками. Поэтому собственно в геофизике выделяют три крупных ее раздела, соответствующих трем основным геосферам: физику так называемой твердой Земли, или физику твердого тела Земли, гидрофизику и физику атмосферы. Каждый из этих разделов имеет специфические задачи и состоит из целого ряда отдельных наук.

*Физика твердого тела Земли (физика Земли)* исследует состав, строение, физические свойства твердого тела Земли и происходящие в нем процессы. Решение этих основных задач выполняет целый ряд наук: сейсмология, гравиметрия, магнитология, земное электричество, радиометрия, геотермика и др. Первые две из них дают основополагающие представления о внутреннем строении Земли, ее форме, размерах, землетрясениях и т. д. Другие науки этого раздела дополняют и уточняют сведения о строе-

нии, составе, агрегатном состоянии земных недр, о происходящих в них процессах и о формировании Земли как планеты.

*Гидрофизика* занимается изучением физических процессов в водной оболочке Земли. Она также рассматривает молекулярное строение и физико-механические свойства воды во всех ее агрегатных состояниях, электрические, радиационные и другие свойства воды, снега и льда. В гидрофизике выделяют два подраздела. Один из них — физика моря — исследует в основном физические, химические, геологические и биологические процессы, протекающие в морях и океанах, закономерности распространения тепла, звука и света в морской воде, взаимодействие океана и атмосферы и т. д. Решение своих задач физика моря осуществляет с помощью данных ряда наук, таких, как динамика моря, морская гидрометрия, океанология и др. Другой подраздел гидрофизики — физика вод суши (гидрология суши) — занимается исследованием гидрологических процессов, происходящих в реках, озерах, болотах, ледниках и вечных снегах. В этот подраздел входят такие науки, как гидрометрия, гидрологические расчеты и гидрологические прогнозы, гидрография, динамика русловых потоков, лимнология, гляциология и др.

*Физика атмосферы* (метеорология) исследует физические процессы и явления в воздушной оболочке Земли и их взаимодействие с земной поверхностью и космическим пространством. Это наиболее разработанный раздел геофизики, рассматривающий также строение атмосферы, состав и свойства атмосферного воздуха. Физика атмосферы является одним из основополагающих разделов для многих дисциплин метеорологического цикла, в который входят физика приземного слоя, физика свободной атмосферы, актинометрия, динамика атмосферы, физика облаков и осадков. Этот раздел пользуется данными таких научных дисциплин, как метеорологические и аэрологические измерения, радиометеорология, спутниковая метеорология и др.

Геофизика имеет тесную связь с другими науками: астрономией, геологией, геодезией, физикой, теплофизикой, радиофизикой, химией, геохимией, почвоведением и др. Геология и физика — два первоисточника геофизики, когда ей отводилось исследование лишь твердого тела Земли. В настоящее время это представление о геофизике устарело: она изучает не только внутренние, но и внешние геосферы Земли.

**Задачи геофизики.** Эти задачи огромны, они сводятся к обеспечению запросов практики хозяйственного развития и нужд человечества. По существу, сведения, получаемые геофизикой, необходимы людям для того, чтобы наиболее выгодно и целесообразно взаимодействовать с природой и эффективно использовать ее в интересах общества. Из всего многообразия задач можно выделить две, которые были и остаются главнейшими для геофизики. Это, во-первых, рациональное использование природных ресурсов и, во-вторых, разумный учет и использование всех свойств геосфер, влияющих на практическую деятельность человека.

При решении первой глобальной задачи геофизика исходит из следующего. Запас невозобновляемых природных ресурсов (уголь, нефть, газ) с течением времени сокращается. Особенно быстрыми темпами это происходит во всем мире в последние 25—30 лет, когда используемая часть некоторых ресурсов стала сравнимой с общими запасами. Поэтому возникает вопрос, хватит ли природных богатств для удовлетворения нужд человечества; хватит ли в первую очередь энергии как одной из основ жизни людей и развития производства.

Советская геофизика удовлетворительно отвечает на поставленные вопросы. Она исходит из целого ряда фактов, главными из которых являются повышение эффективности использования уже известных источников энергии, внедрение более рациональных ее преобразователей, использование возобновляемых источников в виде солнечной и ядерной энергии, энергии воды и ветра, горячих подземных вод, морских приливов и др. В результате с течением времени запасы всех энергетических ресурсов на душу населения будут расти. В будущем возникнет, скорее, проблема избытка энергии (тепла), а не ее недостатка. Это, по мнению ряда специалистов и среди них академика Е. К. Федорова, приведет к необходимости научиться отводить значительное количество теплоты в мировое пространство, чтобы избежать разогревания земной поверхности. В таких условиях геофизика, зная основные источники поступления тепла и пути его расходования во всех геосферах, зная процессы взаимного теплообмена между оболочками Земли, может успешно решать глобальную задачу регулирования теплового баланса на планете в целом.

При решении второй глобальной задачи геофизика исходит из следующего. По мере развития человеческого общества, роста его производительных сил и энерговооруженности диапазон существования и деятельности людей расширяется. Сейчас техника достигла такого развития, что человек может жить и активно работать в космическом пространстве, совершать беспосадочные полеты на самолетах на огромные расстояния и на больших высотах, трудиться в толще вод Мирового океана и в высокогорных районах мира. Это стало возможным благодаря умелому использованию различных новых технических средств и приспособлений. Развитие техники способствует снижению зависимости человека от природных условий. Однако это не уменьшает практической значимости окружающей среды для эффективной деятельности человека. Технический прогресс вынуждает людей учиться все более тонкие особенности природных условий больших регионов и нередко в глобальном масштабе. В таких условиях именно геофизика путем непрерывного совершенствования существующих и создания новых методов и средств исследования геосфер призвана обеспечить оперативное получение, сбор, обработку, анализ и доведение до потребителей всей информации о состоянии каждой оболочки Земли, причем информации более учащенной, чем прежде, по времени, высоте (глубине) и расстоянию.



Эти две главные задачи геофизики вместе с теми, которые решают составляющие ее основные разделы, представляют собой единый комплекс задач геофизических наук.

**Достижения геофизики.** Эти достижения неоспоримы и относятся практически ко всем направлениям ее исследований. Не останавливаясь подробно на всех аспектах достигнутых результатов, укажем лишь на некоторые кардинальные из тех, которые получены в настоящем столетии и относятся к физике твердого тела Земли. О достижениях и существующих проблемах в области гидрофизики и физики атмосферы студенты узнают из соответствующих специальных учебных дисциплин.

Опираясь на достижения физики, химии, сейсмологии и других наук, геофизика добилась серьезных успехов в изучении вещественного состава и строения земных недр. Вывод о наличии в Земле концентрических оболочек различной плотности (земная кора, мантия и ядро) является одним из важнейших открытий начала XX в. Одновременно были установлены зоны пониженных скоростей сейсмических волн (упругие колебания в горных породах во время сильных землетрясений) в самой верхней части мантии (астеносфера) и в наружной части земного ядра (внешнее ядро). На этом основании было сделано предположение, что вещество астеносферы и внешнего ядра частично расплавлено. Сформулированы представления о различиях в строении земной коры на материках и океанах, о составе глубинных частей Земли. В последние годы экспериментальным путем получены данные о некоторых процессах в глубоких земных недрах, происходящих при высоких давлениях и температурах.

К концу 50-х годов XX в. с помощью акустического зондирования океанического дна была открыта глобальная система подводных срединно-океанических хребтов общей протяженностью около 60 тыс. км. Установлено, что центральные части таких хребтов имеют глубокие продольные расселины — *рифты* (от англ. rift — ущелье, расселина), которые служат очагом формирования и непрерывного обновления океанической коры. После открытия системы срединно-океанических хребтов и сопутствующих им рифтов возродились представления о расширяющейся Земле, о приуроченности к рифтовым областям зон повышенной сейсмичности, активного вулканизма и теплового потока из земных недр. Все это дало жизнь новой мобилистской концепции о тектонике литосферных плит. Хотя эта концепция не во всем доказала свою фундаментальность (например, в прогнозах и поисках месторождений минерального сырья, в объяснениях значительных горизонтальных перемещений материков и др.), но она вместе с современными представлениями о происхождении Земли и ее химическом расщеплении позволила создать новую эволюционную геологическую теорию.

Одним из важнейших фундаментальных достижений геофизики совместно со многими естественными науками являются разработки по геофизическим полям, в частности по механизму форми-

рования основной части внутреннего магнитного поля, по созданию теории геомагнитного динамо. Используя космические методы и средства исследований, геофизики получили ряд важных для науки и практики данных о гравитационном поле Земли. Это позволило уточнить форму земной поверхности, а измерения с искусственных спутников Земли (ИСЗ) уровня Мирового океана дали возможность построить карту рельефа его дна.

Для изучения Земли геофизика использует физические методы. Однако геофизическое исследование в любой оболочке планеты намного сложнее чисто физического исследования. Дело в том, что физик в лабораторных условиях лично сам ставит опыт так, как удобнее изучать тот или иной процесс (явление). В геофизике эксперимент ставит сама природа. Поэтому геофизик вынужден ждать тех или иных сигналов о начале или развитии изучаемого процесса (явления), предварительно проанализировав условия их распространения на основе многочисленных регистраций при различных природных ситуациях, и лишь затем делать предварительные выводы. И все же, несмотря на эти сложности, геофизика как отрасль естествознания основана на экспериментальных данных. Их получают непосредственно в результате стационарных наблюдений и измерений на сети геофизических станций, в ходе геофизических экспедиций (съемок) и экспериментальных работ, при прямом зондировании геосфер или косвенно, при проведении геофизических разведок.

Современная геофизика впервые реально приобрела глобальный характер. Геофизические исследования ныне охватывают не только нижние слои атмосферы, прибрежные зоны Мирового океана, верхние слои земной коры на материках, но и верхние слои атмосферы, значительные глубины континентов, океанов и толщ морского дна. Причем этими исследованиями нередко одновременно охватываются огромные регионы Земли, сопоставимые с материками или их значительными частями, а то и включают все полушария или Землю в целом. Такой современный характер геофизических исследований немалым образом способствует широкому международному сотрудничеству геофизиков, необходимость в котором резко возросла к середине XX в.

**Международное сотрудничество.** В геофизике международное сотрудничество необходимо для изучения планетарных явлений и процессов. Этому способствует создание все новых и новых технических средств для научного познания природы. В первой половине XX в. геофизики-исследователи получили в свое распоряжение радиолокаторы, телеметрические приборы и радиотелескопы, позволившие проводить немалым образом ранее наблюдения и эксперименты. С помощью новой техники ученые многих стран смогли подойти вплотную к раскрытию немалых тайн Мирового океана и космического пространства. Родилась идея провести Международный геофизический год (МГГ) (1957—1959 гг.), в течение которого геофизическими исследованиями, выполняемыми различными специалистами из 67 стран, были охвачены не только поляр-

ные области, но и вся планета. Успех МГГ был историческим, так как полученные в течение него материалы легли в основу планетарной геофизики. В период проведения МГГ был запущен первый в мире советский ИСЗ, в Мировом океане работали десятки научно-исследовательских судов, к берегам ледового континента отправлялись антарктические экспедиции, дрейфовали полярные станции «Северный полюс». Всюду наблюдения и измерения проводились по единой программе, в частности изучались полярные сияния, землетрясения, ураганы, магнитные бури, вспышки на Солнце, движения ледников, приливы в геосферах, полет космических частиц в атмосфере и многое другое. Прямым продолжением МГГ явился Международный год спокойного Солнца (МГСС) (1964-65 гг.), предложенный советскими геофизиками.

Результаты МГГ и МГСС не только существенно углубили знания о Земле как о планете, но и показали важность и плодотворность международного сотрудничества геофизиков в познании природы всех геосфер и их взаимодействия. В то же время МГГ и МГСС натолкнули на мысль о необходимости проведения более узких специализированных научных геофизических мероприятий. Так, с 60-х годов XX в. от ствола МГГ начали отделяться и формироваться различные крупнейшие международные геофизические проекты. К их числу относятся Проект верхней мантии (1961—1971 гг.), Международный геодинамический проект (1971—1980 гг.), Программа исследования глобальных атмосферных процессов (1970-е гг.), Международное гидрологическое десятилетие (МГД) (1965—1974 гг.), Международная гидрологическая программа (МГП, продолжение МГД), Международные исследования магнитосферы (1976—1979 гг.), океанологическая экспедиция ПОЛИМОДЕ (1977—1980 гг.), ЭЛАС (изучение электропроводности астеносферы, 1978—1985 гг.) и некоторые другие. Многие результаты этих проектов существенно продвинули научные представления о Земле и изменили прежние представления о механизме ряда природных процессов.

**Значение геофизики.** Научное и практическое значение геофизики определяется результатами решаемых ею задач. По мере своего развития геофизика все точнее и всестороннее отражает физическое строение Земли, динамику и взаимодействие геосфер, полнее удовлетворяет потребности человека и все больше становится производительной силой. Такая ее роль определяется активным участием в решении кардинальных проблем рационального использования природных ресурсов, свойств и характеристик геосфер.

Важнейшими проблемами современности являются охрана окружающей среды и управление природными процессами. Их решение в значительной мере основывается на геофизических данных о водно-тепловом, энергетическом, вещественном и других балансах геосфер и Земли в целом, на результатах изучения строения и механизма взаимодействия оболочек земного шара. Кроме того, управление процессами природы рассматривается как проб-

лема, решение которой немислимо без геофизической оценки влияния возрастающего воздействия деятельности человека на окружающую среду. В частности, в связи с неуклонным развитием топливно-энергетической базы необходимо оценить роль тепловых выбросов на динамику атмосферных процессов, изменчивость геофизических полей, влагооборот и т. д.

Геофизика имеет исключительно большое значение в борьбе против идеализма, религиозных легенд о сотворении и строении мира. Ее роль в формировании научного марксистско-ленинского мировоззрения огромна. Именно советская геофизика, рассматривая геосферы в постоянном развитии, взаимодействии и взаимном влиянии, обеспечивает выработку правильного диалектико-материалистического взгляда на окружающую среду, ибо она руководствуется классической ленинской характеристикой пути познания истины: «От живого созерцания к абстрактному мышлению и от него к практике — таков диалектический путь познания истины, познания объективной реальности» (Полн. собр. соч., т. 29, с. 152, 153). Каждой из этих ступеней познания истины соответствует определенный тип мышления ученых. Переход на новую ступень познания геосфер связан с революцией в геофизике. Такие революции проходили следующие основные циклы разрушений веры: в идеалистическую концепцию сотворения мира, в видимость как истину явлений, в качественную однородность микро- и макромира, в исчерпаемость каких-либо частиц и явлений. Геофизика наглядно учит, что современные научные представления о геосферах не могут считаться окончательными и полными. Они по необходимости являются относительными, требуют дальнейшего развития, проверки и уточнения, так как Земля не есть что-то застывшее и раз навсегда данное. Она закономерно развивается во времени и пространстве без вмешательства каких бы то ни было сверхъестественных сил.

### МЕТОДЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

#### 1.1. Классификация методов и основные определения

Существующие методы геофизических исследований представляют собой единый комплекс методов решения конкретных задач по практическому и теоретическому освоению (познанию) природных процессов и явлений в каждой геосфере и на Земле в целом. Все геофизические методы вытекают из задач геофизики и направлены на получение информации о характеристиках физико-химического, термодинамического и других состояний геосфер, природных процессов и явлений, на вскрытие закономерностей пространственно-временных изменений геофизических полей, величин и явлений. Важнейшей научно-практической целью методов геофизических исследований является установление механизма взаимодействия и взаимного влияния всех геосфер в интересах управления природными процессами, рационального их использования для развития различных отраслей хозяйства и охраны окружающей среды.

Геосферы различаются по целому ряду характеристик (агрегатное состояние, масса, размеры, физико-химические свойства и др.), но вместе с тем представляют собой единое целое. В то же время они имеют неодинаковую доступность для изучения их химического состава, свойств, строения, для выполнения измерений геофизических величин, изучения геофизических полей и явлений. Поэтому методы изучения геосфер классифицируют в зависимости от целей геофизических исследований и технической их обеспеченности. По первому признаку классификации выделяют две группы методов. Одна из них включает *методы исследования геофизических полей, величин и явлений* и по существу представляет собой весь комплекс методов изучения природы: экспедиционный, стационарных наблюдений, экспериментальный и теоретического анализа. Каждый из этих четырех методов взаимно дополняет друг друга, но при решении глобальных геофизических проблем в настоящее время основными являются стационарные наблюдения и теоретический анализ.

Вторая группа методов — *методы изучения строения, состава и свойств геосфер* — включает прямое и косвенное зондирование оболочек Земли. Прямое зондирование находит наибольшее применение при изучении атмосферы, рек, озер, болот, ледников и вод Мирового океана. Косвенное зондирование является основным

методом получения сведений о физических свойствах, агрегатном состоянии и строении глубоких земных недр.

Обе группы методов являются традиционными методами геофизических исследований, имеющих длительную историю своего развития и продолжающихся совершенствоваться и развиваться в настоящее время. В последние десятилетия широко развернулись работы по изучению всех геосфер совместными усилиями ученых многих стран, проводимые с использованием новейшей техники и мощных методов исследований. Развивающаяся научно-техническая революция все больше и больше открывает доступ к недосыгаемым ранее высотам и глубинам, к познанию объективных законов развития каждой геосферы в отдельности и Земли в целом.

Современный непрерывный научно-технический прогресс открывает широкие возможности для качественно нового уровня познания Земли и практического использования законов ее развития. Основной особенностью этого прогресса является его всеохватывающий, глобальный характер. Так, космонавтика предопределила качественно новый скачок в развитии многих чисто «земных» наук, в частности геодезии, картографии, геологии и геофизики. Широкий арсенал космических средств определил получение невиданного ранее потока новой информации, используемой для расширения строения, свойств, взаимодействия и динамики геосфер. Все это позволило создать принципиальные основы нового метода геофизических исследований — *метода комплексного зондирования геосфер из космического пространства.*

В настоящее время данные космических исследований геосфер широко используют в метеорологии, океанографии, гидрологии суши, гляциологии, геологии, сейсмологии, вулканологии, для охраны окружающей среды и во многих других областях науки и народного хозяйства (водное, лесное, сельское, рыбная промышленность и др.). По объему используемых космических снимков первое место занимают науки гидрометеорологического цикла, второе — геология. Комплексное зондирование геосфер из космического пространства дает качественно новую информацию для многих отраслей геофизических знаний, в частности для физики облаков и свободной атмосферы, ее ритмики и динамики, физики и динамики моря, исследований водных ресурсов материков, сейсмологических исследований земной коры, тектоники, геоморфологии, литолого-петрографического анализа и т. п.

В зависимости от доступности геосфер или возможности выполнения в них измерений геофизических величин и от технической оснащенности методы геофизических исследований подразделяют на прямые и косвенные. Прямые методы позволяют определять интересующую геофизическую величину путем непосредственных инструментальных (приборных) измерений. Наиболее часто прямые методы применяют при изучении атмосферы вблизи земной поверхности, тонкого поверхностного слоя вод Мирового океана, рек, озер, болот, верхней толщи ледников, вечных и сезон-

ных снегов, многолетнемерзлых пород (вечной мерзлоты) и земной коры. Косвенные методы обычно используют при исследовании внутренних геосфер, некоторых свойств верхней атмосферы и придонных слоев Мирового океана.

Прежде чем рассматривать методы изучения геофизических полей, величин и явлений, кратко остановимся на их основных определениях (понятиях) и некоторых особенностях.

*Геофизическое поле* — это конкретная форма или вид существования материи. Таких полей много (гравитационное, электромагнитное, термическое, барическое и др.), но общим для них является постоянное взаимодействие элементарных частиц. Например, в гравитационном и барическом полях происходит взаимодействие масс частиц, в электромагнитном — электрических зарядов частиц, в термическом (поле температуры) — энергий частиц. Причем указанные взаимодействия частиц происходят как внутри каждой геосферы, так и между различными геосферами и особенно на границах их соприкосновения. В каждой точке геофизического поля, в каждый момент времени любая геофизическая величина имеет вполне определенное значение, неодинаковое в различных частях пространства. Поэтому геофизическое поле характеризуется пространственное распределение геофизической величины, которое изменяется во времени.

*Геофизическая величина* — характеристика физического состояния геосфер, геофизических полей, процессов и явлений. Применительно к атмосфере геофизическими величинами являются, например, атмосферное давление, температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра и др. Для Мирового океана характеристиками состояния служат глубина, температура и соленость воды, ее цвет, прозрачность, толщина льда, скорость и направление морских течений, волнение водной поверхности и др. Геофизическими величинами рек являются глубина, скорость течения, температура, уровень и расход воды, количество взвешенных, влекомых и растворенных наносов в речном потоке, толщина льда, зоны разлива в половодье и лаводки и др. Основными характеристиками внутренних геосфер служат, например, температура и влажность горных пород, параметры электрических и магнитных полей, радиоактивного излучения, ускорение свободного падения и др. К геофизическим величинам также относятся некоторые функции измеряемых характеристик состояния геосфер (например, плотность воздуха, воды, горных пород, а также вязкость воды, пластичность горных пород). Обычно геофизические величины — это такие характеристики геосфер, которые измеряются с помощью приборов (инструментов).

*Геофизическое явление* — форма проявления взаимодействия геофизических полей или отдельных их сторон. Круг геофизических явлений очень широк. К их числу относятся, например, полярное сияние, образование льда в Мировом океане, реках, озерах, болотах, морские приливы, снежные лавины, сели, обвалы в горах и т. д.

Все геофизические поля, величины и явления имеют ряд общих особенностей. К их числу относятся большая пространственная протяженность (распространенность), неодинаковая направленность и интенсивность изменений по широте, долготе, высоте (глубине), большое разнообразие изменений во времени (от кратковременных, измеряемых секундами, минутами, часами и сутками, до изменений за сезон, год, десятилетия, века, миллионы лет).

## **1.2. Методы исследования геофизических полей, величин и явлений**

*Метод стационарных наблюдений* заключается в производстве инструментальных измерений геофизических величин (температура, атмосферное давление, влажность, скорость и т. д.) и в качественной (визуальной) оценке геофизических явлений (облака и осадки, снежный и ледяной покров, снежные лавины, песчаные бури, продукты вулканической деятельности, складки горных пород и т. д.). Обычно измерения и наблюдения ведут раздельно в воздушной, водной и твердой оболочках Земли на специальной сети геофизических станций. Такая сеть включает гидрометеорологические (гидрологические, метеорологические, агрометеорологические), ионосферные, сейсмические, гравиметрические, магнитные, электрометрические, радиометрические и некоторые другие станции (посты, пункты).

Наиболее развита сеть метеорологических, гидрологических, аэрологических, агрометеорологических и ионосферных станций и постов. На них ведут наблюдения за всеми основными геофизическими величинами и явлениями атмосферы и гидросферы. На сейсмических и гравиметрических станциях с помощью приборов регистрируют упругие колебательные волны в земной коре, вызываемые землетрясениями и искусственными взрывами, а также измеряют ускорение свободного падения. Магнитные, электро- и радиометрические станции ведут наблюдения соответственно за параметрами магнитного и электрического полей Земли и за условиями распространения радиоволн.

На всех однотипных по своему назначению геофизических станциях измерения и визуальные оценки выполняют по единой, как правило, в пределах каждой страны программе и методике. После МГГ ряд стран, входящих в Организацию Объединенных Наций (ООН), сотрудничая в области геофизики, выделили определенное число национальных геофизических станций для целей более эффективного изучения геофизических закономерностей в планетарном масштабе. На таких однотипных станциях наблюдения ведут по единой программе и методике, одобренной соответствующим Международным комитетом.

Этот метод исследований имеет ряд преимуществ по сравнению со всеми другими методами данной группы. Главным преимуществом является строгая периодичность измерений (наблюдений) и достаточно большая продолжительность таких работ на ряде



станций (многие десятки и даже сотни лет). Это позволяет выявлять основные черты пространственно-временных изменений ряда параметров геофизических полей, величин и явлений. Однако у данного метода имеются и определенные недостатки.

Одним из них является то, что обычно на каждой геофизической станции все измерения (наблюдения) ведут только в одной отдельно взятой геосфере. Это затрудняет или почти исключает вскрытие механизма взаимодействия геосфер, тем более что измерения (наблюдения) целого ряда геофизических величин выполняются в разные сроки (часы). Другой недостаток заключается в том, что геофизические станции, от которых поступает начальная информация о состоянии геосфер, расположены на Земле очень неравномерно: в Северном полушарии сеть станций намного плотнее, чем в Южном; почти 67 % поверхности Земли не освещается данными регулярных геофизических измерений и наблюдений. Особенно редка сеть геофизических станций в Мировом океане: около 80 % его поверхности подстилается толщей воды более чем в 3000 м, а массовые исследования океанических глубин свыше 1000—1500 м только начинаются.

*Экспедиционный метод* служит важной основой для вскрытия количественных зависимостей и связей между геофизическими полями и явлениями различных геосфер. Начиная с 50-х годов XX в. этот метод стал одним из основных путей совместных геофизических исследований ученых различных стран (например, международные эксперименты «Беринг», «Тропэкс», «Полярис» и др.). Задача метода состоит в производстве синхронных измерений (визуальных оценок) всего комплекса геофизических величин (явлений) во всех или как минимум в двух внешних геосферах. Такие работы выполняются на больших территориях (акваториях) в ходе различных экспедиций: океанологических, полярных, гидрометеорологических и др. Экспедиционные исследования также ведут в ходе геофизических съемок (магнитные, гравиметрические, геологические и др.), дающих возможность оценить изменение в пространстве той или иной геофизической величины.

*Экспериментальный метод* исследования в основном сводится к изучению геофизических процессов и явлений путем их моделирования в лабораторных условиях. В настоящее время широкое развитие эти исследования получили в физике атмосферы и гидрофизике. В результате экспериментальных лабораторных и натурных работ в этих областях получены важные сведения о процессах образования облаков, туманов, осадков, о формировании речного стока, движении наносов, деформации русел рек, просачивании атмосферных осадков в почвы и грунты, распространении колебательных волн в воде и горных породах. Большого успеха добились советские экспериментаторы по увеличению искусственным путем количества осадков (снега или дождя), выпадающих на локальные площади, по рассеиванию переохлажденных туманов, по предупреждению образования града и защите от него, по радиолокационному обнаружению зарождения и разви-

тия снежных лавин, грозовых облаков и т. д. В СССР разработана универсальная лабораторная установка «Облако», позволяющая имитировать некоторые погодные условия с большой точностью. В ГДР создан новый ультрафиолетовый гигрометр, с помощью которого можно измерять влажность газов не только в нормальных условиях, но и при высокой или низкой температуре и давлении до  $10^7$  Па. В США уже ряд лет успешно ведутся эксперименты по созданию искусственных облаков над крупными городами с целью уменьшения излучения тепла земной поверхностью в космос.

В физике Земли, несмотря на огромные сложности и трудности, в последнее время моделирование приобретает все большее значение. Экспериментально воспроизводят главнейшие минералы, ряд горных пород и термодинамические условия внутренних геосфер, горообразовательные процессы и процессы кристаллизации при сверхвысоких температурах и давлениях и др.

Важным этапом экспериментальных геофизических исследований явился поставленный в 1981 г. Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта эксперимент по исследованию сложнейшей системы «земная кора—атмосфера—ионосфера—магнитосфера Земли». Произведенный в ходе этого эксперимента искусственный взрыв на земной поверхности, анализ состояния нижней ионосферы после него, вторичного ее излучения и зоны нарушения распространения радиоволн позволили впервые построить электромагнитную модель землетрясения. С помощью этой модели оказалось возможным в первом приближении воспроизвести механизм взаимодействия указанных геосфер.

*Метод теоретического анализа* основан на данных, полученных первыми тремя методами, и обычно сводится к получению характеристик изменений во времени и пространстве геофизических полей и величин.

### **1.3. Методы изучения строения, состава и свойств геосфер**

Сведения о строении каждой геосферы, ее химическом составе, физическом состоянии и свойствах в различных по высоте (глубине) слоях получают путем прямого и косвенного зондирования.

*Прямое зондирование* представляет собой инструментальные измерения (в ряде случаев — визуальные наблюдения) комплекса параметров геосфер во всей их толще либо до определенной высоты (глубины). Измерительные приборы засылают в оболочки Земли с помощью различных технических средств — так называемых зондов. Наиболее часто зонды используют при изучении атмосферы и отчасти гидросферы. Так, при исследовании воздушной оболочки Земли подъем комплекса измерительных приборов осуществляется на шарах-зондах, шарах-пилотах, самолетах, аэростатах, стратостатах, метеорологических и геофизических ракетах. По данным прямого зондирования определяют состав

атмосферного воздуха, его температуру, влажность, давление, высоту и толщину облаков, направление и скорость ветра, параметры солнечного ветра по всей трассе полета зонда.

В арсенал средств исследования атмосферы уже давно и прочно вошли специальные самолеты-лаборатории. С их помощью проводят эксперименты по изучению как естественно протекающих атмосферных процессов, так и изменений, происходящих в результате искусственных воздействий. При этом нередко самолет используют и для самих воздействий. Такие самолеты оборудованы измерительной, регистрирующей и анализирующей аппаратурой, в общей совокупности позволяющей в полете получать сведения о давлении, влажности и температуре воздуха, скорости ветра, коротко- и длинноволновой солнечной радиации, профиле температуры под самолетом, температуре подстилающей поверхности, спектре облачных капель и капель осадков и др.

С 60-х годов XX в. широко развивается лазерное зондирование атмосферы, позволяющее получать наиболее широкий круг сведений об атмосфере и оперативно производить измерения ее параметров практически на любой высоте. Это зондирование дает возможность определять стандартные метеорологические параметры, газовый состав атмосферы, загрязняющие ее вещества, оптические и микрофизические параметры атмосферного аэрозоля; микроструктуру, динамику зарождения и развития облаков и туманов, влияние активных воздействий на них; неоднородности атмосферы, параметры морского волнения и т. п. Для контроля запыленности воздушного бассейна промышленных центров в СССР создан мобильный лазерный локатор «Лоза». С его помощью можно определить прозрачность воздуха в любом направлении. Если учесть, что лазерный луч распространяется со скоростью, близкой к скорости света, то становится очевидной большая перспективность этого метода изучения атмосферы.

Прямое зондирование гидросферы ведут с помощью эхолотов, разного рода зондов, подводных радиолокаторов, гидролокационных приборов, подводных обитаемых и необитаемых аппаратов и некоторых других технических средств. По данным прямого зондирования определяют состав вод Мирового океана, физико-химические свойства донных отложений, соленость, температуру и давление воды на различной глубине, скорость и направление течений. В нашей стране уделяется большое внимание разработке перспективных методов и средств изучения гидросферы с помощью авиации. Созданные в СССР радиометры («Мир», «Зонд» и др.), радиолокационные толщинометры, импульсные радионитроскопы и радиолокаторы, технические средства регистрации инфракрасного излучения позволяют получать с борта самолета данные о температуре и минерализации воды в озерах, реках и морях, толщине соленого и пресного льда, его плотности, о трещинах и скрытых полыньях в нем, заторах льда и др. В последние годы в СССР сконструирован и испытан универсальный бортовой самолетный комплекс для исследований моря и суши с высоты 800—1200 м.

Он позволяет оперативно регистрировать температуру воды, течения, глубину моря до 100 м, уровень загрязнения океана, следить за распределением и концентрацией аэрозолей в атмосфере, за состоянием сельскохозяйственных культур. Несколько лет в СССР функционирует автомобильная радиолокационная установка по обнаружению подземных вод на глубине до 8 м.

Сложнее обстоит дело с использованием прямого зондирования для исследования земных недр. Это связано с тем, что современные технические возможности прямого зондирования позволяют изучать физические параметры лишь самого верхнего слоя твердой оболочки Земли. Свообразным прямым зондированием литосферы является бурение на материках и океаническом дне. Оно позволяет получать образцы горных пород для лабораторных физико-химических анализов и производить инструментальные измерения параметров физического строения лишь в пределах буровой скважины.

Глубина даже самых больших скважин на материках обычно не превышает 7,5—9,0 км (Кольская сверхглубокая скважина — 12,5 км, ее бурение продолжается). Большой вклад в геофизическое изучение дна Мирового океана между 45° с. ш. и 40° ю. ш. вносят ученые многих стран, работающие на научно-исследовательском судне «Гломар Челленджер», оборудованном буровой установкой. Начиная с 1968 г. с этого судна пробурено около 1000 скважин примерно в 600 районах, наибольшая глубина скважин около 7100 м. В настоящее время перед геофизиками мира стоит реальная задача о проникновении в глубь Земли на материках на 15—20 км, на океаническом дне до 6—8 км.

Однако прямое зондирование литосферы до глубины даже первых двух десятков километров не сможет обеспечить получение всех крайне важных сведений о глубоких земных недрах. Поэтому для изучения строения внутренних земных толщ широкое применение находят методы косвенного зондирования. Эти методы в сочетании с комплексом других методов (физические, химические, изотопные и т. д.) и данными теоретического анализа позволяют получать довольно полное представление о земных недрах.

*Косвенное зондирование* земных недр основано на изучении геофизических явлений и полей, связанных с химическим составом, физическим состоянием и структурой внутренних слоев Земли. Подлежащее изучению геологическое тело по своим физическим свойствам выделяется из общего комплекса горных пород данной территории. Поэтому такое тело обуславливает некоторые особенности измеряемых или наблюдаемых полей и явлений.

Физическая природа геофизических полей и явлений различна. Она может быть электрической, радиоактивной, магнитной и т. д. В связи с этим выделяют шесть методов косвенного зондирования земных недр (методы геофизических разведок): сейсмический, гравиметрический, магнитометрический, электрический, радиоактивный и тепловой. Все они обычно применяются в едином комплексе с прямым зондированием и позволяют выяснять совокупность

различных физических свойств внутренних геосфер, их строение и особенности напластований. Сущность каждой из указанных геофизических разведок при необходимости можно изучить по специальной литературе. Это же относится к радиоактивной и тепловой разведкам, основанным на определении тепловых потоков, идущих из глубин Земли.

#### **1.4. Комплексное зондирование геосфер из космического пространства**

4 октября 1957 г. вошло в историю мировой цивилизации как начало космической эры. Запущенный в этот день в СССР первый в мире искусственный спутник Земли (ИСЗ) открыл новые возможности изучения не только других миров, но и самой Земли. Эти возможности стали реальностью с 1962 г., когда космонавт Г. С. Титов сделал первые фотографии земной поверхности с борта советского космического корабля. Это было новое видение Земли. Вслед за фотографиями Земли появилась космическая информация не только о земной поверхности, но и о каждой внешней оболочке Земли в отдельности и о Земле в целом. Все эти данные оказались не только полезными, но и незаменимыми при изучении различных процессов в недрах Земли и на ее поверхности, в атмосфере, Мировом океане и биосфере в целом, при исследовании и прогнозировании природных ресурсов и антропогенных воздействий на них.

Рассмотренные выше две группы методов геофизических исследований (см. п. 1.2 и 1.3) позволяют получать сведения о составе, строении и свойствах каждой геосферы в отдельности. По этим данным возможно изучение общего направления взаимодействия оболочек Земли. Однако характерные его черты, сущность и направленность при различных физических, термодинамических и других характеристиках геосфер могут быть вскрыты только на основе анализа многочисленных, разнообразных по содержанию синхронных наблюдений и измерений во всех оболочках Земли. Такие материалы получают комплексным зондированием геосфер из космического пространства.

Космическое зондирование Земли является новым методом ее изучения. С его помощью получают сведения о строении, составе, динамике и ритмике геосфер и их взаимодействии путем регистрации и интерпретации (дешифрирования) данных изображений и спектров электромагнитного излучения Солнца и объектов геосфер или отраженного электромагнитного излучения от источника, установленного на борту носителя. Регистрацию геофизических полей, величин и явлений, строения и состава оболочек Земли ведут различными *дистанционными методами съемки*. Среди них важное место принадлежит многозональной, телевизионной, инфракрасной и радиолокационной съемкам, эффективность каждой из которых зависит от времени суток, облачности, поглощательной способности атмосферы и др. (табл. 1.1). Данные космического зондирования дешифрируют.

Космическое зондирование обладает целым рядом преимуществ перед традиционными прямыми и косвенными методами зондирования геосфер. К их числу относятся оперативность, эффективность, экономичность, объективность и периодичность. Одновременно с этим важнейшим достоинством космического зондирования является возможность интегрировать (объединять) на одном рисунке всю Землю или ее части одновременно. Причем каждая интеграция (территориальная, вертикальная или факторная и динамическая) и их общая совокупность позволяют изучать в единстве причинно-следственные отношения между геофизическими процессами (явлениями) как внутри геосфер, так и при их взаимодействии.

Диапазон космического зондирования геосфер очень широк: от аномальных явлений в литосфере, извержений вулканов и землетрясений до гидрометеоров, литометеоров и загрязняющих веществ, содержащихся в атмосфере. В конечном итоге оно направлено на изучение природных ресурсов Земли и Мирового океана, на познание процессов и явлений во всех геосферах в интересах их рационального использования. Хотя космическое зондирование находится еще на начальном этапе своего развития, но уже в настоящее время оно позволяет получать очень важные данные о Мировом океане, водах суши, погоде и климате, рельефе, необычных природных явлениях, природных катастрофах, а также сведения, необходимые для целей охраны природной среды от загрязнения и истощения.

Космические исследования геосфер включают получение целого ряда их характеристик. Применительно к Мировому океану это океанические (морские) течения, фронты, вихри, рянгы (кольца), ледяной покров, волнение водной поверхности, загрязнение, глубина, прозрачность и температура воды, подводный рельеф, движение донных наносов и др. При изучении вод суши по космическим снимкам можно составлять карты зон наводнений и разлива рек, образования и схода снежного покрова и запасов воды в нем, районов распространения наледей, ледников (в том числе опасных пульсирующих), снежников, снежных лавин, многолетнемерзлых пород (вечной мерзлоты), протаивания (термокарста) и пучения грунтов при промерзании и накоплении подземных льдов. Широкое применение находит космическое зондирование при изучении других гидрологических явлений (ледяные образования, колебание уровней воды в озерах и др.), строения и динамики речных долин и дельт.

Физики, изучающие атмосферу, активно и постоянно используют результаты космического зондирования, которое позволяет уже в настоящее время решать целый комплекс научно-практических задач: следить за образованием, развитием и передвижением фронтальных облачных систем, получать данные об облачных образованиях (количество, форма облаков, их температура, фазовое состояние, высота верхней границы), о зарождении тайфунов и их

ТАБЛИЦА 11

## Сравнительные характеристики методов дистанционного изучения Земли (по В. И. Аковецкому)

Параметр	Виды съемок (индикаций)						
	фото	телевизионная	спектрометрическая	многоканальная	лазерная	радиолокационная	инфракрасная радиотепловая
Физическая основа	Регистрация отраженного электромагнитного излучения Солнца						
Спектральный диапазон	0,4—0,9 мкм		0,3—0,9 мкм	0,46—1,1 мкм	10 <sup>-8</sup> —4·10 <sup>-7</sup> м	1—100 см	1,8—14 мкм 0,3—10 мм
Вид данных	Аэрокосмические снимки	Телевизионное изображение	Спектрограммы, спектральное изображение	Аэрокосмические снимки	Лазерное изображение	Радиолокационное изображение	Тепловое изображение Радиотепловое изображение
Влияние метеорологических условий	Облачность не более 1 балла						
Время съемки	Только днем						
Поглощение атмосферой	Без облачности — слабое						
Поле обзора	(2... 6)z;		z		2z	До 90 км	2z 50—100 км
					При облачности затруднительно	Облачность не влияет	Почти не влияют
					В любое время суток		
						Очень слабое, практически не влияет	Очень слабое
						Слабое только в «окнах прозрачности»	

Примечание. z — высота съемки.

траекториях, определять вертикальные профили некоторых параметров атмосферы (температура, влажность и т. д.), концентрации пыли в ней, скорости и направлении ветра на различных высотах и др. Вместе с этим по материалам спутниковых измерений получают данные, позволяющие судить о погоде, об изменениях климата и разрабатывать метеорологические прогнозы.

Советской науке принадлежит приоритет в использовании результатов космического зондирования литосферы для исследования глубинного строения земной коры, выявления конкретных геологических структур, перспективных для поиска полезных ископаемых, изучения сейсмоопасных зон и т. д. Аспектов геологического использования космической информации много. Но главными из них являются: составление новых и исправление ранее составленных геологических карт, выявление различных по форме геологических структур (линейные, овальные, кольцевые), отражающих глубинное строение земной коры, прогнозирование зон полезных ископаемых, изучение действия тектонических сил на современном этапе эволюции Земли и переноса материала на ее поверхности в глобальном масштабе и др. Результаты космического зондирования дают новый уникальный материал для изучения рельефа Земли, новых его форм, образованных экзогенными (внешними) и эндогенными (внутренними) процессами. К их числу относятся эоловые и термокарстовые новообразования, полосы ветрового вытачивания земной поверхности, кольцевые структуры и др.

Зондирование геосфер из космического пространства интенсивно разрабатывается в ряде стран и в первую очередь в СССР и США. За последние 15—20 лет накоплен немалый опыт количественной оценки геофизических полей, величин и явлений, исследования строения и состава геосфер по данным космической индикации. Методика интерпретации космических снимков наиболее разработана в области физики атмосферы, гидрофизики и геологии. Но даже и здесь зондирование из космоса не обходится без широкого эксперимента, проводимого в различных целях. Основными из них являются совершенствование методики распознавания геофизических объектов и геологических структур по геометрическим признакам. В первую очередь необходимо создание банка данных, т. е. набора различных космических снимков геофизических, геологических и других образований, выделение главных диагностических признаков каждого из них, систематизация и типизация этих образований по таким признакам. В этих целях продолжаются работы по изучению так называемой передаточной функции атмосферы, исследованию частотно-пространственной и частотно-временной функций отражательных и излучательных характеристик поверхности суши, морей, снежного и ледяного покрова и т. п. Все это вместе с возрастающим многоцелевым использованием орбитальных космических станций позволит получать более детальные и разнообразные сведения по каждой геосфере и их взаимодействию.



### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

#### 2.1. Происхождение Земли

Происхождение Земли и других планет Солнечной системы представляет собой важнейшую проблему современного естествознания. Она имеет принципиальное значение для геофизики и других наук о Земле, так как данные о первоначальном состоянии планеты служат основой для изучения всей ее эволюции, природных процессов и явлений, термодинамических и других условий взаимодействия внешних и внутренних геосфер. Эта проблема не вышла из стадии научных гипотез, ибо на пути создания строгой научной теории стоит ряд больших трудностей (невозможность наблюдать состояние исходного вещества, из которого формировалась Солнечная система; необходимость такого объяснения происхождения Земли, которое было бы приемлемо для толкования образования других планет и всех тел Солнечной системы и др.).

Изучение Земли как небесного тела, ее положения во Вселенной представляет интерес для геофизики, так как многие процессы и явления в атмосфере, на земной поверхности, в Мировом океане и глубоких земных недрах не только взаимосвязаны, но и обусловлены влиянием внешней среды, окружающей Землю. Поэтому решение проблемы о происхождении Земли немыслимо без выяснения ее положения в космическом пространстве, без знания основных положений о строении Вселенной и Солнечной системы.

##### 2.1.1. Краткие сведения о строении Вселенной и Солнечной системы

Земля представляет собой одно из бесчисленных тел в безграничном космическом пространстве. Ее положение во Вселенной начало интересовать людей еще в глубокой древности. Ученые Китая, Вавилона и Египта за много веков до нашей эры считали Землю центром всего мира. Такое представление о строении Вселенной, позднее обоснованное древнегреческим астрономом Птолемеем (II в. до н. э.), получило название *геоцентрической системы мира* (от греч. *ge* — земля). Согласно этому представлению, Солнце, планеты и другие небесные тела обращаются вокруг Земли по сложным круговым орбитам. Истинное же положение Земли как одной из планет Солнечной системы было доказано великим польским астрономом Н. Коперником, который в 1543 г. обосновал существование *гелиоцентрической системы мира* (от греч. *hélix* — Солнце). В этой системе видимое движение небесных тел объясняется осевым вращением Земли и обращением планет (в том числе Земли) вокруг Солнца.

Дальнейшее развитие естествознания, методов и технических средств исследований подтвердило обоснованность гелиоцентрической системы мира и расширило представление о строении Солнечной системы и Вселенной.

Вселенная представляет собой пространство, включающее бесчисленное множество звездных миров. Она безгранична, и ее существование не имеет ни начала, ни конца. Все космические тела во Вселенной группируются в различные системы, составные

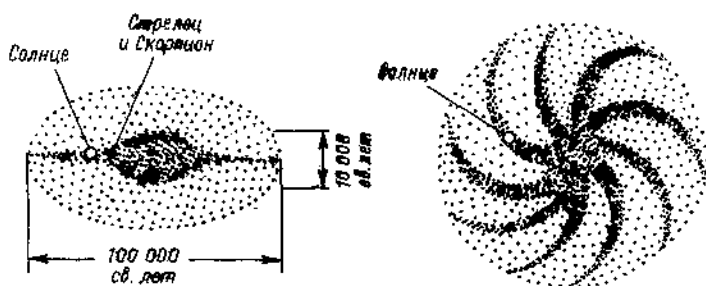


Рис. 2.1. Вид нашей Галактики (по Ю. Ф. Авдееву).

части которых связаны силами взаимного притяжения и обладают общим движением в пространстве. Одной из таких систем является Галактика, или система Млечного Пути, в которую входит так называемая Местная звездная система, включающая Солнечную систему.

Галактика — это огромное скопление отдельных звезд, звездных объединений и туманностей различного состава. По форме в плане она представляет собой спиралевидное образование, внутри одной из спиральных ветвей которого расположено Солнце. В поперечнике Галактика напоминает чечевицу (рис. 2.1). Резкой границы Галактика не имеет, ее размеры огромны: она включает около 150 млрд звезд, ее наибольший поперечник около 100 тыс. св. лет<sup>1</sup>, наименьший — около 12 тыс. св. лет. Масса звезд Галактики примерно в 80 млн раз больше массы Солнца ( $M_{\odot}$ ), составляющей примерно  $2 \cdot 10^{30}$  кг.

Звезды Галактики различаются по своим размерам, физическим свойствам и физико-химическому состоянию. Так, температура их поверхности изменяется от 10 000—30 000 К и более (белые звезды) до 2000—3000 К (красные звезды). Желтые звезды, к которым относится и Солнце, имеют температуру поверхности около 6000 К. По размерам среди звезд Галактики выделяют звезды-гиганты, диаметр которых в десятки и сотни раз больше диаметра Солнца ( $D_{\odot} = 1,39$  млн км), и звезды-карлики, имеющие диаметр, соизмеримый с диаметром Земли ( $D_{\oplus} = 12,76$  тыс. км)

<sup>1</sup> 1 световой год (св. год) равен  $10^{16}$  м.

или даже меньше  $D_3$ . Звезды-гиганты состоят из очень разреженных газов, их плотности в тысячи раз меньше плотности земной атмосферы, и большинство этих звезд, как и звезд-карликов, являются красными. Звезды в Галактике чаще всего объединены в скопления различных размеров.

Наряду со звездами и звездными скоплениями в Галактике имеются газовые и газопылевые туманности, являющиеся результатом расширения новых и сверхновых звезд. Плотность вещества в туманностях очень мала ( $10^{-16}$ — $10^{-17}$  кг/м<sup>3</sup>), но благодаря их огромным размерам масса некоторых из них может превышать массу Солнца в сотни раз. Во всей нашей Галактике этого межзвездного вещества примерно в 50 раз меньше, чем звездного, а количество пыли примерно в 100 раз меньше, чем газа [29]. Полная масса Галактики больше массы Солнца примерно в  $10^{11}$  раз. Газопылевые туманности в Галактике встречаются относительно часто. Подсчитано, что луч света на расстоянии 3000 св. лет пересечет на своем пути семь туманностей и ослабнет примерно в 10 раз.

Кроме нашей Галактики во Вселенной есть множество других таких же огромных звездных систем, похожих и непохожих на нашу. Эти галактики удалены от нашей на огромные расстояния и распределены в пространстве неравномерно. Большинство из них находится в скоплениях галактик, имеющих тенденцию к объединению в сверхскопления. Ближайшая к нам галактика находится в созвездии Андромеды и удалена от нашей Галактики примерно на 2 млн св. лет. Размеры других галактик соизмеримы с размерами нашей Галактики. Так, диаметр галактики в созвездии Андромеды составляет около 50 тыс. св. лет, а в созвездии Треугольника — примерно в 2,6 раза больше диаметра нашей Галактики.

*Солнечная система* включает Солнце, 9 больших планет, имеющих в общей совокупности 54 спутника, около 2300 малых планет (астероидов), множество комет и метеоров. Солнце представляет собой огромный вращающийся шар раскаленной плазмы и находится в центре Солнечной системы. Это рядовая одиночная звезда, обращающаяся примерно в центральной плоскости Галактики, на расстоянии  $\frac{2}{3}$  ее радиуса. Возраст Солнца не превышает 5 млрд лет, температура фотосферы около 5700 К, а в центре примерно 5 млн К. Основную часть его массы (около 70 %) составляют ядра водорода — протоны, вступающие между собой в реакцию. При этом образуются более крупные ядра гелия и выделяется огромная термоядерная энергия. Солнце удалено от Земли примерно на (107,5... 107,6)  $D_0$ , или на 149,5 млн км, что составляет 1 астрономическую единицу (1 а. е.).

Все большие планеты Солнечной системы (рис. 2.2) по своим размерам, плотности и некоторым другим характеристикам делятся на две резко различающиеся группы: планеты земной группы, или так называемые внутренние планеты (Меркурий, Венера, Земля, Марс), и планеты-гиганты, или внешние планеты

(Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун). Первая группа планет имеет сравнительно малые размеры (табл. 2.1), но большую плотность; для них характерно более медленное вращение и малое число спутников (их может не быть совсем). Внешние планеты — большие по размерам, с меньшей плотностью и большей скоростью вращения. Исключение по многим параметрам представляет де-

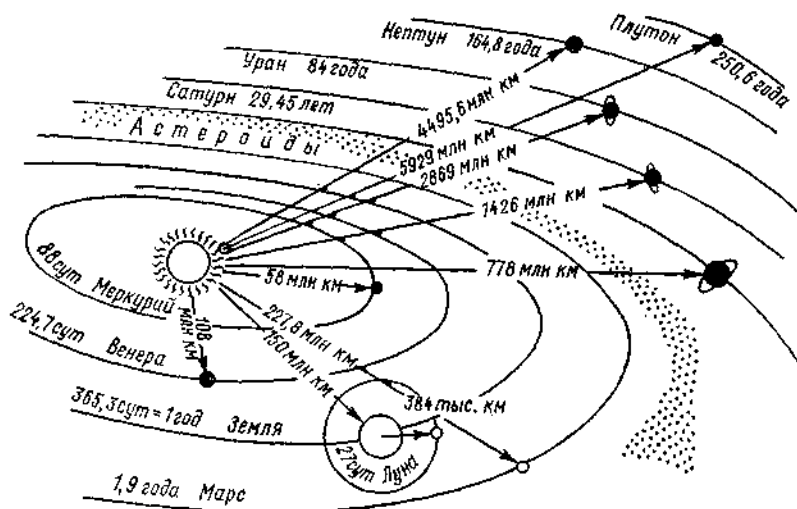


Рис. 2.2. Схема строения Солнечной системы [29].

Цифрами указаны средние расстояния от Солнца до планет и продолжительность их орбитального движения.

вая планета — Плутон, самая удаленная от Солнца и имеющая наибольший наклон своей оси к плоскости орбиты и наименьшую массу.

Среди 9 больших планет и 54 их спутников (более 20 из них открыты в 80-е годы XX в.) нет двух тел с одинаковым химическим составом. Нет ни одной планеты по составу, тождественной Солнцу. В то же время существует зависимость: чем массивнее планета, тем ее состав ближе к солнечному (Юпитер, Сатурн, Уран).

Длительное изучение строения Солнечной системы позволило подметить, что все ее тела и Солнце образовались в едином процессе из газопылевого облака. Различие состава двух групп планет связано с уменьшением температуры в исходном облаке по мере удаления от Солнца. Это привело к тому, что более удаленные планеты вобрали в себя много летучих веществ и стали более массивными.

Между тем общие закономерности Солнечной системы обращали на себя внимание ученых разных времен, в результате чего выдвигались научные предположения (гипотезы) о происхождении

ТАБЛИЦА 2.1  
Физические и динамические характеристики планет Солнечной системы

Планета	Экваториальный радиус, $10^6$ м	Масса планеты, $10^{24}$ кг	Средняя плотность вещества планеты, $10^3$ кг/м <sup>3</sup>	Скорость вращения с поверхности, $10^3$ м/с	Среднее расстояние от Солнца, млн км	Эксцентриситет орбиты	Наклонение орбиты к центральной плоскости С. системы, градуса	Период вращения вокруг оси	Количество спутников
Меркурий	2439	0,3303	5,43	4,25	57,90	0,206	6,3	58,65 сут	0
Венера	6051	4,870	5,25	10,4	108,16	0,007	2,2	243,01 сут	0
Земля	6378	5,976	5,518	11,2	149,60	0,017	1,6	23,9345 ч	1
Марс	3393	0,6421	3,95	5,02	227,99	0,093	1,7	24,63 ч	2
Юпитер	71398	1900	1,33	59,6	778,37	0,048	0,3	9,925 ч	16
Сатурн	60330	568,8	0,69	35,5	1427,03	0,056	0,9	10,233 ч	17
Уран	26200	86,87	1,15	21,3	2869,63	0,047	1,0	17,3 ч	15
Нептун	25230	102,0	1,55	23,3	4496,68	0,009	0,8	18,2 $\pm$ 0,4 ч	2
Плутон	1100	0,013	2,1 $\pm$ 0,5	1,5	5900,22	0,247	15,7	6,387 сут	1

Солнечной системы и в том числе Земли. Этому способствовали великие открытия Коперника, с которого по Ф. Энгельсу, начало свое летоисчисление освобождение естествознания от религиозного вероучения, т. е. от теологии. Материалистическое понимание развития Солнечной системы основывалось также на открытиях Г. Галилея, И. Кеплера, И. Ньютона и М. В. Ломоносова, позволивших разоблачить религиозные сказания о сотворении мира и утверждать, что Вселенная и в том числе Солнечная система существуют сами по себе.

### 2.1.2. Гипотезы о происхождении Земли

К настоящему времени выдвинуто немало гипотез о происхождении Земли. Всех их можно объединить в две большие группы в зависимости от того, из какой материи предполагается образование Земли и других планет.

Согласно первой группе гипотез (*гипотезы горячего происхождения Земли*), наша планета сформировалась из раскаленной газовой-пылевой туманности (гипотезы Канта, Лапласа, Джинса и др.). Другая группа гипотез (*гипотезы холодного происхождения Земли*) утверждает, что все планеты (в том числе и Земля) образовались из холодной газовой-пылевой материи (гипотезы Уиппла, Вайцзеккера, Шмидта, Фесенкова и др.).

Кратко рассмотрим сущность, достоинства и недостатки некоторых из этих гипотез, или так называемых космогонических теорий.

В 1755 г. в Германии в анонимной книге «Всеобщая естественная история и теория неба» была опубликована *гипотеза И. Канта* (немецкий философ, естествоиспытатель). Эта гипотеза долгое время не была известна ни современникам-ученым, ни французским материалистам второй половины XVIII в., ни Лапласу. Лишь значительно позднее, в XIX в., Ф. Энгельс показал, что Кант впервые ясно и четко поставил вопрос о развитии материи и тем самым пробил первую брешь в метафизическом мировоззрении.

Кант начинает рассматривать мироздание с момента предельно разреженного существования материи (Хаоса), из которой впоследствии образовались Солнце, планеты и их спутники. Первоначально частицы Хаоса (мелкие твердые частицы — подобия того, что в современной науке носит название метеоритной туманности) находились в состоянии покоя и были неоднородными. Состояние покоя, по Канту, продолжалось одно мгновение. Большие или более плотные частицы по закону всемирного тяготения начали притягивать к себе более мелкие или менее плотные частички, и в конце концов в пространстве образовались многочисленные горячие громадные шары. Один из этих шаров, собрав все вещество в области своего тяготения, образовал Солнце. Другие такие же шары, продолжая притягивать к себе мелкие частицы исходной туманности, увеличивались в размерах и в дальнейшем образовали планеты. Кант утверждает, что частицы Хаоса вращались вокруг

своих осей, они обладали кроме свойства тяготения еще свойством упругости. При столкновении двух частиц между собой сила упругости заставляла их отскакивать друг от друга и изменять направление движения. Случайно одно из направлений отклоненного движения начало встречаться все чаще, в него вовлекалось все большее число частиц. В установившемся круговом движении частиц, как считал Кант, мог повториться процесс возникновения сгустков, которые затем и образовали планеты. В еще не уплотнившихся клубках-планетах процесс комбинирования сил притяжения и уплотнения повторялся, и таким путем образовались системы спутников, двигающихся, как и планеты, вокруг Солнца.

Кант также попытался объяснить происхождение вращения планет вокруг своих осей. Это объяснение сводилось к следующему. Те частицы сгустка будущей планеты, которые находились далеко от Солнца, двигались вокруг него быстрее, чем те, которые находились близко, и потому, как бы забегая вперед, увлекали за собой частицы образующегося сгустка. Этим самым постепенно создавалось вращательное движение зародышей будущих планет в том же направлении, в каком планета вращается вокруг Солнца.

Несмотря на то что в гипотезе Канта впервые отражена идея развития Солнечной системы и каждой планеты в отдельности, она не может объяснить целый ряд известных закономерностей этой стройной системы. Самый главный и принципиальный недостаток гипотезы состоит в отрыве исходной материи от движения, а также в том, что из первоначального покоя частиц туманности или даже их прямолинейного движения не может возникнуть вращательное движение: для этого необходимо воздействие внешних сил.

Спустя почти полвека, в 1796 г. выдающийся французский астроном, физик, математик и механик П. Лаплас опубликовал свою гипотезу о происхождении Солнечной системы. Он не знал работы Канта и в отличие от него не пытался обосновать происхождение Вселенной в целом и отдельных ее частей. Он ограничился рассмотрением происхождения Солнечной системы, так как во времена Лапласа (1749—1827 гг.), как и Канта (1724—1804 гг.), о звездной Вселенной за пределами Солнечной системы почти ничего не было известно.

*Гипотеза Лапласа* основывается на открытиях английского астронома Гершеля о существовании во Вселенной большого множества разнообразных газовых туманностей, отличающихся от метеоритной туманности Канта. Одна из таких туманностей, по Лапласу, была сильно нагрета, в своем центре имела большое сгущение — молодое Солнце — и простиралась далеко за орбиту самой удаленной, как считалось в то время, планеты Уран, открытой Гершелем в 1781 г. Эта туманность, или раскаленная атмосфера молодого и огромного первичного Солнца, вращалась вместе с ним как твердое тело с одинаковой угловой скоростью, и чем дальше ее частицы были от центра, тем больше была их линейная скорость при таком вращении (рис. 2.3 а). Раскаленная

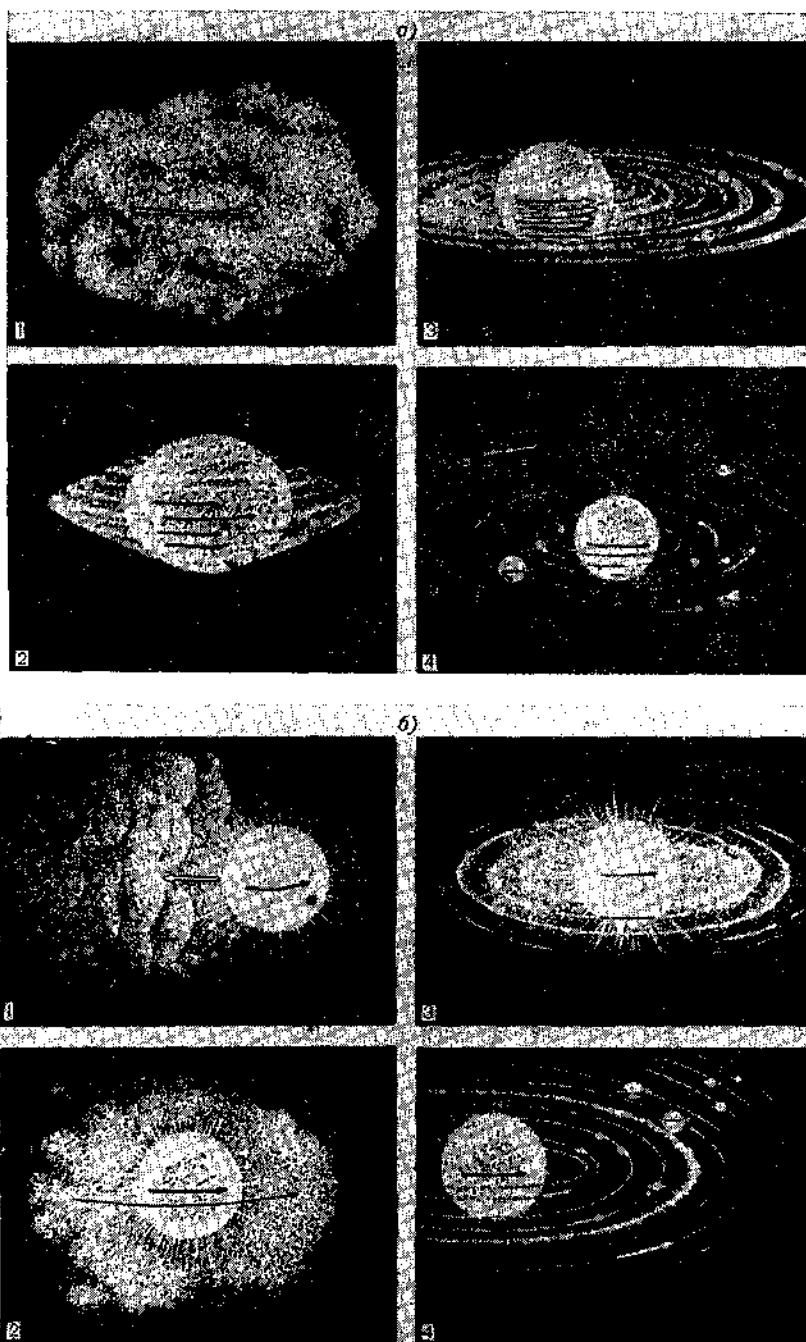


Рис. 23. Развитие Солнечной системы в соответствии с гипотезами П. Лапласа (а) и О. Ю. Шмидта (б).



газовая туманность постепенно охлаждалась, сжималась, увеличивались ее плотность и скорость осевого вращения. Это сопровождалось ростом центробежной силы, которая сильнее всего действует на частицы пограничной части экватора туманности. Поэтому туманность сплющивалась у полюсов и вытягивалась в плоскости экватора. С течением времени в процессе сжатия на определенном расстоянии от оси вращения в плоскости экватора туманности центробежная сила стала равна силе тяготения к центру (к Солнцу). С этого момента частички экваториальной части туманности начали терять связь с ее остальной массой и отделяться от нее в виде газовых колец. Кольца продолжали самостоятельное вращение на определенном расстоянии от центра и с постоянной угловой скоростью по всей ширине кольца.

По мере продолжающегося охлаждения первичной атмосферы Солнца, ее сжатия и ускорения осевого вращения от нее отделялись все новые и новые кольца. Охлаждение и взаимное тяготение частиц вело к дальнейшему сжатию колец, которые были неоднородными. В конечном итоге каждое неоднородное кольцо сгустилось в один газовый шар, вращающийся вокруг Солнца на том удалении, на котором отделилось газовое кольцо. Скорость вращения каждого шара равнялась скорости вращения атмосферы первичного Солнца в момент отделения соответствующего газового кольца. Поэтому, полагал Лаплас, кольца, отделившиеся позднее и находившиеся ближе к Солнцу, имели большую угловую скорость и малый период обращения. Так, время обращения Меркурия вокруг Солнца равно 88 сут, Венеры — 225 сут, Земли — около 365 сут, Урана — примерно 84 года. У Солнца период осевого вращения составляет 25 сут.

В ходе охлаждения молодых планет до их отвердения происходил тот же процесс, при котором они образовались сами. Их охлаждение и сжатие привело к возникновению спутников планет. Как планеты, так и спутники, по Лапласу, должны были вращаться в ту же сторону, что и Солнце. Но такая система (центральное сгущение — Солнце, газовые кольца-планеты, их спутники) вращалась уже не как твердое тело и не с одинаковой скоростью, так как после отделения очередного кольца скорость оставшейся внутренней части туманности возрастала.

Возникновение вращения планет вокруг своей оси Лаплас объяснял подобно Канту: каждое газовое кольцо вращалось вокруг Солнца так, что его частицы за одно и то же время делали полный оборот вокруг Солнца. Это означает, что на внутреннем краю кольца частицы двигались медленнее, чем на внешнем, и поэтому внешние части как бы забегали вперед относительно внутренних и приводили во вращение образующийся газовый шар. Постепенно начальная скорость вращения образующихся планет увеличивалась из-за сжатия при охлаждении.

Значение гипотезы Лапласа заключается в том, что он упрощил фундаментальную идею одновременности или хотя бы взаимосвязанности процессов образования Земли, других планет и

Солнца, идею эволюции мировых тел, их естественного и постоянного развития из простых форм материи в более сложные. Эта гипотеза показала, что Солнечная система является необходимым следствием действия законов во Вселенной в далеком прошлом и тем самым нет места случайности в образовании планет и тем более потустороннему вмешательству в строение мира.

Гипотезы Канта и Лапласа долгое время пользовались большим успехом, они оказали большое влияние на развитие науки в целом. Лишь гораздо позднее имена создателей этих двух независимых гипотез слились в знаменитом сочетании «гипотеза Канта—Лапласа». Однако по мере накопления новых фактов о Солнечной системе, открытия множества малых планет (астероидов) и целого ряда спутников у больших планет гипотеза Лапласа, как и Канта, постепенно теряла свои позиции. В 1846 г. была открыта восьмая планета — Нептун, в 1930 г. — девятая планета Плутон. Во второй половине XX в. Солнечная система «пополнилась» еще целым рядом неизвестных ранее астероидов и спутников планет. Так как основная масса Солнечной системы сосредоточена в Солнце (99,87 %), то эти «пополнения» существенно увеличивали не массу первичного Солнца, а его первоначальный объем и как следствие уменьшали плотность. Простые расчеты показывают, что предполагаемая плотность первичной солнечной атмосферы во времена Лапласа (тогда были известны только семь больших планет) была в  $2,5 \cdot 10^3$  раз меньше плотности воздуха у земной поверхности. Открытие планеты Нептун, расположенной дальше от Солнца, чем Уран, в 1,57 раза, увеличило предполагаемый объем Солнца в 3,87 раза. Это означает, что плотность первичного Солнца должна была быть в 3,87 раза меньше, чем по расчетам Лапласа, — около  $5 \cdot 10^{-9}$  кг/м<sup>3</sup>. Если учесть открытие планеты Плутон, то плотность протопланетной туманности, расщепившейся на кольца, не должна была превышать  $2 \cdot 10^{-9}$  кг/м<sup>3</sup>. При такой ничтожной плотности вещества сцепление частичек или их притяжение друг к другу, сгущение в планеты не могло произойти, ибо газовые кольца рассеялись бы в пространстве.

Наиболее серьезным возражением против гипотезы Лапласа является следующее. Около 98 % момента количества движения Солнечной системы приходится на планеты и лишь около 2 % — на Солнце. Поэтому возникает вопрос, каким образом произошло такое распределение момента количества. Следуя гипотезе Лапласа, в настоящее время Солнце должно было бы вращаться вокруг своей оси значительно быстрее, чем фактически наблюдается. Это означает, что его момент количества движения должен быть больше, чем 2 % момента количества движения Солнечной системы.

На смену гипотезе Лапласа в 1917 г. появилась гипотеза Джинса, крупнейшего английского физика-теоретика с идеалистическими воззрениями. Эта гипотеза тогда пользовалась наибольшей популярностью среди ряда других так называемых катастро-

фических гипотез (гипотезы Бюффона, Джеффриса, Мультона и Чемберлена и др.), согласно которым Солнце когда-то испытало катастрофу от близкого контакта с другой звездой. По гипотезе Джинса, планеты образовались из горячего вещества, вырванного из Солнца вследствие сильного гравитационного воздействия со стороны звезды, некогда промчавшейся поблизости от него.

Но уже в 20-е годы XX в. гипотеза Джинса стала подвергаться критике. Вопреки всем тогдашним достижениям науки, Джинс объяснял образование планет не естественным ходом развития небесных тел, а случайным явлением. При этом пролетающая звезда должна была бы проследовать в плоскости экватора Солнца и в направлении его вращения, а расстояние между звездой и Солнцем должно было составлять около 150 млн км. Одновременное совпадение этих трех маловероятных и независимых событий, по мнению математиков, невероятно. Да и сам Джинс в 1935 и 1944 гг. вынужден был отказаться от своей идеи о том, что из горячей струи, вырванной из Солнца, сгустились планеты. Расчеты показали также, что вероятность близкой встречи звезд чрезвычайно мала, почти исключена. Все это, а также утверждение Джинса об исключительности Солнечной системы во Вселенной сделала его гипотезу несостоятельной со всех точек зрения.

С крахом гипотезы Джинса в планетной космогонии наступила пора депрессии. Предлагавшиеся многочисленные «гипотезы» были либо искусственными построениями, либо представляли отдельные неразработанные идеи некоторых известных астрономов и астрофизиков (Линдолад, Альвен, Эджворт и др.). Из этого тупика планетная космогония была выведена выдающимся советским математиком и геофизиком О. Ю. Шмидтом, который показал, что проблему происхождения Солнечной системы условно можно разделить на три крупные части. Первая включает объяснение происхождения Солнца и способа формирования допланетного облака, вторая — разработку теории образования планет в ходе эволюции допланетного облака, третья сводится к установлению геофизических, геохимических и геологических последствий образования планет. Такое деление, по мнению видного советского ученого В. С. Сафронова, позволило Шмидту и его последователям разработать теорию аккумуляции планет из газово-пылевого облака, обрабатываемого вокруг Солнца, исследовать начальное состояние планет, общие закономерности состава и структуры их недр к моменту завершения процесса аккумуляции. Этим самым были соединены космогония, геология и геофизика.

*Гипотеза Шмидта* была опубликована им в 1943 г. Изучив известные к тому времени закономерности Солнечной системы, Шмидт выдвинул предположение, согласно которому Земля и другие большие планеты образовались из гигантского облака космической пыли путем объединения множества холодных и твердых частиц вращающегося газово-пылевого облака, некогда окружавшего Солнце и прошедшего длительный закономерный процесс развития (см. рис. 2.3). О. Ю. Шмидт показал, а советские ученые

А. И. Лебединский и Л. Э. Гуревич подтвердили, что допланетное газово-пылевое облако, окружающее Солнце, под влиянием вращения и столкновений частиц между собой начало быстро сплющиваться и затем превратилось в дискообразный плоский слой частиц, в центре которого находилось Солнце. Под влиянием сил взаимного притяжения в этом слое образовались местные сгущения частиц, которые впоследствии объединялись в более крупные сгустки. Укрупнившиеся сгущения постепенно увеличивались и с течением времени выросли в современные большие планеты Солнечной системы.

Находясь в поле взаимодействия сил притяжения Солнца и давления солнечного света, сгустки частиц облака распределились следующим образом: более тяжелые, состоящие из тугоплавких веществ, остались на сравнительно небольшом расстоянии от Солнца и образовали затем плотные планеты земного типа, а мелкие частицы пыли и газов удалились от Солнца и составили затем менее плотные планетные образования из водорода и его соединений с другими веществами (планеты-гиганты). Гипотеза Шмидта впервые дала научное объяснение различия планет по их составу и размерам. Она является наиболее правдоподобной, так как объясняет почти все особенности строения Солнечной системы и движения ее планет, распределение момента количества движения в Солнечной системе и т. п. Но и этой гипотезе присущи некоторые недостатки. К их числу относятся, например, такие, как неубедительность захвата Солнцем газово-пылевого облака, отрыв образования планет от образования Солнца, умалчивание об общности их образования. Следуя гипотезе Шмидта, рельеф Луны есть результат падения метеоритов, а не тектонических движений, происходящих на Луне и в настоящее время. Нет в гипотезе объяснения образования Солнца с его огромной массой, аномально большого эксцентриситета и наклона орбиты планеты Плутон.

Говоря о происхождении Земли, Шмидт указывал, что она сначала была холодной и только потом ее внутренние части начали нагреваться за счет теплоты, выделяющейся при радиоактивности. Достигла нескольких тысяч градусов. Поверхностные слои Земли, тепла в ней накопилось так много, что температура земных недр достигла нескольких тысяч градусов. Поверхностные слои Земли, вероятно, уже прошли через стадию наибольшего разогрева и начали остывать, но в глубоких внутренних частях Земли разогрев, по-видимому, продолжается.

Теория Шмидта способствовала широкому развитию новых научных исследований в астрономии, геофизике, геологии и других науках, многие из которых подтверждают основные ее положения.

В 50-е годы XX в. известный советский астроном В. Г. Фесенков опубликовал гипотезу происхождения Солнечной системы с точки зрения рождения и эволюции звезд. *Гипотеза Фесенкова* была выдвинута им на основе изучения химического состава пла-

нет. Он пришел к выводу о том, что чем больше масса планеты, тем она ближе по составу своего вещества к Солнцу. Однотипность солнечного и планетного вещества дает основание полагать, что Солнце и планеты первоначально образовались из одной и той же среды. Поскольку возраст Солнца близок к возрасту Земли, то, как считал Фесенков, Солнце и планеты образовались одновременно в результате единого процесса, который представлял собой лишь разновидность процесса происхождения кратной звездной системы из одной и той же исходной среды — некоторой газовой-пылевой туманности. Он полагал, что эта туманность вначале имела энергию вращения, не меньшую энергии вращения всей Солнечной системы.

В момент возникновения масса Солнца была примерно в 10 раз больше современной, при этом оно быстро вращалось вокруг своей оси. При своем быстром сокращении Солнце оставило в экваториальной плоскости значительное количество вещества, из которого образовались планеты. В сплошном газовой-пылевом облаке, окружающем первичное Солнце, возникли местные плотные сгущения, которые, двигаясь в более разреженной окружающей среде, присоединяли частицы к своей массе. Орбиты сгущений с самого начала мало отличались от окружностей.

Таким образом, в отличие от Шмидта Фесенков связывал образование планет с образованием Солнца и рассматривал происхождение Солнечной системы как частный случай общего происхождения и развития звездных систем. При этом обуславливается начальная однотипность планетного вещества и вещества звезды.

Несмотря на многие неясные вопросы, проблема о происхождении планет в основном получила свое разрешение. В дальнейшем стоят задачи развития и более глубокого обоснования отдельных положений космогонии. Так, например, советские ученые Т. М. Энеев и Н. Н. Козлов в конце 70-х годов XX в. предложили новую модель процесса аккумуляции планетных систем, в основе которой лежит механизм кольцевого сжатия вещества. По этой модели, газовой-пылевые сгущения, медленно сжимавшиеся за счет внутренних гравитационных сил, со временем должны были образовать планетную систему. Если же процесс сжатия шел быстро, то при определенных условиях в конце концов могли образоваться не планеты, а более мелкие объекты, по структуре похожие на астероиды. Положения этой модели подтверждены численными экспериментами на ЭВМ.

### 2.1.3. Возраст Земли и методы его определения

Определение возраста Земли имеет большое научное и практическое значение. С научной точки зрения ответ на этот вопрос крайне необходим при разработке космогонических гипотез, решении ряда кардинальных термодинамических, геохимических и некоторых других задач геофизики. Практическая его значимость неоспорима при оценке природных ресурсов, проектировании изыс-

каний и разработок полезных ископаемых с учетом возможного времени их образования.]

Космогонические гипотезы, геофизические, историко-геологические и другие исследования Земли позволяют разделить ее историю развития на два этапа. Первый из них, *догеологический этап* (начальный, астрономический) начинается со времени зарождения газово-пылевой туманности и заканчивается образованием первичной водной и воздушной оболочек Земли или временем появления земной коры. Второй, *геологический этап* (геологическое время в жизни Земли) — это история формирования земной коры. Он начинается с момента активного воздействия на поверхность Земли энергии Солнца, которая вместе с энергией природных вод и биологических организмов способствовала зарождению внешних (экзогенных) геологических процессов. Эти процессы вызывали непрерывные нарушения первичной земной коры и обуславливали накопление осадков. Их слои постепенно превращались в осадочные горные породы, которые вместе с магматическими породами при определенных условиях преобразовывались в породы метаморфические. Одновременно с этим постоянные движения земной коры приводили к поднятию и опусканию огромных ее участков, к смятию пластов горных пород в складки, к возникновению трещин в них, образованию гор, горных цепей (систем), огромных впадин и других форм рельефа. Подобные циклы эволюции земной коры вели к формированию ее строения, состава и рельефа — к современному этапу ее развития, к образованию нынешних континентов, морей и океанов. Развитие земной коры идет непрерывно и продолжается в настоящее время.

При установлении возраста Земли в целом в качестве исходного материала используют метеориты. Продолжительность же геологического этапа в жизни Земли определяют по возрасту минералов и горных пород, слагающих земные толщи, имеющие слоистое строение. Каждый слой образовался за определенный промежуток времени. Поэтому суммарное время образования всех слоев будет характеризовать возраст всей их толщи — возраст земной коры.

Известно несколько методов определения возраста горных пород. Все их многообразие можно объединить в две группы. Первая включает методы определения относительного возраста, вторая — абсолютного (абсолютное летоисчисление).

*Методы определения относительного возраста горных пород* являются приближенными. Они первыми вошли в геологическую практику и фиксируют лишь последовательность образования пород, т. е. то, какие из них образовались раньше, а какие позже. Этими методами не определяют длительность образования пород в абсолютных единицах времени (год, тысячелетие, миллионы лет). К числу таких методов относятся стратиграфический, палеонтологический и петрографический.

*Стратиграфический метод* является наиболее простым и основан на изучении расположения слоев горных пород в толще

земной коры. Осадки как продукты выветривания накапливаются слоями, и поэтому нижний слой является более древним, чем слои, залегающие над ним. Такое расположение слоев присуще зонам земной коры с ненарушенным залеганием отложений осадков, однако такое залегание могло часто нарушаться, при этом слои сминались в складки различной формы. В результате сравнительно молодые слои могли оказаться покрытыми слоями более древних пород и тем самым в вертикальном профиле нарушалась хронологическая последовательность отложений осадков. Поэтому в геологической практике наиболее широкое применение получил *палеонтологический метод*. Он основан на изучении органических остатков, встречающихся в виде окаменелости в осадочных породах.

На Земле жизнь существует около 3,5 млрд лет. Все это время органический мир развивается непрерывно и последовательно. Поэтому в слоях осадочных пород различного возраста встречаются остатки животного и растительного мира различных периодов развития Земли. Сравнение этих остатков между собой дает возможность судить об относительном возрасте горных пород. Когда нет таких остатков, то другие, более тонкие методы позволяют найти так называемые химические ископаемые — сложные химические соединения, миллионы лет тому назад входившие в состав живых существ.

*Петрографический метод* основан на результатах сопоставления минерального состава, облика пород и условий их образования. Сходство пород по этим и некоторым другим характеристикам позволяет считать их разновозрастными, хотя выходы таких пород на земную поверхность могут быть пространственно удалены друг от друга.

Все рассмотренные методы обычно используют в едином комплексе.

*Методы определения абсолютного возраста горных пород* основаны на изучении продуктов распада радиоактивных элементов горных пород. Они широко вошли в повседневную практику геологов. Радиоактивные элементы попадают в породы при их формировании и подвержены самопроизвольному распаду. При этом образуются новые химические элементы, которые другим путем не возникают. Так, при распаде изотопа урана  $^{238}\text{U}$  образуется изотоп свинца  $^{206}\text{Pb}$  и выделяется гелий. Изотоп тория  $^{232}\text{Th}$  превращается в изотоп свинца  $^{208}\text{Pb}$ , углерода  $^{14}\text{C}$  — в азот  $^{14}\text{N}$  и т. д. Период полураспада радиоактивных элементов различен, как неодинаково и их содержание в породах. Например, период полураспада  $^{238}\text{U}$  составляет  $4,53 \cdot 10^9$  лет,  $^{232}\text{Th}$  —  $13,9 \cdot 10^9$  лет,  $^{14}\text{C}$  — 5750 лет. Определяя содержание радиоактивных элементов в горных породах и зная период полураспада каждого из них (он постоянен для каждого изотопа), можно по специальным формулам вычислить возраст породы.

Наиболее часто используют *свинцово-урано-ториевый, стронциевый, калий-аргоновый, радиоуглеродный* и некоторые другие

изотопные методы, позволяющие расчетным путем определять возраст горных пород в определенном интервале времени. Так, радиоуглеродный метод применяют при оценке археологических находок возрастом до 25—30 тыс. лет. Калий-аргоновый метод наиболее предпочтителен при определении возраста пород свыше 100 тыс. лет, стронциевый — 5 млн лет, свинцово-урановый — 30 млн лет и более. С помощью этих методов установлен возраст Земли, земной коры и отдельных ее участков. Оказалось, что возраст Земли составляет около  $4,55 \pm 0,55$  млрд лет, Солнечной системы — 4,8 млрд лет, земной коры — примерно 3,5—4 млрд лет. Возраст горных пород на отдельных участках земной коры очень различен. Так, наиболее древние породы о. Цейлон имеют возраст 540 млн лет, Калифорнии — 1700 млн лет, Украины — 1910 млн лет, Южной Родезии — 2675 млн лет, Антарктиды — более 3,5 млрд лет.

#### 2.1.4. Геохронологическая и стратиграфическая шкалы

На основании изучения геологических этапов в истории Земли, эволюции органического мира и времени формирования тех или иных горных пород, слагающих земную кору, были созданы стратиграфическая и геохронологическая шкалы. *Стратиграфическая шкала* показывает последовательность накопления толщ горных пород земной коры, *геохронологическая* — последовательность и соподчиненность основных этапов геологической истории Земли. Подразделения обеих шкал для удобства их использования имеют одинаковые названия (табл. 2.2).

Согласно принятым в настоящее время геохронологическим подразделениям, геологическое время делится на два *эона* — фанерозой и криптозой. Эоны подразделяются на *эры*. Эрам по стратиграфической шкале соответствуют *группы пород*, имеющих такие же названия, как эры (архейская, протерозойская, палеозойская, мезозойская, кайнозойская). Две самые древние эры — архейская и протерозойская — входят в состав криптозоэа, их часто объединяют под единым названием — докембрий, более молодые — палеозойская, мезозойская и кайнозойская — в состав фанерозоэа. Эры подразделяются на более мелкие временные отрезки — *периоды* (им соответствуют *системы*). Периоды (системы) делятся на еще более мелкие отрезки геологического времени — *эпохи* (им по стратиграфической шкале соответствуют *отделы*), эпохи (отделы) — на *века* (ярусы), века — на *времена* (соответственно ярусы — на *зоны*). Для более четкого отделения стратиграфической шкалы от геохронологической названия отделов даны в порядке их следования (нижний, средний, верхний), а названия соответствующих им эпох — по времени наступления (ранняя, средняя, поздняя). В табл. 2.2 дается также общепринятая индексация. Эры (группы) обозначают двумя большими буквами (например, протерозой — PR), периоды и системы — одной (девон — D), эпоха или отдел — цифровой у основания буквы



ТАБЛИЦА 2.2  
 Геохронологическая (стратиграфическая) шкала

Эон	Эра (группа)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Индекс	Цвет на геологической карте	
Фанерозой	Кайнозой- ская (кайно- зой) KZ (Kz)	Четвертич- ный Q	Современная (современ- ный)	Q <sub>4</sub>	Светло-серый	
			Поздняя (верхний)	Q <sub>3</sub>	"	
			Средняя (средний)	Q <sub>2</sub>	"	
			Ранняя (нижний)	Q <sub>1</sub>	"	
		Неогеновый (неоген) N	Плиоцен (верхний)	N <sub>2</sub>	Лимонно-жел- тый То же	
			Миоцен (нижний)	N <sub>1</sub>		
			Палеогено- вый (палео- ген) P (P <sub>g</sub> )	Олигоцен (верхний)	P <sub>3</sub>	Желтый
		Эоцен (средний)		P <sub>2</sub>	"	
		Палеоцен (нижний)		P <sub>1</sub>	"	
		Мезозой- ская (мезо- зой) MZ (Mz)	Меловой (мел) K (Cr)	Поздняя (верхний)	K <sub>2</sub>	Светло-зеленый
	Ранняя (нижний)			K <sub>1</sub>	"	
	Юрский (юра) J		Поздняя (верхний)	J <sub>3</sub>	Голубой	
			Средняя (средний)	J <sub>2</sub>	"	
			Ранняя (нижний)	J <sub>1</sub>	"	
	Триасовый (триас) T		Поздняя (верхний)	T <sub>3</sub>	Фиолетовый	
			Средняя (средний)	T <sub>2</sub>	"	
			Ранняя (нижний)	T <sub>1</sub>	"	
	Палеозой- ская (па- леозой) PZ (Pz)		Пермский (пермь) P	Поздняя (верхний)	P <sub>2</sub>	Оранжевый
				Ранняя (нижний)	P <sub>1</sub>	"
		Каменно- угольный (карбон) C	Поздняя (верхний)	C <sub>3</sub>	Серый	
			Средняя (средний)	C <sub>2</sub>	"	
			Ранняя (нижний)	C <sub>1</sub>	"	
		Девонский (девон) D	Поздняя (верхний)	D <sub>3</sub>	Коричневый	
Средняя (средний)			D <sub>2</sub>	"		
Ранняя (нижний)			D <sub>1</sub>	"		

Эон	Эра (группа)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Индекс	Цвет на геологической карте			
Фанерозой	Палеозойская (палеозой) PZ (Pz)	Силурийский (силур) S	Поздняя (верхний)	S <sub>2</sub>	Коричневато-зеленый То же			
			Ранняя (нижний)	S <sub>1</sub>				
			Ордовикский (ордовик) O	Поздняя (верхний)		O <sub>3</sub>		
				Средняя (средний)		O <sub>2</sub>		
		Кембрийская (кембрий) E (Em)	Ранняя (нижний)	O <sub>1</sub>	Синевато-зеленый То же "			
			Поздняя (верхний)	E <sub>3</sub>				
				Средняя (средний)		E <sub>2</sub>		
				Нижняя (нижний)		E <sub>1</sub>		
			Криптозой (докембрий)	Протерозойская (протерозой) PR (Pr)		Поздняя (верхний)	PR <sub>3</sub>	Желтовато-розовый
						Средняя (средний)	PR <sub>2</sub>	То же
Ранняя (нижний)	PR <sub>1</sub>	"						
Архейская (архей) AR (Ar)	Архейская группа не имеет общепринятых подразделений. Подразделения имеют местное значение			Розовый				

Примечание. В скобках приведены индексы, применявшиеся ранее.

(например, верхняя пермь — P<sub>2</sub>). Для составления геологических карт и разрезов и удобства их чтения, кроме индексов, принятых в геохронологической шкале, применяют цветовую окраску стратиграфических подразделений (например, отложения юрского возраста соответствует голубой цвет, каменноугольного — серый).

## 2.2. Форма, размеры и движения Земли

Исследования формы (фигуры) и движений Земли в прошлом способствовали открытию многих законов природы (расположение материков и океанов, смена времен года, дня и ночи и т. д.). Эти вопросы продолжают оставаться актуальными и в настоящее время. Для понимания многих закономерностей строения и состава геосфер, формирования климата и теплового баланса Земли и познания целого ряда других природных явлений планетарного масштаба важно иметь правильное представление о форме Земли, ее геометрических размерах и параметрах различных движений.

Интерес к определению истинной формы Земли и ее размеров возрос также в связи с исследованиями космического пространства и планет Солнечной системы.

### 2.2.1. Форма и размеры Земли

Форма Земли интересовала ученых с древнейших времен, и представление о ней эволюционировало вместе с развитием взглядов человечества на пространство. Первые представления базировались на чувственном восприятии Земли; считалось, что она плоская, дискообразная, окружена мифической рекой Океан. В дальнейшем, в VI в. до н. э. были высказаны предположения о шарообразности Земли, а спустя три века Архимед ввел понятие о сфероиде — поверхности, близкой по форме к сфере.

В конце III — начале II в. до н. э. Эратосфен, который впервые вычислил разность географических широт Асуана и Александрии, определил размеры Земли, учитывая ее шарообразность. Зная расстояние между указанными пунктами, он рассчитал, что радиус земного шара равен 6 311 000 м. Вплоть до XVII в. господствовало представление о Земле как о шаре с таким радиусом. С появлением более совершенных технических средств и методов триангуляционных работ начали проводиться уточнения размеров и формы Земли. Так, в 1669—1670 гг. французский астроном Пикар по измерениям длины дуги меридиана в  $1^{\circ}22'55''$  вычислил, что радиус Земли составляет 6 371 692 м.

Данные Пикара и работа Коперника «Об обращении небесных сфер» (1543 г.) послужили основой для разработки Ньютоном в 1687 г. теории фигуры Земли. Рассматривая суточное вращение Земли, Ньютон заключает, что «...фигура планеты при не очень быстром вращении должна принять форму эллипсоида вращения».

Земной эллипсоид вращения отличается от шара тем, что он сплюснут у полюсов, меридианы его представляют собой эллипсы, полярная и экваториальная полуоси имеют различную длину. Это означает, что кривизна дуги меридиана у полюсов меньше, чем у экватора. Данные фактических измерений объективно подтверждают указанное различие длины дуг меридиана (табл. 2.3).

ТАБЛИЦА 2.3

Длина дуги $1^{\circ}$ меридиана					
Географическая широта, $^{\circ}$ С . . . . .	0	20	40	60	80
Длина дуги, $10^3$ м . . . . .	110,6	110,7	111,0	111,4	111,7

Эллипсоид вращения характеризуется большой экваториальной ( $a_0$ ) и малой полярной ( $b$ ) полуосями, а также полярным сжатием  $\alpha$ :

$$\alpha = (a_0 - b)/a_0. \quad (2.1)$$

Сжатие земного эллипсоида можно также выразить через силы вращения Земли и ускорение свободного падения:

$$\alpha = k\omega^2 d/g_0, \quad (2.2)$$

где  $k$  — коэффициент пропорциональности, зависящий от плотности Земли;  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $d$  — радиус вращения;  $g_0$  — ускорение свободного падения на экваторе.

В дальнейшем будет показано, что плотность всех геосфер по вертикали не остается постоянной, она неодинакова и в разных точках на одной и той же глубине (высоте). Неравномерное распределение суши и моря на земном шаре усиливает неравномерность пространственного распределения плотности Земли. Все это свидетельствует о том, что на величину  $\alpha$  влияют не только скорость осевого вращения Земли и ее размеры, но и характер внут-

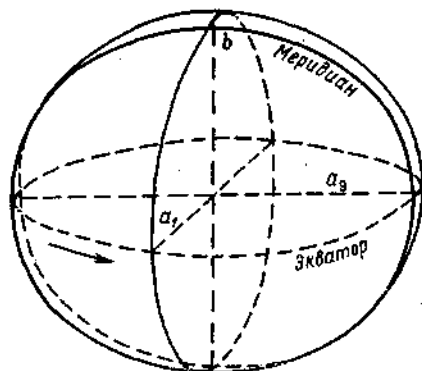


Рис. 2.4. Трехосный эллипсоид вращения.

реннего строения планеты (степень ее однородности). Изменение одной из компонент правых частей формул (2.1) и (2.2) вызывает изменение величины  $\alpha$ .

Значения коэффициента  $k$  в формуле (2.2) заключены в некотором интервале. Первое крайнее значение этого интервала ( $k=1,25$ ) принято Ньютоном на основе предположения о равенстве плотности во всех точках твердого тела Земли, второе ( $k=0,50$ ) — Гюйгенсом при допущении, что вся масса Земли сосредоточена в ее центре. В соответствии с указанными допущениями,  $1/230 > \alpha > 1/576$ .

На протяжении XVIII—XIX вв. и первых десятилетий XX в. ученые различных стран проводили обширные работы по градусным измерениям на земной поверхности. В результате работ русских геофизиков Ф. Ф. Шуберта, В. Ф. Струве, советских ученых Ф. Н. Красовского, А. А. Изотова, А. Я. Орлова и некоторых других было установлено, что Земля не является ни шаром, ни двухосным эллипсоидом вращения, а больше всего по форме приближается к *трехосному эллипсоиду вращения*. Этот эллипсоид отличается от обычного тем, что у него не только меридианы, но и экватор является эллипсом. В 1940 г. Изотовым под руководством Красовского были вычислены элементы земного трехосного эллипсоида. Его размеры таковы (рис. 2.4):  $a_2=6378,245$  км, малая экваториальная полуось  $a_1=6378,032$  км,  $b=6356,863$  км,  $a_2 - b=21,382$  км,  $\alpha=1 : 298,3$ .

Объем земного трехосного эллипсоида и площадь его поверхности соответственно равны  $1,083 \cdot 10^{21}$  м<sup>3</sup> и  $5,1 \cdot 10^{14}$  м<sup>2</sup>, длина окружности меридиана составляет 40 008,548 км, радиус шара такого же объема равен 6371,200 км. Экваториальное сжатие  $\alpha_0 = (a_0 - a_1)/a_0 = 1/30\,000$ . В СССР этот эллипсоид принят с 1946 г. для заданий системы координат и обработки геодезических измерений. Он носит название *эллипсоида Красовского* в честь выдающегося советского ученого.

В последнее время на основе анализа движений ИСЗ, запущенных по полярным орбитам, найдено, что коэффициент  $k$  в формуле (2.2) равен 0,966. В соответствии с этим полярное сжатие Земли равно  $1/298,25$ . Этим значением и предпочитают теперь пользоваться. Характерно, что результаты геодезических измерений практически не противоречат значению  $\alpha$ , полученному по спутниковым данным, однако результаты геодезических измерений систематически смещены от этого значения в одну сторону.

На основе многочисленных измерений Международный астрономический союз в 1964 г. принял следующие значения элементов двухосного земного эллипсоида: экваториальная полуось 6378,160 км, полярная полуось 6356,780 км и сжатие 1 : 298,25.

Данные ИСЗ и наземные измерения показывают также, что Южное полушарие Земли более сжато, чем Северное. При этом земной трехосный эллипсоид по форме ближе подходит к сердцевидной фигуре — *кардиоиду* — с осевой впадиной на Южном полюсе и выпуклостью на Северном.

Форма Земли не остается постоянной. Она изменяется под влиянием внешних и внутренних факторов. Основными из них являются изменения геометрических размеров, массы и скорости вращения Земли, а также внутреннего ее строения. Точная оценка вклада каждого из этих факторов в изменение формы Земли представляет собой очень сложную проблему. Однако направленность изменения полярного сжатия может быть оценена уже сейчас.

Под влиянием приливного торможения Земли в системах Земля—Луна и Земля—Солнце (см. гл. 5) полярное сжатие земного сфероида  $\alpha$  убывает. На это, так называемое вековое, уменьшение  $\alpha$  накладываются пульсационные колебания, обусловленные неустойчивостью внутренних слоев нашей планеты. Характерно, что скорость изменения  $\alpha$  в Северном и Южном полушариях неодинакова: в ходе векового уменьшения  $\alpha$  Северное полушарие опережает Южное. Причиной этого является асимметричность сил вращения Земли, возникающая вследствие несимметричности Северного и Южного полушарий.

Несимметричность полушарий выражается в том, что в Северном по площади преобладают материки, в Южном — океаны, на Южном полюсе находится материк, на Северном — океан. Также различны геологическая история и состав вещества верхних слоев твердого тела Земли обоих полушарий. Указанная несимметричность тормозит сжатие Северного полушария и ускоряет сжатие Южного. Поэтому общее объемное сжатие Южного полушария,

по данным советского ученого Г. Н. Каттерфельда (1962 г.), происходит быстрее, чем Северного, причем полярное сжатие Южного полушария растет по сравнению со сжатием Северного, в результате возникает полярная асимметрия формы Земли.

Если бы весь земной шар был покрыт неглубоким морем, то форма поверхности Земли полностью определялась бы гидростатическим равновесием воды под действием силы тяжести и сил, возникающих из-за вращения Земли. Получающаяся при этом эквипотенциальная поверхность<sup>1</sup> носит название *геоида* (рис. 2.5). Под такой поверхностью понимается уровенная поверхность, сов-



Рис. 2.5. Поверхность геоида и эллипсоида вращения.

падающая со средним уровнем Мирового океана и мысленно продолженная под материк. Поверхность геоида всюду перпендикулярна к направлению силы тяжести.

Рельеф поверхности материков (горные хребты, котловины и т. д.), как и сами материк, создает заметное отклонение реальной земной поверхности от геоида. Не в меньшей мере этому способствует неравномерное распределение твердых масс в теле Земли. В итоге форма геоида отличается от эллипсоида вращения, обычно принимаемого в геофизике за истинную форму Земли.

Поверхность геоида достаточно сложная и обычно всюду выпуклая в соответствии с выпуклостью поверхности Мирового океана. Она редко выступает над поверхностью сфероида. Так, на экваторе отклонения геоида от сфероида обычно составляют не более  $\pm 100$  м и лишь в отдельных случаях  $+125$  и  $-140$  м. Действительная поверхность Земли имеет весьма неправильную форму. Поэтому в последнее время делаются попытки определить размеры общего земного эллипсоида, т. е. такого, центр которого совпадает с центром инерции Земли, ось — с осью вращения, а сумма квадратов отклонений точек поверхности от геоида минимальна. В этом смысле важнейшая роль принадлежит многоплановым измерениям с помощью ИСЗ.

### 2.2.2. Орбитальное движение Земли и ее осевое вращение

Галактика вращается вокруг своей оси с неодинаковой угловой скоростью в различных точках системы: скорость возрастает по мере удаления от ядра системы к ее периферии. Полный обо-

<sup>1</sup> Эквипотенциальная поверхность — поверхность, во всех точках которой гравитационный потенциал постояен.

рот на расстоянии Солнца от ядра Галактика совершает как минимум за 180 млн лет, вращаясь со скоростью около  $25 \cdot 10^4$  м/с. Галактика постоянно поступательно движется в направлении созвездия Единорога со скоростью около  $21 \cdot 10^4$  м/с. В этих движениях вместе с Солнцем участвует Земля как составная часть Солнечной системы.

Одновременно с этим 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. Характерно, что на отдельных участках орбиты движение Земли происходит быстрее, чем на других. Первую половину своей орбиты планета проходит примерно за 186 сут (с 21 марта по 23 сентября), вторую — за 179 сут (с 23 сентября по 21 марта). Наибольших значений скорость орбитального движения достигает в перигелии, наименьших — в афелии. При средней, или так называемой круговой, скорости Земли, равной 29 780 м/с, различие скоростей в перигелии и афелии составляет около 950 м/с.

Наряду с орбитальным движением Земля постоянно совершает вращательное движение вокруг своей оси. Такое вращение происходит также с запада на восток, полный оборот вокруг своей оси планета совершает за одни сутки (23 ч 56 мин 4 с) с угловой скоростью около  $7,292116 \cdot 10^{-5}$  с<sup>-1</sup>, или со средней линейной скоростью 465 м/с.

Продолжительность такого оборота (продолжительность суток  $\tau$ ) и угловая скорость  $\omega$  меняются в течение года. Наибольших значений  $\tau$  достигает в марте ( $\tau_{III}$ ), наименьших — в августе ( $\tau_{VIII}$ ). Разность  $\tau_{III} - \tau_{VIII}$  приблизительно равна  $25 \cdot 10^{-4}$  с. Относительное изменение угловой скорости между мартом и августом составляет около  $2,8 \cdot 10^{-8}$ . По Н. Н. Павлову, значение  $\tau$  зависит от солнечной активности: при ее максимуме  $\tau$  на 0,7 с больше, чем в период ее минимума.

Главные доказательства осевого вращения Земли — это те явления на земном шаре, которые нельзя объяснить иначе, как этим движением. Так, выпуклость Земли в экваториальном поясе и сплюснутость ее у полюсов могли возникнуть лишь при участии центробежной силы, развивающейся только при вращении тел. Под влиянием этого же движения возникает так называемое поворотное ускорение (ускорение Кориолиса), действием которого объясняется подмыв правого берега рек в Северном полушарии и левого — в Южном. Это же ускорение отклоняет от меридиана воздушные и морские течения с эффектом, прямо пропорциональным массе движущихся воздушных и водных масс.

Ярким доказательством осевого вращения Земли является известный опыт, поставленный Фуко в 1851 г. с физическим маятником. Опыт основан на законе механики, в силу которого всякое качающееся тело стремится сохранить плоскость своего качания

при одном условии: на него не действует никакая другая сила, кроме силы тяжести.

Если длинный маятник подвесить на широте  $\varphi$ , то наблюдателю будет казаться, что со временем плоскость качания поворачивается вокруг вертикали данного места по часовой стрелке (в Южном полушарии — против часовой стрелки). В действительности же поворачивается не плоскость качания маятника (она остается неизменной), а Земля под маятником с запада на восток. Угловая скорость этого поворота  $\omega_\varphi$  составляет  $\omega \sin \varphi$  или примерно  $7,292116 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ . За одни сутки плоскость колебания маятника совершает кажущийся полный оборот относительно поверхности Земли с угловой скоростью  $\omega = 15^\circ$  за 1 ч. Поэтому суточный поворот составляет  $24\omega \sin \varphi$ . Из выражения  $\omega_\varphi = \omega \sin \varphi$  нетрудно видеть, что по мере продвижения от экватора к полюсам угловая скорость поворота возрастает соответственно от 0 до  $15^\circ$  за 1 ч. Это означает, что на любой промежуточной широте между 0 и  $90^\circ$  поворот горизонта больше, чем на экваторе, и меньше, чем на полюсе.

Другим важным доказательством осевого движения Земли является отклонение падающих тел к востоку в Северном и к западу — в Южном полушарии. Это связано с тем, что чем дальше находится точка от оси вращения Земли, тем больше ее скорость вращения с запада на восток. Отклонение падающего тела к востоку  $x$  зависит от высоты падения  $z$  и географической широты  $\varphi$  следующим образом:

$$x = 0,22z \sqrt{z} \cos \varphi. \quad (2.3)$$

Скорости осевого вращения и движения Земли не остаются постоянными. *Изменения скорости осевого вращения* могут быть трех типов: вековые, нерегулярные (скачкообразные) и периодические (сезонные). *Вековые изменения* приводят к увеличению периода вращения Земли вокруг своей оси. В результате продолжительность суток, например, за последние 2000 лет возрастала в среднем на 0,0023 с в столетие. *Нерегулярные изменения* скорости могут удлинять или сокращать продолжительность суток до 0,004 с. *Периодические изменения* ведут к тому, что время осевого вращения Земли в течение года может различаться на  $\pm 0,001$  с.

*Изменения скорости орбитального движения* Земли и скорости ее осевого вращения происходят под действием ряда причин. Они условно могут быть объединены в две группы — внутренние и внешние. К первым из них относятся те, которые обуславливаются колебанием момента инерции Земли.

Известно, что момент количества вращения  $I$  свободно вращающегося тела есть величина постоянная и представляет собой произведение момента инерции  $I'$  на угловую скорость  $\omega$ .

Для Земли

$$I = I' \omega = \kappa M \bar{R}^2 \left( 1 + \frac{2}{3} a \right) \omega, \quad (2.4)$$



где  $\kappa$  — коэффициент, зависящий от структуры планеты (распределения плотностей горных пород по ее радиусу) — так называемый структурный коэффициент<sup>1</sup>;  $M$  и  $\bar{R}$  — соответственно масса и средний радиус Земли.

Значит, если  $I'$  будет уменьшаться (например, из-за уменьшения  $\kappa$  и  $\bar{R}$ ), то скорость вращения Земли возрастет. По данным В. Мейермана, Н. Парийского и Г. Н. Каттерфельда, средняя интенсивность уменьшения земного радиуса составляет около 5 см за 100 лет, достигая в отдельные периоды 12 см. В то же время уменьшение величины  $\bar{R}$  ведет к уплотнению земных недр, т. е. к уменьшению коэффициента  $\kappa$ . Это неизбежно способствует росту значений  $\omega$ .

Уменьшение радиуса Земли происходит неравномерно. Это усиливается неустойчивостью механического и физико-химического состояния земных недр. Так, давление в центре Земли  $P_3$ , по П. Н. Тверскому, равно:

$$P_3 = f_3 M^2 / (8\pi \bar{R}^2), \quad (2.5)$$

где  $f_3$  — гравитационная постоянная.

Из формулы (2.5) видно, что небольшое уменьшение радиуса планеты сопровождается резким увеличением давления во всех слоях ее недр. Это приводит к перетоку новых масс планеты в состав ее ядра и его уплотнению. В итоге давление  $P_3$  растет, а объем планеты уменьшается. В целом из-за гравитационного сжатия и уменьшения земного радиуса наблюдается так называемое *вековое ускорение вращения* планеты, составляющее в относительных единицах  $1,4 \cdot 10^{-8}$  в столетие.

Наряду с внутренними причинами значительно большее влияние на изменения скорости орбитального движения и осевого вращения Земли оказывают внешние причины. В первую очередь к ним следует отнести приливное трение, воздушные течения и взаимодействие сезонной циркуляции атмосферы с поверхностью Земли. Сущность влияния заключается в следующем. В результате влияния на Землю притяжений Луны и Солнца в океанах и морях образуются приливные волны (см. гл. 5). Они перемещаются в направлении, противоположном вращению планеты. Это приводит к уменьшению энергии вращательного движения Земли и тем самым к замедлению ее вращения.

В земной атмосфере имеются постоянные воздушные течения, размеры которых сопоставимы с размерами материков. Скорости этих течений на высотах  $(50 \dots 70) \cdot 10^3$  м в среднем составляют зимой около 100 м/с, летом 70 м/с. Причем в общем воздушные потоки в первом случае направлены с запада на восток, во втором — с востока на запад. В более низких слоях на высотах  $(8 \dots 15) \cdot 10^3$  м скорость воздушных течений в среднем равна 40—

<sup>1</sup> Значение  $\kappa$ , по Г. Н. Каттерфельду, заключено в пределах 0,400 (однородное распределение плотностей) — 0,133 (вся масса в центре). Для Земли в настоящее время структурный коэффициент принят равным 0,33.

60 м/с, они направлены с запада на восток. В результате трения воздушного потока о земную (водную) поверхность возникает тангенциальная сила, суммарное значение которой в приземном слое атмосферы может быть большим, тем самым она способствует замедлению вращения твердой оболочки Земли. В связи с тем что воздушные течения характеризуются нестационарностью по скорости и частично по направлению, действие этой силы вызывает скачкообразные, непериодические изменения  $\omega$ .

Большая роль в изменении скорости вращения нашей планеты принадлежит взаимодействию сезонной атмосферной циркуляции с поверхностью Земли. В Северном полушарии над материками обычно летом развиваются области низкого, зимой — высокого атмосферного давления. Это связано с большей нагреваемостью летом суши, чем моря, а зимой — наоборот. В результате «избыточные массы воздуха» скапливаются над сушей зимой, над морями и океанами летом. Совместно с особенностями пространственного распределения материков в обоих полушариях это вызывает периодические изменения скорости вращения Земли. По мнению американских геофизиков Манка и Макдональда, возможные напряжения от этих избыточных воздушных масс на поверхности Земли могут в сотни раз превосходить напряжения, требуемые для объяснения наблюдаемых сезонных колебаний продолжительности суток. Поэтому, наряду с 11-летними и годовыми колебаниями скорости вращения Земли, связанными с солнечной активностью, могут существовать колебания, соответствующие разнообразным циклам погоды и имеющие период около 3 месяцев.

Впервые периодические изменения  $\omega$  были обнаружены в конце 30-х годов XX в. По данным исследований, относительные изменения в течение года значений  $\omega$  и соответствующей ей  $\tau$  заключались в пределах  $\pm 1,3 \cdot 10^{-8}$ . Позднее Стойко на основе анализа хода атомных часов установил, что годовая амплитуда  $\omega$  соответствует  $0,52 \cdot 10^{-8}$ . Д. Ю. Белоцерковский полагает, что относительное систематическое замедление скорости вращения Земли может составлять  $15 \cdot 10^{-9}$ .

### 2.2.3. Геофизические следствия формы, размеров и движения Земли

Следствий нешарообразности Земли и ее движений много. Отметим лишь те из них, которые для гидрометеорологов и географов представляют наибольший интерес. Так, эллипсоидальность и неравномерное распределение масс внутри Земли оказывают влияние на движение ИСЗ и других летательных аппаратов, находящихся на больших расстояниях от земной поверхности. Это связано с тем, что силовая функция нормального поля притяжения к земному эллипсу в первом приближении есть сумма двух слагаемых (см. гл. 5). Одно из них — силовая функция центрального поля, другое учитывает отличие фактического поля земного притяжения от центрального из-за полярного сжатия.

При небольших удалениях от земной поверхности второе слагаемое способствует существенному смещению орбиты летательного аппарата.

Большую роль форма Земли играет в формировании закономерностей географической зональности и распределении солнечного тепла на земной поверхности. Например, солнечные лучи, падающие на Землю, образуют с ней в один и тот же момент в разных ее точках различные углы, которые зависят от географической широты, высоты Солнца над горизонтом и рельефа местности. Если принять, что при вертикальном падении лучей интенсивность прямой солнечной радиации в полдень равна  $Q_{\text{п}}$ , то при встрече с земной поверхностью под углом  $\beta$  эта интенсивность будет составлять  $Q_{\text{п}} \sin \beta$ . Причем если бы Земля была идеальным шаром, то углы  $\beta_i$  закономерно уменьшались бы от экватора к полюсам. При эллипсоидальной, а тем более при кардиоидальной ее форме и при различии сжатия Северного и Южного полушарий эта закономерность изменений  $\beta_i$  существенно нарушается. Все это вместе с изменением высоты Солнца над горизонтом во времени (сутки, сезон, год) существенно сказывается на поступлении солнечного тепла в различные точки географического меридиана. Об этом можно судить по данным табл. 2.4.

ТАБЛИЦА 2.4

Суммарная солнечная радиация в Северном полушарии, мДж/м<sup>2</sup> [44]

Период	Географическая широта $\varphi^\circ$						
	0	10	30	40	60	70	90
Летнее полугодие	670,3	710,1	731,0	710,1	622,2	578,6	555,6
Зимнее полугодие	673,6	617,1	453,4	352,5	140,7	56,5	0,0
Год	1343,9	1327,2	1184,4	1062,6	762,9	635,1	555,6

Велика геофизическая роль размеров Земли. В первую очередь это относится к ее массе  $M$  и радиусу  $R$ , которые, по существу, определяют скорость  $v$ , необходимую любому телу для преодоления земного притяжения ( $v^2 = 2fM/R$ ). Для Земли  $v = 11,3$  км/с.

Орбитальное движение Земли также имеет целый ряд следствий. К их числу относятся смена времен года, обуславливающая изменения напряжения лучистого потока солнечного тепла в году (см. табл. 2.4) и в конечном итоге приводящая к так называемому годовому ходу температуры, например, воздуха, воды и горных пород верхних слоев земной поверхности.

Другим следствием вращения Земли вокруг Солнца является перемещение географических полюсов. Причина заключается в том, что при таком движении тело нашей планеты смещается

относительно оси ее вращения, хотя и не влияет на эту ось. Поэтому географические полюсы Земли в разное время совпадают с различными точками ее поверхности и тем самым совершают периодические небольшие по амплитуде, но сложные по направлению и неравномерные по скорости движения. По данным советского ученого А. А. Михайлова, за период с 1900 по 1969 г. северный полюс в течение года совершал движение вдоль эллипса с полуосями 242 и 304 см. Параметры эллипса обычно повторялись из года в год.

Прямым следствием суточного вращения Земли является смена дня и ночи. Это сопровождается изменениями в течение суток целого ряда параметров геосфер. Например, температура воздуха обладает ясно выраженным суточным ходом, обычно с максимумом в середине дня и минимумом перед восходом Солнца. В полярных районах, когда смены дня и ночи нет, температура воздуха за сутки почти не изменяется.

Осевое вращение Земли превращает приливные выступы в морях и океанах и в твердой оболочке Земли в приливную волну (см. гл. 5), которая как бы обходит вокруг планеты, перемещается навстречу ее вращения и поэтому замедляет его. Из-за возникающего торможения увеличивается продолжительность суток и это, в исторически большом масштабе времени, ведет к смене климата и других физико-географических условий. Кроме того, в результате замедления вращения уменьшается полярное сжатие Земли. Это сопровождается опусканием и сокращением материков в экваториальной области, поднятием и увеличением их площадей в полярных областях.

Важнейшими следствиями рассматриваемых движений Земли являются ритмические явления, которые, по С. В. Калеснику, представляют собой комплекс явлений, повторяющихся во времени и развивающихся в одном направлении. Ритмы имеют различную продолжительность: от одних суток (суточный ритм — смена дня и ночи) до сезона (сезонный ритм — смена сезонов года) и нескольких десятков тысяч лет. Бывают ритмы большой продолжительности (21 тыс., 40 тыс. и 92 тыс. лет), они обусловлены изменениями наклона эклиптики (от  $24^{\circ}36'$  до  $21^{\circ}58'$ ). С ритмом в 40 тыс. лет связаны изменения климата планеты и ее оледенения. Ритмы средней продолжительности (2—3, 5—6, 11, 22 и 80—90 лет) вызываются изменениями солнечной активности. Суточные и сезонные ритмы характерны для многих природных процессов (таяние ледников, физическое выветривание, суточный и годовой ход температуры сред геосфер и других климатических элементов, ледостав на водных объектах, их водность и др.).

### СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ГЕОСФЕР

#### 3.1. Атмосфера

##### 3.1.1. Происхождение атмосферы

*Атмосфера* — газовая оболочка Земли. Она представляет собой механическую смесь газов, имеющих различное происхождение и неодинаковый возраст. Эта внешняя геосфера имеет длительную историю развития.

*Первичная атмосфера* по своему составу была совершенно иной, чем современная (вторичная) атмосфера. Она была восстановительной и представляла собой продукт выплавления и дегазации вещества земных недр. Это была смесь водорода ( $H_2$ ), метана ( $CH_4$ ), аммиака ( $NH_3$ ), паров воды и некоторых сильных кислот. Присутствие в ней значительного содержания углекислого газа ( $CO_2$ ) сомнительно. Об этом свидетельствуют следы больших оледенений в древнейших слоях Земли.

Все газы первичной (бескислородной) атмосферы, входящие в современную атмосферу, выделялись из глубин Земли постепенно, в течение значительной части геологической истории нашей планеты или были преобразованы в самой атмосфере в результате дегазации. Большая часть газов земной коры ( $CH_4$ ,  $N_2$  с примесями  $H_2S$  и  $Ar$ ) и мантии ( $H_2$ ,  $SO_2$ ,  $H_2S$  и даже  $HCl$  и  $HF$ ) вступали в реакцию с водой и минералами коры, некоторая часть молекул этих газов расщеплялась под действием солнечной радиации. Газы выходили на земную поверхность при вулканических процессах по крупным разломам земной коры, медленно просачивались во внешнее пространство через рыхлые и пористые породы. Поле тяготения Земли удерживало вышедшие из земных недр газы, которые соединялись между собой при различных химических реакциях. Постепенно плотность первичной атмосферы повышалась за счет непрерывной дегазации земных недр. Большая часть водяных паров конденсировалась и выпадала на Землю, меньшая — оставалась в газообразном состоянии над земной поверхностью. Лишь очень легкие газы ( $H_2$ ,  $He$ ) рассеивались в космосе, а инертный аргон накапливался в атмосфере. Некоторая часть газов ( $He$ ,  $Ar$ ) образовалась ядерным путем при распаде радиоактивных элементов. Позднее, около  $3,5 \cdot 10^9$  лет назад, атмосфера стала азотно-аммиачно-углекислой, в ней содержание  $CO_2$  достигало уже 50—60 %.

В дальнейшем, в раннем протерозое (2,6—1,9 млрд лет назад) происходило изменение состава первичной атмосферы в результате процессов гидратации океанической коры океаническими водами.

С этого времени начал действовать мощный механизм связывания  $\text{CO}_2$  в карбонатах, а его парциальное давление в атмосфере начало уменьшаться. Из рифтовых зон (см. гл. 4) срединно-океанических хребтов как «поставщиков» свежих горных пород на земную поверхность в открытый океан в массовом количестве начали поступать и отлагаться мощные толщи карбонатных пород. Эти породы связали в себе весь тот  $\text{CO}_2$ , который перед тем накопился в первичной архейской атмосфере (3,5—2,6 млрд лет назад). Одновременно с карбонатами из рифтовых зон выносилось двухвалентное железо, которое на мелководье постепенно окислялось до трехвалентного, усиленно поглощавшего кислород, вырабатываемый микроводорослями. Поэтому в докембрийскую эпоху атмосфера Земли имела очень низкое парциальное давление кислорода. Лишь после полного исчезновения свободного железа в мантии, на рубеже протерозоя и фанерозоя (570 млн лет назад), кислород начал накапливаться в атмосфере.

Свободный кислород, выделяемый из земных недр, практически весь затрачивался на окисление некоторых металлов верхней толщи Земли и на окисление  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ . Другим, очень слабым источником образования кислорода был распад молекул воды на составные части под воздействием ультрафиолетовых лучей Солнца в верхних слоях воздушной оболочки Земли. Основная же масса кислорода образовывалась при разложении  $\text{CO}_2$  в процессе фотосинтеза, в ходе которого выделялся свободный кислород  $\text{O}_2$ . По данным советского академика Л. С. Берга, уже в архейскую эпоху начался фотосинтез, развитие которого приводило к возрастанию содержания  $\text{O}_2$ , особенно за счет такого источника, как морской фитопланктон. Иными словами, образование кислорода связано с появлением жизни на Земле, с образованием вначале микроскопических, а затем и крупных растений. По мнению многих ученых, биосфера и масса органического вещества в ней постепенно увеличивались. Это происходило, видимо, из-за аккумуляции живыми организмами продуктов эволюции первично вулканической воды и газов.

Появление кислорода в первичной земной атмосфере резко изменило ее состав:  $\text{CH}_4$  и  $\text{NH}_3$  окислялись до  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$ . Но  $\text{CO}_2$  не накапливался в атмосфере, он поглощался океаном, растворяясь в его водах, связываясь в живых организмах морей и осаждаясь в виде угольной кислоты  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , способствуя образованию известняковых толщ. Постепенно в атмосфере Земли стали преобладать  $\text{N}_2$  и постоянно расходуемый и воспроизводимый  $\text{O}_2$ . Так около 200 млн лет тому назад сформировалась современная *вторичная атмосфера*, в которой преобладает  $\text{N}_2$ . Из современной атмосферы  $\text{N}_2$  частично возвращается в недра Земли в виде ряда нитратов, особенно натрия ( $\text{NaNO}_3$ ) и калия ( $\text{KNO}_3$ ). Но эти расходы атмосферного азота невелики: его больше поступает в атмосферу, чем расходуется. В далеком прошлом, более 500 млн лет назад, в первичной атмосфере Земли масса кислорода составляла около 33 % его современной массы и постепенно увеличивалась.

Рост этот был неравномерным. По данным советских ученых (М. Будыко, А. Бронов и др.), первое резкое повышение содержания кислорода произошло в девоне—карбоне (350—300 млн лет назад). В это время его в атмосфере было столько же, сколько во вторичной атмосфере. Затем содержание кислорода постепенно уменьшалось, и в триасе (около 200 млн лет назад) количество его стало таким же, каким оно было в начале фанерозоя. Второе резкое повышение массы кислорода произошло в середине мезозойской эры (примерно 150 млн лет назад).

*Третичная атмосфера* может возникнуть постепенно путем эволюции вторичной атмосферы. С течением длительного времени в ней будут накапливаться азот, аргон, уменьшаться содержание кислорода из-за остывания Земли. По-видимому, третичная атмосфера будет состоять из азота, аргона и, возможно, углекислого газа.

### 3.1.2. Форма, размеры и строение атмосферы

Подобно твердому телу Земли, его воздушная оболочка не представляет из себя идеальной сферы. Форма атмосферы несимметрична относительно центра тяжести Земли. В центре эклиптики атмосфера имеет выступ в направлении, противоположном Солнцу. По мнению академика В. Г. Фесенкова, этот выступ представляет собой светящееся скопление азота и кислорода, уходящих из атмосферы в сторону, противоположную Солнцу. Длина выступа («газового хвоста» Земли) около  $120 \cdot 10^6$  м. В связи с этим по форме атмосфера Земли близка к эллипсоиду вращения, большая полуось которого в 1,2 раза больше малой полуоси.

*Масса атмосферы*, оцениваемая с учетом особенностей рельефа Земли и распределения температуры по ее поверхности, составляет  $5,27 \cdot 10^{18}$  кг. В теплый период года она больше, чем в холодный, примерно на  $10^{10}$  кг. Это обусловлено активизацией биологических процессов, сопровождаемых выделением газов. В результате планетарного тепло- и массообмена масса атмосферы имеет сезонное перераспределение. В период с января по июль из Северного полушария переходит в Южное около  $4 \cdot 10^{15}$  кг воздуха. Во время муссонных тропических ветров во вторую половину года около 0,078 % массы атмосферы совершает обратный путь из Южного полушария в Северное. Масса атмосферы распределена по высоте неравномерно: около 50 % ее сосредоточено в нижнем 5-километровом слое, 75 % — до высоты 10 км, 90 % — до 16 км, 95 % — до 20 км, около 99 % находится в нижнем 30-километровом слое.

Нижней границей атмосферы является поверхность материков и океанов. *Верхнюю границу атмосферы* точно определить сложно. О наличии газовой оболочки Земли судят по плотности атмосферного воздуха  $\rho$  (кг/м<sup>3</sup>). У поверхности Земли  $\rho \approx 1,24 \dots 1,30$  кг/м<sup>3</sup>. С высотой значения  $\rho$  монотонно уменьшаются и на высоте 60—70 тыс. км над земной поверхностью постепенно приближаются к плотности межпланетной среды ( $10^{-21}$  кг/м<sup>3</sup>). На таком

удалении от земной поверхности существует не собственно воздушная оболочка, а отдельные молекулы и атомы, имеющие длину свободного пробега в тысячи километров. Наблюдения за торможением ИСЗ, полеты космических кораблей, летающих «зондов» показывают, что атмосфера простирается до высоты 3000 км.

Важнейшими характеристиками физического состояния атмосферы являются, кроме плотности, атмосферное давление, температура и влажность воздуха, содержание твердых и жидких примесей. Все эти характеристики изменяются как по вертикали (по мере подъема от земной поверхности к верхней границе атмосферы), так и по горизонтали (при движении по широте или долготе), причем наиболее резкие изменения наблюдаются в вертикальном направлении. Так, например, температура воздуха в нижних слоях атмосферы убывает с высотой в среднем на 6—7°C на каждый километр высоты. В горизонтальном направлении на 6—7°C температура воздуха изменяется через 500—600 км.

Подобные данные о пространственных изменениях других характеристик физического состояния атмосферы свидетельствуют о том, что она является более неоднородной средой по вертикали, чем по горизонтали. В вертикальном направлении в атмосфере можно выделить слои, в пределах которых либо однотипны (одинакового знака) изменения физических характеристик, либо воздух однороден по своему газовому составу.

В настоящее время по вертикали атмосферу делят по следующим четырем признакам: термическому режиму (изменение или распределение температуры с высотой), составу атмосферного воздуха, взаимодействию атмосферы с земной поверхностью, влиянию атмосферы на летательные аппараты.

Выделяемые слои атмосферы по каждому признаку и их средние границы представлены в табл. 3.1. Границы основных слоев не остаются постоянными, они изменяются главным образом в зависимости от широты места и времени года. Особенно это относится к *слоям атмосферы, выделяемым по условиям вертикального распределения температуры*. Так, толщина тропосферы изменяется от 16—18 км над экватором до 8—10 км, а иногда и до 6 км в полярных широтах.

*Тропосфера* является важнейшим слоем атмосферы, где происходят различные метеорологические явления. Это наиболее плотный и неоднородный по вертикали и горизонтали слой воздушной оболочки земного шара. Здесь сосредоточено до 79 % всей массы атмосферы в умеренных и до 90 % — в низких широтах. В зависимости от изменчивости основных характеристик физического состояния атмосферного воздуха по вертикали тропосферу принято разделять на три слоя: *нижнюю тропосферу (пограничный слой)* высотой до 1,0—1,5 км, *среднюю тропосферу* с границами в среднем от 1,0—1,5 до 6,0—8,0 км и *верхнюю тропосферу* — от 6,0—8,0 до 11 км. Толщина и граница этих слоев могут периодически изменяться.



ТАБЛИЦА 3.1

## Основные признаки деления атмосферы [28]

Признаки деления атмосферы	Слой атмосферы	Средняя высота нижней и верхней границ слоя, км
Вертикальное распределение температуры	Тропосфера	0—11
	Стратосфера	11—50
	Мезосфера	50—90
	Термосфера	90—450
	Экзосфера	Выше 450
Состав атмосферного воздуха: соотношение газов	Гомосфера	0—95
	Гетеросфера	Выше 95
концентрация ионов	Атмосфера	0—50 (60)
	Ионосфера	Выше 50 (60)
Взаимодействие атмосферы с земной поверхностью	Пограничный слой (слой трения)	0—1 (1,5)
	Свободная атмосфера	Выше 1,0 (1,5)
Влияние на летательные аппараты	Плотные слои (атмосфера)	0—150
	Околосферное космическое пространство	Выше 150

Вертикальное распределение температуры воздуха  $\theta$  в отдельных слоях атмосферы оценивается так называемым *вертикальным градиентом температуры*  $\gamma = -d\theta/dz$ , характеризующим изменение температуры с высотой на единицу расстояния по вертикали  $z$ . Для тропосферы характерно падение температуры с высотой ( $\gamma > 0$ ), которое в среднем составляет  $0,65^\circ\text{C}$  на 100 м подъема. Значения  $\gamma$  зависят от ряда условий, главными из которых являются распределение по земной поверхности поступающего тепла и состав подстилающей атмосферу поверхности (земля, вода, снег, лед и т. д.). В силу различий указанных условий значения  $\gamma$  в каждый момент времени в различных точках земного шара могут различаться даже на десятки градусов на 100 м высоты.

В *стратосфере* вертикальное распределение температуры характеризуется относительным ее постоянством до высоты 25—30 км ( $\gamma = 0$ ), а в дальнейшем небольшим ростом с высотой ( $\gamma < 0$ ). Постоянство температуры наиболее характерно для умеренных широт, увеличение — для низких экваториальных и тропических широт. Другая особенность стратосферы заключается в том, что в слое 30—50 км обнаруживается область прогрессивного повышения температуры с высотой. Так, в средних широтах на высоте 30 км в среднем  $\theta = 55^\circ\text{C}$ , а на высоте 50 км температура достигает  $77^\circ\text{C}$ . Такая высокая температура ( $77^\circ\text{C}$ ) отражает высокую среднюю скорость движения газовых молекул, а не физиологически ощущаемое тепло.

Вертикальное распределение температуры в мезосфере характеризуется резким ее падением с высотой ( $\gamma > 0$ ). Так, на высоте 55—60 км средняя температура близка к  $0^\circ\text{C}$ . На верхней границе мезосферы температура воздуха летом в умеренных и высоких широтах составляет около  $-80 \dots -90^\circ\text{C}$ , зимой — около  $-40 \dots -50^\circ\text{C}$ .

В термосфере под влиянием поглощения атомарным кислородом и азотом коротковолновой радиации Солнца температура с высотой растет ( $\gamma < 0$ ). Это же ( $\gamma < 0$ ) характерно и для экзосферы.

В горизонтальном направлении изменения температуры в отдельных слоях атмосферы неодинаковы как по числовому значению, так и по направлению. Применительно к тропосфере такие изменения температуры имеют три наиболее существенные особенности. Первая из них заключается в неуклонном понижении температуры от экватора к полюсам, причем различие в температуре между полярными и экваториальными областями  $\Delta\theta$  изменяется в течение года, сезона и более коротких периодов. Неодинаковы значения  $\Delta\theta$  и на различных высотах. Наибольших значений  $\Delta\theta$  ( $\approx 68^\circ\text{C}$ ) достигает у земной поверхности в январе, наименьших ( $\approx 29^\circ\text{C}$ ) — в июле. Самая высокая температура (термический экватор) наблюдается в зоне широт  $20\text{—}25^\circ\text{C}$  летнего полушария. Другая особенность заключается в различии температурного градиента между смежными широтами. Так, между  $20$  и  $30^\circ$  с. ш. понижение средней годовой температуры составляет  $4,6^\circ\text{C}$ , между  $30$  и  $40^\circ$  с. ш. —  $5,6^\circ\text{C}$ , между  $40$  и  $50^\circ$  с. ш. —  $8,6^\circ\text{C}$ . Наибольших значений горизонтальный градиент средней годовой температуры (около  $1,0\text{—}1,3^\circ\text{C}$  на  $1^\circ$  широты) достигает между  $20$  и  $80^\circ$  широты в обоих полушариях, наименьших (менее  $0,2^\circ\text{C}$  на  $1^\circ$  широты) — между экватором и  $20$ -й параллелью. Третьей особенностью является то, что на всех параллелях Южного полушария в среднем за год холоднее, чем на соответствующих параллелях Северного полушария.

Таким образом, сопоставление изменений температуры атмосферного воздуха по вертикали и по горизонтали показывает, что наибольших значений градиент температуры достигает в вертикальном направлении. Это обуславливает слоистое строение атмосферы по высоте. В пределах каждого слоя распределение температуры по вертикали практически однотипное. Между основными слоями имеются переходные слои, которые носят названия тропопаузы, стратопаузы, мезопаузы и термопаузы.

Разделение атмосферы по составу воздуха обусловлено рядом обстоятельств. ИСЗ, межпланетные станции, ракетное зондирование, изучение спектров полярных сияний и воздушных свечений позволило установить, что во всем нижнем примерно  $95\text{—}100$ -километровом слое атмосферы относительный процентный состав (кроме тяжелых газов  $\text{Ar}$  и  $\text{CO}_2$ ) практически постоянен. В этом слое, называемом *гомосферой*, не наблюдается систематического (в одну сторону) изменения состава воздуха. Если и наблюдаются

колебания содержания тех или иных химических элементов, то они носят случайный характер, вызванный временными и пространственными флюктуациями газов. Так, на высоте 65—95 км содержание кислорода по объему изменяется в пределах 19,0—24,5 %. Газы находятся в молекулярном состоянии. Средняя относительная молекулярная масса воздуха с высотой почти не изменяется и равна 28,966. Такое постоянство состава атмосферы объясняется интенсивным перемешиванием воздушных масс. Именно поэтому не происходит гравитационного разделения газовых молекул по их массам.

Верхние слои атмосферы, на высотах более 95—100 км, слабо защищены от космического воздействия. Ультрафиолетовое излучение Солнца поглощается кислородом. Это приводит к распаду молекул кислорода на атомы, и уже на высоте более 200 км почти весь кислород (98 %) находится в атомарном состоянии. Наряду с ним появляется атомарный азот. Кроме того, на этих высотах происходит гравитационное разделение газов. Причем чем выше от земной поверхности, тем меньше период разделения молекулярного азота и атомарного кислорода и меньше частиц этих газов содержится в единице объема воздуха. Если в слое 0—90 км преобладающим газом является азот, то на высоте 300—1000 км — атомарный кислород с небольшой примесью азота. Вследствие этого относительная молекулярная масса воздуха с высотой уменьшается и на высоте более 500 км приближается к 16,0. С высоты 95—100 км слой атмосферы носит название *гетеросферы*.

Выше 60 км атмосфера сплошь ионизирована, в ней содержится большое количество электрически заряженных частиц — ионов (см. п. 5.2.1). Этот слой атмосферы носит название *ионосферы*. В ней концентрация электрически заряженных частиц с высотой над земной поверхностью растет примерно до уровня 300 км, а в дальнейшем медленно уменьшается. Характерной особенностью ионосферы является также и то, что в ней на отдельных высотах наблюдаются области повышенной концентрации ионов. Эти области обозначаются латинскими буквами *D*, *E* и *F*, и в них концентрации ионов меняются от сезона к сезону. Состав ионов не остается постоянным, он зависит от времени суток и широты. В дневное время на высоте 225—1000 км в ионосфере преобладают ионы атомарного кислорода.

Наряду с областями *D*, *E* и *F* в ионосфере имеются зоны, где концентрация ионов сильно отличается от их концентрации в окружающей среде. Эти зоны — ионные облака — имеют самые различные размеры (от десятков метров до тысяч километров) и находятся в постоянном движении.

Деление атмосферы на *пограничный слой* и *свободную атмосферу* связано с большим возмущающим влиянием рельефа земной поверхности на характер движения воздуха и с временными изменениями метеорологических величин. В пограничном слое сила трения значительна и поэтому скорость воздушного потока с высотой растет до некоторого значения, практически равного скоро-

сти невозмущенного потока. Направление ветра с высотой смещается вправо. Здесь обнаруживается четко выраженный суточный и годовой ход метеорологических величин. На высоте более 1—1,5 км над земной поверхностью атмосфера свободна от влияния рельефа местности. Здесь силами турбулентного трения в первом приближении можно пренебречь.

Деление атмосферы на *плотные слои* и *околоземное космическое пространство* является условным. Оно связано с влиянием газовой среды на условия полета летательных аппаратов. В плотных слоях атмосферы сопротивление атмосферного воздуха настолько велико, что летательный аппарат с выключенной двигательной установкой быстро теряет скорость. Поэтому он не может совершать полный оборот вокруг Земли. На высоте более 150 км плотность атмосферы резко снижается и летательный аппарат может сделать не менее одного оборота вокруг Земли при выключенной двигательной установке.

### 3.1.3. Химический состав атмосферы и его динамика

В истории исследований химического состава атмосферы выделяют два периода. Начало первого из них относится к XVIII в., второго — к началу 50-х годов XX в.

Уже в начале первого периода было установлено, что атмосферный воздух у земной поверхности представляет собой смесь газов, основными из которых являются азот ( $N_2$ ) и кислород ( $O_2$ ). Полученные в конце XIX в. данные об инертных газах (He, Ar, Kr, Xe, Ne) и углекислом газе ( $CO_2$ ) неоднократно уточнялись и проверялись. В результате установлено, что сухой и чистый атмосферный воздух вблизи земной поверхности имеет химический состав, приведенный в табл. 3.2. Из данных таблицы видно, что в сухом воздухе атмосферы по объему преобладают азот и кисло-

ТАБЛИЦА 3.2

Химический состав сухого воздуха<sup>1</sup>

Газ	Содержание в единице объема, %	Относительная молекулярная масса (по углеродной шкале)	Плотность по отношению к воздуху
Азот	78,084	28,0134	0,967
Кислород	20,946	31,9984	1,105
Аргон	0,934	39,948	1,379
Углекислый газ	0,033	44,00995	1,529
Неон	$1,818 \cdot 10^{-3}$	20,183	0,695
Гелий	$5,239 \cdot 10^{-4}$	4,0026	0,138
Криптон	$1,14 \cdot 10^{-4}$	83,800	2,868
Водород	$5 \cdot 10^{-5}$	2,01594	0,070
Ксенон	$8,7 \cdot 10^{-6}$	131,300	4,524
Озон	$10^{-6} - 10^{-5}$	47,9982	1,624
Сухой воздух		28,9645	1,000

<sup>1</sup> Сухой воздух — это смесь газов без водяного пара.

род. Свободного кислорода в атмосфере содержится примерно  $1,5 \cdot 10^{18}$  кг, азота — около  $4 \cdot 10^{18}$  кг. На долю остальных восьми химических элементов по объему приходится менее 1 %.

Наряду с указанными газами в реальной атмосфере содержатся: водяной пар, аммиак ( $\text{NH}_3$ ), перекись водорода ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ), водород ( $\text{H}$ ) и метан ( $\text{CH}_4$ ). Кроме указанных газов и химических соединений в атмосфере, особенно в тропосфере, имеются промышленные газы (сернистый газ, фтористый водород), продукты конденсации водяного пара, частицы различных солей, пыли, продукты горения, пыльца растений, различные бактерии и т. д.

В начале второго периода изучения состава атмосферного воздуха для исследования атмосферы стали использовать метеорологические и геофизические ракеты, радио- и спектральные методы. Именно тогда было установлено, что не только в тропосфере, но и в мезосфере наблюдается относительно постоянное соотношение между содержанием основных газов в атмосфере. Было также выявлено преобладание гелия начиная с высоты 600 км и вплоть до 1500—1600 км, водорода — выше 2000—3000 км. Так постепенно атмосфера Земли переходит в межпланетный газ, в основной своей массе состоящей из водорода (около 76 %) и гелия (примерно 23 %).

#### 3.1.4. Геофизическая роль некоторых составных частей атмосферного воздуха

Из всех химических элементов и газов атмосферного воздуха важнейшая биологическая и геофизическая роль принадлежит азоту, кислороду, водяному пару, углекислому газу и озону.

Азот является главной составной частью атмосферного воздуха. В виде сложных органических соединений — белковых веществ — азот входит в состав тела каждого растения и животного. Без белка нет жизни, а так как азот является неотъемлемой составной частью белка, то ясно, какая важная роль принадлежит этому химическому элементу в природе.

*Кислород* — самый распространенный на Земле химический элемент. В свободном состоянии он находится в атмосферном воздухе — 23,2 % по массе. В связанном виде кислород входит в состав воды, различных минералов, горных пород, растений и животных. Основным источником его поступления в атмосферу — процесс фотосинтеза. Растения ежегодно «поставляют»  $2 \cdot 10^{17}$  кг кислорода. Расходуется он на дыхание растений и животных, на окисление минералов и газов, поступающих из земных недр. В целом ежегодный прирост кислорода составляет  $3 \cdot 10^{10}$  кг, что составляет 0,015 % его содержания в атмосфере.

Содержание кислорода в современной атмосфере относительно стабильно. Эта относительность связана с тем, что кислород атмосферного воздуха безвозвратно расходуется на процессы горения. Такой дополнительный расход кислорода в настоящее время достиг огромных размеров. По данным ряда советских и зарубежных

авторов, за всю историю человеческой деятельности вплоть до 1979 г. безвозвратно израсходовано на сжигание добытой нефти, каменного угля, газа, дров и древесных углей, а также на лесные пожары около  $274 \cdot 10^{12}$  кг кислорода, причем примерно  $246 \cdot 10^{12}$  кг за последние 50 лет. Это означает, что убыль свободного кислорода в природе за все время существования человека равна 0,0182 % его содержания в атмосфере, в том числе 0,0164 % за последние 50 лет.

Израсходованный кислород перешел в связанную форму. Часть его соединилась с углеродом, и образовался углекислый газ, а часть — с водородом и возвратилась в атмосферу в виде водяного пара. Это прибавило в атмосферу  $288 \cdot 10^{12}$  кг водяного пара и увеличило его содержание в воздухе на 12 %.

В настоящее время во всем мире ежегодно на сжигание топлива практически безвозвратно затрачивается около  $10^{13}$  кг свободного кислорода атмосферы. Несмотря на возможное возрастание потребления кислорода, в ближайшей перспективе ожидать заметного изменения газового состава атмосферы нет оснований. Развитие науки и техники и забота человечества об охране природной среды должно привести к более эффективному использованию тех видов энергии, которые не требуют расходования кислорода.

Земная атмосфера практически не удерживает тепло на поверхности планеты. Однако даже незначительное количество в атмосфере некоторых газов способствует повышению ее температуры. Такая тепляющая роль принадлежит водяному пару, углекислому газу и озону.

*Водяной пар* поступает в атмосферу при процессах испарения с поверхности океанов и морей, водных объектов суши, почвогрунтов и растительности. Ежегодно испаряется около  $577 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> воды, причем почти 85,8 % этого количества — с поверхности океанов и морей. Среднее содержание влаги в атмосфере составляет около  $14 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>. Оно колеблется в зависимости от характера подстилающей поверхности и температуры в пределах 0,01—4,0 % по объему у поверхности Земли. Чем выше температура воздуха, тем больше абсолютное содержание водяного пара в воздухе из-за более интенсивного испарения. Так как основная масса влаги поступает в атмосферу при испарении с океанов и морей, то содержание в ней водяного пара над их поверхностью всегда больше, чем над материками. Главная масса водяного пара сосредоточена в нижних слоях атмосферы до высоты 2—3 км. По мере удаления от источников испарения его количество уменьшается. Это означает, что содержание водяного пара уменьшается с высотой и по мере продвижения в глубь материков. При очень низкой температуре воздуха над материками количество водяного пара приближается к нулю и может достигать 4 % по объему при высокой температуре над океанами. Наибольших значений содержание водяного пара достигает в теплом поясе Земли (между 30° с. ш. и 30° ю. ш.). Отсюда оно убывает к полюсам. Не остается постоянным содержание

водяного пара в атмосфере во времени. Максимум абсолютной влажности воздуха наблюдается в самый теплый месяц, минимум — в самый холодный.

Водяной пар играет большую роль в ряде атмосферных процессов. В результате конденсации или кристаллизации водяного пара образуются туманы или облака. С водяным паром связано образование осадков и гроз, выделение и поглощение тепла при фазовых переходах воды. Парообразная вода является теплоносителем и играет существенную роль в энергетическом балансе Земли.

Другая важная роль водяного пара атмосферы заключается в том, что он способствует отоплению земной поверхности. Он обладает высокой поглотительной способностью в отношении длинноволнового излучения Земли — почти полностью поглощает тепловое излучение с длинами волн более 20 мк. Поэтому до 60 % всего длинноволнового излучения поверхности Земли водяной пар задерживает и тем самым способствует отоплению Земли.

Наряду с указанным значение водяного пара определяется его существенным, решающим вкладом в круговорот влаги на Земле. Наличие водяного пара в атмосфере является тем необходимым условием, без которого водообмен вообще был бы невозможен или же происходил в невероятно замедленных темпах.

Содержание *углекислого газа* по объему в атмосферном воздухе в среднем колеблется всего от 0,02 до 0,04 %. Это бесцветный газ, примерно в 1,5 раза тяжелее воздуха. Количество углекислого газа в атмосфере не остается постоянным. Это обусловлено рядом причин, главными из которых являются особенности распределения в пространстве основных источников его пополнения и расходования.

Углекислый газ постоянно образуется в природе при различных процессах окисления органических веществ (гниение растительных и животных остатков), сжигании топлива, дыхании и т. д. В больших количествах он выделяется через трещины земной коры, при вулканических извержениях, из воды минеральных источников, а также при работе промышленных (особенно химических) предприятий, автотранспорта и т. д. Расходование  $\text{CO}_2$  из атмосферы происходит за счет использования его растениями для обеспечения своей жизнедеятельности. В силу того что фотосинтез происходит только на свету, наибольшее расходование углекислого газа происходит в светлое время суток. В ночное время содержание  $\text{CO}_2$  в приземном слое атмосферы возрастает на 15—20 % по сравнению со средними суточными его значениями. Огромное количество  $\text{CO}_2$  поглощается океанами с образованием в их воде карбонатов. Поэтому океаны поддерживают равновесие  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Не остается постоянным содержание  $\text{CO}_2$  и в отдельные периоды.

В силу указанных причин вертикальное и горизонтальное распределение  $\text{CO}_2$  над материками и океанами, над участками с растительностью и без нее неодинаково. В целом основная концентрация  $\text{CO}_2$  обнаруживается на высоте 1—2 км над сушей

и 0,5—2,0 км над океанами. На высоте 3—4 км содержание  $\text{CO}_2$  становится заметно меньше. Над поверхностью морей и особенно океанов в среднем содержание  $\text{CO}_2$  по объему не более 0,012—0,015 %, а в городах, промышленных центрах и районах вулканической деятельности нередко приближается к 0,04 %.

Концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере на протяжении последних 600 млн лет неуклонно и неравномерно падала. В отдельные промежутки времени, по Н. Ясманову, количество  $\text{CO}_2$  в атмосфере было примерно таким же, как сейчас, а иногда повышалось почти в 15 раз. Примерно 70 млн лет назад начал ускоряться процесс уменьшения количества  $\text{CO}_2$  в атмосфере, и сейчас его содержится в среднем 0,03 % (рис. 3.1).

Роль  $\text{CO}_2$  в природных процессах огромна. Он служит основным материалом для построения растениями органического вещества и основой для их жизнедеятельности. Углекислый газ является одним из своеобразных утеплителей атмосферы, так как легко

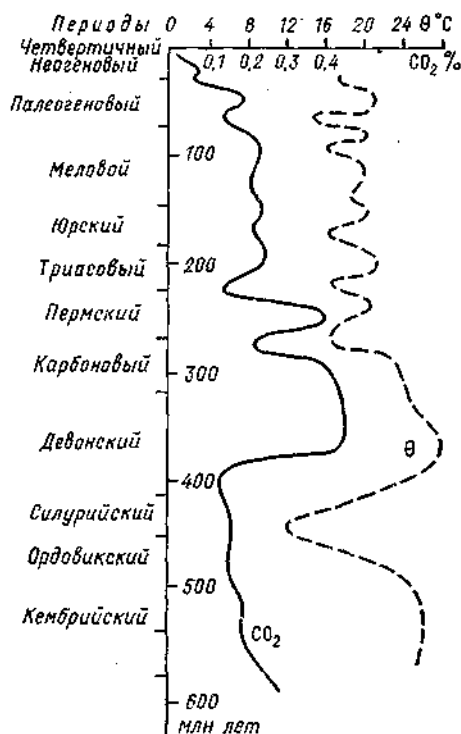


Рис. 3.1. Средние глобальные значения температуры воздуха и содержание углекислого газа в атмосфере (по Н. Ясманову).

пропускает к земной (водной) поверхности коротковолновое (1—10 мк) излучение Солнца и с трудом — тепловое излучение с длиной волны 12,9—17,1 мк. В целом  $\text{CO}_2$  задерживает около 18 % всего земного теплового излучения. Поэтому эпохи с высоким содержанием  $\text{CO}_2$  — это теплые периоды в истории Земли (рис. 3.1). Роль  $\text{CO}_2$  как утеплителя атмосферы усиливается по мере повышения его концентрации, которая в последние 20—25 лет неуклонно возрастает. Это происходит в результате хозяйственной деятельности человека и вулканической активности, причем приток углекислого газа в атмосферу идет более быстрыми темпами, чем поступление пыли и пепла. Это может привести к потеплению климата, таянию льдов и повышению уровня Мирового океана. Однако нет оснований ожидать катастрофического глобального наводнения. Геологические данные свидетельствуют о том, что, когда после



позднеордовикского и гондийского оледенений наступило потепление, быстрого поднятия уровня Мирового океана не произошло. Хотя факт роста температуры в ближайшие десятилетия и реален, но он будет зависеть от стратегии человечества по использованию возобновляемых источников энергии.

Озон ( $O_3$ ) атмосферы Земли образуется под влиянием расщепляющего воздействия ультрафиолетового излучения Солнца на молекулы  $O_2$ . Последние распадаются на атомы, которые затем присоединяются к нерасщепленным молекулам  $O_2$ . Вертикальное и горизонтальное распределение озона в атмосфере очень сложное и изменяется в зависимости от ряда условий. Большая его часть образуется в зоне между  $30^\circ$  с. ш. и  $30^\circ$  ю. ш. Для Земли в целом среднее содержание озона, по А. Х. Хргиану, оценивается в  $3,359 \cdot 10^{12}$  кг, что соответствует равномерному распределению его по всей Земле в виде слоя толщиной 0,302 см. По высоте распределение озона характеризуется тем, что около 60 % всей его массы обнаруживается в слое 20—25 км. Выше и ниже этого слоя его концентрация убывает, и на высоте 55—60 км его содержание ничтожно мало.

Роль озона чрезвычайно велика. Он почти полностью задерживает губительное для живых организмов коротковолновое ультрафиолетовое излучение Солнца. Кроме того, озон поглощает часть ультрафиолетового солнечного излучения и теплового излучения Земли. Поэтому он способствует нагреванию атмосферы.

Немаловажную роль в атмосферных процессах играют тонкие минеральные частицы, содержащиеся в воздухе, частицы дыма и соли, продукты сгорания метеоритов, вулканической пыли и пр. Все эти составные части атмосферной пыли ослабляют солнечную радиацию и в значительной своей массе являются так называемыми ядрами конденсации, на которых происходит образование водных капель облаков и туманов в атмосфере.

## 3.2. Гидросфера

### 3.2.1. Составные части гидросферы и ее происхождение

*Гидросфера* — это водная оболочка Земли. Из общей площади земной поверхности 70,8 % покрыто водами морей и океанов, представляющими собой непрерывную водную среду, называемую *Мировым океаном*. Кроме него в гидросферу включают поверхностные воды суши (реки, озера, болота, ледники и вечные снега) и влагу атмосферы. Во всех этих частях гидросферы вода находится в жидком, твердом и газообразном состояниях. В гидросферу входят также подземные воды, которые представлены свободными гравитационными водами и водами, физически и химически связанными в минералах и горных породах.

В атмосфере содержание воды незначительно — менее 0,001 % ее запаса в гидросфере. Поэтому за *верхнюю границу гидросферы*

принимают поверхность Мирового океана и водных объектов суши. Сложнее решается вопрос о нижней границе гидросферы: все определяется тем, какую часть подземных вод включать в водную оболочку Земли. Исследования многих ученых показали, что единство природных вод проявляется в их круговороте, т. е. в процессе водообмена Мирового океана, материков и атмосферы. Объем подземных вод, активно участвующих в водообмене с поверхностными водами сравнительно невелик (по Г. П. Калинин, около 4 тыс. км<sup>3</sup> воды) и сосредоточен в основном до глубины нескольких десятков (реже сотен) метров. Подземные воды более глубоких земных недр также участвуют в процессах водообмена на Земле, но продолжительность их оборота исчисляется миллионами лет. Поэтому приближенно за *нижнюю границу гидросферы* принимают нижнюю поверхность средней мощности осадочных горных пород (3—5 км).

Вода на Земле распределена неравномерно (см. п. 3.3.1). Ее общее количество можно определить лишь приближенно из-за большой трудности подсчета запасов внутри Земли. С большей точностью известен запас воды в Мировом океане и атмосфере. Массу всей воды на Земле в настоящее время оценивают примерно в  $2 \cdot 10^{21}$  кг. Сюда включены воды гидросферы, атмосферы и вода, находящаяся в различных состояниях в литосфере, мантии Земли и в биологических объектах (табл. 3.3).

Общие запасы воды в гидросфере составляют примерно 1,34—1,39 млрд км<sup>3</sup>, из них на Мировой океан приходится около 97%. Однако этот общий запас в гидросфере не является преобладающим на Земле: в физически и химически связанном состоянии ее гораздо больше в глубоких земных недрах. Воды геосфер тесно связаны между собой. При соответствующих условиях они могут переходить из одной сферы в другую, изменяя при этом физическое состояние на твердое, жидкое, газообразное. Но они едины и находятся в постоянном движении.

Указанное в табл. 3.3 распределение вод между Мировым океаном, материками и атмосферой является относительно устойчивым для эпох равенства приходной и расходной частей водного баланса суши и Мирового океана. В периоды, когда такое равенство нарушается, происходят изменения размеров и уровня морей и океанов, площадей материков и островов и их увлажненности. Это характерно для современной эпохи увеличения количества воды в Мировом океане.

*Происхождение гидросферы* тесно связано с развитием Земли. Возраст нынешней гидросферы составляет около 2,5—3,0 млрд лет. Большинство исследователей проблемы происхождения гидросферы и атмосферы считают, что гидросфера сформировалась в результате дегазации океанической мантии Земли и вулканической деятельности. Летучие химические вещества выделялись из земных недр постепенно в течение значительной части геологического времени. Дегазация, как считают советские ученые А. С. Монин и О. Г. Сорохтин [32], началась лишь после того, как температура

ТАБЛИЦА 3.3

## Запас воды на Земле

Геосфера, ее составная часть	Объем воды, 10 <sup>9</sup> км <sup>3</sup>	Автор, год
Гидросфера	1 387 983 1 337 758	А. А. Самохин, 1984 С. П. Паркер, 1980
В том числе:		
Мировой океан	1 338 000 1 349 928 1 370 000	А. А. Самохин, 1984 С. П. Паркер, 1980 Г. П. Калинин, 1968
подземные воды:		
гравитационные и капиллярные	23 400	А. А. Самохин, 1984
до глубины 4000 м	8 400	С. П. Паркер, 1980
свободная гравитационная вода земной коры до глубины 5000 м	60 000	Г. П. Калинин, 1968
ледники	26 064 29 000	А. А. Самохин, 1984 С. П. Паркер, 1980
озера	176	А. А. Самохин, 1984
В том числе:		
пресноводные	130	С. П. Паркер, 1980
соляные озера и внутренние моря	100	То же
почвенная влага	16,5	А. А. Самохин, 1984
почвенная влага и грунтовые воды	67	С. П. Паркер, 1980
реки	2,12 1,3	А. А. Самохин, 1984 С. П. Паркер, 1980
водяной пар атмосферы	12,9 13 11,5	А. А. Самохин, 1984 С. П. Паркер, 1980 А. А. Самохин, 1984
болота	11,5	А. А. Самохин, 1984
Литосфера	1 800 000	А. Полдерварт, 1955
В том числе до глубины:		
16 км	400 000	В. И. Вернадский, 1936
25 км	1 300 000	То же
Мантия Земли	200 000 000	А. П. Виноградов, 1959

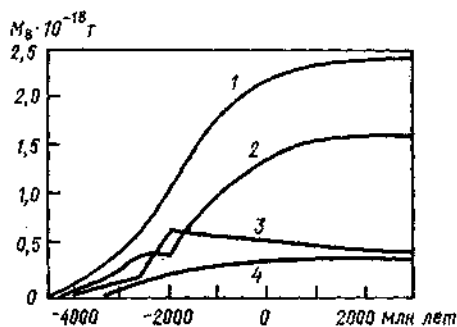
в недрах Земли достигла уровня, при котором стало возможным частичное плавление силикатов, т.е. минералов эндогенного происхождения, на долю которых приходится более 75 % всех минералов земной коры (см. гл. 4). Возникшие в океанической мантии конвективные течения постоянно доставляли к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов все новые и новые порции растворенных летучих веществ, в том числе и водяные пары, которые первоначально насыщали только сухую поверхность океанической коры. После начала дегазации мантии, т.е. около 3,8 млрд лет назад, на земной поверхности постепенно накопилось столько воды, что возникли первые изолированные друг от друга морские бассейны. Одновременно с водой из мантии дегазировались газы, содержащие S, Cl, F, B, I, CO<sub>2</sub>, CO и другие активные компоненты, которые вступали в реакции с водонасыщенными вулканическими

породами, образуя легкорастворимые соли и карбонаты. Поэтому уже в архее морская вода была соленой.

В дальнейшем (поздний архей, около 3,3—2,6 млрд лет назад) отдельные моря слились друг с другом, образовав протоокеаны, отделявшиеся друг от друга гребнями срединно-океанических хребтов и ядрами будущих материков. Постепенный подъем уровней воды в разрозненных протоокеанах на рубеже архея и протерозоя (около 2,6 млрд лет назад) привел к объединению их в единый Мировой океан. Темп дальнейшего роста объема океа-

Рис. 3.2. Изменение во времени массы воды ( $M_B$ ) в гидросфере и в земной коре (по О. Г. Сорохтину).

1 — суммарная масса воды, дегазированной из мантии; 2 — масса воды в гидросфере; 3, 4 — связанная вода в породах океанической и материковой коры соответственно.



нических вод в раннем протерозое снизился из-за их расходования на гидратацию горных пород океанической коры. После полного насыщения океанической коры водой объем океанической воды стал увеличиваться и к настоящему времени достиг более 1,3 млрд км<sup>3</sup>, что обеспечивает перекрытие гребней срединно-океанических хребтов слоем воды 2,5—2,7 км (рис. 3.2).

В то же время водные массы протоокеанов формировались за счет вулканических процессов, которые представляют собой мощный планетарный процесс дегазации недр Земли. В самом деле, в первичную атмосферу входили газы, выделявшиеся вулканами (CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, NH<sub>4</sub>, CH<sub>4</sub>, HCN, H<sub>2</sub>S, HCl, водяной пар и другие газообразные соединения). После того как охлаждение земной коры прошло точку кипения воды, началось осаждение водяного пара в виде дождя, причем первоначально из-за высокой еще температуры земной поверхности дожди с трудом достигали земной коры. В дальнейшем, по мере остывания земной коры, осадки стали более интенсивными, вода постепенно пропитывала сухую земную поверхность и заполняла понижения рельефа. Такое мнение об образовании гидросферы советский вулканолог Е. К. Мархинин [27] подкрепляет следующим. Принимая земную кору за геосферу вулканического происхождения, Мархинин рассчитал, что за время ее формирования из мантии должно было поступить от 854 · 10<sup>18</sup> до 1138 · 10<sup>18</sup> кг воды, т. е. примерно 50 % всей массы современной поверхностной гидросферы. Кроме того, на поверхность Земли поступают так называемые ювенильные воды (от лат. juvenilis — юный), т. е. та часть подземных вод, которая подни-

мается из магматических очагов и впервые включается в общий круговорот природных вод. Ежегодно этой воды в составе сульфатов и гидротерм поступает на земную поверхность примерно  $2 \cdot 10^{11}$  кг или около  $9 \cdot 10^{20}$  кг за всю геологическую историю Земли. Следовательно, этих двух источников (дегазационная вода глобального вулканизма из океанической магмы и ювенильная вода) было почти достаточно для формирования всей гидросферы Земли, так как в сумме они дали около  $1,8 \cdot 10^{21}$  кг воды.

### 3.2.2. Химический состав и соленость природных вод

Химически чистая вода по массе состоит из 11,11 % водорода и 88,89 % кислорода. Простейшую формулу  $H_2O$  имеет паробразная вода (гидроль). В жидком состоянии молекула воды представляет собой объединение в основном двух простых молекул  $(H_2O)_2$  (дигидроль), в твердом — трех простых молекул  $(H_2O)_3$  (тригидроль). Обычно в жидком виде вода состоит из смеси гидроля, дигидроля и тригидроля, соотношения между которыми меняются в зависимости от изменения температуры.

В природной воде в очень малом количестве (0,016 % по массе) содержится так называемая *тяжелая вода*, представляющая собой изотопную разновидность воды. Тяжелый изотоп водорода D обычно в 2 раза тяжелее H, и поэтому  $D_2O$  на 11,11 % тяжелее обычной воды. Тяжелая вода отличается высокой генерацией тепла.

Природная вода никогда не бывает химически чистой. Даже атмосферная влага всегда содержит различные примеси (растворенные газы, пыль, микроорганизмы и т. п.), которые улавливаются ею из воздуха. Химический состав гидросферы в целом приближенно оценивают по составу морских и океанических вод (табл. 3.4).

ТАБЛИЦА 3.4  
Химический состав вод Мирового океана (по С. П. Паркеру)

Химический элемент	Содержание, % по массе	Химический элемент	Содержание, % по массе
Кислород	85,70	Кальций	0,04
Водород	10,80	Калий	0,038
Хлор	1,90	Бром	$6,5 \cdot 10^{-3}$
Натрий	1,05	Углерод	$2,8 \cdot 10^{-3}$
Магний	0,14	Стронций	$0,8 \cdot 10^{-3}$
Сера	0,088	Бор	$4,6 \cdot 10^{-4}$

Из данных табл. 3.4 видно, что в водах морей и океанов преобладают водород и кислород, в сумме составляющие 97,54 % всей массы Мирового океана. Это означает, что в химическом отношении основная часть гидросферы является водородно-кислородной средой. В водах морей и океанов содержится более 40 химиче-

ских элементов. К их числу кроме указанных в табл. 3.4 относятся Mo, W, Rb, Cs, Au и некоторые другие, содержание которых в Мировом океане в разных местах и на различных глубинах неодинаково. Кроме того, в морской воде содержится огромное количество растворенных газов ( $N_2$ ,  $H_2S$ ,  $CH_4$  и др.), различных веществ и твердых минеральных частиц. Всего в океанах и морях растворено около  $4,65 \cdot 10^{18}$  кг твердых веществ.

Кислород в воды океанов и морей поступает из атмосферы и при фотосинтезе водорослей. Его содержание в верхнем 100—150-метровом слое колеблется от  $4,0$  мг/дм<sup>3</sup> у экватора до  $7,0$ — $8,0$  мг/дм<sup>3</sup> в полярных районах. С глубиной содержание кислорода уменьшается до  $2,5$ — $3,0$  мг/дм<sup>3</sup>. Главным поставщиком азота ( $N_2$ ) является атмосфера. В морской воде он содержится в свободном состоянии и его количество с ростом температуры и повышением концентрации солей уменьшается. Углекислый газ попадает в воду путем поглощения из воздуха, выделения из земной коры на дне океанов, в результате жизнедеятельности органического мира океанов и морей, а также при разложении органических веществ. Свободного  $CO_2$  в воде немного ( $0,51$ — $0,44$  см<sup>3</sup> в 1 дм<sup>3</sup> воды), но за счет содержания его в химически связанном виде в карбонатах [ $CaCO_3$ ,  $CaHCO_3$ ] общее количество его в морских водах очень велико. Сероводород ( $H_2S$ ) и метан ( $CH_4$ ) вод гидросферы образуются в процессе разложения остатков органических веществ. Их содержание невелико (доли кубического сантиметра в 1 дм<sup>3</sup> воды), но в зонах слабой подвижности океанических вод, куда свободного кислорода поступает мало,  $H_2S$  может накапливаться в больших количествах (до нескольких кубических сантиметров в 1 дм<sup>3</sup> воды).

Несмотря на ряд физико-химических, биологических и геологических процессов, происходящих в морской воде, ее солевой состав практически постоянен. Особенно это относится к районам, удаленным от береговой черты. Меняется лишь концентрация растворенных веществ, главную массу которых составляет поваренная соль ( $NaCl$ )—ее содержание оценивается приблизительно в  $4 \cdot 10^{13}$  кг.

Химические элементы морской воды находятся в различных соединениях, главные из которых приведены в табл. 3.5.

В морской воде преобладают хлориды (около  $88,64$  % по массе), придающие ей соленый (хлористый натрий) и горький (хлористый магний) вкус. Указанное в табл. 3.5 соотношение между химическими соединениями воды в Мировом океане всюду остается постоянным. Меняется лишь соленость той или иной части океанов и морей.

*Соленость морской воды*  $S$  принято выражать в промилле (‰). В целом для Мирового океана в среднем  $S = 35$  ‰, изменяясь почти от нуля близ устьев рек до  $40$ — $41$  ‰ в тропических морях с большим испарением (Красное море, Персидский залив). Во внутренних морях со слабым испарением солей соленость воды меньше из-за распределяющего влияния речного стока. Так, в активной части Черного моря на поверхности соленость вод равна

ТАБЛИЦА 3.5

## Главные составные части морской воды [49]

Химическое соединение	Содержание	
	г на 1000 г воды	% всей массы солей
Хлориды:		
хлористый натрий	27,2	77,758
хлористый магний	3,8	10,878
Сульфаты:		
сернистый магний	1,7	4,737
сернистый кальций	1,2	3,600
сернистый калий	0,9	2,465
Карбонаты:		
углекислый магний	0,1	0,345
бромистый магний	0,1	0,217
Сумма	35,0	100,0

17—18‰, у берегов 1—9‰, в Азовском море 11—13‰, в Аральском — 10—14‰. В западной части Балтийского моря  $S = 11 \dots 13$ ‰, в центральной 6—8‰, а на севере (Ботнический залив) до 2‰.

Соленость морской воды изменяется как во времени, так и в пространстве. Это обусловлено непостоянством соотношения между испарением с водной поверхности  $E$  и факторами опреснения вод (атмосферные осадки  $P$ , речной сток  $Q$ , таяние льда и т. д.). В периоды и в районах, характеризующихся резким преобладанием  $E$  над  $(P+Q)$ , концентрация солей возрастает. Так, в тропической и субтропической зонах сохраняется соотношение  $E > (P+Q)$ . Поэтому между 15 и 25° широты каждого полушария отмечается самая высокая соленость открытой части Мирового океана, составляющая 37,5‰ и несколько более (рис. 3.3). У экватора обильные осадки значительно превосходят испарение  $P \gg E$ . Поэтому соленость воды на поверхности здесь чаще всего ниже средней (34,0—34,7‰). В умеренных и высоких широтах обычно наблюдается неравенство  $E < (P+Q)$ , и поэтому значение  $S$  с приближением к полюсам уменьшается до 30‰.

Сезонные колебания  $S$  характерны до глубины 150 м, где сильнее всего сказывается соотношение между  $E$  и  $P+Q$ . Ниже 150 м от водной поверхности вертикальное распределение солености зависит от интенсивности переноса воды. В то же время местные физико-географические условия отдельных морей и океанов вносят определенный вклад в изменения солености по глубине. Особенно велика в этом роль различных видов волн, поверхностных и глубинных течений, способствующих созданию определенного профиля (типа) вертикального распределения  $S$ .

Между Мировым океаном, атмосферой и сушей постоянно происходит солеобмен. В обмен между океанами, по А. М. Гриценко

и В. Н. Степанову, вовлекается около  $7 \cdot 10^{17}$  кг солей. Причем основная масса солей переносится в антарктической части Мирового океана, где водообмен особенно значителен. Вынос солей из океана в атмосферу, по Эриксону и Бруевичу, происходит при испарении и разбрызгивании воды во время ветрового волнения в размере около  $5 \cdot 10^{12}$  кг/год. Солеобмен между Мировым океаном и сушей составляет около  $5 \cdot 10^{11}$  кг/год; применительно к отдельным океанам эта величина изменяется от  $10^{10}$  кг/год в Северном Ледовитом океане до  $26 \cdot 10^{10}$  кг/год — в Тихом. Такой солеобмен обеспе-

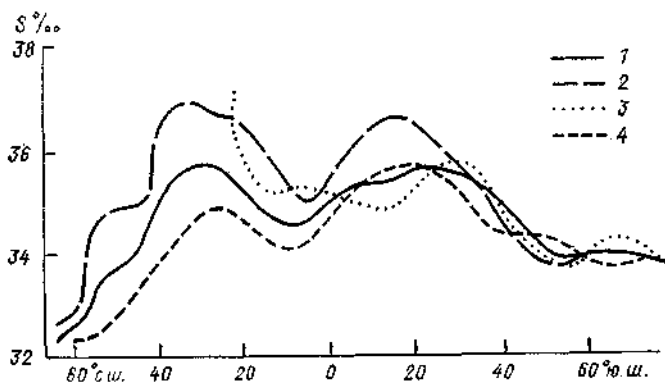


Рис. 3.3. Средняя широтная солесность воды океанов [42].  
Океаны: 1 — Мировой, 2 — Атлантический, 3 — Индийский, 4 — Тихий.

чивает относительное постоянство солесности морей и океанов в течение длительного времени.

Вода суши резко отличается от морской как по химическому составу, так и по общему содержанию солей. Стеkanie атмосферных осадков по земной поверхности и фильтрация их в почвы и грунты различного химического состава определяет химический облик речных вод. Их солесность обычно невелика и в основном не превышает 0,3 ‰. В речной воде по массе содержится около 79,9 % карбонатов, 13,2 % сульфатов и 6,9 % хлоридов. Состав растворенных веществ и газов непостоянен и меняется в зависимости от изменения соотношения между источниками формирования речного стока, интенсивности его движения, степени связанности с подземными водами и состава горных пород.

По солесности воды озера делят на пресные, соленоватые и соляные. В первом случае солесность не превышает 0,3 ‰, во втором составляет 0,3—24,7 ‰. В отдельных озерах солесность воды выше, чем в океанах, и вода нередко достигает состояния, близкого к насыщению.

Атмосферная влага также содержит некоторое, небольшое количество растворенных веществ — газов ( $N_2$ ,  $O_2$ ) и мельчайшие частицы солей, заносимых в атмосферный воздух ветром с поверхно-



сти суши и океанов. В атмосферной влаге содержатся оксиды азота, образующиеся из азота и кислорода воздуха при атмосферных электрических разрядах. Так, по данным Е. С. Селезневой, в европейской части СССР на каждый гектар земной поверхности атмосферные осадки приносят за год 3—4 кг азота, 5 кг хлора, 4—10 кг кальция, 10—20 кг серы и некоторое количество других элементов.

Огромное количество солей содержится в подземных водах, особенно в термальных<sup>1</sup> (Северный Кавказ, Камчатка, Средняя Азия, Италия, Чехословакия, США, ФРГ и ряд других стран). Так, высокоминерализованные воды юга Дагестана в течение года выносят на земную поверхность около  $1,6 \cdot 10^9$  кг химических элементов. В водах Паужетского месторождения (Камчатка) содержится  $250 \text{ мг/дм}^3$   $\text{HBO}_3$ ,  $4,4 \text{ мг/дм}^3$  лития, по  $0,4 \text{ мг/дм}^3$  рубидия и цезия, содержание брома может меняться от единиц до нескольких тысяч миллиграммов в  $1 \text{ дм}^3$ , иода — от нескольких единиц до  $100 \text{ мг/дм}^3$  и более.

Итак, химический состав всех частей гидросферы тесно связан между собой. Как утверждал В. И. Вернадский, «...главная масса химических элементов вносится в гидросферу из литосферы деятельностью рек, и главная масса возвращается из гидросферы в литосферу путем более или менее сложных выделений веществ из водных растворов...». В результате испарения воды гидросферы поступают в атмосферу и затем выпадают в виде осадков. Последние проникают в горные породы, выщелачивают и разрушают их. Продукты разрушения выносятся реками в Мировой океан и накапливаются там в виде твердых осадков.

Реки выносят в Мировой океан не только продукты разрушения горных пород. В связи с бурным развитием промышленности, транспорта, ростом городов, развитием земледелия (тем более со все возрастающим использованием минеральных удобрений) в последние десятилетия началось загрязнение речных потоков различными химическими и органическими веществами. Это ведет и к загрязнению морской воды. Ее загрязняют также морские суда, особенно танкеры.

Производственно-хозяйственная деятельность человека вызывает так называемое антропогенное загрязнение речных и морских вод. Такое загрязнение не ограничивается только природными водами, оно распространяется на речное и морское дно и берега. Все это вместе взятое способствует нарушению биохимического равновесия водных масс, изменению химического состава воды и ее физических свойств. Поэтому охрана природных вод, сохранение их химического состава в «первозданном виде» — важнейшая задача современной науки и практики.

---

<sup>1</sup> Термальные воды — подземные воды с повышенной температурой (более  $20^\circ\text{C}$ ). Они находятся преимущественно на больших глубинах и широко распространены в областях вулканизма, горноскладчатых платформенных районах.

### 3.2.3. Термическая зональность вод Мирового океана

Солнце является основным источником тепла для вод Мирового океана. Пересекая поверхность воды, солнечная радиация подвергается рассеянию (диффузии) и поглощению. В первом случае энергия не видоизменяется, она остается лучистой. При поглощении лучистая энергия превращается в тепловую. Вода морей и океанов относительно хорошо поглощает световые волны: до 90 % поступающей солнечной энергии преобразуется в тепло. В среднем поверхностная плотность солнечного теплового потока, поглощаемая океанами и морями, составляет около  $155 \text{ Вт/м}^2$ , изменяясь от 92 до  $272 \text{ Вт/м}^2$  по мере перехода от  $90-60$  до  $20-0^\circ$  ш. Под влиянием этого потока происходит нагревание вод Мирового океана. Оно ощутимо в верхнем слое, толщина которого во многом зависит от прозрачности воды<sup>1</sup> и в среднем составляет около 10 м.

Наряду с этим Мировой океан получает тепло от других, второстепенных источников. К ним относятся тепловые потоки из земных недр через морское и океаническое дно с поверхностной плотностью от 1,9 до  $10,5 \text{ Вт/м}^2$  (см. гл. 5). Еще один источник тепла — химические реакции и рассеяние механической энергии при движении морских вод — также небольшой. Поэтому для гидросферы Солнце является основным источником тепла.

Показателем теплового состояния морей и океанов служит температура воды. Она изменяется в пространстве и времени, причем эти изменения неодинаковы в отдельных частях Мирового океана.

В табл. 3.6 приведены средние годовые значения температуры поверхностного слоя Мирового океана на различных широтах Северного и Южного полушарий. Из этих данных следует, что распределение тепла имеет зональный характер и отражает зависимость температуры воды от поступающей солнечной радиации на неподвижную водную поверхность. В то же время во многих областях Мирового океана наблюдается аazonальное распределение температуры в поверхностном слое, обусловленное океаническими течениями. Термический экватор воды находится в Северном полушарии. Здесь Мировой океан теплее, чем в Южном полушарии, в среднем на  $1,4^\circ\text{C}$ . Температура воды заметно понижается по мере перехода от экваториальных широт к полярным, причем интенсивность ее падения неодинакова между отдельными широтами в обоих полушариях. Такое различие температуры и ее широтной изменчивости обусловлено постоянным действием ряда факторов. К их числу относится неравномерность распределения суши и воды относительно экватора. Это является одной из причин большего прогрева атмосферы над Северным полушарием, чем над Южным. Немаловажное значение имеет асимметрия распределения впадин и выступов в полярных областях Земли, создающая благоприят-

<sup>1</sup> Прозрачность воды — способность воды пропускать вглубь световые лучи. Она зависит от физических свойств воды, наличия в ней примесей, растворенных веществ и т. д.

ные условия для сравнительно более свободного доступа холодного антарктического воздуха на океаническую поверхность Южного полушария. Рассматриваемое различие температуры поверхностного слоя Мирового океана является также следствием неодинаковой сплюснутости Земли (см. гл. 2). В результате угол падения солнечной радиации на одной и той же широте обоих полушарий различен. При прочих равных условиях поглощаемая водой энергия Солнца меньше в Южном полушарии, чем в Северном.

ТАБЛИЦА 3.6

Средняя годовая температура поверхностного слоя Мирового океана  
(по Крюммелю)

Полушарие	Географическая широта $\varphi^\circ$									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Северное	27,1	27,2	25,4	21,3	14,1	7,9	4,8	0,7	-1,7	-1,7
Южное	27,1	25,8	24,0	19,5	13,3	6,4	0,0	-1,3	-1,7	—
Разность температуры	0	1,4	1,4	1,8	0,8	1,5	4,8	2,0	0	—

Изотермы — линии равной температуры — на поверхности Мирового океана, как правило, вытянуты вдоль географических параллелей. Эта закономерность достаточно отчетливо прослеживается до глубины 200—500 м, однако в распределении температуры воды поверхностного слоя существует явная асимметрия между западными и восточными берегами океанов. Это особенно относится к зонам в интервале 10—30° ш., где поверхностный слой воды на западе теплее, чем на востоке. Здесь изотермы резко отклоняются к полюсам. Такая особенность связана с направлением движения поверхностных вод в общей схеме океанических течений, выносящих теплые экваториальные воды в высокие широты и относительно холодные воды — в низкие. Этому же способствуют подъем глубинных и накапливание поверхностных вод, а также стонно-нагонные эффекты.

Средняя температура воды поверхностного слоя всего Мирового океана выше, чем воздуха у земной поверхности, на 3°C и составляет около 17,4°C. Своих максимальных (36°C) и минимальных (около -2°C) значений она достигает соответственно в низких и высоких широтах. В зависимости от температуры поверхностного слоя вод Мирового океана принято различать зоны тропических вод, полярных вод и вод умеренных областей. Название этих областей позволяет судить об их географическом расположении. Температура вод в указанных зонах заключена в следующих пределах: для тропических вод 15—25°C на большинстве акваторий, в отдельных местах до 28—30°C; для полярных вод 4... -2°C. Воды

умеренных областей Мирового океана занимают промежуточное положение территориально и по своим свойствам, особенно по температуре (от 5 до 16 °С).

Распределение температуры океанических вод по глубине также обнаруживает определенную зональность, имеющую свои особенности в тропических и полярных районах и зонах умеренных широт. В каждой из этих областей верхний слой океана толщиной в несколько десятков метров является слоем с наиболее интенсивным вертикальным перемешиванием воды. По характеру и интенсивности изменений температуры воды с глубиной в тропических водах (рис. 3.4) достаточно отчетливо обнаруживаются три зоны

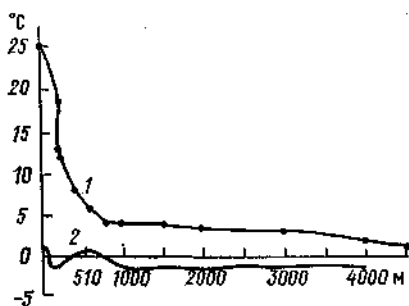


Рис. 3.4. Распределение температуры воды по глубине в тропических (1) и полярных (2) морях [18].

(слоя). Первая из них охватывает верхний слой воды обычно толщиной до 50 м, где происходит медленное падение температуры воды с глубиной. Вертикальный градиент температуры  $\gamma_v$  здесь невелик ( $-0,20^\circ\text{C}/100\text{ м}$ ), и это обусловлено постоянным перемешиванием воды, особенно под влиянием ветра. Вторая зона включает слой 50—800 м, в котором  $\gamma_v$  достигает наибольших значений и изменяется от  $-0,70^\circ\text{C}/100\text{ м}$  в верхних слоях до  $-2,4^\circ\text{C}/100\text{ м}$  на глубине 700—800 м. Глубже 800 м падение температуры происходит медленно (значения  $\gamma_v$  уменьшаются от  $-0,65$  до  $-0,01^\circ\text{C}$  на каждые 100 м глубины).

В полярных океанических водах также обнаруживаются три зоны вертикального распределения температуры (см. рис. 3.4). Верхний слой представлен так называемой водой местного происхождения, которая включает смесь вод окраинных морей, вод, образующихся от таяния снега и дрейфующих льдов, ледников, а также вод атмосферных осадков. В этом слое температура воды отрицательная (в Арктическом бассейне около  $-1,75^\circ\text{C}$ ). Средняя мощность верхнего слоя различная. Применительно к Арктике она составляет около 180 м в приатлантическом и 270 м в притихоокеанском секторах. На глубине в среднем от 200 до 800 м находится зона теплых вод так называемого внешнего происхождения. Это воды, принесенные в полярные районы теплыми течениями, имеют температуру выше  $0^\circ\text{C}$ . Так, в Арктический бассейн атлантическая вода поступает с температурой около  $1,9^\circ\text{C}$  (в стрегие течения она выше  $2-3^\circ\text{C}$ ), но по мере продвижения на восток

охлаждается: в притихоокеанском секторе на той же глубине ее температура 0,5—0,6 °С. Эта атлантическая вода на верхней и нижней своих границах имеет температуру около 0 °С. В третьей, нижней зоне полярных вод вновь происходит понижение температуры с переходом ее к отрицательным значениям: в приатлантическом секторе Арктики в самом придонном слое вода имеет температуру —0,8... —0,85 °С. В умеренных широтах вертикальное распределение температуры воды достаточно близко и подобно распределению ее в тропической зоне. Отличие заключается лишь в интенсивности понижения температуры.

Изменение температуры воды с глубиной в отдельных морях нередко сильно отличается от схем, характерных для Мирового океана в целом. Особенно это свойственно средиземным морям, сообщающимся с океанами через проливы, дно которых является своеобразным порогом для океанических вод. Так, в Средиземном море температура воды на глубине 1000—2500 м достигает 13—13,5 °С, тогда как в Восточной Атлантике такая изотерма не опускается ниже 300—500 м.

Рассмотренная картина вертикального распределения температуры воды в Мировом океане позволяет заключить, что преобладающая часть океанических вод имеет сравнительно низкую температуру. Так, по данным океанологов США, 76 % всех океанических вод имеют температуру ниже 4 °С. Средняя температура всей толщи воды Мирового океана 3,52 °С.

Пространственные изменения температуры вод рек и озер имеют свои особенности. Они обусловлены не только меньшей поверхностью приема солнечной радиации, почти полным вертикальным перемешиванием воды (особенно в реках) и меньшей ее массой. Тепловое состояние речных и озерных вод в значительной мере определяется теплозапасами источников их пополнения и грунтов, слагающих русла рек и озерные котловины. Широтное распределение температуры вод суши характеризуется относительно небольшой амплитудой. Уменьшение температуры с глубиной, особенно в речных потоках, очень невелико. В озерах вертикальный профиль температуры воды более сложен, чем в реках, и нередко обнаруживается ее определенная зональность.

Рассмотренная термическая зональность вод морей и океанов в немалой степени изменяется под влиянием региональных физико-географических, гидрометеорологических и других факторов. Особенно большую роль играют морские льды и океанические (морские) течения.

*Морские льды* образуются под совместным воздействием теплоотдачи с поверхности воды в атмосферу, переохлаждения воды и при наличии ядер конденсации. Все физико-механические свойства морского льда зависят от солености воды, из которой он образовался. Так как температура замерзания морской воды непостоянна и понижается по мере роста солености воды, то образование морского льда происходит более медленно, чем пресного льда рек (озер).

Возраст морских льдов самый различный: от нескольких часов и суток до нескольких лет и тысячелетий. Он определяется гидрометеорологическими условиями ледообразования, климатическими и другими физико-географическими особенностями района существования льда. Толщина льда изменяется от 0,3—0,7 м в неарктических морях до 0,7—1,0 и даже 2 м (годовалый лед) — в арктических. Многолетние (паковые) льды (возраст 2 года и более) обычно имеют толщину 2,5 м и более. По подвижности морские льды подразделяют на неподвижные и дрейфующие (плавающие). Первые из них представляют собой сплошной ледяной покров, примерзший к суше, вторые находятся в постоянном движении и преобладают в Мировом океане.

Морские льды имеют огромное геофизическое значение. Так, они обладают большой отражательной способностью для солнечной радиации. Это приводит к уменьшению поглощения радиации Земли и как результат к падению температуры воздуха. С другой стороны, при ледообразовании выделяется тепло. Его количество для морских льдов достигает огромных размеров. По данным В. В. Шулейкина, в среднем за год в Красном море в расчете на 1 см<sup>2</sup> водной поверхности при ледообразовании выделяется около 12,9 % годового прихода тепла в водную массу. Такая же доля тепловых запасов воды этого моря затрачивается на таяние морских льдов. Кроме того, ледяной покров играет защитную роль: он значительно уменьшает потерю тепла морской водой путем непосредственной отдачи его воздуху. Море, покрытое льдом, защищено от зимнего охлаждения и летнего нагревания. Поэтому морские льды в определенной мере влияют на теплозапасы больших объемов морских и океанических вод и в конечном итоге — на климат. Дрейф морских льдов в низкие широты также оказывает влияние там на погодные условия.

*Океанические (морские) течения* как поступательный перенос водных масс на большие расстояния вызываются действием внутренних и внешних сил. Первые из них связаны с различием солености теплой и холодной воды, которое приводит к сложной картине распределения ее плотности и, следовательно, давления по глубине. Внешними являются астрономические силы (см. гл. 5) и силы поверхностного трения между водной поверхностью и движущимся над ней воздухом.

Наряду с действием внутренних и внешних сил (первичные силы), на движущиеся массы морской воды постоянно воздействуют так называемые вторичные силы. К ним относятся сила Кориолиса и сила внутреннего трения между слоями воды. Первая из них отклоняет движущиеся массы воды в Северном полушарии вправо, в Южном — влево от направления своего движения, обусловленного действием первичных сил. Это отклонение тем больше, чем выше скорость движения частиц воды, и увеличивается от экватора к полюсам. Сила внутреннего трения замедляет движение масс воды. На границе раздела двух слоев, движущихся с разной скоростью, возникают вихри, видоизменяющие характер течения.

Течения различаются по ряду признаков. Наиболее важными из них являются периодичность, происхождение, устойчивость, расположение в толще морской воды, температура и соленость воды.

В зависимости от периодичности океанические (морские) течения делят на *периодические* и *непериодические*. Первые из них включают приливные течения, возникающие под влиянием приливообразующих сил в системах Земля—Луна и Земля—Солнце (см. гл. 5), вторые образуются под влиянием гидрометеорологических причин. По происхождению непериодические течения подразделяют на плотностные, бароградиентные, стоковые, ветровые и дрейфовые.

Разделение океанических (морских) течений по степени устойчивости связано с изменчивостью вектора скорости и продолжительностью сохранения его в пределах одного направления. По этому признаку течения делят на *установившиеся* и *неустановившиеся*. Типичными установившимися течениями являются дрейфовые, неустановившимися — ветровые и бароградиентные. Установившиеся течения характеризуются постоянством направления, сохранением средней скорости и объема переносимых вод. Примером таких течений может служить течение Западных ветров в Южном полушарии. Это течение ежегодно переносит вокруг Земли около 6 млн км<sup>3</sup> воды, или примерно два объема вод Средиземного моря.

В зависимости от расположения в толще морской воды течения подразделяют на *поверхностные*, *глубинные* и *придонные*.

Глубинные течения в океанах не соответствуют общей схеме циркуляции на поверхности Мирового океана. Об этом убедительно свидетельствуют результаты экспедиционных и теоретических исследований, выполненных советскими и американскими учеными в последние 25—30 лет. По обобщенным данным Л. М. Бреховских и А. С. Мошнина, в пассатной зоне стабильных течений в одной и той же точке обнаруживаются течения всевозможных направлений. Перестройка скоростного поля происходит с периодами от нескольких недель до 6 ч. Даже при спокойной поверхности океана в его толще всегда существуют внутренние волны с размахом по вертикали в несколько метров. Все это позволяет заключить, что имеющиеся карты океанических (морских) течений дают лишь приближенную картину их пространственного распределения. Она постоянно уточняется, дополняется и развивается, и это дает возможность эффективно вскрывать причины и закономерности климатических изменений на Земле и роль Мирового океана в формировании климата и погоды.

### 3.2.4. Геофизическая роль Мирового океана

Мировой океан — основной *терморегулятор Земли*. Его тепловое влияние связано с большим запасом воды и высокой ее теплоемкостью. Такая роль морей и океанов обуславливается одновременным сочетанием и гораздо более значительными, чем у суши, теплоемкостью и тепловой инерцией морей и океанов. Важное значе-

ние при этом имеет и то, что верхние слои воды Мирового океана и материков обмениваются теплом с нижележащими слоями на существенно разную глубину. Твердые частицы поверхности суши участвуют в теплообмене с окружающей средой (особенно нижележащей) только за счет молекулярной теплопроводности. Молекулы морских и океанических вод подвержены еще воздействию течений и волнений. Это приводит к передаче тепла на несколько десятков метров вглубь. Так как объем воды такого слоя в Мировом океане очень велик, то при высокой удельной его теплоемкости он представляет собой огромный аккумулятор тепла. Рассеивание этого тепла идет очень медленно по сравнению с рассеиванием тепла с поверхности суши, где и сама аккумуляция его гораздо меньше.

Около трех четвертей нижней атмосферы непосредственно взаимодействуют с Мировым океаном. Поэтому процессы, происходящие над океанической частью гидросферы, в значительной степени определяют формирование погоды над континентами. По существу, океан является как бы аккумулятором энергии атмосферных процессов.

Мировой океан — *огромный дистиллятор*. С поверхности морей и океанов ежегодно испаряется около  $4 \cdot 10^{17}$  кг воды. При этом количество теплоты, выделяемое в атмосферу, достигает  $10^{24}$  Дж. Мировой океан является источником атмосферной влаги. Поверхностная плотность теплового потока из океанов вследствие испарения и теплообмена с холодной атмосферой, составляет, по В. В. Шулейкину, около  $1185,8$  Вт/м<sup>2</sup>. Если учесть площадь поверхности водной оболочки Земли, то станет ясно, что атмосфера в основном нагревается снизу Мировым океаном. Кроме того, большая тепловая инерция способствует выравниванию межгодовых и межсезонных колебаний теплового состояния атмосферы.

Огромное тепловое влияние Мирового океана на атмосферу можно проиллюстрировать сравнением изменений температуры воздуха в отдельных пунктах, расположенных примерно на одной широте. Например, на Атлантическом побережье Норвегии у  $60^\circ$  с. ш. средняя температура января составляет  $1^\circ\text{C}$ , в то время как в Восточной Сибири на той же широте она ниже  $-40^\circ\text{C}$ , а в центральных районах Северной Америки около  $-30^\circ\text{C}$ .

Большая теплоемкость воды приводит к малым суточным колебаниям температуры воздуха над океанами и морями. В тропической зоне Атлантики они составляют  $1,5^\circ\text{C}$ , а в районе  $63-75^\circ$  с. ш. — около  $0,8^\circ\text{C}$ . Для этих широт над материками суточные амплитуды температуры воздуха в приземном слое атмосферы превышают 10 и даже  $20^\circ\text{C}$ . Это означает, что океаны и моря способствуют смягчению климата на планете в целом. Поэтому изменение соотношений площадей, занятых сушей и Мировым океаном на земном шаре, всегда сопровождается изменениями климата.

Огромная роль Мирового океана заключается в его способности *регулировать содержание углекислого газа* в атмосфере. Такая



способность океана обусловлена рядом процессов. Одни из них заключаются в том, что растворимость  $\text{CO}_2$  в морской воде больше, чем любого другого газа атмосферного воздуха. При  $0^\circ\text{C}$   $1 \text{ дм}^3$  морской воды может поглотить из атмосферы  $50 \text{ см}^3$  углекислого газа, а кислорода — только  $8 \text{ см}^3$ . Фактически поглощение  $\text{CO}_2$  морской и океанической водой еще больше, чем указано выше. Дело в том, что часть молекул углекислого газа вступает в химическую реакцию с морской водой, образуя угольную кислоту ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ). Эта кислота претерпевает дальнейшие химические изменения (распад на ионы водорода и карбонат-ионы; последние связываются ионами кальция в нерастворимую соль  $\text{CaCO}_3$ ), в конечном итоге приводящие к образованию известковых пород на морском дне. Обе стороны этого единого процесса приводят к перекачиванию  $\text{CO}_2$  из атмосферы в океан, а из океана — в донные отложения, известняк. Скорость обмена углекислым газом между атмосферой и верхним слоем океана немалая: за год в нем растворяется около  $10^{14}$  кг атмосферного  $\text{CO}_2$ . Это почти в 10 раз больше, чем образуется углекислого газа при сжигании всех видов топлива. Поступление  $\text{CO}_2$  из верхних слоев океана в глубинные происходит медленно. Поэтому способность Мирового океана своевременно регулировать концентрацию  $\text{CO}_2$  в атмосфере не беспредельна, она определяется наиболее медленным процессом — опусканием и перемешиванием океанических вод.

Велика тепловая роль на Земле и океанических (морских) течений. Они являются генеральным поставщиком тепла в глобальном масштабе. Вместе с воздушными потоками они выравнивают температуру между полярными и тропическими широтами, при этом главенствующую роль играют течения. Насколько велико влияние течений на климат, можно судить по такому примеру. Восточное побережье Канады и западное побережье Европы расположены в зоне между  $55$  и  $70^\circ$  с. ш. Средняя годовая температура воздуха во всей зоне заключена в пределах  $0$  и  $-10^\circ\text{C}$  в первом случае и  $0$  и  $10^\circ\text{C}$  — во втором. Объяснением служит тот факт, что канадское побережье омывается холодным Лабрадорским течением, а европейское — теплым Гольфстримом. В результате продолжительность безморозного периода на рассматриваемых побережьях различается в  $2,5$ — $3,5$  раза.

В целом Мировой океан и океанические (морские) течения — это постоянно действующие факторы в формировании климата и погоды. Их влияние проявляется по-разному: непосредственный обмен теплом на границе атмосфера—океан, излучение поверхностного слоя воды, испарение воды и последующие преобразования влаги в воздушной оболочке Земли. Все эти процессы тесно связаны с движением и теплопереносом планетарного пограничного слоя атмосферы.

### 3.3. Внешнее строение Земли

#### 3.3.1. Материки и океаны

Основные черты внешнего строения Земли можно представить, рассмотрев в планетарном масштабе распределение суши и воды, материков и океанов. Из 510 млн км<sup>2</sup> поверхности Земли океанами и морями занято 362 млн км<sup>2</sup> (71 %), сушей — 148 млн км<sup>2</sup> (29 %). Большая часть суши сосредоточена в Северном полушарии, которое нередко называют *материковым*: суша в нем занимает 100,5 млн км<sup>2</sup>, или 39,4 %, а вода — 60,6 % общей поверхности полушария, причем между 40 и 70° с. ш. суша преобладает над океаном. Основная часть вод морей и океанов Земли приходится на Южное, или *океаническое*, полушарие, в котором морской водой занято 81 % площади, а сушей — 19 %.

Такая неравномерность распределения суши и воды сохраняется при любом разделении Земли на два полушария. Можно провести такое сечение, которое разделит Землю тоже на материковое и океаническое полушария. Первое из них будет иметь полюс около устья р. Лауры во Франции и включит материки Евразию, Африку, Северную Америку и часть Южной Америки; в нем приходится на поверхность суши 47 %, воды — 53 %. Это означает, что даже в материковом полушарии большая часть поверхности занята водой. В океаническом полушарии с полюсом к юго-востоку от Новой Зеландии (преимущественная часть Тихого океана и южные части Атлантического и Индийского океанов) распределение воды и суши еще более неравномерное: океаны занимают 91 %, суша 9 % поверхности полушария.

Указанное распределение суши и воды подчиняется общему закону: от 62° ю. ш. к северу до 62° с. ш. материковые массы возрастают; от Южного полюса до 62° ю. ш. и от 62° с. ш. до Северного полюса материковые массы убывают, океанические возрастают. Неравномерность распределения суши и воды сохраняется также при сопоставлении не только полушарий Земли, но отдельных широт: в Северном полушарии меньше всего водой занята зона между 60 и 70° с.ш., где лишь 0,286 этой зоны приходится на Мировой океан. В широтном поясе 80—90° водой занято 0,902 доли пояса в Северном полушарии и 0,029 — в Южном. В тесной связи с указанными выше особенностями распределения суши и воды находится другая характерная черта внешнего строения Земли — выклинивание материков с севера на юг. Все это означает континентальность Северного и океаничность Южного полушарий. Основной причиной этого, по В. И. Вернадскому и Г. Н. Каттерфельду, является преобладание в умеренных широтах Северного полушария восходящих движений литосферы и нисходящих — в Южном полушарии. Такие движения компенсируются опусканиями (Северный Ледовитый океан) и поднятиями (Антарктида) в полярных широтах.

Неравномерное планетарное распределение суши и воды на Земле является причиной смещения северных материков к западу, южных — к востоку с наибольшим эффектом на 62° ш. каждого полушария. Это же обуславливает различие климатов обоих полушарий: климат Южного полушария с большим обилием воды носит океанический характер.

Суша Земли разделена Мировым океаном на ряд огромных массивов и более мелких участков. Крупные массивы (глыбы) земной коры, высоко поднятые над океаническим дном, называют *материками*, или континентами. Различают шесть материков (табл. 3.7), которые изостатически уравновешены, имеют определенное геологическое строение (одна-две древнейшие гранитные платформы, обрамленные складчатыми структурами разного возраста) и различаются размерами.

ТАБЛИЦА 3.7  
Некоторые размеры материков Земли

Материк	Площадь, млн км <sup>2</sup>	Высота, м	
		средняя	наибольшая (название вершины)
Евразия	Около 53,4	843	8848 (Джомолунгма)
В том числе:			
Европа	10,0	340	4807 (Монблан)
Азия	43,4	960	8848 (Джомолунгма)
Африка	29,2	750	5895 (Килиманджаро)
Северная Америка	20,3	720	6194 (Мак-Кинли)
Южная Америка	18,2	590	6960 (Аконкагуа)
Антарктида	13,9	2040	5140 (Виньон)
Австралия	7,6	340	2234 (Косцюшко)

Мелкие участки суши — *острова*. Среди них выделяют *материковые острова*, представляющие собой наиболее крупные части материков и располагающиеся на материковых отмелях. Другую группу островов называют *самостоятельными островами* (вулканические, коралловые), которые обычно меньше по размерам и располагаются вдали от берегов. Значительно удаленные от материков острова Тихого океана образуют группу островов — *Океанию*.

В расположении материков, их конфигурациях, размерах и других характеристиках имеются ряд особенностей. Так, например, в зависимости от геологического строения выделяют два ряда материков. Первый из них — северный ряд (Евразия, Северная Америка), в котором континенты имеют сложный, разнообразный, пересеченный рельеф, изрезанную береговую линию и широкую материковую отмель. Материки этого ряда простираются от тропических до субполярных широт. Для материков второго, южного (приэкваториального) ряда (Южная Америка, Африка, Австралия) характерна относительная простота рельефа и береговой линии и незначительность материковой отмели. Южные материки распо-

лагаются в пределах субтропического пояса. Вне рядов находится Антарктида.

По форме материка напоминают треугольники, основания которых обращены на север. Все материка, за исключением Антарктиды, группируются попарно. Каждая пара образует «материковый луч», эти лучи сходятся к Северному полюсу, образуя так называемую континентальную звезду (рис. 3.5). Характерно, что

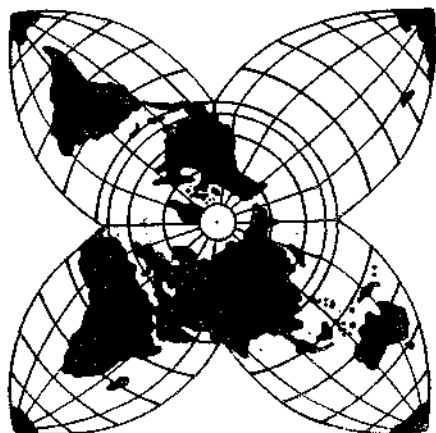


Рис. 3.5. Континентальная звезда.

у южных материков западные побережья вогнуты (заливы Арика, Гвинейский, Большой Австралийский и др.), восточные — выпуклые. Восточные побережья некоторых материков обрамлены сильно изогнутыми, обращенными на восток островными дугами (Антильские, Курильские, Японские, Филиппинские, Алеутские и другие острова).

Материкам, кроме Антарктиды, свойственна прямая связь между их площадями и средними высотами (табл. 3.7): чем больше площадь материка, тем больше его средняя высота и более мощной является литосфера. Материки и океаны располагаются *антиподально*: на одном конце луча, проведенного через материк и центр Земли, находится материк, на другом — океан (или его часть). Наиболее характерна антиподальность для Антарктиды и Северного Ледовитого океана, Северной Америки и Индийского океана, Евразии с Африкой и Тихого океана.

Мировой океан условно подразделяют на составные части по ряду признаков. Наиболее важными из них являются самостоятельные системы океанических (морских) течений и атмосферной циркуляции, структура водных масс, особенности горизонтального и вертикального распределения параметров воды. В соответствии с этим в Мировом океане выделяют четыре части, заключенные между материками и отличающиеся своеобразием конфигурации береговой черты и рельефа дна. Такие части Мирового океана называют *океанами*. Основные их характеристики приведены в табл. 3.8.

ТАБЛИЦА 3.8

## Размеры океанов Земли (по С. П. Паркеру)

Океан	Площадь поверхности, тыс. км <sup>2</sup>	Объем воды, тыс. км <sup>3</sup>	Глубина, м	
			средняя	наибольшая
Тихий	181 344	714 410	3940	11 022
Атлантический	94 314	337 210	3575	9 218
Индийский	74 118	284 608	3840	7 455
Северный Ледовитый	12 257	1 370	1117	5 450
Мировой	362 033	1 349 928	3729	11 022

Естественными границами океанов служат берега омываемых ими материков и островов, условными — морские (Северный Полярный круг и меридианы мысов Южного, Игольного и Горн).

## 3.3.2. Рельеф материков и дна океанов

*Рельеф* (от лат. *relievo* — поднимаю) как совокупность неровностей суши материков и островов, дна океанов и морей складывается из положительных (выпуклых) и отрицательных (вогнутых) форм, имеющих разнообразные очертания, размеры, происхождение, возраст и историю развития. Рельеф образуется главным образом в результате длительного одновременного воздействия на земную поверхность эндогенных (внутренних) и экзогенных (внешних) процессов. Рельеф океанического дна создается преимущественно тектоническими движениями земной коры, вулканическими процессами и землетрясениями. Рельеф поверхности материков и островов формировался и формируется не только этими, эндогенными, но и экзогенными процессами, происходящими при участии солнечного тепла, ветра, атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод. Поэтому наземный рельеф сложнее подводного. Все сравнительно мелкие неровности океанического дна (холмы, террасы, подводные долины и т.п.) обычно имеют реликтовый (остаточный) характер от тех времен, когда данный участок был частью суши.

На Земле есть два основных уровня планетарного рельефа — поверхность материков и ложе Мирового океана. На фоне этих уровней развиваются уровни второго порядка: на суше — равнины и горные страны, на океаническом дне — океаническое ложе, подводные хребты и глубоководные желоба (впадины). Кроме того, на суше выделяются так называемые *депрессии*, т.е. территории, расположенные ниже уровня моря (Прикаспийская низменность с отметками до 28 м ниже уровня океана; Турфанская котловина с отметкой —154 м; Сарыкамышская впадина с отметкой дна —48 м; Мертвое море, берега которого лежат ниже уровня океана на 392 м).

Кратко рассмотрим составные части рельефа второго порядка материков и дна океанов. Материки можно разбить на ступени высот. Низшей ступенью, с высотами от 0 до 200 м над уровнем моря, являются *низменности*, которые занимают 48,2 млн км<sup>2</sup> суши. Высотная ступень, от 200 до 500 м над уровнем моря, называется *возвышенностями* и *плато*, различающимися степенью пересеченности. Плато — это плоская равнинная поверхность, возвышенность имеет пересеченный рельеф. Общая площадь возвышенностей и плато около 33 млн км<sup>2</sup>.

Ступени высот более 500 м представляют собой *горы*. Среди них выделяют *низкие горы* (500—1000 м), *средние горы* (1000—2000 м), *высокие*, или *альпийские*, *горы* (выше 2000 м). На Земле площадь гор всех ступеней около 67 млн км<sup>2</sup>, из которых около 40 % приходится на низкие и 23,8 % на высокие горы. Высокогорные участки земной поверхности обычно расчленены *хребтами*, т. е. вытянутыми в одном направлении горами, и *горными долинами*, в общей совокупности составляющими обширные горные системы, или *горные страны* (Кавказ, Урал, Альпы, Гималаи и др.).

Горы Земли образуют два крупных пояса. Один из них — Тихоокеанский — опоясывает Тихий океан (горы Алеутских островов, Аляски, Скалистые горы, Береговые хребты, хр. Сьерра-Невада, Кордильеры, горы Центральной Америки, Антильских островов, Анды), другой — Евразийский молодой горный пояс (северная ветвь — Пиренеи, Альпы, Карпаты, Балканы, Анатолийское плоскогорье, Кавказ, горы южного побережья Каспийского моря, Колетдаг, Памир, север Гималаев, Юньнань-Гуйчжоуское нагорье и горные страны Индокитая; южная ветвь — Атласские горы, Апеннины, Динара, горы юга Греции, хребты Иранского нагорья, Гиндукуш, Каракорум, Гималаи, горные страны Бирмы, Зондских островов, Филиппин, Восточного Китая, Японии, востока и северо-востока Азии и др.). В целом на материках центральные области представлены понижениями, окраинные — поднятиями.

Океаническое дно по глубине можно разбить на ряд ступеней. Низшей ступенью является *материковая отмель* (шельф), представляющая собой материковую поверхность, опущенную ниже уровня океана на 200 м, а в отдельных местах — на 550—600 м. На ее долю приходится около 8 % общей площади морского дна. По существу, это прибрежная равнина, имеющая много небольших неровностей (холмы, впадины, подводные долины, террасы и др.). Ниже идет *материковый склон* (глубина от 200 до 2500 м), имеющий резкий перелом очертания поверхности и относительно крутое (до 13—14°, реже 40—45°) ее падение. Он занимает около 15 % площади дна Мирового океана. Между глубинами 2500—6000 м находится *ложе океана* (дно океана), занимающее 76 % площади океанического дна. В нем выделяются две ступени: собственно океаническое ложе и *срединно-океанические хребты*. Области ложа океана с глубиной более 6000 м называют *глубоководными впадинами*, или абиссаль-

ными желобами, на долю которых приходится около 1 % поверхности дна Мирового океана. В целом на океаническом дне наблюдается картина, противоположная той, которая характерна для материков: центральным областям соответствуют поднятия, окраинным — понижения рельефа. В то же время формы рельефа океанического дна те же, что и на материках: имеются равнины, плоскогорья и горные страны.

### 3.3.3. Гипсографическая кривая

Важнейшей количественной характеристикой неровностей рельефа служит высота или глубина. Соотношения между высо-

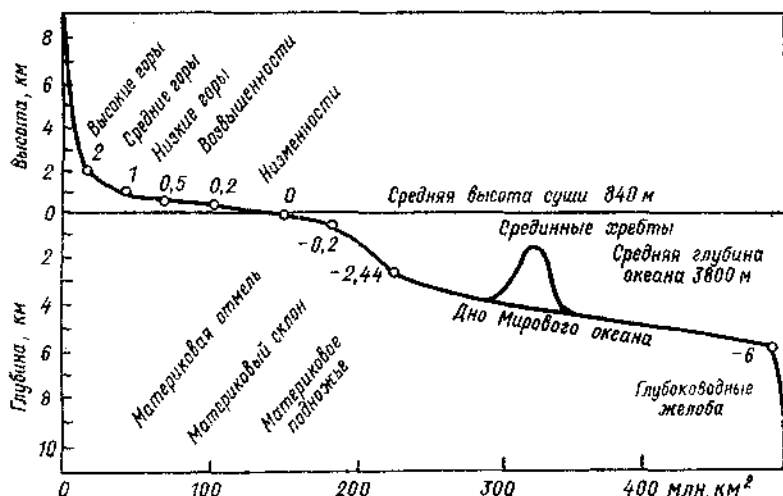


Рис. 3.6. Гипсографическая кривая.

тами суши и глубинами Мирового океана получают различными путями. Одним из них является статистический путь, заключающийся в определении площадей Земли, занятых характерными ступенями высот и глубин. Оценку площадей ведут по картам Земли, на которых рельеф суши изображен горизонталями (линии, соединяющие точки одинаковой высоты), а глубины океанов и морей — изобатами (линии, соединяющие точки одинаковой глубины). Горизонтالي (изобаты) на картах проведены через определенные интервалы высот (глубин).

Для наглядного представления о распределении высот и глубин на Земле строят *гипсографическую кривую* (рис. 3.6). Она характеризует соотношение площадей, занятых различными ступенями высот и глубин на Земле, и наглядно дает как бы обобщенный идеальный профиль земной поверхности. В этом профиле четко прослеживаются две ступени (материковая и океаническая), которым соответствуют определенный тип земной коры (ма-

териковый или океанический). Следуя гипсографической кривой, можно отметить, что на поверхности суши преобладают высоты менее 1000 м. Они составляют около 72 % всей суши Земли. В мировом океане преобладают глубины от 3000 до 6000 м, на долю которых приходится более 77 % его площади. Средняя высота суши примерно равна 840 м, а средняя глубина Мирового океана — 3800 м. Это означает, что материки представляют собой как бы плоскогорья, возвышающиеся над морским дном почти на 4640 м. Гипсографическая кривая может быть построена для любого участка земной поверхности. В частности, она необходима для обоснования высоты (глубины) сечения горизонталями (изобатами) при выявлении характерных уровней рельефа.

Небольшая доля площади, занятая глубоководными впадинами морей и высокими горами на суше, свидетельствует о том, что они представляют собой несущественную близость их расположения и асимметричность (смещение гор к окраинам материков и глубоких впадин к периферийным частям океанов) являются одной из характерных особенностей рельефа Земли. В то же время эти две формы рельефа играют существенную роль во многих природных процессах. Так, горный рельеф в значительной мере определяет местную циркуляцию воздуха, вносит большой вклад в формирование и режим облачности, атмосферных осадков, водности рек, локальных электромагнитных полей и т. д. Глубоководные впадины являются ареной многих современных движений земной коры, приводящих к землетрясениям, процессам вулканизма, зонной интенсивного и постоянного взаимодействия материковых и океанических плит.

### **3.4. Внутреннее строение Земли**

#### **3.4.1. Сейсмические волны и плотность земных недр**

Внешние оболочки Земли (атмосфера, гидросфера) выделились из ее внутренних частей на протяжении геологической истории. Состояние этих геосфер, их эволюция и происходящие в них процессы находятся в зависимости от многих параметров и свойств глубоких слоев планеты. Поэтому, чтобы лучше понять взаимодействие всех оболочек Земли и происходящие в них процессы, изучают ее внутреннее строение.

Современные представления о внутреннем строении Земли носят приближенный характер. Особенно это относится к глубоким земным недрам, недоступным для прямого зондирования. Наиболее достоверные данные о внутреннем строении Земли дают комплексные геофизические разведки, среди которых наибольшей информативностью отличается сейсмическая разведка (сейсмическое зондирование).



Сейсмическое зондирование основано на учете зависимости скоростей распространения сейсмических (упругих) волн от типа волны и характера среды, через которую они проходят. *Сейсмические волны* — это колебательные движения вещества, вызванные землетрясениями или искусственными взрывами. Они бывают двух типов — *объемные* и *поверхностные*, имеют различный характер распространения, преломления и отражения в зависимости

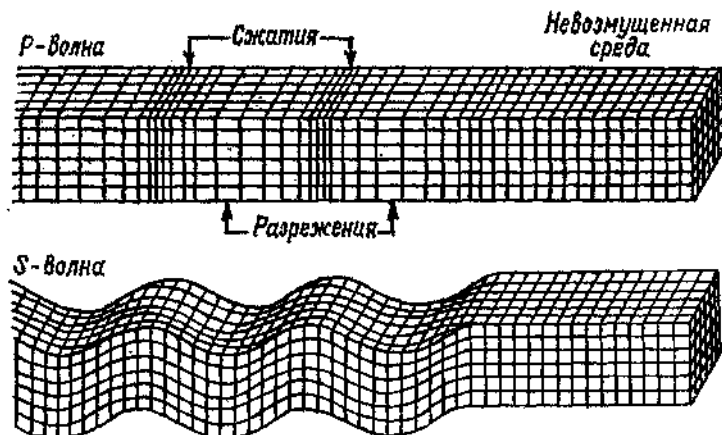


Рис. 3.7. Два типа объемных волн [5].

от агрегатного состояния и ряда физико-механических свойств горных пород.

Объемные волны подразделяют на продольные и поперечные (рис. 3.7). *Продольные волны* (*P*-волны, от лат. *prima* — первые) есть волны сжатия и растяжения (разрежения). Они представляют собой упругие колебания частиц вещества около своего среднего положения в направлении распространения волны, имеют наибольшую скорость  $v_P$  и проходят через твердые и жидкие среды. *P*-волны вызывают периодические изменения объема вещества, через которое они проходят. *Поперечные волны* (*S*-волны, от лат. *secundo* — вторые) — это волны сдвига вещества, колебания его частиц происходят в направлении, перпендикулярном к распространению волны. Они проходят только в твердых средах, имеют скорость  $v_S$ , меньшую, чем  $v_P$ , и вызывают изменения формы вещества без изменения его объема. Обычно  $v_P/v_S$  составляет 1,7—1,8.

*Поверхностные волны* (*L*-волны, от лат. *longa* — длинные) по существу являются суперпозицией *P*- и *S*-волн. Они имеют большую длину волны, чем *P*- и *S*-волны, возникают на границе разнородных сред у поверхности материков и океанического дна и вызывают одновременно деформацию объема и сдвига. Их скорость меньше  $v_P$  и  $v_S$ .

Скорости  $v_p$  и  $v_s$  зависят от упругих свойств и плотности пород  $\rho$ , через которые они проходят. Эти зависимости имеют следующий простой вид:

$$v_p = \sqrt{\left(K_c + \frac{4}{3} \mu_{сдв}\right) / \rho} \quad \text{и} \quad v_s = \sqrt{\mu_{сдв} / \rho}, \quad (3.1)$$

где  $K_c$  — модуль сжатия или упругости (для гранита  $K_c \approx 27 \cdot 10^9$  Па, для воды  $2 \cdot 10^9$  Па);  $\mu_{сдв}$  — модуль сдвига (для гранита  $\mu_{сдв} = 16 \cdot 10^9$  Па, для воды равен нулю). Так как в жидкостях  $\mu_{сдв} = 0$ , то и  $v_s = 0$ . Это означает, что поперечные волны могут распространяться только в твердых средах, в жидкостях они затухают.

Сейсмические станции, расположенные на различных участках земной поверхности, фиксируют форму, размер и время прохождения волн землетрясений. Эти данные и современные методы вычисления позволяют ответить на вопрос о физическом характере среды распространения сейсмических волн и дают возможность выяснить различие физических свойств земных недр. В первую очередь это относится к плотности вещества.

Если бы от поверхности до своего центра Земля была однородным телом, т. е. плотность ее всюду оставалась бы одинаковой, то во всех точках земного радиуса  $R$  скорость  $v$  была бы одной и той же. В этом случае путь распространения волн через все тело Земли был бы прямолинейным. В действительности пути пробега сейсмических волн имеют сложный криволинейный характер, причем рост с глубиной значений  $K_c$  и  $\mu_{сдв}$  опережает увеличение плотности  $\rho$ . Это приводит к тому, что кривые  $v_p = f(R)$  и  $v_s = f'(R)$  имеют резкие переломы, где скорости испытывают скачкообразные изменения (рис. 3.8).

Данные регистрации сейсмических волн (сейсмограммы) показывают, что первая поверхность скачка находится на глубине в среднем около 60—70 км. На этом удалении от земной поверхности  $v_p$  резко возрастает с 5 до 8 км/с. В дальнейшем  $v_p$  быстро нарастает и на глубине около 2900 км достигает 13,6 км/с. Глубже  $v_p$  резко падает, а затем, по мере дальнейшего распространения к центру Земли, медленно нарастает, асимптотически приближаясь к прямой  $v_p = f(R) = \text{const}$ . На этой же глубине значение  $v_s$  резко снижается, приближаясь к нулю. Более детальные данные регистрации S-волн в зонах глубже 2900 км свидетельствуют о том, что начиная с глубин около 5000 км S-волны распространяются со скоростью менее 0,5—1,0 км/с.

Скачкообразное изменение с глубиной скоростей сейсмических волн отражает скачкообразное увеличение упругих свойств и плотности вещества земных недр с глубиной. Это дает основание для утверждения о расслоенности Земли и выделения в ней трех частей, или трех внутренних геосфер (рис. 3.9): наружной (земной коры), внутренней (ядра) и промежуточной (мантии). В этих геосферах значения  $v_p$  или  $v_s$  сильно различаются. Так, на нижней границе земной коры  $v_p$  и  $v_s$  равны соответственно 6,1

и 4,5 км/с, а на верхней границе мантии — около 8,0 и 4,9 км/с. На нижней границе мантии  $P$ - и  $S$ -волны распространяются со скоростью, примерно равной 13,6 и 7,5 км/с соответственно. В ядре значение  $v_P$  вначале снижается до 8,1 км/с, затем постепенно растет до 11,3 км/с и в дальнейшем остается практиче-

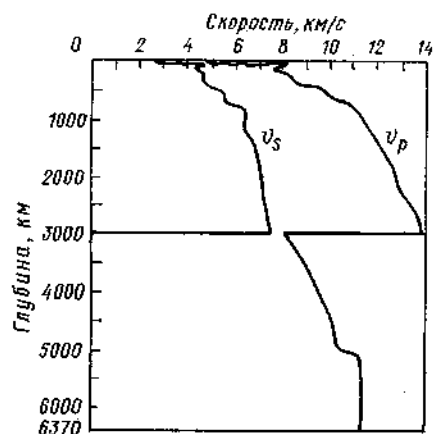


Рис. 3.8. Скорости распространения продольных ( $v_P$ ) и поперечных ( $v_S$ ) сейсмических волн внутри Земли.

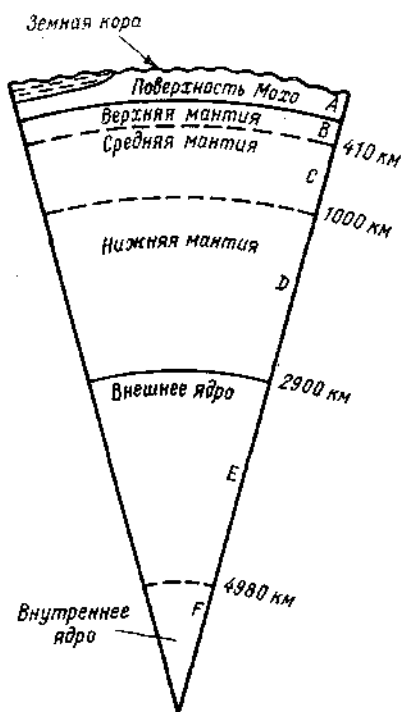


Рис. 3.9. Внутренние геосферы.

ски постоянным. Такое скачкообразное изменение значений  $v_P$  и  $v_S$  и небольшие значения  $v_S$  (примерно 0,5—1,0 км/с) в наружной части ядра свидетельствуют о значительном различии внутренних геосфер по плотности и агрегатному состоянию.

Плотность  $\rho$  является важнейшей физической характеристикой любого вещества. Для данного конкретного вещества плотность — величина постоянная. Но разные тела имеют различную плотность  $\rho$  из-за неодинакового атомарного и молекулярного строения. О плотности земной коры судят по результатам непосредственных определений плотности слагающих ее горных пород и элементов (табл. 3.9). Диапазон значений  $\rho$  у земных веществ очень велик: от  $10^{-16}$  кг/м<sup>3</sup> (плотность воздуха при наибольшем вакууме, который можно создать в лабораторных условиях) до  $22,5 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> (плотность осмия — самого тяжелого элемента). Для сравнения укажем, что в космическом пространстве диапазон значений  $\rho$  еще шире: от  $10^{-27}$  кг/м<sup>3</sup> для межгалактической среды до  $10^{17}$  (нейтронные звезды) и даже  $10^{20}$  кг/м<sup>3</sup> (черная дыра).

ТАБЛИЦА 3.9

## Плотность некоторых земных веществ

Вещество	Плотность, $10^3$ кг/м <sup>3</sup>	Вещество	Плотность $10^3$ кг/м <sup>3</sup>
Кремний	2,3	Нефть	0,70
Алюминий	2,7	Лед (при 0 °С)	0,9
Корунд	4,0	Вода (при 4 °С)	1,0
Радий	5,0	Торф	1,05
Ванадий	6,02	Антрацит	1,40
Железо	7,9	Каменная соль	2,36
Серебро	10,5	Глина	2,46
Титан	16,6	Песчаник	2,65
Золото	19,32	Гранит	2,65
Платина	21,45	Базальт	2,90
Осмиий	22,5	Габбро	3,00
		Центр ядра Земли	12,0

О том, что ядро Земли должно иметь высокую плотность, науке было известно давно. При этом ученые исходили из следующих фактов. Плотность горных пород, слагающих земную кору, изменяется от  $0,7 \cdot 10^3$  до  $(2,9 \dots 3,0) \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, а средняя плотность Земли в целом равна  $5,52 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. В то же время были известны метеориты, плотность вещества которых около  $8 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Все это, а также лабораторные испытания прохождения *P*- и *S*-волн через вещества различной плотности позволило установить, что средняя плотность земной коры составляет около  $2,7 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, а ядра  $10,2 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>.

Внутренние геосферы сильно различаются по своим размерам и массе (табл. 3.10), химическому составу, температуре и ее изменениям, по агрегатному состоянию.

ТАБЛИЦА 3.10

## Относительные размеры и масса внутренних геосфер, % размера и массы Земли

Геосфера	Размер	Масса
Земная кора	0,52	0,8
Мантия	45,32	68,2
Ядро	54,16	31,0

Примечание. Средний радиус Земли равен 6371 200 м, масса Земли — примерно  $6 \cdot 10^{24}$  кг.

Из этих данных следует, что все внутренние геосферы неравнозначны между собой. Самой незначительной по массе и размерам является земная кора, наибольшей по массе — мантия, а по размерам — ядро.

### 3.4.2. Строение внутренних геосфер

По данным комплексных геофизических разведок, определенных массы, плотности и других характеристик земных недр стало очевидным, что не только они в целом, но и каждая внутренняя оболочка Земли являются неоднородными. По ряду физических свойств и агрегатному состоянию внутренние геосферы разделяются на отдельные слои.

Рассмотрим строение каждой из этих геосфер. При этом заметим, что общий план слоистого строения внутренних геосфер сейчас довольно хорошо известен для земной коры и верхней части мантии. Строение, состав и состояние большей части мантии и земного ядра являются предметом научных гипотез.

*Земная кора* состоит из вещества, выделившегося из мантии. Верхняя ее граница совпадает с поверхностью материков и океанического дна; она неровная, различие ее отметок достигает примерно 20 км (г. Джомолунгма имеет высоту 8848 м, отметка дна Марианской впадины —11 022 м). За нижнюю границу земной коры принимают *поверхность Мохоровичича* (сокращенно *Мохо*), скорость сейсмических волн на которой скачкообразно увеличивается до 8 км/с. Поверхность *Мохо* практически зеркально повторяет земную поверхность. Амплитуды колебаний отметок нижней границы больше, чем верхней, и достигают 70 км.

Мощность земной коры под материками достигает 70—75 км, в среднем составляя 33—35 км, под океанами уменьшается до 5—8 км. Ее строение слоистое, но неодинаковое под материками и океанами. Все эти различия послужили поводом для выделения двух типов земной коры (по Б. Гутенбергу): континентального и океанического. Граница между ними проходит по дну океана на глубине 2000—3500 м. Подробно строение, состав и история развития земной коры рассмотрены в гл. 4.

*Мантия* является переходной зоной (промежуточной оболочкой) между земной корой и ядром Земли. Верхняя ее граница совпадает с поверхностью *Мохо*, нижняя — *граница Вехерта—Гутенберга* — находится на глубине 2900 км. В пределах этой геосферы нарастание  $v_p = f(R)$  происходит неравномерно на отдельных участках земного радиуса: наиболее быстро — в верхнем 1000-километровом слое (особенно до глубины 400—410 км), значительно медленнее — в зоне глубины 1000—2900 км. Поэтому сейсмические данные позволяют выделить три слоя: *B*, *C* и *D* (см. рис. 3.9). Первый из них (*B*) называется *верхней мантией* (*слой Гутенберга*), нижняя граница которой расположена на глубине 400—410 км; второй слой (*C*) — *средняя мантия*, или *слой Голицина*, — простирается до глубины 1000 км; третий слой (*D*) — *нижняя мантия* — до глубины 2900 км. Иногда под термином «верхняя мантия» понимают слои *B* и *C*.

Наиболее изученной является верхняя мантия, в пределах которой *P*-волны распространяются со скоростью более 8 км/с. В слое *B* на глубине около 120—250 км под материками и

60—400 км и более под океанической корой земное вещество находится в вязком, частично расплавленном состоянии. Этот слой понижает скорости  $P$ - и  $S$ -волн, и его называют *астеносферой* («пояс размягчения»), или волноводом; под древними ядрами материков этот слой местами отсутствует. Вязкость вещества астеносферы ( $10^{19}$  Па·с) ниже, чем покрывающего ее слоя ( $10^{22}$  Па·с), поэтому ее материал местами размягчен до жидкого состояния и стремится всплыть. Астеносфера является зоной зарождения вулканов.

Верхняя часть мантии выше астеносферы вместе с земной корой носит название *литосфера* (от греч. lithos — камень и sphaira — шар), или каменная оболочка Земли. Она характеризуется активными движениями горных пород, поэтому ее еще называют *тектоносферой*. Толщина литосферы в различных ее частях неодинакова. Под материками она может достигать многих десятков километров, под океанами — уменьшаться до десятков и единиц километров в области срединно-океанических хребтов. В целом мантия за исключением астеносферы находится в твердом состоянии.

*Ядро*, или барисфера, — это наиболее плотная внутренняя геосфера, ее плотность  $(10...12) \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, радиус 3470 км. По сейсмическим данным (уменьшение скоростей  $P$ -волн с 13,6 до 8,1 км/с и приближение  $v_s$  к нулю), в нем выделяется два слоя: слой  $E$  — до глубины 4980 км, или *внешнее ядро*, и слой  $G$  — до центра Земли, или *внутреннее ядро*. Между слоями  $E$  и  $G$ , как и между  $D$  и  $E$ , существуют переходные зоны толщиной соответственно около 220 и 140 км. Допускается, что вещество внешнего ядра находится в жидком, внутреннего — в твердом состоянии. Принимается, что давление в центральной части ядра 343 ГПа, температура — около 5000 °С.

### 3.4.3. Химический состав земной коры и земных недр

Сопоставление между собой химического состава внешних геосфер (атмосфера, гидросфера) указывает на их химическую неоднородность. Это в равной мере относится и к внутренним оболочкам Земли, особенно к земной коре.

Химический состав земной коры, мантии и ядра Земли изучен неодинаково. Причиной тому служит невозможность получения образцов вещества глубоких слоев Земли для химического анализа. Непосредственному изучению доступна пока лишь ничтожно малая часть земных недр и то в пределах буровых скважин и рудников. Глубже химический состав оценивают в основном по косвенным данным.

*Химический состав земной коры* исследуется с конца XIX в. по результатам химических анализов горных пород и минералов, отобранных из горных выработок. Со времен Ф. Кларка (1838 г.), предпринявшего первую попытку определения среднеарифметического содержания химических элементов в верхнем 16-километ-

ровом слое литосферы, многие геохимики занимались уточнением этих данных. Большой вклад в изучение химического состава земной коры внесли выдающиеся советские ученые В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, В. Г. Хлопин, А. П. Виноградов, а также зарубежные геохимики (Вашингтон, Фохт, Ноддаки, Гольдшмит, Гевеши и др.).

Среднее содержание химических элементов в земной коре, или *кларк*, измеряют в процентах по массе. Ориентировочные расчеты содержания наиболее распространенных химических элементов приведены в табл. 3.11.

ТАБЛИЦА 3.11  
 Главные химические элементы земной коры, % по массе

Элемент	Автор, год		
	Ф. Кларк, 1888	А. П. Виноградов, 1962	А. А. Беус, 1981 (без осадочных пород)
Кислород	46,28	47,0	46,1
Кремний	28,02	29,5	26,7
Алюминий	8,14	8,05	8,1
Железо	5,58	4,65	6,0
Кальций	3,27	2,96	5,0
Магний	2,77	1,87	3,0
Калий	2,47	2,50	1,6
Натрий	2,43	2,50	2,3
Титан	0,33	0,45	0,6
Фосфор	0,10	0,093	0,09
Сумма	99,32	99,6	99,49

В земной коре преобладает кислород. Далее по распространенности следуют кремний и алюминий. Эти три элемента составляют более 80 % массы земной коры. Если в расчет добавить еще семь наиболее распространенных элементов, то их общая сумма превысит 99 %. Из-за преобладания в сумме кремния и алюминия (Si и Al) в земной коре ее называют оболочкой «сиаль». В этой геосфере известно 89 химических элементов, подавляющее большинство из которых имеет невысокую плотность и относится к группе редких и сверхредких. Так, по А. А. Беусу, кларк золота в материковой коре равен  $1,7 \cdot 10^{-7}$  %. Кислород в земной коре содержится в виде оксидов, основными из которых являются  $\text{SiO}_2$  (58 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15 %),  $\text{Fe}_2\text{O}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (8 %),  $\text{CaO}$  (6 %). Другие химические элементы также редко встречаются в самородном виде, они чаще образуют различные химические соединения с определенными физическими и химическими свойствами (минералы, горные породы, см. гл. 4).

Между составными частями земной коры (слоями) и ее участками, в том числе между материковой и океанической корой, происходит постоянный обмен веществом. Этот обмен ведет к возрастанию с глубиной роли тяжелых элементов, однако заметного его влияния «на выравнивание» состава между двумя типами коры

не обнаружено. Установлено, что в материковой коре больше, чем в океанической, содержание оксидов Si, Na, K, P. В коре океанов отмечается большее содержание, чем на материках, оксидов Al, Ca, Mg, Fe, Ti, Mn. В целом в химическом отношении материковая кора представляет собой смесь гранитов и базальтов, океаническая — смесь базальтов с богатыми оливином ультраосновными породами — перидотитами.

*Химический состав мантии* оценивают по аналогии с составом тел Солнечной системы (метеориты, Солнце) и по результатам сверхглубокого бурения океанического дна. В этих же целях используют глубинные породы рифтовых зон срединно-океанических хребтов, в которых мантийное вещество ближе всего подходит к земной поверхности. Неоценимую помощь в установлении состава мантии и ядра оказывают результаты экспериментов по ударному сжатию силикатов и металлов при высоком давлении.

Метеориты, выпадающие на Землю из космического пространства, подразделяют на каменные (92,8%), железо-каменные (1,5%) и железные (5,7%). Каменные метеориты преимущественно (около 85,7%) сложены хондрами. Сами хондры имеют крупитчатое строение; в них главными фазами являются силикаты типа  $MgSiO_3$ ,  $MgSiO_4$  и их аналоги (оливины, пироксены), затем металлический сплав Fe-Ni, FeS и некоторые другие вещества. В состав хондр включено около 47%  $SiO_2$ , 30%  $MgO$ , 15%  $Fe_2O_3$ , 3%  $Al_2O_3$  и некоторые другие соединения. Соотношение количества атомов и количества летучих веществ в каменных метеоритах (особенно в так называемых углистых хондритах типа I с самой низкой плотностью — около  $2,2 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>) наиболее близко к химическому составу Солнца. Поэтому допускается, что хондриты наиболее близки к исходному протопланетному веществу, из которого образовались планеты и астероиды. Железные метеориты представляют собой в основном твердые растворы никеля в металлическом железе. На долю самородного железа приходится около 91%, на никель — 8%, фосфор и кобальт — 1%. Железо-каменные метеориты наиболее редкие. По химическому составу они находятся в непрерывной последовательности от железных до каменных.

Главные элементы Солнца — водород и гелий. В нем постоянно идут термоядерные процессы, сильно изменяющие во времени распространенность легких химических элементов (H, He, Li, Be, B). Если пренебречь этими пятью элементами, то, по А. П. Виноградову, распространенность остальных веществ на Солнце и в каменных метеоритах очень близка или даже идентична. Это послужило основанием для утверждения об аналогии состава и единстве происхождения вещества Солнца и метеоритов, для заключения о близости химического состава хондритов и вещества мантии. В последние годы усиленно исследуется подкорковый, мантийный материал, особенно океанической коры. Эти работы указывают на то, что весь рассматриваемый подкорковый материал имеет однообразный ультраосновной характер и является производным метеоритного хондритового состава.



Большое подобие состава хондритов и веществ мантии Земли подтверждается также близостью химического состава каменных метеоритов и дунитов, являющихся представителями ультраосновных земных пород с большим содержанием оксидов магния и железа по сравнению с содержанием  $\text{SiO}_2$ . Хондриты и дуниты главной составной частью имеют силикатную, железную и сульфидную фазы. В них удовлетворительно согласуются отношения изотопов кислорода, углерода и серы. Все это позволяет говорить о хондритовой модели Земли, о том, что силикатные фазы мантии и каменных метеоритов соответствуют друг другу. В отличие от земной коры в мантии преобладают кремний и магний ( $\text{Si}$  и  $\text{Mg}$ ), поэтому ее называют оболочкой «сима». По данным химических анализов метеоритов, их средний состав существенно отличается от состава земной коры: намного меньше содержание  $\text{O}_2$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Ca}$  и намного больше содержание таких тяжелых элементов, как  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ni}$ . Так, на долю  $\text{Fe}$  приходится около 25,3 % по массе, на  $\text{Si}$  и  $\text{Mg}$  — в сумме примерно 31,5 %.

Первичный состав земной коры и мантии существенно отличался от современного. По данным А. С. Монина и О. Г. Сорохтина [32], состав первичной Земли, а следовательно и первичной мантии, был одинаков и характеризовался как резко ультраосновной. В нем было 31 %  $\text{SiO}_2$  (в современной мантии около 45,5 %), 24 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$  и около 13 % свободного железа (сейчас в мантии содержится около 8,5 % всех оксидов железа и полностью отсутствует свободное железо). Изменение химического состава мантии во времени происходило в силу ряда причин. К их числу относят: постепенный переход железа и его оксидов в ядро и частичная миграция наиболее подвижных элементов ( $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Th}$ , вода и другие так называемые литофильные элементы) из мантии во внешние геосферы. Определенное значение имело и то, что так называемые сидерофильные элементы ( $\text{Ni}$ ,  $\text{Pt}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Cu}$  и их сульфиды, а также  $\text{Au}$  и  $\text{Ag}$ ) вместе с железом опускались в земное ядро.

*Химический состав ядра Земли* наименее изучен. По этому вопросу существует ряд гипотез. По одним из них, состав ядра представляет собой железоникелевый сплав с примесью  $\text{S}$ ,  $\text{Mg}$  и  $\text{SiO}_2$  («железное ядро»). Этой точки зрения придерживаются большинство геохимиков (А. П. Виноградов, В. Н. Жданов, Стейси, Буллен и др.) и других крупнейших специалистов по ряду аспектов наук о Земле. Среди них А. С. Монин и О. Г. Сорохтин, которые на основе данных опытов по ударному сжатию железа и его соединений считают, что в земном ядре должно содержаться от 85 до 90 % железа, причем во внешнем ядре легкой добавкой к железу является кислород, во внутреннем — никель. В другой, меньшей группе гипотез утверждается, что состав мантии и ядра одинаков: он силикатный, но вещество ядра находится в нем в особом, металлизированном состоянии и характеризуется повышенной плотностью и электрической проводимостью (В. Н. Ладочкин, В. В. Белоусов и др.). Имеется и ряд других, менее обоснованных точек зрения.

### 3.4.4. Радиоактивность геосфер

Тепловой режим Земли в целом, взаимодействие и взаимное проникновение составных частей геосфер, тектоническое развитие планеты — решение этих и ряда других проблем сейчас немыслимо без учета роли радиоактивности земной коры, атмосферы гидросферы. Роль радиоактивности Земли определяется и тем, что знание ее помогает выяснить значение атомного распада в развитии геосфер, в формировании и динамике их теплового состояния, химического состава и т. д.

Как известно, радиоактивность представляет собой естественный самопроизвольный распад атомных ядер с испусканием  $\alpha$ -,  $\beta$ -,  $\gamma$ -лучей или путем спонтанного деления. При этом исходное ядро превращается в ядро другого типа. Например, при распаде урана порождается ряд радиоактивных элементов, и в конечном итоге он превращается в свинец и гелий.

Все оболочки Земли содержат радиоактивные элементы, наиболее важными из которых являются уран (U), торий (Th) и калий (K). Каждый из них вызывает существенный термический эффект в процессе естественного распада.

Рассмотрим радиоактивность отдельных геосфер. *Радиоактивность земной коры* определяется магматическими горными породами, являющимися в ней преобладающими. В них главным соединением является  $\text{SiO}_2$ . В зависимости от его содержания магматические породы делят на кислые (наибольшее содержание  $\text{SiO}_2$ ), средние, основные и ультраосновные (см. п. 4.4). Среднее содержание радиоактивных элементов в магматических породах представлено в табл. 3.12.

Как видно из данных табл. 3.12, кислые горные породы (гранит, андезит) являются более радиоактивными, чем основные (базальт,

ТАБЛИЦА 3.12

Радиоактивность горных пород (по Г. В. Войткевичу)

Тип пород	$\text{SiO}_2$ , %	U млн <sup>-1</sup>	Th млн <sup>-1</sup>	K	Th/K
Магматические:					
кислые	75—65				
богатые кальцием		3,0	8,5	0,025	2,8
бедные кальцием		3,0	17,5	0,042	5,6
средние:	65—52				
сиениты		3,0	13,0	0,048	4,3
диориты		1,8	7,0	0,023	3,9
основные	52—40	1,0	4,0	0,028	4,0
ультраосновные	40	0,001	0,004	0,00004	4,0
Осадочные:					
глины		3,7	1,2	0,026	
песчаники		0,45	1,7	0,010	
известняки		2,2	1,7	0,0027	

дунит). Радиоактивность отдельных пород изменяется в больших пределах. Так, в гранитах среднее содержание радия и тория соответственно равно  $2,4 \cdot 10^{-12}$  и  $20,5 \cdot 10^{-6}$ ; вместе с тем встречаются граниты, содержащие около  $40 \cdot 10^{-12}$  радия и  $60 \cdot 10^{-6}$  тория. Это же относится и к радиоактивности основных пород (базальтов), в которых содержание радия изменяется от  $(0,8 \dots 1) \cdot 10^{-12}$  до  $2 \cdot 10^{-12}$ .

Радиоактивность осадочных пород меньше, чем кислых и средних магматических. Однако колебания концентрации радиоактивных элементов в осадочном слое, особенно в прибрежных частях морей и океанов, иногда превышает среднее значение в десятки и сотни раз. Например, наряду со слаборадиоактивными глинами встречаются глины, радиоактивность которых близка к радиоактивности гранитов.

Радиоактивность метаморфических горных пород изучена слабо. Имеющиеся данные указывают на то, что содержание Ra и U в них занимает промежуточное положение между осадочными и магматическими породами.

*Радиоактивность атмосферы* невелика и в основном связана с наличием радона (Rn), имеющего три природных изотопа радиоактивного семейства — уран (U), торий (Th) и калий (K). Наиболее долгоживущим является изотоп  $^{222}\text{Rn}$ , образующийся при  $\alpha$ -распаде изотопа  $^{221}\text{Rn}$ . Содержание Rn в атмосфере составляет около  $4,44 \cdot 10^{-6}$  Бк/см<sup>3</sup> по массе и  $6 \cdot 10^{-10}$  % по объему. В атмосферу радон, как и другие газообразные продукты распада U и Th, поступает с поверхности материков, где он образуется в почвах и горных породах при распаде радиоактивных элементов. Поэтому над сушей атмосферный воздух в 10—20 раз более радиоактивен, чем над водной поверхностью. Это особенно характерно для наиболее теплых периодов года, когда содержание Rn повышается.

Радон сосредоточен преимущественно в приземных слоях атмосферы, с высотой его содержание убывает. Так, по данным А. В. Вериги, в районе Эльбруса атмосферный воздух содержит радона около  $18,5 \cdot 10^{-6}$  Бк/см<sup>3</sup> на высоте 1800 м над уровнем моря и  $(0,96 \dots 1,04) \cdot 10^{-6}$  Бк/см<sup>3</sup> на высоте 4800 м. В целом, если принять за 100 % среднее содержание радона на поверхности земли, то на высоте 10 м его содержание не превышает 87 %, на 100 м — 69 % и 1000 м — 38 %.

*Радиоактивность гидросферы* в отдельных ее составных частях неодинакова. Наибольшей концентрацией радия и урана отличаются воды озер, в которых среднее содержание этих элементов составляет соответственно  $10^{-13}$  и  $8 \cdot 10^{-6}$  кг/м<sup>3</sup>. Речные воды содержат  $2 \cdot 10^{-10}$  г/м<sup>3</sup> радия и  $0,6 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup> урана. В Мировом океане свыше  $4 \cdot 10^{12}$  кг урана ( $2 \cdot 10^{-6}$  кг/м<sup>3</sup>). Это примерно в  $10^4$  раз ниже, чем в изверженных горных породах. Содержание радиоактивных элементов в речных потоках изменяется в широких пределах в зависимости от концентрации радиоактивных веществ горных пород, слагающих и подстилающих русла рек. Высокое содержание

урана характерно и для некоторых крупных озер, в которых происходят процессы его медленного накопления.

Сопоставление радиоактивности отдельных геосфер свидетельствует о том, что наибольших значений она достигает в земной коре, где уран, торий и калий сосредоточены в верхних слоях и с глубиной их содержание убывает. В результате радиоактивности Земли в определенной мере происходит медленное вековое изменение ее химического состава: убывает количество радиоактивных элементов, растет содержание радиогенных веществ. Твердые остатки радиоактивного распада остаются в литосфере, газообразные — большей частью выделяются в атмосферу при различных движениях земной коры.

## Глава 4

### ЗЕМНАЯ КОРА

#### 4.1. Формирование земной коры

Кора у Земли была не всегда, она сформировалась на определенном этапе развития планеты. Выше (гл. 2) отмечалось, что в истории Земли выделяются два этапа. Первый, догеологический этап начинается с момента зарождения Земли, которая вскоре после своего образования имела температуру поверхности более 1000 °С. В это время под воздействием сил осевого вращения планеты и сил гравитации началась гравитационная дифференциация ее вещества (разделение по массе), которая в условиях высокой температуры привела к расслоению Земли на отдельные геосферы. Второй этап — геологический — начинается с образования земной коры, история которой насчитывает 3,8—4,0 млрд лет.

Современная земная кора формировалась в ходе длительной и сложной эволюции, слагающейся из ряда этапов. Каждый из них имеет большое принципиальное значение для познания геологии Земли. Применительно к гидрометеорологическим специальностям важно осознать, что «ключ» к познанию формирования земной коры и всех геосфер находится на дне Мирового океана. К такому выводу в последние 25—30 лет пришло большинство крупнейших ученых мира, занимающихся исследованиями природы глубинных процессов геологического развития Земли, в том числе и земной коры. Сформировавшаяся система взглядов по этому направлению познания планеты представляет собой *новую эволюционную геологическую теорию* (так называемую мобилистскую), в которой объединились три главных направления наук о Земле — геология, геохимия и геофизика.

Новая геологическая теория рассматривает эволюцию Земли, и в первую очередь земной коры как многообразные движения материи, включающие механические перемещения вещества, его химические преобразования и сопутствующие им энергетические процессы. С этой точки зрения, земная кора на океаническом дне является ярким примером постоянного обновления составляющего ее вещества, и поэтому горные породы значительно моложе Земли в целом.

Рассмотрим формирование земной коры на океаническом дне и на материках согласно новой геологической теории. Предварительно заметим, что земная кора является лишь тонким верхним слоем каменной оболочки Земли — литосферы, представляющей собой охлажденную и полностью раскристаллизованную часть верхней мантии. Литосфера разбита на отдельные, более тяжелые, чем вещество астеносферы, плиты (рис. 4.1). Они находятся в постоянном движении и обновлении, в ходе которых формируется земная кора океанов (океаническая кора).

Процесс образования океанических литосферных плит упрощенно можно представить в следующем виде [34]. Вещество астеносферы выходит на поверхность океанического дна через зазоры между плитами, затем оно охлаждается и кристаллизуется, образуя горные породы литосферы. Сами плиты постепенно раздвигаются и еще больше охлаждаются. На место старых участков из рифтовых расколов (зон) поступает новое астеносферное вещество, и процесс повторяется. С ростом продолжительности охлаждения астеносферного вещества происходит заглубление его нижней границы раскристаллизации. Значит, толщина земной коры на более древних остывших участках океанического дна и расположенных вдали от рифтовых зон будет больше, чем на молодых и ближних участках. Соотношение между толщиной литосферы  $z$  (км) и ее возрастом  $t$  (млн лет) имеет вид  $z \approx 7,5\sqrt{t}$ . Примерно по такому же закону ( $z \approx 5,6\sqrt{t}$ ) увеличивается мощность материковых литосферных плит.

При раздвижении океанических литосферных плит образуются открытые трещины, дренирующие астеносферу и обеспечивающие поднятие ее базальтовых магм на поверхность морского дна и доступ морской воды в океаническую кору. Одновременно океанические литосферные плиты вместе с океанической корой постоянно осуществляют процесс поддвига, в ходе которого они испытывают воздействие избыточного давления. Оно создается горизонтальным напряжением сжатия и весом надвигающейся плиты. В результате в нижней (поддвигаемой) плите возникают пластические деформации, она меняет свое направление и круто опускается в мантию под островными дугами и активными окраинами континентов. Вместе с литосферными плитами, т. е. и с океанической корой, в эти области затягиваются рыхлые осадки.

В зонах поддвига плит возникает трение, сопровождаемое выделением огромного количества теплоты (около 2—3 млн Дж на каждый килограмм пород коры). Под ее воздействием происходит

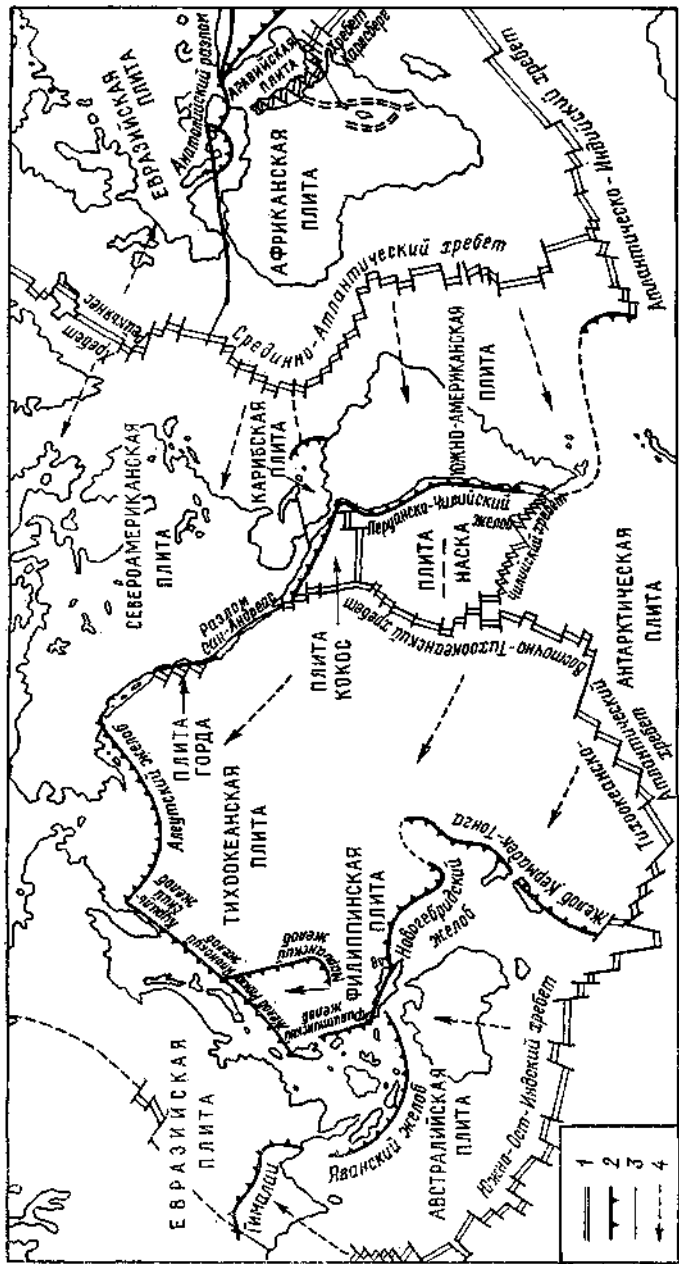


Рис. 4.1. Мозаика литосферных плит (по Моргану и Макензи).

1 — оси хребтов (рифты); 2 — зоны субдукции; 3 — трансформные разломы; 4 — направления перемещения плит.

расплавление пород и осадков, ведущее к образованию андезитовых магм. В зонах поддвига плит в результате переплавления мощных толщ терригенных и морских осадков возникают также граниты. С поддвигом плит и океанической коры связано образование складчатых поясов Земли (Динара, Альпы, горы Загрос и др.), причем первоначально материковые окраины испытывают устойчивое опускание с накоплением мощных толщ терригенных песчано-глинистых и морских карбонатных осадков. В дальнейшем растяжение коры сменяется сжатием, океанический субстрат начинает затягиваться и на месте рифтовой зоны возникает новая островная дуга.

Новой геологической теорией установлено, что материковая кора в основном формируется в зонах поддвига литосферных плит в ходе переработки здесь океанической коры и осадков. Окраины материков испытывают устойчивые опускания вместе с океаническими литосферными плитами на глубину в зависимости от возраста пород. Коэффициент пропорциональности зависимости глубины опускания материковых окраин от квадратного корня их возраста уменьшается по мере удаления от океана в глубь континента.

Образование гранитных пород материковых окраин происходит в зонах поддвига плит путем выплавления из астеносферного вещества при больших объемах воды, выделяющейся в ходе дегидратации пород океанической коры и осадков. Однако еще большая роль воды заключается в переносе из океанической коры в материковую многих рудных и подвижных веществ (щелочи и некоторые элементы, особенно K, Si, Al, частично Ca, рудные элементы Au, Cu, Zn, Pb, Sn, радиоактивные и редкоземельные элементы). Скорость их выноса из океанической коры в материковую пропорциональна подвижности элементов, скорости дегидратации океанической коры в зонах поддвига плит и концентрации этих веществ в океанической коре.

Формирование материковой коры началось примерно в раннем архее. Первые 1,2—1,4 млрд лет оно проходило в так называемых сухих условиях, когда в зоны поддвига литосферных плит затягивалась почти безводная океаническая кора. Вследствие этого наиболее древние ядра материков образовались за счет выплавки сухих и высокотемпературных пород (анортозиты, чернокиты, плагиограниты и др.). В дальнейшем по мере накопления воды в архейских морях и океанах вынос водой многих рудных и подвижных веществ (щелочи и некоторые элементы, особенно K, Si, Al и др.) из океанической коры (т. е. из мантии) в материковую возрастал и достиг своего максимума в середине раннего протерозоя (около 2,2 млрд лет назад). Это обусловило резкую активизацию процессов образования гранитов, богатых калием. На этом же этапе из зон поддвига одновременно со щелочами и кремнеземом усиленно выносились Li, Be, Rb, Nb, Ta, редкоземельные и многие рассеянные элементы; в ходе интенсивной сульфидной минерализации происходило накопление Pb, Zn и Ag. Железо

в материковую кору в архее поступало через зоны поддвига вместе с базальтовыми излияниями. Это привело к преобладанию в архейских породах вулканогенно-осадочных железных руд. В дальнейшем, на рубеже архея и протерозоя, железо стало поступать в океаническую кору из рифтовых зон и оттуда переноситься на мелководья прибрежных зон. Одновременно происходил вынос из рифтовых зон кремнезема и перенос его на мелководья. Все это в конечном итоге привело к металлогении материков, где многие месторождения Fe, Ag, Cu, Li, Be, Nb, Ta и других металлов сформировались также в ходе повсеместной переработки корового вещества древних платформ и осадков.

Итак, формирование океанической и материковой коры происходило неодинаково. Первая из них постоянно обновляется за счет вещества астеносферы, выходящего через промежутки между литосферными океаническими плитами. В тех местах, где плиты расходятся, образуется новая литосфера с океанической корой; там, где плиты сходятся и надвигаются друг на друга, возникают соседствующие друг с другом глубоководные желоба и островные дуги или активные окраины материков. Здесь формируется второй тип земной коры и осадков, зятянутых туда в ходе поддвига литосферных плит.

#### 4.2. Строение земной коры

Различие механизмов формирования земной коры на отдельных участках привело к неодинаковому ее строению. В этой связи принято различать материковую и океаническую кору (рис. 4.2).

*Материковая кора* имеет мощность, изменяющуюся в широких пределах: от 25—30 км под равнинами до 60—75 км под горными областями, в среднем составляя около 33—35 км. Под горами имеются утолщения земной коры, выступы ее вглубь («корни гор»). Особенно большой толщины кора достигает под Памиром, Гиндукушем (более 60 км), Гималаями (около 75—80 км) и Андами (75 км). Обычно самые высокие горные хребты имеют самые глубокие корни в земных недрах.

При сейсмическом зондировании материковой коры выделяются три основных ее слоя, различающихся своей плотностью. Верхний из них носит название *осадочного слоя*. Это наименее плотный слой ( $\rho \approx 2,2 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>) толщиной от 2—3 км в районах спокойного, почти горизонтального залегания горных пород (платформы) до 20—30 км в местах, где породы смяты в складки, пронизанные глубокими трещинами (геосинклинальные области). Осадочный слой на материках неповсеместен: он покрывает сушу лишь на 70—80 % в среднем на глубину до 5—10 км. Этот слой представлен осадочными горными породами (глина, песок, песчаники, известняки, мергели), на нем залегает слой почвы. Значения  $u$  в пределах осадочного слоя изменяются от 1,8 до 5,0 км/с.



Второй, наиболее толстый слой материковой земной коры, чаще называемый **гранитным слоем**, имеет большую плотность  $((2,4 \dots 2,6) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3)$ , и в нем значения  $v_p$  находятся в пределах  $5,0\text{--}6,2 \text{ км/с}$ . Этот слой соответствует кристаллическим горным породам (гранит, гнейс и др.), во многих местах выходящим на поверхность (например, в Карелии, на Кольском полуострове, в Финляндии, Швеции, в центральных частях горных хребтов Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Альп, Карпат, Скалистых

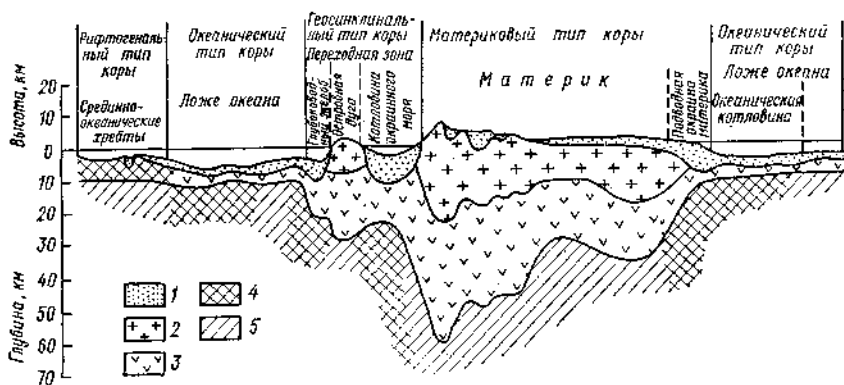


Рис. 4.2. Строение земной коры.

1 — осадочный слой; 2 — гранитный слой; 3 — базальтовый слой; 4, 5 — мантия.

гор, Кордильер). В других местах гранитный слой скрыт под осадочным и его толщина достигает  $10\text{--}20 \text{ км}$ , а верхняя граница располагается на глубине в зависимости от мощности чехла осадков.

Третий слой материковой земной коры, обычно называемый **базальтовым слоем**, имеет плотность  $(2,8 \dots 3,3) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ . Здесь скорость  $v_p$  составляет  $6,9\text{--}7,6 \text{ км/с}$ . Этот слой состоит из более тяжелых горных пород, сходных с базальтами, габбро, анортозитами и другими так называемыми изверженными горными породами. Его толщина находится в пределах  $15\text{--}25 \text{ км}$  (местами до  $40 \text{ км}$ ), и он представляет собой сплошную оболочку. Гранитный слой от базальтового отделен **поверхностью Конрада**, на которой скорость сейсмических волн возрастает с  $6,4$  до  $7,6 \text{ км/с}$ .

**Океаническая кора** тоньше материковой, она состоит из двух основных слоев — осадочного и базальтового. Дно Мирового океана, кроме центральных частей срединно-океанических хребтов, покрыто слоем осадков неодинаковой мощности: в пределах молодых вулканических горных систем она не превышает нескольких метров, а на глубоководных равнинах и у материковых склонов достигает  $0,5\text{--}3,0 \text{ км}$ . Возраст осадков, по данным буровых работ научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер», опреде-

ляется от позднеюрского (120 млн лет) до современного. При этом характерно, что в окраинных частях океана встречаются самые древние отложения, постепенно сменяющиеся все более молодыми по направлению к осевым рифтовым долинам срединно-океанических хребтов.

Источниками глубоководных осадков являются материки и подводные вулканические извержения, выбрасывающие в морскую воду пеплы и лавы. Кора материков постоянно подвергается размыву и выветриванию (см. гл. 6), продукты которых переносятся поверхностными (до 85—90 %) и грунтовыми (1—2 %) водами, льдом (до 7 %) и ветром (менее 1 %) в Мировой океан. Ежегодно с материков в океан сносится около 27,3 млрд т материала [25], 80 % которого осаждается в пределах материковых окраин, а 20 % выносится в глубоководные бассейны и равнины. Основная роль в распределении континентальных осадков принадлежит планктонным микроорганизмам, скелеты которых образованы соединениями кремния и кальция, ассимилированными из морской воды. Перенос и распределение вулканического материала, как и органических веществ, происходит благодаря подводным течениям и вихревым потокам. Большая часть осадочного слоя океана представлена известковыми илами, образованными остатками живых организмов.

Толщина базальтового слоя изменяется от 3 до 12 км. Между этими двумя основными слоями выделяется слой с меньшей, чем у базальтов, плотностью: его толщина 1—2 км, и специалисты полагают, что он представлен лавами и вулканическими туфами. Таким образом, общая толщина океанической коры составляет 5—15 км, увеличиваясь до 20 км вблизи материков, под океаническими островами и подводными хребтами. В центральной части Тихого океана мощность коры около 5—8 км.

Земная кора имеет океаническое строение в районах Мирового океана с глубинами более 2000 м. Это так называемая *нормальная океаническая кора*. Базальтовая кора и отсутствие гранитного слоя вскрыты под глубокими частями Черного моря, южными районами Каспийского моря и в некоторых других морях. Такое же строение имеет земная кора подо дном многих других внутри-материковых морей с плоским дном, погруженным на большую глубину и окруженным четко выраженным уступом материкового склона. Здесь кора значительно толще, чем подо дном океанов. Это связано с большей толщиной осадочных слоев, непосредственно покрывающих базальтовый слой. Так, подо дном Черного моря кора имеет толщину около 28 км, подо дном южной части Каспийского моря — до 40 км. Утолщенная земная кора океанического типа обнаружена подо дном Средиземного, Сулавеси и некоторых других межостровных морей, подо дном Мексиканского залива. Океаническая кора в зонах срединно-океанических хребтов *аномальная*, в ней мощность осадочного слоя минимальная, а магматические породы основного состава (габбро, анортозиты) отсутствуют.

Выклинивание земной коры в горизонтальном направлении от материков к Мировому океану происходит постепенно (например, на Атлантическом побережье Северной Америки и Европы), а иногда очень резко, выражается в исчезновении гранитного слоя и уменьшении толщины земной коры подо дном океанов. Уступ материкового склона отражает место перехода материковой коры в океаническую. Материковый тип коры характерен и для мелководных морей и материковых отмелей (Северное, Балтийское, Азовское моря, мелководья окраинных морей Азии и др.).

### 4.3. Кристаллы и минералы

Большинство химических элементов в земной коре образуют соединения с другими элементами, лишь некоторые из них (Au, Pt и др.) встречаются в чистом, самородном виде. Такие элементы, как Al, Fe, Ca и некоторые другие, в результате разнообразных химических превращений вступают во взаимодействие друг с другом и образуют *минералы*. Их изучает минералогия.

*Минералы* — это природные химические соединения, обладающие определенным химическим составом и физическими свойствами. В земной коре их вместе с разновидностями насчитывается около 3000. Минералы, преобладающие в горных породах, получили название *породообразующих*, их насчитывается около 50. По внешнему виду и внутреннему строению они бывают *кристаллическими* и *аморфными*. Первые из них часто имеют правильную форму кристаллов, вторые образуют бесформенные массы и характеризуются отсутствием кристаллического строения.

Изучением формы и внутреннего строения кристаллических минералов занимается кристаллография. *Кристаллом* называют твердое однородное анизотропное тело, ограниченное естественными гранями. Существенным признаком кристаллов и кристаллических веществ является их анизотропность, т. е. различие свойств в различных направлениях (твердость, теплопроводность, сила сцепления и т. п.). Кристаллические минералы являются твердыми телами с кристаллохимической структурой, в которой атомы и ионы расположены в строго закономерном порядке в пространстве по определенным кристаллографическим направлениям. Внешне такие кристаллы имеют форму различных многогранников — кубов (галит), ромбоэдров (кальцит), октаэдров (магнетит) — и характеризуются симметрией, т. е. закономерной повторяемостью одинаковых ребер, граней, углов при вращении кристалла в пространстве.

✓ Правильная геометрическая форма кристаллов образуется при условии, когда при кристаллизации приток вещества происходит равномерно со всех сторон. В природе такие условия наблюдаются редко, поэтому естественные кристаллы часто имеют искаженную форму. Однако важное свойство всех кристаллов одного и того же вещества — одинаковость и постоянство углов между соответ-

ствующими гранями (основной закон кристаллографии) — позволяет определять минералы даже тогда, когда они представлены мелкими обломками кристаллов. Большинство минералов сравнительно легко распознают по внешним признакам невооруженным глазом. Этот макроскопический метод определения минералов основан на определении их физических свойств: цвета минерала в куске и порошке (цвет черты), твердости, блеска, спайности, излома, плотности и др.

В зависимости от химического состава и других свойств все минералы земной коры объединяют в определенные классы: самородные элементы, сульфиды, галоидные соединения, оксиды и гидроксиды, карбонаты, сульфаты, фосфаты, силикаты и углеродистые соединения.

*Самородные элементы* — минералы этого класса состоят из одного химического элемента. Они не имеют широкого распространения (кроме графита и серы), но важны в практическом отношении. К их числу относятся платина, золото, серебро, алмаз, графит, сера, медь и др.

*Сульфиды* включают минералы, представляющие собой соединения главным образом тяжелых металлов с серой. Они не являются порообразующими, но представляют большой интерес как руды цветных и черных металлов. Наиболее распространены среди них пирит  $\text{FeS}_2$  (железный или серный колчедан), галенит  $\text{PbS}$ , сфалерит  $\text{ZnS}$ , халькопирит  $\text{CuFeS}_2$ , киноварь  $\text{HgS}$ .

*Галоидные соединения* являются солями галоидно-водородных кислот ( $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{HBr}$  и др.). Их роль как порообразующих минералов невелика, но они важны в общегеологическом и практическом отношении. Типичными среди них являются галит (каменная соль)  $\text{NaCl}$ , сильвин  $\text{KCl}$ , флюорит  $\text{CaF}_2$ .

*К оксидам и гидроксидам* относятся минералы, представляющие собой соединения элементов с кислородом и гидроксильной группой  $\text{OH}$ . В земной коре они широко распространены и составляют около 17 % всей ее массы. Наиболее важными из них являются кварц  $\text{SiO}_2$ , халцедон  $\text{SiO}_2$ , гематит (красный железняк)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , корунд  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , магнетит (магнитный железняк)  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO}$ , лимонит (бурый железняк)  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , опал  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

*Карбонаты* в химическом отношении являются солями угольной кислоты  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . Они очень широко распространены в верхней части земной коры. Представителями карбонатов являются кальцит  $\text{CaCO}_3$ , магнезит  $\text{MgCO}_3$ , доломит  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , сидерит  $\text{FeCO}_3$ , малахит  $\text{Cu}(\text{OH})_2\text{CO}_3$ .

*К сульфатам* принадлежат минералы, являющиеся солями серной кислоты. Наиболее широко из них распространены гипс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , барит  $\text{BaSO}_4$ . Иногда встречается длинностолбчатая волокнистая разновидность гипса, называемая селенитом («лунный камень»). Тонкозернистые сплошные массы гипса называют алебастром.

*Фосфаты* представляют собой соли ортофосфорной кислоты  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . Из большого числа минералов данного класса особенно

важное значение как породообразующие минералы и как сырье для производства удобрений имеют апатит  $\text{Ca}_5(\text{Cl}, \text{F})[\text{PO}_4]_3$  и фосфорит. Фосфориты представляют собой осадочные морские образования, близкие по составу к апатитам, состоят в основном из  $\text{Ca}_5(\text{Cl}, \text{F})[\text{PO}_4]_3$  с примесями карбонатов, глины и других веществ. Они обычно образуют радиально-лучистые и скрытокристаллические конкреции.

*Силикаты* — самый распространенный класс минералов. На их долю приходится более 80 % всей массы земной коры. Они являются главными породообразующими минералами и входят в состав большинства горных пород. Характерной особенностью силикатов является наличие кремнекислородного тетраэдра, в вершинах которого располагаются четыре иона кислорода, а центр занимает ион кремния. Тетраэдры соединяются между собой только через кислородные вершины. В зависимости от характера сочленения и расположения кремнекислородных тетраэдров в кристаллической решетке силикатов возникают различные типы кристаллохимических структур с разнообразными радикалами. Например, островные силикаты образуются с радикалом  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  (оливин  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]^{4-}$ ); цепочечные силикаты — с радикалом  $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$  (авгит  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ ); ленточные силикаты — с радикалом  $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$  (роговая обманка  $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ , листовые силикаты — тальк, каолинит, слюды, монтмориллонит; каркасные силикаты характеризуются непрерывным сцеплением кремнекислородных тетраэдров — полевые шпаты. Иногда четырехвалентный ион кремния может замещаться трехвалентным ионом алюминия. Такие силикаты называются алюмосиликатами, к которым относятся полевые шпаты; они имеют много видов, из них главнейшие: ортоклаз  $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ , альбит  $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$  и анортит  $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ .

*Углеродистые соединения* включают минеральные образования, представляющие собой продукты физико-химического изменения веществ животного и растительного происхождения. По химическим признакам минеральные углеродистые соединения разделяют на три группы: углеводороды — нефть и горный воск (озокерит), естественные смолы — янтарь (смола древних растений) и ископаемые угли — торф, бурый уголь, каменный уголь, антрацит. Последние фактически являются горными породами и будут рассмотрены в разделе осадочных пород.

#### 4.4. Горные породы

*Горными породами* называют слагающие земную кору минеральные агрегаты определенного состава и строения, образовавшиеся в результате геологических процессов. Каждая горная порода характеризуется определенным минеральным составом. Порода, состоящая преимущественно из одного минерала, называется *мономинеральной* (мрамор, кварцит, каменная соль и др.),

из нескольких минералов — *полиминеральной* (гранит, гнейс). В горной породе различают главные порообразующие и второстепенные минералы, составляющие менее 5% горной породы. Строение горной породы характеризуется структурой и текстурой. Под *структурой* (строением) горной породы понимается форма, размеры и взаимное пространственное соотношение минеральных зерен, составляющих породу. *Текстура* (сложение) — это совокупность признаков внешнего строения, определяемая равномерным или неравномерным распределением минералов, характером размещения минеральных зерен, их ориентацией, трещиноватостью, пористостью, слоистостью и т. д.

По происхождению горные породы делят на три класса: магматические (изверженные), осадочные и метаморфические. Первые из них — *магматические* — образуются путем кристаллизации и затвердения магматических расплавов в глубинах земной коры или на земной поверхности. *Осадочные горные породы* образуются на земной поверхности или вблизи нее из продуктов разрушения ранее образованных пород, а также в результате жизнедеятельности организмов и путем выпадения химических осадков. *Метаморфические горные породы* образуются в глубоких зонах земной коры в результате изменения (метаморфизма) магматических и осадочных пород под влиянием высоких температур и давлений.

Рассмотрим основные характеристики этих пород.

#### 4.4.1. Магматические горные породы

Эти породы по условиям образования подразделяют на две группы: *интрузивные*, или глубинные, и *эффузивные*, или застывшие на земной поверхности в результате излияния магмы при вулканических извержениях. С различными условиями кристаллизации магматических расплавов связано образование множества структур магматических пород. Важнейшими из них являются: кристаллическая, плотнокристаллическая, стекловатая, порфирировая и порфировидная.

Интрузивные и эффузивные породы различаются структурой и часто текстурой. Первые из них застывают на больших глубинах медленно, поэтому обладают *кристаллической*, а иногда *порфировидной структурой*. По относительному размеру минеральных зерен различают *крупнозернистую* (зерна больше 3 мм), *среднезернистую* (от 1 до 3 мм), *мелкозернистую* (0,5—1 мм) и *плотнокристаллическую структуру* (зерна менее 0,5 мм, рассеяны в стекловатой основной массе).

По структуре и текстуре горных пород часто можно определить условия их образования. Так, порфирировая структура породы, представляющая собой включения крупных минеральных зерен (порфировых вкрапленников) в мелкозернистой и стекловатой массе, а порфировидная — в средне- и мелкозернистой, свидетельствуют о двух фазах кристаллизации. Первая фаза кристаллизации происходит на большой глубине, вторая — после излияния лавы на

земную поверхность или внедрения ее в узкие трещины холодной земной коры.

Текстура магматических пород также отражает условия их кристаллизации и затвердевания. Наиболее характерными являются массивная, пузырчатая, миндалекаменная и флюидальная. Первая из них свойственна аморфным интрузивным породам бесструктурного вулканического стекла, вторая — породам с на-

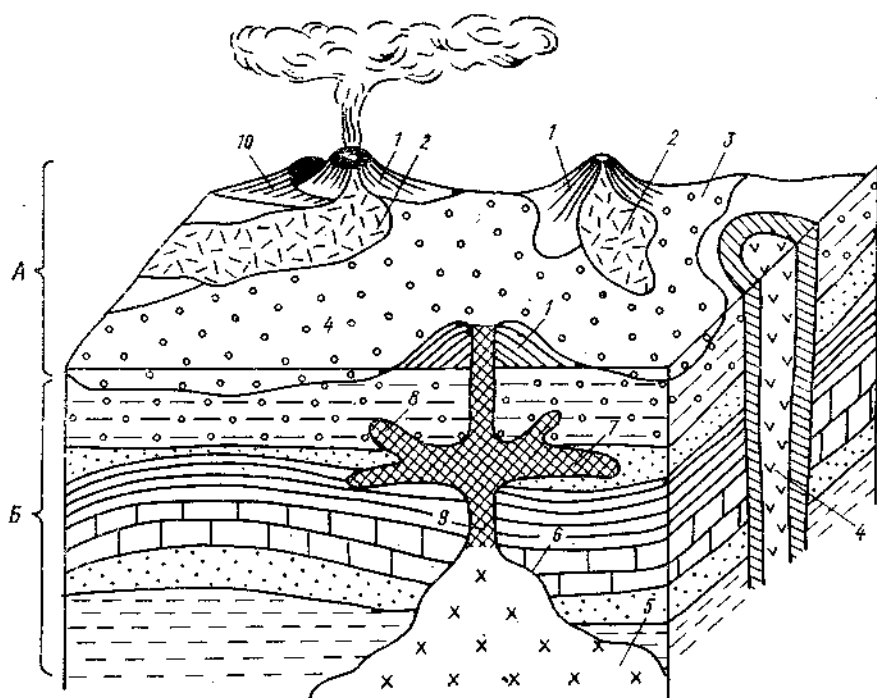


Рис. 4.3. Формы залегания эффузивных (А) и интрузивных (Б) горных пород.  
 1 — конус; 2 — поток; 3 — покров; 4 — neck; 5 — батолит; 6 — шток; 7 — лакколит; 8 — дайка; 9 — жила; 10 — сомма.

личием пустот, образующихся от улетучившихся пузырьков газа. Если пустоты заполнены вторичными минералами (опал, халцедон, кальцит), то текстура породы называется миндалекаменной. Флюидальная текстура образуется при наличии тектонических движений и течения магматических расплавов во время кристаллизации. Порфиновые вкрапления, минералы пластинчатой и удлиненной формы длинными осями располагаются ориентированно в направлении течения расплава.

Интрузивные горные породы образуют в земной коре массивы, среди которых различают батолиты, штоки, лакколиты, дайки, жилы и др. (рис. 4.3). Эти породы обладают кристаллической, а иногда порфировидной структурой. Наиболее распространенными

и типичными видами среди этих пород являются гранит, сиенит, диорит, габбро.

Эффузивные горные породы залегают на земной поверхности в виде потоков, покровов, куполов и других форм (рис. 4.3). Для них характерны плотнокристаллическая, порфировая и реже стекловатая структура. Типичные представители эффузивных пород — липарит, трахит, андезит, базальт, диабаз.

По химическому составу магматические породы делят на кислые, средние, основные и ультраосновные. При этом делении принимается во внимание количественное содержание оксида кремния как кислотного элемента силикатов, входящего в состав пород. *Кислые породы* в своем составе имеют 64—78 %  $\text{SiO}_2$ . Здесь оксид кремния по отношению к металлам находится в избытке и при соответствующих условиях кристаллизации выделяется в породах в виде свободного кварца. Интрузивными кислыми породами являются граниты, а за их эффузивные аналоги принимаются липариты. *Средние породы* содержат 53—64 %  $\text{SiO}_2$ . Оксиды кремния и металлов в этих породах находятся в равных эквивалентных количествах, и поэтому свободный кварц не наблюдается. Интрузивными средними породами являются сиениты и диориты, а за их эффузивные аналоги принимаются соответственно трахиты и андезиты. *Основные породы* содержат 44—53 %  $\text{SiO}_2$ , они недонасыщены кремниевой кислотой. К основным интрузивным породам принадлежат габбро, к их эффузивным аналогам — базальты и диабазы. *Ультраосновные породы* содержат  $\text{SiO}_2$  меньше 44 %. К ним относятся перидотиты, дуниты и др.

Краткая схематическая классификация магматических пород представлена в табл. 4.1.

#### 4.4.2. Осадочные горные породы

Эти породы образуются на земной поверхности. Исходным материалом для их формирования служат продукты разрушения (продукты выветривания) первичных изверженных, древних осадочных и метаморфических горных пород. Эти продукты переносятся текучими водами, ветром, ледниками; они откладываются на дне океанов, морей, озер, в долинах рек, на склонах положительных форм рельефа, у их подножья и в котловинах (впадинах). В ходе переноса и отложения продуктов выветривания они сортируются и разделяются по крупности частиц, плотности и растворимости. В связи с таким разделением образуется большое разнообразие осадочных горных пород, имеющих совершенно новые качества, отличные от первичных пород по минеральному составу, строению и сложению. Структура осадочных пород определяется составляющими структурными элементами и характером цементации. Характерной для осадочных пород является слоистая текстура — порода состоит из горизонтальных или волнистых слоев, сложенных минеральными зёрнами различного состава, размера, окраски.



ТАБЛИЦА 4.1

Схематическая классификация магматических горных пород по химическому составу \*

Группы по химическому составу <sup>1</sup>	Главные составляющие минералы <sup>2</sup>	Группы по условиям образования структуры	
		интрузивные породы, кристаллическая структура	эффузивные породы, плотнокристаллическая и порфировая структуры
Кислые	Кварц (до 30 %), полевые шпаты: ортоклаз (до 40 %), альбита больше анортита ( $Ab > An$ ), биотит или мусковит или роговая обманка	Гранит	Липарит
Средние	Полевые шпаты: ортоклаз или заменители полевых шпатов, роговая обманка, мусковит или биотит Полевые шпаты: альбит и анортит ( $Ab > An$ ), мусковит или биотит	Сиенит	Трахит
		Диорит	Андезит
Основные	Полевые шпаты: альбит и анортит ( $Ab < An$ ), авгит или оливин	Габбро	Базальты, диабазы
Ультраосновные	Оливин, авгит, роговая обманка, биотит и др.	Перидотит	Диабазы

<sup>1</sup> По данным терминологической комиссии Петрографического комитета АН СССР, 1978 г.

<sup>2</sup> Минеральный состав относится только к интрузивным породам, у эффузивных пород он непостоянен.

Общепринятой генетической классификации осадочных пород не существует. Деление их на группы производится условно, так как одни и те же разновидности пород могут образовываться различными путями. В зависимости от условий образования осадочные породы делят на три основные группы: обломочные, химические, биохимические (органогенные) <sup>1</sup>.

*Обломочные осадочные породы* классифицируют по размерам и форме обломков (грубообломочные, песчаные, пылеватые, глинистые) и степени их сцементированности (рыхлые и сцементированные). Цемент, связывающий обломки, бывает различного химического и минерального состава. Наиболее часто встречаются известковый, железистый, опаловый, кремнистый, кварцевый, глинистый и лавовый цементы. Обычно используемая в СССР классификация обломочных пород приведена в табл. 4.2.

<sup>1</sup> Иногда выделяют группу глинистых, которые образуются как механическим, так и химическим путем.

ТАБЛИЦА 4.2

## Классификация обломочных пород

Группа горных пород	Размеры обломков, мм	Породы			
		рыхлые		цементированные	
		сложенные окатанными обломками	сложенные неокатанными обломками	сложенные окатанными обломками	сложенные неокатанными обломками
Грубообломочные породы (псефиты)	Крупные: более 1000	Валуны	Глыбы		Глыбовые брекчии
	1000—100	„		Валунный конгломерат	
	Средние 100—10	Галечники	Щебень	Конгломераты	Брекчии
	Мелкие 10—2	Гравий	Дресва	Гравийные конгломераты	
Песчаные породы (псаммиты)	Грубые 2—1	Пески грубозернистые		Песчаники грубозернистые	
	Крупные 1—0,5	Пески крупнозернистые		Песчаники крупнозернистые	
	Средние 0,5—0,25	Пески среднезернистые		Песчаники среднезернистые	
	Мелкие 0,25—0,1	Пески мелкозернистые		Песчаники мелкозернистые	
Пылеватые (алеюриты)	0,1—0,005	Алеюриты		Алеюролиты	
Глинистые (пелиты)	<0,005	Глины		Аргиллиты	

*Химические осадочные породы* образуются из продуктов выветривания, перенесенных в виде растворов и отложенных посредством химического осаждения или усыхания водных бассейнов. Таким путем отлагаются почти все химически чистые одноминеральные породы. К ним относят: доломит, гипс, каменную соль, калийные соли, известняки химического происхождения, а также железные и марганцевые руды, бокситы и др.

Образование *биохимических горных пород* связано с жизнедеятельностью животных и растений. Важнейшими представителями этой группы являются диатомит, трепел, ископаемые угли, горючие сланцы и известняки (ракушечные, коралловые и др.).

Многие из перечисленных осадочных пород имеют большое практическое значение. Их используют в гидротехническом и мелиоративном строительстве в качестве оснований и среды для фундамента (глины, пески, песчаники, известняки, доломиты и др.), как химическое сырье (гипсы, калийные соли и др.), они являются ценными агрономическими рудами (апатит, фосфорит).

#### 4.4.3. Метаморфические горные породы

Эти породы образуются из магматических, осадочных и ранее образовавшихся метаморфических горных пород путем их изменения под влиянием высоких давлений и температур с участием химически активных веществ (вода, горячие растворы, газы). Изменения могут происходить при поднятии расплавленной магмы в верхние горизонты или, наоборот, при погружении пород в глубокие горизонты земной коры. В большинстве случаев результаты метаморфизма сводятся к частичной или полной перекристаллизации пород и образованию новых структур (см. п. 7.4).

В зависимости от характера и масштабов действующих факторов метаморфизма в определенных геологических условиях один из них является решающим. Так, в результате воздействия высокой температуры (при сравнительно низком давлении) из кварцевых песков и песчаников образуются кварциты, из известняков — мраморы, из глинистых пород — роговики; результатом высокого давления является превращение глин в глинистые сланцы, а при одновременном влиянии высокой температуры и давления на больших глубинах возникают слюдяные (глинисто-сланцевые) и рогово-обманковые сланцы, гнейсы.

Есть два основных класса метаморфических горных пород — сланцеватые и несланцеватые (табл. 4.3). Они различаются по наличию или отсутствию ориентировки в расположении минералов, обладающих *спайностью*, т. е. тенденцией раскалываться с обра-

ТАБЛИЦА 4.3

Классификация и исходный материал метаморфических горных пород (по А. Аллисону)

Метаморфическая порода	Материнская порода
Сланцеватые:	
глинистый (аспидный) сланец	Глинистая порода, туф
филлит	То же
кристаллические сланцы (множество разновидностей)	Глинистая порода, глинистый песчаник, туф, риолит (липарит), андезит, базальт
гнейс	Гранит, диорит, габбро, конгломерат, аркоз
Несланцеватые	
мрамор	Известняк или доломит (иногда с примесями)
кварцит	Кварцевый песчаник
роговик	Глинистая порода
серпентинит	Породы, богатые оливином (дунит, перидотит)
жировик (тальковая порода)	Серпентинит
антрацит	Битуминозный уголь

зованием гладких поверхностей, расположенных параллельно потенциально возможным граням кристалла.

*Сланцеватые метаморфические породы* обладают способностью раскалываться по параллельным, близкорасположенным плоскостям (*квиваж, сланцеватость*). Из них чаще всего встречаются глинистые (аспидные) сланцы, филлиты, кристаллические сланцы и гнейсы. Различие между этими породами в основном сводится к степени их сланцеватости и крупности зерен. Так, глинистый сланец представляет собой однородную тонкозернистую породу, способную расщепляться на тонкие пластины с относительно гладкими поверхностями. Филлит — это расслоенная тонкозернистая слюдястая порода почти постоянного состава. Кристаллические сланцы — среднезернистые породы с хорошей сланцеватостью и спайностью. Очень грубой сланцеватостью обладает гнейс, представляющий собой полосчатую крупнозернистую породу.

*Несланцевые метаморфические породы* — это массивные породы, у которых минералы располагаются непараллельно и не обладают спайностью. К таким породам относятся, например, мрамор, кварцит, тальковая порода (жировик, или мыльный камень), серпентинит, антрацит.

С метаморфическими породами связаны месторождения многих полезных ископаемых (медь, железо, цветные и редкие металлы), строительных и отделочных материалов.

## Глава 5

### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

За основную характеристику геофизических полей принимают силу, с которой они действуют на единичный источник (электрический заряд, массу, энергию). Обычно эту силу называют *напряженностью поля*  $E$ , которая является векторной величиной, направленной в сторону действия силы. Если сила ориентирована по радиусу от источника, то напряженность считается положительной, если к источнику — отрицательной.

Напряженность геофизических полей может быть оценена через *потенциал*, т. е. работу, произведенную внешними силами для внесения единичного положительного источника в данную точку поля из бесконечности при условии, что напряженность в бесконечности равна нулю. Эта работа придает источнику некоторый энергетический потенциал  $U$ . Между  $E$  и  $U$  установлена связь  $E = -\text{grad } U$ : градиент направлен в сторону увеличения потенциала, а напряженность — в сторону его падения.

Научно-практическое значение геофизических полей огромно. Об этом кратко будет сказано ниже. Здесь же заметим, что

геофизические поля определяют, например, характер и направленность миграции электрически заряженных частиц, процессы растворения, окисления, смещения горных пород и т. п. Они обуславливают движение воздушных масс и природных вод, определяют дифференциацию вещества по плотности. Геофизические поля позволяют изучать внутреннее строение и физико-химические свойства Земли, выполнять разведку полезных ископаемых и вскрывать взаимодействие геосфер между собой.

Из всех геофизических полей наибольший интерес для всех гидрометеорологических специальностей имеют гравитационное, электромагнитное и тепловое поля, в значительной мере определяющие обмен энергией и веществом геосфер в планетарном масштабе. Что касается других геофизических полей (поля давления, влажности, облачности, скорости и направления ветра и т. п.), то они входят составными частями в целый ряд специальных гидрометеорологических дисциплин.

### 5.1. Гравитационное поле Земли

Между любыми двумя телами (частицами) в природе всегда существует силовое взаимодействие, в результате которого происходит их взаимное притяжение. Физическое поле этого взаимодействия носит название поля тяготения, или так называемого *гравитационного поля* (от лат. *gravitus* — тяжесть).

Впервые закон всемирного тяготения сформулировал И. Ньютон в 1687 г. Этот закон имеет универсальный характер, так как притяжение, или «тяготение», присуще всем телам; оно проникает сквозь небесные тела так же свободно, как если бы этих тел не существовало.

Основными измеряемыми элементами гравитационного поля Земли являются ускорение свободного падения и вторые производные потенциала силы тяжести. По этим данным определяют форму Земли, они используются в астрономо-геодезических измерениях при определении высот пунктов и вычислении астрономо-геодезических уклонов отвеса. Элементы гравитационного поля Земли широко используют в гравиметрической разведке, навигации, метрологии и при решении целого ряда задач во многих других областях науки и техники.

Изученность гравитационного поля Земли принято оценивать по аномалиям силы тяжести, осредненным в трапециях  $1 \times 1$  и  $5 \times 5^\circ$ . Если в каждой из таких трапеций есть хотя бы один гравиметрический пункт, то в гравиметрическом отношении они считаются изученными. Оценивая с этих позиций изученность гравитационного поля Земли, следует указать, что на Земле 64 800 трапеций  $1 \times 1^\circ$ , из которых изучено около 60 %, причем гравиметрическая изученность Северного полушария выше, чем Южного, примерно в 2 раза и по состоянию на 1976 г. составила 80 % [52].

### 5.1.1. Сила тяжести и ее потенциал

По закону всемирного тяготения две точки притягиваются друг к другу с силой

$$F = f m_1 m_2 / r_{1,2}^2, \quad (5.1)$$

где  $f$  — постоянная тяготения, равная  $(6,6720 \pm 0,041) \cdot 10^{-11} \text{ м}^2/\text{кг}^2$ ;  $r_{1,2}$  — расстояние (м) между точками 1 и 2, имеющими соответственно массы  $m_1$  и  $m_2$ , кг.

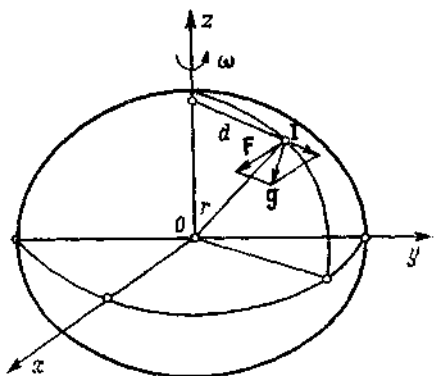


Рис. 5.1. Пространственные координаты и вектор силы тяжести.

На единицу точечной массы, жестко связанной с Землей, одновременно действуют три силы, геометрическая сумма которых, или их равнодействующая, носит название *силы тяжести* ( $G$ ):

$$G = F + I + F', \quad (5.2)$$

где  $F$  — сила притяжения между точкой и всеми массами Земли;  $I$  — центробежная сила, возникающая вследствие суточного вращения Земли вокруг своей оси;  $F'$  — сила притяжения небесных тел.

Силу  $F'$  определяют по зависимости (5.1). Ее числовое значение и направление непрерывно изменяются (из-за смены взаимного положения Земли и небесных тел), и это ведет к *приливным изменениям*  $G$ . Для исключения  $F'$  в результаты измерений обычно вводят специальную поправку.

Сила  $F$  определяется распределением масс в теле Земли и ее формой. Если в первом приближении принять Землю за шар, состоящий из концентрических слоев постоянной плотности, то сила  $F$  будет направлена к центру Земли и подчиняться закону

$$F = f M m_i / r^2, \quad (5.3)$$

где  $M$  и  $m_i$  — соответственно масса Земли и  $i$ -й точки;  $r$  — так называемое геоцентрическое расстояние,  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$  ( $x$ ,  $y$  и  $z$  — геоцентрические координаты).

Для реальной Земли значение силы  $F$  отличается от значения, вычисленного по формуле (5.3) (рис. 5.1).

Центробежная сила  $I$  направлена по радиусу малого круга, по которому происходит вращение Земли. Она равна

$$I = m\omega^2 d, \quad (5.4)$$

где  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $d$  — расстояние от оси вращения до  $i$ -й точки.

Максимумом сила  $I$  достигает на экваторе, где она противоположна силе тяготения  $F$ . Центробежная сила стремится уменьшить силу притяжения.

Если принять массу притягиваемой точки за единицу, то сила тяжести будет численно равна ускорению свободного падения ( $g$ ). Поэтому иногда вместо полного термина «ускорение свободного падения» употребляют сокращенное выражение «сила тяжести». Она способствует удержанию тел и предметов на поверхности Земли.

Обычно поле силы тяжести изучают, вводя понятие потенциальной энергии  $U$ . При этом потенциалом вектора  $\mathbf{G}$  называется такая функция координат, частные производные которой по прямоугольным координатам равны проекциям этого вектора на соответствующие координатные оси.

Как известно, при перемещении единичной материальной точки ( $m=1$ ) на бесконечно малое расстояние  $dr$  будет совершена работа  $dA = \mathbf{F}dr$ . Эта работа связана с затратой энергии  $-dU = \mathbf{F}dr = f(M/r^2)dr$ .

Интеграл выражения  $f(M/r^2)dr$  представляет собой потенциальную энергию

$$U = fM/r, \quad (5.5)$$

или так называемый *гравитационный потенциал* однородного шара с массой  $M$ , который представляет собой скалярную функцию геоцентрических координат  $x, y, z$  материальной точки с единичной массой  $m$ .

С потенциальной энергией  $U$  тесно связано ускорение  $\mathbf{a}$  единичной массы. Так, по второму закону Ньютона  $\mathbf{F} = m\mathbf{a}$  или с учетом формулы (5.3)

$$\mathbf{a} = fM/r^2. \quad (5.6)$$

Сравнивая выражения (5.5) и (5.6), получаем

$$\mathbf{a} = -dU/dr. \quad (5.7)$$

Знак «минус» означает, что вектор-ускорение направлен по геоцентрическому радиусу  $r$  в противоположном направлении.

Формула (5.5) определяет потенциал притяжения Земли, представляющей собой шар однородной плотности. Для реальной Земли с ее сложной формой и неоднородной плотностью потенциал притяжения  $U$  будет представлять собой интеграл элементарных масс  $dM$ , в совокупности составляющих массу Земли:

$$U = \int_M f dM/r_i, \quad (5.8)$$

где  $r_i$  — расстояние от центра элементарной массы  $dM$  до  $i$ -й точки, для которой вычисляется потенциал.

Потенциал центробежной силы  $U_1$  на геоцентрической широте  $\varphi$  равен

$$U_1 = 0,5\omega^2 r^2 \cos^2 \varphi. \quad (5.9)$$

Тогда потенциал силы тяжести Земли  $W$  равен сумме потенциалов силы притяжения  $U$  и центробежной силы  $U_1$ , т. е.

$$W = \int_M dM/r_i + 0,5\omega^2 r^2 \cos^2 \varphi. \quad (5.10)$$

Производная от  $W$  по направлению нормали  $n$  к уровенной поверхности (поверхности, во всех точках которой  $W$  имеет одно и то же значение) является полной силой тяжести:

$$\mathbf{G} = \partial W / \partial n. \quad (5.11)$$

Величина  $W$  непосредственно не измеряется. Измерению подлежат только ускорение  $g$ , численно равное  $\partial W / \partial n$ , и производные второго порядка от потенциала.

В СИ ускорение  $g$  измеряется в метрах на секунду в квадрате ( $\text{м}/\text{с}^2$ ). Ранее применялась единица, называемая галом (Гал) в честь великого итальянского ученого Галилея, впервые измерившего величину  $g$  ( $1 \text{ Гал} = 1 \text{ см}/\text{с}^2$ ).

Вторые производные потенциала силы тяжести имеют размерность градиента силы тяжести  $[\partial g / \partial n] = [\text{с}^{-2}]$ . Наибольшей для Земли является вторая производная  $W_{zz}$ , она равна около  $3 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-2}$ .

### 5.1.2. Нормальное гравитационное поле и его аномалии

Гравитационное поле Земли имеет сложную структуру, обусловленную неоднородностью вещества земной коры и мантии. Поэтому его принято разделять на две части: *нормальное гравитационное поле* и *остаточное аномальное поле*.

Ранее (см. гл. 2) отмечалось, что земной эллипсоид наилучшим образом аппроксимирует основную уровенную поверхность Земли — геоид. У него большая экваториальная полуось  $a_0$ , полярное сжатие  $\alpha$ , масса  $M$  и угловая скорость осевого вращения  $\omega$  совпадают с соответствующими параметрами Земли. Этот эллипсоид называют *уровенным эллипсоидом* (нормальной Землей). Его параметры определяют из совместной обработки данных астрономо-геодезических и гравиметрических работ и спутниковых наблюдений, выполняемых в планетарном масштабе.

По стандартизуемым международным соглашениям, в качестве параметров нормальной Земли вычисляют нормальный потенциал  $U$ , нормальную силу тяжести  $g_0$ , вторые производные нормального потенциала силы тяжести и другие элементы нормального поля.



Величину  $g_0$  будем определять как градиент потенциала  $U$ , т. е.  $g_0 = \partial U / \partial n$ , где  $n$  — направление нормали к уровенной поверхности нормального гравитационного поля. Величина  $g_0$  изменяется по закону, установленному итальянским геодезистом Сомильяна:

$$g_0 = (a_3 g_3 \cos^2 B + b g_n \sin^2 B) / \sqrt{a_3^2 \cos^2 B + b^2 \sin^2 B}, \quad (5.12)$$

где  $a_3$  и  $b$  — соответственно большая и малая полуось эллипсоида;  $g_3$  и  $g_n$  — нормальная сила тяжести соответственно на экваторе и на полюсе эллипсоида;  $B$  — геодезическая широта точки.

Формула (5.12) неудобна для вычислений. Если ее разложить в ряд, то можно получить приближенную зависимость

$$g_0 = g_3 (1 + \beta \sin^2 B - \beta_1 \sin^2 2B), \quad (5.13)$$

носящую название «формула Клеро» — по имени французского математика и астронома.

Числовые коэффициенты  $\beta$  и  $\beta_1$  связаны между собой соотношениями и определяются по экспериментальным данным о гравитационном поле Земли:

$$\beta = (g_n - g_3) / g_3; \quad \beta_1 = (1/6) a^2 + (1/4) a\beta.$$

Формула (5.13) позволяет определять нормальную силу тяжести или нормальное гравитационное поле Земли с точностью до малых значений второго порядка. На полюсе ( $B = 90^\circ$ )

$$g_n = g_0 = g_3 (1 + \beta). \quad (5.14)$$

Тогда нетрудно заметить, что коэффициент  $\beta$  определяет относительный избыток силы тяжести на полюсе. Так как  $g_3 \approx 9,78$  м/с<sup>2</sup> и  $g_n \approx 9,832$  м/с<sup>2</sup>, то изменение  $g_0$  от экватора к полюсу составляет 0,052 м/с<sup>2</sup>. Коэффициент  $\beta$  примерно равен 0,0053. Значение  $g_3 \beta \approx 0,052$  м/с<sup>2</sup> складывается из гравитационной и центробежной составляющих нормальной силы тяжести. На экваторе центробежная сила для единичной массы  $I = \omega^2 a = 0,034$  м/с<sup>2</sup>, или 0,35 % полного значения  $g_0$ .

Имеется ряд формул для определения нормальной силы тяжести на поверхности эллипсоида и на высоте  $z$  над ним. Например, в СССР и ряде других стран при изучении закономерностей распределения масс в теле Земли используют формулу Гельмерта, которая для  $z = 0$  имеет вид

$$g_0 = 978,030 (1 + 0,005302 \sin^2 B - 0,0000070 \sin^2 2B). \quad (5.15)$$

Вертикальный градиент нормальной силы тяжести вычисляют по формуле

$$\partial g_0 / \partial n = -0,30855 (1 + 0,00071 \cos 2B) z, \quad (5.16)$$

где  $n$  — направление внешней к уровенному эллипсоиду нормали.

Из формулы (5.16) видно, что  $\partial g_0 / \partial n$  слабо зависит от широты  $B$  точки. Поэтому при малых высотах второй член выражения (5.16) можно не учитывать. В этих случаях нормальная сила

тяжести ( $\text{см}/\text{с}^2$ ) в точке на высоте  $z$  (м) над эллипсоидом будет равна

$$g_z = g_0 - (\partial g_0 / \partial n) z = g_0 - 0,0003086z. \quad (5.17)$$

Тогда с учетом выражения (5.15) и (5.17) нормальная сила тяжести ( $\text{см}/\text{с}^2$ ) будет равна

$$g_z = 978,030 (1 + 0,005302 \sin^2 B - 0,0000070 \sin^2 2B) - 0,0003086z. \quad (5.18)$$

Поправочный член  $-0,3086 \text{ м}/\text{с}^2$  учитывает изменение по высоте земного притяжения, а не силы тяжести, так как не учитывает эффект вращения Земли и ее сжатие. Однако с достаточной для практики точностью он применяется до высоты в несколько километров.

Следует иметь в виду, что центробежная сила действует только на предметы, связанные с Землей и участвующие с ней в общем вращении вокруг земной оси. Предметы, удаленные от Земли (например, ИСЗ), не участвуют в этом вращении, а движутся по законам притяжения вокруг Земли. В таких случаях законы движения определяют поле тяготения, а не поле силы тяжести.

Реальные значения силы тяжести  $g$ , наблюдаемые в различных частях земной поверхности, отличаются от нормального ее значения  $g_0$ . Разность  $g - g_0$  в пункте наблюдений называют *аномалией силы тяжести*  $g_a$  (гравитационной аномалией). Величина  $g_a$  обусловлена залеганием на глубине тяжелых или легких горных пород и руд. Аномалии бывают положительными («избыток масс»), обычно присущими глубоководным впадинам океанов, и отрицательными — в высокогорных областях материков и в районах залегания легких горных пород и руд. При точных вычислениях  $g$  значение  $g_0$  определяют по формуле (5.17). Тогда так называемая аномалия в свободном воздухе

$$g_a = g - (g_0 - 0,0003086z). \quad (5.19)$$

Обычно на поверхности Земли значение  $g_a$  составляет несколько десятых долей сантиметра на  $1 \text{ с}^2$ , достигая иногда и целых единиц в горах и глубоководных впадинах. Так, аномалии силы тяжести в свободном воздухе г. Мауна-Кеа (о. Гавайи) для  $z = 4214 \text{ м}$  составляет  $+0,669 \text{ см}/\text{с}^2$ , в Марианской впадине на глубине  $8740 \text{ м}$   $g_a = -0,244 \text{ см}/\text{с}^2$ . Обычно значения  $g_a$  отражают изменение гравитационного поля при переходе от одного типа земной коры к другому; они не коррелируют с положением материков и океанов; знак  $g_a$  не меняется на протяжении тысяч километров. Чаще всего наблюдается неравенство  $g > g_0$  над морскими и океаническими пространствами, а над материками  $g < g_0$ . Подобные соотношения между реальными ( $g$ ) и теоретическими ( $g_0$ ) значениями ускорения свободного падения объясняются тем, что сравнительно малая масса воды океанов и морей компенсируется массой горных пород большой плотности (базальт, перидотит, имеющие

плотность около  $3,3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>). На материках под горными хребтами залегают, видимо, породы пониженной плотности. Все это означает, что на изменения  $g$  влияет геологическое строение района, т. е. неравномерное распределение плотностей масс внутри Земли.

При продвижении в глубь Земли сила тяжести уменьшается, и в центре Земли доходит до нуля. Это является следствием двух причин. С одной стороны, к центру Земли сила притяжения возрастает обратно пропорционально квадрату радиуса, с другой — убывает пропорционально уменьшению массы, так как внешние массы вышерасположенных слоев на данную продвигающуюся вглубь точку не действуют.

Общее (суммарное) изменение силы притяжения с глубиной, по Н. П. Грушинскому и А. Н. Грушинскому, можно описать законом

$$\Delta F = 0,3086z - 0,0838\rho z, \quad (5.20)$$

где  $z$  — углубление точки в земные недра.

Из выражения (5.20) следует, что изменение силы притяжения под земной поверхностью материков происходит пропорционально не только глубине, но и плотности среды. При этом в слоях небольшой плотности ( $\rho = (2,1 \dots 2,4) \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>) первый член выражения (5.20) больше второго, и потому при углублении возрастает сила тяжести. Но по мере роста  $z$  плотность  $\rho$  увеличивается и тем самым уменьшается сила тяжести.

Из выражения (5.20) можно найти значение  $\rho$ , при котором изменение силы притяжения прекратится ( $\Delta F = 0$ ). Простой расчет показывает, что этому условию отвечает плотность около  $3,68 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Это означает, что в случае  $\rho < 3,68 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> углубление в земные недра ведет к увеличению силы тяжести, при  $\rho > 3,68 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> она уменьшается пропорционально глубине. Плотность  $3,68 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, по так называемой опорной модели Земли PREM, свойственна мантии Земли на глубине около 400 км. Однако глубже изменения силы тяжести усложняются, так как эти слои находятся за пределами тех верхних слоев, которые можно приближенно принимать за пластину с притяжением  $2\pi f\rho z$ . Значения ускорения свободного падения на различных глубинах, определенные по сейсмическим данным [5], приведены в табл. 5.1.

Из данных табл. 5.1 видно, что плотность в земных недрах изменяется с глубиной неравномерно. Такая особенность внутреннего строения приводит к тому, что на границе мантии и ядра значение  $g$  достигает максимума ( $10,68$  м/с<sup>2</sup>). Само ядро более однородное, и в нем плотность плавно растет с глубиной. Поэтому в центре земного шара сила притяжения по всем радиусам одинакова и  $g = 0$ .

Направления реальной и нормальной сил тяжести между собой не совпадают. Это отличие характеризуется отклонением (отклонением) отвеса. Его максимальное значение составляет около  $1'$ .

ТАБЛИЦА 5.1

Плотность  $\rho$  и ускорение свободного падения  $g$  внутри Земли (модель PREM)

$z$ км	$\rho$ $10^3$ кг/м <sup>3</sup>	$g$ м/с <sup>2</sup>	$z$ км	$\rho$ $10^3$ кг/м <sup>3</sup>	$g$ м/с <sup>2</sup>
0—10	2,6 *	9,82	3200	10,37	9,98
10—20	2,90 *	9,83	3400	10,54	9,48
40	3,38 *	9,84	3800	11,11	8,42
80	3,37	9,85	4200	11,51	7,28
400	3,54	9,97	4550	11,79	6,23
400	3,72	9,97	4800	11,97	5,47
600	3,98	10,00	5000	12,09	4,85
670	4,38	10,01	5155	12,17	4,40
800	4,46	9,99	5155	12,76	4,40
1000	4,58	9,97	5200	12,79	4,22
1600	4,91	9,93	5400	12,88	3,52
2000	5,12	9,99	5600	12,96	2,80
2850	5,56	10,65	6200	13,08	0,63
2885	5,57	10,68	6371	13,09	0
2885	9,90	10,68			
3000	10,07	10,44			

\* Плотность в земной коре зависит от того, какая кора имеется в виду: континентальная, океаническая или промежуточная.

### 5.1.3. Приливообразующие силы и их геофизическая роль

Приливообразующие силы по своей природе подобны силам земного притяжения и противоположны им по знаку. Они возникают в системах Земля—Луна, Земля—Солнце и во всех связях Земли с другими планетами Солнечной системы. Эти силы несравненно меньше величины  $g$ . Однако их геофизическая роль велика: они вызывают явления приливов в атмосфере, гидросфере и твердом теле Земли и как результат — изменения значений  $g$ .

Чтобы понять механизм образования приливообразующих сил и их геофизическую роль, рассмотрим систему Земля—Луна. Эта система представляет собой единое целое, составляющие которого жестко связаны между собой. Вся система вращается вокруг единой неподвижной оси, проходящей на расстоянии  $0,73R$  от центра Земли.

В системе Земля—Луна постоянно действуют две силы: сила взаимного притяжения Земли и Луны  $F_{з,л}$  и сила осевого вращения системы (центробежная сила)  $I_{з,л}$ . Для системы в целом эти силы между собой равны и противоположно направлены. Однако от каждой отдельно взятой  $i$ -й точки на земной поверхности расстояние до Луны неодинаково. Поэтому в отличие от  $F_{з,л}$  сила взаимодействия  $i$ -й точки Земли и Луны  $F_{i,л}$  будет переменной величиной. В то же время для каждой  $i$ -й точки на Земле сила  $I_{з,л}$  одинакова, она равна и параллельна силе  $I_{з,л}$  приложенной в центре Земли. В результате на каждую  $i$ -ю точку земной поверх-

ности одновременно действуют две силы: постоянная  $I_{3, л}$  и переменная  $F_{i, л}$ . Геометрическую сумму этих сил обозначим через  $G_{i, л}$ :

$$G_{i, л} = F_{i, л} + I_{3, л}. \quad (5.21)$$

Ее направление в плоскости экватора Земли показано на рис. 5.2, из которого видно, что в области зенита (точка  $З$ ) сила

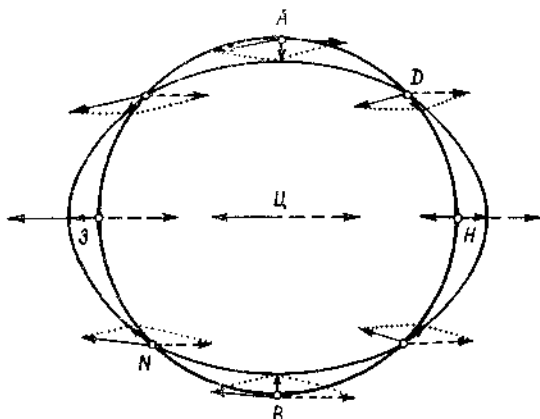


Рис. 5.2. Образование приливообразующей силы в системе Земля—Луна.

$G_{i, л}$  направлена на Луну, так как  $F_{i, л} > I_{3, л}$ ; здесь  $G_{i, л}$  достигает наибольших значений. В надире (точка  $Н$ ) эта сила имеет наименьшее значение ( $F_{i, л} < I_{3, л}$ ) и также направлена по радиусу на Луну и в обеих точках ( $З$  и  $Н$ ) она уменьшает силу тяжести. В точках  $А$  и  $В$  сила  $G_{i, л}$  направлена к центру Земли и увеличивает силу тяжести, в промежуточных точках  $С$ ,  $Д$ ,  $Е$ ,  $Н$  — по касательной к земной поверхности.

Если разложить силу  $G_{i, л}$  на вертикальную ( $G_{i, л}^v$ ) и горизонтальную ( $G_{i, л}^{(r)}$ ) составляющие ( $G_{i, л} = G_{i, л}^v + G_{i, л}^{(r)}$ ), то станет ясна их геофизическая роль: сила  $G_{i, л}^v$  будет изменять силу тяжести, сила  $G_{i, л}^{(r)}$  — вызывать перемещение составных частей геосфер в горизонтальной плоскости. Так как наиболее заметным для человека проявлением такого перемещения являются морские приливы, то сила  $G_{i, л}^{(r)}$  получила название *приливообразующей силы*.

Приливообразующие силы периодические. Под их воздействием воды Мирового океана на одной половине Земли сгоняются по направлению к точке  $З$ , на другой половине — к точке  $Н$ . Отсюда следует, что под влиянием притяжения Луны водная оболочка Земли принимает форму эллипсоида и в точках  $З$  и  $Н$  образуются приливные выступы (прилив). В этот момент в точках  $А$  и  $В$  уровень воды Мирового океана понижается (отлив).

Вследствие суточного вращения Земли приливные выступы (приливные волны) перемещаются по поверхности океанов и в каждый следующий момент возникают в новых местах. За период лунных суток 24 ч 52 мин приливные волны обходят вокруг всей Земли и в каждом ее месте вызывают два прилива и два отлива.

В системе Земля—Солнце также действует приливообразующая сила. Ее ускорение примерно в 2,2 раза меньше ускорения приливообразующей силы Луны. Это означает, что солнечные приливы в 2,2 раза меньше лунных. Но эти приливы отдельно не наблюдаются, они только изменяют величину лунных приливов. Суммарно эти изменения зависят от взаимного расположения центров масс Солнца, Земли и Луны. Во время новолуний и полнолуний лунный и солнечный приливы наступают одновременно и поэтому приливообразующие силы систем Земля—Луна и Земля—Солнце складываются, наступает самый большой прилив. Во время первой и последней четвертей фаз Луны в момент лунного прилива происходит солнечный отлив и потому наблюдается наименьший прилив. Различие между величинами приливов для двух указанных ситуаций может достигать 250—300 %.

Величина прилива в любой точке морского побережья во многом зависит от очертания берегов. В узких бухтах, куда приливная волна входит беспрепятственно, приливы наибольшие. Например, в зал. Фанди уровень воды при приливе повышается более чем на 18 м, в Пенжинской губе — примерно на 13 м. В бухтах, при входе в которые энергия приливной волны гасится узкой горловиной, приливы наименьшие. В открытом океане высота приливной волны в среднем составляет около 0,5 м.

Явления приливов происходят также в атмосфере и в земной коре, причем в атмосфере приливы проявляются в периодических изменениях атмосферного давления, наиболее четко — с периодом в 12 ч. В земной коре приливные явления хотя и имеют значительно меньшие размеры, чем в гидросфере, но благодаря совместному действию приливообразующих сил в системах Земля—Луна и Земля—Солнце поверхность земной коры 2 раза в сутки поднимается и опускается на несколько дециметров.

Огромная геофизическая роль принадлежит приливообразующей силе системы Земля—Луна в образовании и динамике так называемых *сегментов прилива* в плоскости экватора твердого тела Земли (рис. 5.3). Эти сегменты были у Земли не всегда. По-видимому, они возникли в тот период истории системы Земля—Луна, когда время осевого вращения Земли  $\tau$  и время обращения Луны вокруг Земли  $\tau_d$  между собой совпадали ( $\tau = \tau_d$ ). В эту раннюю историю Земля и Луна находились на очень близком расстоянии  $l_{3, д}$ : оно было немного больше двух с половиной радиусов Земли ( $2,5R$ ). При меньшем расстоянии, как доказано астрономами, Луна из-за катастрофического притяжения Земли должна была бы разрушиться. В этот период ( $l_{3, д} \approx 2,5R$ ) приливообразующая сила Луны должна была составлять около  $f_{мл}/(7,81R^2)$ .

Нынешний период характеризуется асинхронным вращением Земли и Луны ( $\tau_{\text{Л}} > \tau$ ), а  $l_{3, \text{Л}} \approx 60,3R$ . Поэтому приливообразующая сила составляет около  $f_{\text{мл}} / (109629R^2)$ . Значит, в первый период существования системы Земля—Луна приливообразующая сила  $G_{\text{л}}^{\text{с}}$  была более чем в  $14 \cdot 10^3$  раз выше, чем в современный период. Поэтому притяжение Луны в период  $\tau = \tau_{\text{Л}}$  должно было вызвать сильную деформацию тела Земли в виде двух приливных горбов, или сегментов, прилива — большего в зените и меньшего в надире. В поясе же, центральная линия которого удалена на  $90^\circ$  от зенита

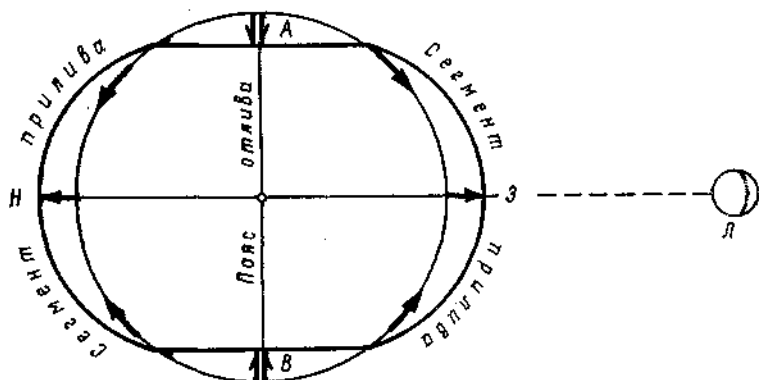


Рис. 5.3. Асимметрично-трехосный приливной эллипсоид (по Г. Н. Каттерфельду).

и надире и проходит через точки  $A$  и  $B$ , произошло опускание, или отлив.

Возникшие таким образом сегменты прилива в твердом теле Земли в дальнейшем не поддерживались прежней приливообразующей силой, и вытянутость Земли в долготном направлении стала постепенно исчезать. Но этот процесс выравнивания большой и малой осей и асимметрии больших полуосей приливного эллипсоида Земли идет очень медленно и неравномерно.

Сегменты прилива, образовавшись под действием притяжения Луны, в дальнейшем стали оказывать влияние на ее орбитальное движение вокруг Земли. В период, когда Земля обращена к Луне большим (ближним) сегментом прилива, движение Луны по орбите ускоряется; при обращении Земли к Луне малым (дальним) сегментом прилива происходит замедление орбитального движения Луны. В результате под влиянием большего сегмента поступательное движение Луны ускоряется и она удаляется от Земли: ее орбита разворачивается в спираль.

#### 5.1.4. Гравитационные явления и процессы

Важнейшим следствием сил гравитации являются так называемые гравитационные явления и связанные с ними гравитационные процессы. Под *гравитационным явлением* понимается перемещение

горных пород под влиянием силы тяжести с последующим их разрушением и накоплением в виде рыхлых грубообломочных отложений.

В гравитационных явлениях принимают участие экзогенные, эндогенные и техногенные факторы. Это и процессы механического выветривания, процессы нарушения и ослабления сцепления между отдельными слоями горных пород под влиянием атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод, процессы выщелачивания и вымывания отдельных минералов и пород под землей, образования подземных пустот, обрывов или крутых склонов на поверхности Земли. Большая роль в нарушении устойчивого равновесия горных пород принадлежит землетрясениям, различного рода взрывам, вымыванию пород из основания склона рекой, в результате абразии, а также их изъятию при карьерной выработке. В конечном итоге действие этих факторов так или иначе ведет к нарушению равновесия горных пород и к их движению, главная роль в котором принадлежит силе тяжести и воде (аквальный фактор).

Гравитационные явления разнообразны. Они различаются своей распространенностью, энергией, объемом перемещающихся масс горных пород и некоторыми другими характеристиками. Но главное их различие заключается в неодинаковой роли силы тяжести и воды в их образовании. По этому признаку на суше выделяют собственно гравитационные, гравитационно-аквальные и аквально-гравитационные явления. В морях, реках и озерах гравитационные явления носят название гравитационно-субаквальных.

К *собственно гравитационным явлениям* относят *обвалы и снежные лавины*. Они происходят полностью под действием силы тяжести, главным образом в горах с обрывистыми склонами. При этих явлениях происходит отрыв глыб горных пород по трещинам различного происхождения (физическое выветривание, землетрясения, мощные техногенные взрывы и др.), движение оторвавшихся от горного массива пород, их разрушение и скопление разнообразного по размерам обломочного материала у подножия склона горы (горного массива). В итоге образуются так называемые отвальные скопления в форме вытянутых холмов с неровной бугристой поверхностью.

Обвалы обычно подготавливаются длительное время, но совершаются практически мгновенно и нередко обуславливают катастрофы. Эти явления могут совершаться также в подземных пустотах, образуя на земной поверхности различные провалы, колодцы и воронкообразные углубления.

Наибольшее распространение на земной поверхности имеют *гравитационно-аквальные явления*. К их числу относят *оползни*, которые присущи горным и равнинным областям. В отличие от обвалов при оползнях отделившаяся по трещинам масса горных пород не летит вниз и не падает, а скользит по склону. Оползни развиваются на любых склонах гор, где существует переслаивание различных пород с глинистыми. В равнинной местности оползни



приурочены к побережьям рек, озер и морей и характеризуются большим разнообразием форм и масштабов проявления. Так, объемы сместившихся горных пород изменяются от сотен (небольшие оползни) до десятков тысяч (большие оползни) и даже сотен миллионов кубических метров (грандиозные оползни). По глубине захвата горного склона оползни бывают поверхностные, связанные с действием атмосферных осадков, и глубокие, поверхность скольжения которых проходит в зоне действия подземных вод. По характеру смещения их подразделяют на оползни разового одновременного смещения и многоразового продолжительного развития. Наблюдается большое разнообразие оползней по видам деформации и механизму смещения оползневых масс (оползни скольжения, обрушения, течения). Имеется группа крупных оползней, возникающих при мощных землетрясениях.

Оползневое тело обычно движется по глинистым породам, представляющим собой водоупор для водоносного горизонта. Влага этого горизонта нарушает сцепление между составляющими частицами вышележащих пород и глинистым фундаментом и потому способствует развитию оползневых процессов. Это тело может иметь различную форму и размеры. Обычно сверху оно ограничено ровной или бугристой площадкой, наклоненной внутрь склона, и обрывистым бугристым склоном, обращенным в сторону движения оползня. Иногда поверхность оползня напоминает речную террасу (террасовидные оползни) или цирк (циркообразные оползни).

По данным А. Р. Ходжаева и Р. А. Ниязова, скорость движения оползней в Средней Азии обычно колеблется от 2—4 мм/сут до 1,5—2,0 км/ч (иногда до 30—50 км/ч), продолжительность их развития изменяется от нескольких минут до десятилетий.

*К аквально-гравитационным явлениям* относят те, в образовании которых основную роль играет вода. Это *оползневые потоки, оплывины и сели*, наблюдающиеся в горных районах. Их образование происходит в периоды активной геологической деятельности поверхностных и подземных вод, особенно при снеготаянии и ливневых жидких осадках. Вода, попадая в горные породы, уменьшает сцепление между составляющими их частицами и даже зернами. В результате породы приобретают текучую консистенцию, они разжижаются и под действием силы тяжести начинают сползать или даже стекать вниз по склону.

Оползневые потоки обычно имеют линейную форму, поверхность которой бугристая. Оплывины по своим размерам меньше оползневых потоков, а по форме округлые. Сели представляют собой кратковременные, бурные с большой разрушительной силой горные потоки. В них очень большое (до 75 % общей массы потока) содержание глинистых и песчаных частиц, щебня и отдельных глыб размером в несколько кубических метров. Движение селя происходит в виде последовательно смещающихся валов из воды и твердых веществ.

Четвертый тип гравитационных явлений — *гравитационно-субаквальные* — происходят на подводных склонах рек, озер и морей.

Здесь оползни возникают в основном под действием силы тяжести на относительно крутых склонах. Под влиянием своей массы подводный осадочный слой в виде илистых образований начинает ползти. Этот процесс усиливается массой обрушающихся берегов, создающей дополнительную нагрузку на оползающее тело подводного склона. Морские, озерные и речные оползни изучены еще недостаточно, хотя практическое значение их исследования очень велико, особенно в связи с расширением работ по хозяйственному использованию шельфовых зон морей и созданию водохранилищ.

## 5.2. Электромагнитное поле Земли

Электромагнитное поле Земли является постоянно действующим механизмом взаимодействия между электрически заряженными частицами всех ее оболочек. Изменение состояния этих частиц во времени и пространстве вызывает электрические токи, сопровождаемые магнитными полями. Отсюда следует, что *электромагнитное поле Земли представляет собой единое целое, имеющее две формы проявления. Одна из них — электрические поля с собственными источниками тока, другая — магнитные поля, создающиеся движущимися электрическими зарядами и спиновыми (от англ. spin — вращение) моментами носителей магнетизма (электроны, протоны и др.).*

Связь между электрическими и магнитными полями в определенной мере зависит от интенсивности изменений электромагнитного поля. При медленных его изменениях эта связь не играет существенной роли, ибо, как известно, напряженность одного поля, возбуждаемая изменениями другого, пропорциональна скорости этих изменений. В таких случаях условно можно рассматривать электромагнитное поле как два отдельных поля — электрическое и магнитное. Физической же реальностью является единое электромагнитное поле, имеющее электрическую ( $E$ ) и магнитную ( $H$ ) напряженности, изменяющиеся во времени  $t$  и в различных точках пространства ( $\lambda, \varphi$ ) имеющие неодинаковые значения, т. е.  $E(\lambda, \varphi, t)$  и  $H(\lambda, \varphi, t)$ .

*Научно-практическое значение электромагнитного поля Земли и его составных частей огромно. Так, например, развитие геофизики и астрофизики привело к пониманию огромной роли солнечной активности в различных процессах, происходящих на Земле. Это нашло свое отражение в установлении тесной зависимости между магнитной активностью и различными природными процессами. В частности, обнаружено, что изменения атмосферного давления, температуры воздуха (особенно в полярных районах), засухи, холодные вторжения на Земле и другие процессы тесно связаны с электромагнитным полем Земли. Это означает, что объективный анализ состояния земной атмосферы должен выполняться обязательно с учетом ее электромагнитных параметров и свойства.*

Точные сведения о характеристиках электрических полей, электрической проводимости воздуха, воды и твердых веществ, магнитных и других их свойствах являются необходимыми при решении ряда общетеоретических геофизических и прикладных задач (поиск полезных ископаемых на морском шельфе, борьба с коррозией, оценка качества воды рек и озер и др.).

Области научного и практического применения сведений об электрических и магнитных полях Земли непрерывно расширяются. Так, расшифровывая магнитные аномалии, можно определять глубину, форму и состав горных пород, вызывающих аномалии, и обнаруживать полезные ископаемые. Исследуя магнитные аномалии крупных регионов и целых материков (морей и океанов), геофизики проникают в глубокие недра Земли и познают особенности их строения и тектоническую структуру. Непрерывные и плавные изменения из года в год, из столетия в столетие магнитного поля Земли (геомагнитного поля) используют как индикаторы глубинных процессов Земли. В то же время геомагнитное поле оказывает влияние на многие явления околоземного пространства: оно «сортирует» потоки космических частиц и вместе с атмосферой защищает живую природу от корпускулярного губительного излучения.

Непосредственное влияние геомагнитного поля на живую природу многообразно и повсеместно. В частности, накопленные мировой наукой многочисленные факты биологического действия магнитных полей свидетельствуют о непосредственном влиянии геомагнитного поля на организм человека. Всеобъемлющий характер этого влияния продолжает интенсивно изучаться. Но уже в настоящее время обнаружены тесные связи между некоторыми параметрами геомагнитного поля и здоровьем человека. Обнаружена корреляция между изменениями во времени магнитного наклонения и частотой сердечного ритма, между учащением пульса и повышением артериального давления и проявлениями магнитных бурь, между изменениями напряженности геомагнитного поля и усилением тормозного процесса в центральной нервной системе, замедлением условных и безусловных рефлексов. Значительная связь подмечена между магнитной активностью во время магнитных бурь и уменьшением количества лейкоцитов и тромбоцитов, замедлением свертывания крови и др. Все эти и некоторые другие подобные факты свидетельствуют о том, что здоровье человека, его состояние и функциональная активность находится в тесной зависимости от геомагнитного поля.

### **5.2.1. Электромагнитные параметры и свойства оболочек Земли**

Электромагнитные свойства оболочек Земли характеризуются рядом параметров: удельной электрической проводимостью  $\sigma$ , удельным электрическим сопротивлением  $\rho$ , относительной диэлектрической проницаемостью  $\epsilon$  и некоторыми другими. Все они изменяются во времени и пространстве и имеют неодинаковые значения в различных геосферах.

### 5.2.1.1. Электрическая проводимость

Наиболее важной и лучше всего изученной является электрическая проводимость  $\sigma$ . Рассмотрим ее для каждой из оболочек Земли. Предварительно напомним, что электрическая проводимость как свойство среды переносить электрические заряды под влиянием внешнего электрического поля чаще всего количественно оценивают удельным электрическим сопротивлением, являющимся величиной, обратной  $\sigma$  ( $\rho_0 = 1/\sigma$ ). Единицей измерения  $\rho_0$  является Ом, умноженный на метр (Ом·м), значение  $\sigma$  измеряется в сименсах на метр (См/м).

В зависимости от природы электрических зарядов принято различать электронную, ионную и смешанную электрическую проводимость. Первая из них характерна для металлов, рудных тел, силикатных и оксидных материалов, вторая — присуща электролитам, их водным растворам и природным водам. Горным породам обычно свойственна электронная, ионная и смешанная электрическая проводимость, атмосфере — ионная.

По значениям  $\rho_0$  все природные вещества подразделяют на проводники ( $10^{-4} \dots 10^{-1}$  Ом·м), полупроводники ( $10^{-1} \dots 10^6$  Ом·м) и диэлектрики ( $> 10^6$  Ом·м). Такое деление условно, так как сухие и влажные горные породы, морские и пресные воды, помещенные в переменное электромагнитное поле, могут проявлять себя либо как проводники, либо как диэлектрики.

Физическая природа различия между проводником и диэлектриком заключается в следующем.

В идеальном диэлектрике удельная электрическая проводимость равна нулю ( $\sigma = 0$ ). Это означает, что так называемые токи проводимости  $i_{\text{пр}}$  отсутствуют, а существуют лишь токи смещения  $i_{\text{см}}$ . В идеальном проводнике ( $\sigma \rightarrow \infty$ ) существует ток проводимости, значение же  $i_{\text{см}}$  очень мало. В то же время между частотой электромагнитного поля  $\omega'$ , относительной диэлектрической проницаемостью  $\epsilon$  и соотношением  $i_{\text{пр}}/i_{\text{см}}$  существует равенство  $(i_{\text{пр}}/i_{\text{см}})_{\text{макс}} = \sigma/\omega'\epsilon$ . В случаях когда  $(i_{\text{пр}}/i_{\text{см}})_{\text{макс}} \gg 1,0$ , т. е. когда  $i_{\text{пр}} \gg i_{\text{см}}$  или  $\sigma \gg \omega'\epsilon$ , среда характеризуется как проводник. При  $(i_{\text{пр}}/i_{\text{см}})_{\text{макс}} \ll 1,0$  среда является диэлектриком. Отсюда ясно, что изменение частоты электромагнитного поля  $\omega'$  сопровождается изменением  $\sigma$ : рост  $\omega'$  ведет к тому, что проводящие вещества приобретают диэлектрические свойства. Например, по данным В. А. Заринского и В. И. Ермакова, на низких частотах морская вода ( $\sigma/\omega'\epsilon = 1 \dots 10^{-4}$ ) является проводником, а на сверхвысоких частотах ( $\sigma/\omega'\epsilon \approx 10^{10}$ ) — диэлектриком.

**Электрическая проводимость атмосферы.** Атмосфера Земли в своем составе имеет нейтральные молекулы и атомы, положительно и отрицательно заряженные ионы и свободные электроны. Вследствие содержания электрически заряженных частиц атмосфера обладает электропроводностью, которая в каждой точке определяется источниками *ионизации* и ионными константами. К числу основных возбудителей электрически заряженных частиц

в атмосфере, или *основных ионизаторов атмосферы*, относятся космические лучи, солнечная и земная радиации (излучения).

Каждую секунду на площадку в  $1 \text{ км}^2$  через границу земной атмосферы в направлении земной поверхности влетают из космоса более 10 000 релятивистских (движущихся со скоростями, близкими к скорости света) заряженных частиц. Они называются *космическими лучами*. Происхождение большей части этих лучей связано с грандиозными взрывами так называемых сверхновых звезд в нашей Галактике.

Эти космические лучи (первичное космическое излучение) в высокой степени изотропны, их поток постоянен во времени, в них наблюдаются частицы с энергией от 1 до  $10^{12}$  ГэВ. Больше всего в составе космических лучей протонов, т. е. ядер водорода,— около 90 % всех частиц. Примерно около 7 % ядер гелия. На долю ядер всех остальных элементов приходится около 3 %. При взаимодействии с атомными ядрами атмосферы эти частицы порождают обильные ливни электронов и мезонов различного знака и энергии (вторичное космическое излучение). Мезоны больших энергий достигают земной поверхности и проникают в глубь земной коры, меньших энергий — при движении в атмосфере почти мгновенно распадаются. При пролете вблизи ядер атомов атмосферы быстрые электроны частично теряют свою энергию излучением. Таким путем создаются пары электрон—позитрон, которые также ведут к образованию новых пар электрически заряженных частиц, и в конечном итоге возникают ливни таких частиц. Этот механизм, представленный здесь упрощенно, ведет к созданию свободных заряженных частиц в атмосфере и обеспечивает ее электрическую проводимость. Этот вид ионизации атмосферы на уровне моря создает 2—4 млн пар ионов в  $1 \text{ м}^3$  в 1 с. С ростом высоты примерно до 18 км мощность космической ионизации увеличивается пропорционально росту потока космических лучей.

Преобладающая часть *солнечной радиации* ультрафиолетового и рентгеновского диапазонов поглощается в верхних слоях атмосферы (выше 40 км). Этот процесс сопровождается расщеплением атомов атмосферы на ионы — носители электрически заряженных частиц. Корпускулярное солнечное излучение также ионизирует атмосферу в пределах, сравнимых с теми, которые создаются электромагнитным излучением Солнца. Особенно это относится к полярным районам Земли. В целом излучение Солнца и высокая его температура ионизируют истекающий из Солнца газ, и поэтому каждый его атом несет электрический заряд.

*Земная радиация* ионизирует атмосферу в непосредственной близости у земной поверхности. Это происходит главным образом за счет поступления из земной коры продуктов радиоактивного распада тяжелых элементов горных пород. Излучение радиоактивных веществ земной коры почти полностью поглощается почвенным слоем. Поэтому непосредственным ионизатором нижней атмосферы являются вторичные продукты радиоактивного распада.

Поступающая от земной поверхности в атмосферу эманация радиоактивных веществ способствует возникновению  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучений, ионизирующих молекулы воздуха. Ионы образуются в приземном слое атмосферы, а затем турбулентным обменом и вертикальным движением переносятся до высоты 4—5 км. Земная радиация создаст в приземном слое атмосферы над сушей около 5 млн пар ионов в  $1 \text{ м}^3$  в  $1 \text{ с}$ , над поверхностью морей (океанов) их концентрация несравненно меньше из-за ничтожно малого содержания радиоактивных веществ в морской воде.

В атмосфере ионы образуются также в результате ее загрязнения продуктами атомной промышленности и испытаний ядерного оружия, а также коротковолнового излучения звезд и за счет метеорных частиц. Имеются и другие, локальные ионизаторы атмосферы (ударная ионизация во время гроз, механическая ионизация, возникающая в ходе морских прибоев и речных водопадов, химическая ионизация при извержении вулканов и т. д.). Немаловажное значение для ионизации атмосферы имеет содержание в ней влаги, твердых минеральных частиц и других примесей, которые в общей совокупности снижают электрическую проводимость воздушной оболочки Земли.

Наряду с ионизацией в атмосфере происходит обратный процесс — *рекомбинация* (воссоединение) ионов и электронов с образованием нейтральных атомов и молекул из свободных электронов и положительных атомных и молекулярных ионов. Причем рекомбинация положительного и отрицательного ионов в основном происходит в нижних слоях атмосферы, положительного иона и электрона — в верхних слоях атмосферы.

Скорость процессов ионизации и рекомбинации на различных высотах неодинакова. Это же относится и к мощности ионизаторов. Поэтому вертикальный профиль концентрации ионов и электронов в атмосфере имеет сложный характер. В нижнем слое до высоты 60—80 км наблюдаются два максимума ионной концентрации. Один из них обусловлен земным излучением и находится у земной поверхности, другой, на высоте 14—18 км, образуется под воздействием космических лучей. Выше второго максимума концентрация ионов понижается, доходя до некоторого минимума на высоте около 40 км, затем наблюдается ее интенсивный рост, и на высоте 60—80 км ионизация выше, чем в тропо- и стратосфере, в несколько раз.

Во внутренней ионосфере по значениям повышенной концентрации электронов выделяют три основных слоя (*D*, *E*, *F*). Каждому из них присуща своя концентрация электронов, причем переход от одного слоя к другому происходит монотонно, без резкого уменьшения концентрации. Эти максимумы обусловлены коротковолновым и корпускулярным излучением Солнца. Выше 230—300 км расположена внешняя ионосфера, в которой концентрация электронов с высотой монотонно убывает и на высоте  $(15 \dots 20) \cdot 10^3 \text{ км}$  приближается к  $10^2$  электронов в  $\text{см}^3$  (концентрация в межпланетном пространстве).

В результате ионизации и рекомбинации в атмосфере образуются носители электрического тока различных размеров (от  $10^{-8}$  до  $10^{-6}$  см). Находясь в электрическом поле с напряженностью  $E$ , эти носители двигаются со скоростью  $U'$ , равной

$$U' = UE, \quad (5.22)$$

где  $U$  — подвижность ионов, численно равная скорости их движения при  $E=1$  В/м и измеряемая в  $\text{м}^2/(\text{В}\cdot\text{с})$  или  $\text{см}^2/(\text{В}\cdot\text{с})$ . Из-за уменьшения плотности воздуха с высотой значения  $U$  растут по мере продвижения к верхней границе атмосферы.

Электрическая проводимость атмосферного воздуха зависит от концентрации носителей положительных ( $n_+$ ) и отрицательных ( $n_-$ ) зарядов, значений зарядов  $e_+$  и  $e_-$  и их подвижности  $U_+$  и  $U_-$ . Так как ион обычно несет один элементарный заряд, то проводимость воздуха будет равна

$$\sigma = e \sum (n_i U_i). \quad (5.23)$$

Концентрации  $n_+$  и  $n_-$  сильно изменяются во времени и пространстве в силу многих причин, влияющих на их образование, перенос, и из-за их соединения с нейтральными и заряженными аэрозольными (твердыми и жидкими) частицами. В среднем число легких положительных ( $n_+$ ) и отрицательных ( $n_-$ ) ионов вблизи поверхности Земли составляет 400—600 в  $1 \text{ см}^3$ , средних и тяжелых ионов — несколько тысяч в  $1 \text{ см}^3$ . Периодические колебания концентрации  $n_+$  и  $n_-$  имеют весьма сложный характер. В первом грубом приближении считается, что максимум  $n_{\pm}$  вблизи земной поверхности в умеренных широтах приходится на лето, минимум — на зиму. В суточном ходе наибольшая концентрация ионов обычно наблюдается в утренние часы, наименьшая — во второй половине дня. По-видимому, такие колебания концентрации  $n_{\pm}$  обусловлены подобными изменениями факторов ионизации атмосферы, особенно земной радиации.

**Электрическая проводимость гидросферы.** Природные воды в основном представляют собой смеси растворов сильных электролитов. В них электрические заряды под действием внешнего электрического поля переносятся ионами. Из теории ионной проводимости известно, что удельная электрическая проводимость природной воды зависит от концентрации раствора  $m'$ , валентности ионов  $z^{\pm}$ , их подвижности  $U$  и электрохимической активности  $\gamma$ . В единицах СИ эта зависимость имеет вид

$$\sigma = 10^4 \sum [\gamma m'_i z^{\pm} (U_0^+ + U_0^-)], \quad (5.24)$$

где  $\sigma$  в См/м;  $U_0^+$ ,  $U_0^-$  — подвижность одиночного заряда.

Совершенно чистые природные воды являются плохим проводником электричества. Так, при температуре  $18^\circ\text{C}$  электрическая проводимость воды, лишенной каких-либо примесей, составляет  $3,8 \cdot 10^{-6}$  См/м, дистиллированной воды  $2 \cdot 10^{-4}$  См/м, морской воды 3—7 См/м [3]. Такие низкие значения  $\sigma$  у чистых вод объясняются частичной диссоциацией их на ионы  $\text{H}^+$  и  $\text{OH}^-$ .

Но воды материков и Мирового океана никогда не бывают химически чистыми. В них содержатся растворенные вещества (соли, органические соединения, газы) и различные самостоятельные фазы (твердые частицы органического и неорганического происхождения, пузырьки газа). Основными представителями растворенных веществ являются соли (см. гл. 3), содержащие определенное количество ионов. Так, в 1 кг морской воды средней солёности содержится 0,019 кг ионов хлора, 0,011 кг натрия, 0,0013 кг магния, 0,00009 кг серы [46]. Это означает, что морская вода представляет собой водный раствор  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgSO}_4$  с небольшими примесями других химических элементов. Поэтому повышение солёности воды  $S$  сопровождается ростом концентрации ионов и как следствие — повышением  $\sigma$ . На  $\sigma$  морской воды оказывает также влияние изменения температуры воды  $\theta_v$ , сопровождающиеся изменениями скорости колебания концентрации ионов. В результате повышение  $\theta_v$  морской воды ведет к росту ее электрической проводимости (табл. 5.2).

ТАБЛИЦА 5.2

Удельная электрическая проводимость морской воды,  $10^5 \text{ См/м}$  [46]

Солёность воды, ‰	Температура воды, °С				
	0	5	10	20	25
10	9,341	10,816	12,361	15,628	17,345
20	17,456	20,166	23,010	29,027	32,188
30	25,238	29,090	33,137	41,713	46,213
35	29,060	33,457	38,080	47,882	53,025

Из данных табл. 5.2 следует, что зависимость  $\sigma = f(s, \theta_v)$  имеет сложный и порой неоднозначный характер. Приблизительно (при  $S > 0$ ) эта зависимость может быть представлена эмпирическими выражениями:

при  $\theta_v = 0^\circ\text{C}$

$$\sigma = \sigma' (9,78S - 0,0596S^2 + 0,000547S^3); \quad (5.25);$$

при  $\theta_v = 25^\circ\text{C}$

$$\sigma = \sigma' (12,23S - 0,1276S^2 + 0,001177S^3), \quad (5.25')$$

где  $\sigma' = 10^{-4} \text{ См/м}$  — удельная электрическая проводимость дистиллированной воды.

На электрическую проводимость морской воды оказывает влияние давление  $P$ : при его повышении электрическая проводимость растёт. Интенсивность этого роста уменьшается по мере повышения температуры воды и ее солёности.

Ранее (см. гл. 3) отмечалось, что значения  $S$  и  $\theta_v$  морских вод имеют большую пространственную и временную изменчивость



особенно в верхнем слое. Поэтому электрическая проводимость морских вод, как и атмосферы, имеет нерегулярный режим.

Электрическая проводимость вод рек, озер и болот теоретически и экспериментально изучена слабее, чем морских вод. В. В. Александровым [3] обобщены данные по электрическим свойствам пресноводных объектов. Показано, что концентрация электролитов в них небольшая (0,1—0,001 моль) и поэтому удельная электрическая проводимость колеблется всего лишь от  $0,1 \cdot 10^{-2}$  до  $2,4 \cdot 10^{-2}$  См/м.

**Электрическая проводимость земной коры и земных недр.** Она изменяется в значительно больших пределах, чем это характерно для морской воды, и обуславливается существенными различиями значений  $\sigma$  кристаллов, минералов и горных пород (табл. 5.3). Важно и то, что  $\sigma$  составных частей земной коры и земных недр в значительной мере зависит от целого ряда изменчивых во времени и пространстве факторов. К их числу относятся температура и минеральная структура горных пород, содержание в них минерализованной влаги, нефти и газа. Поэтому только для однокомпонентных непористых горных пород можно говорить о вполне определенных или однозначных значениях  $\sigma$ . Применительно к большинству горных пород строгая оценка  $\sigma$  представляет собой сложную задачу. В значительной мере такое положение связано

ТАБЛИЦА 5.3

Электрические параметры некоторых минералов, горных пород и природных жидкостей [23]

Название	$\rho_3$ Ом·м	$\epsilon$	Название	$\rho_3$ Ом·м	$\epsilon$
Минералы			Диабаз	$10^4$ — $10^7$	—
Кварц	$10^{12}$ — $10^{14}$	4,5—5	Гнейс	$10^2$ — $10^6$	8—15
Кальцит	$10^8$ — $10^{12}$	7,5—8,5	Глинистый сланец	$10^2$ — $10^3$	—
Полевой шпат	$10^{10}$ — $10^{12}$	4,5—5,5	Мрамор	$10^3$ — $10^5$	8
Слюда	$10^{10}$ — $10^{15}$	8	Известняк	$10^2$ — $10^3$	15
Графит	$10^{-4}$ — $10^{-2}$	—	Песчаник	$10$ — $10^3$	9—11
Антрацит	1—10	—	Глины	1—50	—
Галенит	$10^{-2}$	—	Каменный уголь	$10^2$ — $10^4$	—
Сульфиды меди	$10^{-4}$	—	Почвы	$10$ — $10^3$	2—20
Магнетит	$10^{-3}$	—	Жидкости		
Пирит	$10^{-2}$	—	Нефть	$10^9$ — $10^{14}$	10—30
Вольфрамит	$10^5$	—	Речные воды	$10$ — $10^3$	80
Сфалерит	$10^6$	—	Морские воды	0,15—1,5	80
Киноварь	$10^6$ — $10^7$	—	Дистиллированная вода	$10^3$	80
Горные породы			Абсолютно чистая вода	$3 \cdot 10^5$	80
Гранит	$10^3$ — $10^6$	7—12			
Снежит	$10^3$ — $10^6$	13—14			
Габбро	$10^4$ — $10^6$	—			

с различием электрической проводимости влаги, находящейся в порах горных пород, и внешней минерализованной воды.

Электрическая проводимость горной породы во влажном и сухом состоянии является величиной нестабильной. Если содержание влаги и некоторые другие условия (температура, вязкость и др.) остаются постоянными, то  $\sigma$  и  $\epsilon$  горных пород становятся устойчивыми, или стабильными. Так, горные породы с очень малым влагосодержанием и тем более сухие породы в стационарном поле

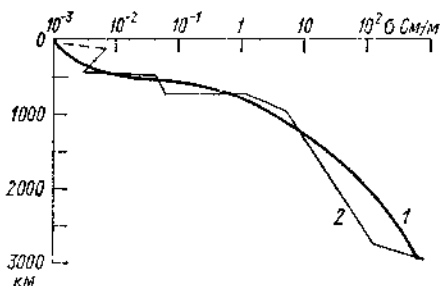


Рис. 5.4. Удельная электрическая проводимость ( $\sigma$ ) мантии Земли.

1 — по Стейси [41]; 2 — по В. Н. Жаркову [14].

имеют малую электрическую проводимость, близкую к  $\sigma$  чистых минералов. Влажные горные породы нередко имеют значения  $\sigma$ , на несколько порядков большие, чем сухие породы.

Пространственное распределение электрической проводимости (или электрического сопротивления) в земной коре и мантии изучено еще недостаточно. Пока что достоверно определены сопротивления осадочных толщ (1—100 Ом·м). Основная сложность заключается в учете совместного влияния высоких давлений и температур на величину  $\rho_z$ , а также в очень большой трудности оценки влияния небольших вариаций состава на  $\rho_z$ . Поэтому удельное электрическое сопротивление горных пород в земной коре оценивают путем лабораторных исследований и электрзондирования, а в верхней мантии — по зависимости  $\rho_z$  только от температуры (рис. 5.4). По данным косвенного зондирования, кристаллические породы верхней части коры материков на глубине 20 км имеют сопротивление около  $(5 \pm 3) \cdot 10^3$  Ом·м, что примерно на несколько порядков меньше, чем по лабораторным исследованиям. На глубине 80 км сопротивление ультраосновных пород, по лабораторным определениям, составляет около  $5 \cdot 10^3$  Ом·м. Рассчитанные значения  $\rho_z$  как величины, зависящей только от температуры, по данным Института геофизики им. С. И. Субботина, приведены в табл. 5.4.

О электрической проводимости ядра Земли имеются еще более косвенные данные. При этом предполагается, что ядро состоит из расплавленных металлов, проводимость которых изменяется в относительно узких пределах. Большинство оценок  $\rho_z$  ядра получено путем простой экстраполяции значений сопротивления чистого железа в область высокой температуры и давления с учетом

ТАБЛИЦА 5.4

Удельное электрическое сопротивление  $\rho_3$  верхней и средней мантии

Глубина, км	$\rho_3$ Ом·м	Глубина, км	$\rho_3$ Ом·м	Глубина, км	$\rho_3$ Ом·м
0—40	5000	200—240	500	400—440	40
40—80	5000	240—280	300	440—480	20
60—120	5000	280—320	200	480—600	10
120—160	2000	320—360	80	600—900	2
160—200	800	360—400	60	Более 900	0,1

содержания никеля (10 %). Для этих условий многие авторы принимают, что  $\rho_3$  ядра Земли находится в пределах  $11 \cdot 10^{-5}$ — $22 \cdot 10^{-4}$  Ом·м.

**Другие электромагнитные свойства Земли.** Электрическая проводимость является основной электрической характеристикой проводящих сред. Для диэлектриков такой характеристикой служит *относительная диэлектрическая проницаемость*  $\epsilon$ . Она зависит от полярных свойств молекул вещества, температуры, концентрации и свойств примесей, а также от частоты внешнего поля. Диэлектрические свойства дистиллированной, пресной и морской воды для частот от 1 до  $2 \cdot 10^4$  МГц примерно одинаковы и  $\epsilon$  составляет в среднем 80 (см. табл. 5.3). Так как пресная вода является слабым раствором электролитов, ее  $\epsilon$  несколько выше, чем у дистиллированной воды. По мере роста температуры пресной воды от 5,5 до 24,0 °С ее относительная диэлектрическая проницаемость уменьшается, по измерениям на частоте 2,652 ГГц, от 80,52 до 77,44. На более низких частотах измерений значения  $\epsilon$  морской и пресной воды линейно зависят от температуры.

Для горных пород значения  $\epsilon$  изменяются в широких пределах (см. табл. 5.3). Диэлектрическая проницаемость пород растет по мере увеличения их влагосодержания, поскольку  $\epsilon$  воды примерно в 10—12 раз выше, чем у породообразующих минералов. Растет также проницаемость пород по мере их перехода от кислых к основному ввиду повышенного содержания в основных породах плагиоклазов и цветных минералов (пироксен, оливин, слюда и т. д.) с высокими значениями  $\epsilon$ .

**Магнитная восприимчивость**  $\chi_m$  характеризует способность вещества изменять свой магнитный момент при воздействии внешнего магнитного поля. В зависимости от числового значения и знака  $\chi_m$  все природные вещества делят на диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. Для воздуха магнитная восприимчивость практически равна единице, т. е. воздух не искажает внешнего магнитного поля. Природные воды представляют собой диамагнитное вещество. Для них  $\chi_m$  является отрицательной величиной, составляющей немногим более десятка миллионных долей единицы. Она зависит от температуры и фазового состояния воды (табл. 5.5).

Отрицательный знак  $\chi_m$  для диамагнитных тел (дерево, мрамор, стекло, нефть, гипс, каменная соль, а также металлы — золото, серебро, свинец, медь и др.) характеризует направленность магнитного момента в сторону, противоположную внешнему магнитному полю. Это означает, что диамагнитные вещества под действием магнитного поля намагничиваются в направ-

лении, обратном действующему полю; они вызывают ослабление магнитного поля Земли, т. е. отрицательные магнитные аномалии.

В парамагнитных телах (молекулярный кислород, оксид азота, соли редких земель и элементов группы железа, щелочные и щелочноземельные металлы и др.) магнитная восприимчивость положительна и совпадает с направлением внешнего магнитного поля. Парамагнитная восприимчивость обычно заключена в пределах  $10^{-5}$ — $10^{-3}$  единиц в зависимости от температуры, агрегатного состояния и химического состава вещества. Горные породы, содержащие парамагнитные вещества, создают наибольшие положительные магнитные аномалии. Их магнитная проницаемость немногим более единицы.

Ферромагнитные вещества (железо, никель, кобальт и другие металлы, некоторые оксиды этих металлов и т. п.) обладают рядом отличительных свойств и признаков. Они имеют чрезвычайно сильную способность намагничиваться. Их положительная магнитная восприимчивость часто составляет единицы, а иногда десятки и даже тысячи единиц. Это означает, что по сравнению с диа- и парамагнитными веществами ферромагнитные в данном поле намагничиваются сильнее в миллион раз. Из-за наличия ферромагнитных веществ магнитное поле усиливается в десятки и сотни раз. Это ведет к образованию на Земле мощных положительных магнитных аномалий. Другой особенностью этих веществ является то, что они обнаруживают способность сохранять приобретенную ими намагниченность или обладают остаточным намагничиванием.

Намагниченность пород земной коры и глубоких земных недр определяется их составом и оценивается на основе связи намагниченности и плотности пород. На этом основании считают, что осадочные породы, если они не содержат ферромагнитные вещества, в целом являются немагнитными. Метаморфические породы могут быть немагнитными и сильно магнитными. Например, магнитная восприимчивость сланцев изменяется от  $10^{-4}$  до  $10^{-3}$  единиц [38]. Изверженные породы являются более магнитными. Например, магнитная восприимчивость гранитов (магнетита 3—5 %), базаль-

ТАБЛИЦА 5.5

Магнитная восприимчивость воды [3]

Фазовое состояние воды	Температура, К	$\chi_m \cdot 10^{-4}$
Жидкая	293	—12,97
	273	—12,93
Твердая	273	—12,65
Тяжеловодородная:		
	жидкая	276,8
твердая	276,8	—12,54

тов и диабазов (магнетита 15—20 %) достигает  $5 \cdot 10^{-3}$  единиц и более.

## 5.2.2. Региональные и локальные электрические поля земной коры

Подобно тому как электромагнитное поле Земли является единым целым, его составная часть — земное электричество — тоже представляет собой единое целое, состоящее из электрического поля земной коры (электротеллурического поля) и электрического поля атмосферы.

### 5.2.2.1. Электротеллурическое поле

*Электротеллурическое поле* представляет собой поле сравнительно слабых естественных электрических токов верхних слоев земной коры. Его можно рассматривать как поле, возбуждаемое региональными и локальными факторами. Действие первых из них одновременно обнаруживается на значительных территориях, соизмеримых с континентами или океанами (или преобладающими их областями), вторых — на сравнительно небольших площадях земной (водной) поверхности. При этом эффект действия региональных факторов в пределах незначительных областей ничтожно мал, а локальных на большом удалении от источника возбуждения поля практически исчезает. Поэтому наблюдаемое электротеллурическое поле по существу представляет собой сумму регионального и локальных полей, имеющих различное происхождение и неодинаковые пространственно-временные изменения напряжения  $E$ .

Как известно, любой электромагнитный процесс, изменяющийся во времени, — результат взаимодействия электрического и магнитного полей. Поэтому при изучении электромагнитного поля Земли, как и его составных частей, параллельно учитывают все компоненты этого переменного поля. В каждой точке наблюдений на земной поверхности ( $\lambda, \varphi$ ) и в любой момент времени  $t$  обнаруживаются все шесть компонент единого поля Земли:  $E_z, E_\lambda, E_\varphi, H_z, H_\lambda, H_\varphi$ , где  $E_z$  и  $H_z$  — вертикальные компоненты электрического и магнитного полей;  $E_\lambda, H_\lambda$  и  $E_\varphi, H_\varphi$  — широтные и меридиональные (горизонтальные) компоненты поля земных токов.

Электромагнитное поле имеет постоянную (или так называемую нормальную)  $[E_0(\lambda, \varphi), H_0(\lambda, \varphi)]$  и переменную  $[E(\lambda, \varphi, t), H(\lambda, \varphi, t)]$  составляющие, которые соответственно носят названия постоянного поля («нормального поля») и переменного поля. Возникновение или возмущение этих полей, а значит и электротеллурического поля в целом, обязано ряду факторов, которые условно объединяют в следующие группы:

- ионосферно-электрические процессы (колебания ионосферы, полярные сияния);
- погранично-электрические процессы (фильтрационно-электрические процессы, конвективные токи в тропосфере и земной коре, грозовые процессы и т. д.);

— литосферно-электрические процессы (контактные напряжения, термоэлектрические и химико-электрические процессы).

Кроме того, теллурические (земные) токи обязаны своим возникновением конвективным движениям среды в земном ядре. Эти токи осложняются рядом эффектов земного происхождения. К их числу, например, относятся литосферно-электрические процессы, обусловленные энергетическим обменом в системе ядро—мантия—земная кора и сопровождающиеся термоэлектрическим эффектом и гравитационными электродвижущими силами из-за высокого сжатия Земли.

Имеются и другие возбудители электротеллурического поля. К их числу относятся процессы взаимодействия Солнца и космических лучей с геомагнитным полем, приливные эффекты в гравитационном поле системы Солнце—Земля—Луна, магнитные бури и др. Под совместным влиянием всех указанных основных возбудителей возникают электротеллурические поля регионального масштаба.

**Региональные электрические поля.** Это нестационарные переменные поля, особенно в периоды электромагнитных бурь. При невозмущенном состоянии электромагнитного поля Земли, или в так называемые спокойные периоды, теллурические токи в среднем выдерживают сравнительно устойчивый режим. В такие периоды плотность теллурических токов  $I$  для различных участков земной поверхности примерно одинакова и в среднем составляет  $2 \text{ А/м}^2$ . Считая, что соотношение среднего удельного электрического сопротивления ( $\rho_s$ ) поверхностного слоя земной коры континентов и океанов составляет  $1 : 50$ , можно принять среднее напряжение  $E$  равным для континентов  $2 \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$ , для океанов  $0,4 \times 10^{-6} \text{ В/м}$ . Эти значения являются очень приближенными, так как  $I$  и  $\rho_s$  значительно меняются по земной поверхности. Поэтому неслучайно, что данные фактических измерений  $E$  в «спокойные» дни существенно отличаются от указанных значений. В такие дни значение  $E$  составляет, например, в Софии  $10^{-5} \text{ В/м}$ , в Павловске (Ленинградская область)  $6 \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$ , в Тортосе (Испания)  $2 \cdot 10^{-4} \text{ В/м}$ ; во время «неспокойных» дней (периоды возмущений) значение  $E$  достигает  $10^{-3}—10^{-2} \text{ В/м}$ . В целом для Земли интенсивность теллурических токов регионального масштаба увеличивается от низких широт ( $E \leq (2 \dots 6) \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$ ) к высоким (в полярных районах значение  $E$  может достигать  $10^{-3} \text{ В/м}$  и более). Амплитуды напряжения регионального поля обычно колеблются около  $(0,3 \dots 1) \cdot 10^{-6} \text{ В/м}$ ; в средних широтах они достигают на суше  $1 \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$ , в морях  $(0,5 \dots 1,5) \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$ . В крупных озерах средняя проекция  $E$  на меридиан по модулю составляет около  $3 \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$ , проекция на параллель примерно равна  $8 \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$  [3].

Большой вклад в значение  $E$  региональных полей вносит геологическая обстановка. Там, где на большую глубину широко распространены горные породы с малым электрическим сопротивлением, интенсивность полей слабая; в зонах пород высокого сопротивления наблюдаются поля с повышенным значением  $E$ .

Истинное направление электротеллурического поля указать невозможно, так как оно непрерывно меняется. В то же время материалы фактических наблюдений указывают на зависимость его среднего направления от географической широты места: на равнинах в умеренных широтах отмечаются меридиональные токи, в полярных и экваториальных зонах — широтные. Причины такой резкой смены направления теллурических токов пока неизвестны.

Сеть электрометрических станций на Земле очень редкая, поэтому выявить общую структуру электротеллурического поля весьма сложно. Приближенное представление об этой структуре сводится к следующему [53]. В любой момент времени в поверхностном слое земной коры циркулируют теллурические токи, образующие обширные замкнутые токовые системы (вихри). Так, в 18 ч гринвичского времени имеют место четыре вихря с центрами: в северной части Атлантического океана с направлением против часовой стрелки; в южной части Атлантического океана с направлением по часовой стрелке; в северной части Тихого океана с направ-

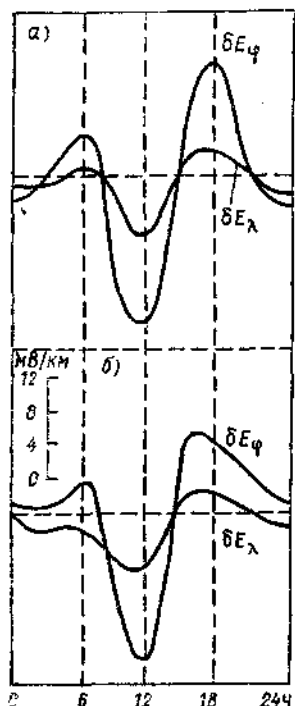


Рис. 5.5. Суточный ход меридиональной ( $\delta E_\phi$ ) и широтной ( $\delta E_\lambda$ ) компонент электротеллурического поля.

а — Тортоса (Испания); б — Берлин.

лением по часовой стрелке и в южной части Тихого океана с направлением против часовой стрелки. Интенсивность этих токовых систем связана с относительным движением Солнца таким образом, что наибольших значений в умеренных широтах она достигает в дневное время теплого периода года.

Суточные вариации регионального поля характеризуются наличием в основном двух пиков обеих компонент: широтной  $\delta E_\lambda$  и меридиональной  $\delta E_\phi$ . Другие колебания (с одним, тремя, четырьмя пиками) имеют очень малые амплитуды, и их фазы менее устойчивы. При двух пиках (рис. 5.5) экстремальные значения обеих компонент наблюдаются примерно через 6 ч, фазы колебаний  $\delta E_\lambda$  и  $\delta E_\phi$  в одних пунктах совпадают, в других могут не совпадать или быть даже противоположными. Вектор переменного регионального поля  $E(\lambda, \phi, t)$  в каждой точке земной поверхности непрерывно изменяет свое направление, описывая за сутки замкнутые кривые различной формы.

Амплитуда суточных вариаций  $\delta E_d$  и  $\delta E_\phi$  не остается постоянной: установлена 27-суточная последовательность ее максимума. Причем рассматриваемая амплитуда изменяется также в зависимости от сезона года и в многолетнем разрезе. К настоящему времени установлено, что наиболее продолжительный период изменения амплитуды суточного хода регионального поля равен 11 годам, что соответствует периоду солнечной активности. Это свидетельствует о связи суточных вариаций регионального поля с активностью Солнца.

Наблюдается также устойчивая связь между колебаниями магнитных и электротеллурических полей со сравнительно небольшими периодами колебаний (от 1 до 4000 с). Такие вариации носят название *короткопериодных колебаний* (КПК). Наблюдения за КПК в основном подтверждают индуктивную связь электрических и магнитных полей. Эта связь подтверждается и тем, что верхние слои земной коры имеют электронную проводимость, поэтому в них возникают токи индуктивного происхождения.

**Локальные электрические поля.** Они возникают под влиянием местных возбудителей, основными из которых являются контакты горных пород, различающихся физическими свойствами и особенно химическим составом. Фильтрация пластовых вод в водоносных горизонтах, атмосферных осадков в зоне аэрации, речные и морские течения, водопады и рудные тела также возбуждают локальные поля. Кратко рассмотрим механизм образования некоторых локальных полей. Так, причиной возникновения местного поля может быть контакт двух горных пород, различающихся своей плотностью, концентрацией растворенных веществ в водах, насыщающих породы, температурой, а также имеющих неодинаковые агрегатное (мерзлая—таялая порода), аллотропическое (графит—каменный уголь) и метаморфическое (известняк—мрамор) состояния. Более заметные поля возникают при контакте веществ различного химического состава (горная порода и минерализованная вода, рудовмещающая влажная порода и т. д.).

В принципе контакт двух горных пород (или сред), различающихся хотя бы одним из указанных свойств (характеристик), вызывает диффузию ионов и электронов. Это приводит к образованию на контакте пород (сред) устойчивого двойного электрического (дипольного) слоя. Внутри этого слоя сосредоточено электрическое поле, которое поддерживается сторонними факторами, или так называемым сторонним электрическим полем  $E_{ст}$ . За счет сил  $E_{ст}$  появляются в неподвижной среде токи проводимости (токи объемных зарядов).

При своем движении вода возбуждает собственные электрические токи, изменяя систему теллурических токов и выделяя этим водный объект на фоне стационарных полей, обусловленных другими явлениями. Вместе с этим речные потоки создают собственные электрические поля за счет диффузии ионов на границе русла и речного потока, фильтрации воды через русло реки т. п. Каждый из этих возбудителей создает собственные поля, в сумме состав-



ляющие электрическое поле речного потока, имеющее напряжение от 20 до 250 мВ/м. В горных районах речные потоки вместе с контактным напряжением горных пород, фильтрацией талых снеговых и ледниковых вод создают локальные поля с  $E \approx 300 \dots 600$  мВ/м и даже до 2 В/м.

При определенных природных условиях локальные электрические стационарные поля возникают в зоне рудных залежей (колчеданные, антрацитовые, графитовые, магнетитовые и др.). Эти залежи по существу являются природными электронными проводниками. Значения  $E$  таких полей зависят от минерального состава рудного тела, его электрической проводимости и структуры содержащихся в нем электронно-проводящих минералов. В последнем случае важна не столько концентрация этих минералов, сколько создание ими непрерывной проводящей системы.

Главной причиной образования локальных полей рудных тел является различие в скачках потенциала на границах рудного тела с вмещающей ионной средой. Это различие на поверхности рудного тела обуславливается изменением химического состава подземных (грунтовых) вод. Так, например, в зоне залежей сульфидных руд в верхней части грунтовых вод содержатся продукты окисления этих руд (серная кислота, сульфаты железа, меди и других металлов) кислородом просочившихся атмосферных осадков. В результате окисления верхняя часть рудного тела теряет электроны и становится электроположительной. В нижней части рудного тела химического окисления сульфатов не происходит, воды обычно имеют щелочной характер, не содержат продуктов окисления и становятся восстановительными. Поэтому нижняя часть рудного тела становится электроотрицательной. Значения  $E$  рассматриваемых полей нередко достигают нескольких вольт на метр (В/м).

Однако не все рудные месторождения создают локальные электрические поля. Все определяется условиями поступления кислорода к рудному телу, его размерами, глубиной залегания и гидрогеологическими условиями (движение подземных вод в зоне рудного тела, глубина уровня грунтовых вод и др.). Например, локальных полей рудных тел нет в районах распространения болот. Незначительные поля создаются рудными залежами в районах с сухим климатом или при глубоком их залегании.

#### 5.2.2.2. Электрическое поле атмосферы

Большая часть электрического поля атмосферы за исключением временно существующих областей возмущения всегда направлена нормально к земной поверхности. Такое направление поля в подавляющем числе случаев наблюдается в безоблачную, штилевую погоду («нормальные дни»). Это так называемое нормальное электрическое поле атмосферы, имеющее обычно напряженность в пределах  $0 > E_n(\lambda, \varphi, t) > -1$  кВ/м. Оно проявляется в фильтрационно-электрических эффектах, генерирующих конвек-

ционные токи в нижних слоях атмосферы, ионизирующих атмосферные осадки и аэрозоли. Электрические процессы в атмосфере всегда сопровождаются электромагнитными возмущениями, индуцирующими вихревые токи в земной коре.

Более подробное рассмотрение электрического поля атмосферы выходит за рамки данного учебного курса. Здесь целесообразно лишь указать значения электрического поля, генерируемого в земной коре за счет движения заряженных частиц в атмосфере.

Так, движение облаков может создавать у земной поверхности напряжение  $E$  около 4 мВ/м [3]. Перенос заряженных воздушных масс ветром на высоте 10—20 м изменяет градиент потенциала  $E$  у поверхности Земли до  $\pm 1$  В/м. Примерно на столько же растет градиент потенциала  $E$  над морской поверхностью при увеличении скорости ветра на 1 м/с. Увеличение скорости ветра над поверхностью суши с 3 до 10 м/с вызывает рост градиента  $E$  с 2 мкВ/м до 320 мВ/м.

### 5.2.3. Магнитное поле Земли

#### 5.2.3.1. Общие сведения о магнитном поле Земли

Явление магнетизма было известно человечеству еще в глубокой древности. Китайцы, арабы, греки и другие народы за много веков до нашей эры знали, что некий «таинственный камень» способен притягивать куски железа. Первоначально этот камень называли геркулесовым камнем, затем лидийским камнем, сидеритом, камнем Магнуса и др. В конечном итоге все эти названия были заменены термином «магнит».

Впервые свойства магнита начал изучать еще в XIII в. француз Петр Перегин, который ввел понятия «северный и южный полюс» и усовершенствовал компас. Последующие исследования показали, что магнит представляет собой черный или коричневый минерал — магнитный железняк, образующийся при окислении железа в условиях высокой температуры. Его плотность  $(4,9 \dots 5,2) \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Он широко представлен на земной поверхности, присутствует в изверженных горных породах, иногда встречается в виде залежей; содержит около 70 % железа.

Еще более 1000 лет назад китайцы, например, знали о существовании магнитного поля Земли (геомагнитного поля). Им, как и народам Древнего Египта и Вавилона, было известно, что магнитная стрелка в любой точке земной поверхности стремится занять определенное положение, примерно совпадающее с направлением север—юг. При этом стрелка не испытывает заметных перемещений относительно земной поверхности. Это свидетельствует о наличии вблизи данной точки однородного магнитного поля. Если эту же магнитную стрелку помещать в различные и удаленные друг от друга пункты земной поверхности, то можно заметить, что стрелка устанавливается в неодинаковых направлениях

относительно линии север—юг. Это означает, что применительно ко всей поверхности Земли магнитное поле неоднородно.

Систематическое изучение геомагнитного поля началось с работы англичанина Гильберта «О магните, магнитных телах и о большом магните — Земле» (1600 г.), в которой автор впервые сделал вывод о том, что Земля является гигантским однородно намагниченным шаром с двумя магнитными полюсами. В 1769 г. М. В. Ломоносов в своей работе «Рассуждения о большой точности морского пути» предположил, что земной шар состоит из различно намагниченных тел и, следовательно, намагничен неоднородно. Значительный вклад в изучение земного магнетизма был сделан профессором Казанского университета И. М. Симоновым и немецким математиком Гауссом. В работах Симонова «Опыт математической теории земного магнетизма» (1835 г.) и Гаусса «Общая теория земного магнетизма» (1838 г.) доказано, что геомагнитное поле вызывается суммарным действием магнитных частиц, находящихся внутри земного шара, что это поле тождественно полю диполя при условии равномерного распределения магнитных частиц. По существу Симонов и Гаусс заложили основу современного представления о геомагнитном поле.

С первой трети XIX в. начинается быстрое накопление и систематизация результатов наблюдений и измерений элементов земного магнетизма и создаются гипотезы о происхождении геомагнитного поля. В XX в. проведено множество опытов для объяснения природы этого поля, высказано немало научных предположений о механизме образования внутреннего и внешнего полей как единых составляющих геомагнитного поля. В этом плане выделяются работы советских и зарубежных ученых А. А. Логачева, Я. И. Френкеля, С. И. Брагинского, Б. М. Яновского, В. И. Почтарева, Эльзассера, Булларда, Рикитаке. По данным этих и некоторых других ученых, геомагнитное поле в первом приближении может быть представлено как поле однородно намагниченного шара (рис. 5.6).

В настоящее время считается, что геомагнитное поле практически совпадает с полем стержнеобразного магнита, расположенного вблизи его центра. Причем центр земного магнитного диполя смещен относительно центра планеты на 0,07 среднего радиуса Земли в сторону Тихого океана, а ось диполя, или *магнитная ось Земли*, наклонена к оси вращения Земли на  $11,5^\circ$ . Магнитные силовые линии такого огромного магнита выходят из северного магнитного полюса, расположенного в Южном полушарии, и, огибая Землю и распространяясь на десятки тысяч километров и более в околоземное пространство, направляются к южному магнитному полюсу в Северном полушарии.

Принято считать, что там, где магнитная ось пересекает поверхность Земли, располагаются геомагнитные полюсы. В Северном полушарии располагается южный геомагнитный полюс, в Южном полушарии — северный. Но в обиходе их называют по аналогии с географическими полюсами. Геомагнитные полюсы не

совпадают с географическими и в настоящее время имеют следующие координаты: северный геомагнитный полюс —  $\varphi = 72^{\circ}12'$  с. ш. и  $\lambda = 68^{\circ}48'$  з. д., южный геомагнитный полюс —  $\varphi = 78^{\circ}12'$  ю. ш. и  $\lambda = 111^{\circ}12'$  в. д.

Координаты геомагнитных полюсов относятся только к условно однородно намагниченному шару идеальной формы. На самом же деле геомагнитное поле значительно сложнее, чем поле стержне-

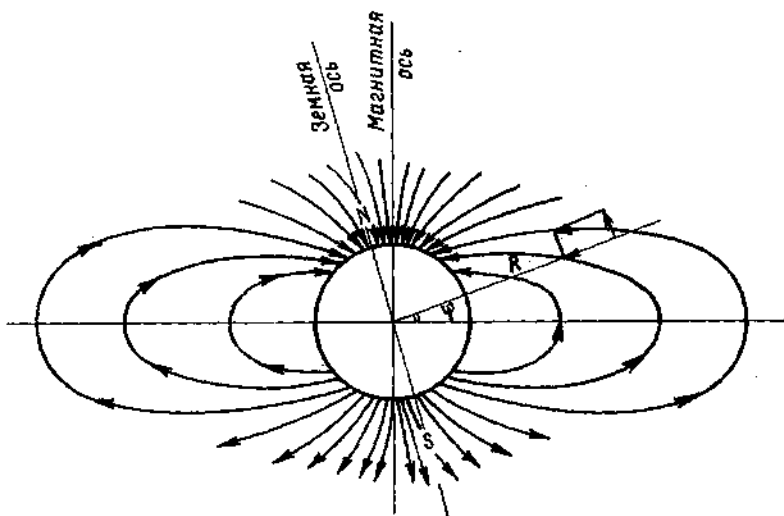


Рис. 5.6. Магнитное поле однородно намагниченного шара.

образного магнита. Поэтому, наряду с геомагнитными полюсами (теоретическое понятие), различают реальные *магнитные полюсы Земли*, где магнитная стрелка под действием геомагнитного поля занимает вертикальное положение. Магнитные полюсы Земли 1976 г. имели следующие координаты:  $\varphi = 75^{\circ}53'$  с. ш.,  $\lambda = 100^{\circ}23'$  з. д. (Канадский архипелаг) — северный полюс и  $\varphi = 66^{\circ}06'$  ю. ш.,  $\lambda = 139^{\circ}36'$  в. д. (Антарктида) — южный полюс. Положение геомагнитных и магнитных полюсов не является постоянным: оно непрерывно меняется от года к году.

Магнитное поле постоянно существует не только вблизи земной поверхности. С помощью советских и американских космических ракет и межпланетных космических станций оно обнаружено на больших удалениях от поверхности Земли (рис. 5.7). Оно встречается с космическим магнитным полем Солнца и полем *солнечного ветра*, т. е. с истечением плазмы солнечной короны (внешняя часть солнечной атмосферы) в межпланетное пространство. Скорость частиц солнечного ветра (протонов и электронов) около 400 км/с, число частиц — несколько десятков в  $1 \text{ см}^3$ . На границе космического магнитного поля Солнца и геомагнитного поля напряжение составляет около  $(0,4 \dots 0,5) \cdot 10^{-2} \text{ А/м}$ . Область

действия геомагнитного поля называется *магнитосферой*, а ее внешняя граница — *магнитопаузой*. Физические свойства магнитосферы Земли определяются геомагнитным полем и его взаимодей-

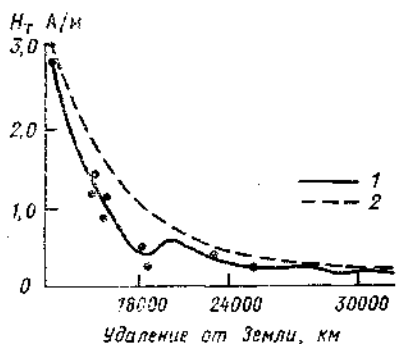


Рис. 5.7. Напряженность магнитного поля Земли ( $H_T$ ), по данным советского космического аппарата «Луна-1».

1 — измеренные, 2 — вычисленные значения.

ствием с потоками солнечного ветра. Магнитосфера имеет сложную форму (рис. 5.8): на стороне, обращенной к Солнцу, она сжата, на противоположной стороне — сильно вытянута, образуя

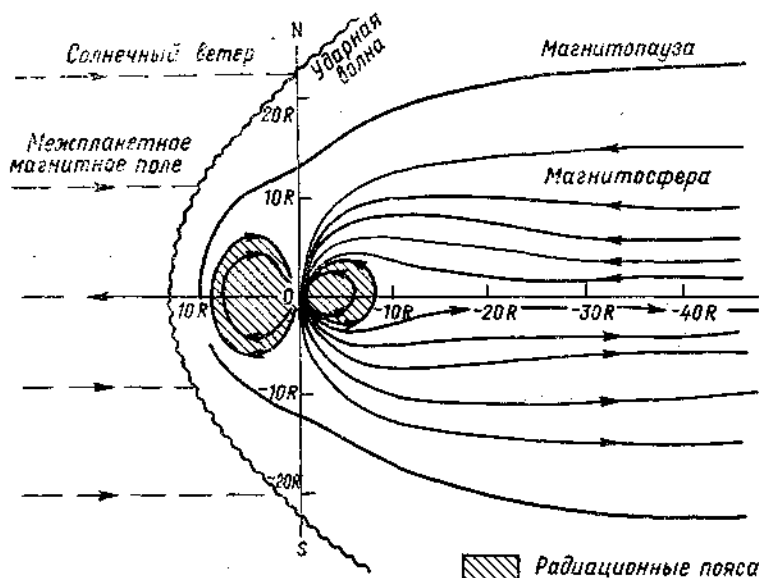


Рис. 5.8. Строение магнитосферы Земли.

так называемый магнитный хвост. Простирается магнитосфера на огромные расстояния. Наименьшее — в сторону Солнца — достигает 8—14 земных радиусов, наибольшее — около 16 радиусов Земли. Магнитный хвост имеет еще большие размеры, окончательно пока не установленные.

В магнитосфере Земли находятся так называемые внутренний и внешний радиационные поясы Земли, т. е. области, в которых геомагнитное поле удерживает заряженные частицы (протоны, электроны), обладающие большой кинетической энергией. Первый из них имеет наибольшую плотность (в основном протонов) над экватором на высоте  $(3 \dots 4) \cdot 10^3$  км; внешний находится на высоте около  $22 \cdot 10^3$  км. В радиационных поясах частицы движутся по сложным траекториям из Северного полушария в Южное и об-

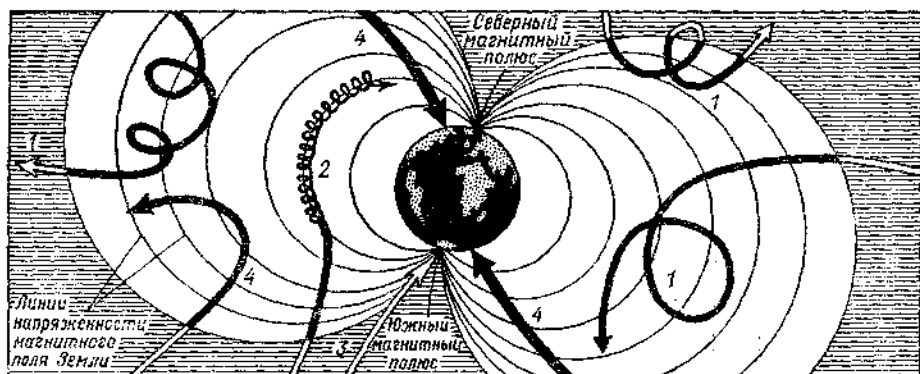


Рис. 5.9. Космические лучи в земной магнитосфере (по Г. Т. Зацепину).

ратно. Механизм этого движения, по Г. Т. Зацепину, схематично состоит в следующем.

На любой заряд, движущийся в магнитном поле, действует сила, вынуждающая частицу вращаться вокруг силовой линии магнитного поля по винтовой траектории, ось которой направлена вдоль силовой линии магнитного поля; радиус «винта» очень мал. От областей с сильным магнитным полем частицы отражаются. Линии геомагнитного поля отражают космические лучи, обладающие малой энергией, и такие лучи, как правило, не могут проникнуть в нижние слои атмосферы (рис. 5.9, траектория 1). Однако часть низкоэнергетических космических лучей достигает земной поверхности, но только со стороны одного из магнитных полюсов (траектории 2 и 3). Из полюса «вытекают» силовые линии, и поэтому он не защищен магнитным экраном. Лишь космические лучи с очень большой энергией (более 1 ГэВ) способны пробить земную магнитную оболочку и долететь до поверхности Земли независимо от географической широты (траектория 4).

Радиационные поясы состоят из остатков потоков заряженных частиц, вторгшихся в атмосферу Земли во время полярных сияний. Их образование связано с действием трех процессов: внутреннего, внешнего, ускорительного. Первый из них состоит в распаде нейтронов атомных ядер атмосферы Земли под действием космических лучей и образует внутренний радиационный пояс. При распаде

нейтронов возникают заряженные частицы (протоны и электроны). Внешний процесс состоит в том, что корпускулярные потоки Солнца просачиваются, прорываются в магнитосферу с ночной стороны Земли. Ускорительный процесс сводится к возникновению магнитных гидродинамических волн, направляющихся к Земле.

### 5.2.3.2. Элементы земного магнетизма

Геомагнитное поле как векторное поле характеризуется вектором его напряженности  $\mathbf{H}_T$  или ее составляющими. Поэтому геомагнитное поле обычно представляют так называемыми элементами земного магнетизма. В этих целях в прямоугольной системе координат (рис. 5.10) вектор напряженности  $\mathbf{H}_T$  в направлении

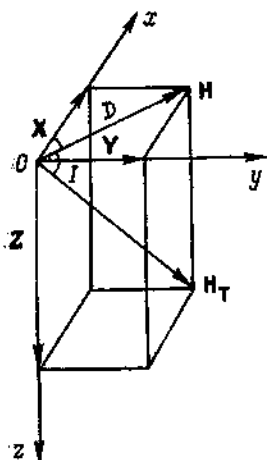


Рис. 5.10. Элементы земного магнетизма.

магнитного меридиана раскладывают на две составляющие: *горизонтальную*  $\mathbf{H}$ , действующую в горизонтальной плоскости, и *вертикальную*  $\mathbf{Z}$ , перпендикулярную  $\mathbf{H}$ . Горизонтальную составляющую можно разложить на *северную*  $\mathbf{X}$  и *восточную*  $\mathbf{Y}$  составляющие, соответственно направленные вдоль географического меридиана и перпендикулярно ему. Стрелка компаса в каждой точке Земли направлена вдоль магнитного меридиана. Положение вектора  $\mathbf{H}_T$  в пространстве характеризуется двумя угловыми составляющими земного магнетизма: магнитным склонением  $D$  и наклонением  $I$ . *Магнитное склонение* — это угол в горизонтальной плоскости между географическим и магнитным меридианами. *Магнитное наклонение* — угол между горизонтальной плоскостью и направлением полного вектора  $\mathbf{H}_T$ . Положительным склонением будет восточное, когда вектор  $\mathbf{H}$  отклонен от севера к востоку, отрицательным — западное. Наклонение будет положительным, когда вектор  $\mathbf{H}_T$  направлен вниз от земной поверхности (Северное полушарие), отрицательное — при направлении  $\mathbf{H}_T$  вверх (Южное

полушарие). Величины  $H$ ,  $Z$ ,  $X$ ,  $Y$ ,  $D$  и  $I$  носят название *элементов земного магнетизма* и представляют собой координаты конца вектора  $H_r$  в различных системах координат: в прямоугольной ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ), цилиндрической ( $Z$ ,  $H$ ,  $D$ ) и сферической ( $H$ ,  $D$ ,  $I$ ). Между этими элементами существуют следующие соотношения:

$$\begin{aligned} X &= H \cos D; & \operatorname{tg} D &= Y/X; \\ Y &= H \sin D; & H_r^2 &= H^2 + Z^2; \\ Z &= H \operatorname{tg} I; & H_r &= H \sec I = Z \operatorname{cosec} I. \\ H^2 &= X^2 + Y^2; \end{aligned} \quad (5.26)$$

В СИ напряженность геомагнитного поля измеряется в амперах на метр (А/м). Ранее в практике измерений этого поля употреблялась единица, называемая эрстедом (1 Э=79,6 А/м). Полный вектор напряженности геомагнитного поля, его составляющие  $H$  и  $Z$ , измеряются в А/м, склонение  $D$  и наклонение  $I$  — в угловых градусах, минутах и секундах.

Измерения элементов земного магнетизма выполняют в стационарных и походных магнитных обсерваториях и в ходе специальных наземных, морских, воздушных и спутниковых магнитных съемок. В настоящее время на Земле более 160 крупных магнитных обсерваторий, из них 20 — на территории СССР. В качестве основной измерительной аппаратуры используют высокочувствительные *вариометры*; с помощью двух из них измеряют составляющие  $Z$  и  $H$ , с помощью одного — регистрируют  $D$ . В последние 40—50 лет успешное развитие получили походные магнитные обсерватории со сложной магнитометрической аппаратурой (протонные и квантовые магнитометры). В ходе многочисленных наземных, морских и воздушных магнитных съемок магнитологи получают достаточно полные сведения о распределении элементов земного магнетизма по поверхности Земли. Абсолютные магнитные наблюдения на Земле проведены более чем в 300 тыс. пунктов, т. е. на земной поверхности нет значительных областей, для которых бы отсутствовали данные о геомагнитном поле.

Спутниковые измерения геомагнитного поля дают ценные сведения не столько о его структуре, сколько о физических причинах геомагнитных вариаций, возмущений и магнитных бурь. Дело в том, что на высотах полета ИСЗ около 250—300 км и выше магнитное поле по структуре и напряженности иное, чем у поверхности Земли: локальные и региональные аномалии поля здесь практически не проявляются.

Распределение основных элементов земного магнетизма по поверхности Земли изучают на основе *магнитных карт*, которые представляют собой семейство *изолиний*, т. е. кривых, соединяющих на карте точки равных значений того или иного элемента магнетизма. Так как значения этих элементов непрерывно изменяются во времени, то составление магнитных карт приурочивают к середине какого-либо года (1 июля) и этот момент называют



эпохой. Обычно магнитные карты составляют для эпох, кратных пяти годам (1975, 1980, 1985 и т. д.), для отдельных областей и государств. Магнитная карта для всей Земли носит название *мировой карты*.

Все магнитные карты имеют свои названия в зависимости от того, изолинии какого элемента земного магнетизма на них представлены. Изолинии равных значений  $D$  называют *изогонами*, одинаковых  $I$  — *изоклинами*, одинаковых  $H$  и  $Z$  — *изодинами горизон-*

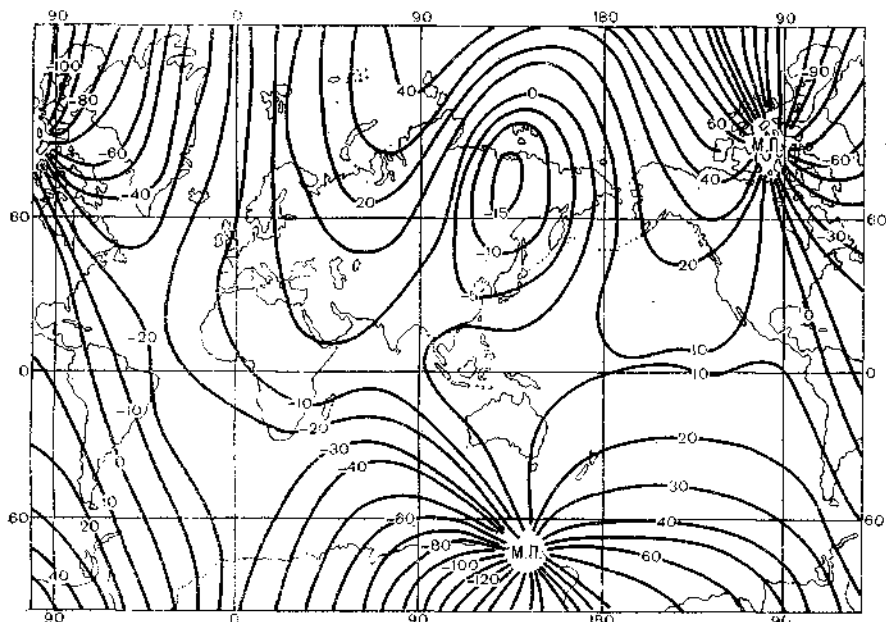


Рис. 5.11. Карта магнитного склонения, градусы. Эпоха 1965 г.

тальных или вертикальных составляющих, одинаковых  $X$  и  $Y$  — *изодинами северных или восточных составляющих*. В соответствии с этим имеются карты изогон, изоклин и изодин.

Соответствие действительного распределения каждого элемента магнетизма по поверхности Земли и изображенного на магнитной карте зависит от масштаба карты. При малых масштабах карт местные особенности в распределении геомагнитного поля сглаживаются. Поэтому в таких случаях мировые магнитные карты (или карты отдельных стран) представляют собой некоторое среднее распределение соответствующего элемента магнетизма.

На рис. 5.11 приведена мировая карта изогон, составленная в Ленинградском отделении Института земного магнетизма, ионизации и распространения радиоволн, в каталоге которого собраны данные более чем 300 тыс. наблюдений. Анализ этой и других карт показывает, что геомагнитное поле существенно сложнее поля однородно намагниченного шара. Так, на Земле выделяются три

крупные области, где напряженность геомагнитного поля достигает наибольших значений (47,8—55,7 А/м). Две из них приходится на зоны магнитных полюсов, третья — на Северо-Восток СССР. Существование третьей из указанных областей, по-видимому, обусловлено крупными особенностями геологического строения земной коры и верхней мантии или иными пока неизвестными причинами. Наименьшая напряженность геомагнитного поля (около 20 А/м) отмечается на южной оконечности Южной Америки. Изодины горизонтальной составляющей  $H$  в большей степени напоминают ход географических широт: по мере перехода от северного магнитного полюса к южному значения  $H$  возрастают от нуля до некоторого максимума, затем снова убывают до нуля. Наибольший максимум  $H$ , равный 31,8 А/м, приходится не на магнитный экватор, а на область Зондских островов. Еще более плавный ход имеют изоклины, представляющие собой ряд параллельных кривых широтного направления. При этом магнитный экватор, огибая земной шар, проходит вблизи экватора; в сторону магнитных полюсов наклонение  $I$  возрастает и на  $\varphi=90^\circ$  составляет  $90^\circ$ .

Карта изогон напоминает ход географических меридианов: изолинии равных значений  $D$  выходят из одной точки земного шара и сходятся в другой, расположенной почти на противоположной стороне Земли. Обращает на себя внимание Северо-Восток СССР, где большую петлю описывает нулевая изогона ( $D=0^\circ$ ) и изогоны имеют замкнутый характер. На большей части Земли склонение не превышает нескольких десятков градусов. В районах географических полюсов каждого полушария изогоны сходятся в двух точках: одна из них — географический полюс, другая — магнитный. Причиной этому служит неопределенность склонения в этих точках, так как оно изменяется там в пределах  $\pm 180^\circ$ .

Рассмотренные закономерности распределения основных элементов земного магнетизма по поверхности Земли вскрыты по магнитным картам мелкого масштаба, на которых множество магнитных аномалий, особенно локального масштаба, исчезает и изолинии имеют сглаженный характер. Если же на картах крупного масштаба отразить региональные и тем более локальные аномалии, то изолинии любого элемента земного магнетизма будут иметь очень сложный вид, напоминающий ход горизонталей в сильно пересеченной местности, особенно горной.

Каждый из элементов магнетизма изменяется во времени. Он не остается постоянным в многолетнем периоде, в течение года, сезона, суток и в более коротких промежутки времени. Такие изменения называются *вариациями элементов земного магнетизма* и могут быть самыми различными. Одни из них имеют периодический характер, обнаруживаемый за короткий интервал времени (порядка суток), другие — монотонный характер изменения от года к году, а периодичность у них прослеживается лишь на протяжении нескольких сотен лет. Поэтому все вариации элементов земного магнетизма по своему характеру подразделяют на два типа: быстротечные периодические и медленные (вековые), различаю-

щиеся своим происхождением. Первые из них вызваны электрическими полями ионосферы, вторые — внутренними источниками земного шара. Поэтому наблюдаемое геомагнитное поле делят по степени изменчивости и характеру динамики на *главное (постоянное)* и *переменное магнитные поля*. В первом случае магнитное поле свободно от всех типов вариаций с периодом до года, т. е. имеет вариации вековые, связанные с внутренними причинами. Главное поле со средней напряженностью примерно 40 А/м существует около  $3 \cdot 10^9$  лет, что несомненно отличается от возраста Земли. Значит, главное поле не является реликтовым, ибо при отсутствии какого-либо восстанавливающего механизма оно не могло бы существовать в течение всей геологической истории Земли. Таким механизмом, как увидим дальше, является самовозбуждающееся геомагнитное динамо.

Переменное магнитное поле Земли имеет внешнее происхождение и изменяется с различными периодами внутри года (от долей секунды до месяцев). Это поле образует различного рода вариации (колебания) и пульсации, генерируемые электрическими токами и волновыми процессами в верхних слоях атмосферы и околоземном пространстве (внешние причины). Вклад этих внешних источников очень мал (несколько процентов в наиболее активные периоды), но значение переменного МПЗ при решении ряда проблем существенно больше, чем медленно меняющегося главного поля. Это обусловлено динамическими свойствами переменного поля. Оно является не только магнитным, но и электрическим. Поэтому к нему применим термин — электромагнитное поле Земли.

### 5.2.3.3. Главное магнитное поле Земли и магнитные аномалии

Геомагнитное поле с точностью до 25 % [38] можно принять за поле однородно намагниченного шара. Его напряженность  $H_T$  и ее составляющие  $Z$  и  $H$  тесно связаны с магнитным моментом  $M'$  и магнитной широтой  $\psi$  соотношениями:

$$\begin{aligned} H_T &= (M'/r^3) \sqrt{1 + 3 \sin^2 \psi}; & Z &= (2M'/r^3) \sin \psi; \\ H &= (M'/r^3) \cos \psi, \end{aligned} \quad (5.27)$$

где  $M' = ml$ ;  $r$  — расстояние от центра шара до точки наблюдений.

На магнитных полюсах  $\psi = \pm 90^\circ$ . Поэтому здесь  $H = 0$ , а вертикальная составляющая  $Z$  и напряженность поля  $H_T$  между собой равны ( $H_T = Z = 2M'/r^3$ ) и составляют 48,8—55,7 А/м. На  $\psi = \pm 90^\circ$  наклонение  $I = 90^\circ$ . На магнитном экваторе  $\psi = 0^\circ$ . Здесь напряженность поля  $H_T$  и горизонтальная составляющая  $H$  равны между собой ( $H_T = H = M'/r^3$ ) и составляют 31,8 А/м. На  $\psi = 0^\circ$   $I = 0^\circ$ .

Из этих данных и формул (5.27) можно заключить, что элементы земного магнетизма монотонно изменяются по мере продвижения от магнитного экватора к магнитным полюсам. В действительности их изменения носят более сложный характер, так как на большом количестве участков земной поверхности геомаг-

нитное поле претерпевает резкие изменения на протяжении нескольких километров и даже метров. Это так называемые *магнитные аномалии*. По сравнению с окружающими районами здесь, например, магнитное склонение может отличаться на десятки градусов. Так, в районах Курской магнитной аномалии склонение изменится в пределах  $\pm 180^\circ$ , тогда как нормальное значение  $D$  для этих мест составляет всего несколько градусов. То же относится и к вертикальной составляющей  $Z$ , которая здесь достигает максимальных значений (80—160 А/м).

В зависимости от размеров таких участков магнитные аномалии делят на локальные, региональные и мировые. *Локальные аномалии* обычно имеют площадь до 15—20 км<sup>2</sup>. Их причинами являются горные породы, обладающие магнитными свойствами. Эти породы, находясь в геомагнитном поле, намагничиваются и создают добавочное поле. Наиболее сильные магнитные поля создаются в районах залегания железорудных горных и других пород с высоким содержанием ферромагнитных минералов. *Региональные магнитные аномалии* занимают площади в десятки и сотни квадратных километров. Причиной таких аномалий также являются различные по своим магнитным свойствам породы. Кристаллические изверженные (базальты, диабазы) и метаморфические (железистые кварциты и др.) породы содержат огромное количество магнетита и тем самым вызывают резкое усиление магнитного поля в данном регионе. Зоны распространения *мировых аномалий* имеют в поперечнике до несколько тысяч километров, т. е. соизмеримы с континентами. Причины этих аномалий полностью не выяснены. Есть предположения, что большую роль в их возникновении играют геологические и физические особенности земной коры и верхней мантии. Из шести мировых аномалий (табл. 5.6) наиболее интенсивной является положительная Восточно-Азиатская материковая аномалия, охватывающая весь Азиатский и часть Европейского материка. Центр наиболее мощной отрицательной аномалии расположен в Западной Африке, аномалия распространяется на всю Африку и часть Атлантического океана.

ТАБЛИЦА 5.6  
Мировые магнитные аномалии [53]

Расположение центров аномалии	Эпоха 1885 г.			Эпоха 1950 г.		
	$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$	$Z \cdot 10^3$ А/м	$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$	$Z \cdot 10^3$ А/м
Восточная Азия	35	110	+11,06	45	100	+13,93
Западная Африка	0	20	-9,87	0	10	-12,34
Северная Америка	42	268	-6,68	40	270	+4,95
Северная часть Тихого океана	45	182	-1,67	50	190	-2,39
Западная Европа	60	0	-8,44	70	340	-7,08
о. Тасмания	45	135	-7,32	40	140	-8,36

Все это означает, что магнитные аномалии представляют собой неслучайные природные явления. Видимо, эти аномалии являются обычными нормальными явлениями, так как во многих обширных регионах нет ни одного участка, в котором не проявлялась бы та или иная аномалия магнитного поля. Пожалуй, на Земле больше районов с магнитными аномалиями, чем без них. По Б. М. Яновскому, в огромном большинстве случаев интенсивность магнитных аномалий не превышает 10 % интенсивности главного геомагнитного поля. Например, для вертикальной составляющей  $Z_a$  аномалии могут составлять несколько десятых долей ампера на метр, хотя в отдельных аномальных полях они достигают 120 А/м и более.

Магнитные аномалии могут быть положительными и отрицательными. Подавляющее число первых из них приходится на Северное полушарие, вторых — на Южное. Иногда положительные и отрицательные аномалии соседствуют друг с другом. Известны крупные отрицательные аномалии в Ангаро-Илимском районе ( $Z_a$  достигает 39,8 А/м), Восточной Сибири, в Южной Африке (наибольшее значение  $Z_a$  составляет 1,59 А/м), Северной Англии ( $Z_a \approx 0,48$  А/м), ГДР и ФРГ, где  $Z_a$  достигает 1,59 А/м, и в других регионах. Причина отрицательных аномалий продолжает изучаться. В целом же материковые аномалии, вероятно, можно считать следствием нахождения под их центрами мощных вихревых токов.

Вопрос о происхождении магнитного поля Земли до настоящего времени остается до конца не решенным, он не вышел из стадии научных гипотез. Несмотря на это мировые магнитные карты и карты отдельных крупных регионов, а также анализ геомагнитного поля позволили Яновскому установить, что геомагнитное поле является суммой нескольких полей, а именно:

$$H_T = H_0 + H_M + H_a + H_{\text{вн}} + \delta H_{\text{вн}}, \quad (5.28)$$

где  $H_0$  — поле, создаваемое однородной намагниченностью земного шара, или так называемое дипольное поле;  $H_M$  — *недипольное (материковое) поле*, создаваемое внутренними причинами, обусловленными неоднородностью глубоких слоев Земли;  $H_a$  — поле, создаваемое различной намагниченностью верхних частей земной коры, или так называемое *аномальное поле*;  $H_{\text{вн}}$  — поле, источник которого связан с внешними причинами;  $\delta H_{\text{вн}}$  — поле вариаций, вызванное внешними причинами.

Сумма  $H_0 + H_M = H$  образует *главное магнитное поле Земли*. Аномальное поле складывается из двух частей: поля регионального характера  $H_p$ , носящего название *региональной аномалии*, и поля местного характера  $H_l$ , ограниченного небольшой площадью и называемого *местной (локальной) аномалией*. Региональные аномалии обычно обуславливаются тектоническими и структурными характеристиками глубоких слоев земной коры, местные аномалии — менее глубоких слоев земной коры, т. е. они возникают там, где обычно магнитные породы залегают непосредственно у поверх-

ности Земли. На региональную аномалию может накладываться локальная, и тогда  $H_a = H_p + H_L$ .

Нередко сумму  $H_0 + H_m + H_{вн}$  условно называют *нормальным полем* ( $H_N$ ), напряженность которого составляет преобладающую часть геомагнитного поля. Поле  $H_{вн}$  вносит очень небольшой вклад в  $H_T$ , и поэтому им можно пренебречь. В этом случае нормальное поле совпадет с главным магнитным полем. Тогда измеряемое поле будет являться суммой главного и аномального, т. е.  $H_T = H_N + H_a$ .

С учетом расположения источников полей составляющих  $H_T$  принято различать *внутреннее* ( $H_T^i$ ) и *внешнее* ( $H_T^e$ ) поля. Систематическое изучение геомагнитного поля по данным магнитных обсерваторий и магнитных съемок свидетельствует о том, что внешнее поле  $H_T^e = H_{вн} + \delta H_{вн}$  по отношению к внутреннему  $H_T^i = H_0 + H_m + H_a$  составляет менее 1 %.

*Природу главного магнитного поля Земли* до недавнего времени объясняли по-разному. Например, поле  $H_a$  объясняли присутствием ферромагнитных материалов в земной коре, мантии и ядре Земли. Это означает, что геомагнитное поле связано не с электрическими токами, а с магнетизмом вещества Земли. При этом неравномерное распределение железных масс в Земле создавало неоднородности геомагнитного поля, или магнитные аномалии. Признание этой так называемой ферромагнитной гипотезы было отвергнуто из-за двух обстоятельств. Первое из них сводится к тому, что после открытия датским физиком Эрстедом (1820 г.) возникновения магнитного поля вокруг проводника с электрическим током и после открытия французского физика Ампера (1827 г.) явления магнетизма существование геомагнитного поля стали объяснять действием электрических токов, циркулирующих внутри Земли. Второе обстоятельство, способствовавшее непризнанию ферромагнитной гипотезы, заключалось в том, что для объяснения геомагнитного поля магнетизмом пород необходимо было признать сосредоточение магнитных масс в очень тонком поверхностном слое (около 30 км), который должен был бы состоять из чистого магнетита. На самом же деле такая магнетитовая кора не существует (см. гл. 4).

Широкой популярностью пользовалась гипотеза, утверждавшая, что геомагнитное поле возникает за счет движения электрических зарядов, участвующих во вращении Земли и таким образом создающих электрический ток. Были и другие гипотезы, которые связывали образование геомагнитного поля либо с охлаждением земного ядра, либо с неоднородностью строения внутренних зон земного шара. Начиная с 60-х годов XX в. большинство геофизиков придерживаются так называемой гидродинамической гипотезы (гипотезы гидромагнитного динамо). Эта гипотеза находится на правильном пути объяснения земного магнетизма, но законченной строгой теории еще не создано, что является одной из нерешенных фундаментальных проблем геофизики.

В основе *гидродинамической гипотезы* лежит идея, высказанная в 1947 г. ленинградским физиком Я. И. Френкелем и позднее раз-

витая физиками Эльзассером (США) и Буллардом (Англия). Она исходит из того, что геомагнитное поле образуется и поддерживается за счет так называемого динамо-механизма, т. е. создание магнитного поля в ядре Земли происходит подобно тому, как образуется магнитное поле в динамо-машине с самовозбуждением.

Как известно, в общих чертах принцип работы динамо-машин, используемых в промышленности, заключается в следующем. При вращении катушки проводов во внешнем магнитном поле в ней возникает электрический ток за счет электромагнитной индукции. Этот ток создает магнитное поле, которое может усилить внешнее магнитное поле, а это в свою очередь усилит ток в катушке, и т. д.

По гидродинамической гипотезе основной причиной возникновения геомагнитного поля является образование электрических токов в ядре Земли. Генерация этих токов осуществляется в магнитных полях, которые создаются самими же возбужденными токами. Конечно, ядро Земли совсем не похоже на реальную динамо-машину. Но, в принципе, как утверждает известный советский геофизик В. Н. Жарков [14], если в жидком проводящем ядре возникает тепловая или гравитационная конвекция, то возникает и система гидродинамических течений, т. е. течений проводящей жидкости, подобно тому, как движется катушка проводов в динамо-машине. Электрические токи (гидродинамические течения) появляются тогда, когда в ядре происходит неоднородное вращение расплавленных масс или вращение отдельных объемов вещества. Такое дифференциальное вращение вещества во внешнем жидком ядре и в то же время вращение этой части ядра относительно мантии Земли являются главной причиной создания геомагнитного поля.

В самом деле, внешнее ядро Земли находится в конвективном состоянии. Это означает, что более горячие, т. е. и более легкие, частицы нижних слоев жидкой массы ядра всплывают вверх по радиусу; более холодные, а значит и более тяжелые, частицы верхних слоев погружаются вниз. В том и другом случае движущиеся частицы сохраняют момент количества движения относительно земной оси. Тогда всплывающие частицы будут как бы замедляться относительно окружающих их слоев, а опускающиеся вниз более тяжелые частицы будут становиться относительно более быстрыми. Такова приблизительно картина возникновения дифференциального вращения земного ядра: наружные его слои испытывают замедление, внутренние — ускорение. Иными словами, жидкое ядро Земли вращается не как единое целое вокруг земной оси, а дифференцированно: разные слои вращаются с несколькими различными скоростями. В результате создается некоторая система течений проводящей жидкости. В этих условиях при наличии в ядре первоначального магнитного поля («затравочное» земное магнитное поле) и при пересечении проводящей жидкостью силовых линий этого поля в ней возникает электрический ток. Он, этот ток, создает магнитное поле, которое может усилить внешнее «затравочное» поле, а последнее усилит ток и т. д.— подобно динамо-

машине. После возникновения стационарного магнитного поля и различных взаимоуравновешивающих динамических процессов процесс «возникновение электрического тока — создание магнитного поля — усиление электрического тока» может прекратиться.

Рассмотренная гипотеза является лишь моделью так называемого сильного поля с крупномасштабными и ламинарными генерирующими скоростями. По оценкам ряда ученых, эта модель должна иметь «двигатель», который поддерживает работу гидродинамического динамо с энергетическим источником мощности, по Жаркову [14], равным около  $3 \cdot 10^{13}$  Вт. Примерно такой же тепловой поток идет из земных недр в атмосферу. В этой связи возникает вопрос об основном источнике энергии, питающем гидромагнитное динамо.

Однозначного ответа на этот вопрос нет. Некоторые ученые предполагают, что таким источником является в первую очередь тепло распада радиоактивных веществ Земли. Однако эти источники в земном ядре сравнительно небольшие. Такой вывод делают на основе радиоактивности железных метеоритов. Так, удельный тепловой поток от Земли составляет примерно  $5,3 \cdot 10^{-12}$  Вт/кг. Это сопоставимо с тепловым потоком от хондритов (около  $5,5 \times 10^{-12}$  Вт/кг) и значительно больше потока от железных метеоритов (примерно  $3 \cdot 10^{-16}$  Вт/кг). Поэтому выдвигаются другие гипотезы об источниках энергии, поддерживающих работу гидромагнитного динамо в ядре Земли. К их числу относятся так называемые гипотезы гравитационной конвекции. Эта группа гипотез имеет два направления. Одно, в соответствии с идеей американского геохимика Юри, утверждает, что формирование земного ядра еще продолжается за счет гравитационной дифференциации железа. Поэтому, утверждают авторы гипотезы, выделение железа из мантии в ядро является источником энергии поддержания гидромагнитного динамо.

Второе направление гипотез гравитационной конвекции основывается на высказывании советского геофизика С. И. Брагинского (1967 г.). Сущность гипотезы сводится к тому, что жидкое ядро образуется из сплава железа и кремния. Растворимость кремния в железе по мере роста давления падает. Это означает, что с погружением во внешнее ядро увеличивается количество выпадающих из сплава твердых кристаллов кремния, которые устремляются вверх. Одновременно с этим во внутреннее ядро перемещаются слои большей плотности, чем кремний. Таким путем создается конвекционное движение вещества ядра, энергия которого преобразуется в энергию гидромагнитного динамо.

Высказывались и другие гипотезы. В них энергия гидромагнитного динамо связывается с энергией движения Земли, с энергией приливов и прецессии земной оси и других геофизических явлений.

#### 5.2.3.4. Вековые вариации магнитного поля Земли

Главному геомагнитному полю присущи вековые вариации, которые, однако, невелики. Они представляют собой изменения



средних годовых значений геомагнитного поля за период в несколько десятилетий и столетий. Имеющиеся данные показывают, что в ряде областей Земли в изменениях так называемого постоянного поля обнаруживается периодичность или, точнее, цикличность, равная нескольким векам (500—600 лет). Однако из-за сравнительной непродолжительности имеющихся в мире надежных данных о ходе элементов земного магнетизма пока что не представляется возможным установить строгую закономерность периодических вековых вариаций. Главное магнитное поле изменяется довольно сложным образом и в первом грубом приближении, по В. Н. Жаркову, характеризуется некоторым спектром. В этом спектре можно выделить три частоты колебаний: основную, соответствующую периоду около  $7,5 \cdot 10^3$  лет, среднюю — примерно  $10^3$  лет и высокую с периодом около  $10^2$  лет и менее. Средние периоды колебаний главного геомагнитного поля, по палеомагнитным и археомагнитным данным, также составляют около  $10^3$  лет. В частности, выявлены периоды в 550, 700, 1200, 1800 и 7000 лет. Археомагнитные данные позволяют считать, что напряженность геомагнитного поля за последние 8000 лет изменялась следующим образом: наибольших значений она достигла примерно в начале нашей эры и была в 2 раза больше современной.

*Вековой ход*, или разность между средними годовыми значениями того или иного элемента земного магнетизма для двух эпох, деленная на число лет между эпохами, не остается величиной постоянной, а меняется от года к году. Непостоянство векового хода проявляется в том, что, достигнув своего наибольшего значения, он начинает уменьшаться до определенного минимума. В Париже, например, магнитное склонение  $D$ , достигнув около 1580 г. максимума  $+9,6^\circ$ , начало уменьшаться до 1820 г. включительно, когда наступил минимум ( $-22,4^\circ$ ). После этого началось возрастание значений  $D$ . Для Ленинграда значение  $D$  увеличилось от  $-3,4^\circ$  в 1720 г. до  $-3,0^\circ$  в 1860 г. и  $+6,4^\circ$  в 1960 г.

Данные о геомагнитном поле последних десятилетий свидетельствуют о том, что в спектре его колебаний выделяются частоты менее  $10^2$  лет. Так, индийские ученые по данным магнитной обсерватории вблизи Бомбея вскрыли 80- и 11-летний периоды. Одиннадцатилетний период обнаружен и по данным других магнитных обсерваторий и связан с таким же циклом солнечной активности. Хотя в целом природа вековых изменений геомагнитного поля до конца не выяснена, однако, вероятнее всего, они связаны с внутренними процессами Земли и, видимо, в первую очередь с тектоническими движениями земной коры, землетрясениями и магматизмом.

#### 5.2.3.5. Переменное магнитное поле Земли и его вариации

Переменное (внешнее) геомагнитное поле накладывается на главное магнитное поле Земли и вызывает различные его изменения во времени. Одни из них происходят плавно, подчиняясь опре-

деленной закономерности и носят название *спокойных (невозмущенных) изменений (вариаций)*, другие имеют беспорядочный характер, параметры геомагнитного поля (периоды, амплитуды, фазы) резко и непрерывно меняют свое значение. В таких случаях вариации геомагнитного поля называют *возмущенными*.

В зависимости от причин и периода невозмущенные вариации классифицируют как солнечно-суточные, лунно-суточные и годовые. *Солнечно-суточные вариации* представляют собой изменения элементов земного магнетизма с периодом, равным продолжительности-

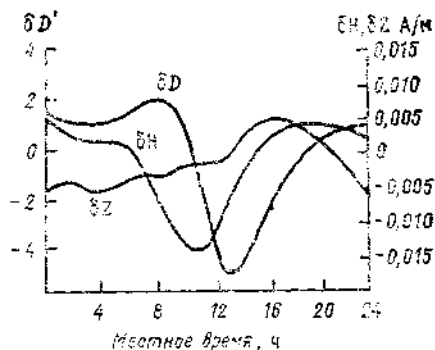


Рис. 5.12. Солнечно-суточные вариации элементов земного магнетизма (по данным магнитной обсерватории Воейково).

сти солнечных суток. Механизм возникновения этих вариаций, по В. И. Почтареву, заключается в следующем.

Под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца верхние слои атмосферы ионизируются. В результате на высотах более 60 км образуется проводящий слой — ионосфера. Вследствие приливных и тепловых действий ионосфера и ее составные части (слои) находятся в непрерывном движении, поэтому в геомагнитном поле, как в обмотке ротора динамо-машины, возникают электрические токи. Возникающее таким путем магнитное поле как результат вихревых замкнутых ионосферных электрических токовых систем вызывает вариации элементов земного магнетизма. По существу это означает, что солнечно-суточные вариации представляют собой результат влияния магнитного поля Солнца на магнитное поле Земли.

На рис. 5.12 представлен средний многолетний суточный ход элементов земного магнетизма  $D$ ,  $H$ ,  $Z$ . По кривой  $\delta D$  можно заключить, что в течение суток магнитная стрелка ритмично движется то в одну, то в другую сторону: оставаясь в ночное время спокойной, утром магнитная стрелка достигает наибольшего отклонения к востоку около 8 ч местного времени, затем возвращается обратно и к 14 ч достигает максимального отклонения к западу. Такие колебания стрелки с амплитудой 15—20 мин происходят изо дня в день и имеют период, равный солнечным суткам.

Другие элементы земного магнетизма ( $\delta H$  и  $\delta Z$  (см. рис. 5.12)) также в течение суток не остаются постоянными, они непрерывно и ритмично изменяются. Так, горизонтальная составляющая

геомагнитного поля имеет минимум около 11 ч и максимум около 20 ч. Вертикальная составляющая в ночное время остается почти постоянной, с восходом Солнца начинает увеличиваться и достигает своего максимального значения около 16—17 ч.

Солнечно-суточные вариации зависят от географической широты и времени года, поскольку они определяются интенсивностью ультрафиолетовых лучей, т. е. положением Солнца. Поэтому суточ-

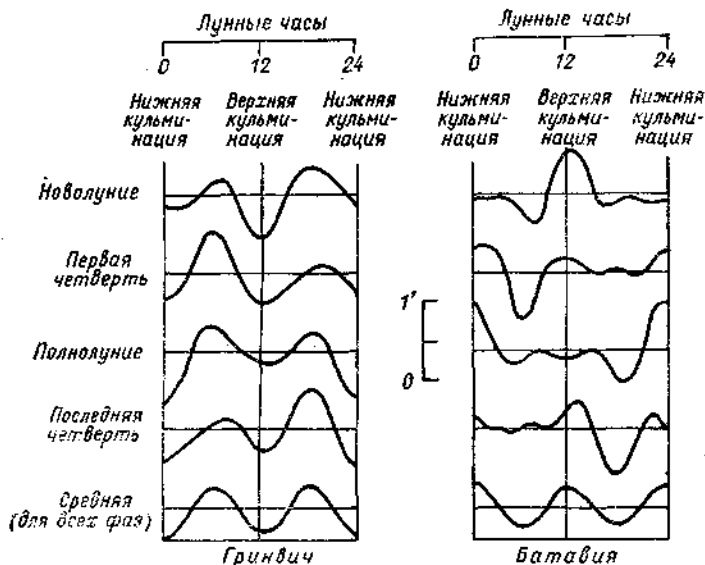


Рис. 5.13. Лунно-суточные вариации элементов земного магнетизма.

ный ход элементов земного магнетизма в данной точке непрерывно меняется от одного дня к другому. При этом характерно, что фазы колебаний остаются практически неизменными, меняются в основном амплитуды колебания. По мере перехода от зимы к лету амплитуды увеличиваются в 3—4 раза, хотя сами вариации остаются небольшими. Так, для средних широт вариация магнитного склонения составляет  $10-15'$ , горизонтальной составляющей  $(1,6 \dots 2,4) \cdot 10^{-2}$  А/м, вертикальной  $(0,4 \dots 1,6) \cdot 10^{-2}$  А/м. Подмечено, что вариации  $D$  и  $H$  сильнее на севере, слабее — на юге; вариации  $Z$ , наоборот, несколько больше на юге, чем на севере.

Вследствие суточных вариаций и магнитных возмущений магнитные полюсы Земли в течение суток смещаются относительно среднего положения примерно на 100 км. Поэтому на магнитных картах их отмечают кружком, а не точкой.

Солнечно-суточные вариации в различных точках земной поверхности протекают по местному времени и имеют различный характер. Но в пределах одной географической широты суточный

ход элементов земного магнетизма почти одинаков. Для точек, расположенных на одном меридиане суточный ход элементов подчиняется иному, но вполне определенному закону.

*Лунно-солнечные вариации* элементов земного магнетизма (рис. 5.13) обусловлены воздействием силы тяжести Луны на земную атмосферу. Период вариаций равен лунным полусуткам (12 ч, 25 мин, 14 с), т. е. промежутку времени между двумя последовательными прохожденьями Луны через меридиан места. Отличительной особенностью этих вариаций является их полусуточный характер (рис. 5.13). Кривые изменения всех элементов земного магнетизма в течение лунных суток имеют два максимума и два минимума, моменты наступления которых меняются ежедневно в течение лунного месяца. В среднем за месяц эти кривые имеют вид правильной двойной волны с максимумами в 6 и 18 ч и минимумами в 0 и 12 ч для Северного полушария. Амплитуды колебаний всех элементов земного магнетизма составляют всего 10—15 % солнечных вариаций, они зависят от расстояния между Луной и Землей и обычно для **H** и **Z** не превышают  $0,08 \cdot 10^{-2}$  А/м, для **D** — около 40 с. Годовой ход лунно-суточных вариаций соответствует положению Солнца: при летнем солнцестоянии амплитуда колебаний в Северном полушарии наибольшая, при зимнем — наоборот.

Имеются и другие виды вариаций периодического характера с амплитудой **H** и **Z** всего лишь в несколько миллиампер на 1 м и менее. Период таких возмущений находится в пределах от сотых долей секунды до нескольких минут. Такие изменения геомагнитного поля носят название *короткопериодных колебаний* (КПК) или магнитных пульсаций. Они порождаются за счет взаимодействия плазмы гидромагнитных волн, идущих от Солнца, с магнитосферой Земли. Полной теории КПК пока нет. Можно лишь указать, что причинами таких колебаний геомагнитного поля, кроме основной, указанной выше, могут быть: циклотронные колебания ионов во внутреннем радиационном поясе Земли, потоки космических частиц, особенно глубоко проникающих в геомагнитное поле в полярных областях, потоки метеоров, движение электрических зарядов в атмосфере, морское волнение и др. КПК очень различны по своей частоте, форме и интенсивности колебаний и проявляют себя по-разному в зависимости от географической широты и времени суток. Период КПК составляет от тысячной доли секунды до нескольких минут, а амплитуда — от сотых долей миллиампер на 1 м до единиц.

Все рассмотренные выше вариации геомагнитного поля вместе с так называемыми бухтообразными, нерегулярными и некоторыми другими искажают медленные и плавные суточные вариации поля. Это указывает на такую чрезвычайную изменчивость геомагнитного поля, которая, вероятно, не свойственна другим геофизическим полям (гравитационное, тепловое, электрическое) и является чувствительным показателем физических процессов как внутри Земли, так и в космическом пространстве.

### 5.2.3.6. Магнитные бури

Геомагнитное поле испытывает также непериодические возмущения — *магнитные бури*. Во время таких вариаций магнитная стрелка резко и внезапно вздрагивает, некоторое время остается относительно спокойной, затем начинает быстро метаться из стороны в сторону. Такие резкие колебания стрелки достигают нескольких градусов и продолжаются с перерывами несколько часов и даже суток.

Магнитные бури представляют собой весьма сложное явление, в котором пока еще много неясного. В настоящее время имеется ряд гипотез о механизме их образования. Так, английский геофизик Чепмен считает, что нейтральный поток солнечных частиц, встречаясь с геомагнитным полем, поляризуется и образует электрический ток. Этот ток испытывает сопротивление геомагнитного поля и потому обходит Землю. При движении вокруг Земли потока солнечных частиц возникает кольцевой электрический ток, вызывающий магнитную бурю.

Имеются и другие предположения о механизме образования магнитных бурь. Считается, что во время образования пятен на Солнце происходят сильные взрывы и выбросы мощных потоков заряженных частиц. Усиленный поток этих частиц (солнечный ветер) сжимает магнитосферу на обращенной к Солнцу стороне Земли. Геомагнитное поле захватывает эти частицы и «сортирует» их по зарядам и массам. Сжатие магнитосферы продолжается до тех пор, пока заряженные частицы не проникнут в геомагнитное поле на расстояние 1,5—2,0 земных диаметра от земной поверхности. В итоге вокруг Земли образуется круговой электрический контур радиусом  $(20 \dots 25) \cdot 10^3$  км. Магнитное поле этой токовой системы в основном и создает магнитные возмущения, одновременно охватывающие весь земной шар. Поэтому магнитные бури имеют планетарный характер, но их проявления в одних районах Земли имеют одну амплитуду колебаний элементов земного магнетизма, в других — другую, меньшую или большую.

Число магнитных бурь на Земле зависит от солнечной активности. Частота магнитных бурь тем больше, чем выше солнечная активность. Однако строгой прямой зависимости между солнечной активностью и числом магнитных бурь нет. Обычно в годы максимума солнечной активности наблюдается до 30—50 бурь в год, в годы «спокойного» Солнца — несколько бурь в год. В течение года бури чаще наблюдаются в периоды осеннего и весеннего равноденствий, реже — в эпохи зимнего и летнего солнцестояния. Такое внутригодовое распределение магнитных бурь обусловлено относительным положением плоскостей экватора Земли и эклиптики. Так, в периоды равноденствий плоскости земного экватора и эклиптики между собой совпадают, земная поверхность наиболее подвержена воздействию плазмы солнечных пятен.

Важнейшей закономерностью появления магнитных бурь является их 27-суточная повторяемость, соответствующая периоду

осевого вращения верхних слоев Солнца. Эта периодичность бурь также обусловлена появлением солнечных пятен.

Амплитуды элементов земного магнетизма во время очень больших магнитных бурь достигают для магнитного склонения несколько градусов, для вертикальной и горизонтальной составляющих — 2—4 А/м и более. Эти амплитуды зависят от геомагнитной широты: чем она меньше, тем меньше амплитуда. Продолжительность бури обычно составляет несколько суток: для очень больших 1—2 сут, для умеренных — 4—5 сут.

### 5.3. Поле температуры земных недр

Температура земных недр является их важнейшим параметром. Она, например, вместе с давлением определяет состояние вещества, от нее зависят многие свойства горных пород и земных недр в целом (теплопроводность, электрическая проводимость, вязкость, предел текучести горных пород и др.). Сведения о температуре земных недр необходимы не только для оценки их состояния и свойств, но и для проектирования, оборудования и эксплуатации трасс различных подземных сооружений (шахты, туннели для метро и железных дорог и т. д.) и коммуникаций (водо- тепло- и газопроводы, электро, радио- и телефонные кабели и т. п.).

Температура поверхности Земли обнаруживает изменения в пространстве и времени. Глубокие же земные слои обладают определенным постоянством температуры во времени, но достаточно большой и разнообразной ее изменчивостью в пространстве (особенно по глубине). Все эти изменения температуры земной поверхности и земных недр определяются двумя группами факторов: водно-тепловыми свойствами горных пород и источниками тепла. Первые из них влияют на распространение тепла в твердом теле Земли и в конечном итоге на тепловое взаимодействие земной поверхности и нижних слоев атмосферы, поверхности океанического дна и придонных водных масс. Источники тепла формируют режим температуры Земли в целом и особенно верхних слоев земной коры.

#### 5.3.1. Водно-тепловые свойства горных пород и теплопередача в них

##### 5.3.1.1. Водно-тепловые свойства горных пород

Из всех водных свойств горных пород (влажность, высота капиллярного поднятия, водопроницаемость и др.) наибольшее значение для оценки теплопередачи в земной коре и ее теплового взаимодействия с атмо- и гидросферой имеет их *влажность W*. Обычно она выражается в процентах по массе или объему и соот-

ответственно носит название *весовой* ( $W_B$ ) или *объемной* ( $W_o$ ) влажности:

$$W_B = (P_B/P_o) 100; \quad W_o = (V_B/V_o) 100, \quad (5.29)$$

где  $P_B$  и  $P_o$  — общая масса соответственно воды и образца горной породы (минеральное вещество плюс вода);  $V_B$  и  $V_o$  — объем воды и образца горной породы (минеральное вещество, плюс вода и воздух).

Значения  $W_B$  и  $W_o$  связаны между собой соотношением

$$W_B = W_o \gamma_T / [W_o \gamma_B + \gamma_T (1 - P)], \quad (5.30)$$

где  $\gamma_B$  и  $\gamma_T$  — плотность воды и твердого минерального вещества соответственно;  $P = V_{\text{возд}}/V_T$  — пористость горной породы;  $V_{\text{возд}}$  и  $V_T$  — соответственно объем воздуха и твердых минеральных частиц в образце горной породы.

Значения  $W_B$  изменяются в широких пределах: от единиц до 55—70 % в зависимости от класса горной породы и термодинамических условий ее залегания. При этом вода может быть молекулярной, гигроскопической, пленочной, капиллярной и гравитационной. Ее удерживание в толще горной породы определяется молекулярными, капиллярными и гравитационными силами. Причем первые две силы приводят влагу в движение по вертикали вверх и вниз, гравитационная же сила (сила тяжести) обуславливает передвижение воды сверху вниз либо по вертикали, либо по наклонной плоскости.

Рассмотрим влияние влажности горных пород на их тепловые характеристики, тепловое состояние и на способность передавать тепло. При этом будем подразумевать, что горные породы верхних слоев земной коры представляют собой трехфазную среду: минеральные или органические твердые частицы, жидкая (вода в порах) и газообразная (воздух в порах) составляющие.

Как известно, основными тепловыми характеристиками горных пород являются их теплоемкость  $c$ , теплопроводность  $\lambda$  и температуропроводность  $K_t$ .

*Теплоемкость горных пород*  $c$  определяет степень их нагревания или остывания. Различают объемную ( $c_p$ ) и удельную ( $c_{уд}$ ) теплоемкости, связанные между собой соотношением  $c_p = \rho c_{уд}$ . Величина  $c_p$  в СИ измеряется в Дж/(м<sup>3</sup>·К), а  $c_{уд}$  — в Дж/(кг·К).

Горные породы как трехфазные среды имеют теплоемкость, равную

$$c_p = c_1 \eta_1 + c_2 \eta_2 + c_3 \eta_3, \quad (5.31)$$

где  $c_1$ ,  $c_2$  и  $c_3$  — объемная теплоемкость соответственно воды, твердых минеральных или органических частиц и воздуха;  $\eta_1$ ,  $\eta_2$  и  $\eta_3$  — доли единицы объема, занятые водой, твердыми частицами и воздухом.

Составные части горных пород имеют различные значения  $c_p$ . Так, теплоемкость воды больше, чем у всех других земных ве-

ществ, и равна  $4,19 \cdot 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup>·К). У минералов значения  $c_p$  изменяются от  $1,46 \cdot 10^6$  до  $2,72 \cdot 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup>·К); для воздуха  $c_p$  очень мала и составляет 150,72 Дж/(м<sup>3</sup>·К).

Из этих данных следует, что  $c_3 \ll c_2$ . Поэтому слагаемым  $c_3 \eta_3$  в формуле (5.31) можно пренебречь. Тогда, принимая для данного объема горной породы  $c_2 \eta_2 = \text{const}$ , нетрудно заключить, что изменения ее объемной теплоемкости в основном будут определяться изменением содержания влаги  $\eta_1$ . Насколько велико влияние  $W_0$  на  $c_p$ , можно заключить по данным табл. 5.7.

ТАБЛИЦА 5.7

Объемная теплоемкость и теплопроводность горных пород различной влажности

Горная порода	Объемная теплоемкость (тыс. Дж/(м <sup>3</sup> ·К) при объемной влажности, %				Теплопроводность, Вт/(м·К)	
	0	20	50	100	сухие породы	породы, насыщенные водой
Песок	1466,5	1676,0	2011,2	2639,7	0,113	0,460
Глина	1089,4	1508,4	2262,6	3771,0	0,138	0,879
Торф	838,0	1340,8	2346,4	3938,6	0,193	1,633

Для сухих горных пород ( $W_0=0$ ) значения  $c_p$  наименьшие, причем чем больше пористость  $P$  (например, торф), тем меньше  $c_p$ . По мере замещения воздуха водой в порах горных пород их теплоемкость увеличивается. Это означает, что увлажнение горных пород ведет к более медленному их нагреванию, чем в сухом состоянии.

Средняя теплоемкость Земли в первом приближении может быть оценена следующим образом. Массы основных внутренних геосфер составляют: для земной коры ( $m_c$ )  $2,6 \cdot 10^{22}$  кг, мантии ( $m_m$ )  $4,0 \cdot 10^{24}$  кг, внешнего ядра  $1,85 \cdot 10^{24}$  кг и внутреннего ядра  $9,7 \cdot 10^{22}$  кг ( $m_n = 2 \cdot 10^{24}$  кг). Удельная теплоемкость этих геосфер  $c_{уд}$  может быть принята равной для силикатной оболочки  $1,26 \cdot 10^6$  Дж/(кг·К), для ядра Земли — в 3 раза меньшей ( $0,42 \cdot 10^6$  Дж/(кг·К)). Тогда средняя теплоемкость Земли будет равна сумме  $c_{уд}$  всех оболочек, т. е. составит около  $5,9 \times 10^{30}$  Дж/(кг·К).

Теплопроводность горных пород  $\lambda$  характеризует количество теплоты, проходящей через единицу поверхности в единицу времени при вертикальном градиенте температуры 1 К/см. Величина  $\lambda$  в СИ измеряется в Вт/(м·К).

Значения  $\lambda$  для различных горных пород и их составляющих неодинаковы. Например, для воздуха  $\lambda=0,021$  Вт/(м·К), для воды 0,586 Вт/(м·К); для песчаника  $\lambda$  изменяется от 1,0 до 12,85 Вт/(м·К), для известняка составляет 1,67 Вт/(м·К) и более. Так как  $\lambda$  воды больше  $\lambda$  воздуха, то увеличение влажности горных пород сопровождается ростом их теплопроводности в несколько раз (табл. 5.7).



Температуропроводность горных пород  $K_t$  показывает повышение температуры единичного их объема при тепловом потоке, равном  $\lambda$ , в единицу времени. Величина  $K_t = \lambda/c_p$  фактически характеризует скорость выравнивания температуры по направлению теплового потока.

Для различных составляющих горных пород и в целом для пород различного состава значения  $K_t$  изменяются в широких пределах. Так, для воздуха  $K_t = 16 \cdot 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с, для воды  $13 \cdot 10^{-10}$  м<sup>2</sup>/с; у мелкого песка температуропроводность выше и изменяется от  $28,7 \cdot 10^{-8}$  до  $32,6 \cdot 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с, для крупного песка составляет  $(35,2 \dots 51,2) \cdot 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с. Меньшие значения  $K_t$  у воды по сравнению с воздухом обуславливают то, что повышение влажности горных пород сопровождается снижением их температуропроводности. Это означает, что во влажных горных породах выравнивание температуры по направлению теплового потока идет медленнее, чем в сухих. Для Земли в целом характерным значением  $K_t$  является  $50 \cdot 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с.

Рассмотренные тепловые характеристики горных пород в значительной мере определяют их температуру  $\theta_r$  в каждый момент времени  $t$ . Чтобы уметь определять  $\theta_r$  как функцию координат глубины  $z$  и времени  $t$ , т. е.  $\theta_r = f(z, t)$ , необходимо рассмотреть процесс теплопередачи в горных породах.

### 5.3.1.2. Теплопередача в горных породах

В земной коре теплопередача происходит за счет различных одновременно действующих процессов. К ним относятся молекулярная теплопроводность, излучение, конвекция, перенос тепла паром и капиллярный теплоперенос. Каждый из этих процессов имеет преобладающее значение лишь при определенных условиях. Так, для конвекционного теплопереноса необходимо наличие в горных породах крупных воздушных пор и перепадов температуры. Теплопередача излучением имеет определенный вес при высокой температуре (более 50 °С) пород с крупными порами. Молекулярная теплопроводность, т. е. передача тепла от одной твердой частицы к другой в местах их контакта, является основным механизмом теплопередачи во всех трехфазных средах. Такая теплопередача происходит как конвективным путем между твердыми частицами, так и через разделяющую их среду (воздух, вода или воздух плюс вода).

Рассмотрим теплопередачу путем молекулярной теплопроводности через единичную площадку. Выделим на ней два близких уровня  $z$  и  $z+dz$ , температура горной породы на которых  $\theta_r$  и  $\theta_r+d\theta_r$ . В выделенном объеме передача тепла будет происходить от уровня с большей температурой к уровню с меньшей. Тогда количество теплоты  $q$ , которое будет проходить через выделенную единичную площадку в единицу времени, будет равно  $\lambda$  при условии, что вертикальный градиент  $\partial\theta_r/\partial z = 1$ :

$$q = -\lambda \partial\theta_r/\partial z. \quad (5.32)$$

В выделенном объеме горной породы оставшееся количество теплоты будет равно  $q - (q + dq) = -dq$ . С учетом выражения (5.32) полное изменение этого оставшегося количества теплоты можно представить в виде

$$-dq = -\frac{\partial q}{\partial z} dz = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial \theta_r}{\partial z} \right) dz. \quad (5.33)$$

Это же количество теплоты в рассматриваемом объеме можно получить иным путем. Зная изменение температуры горной породы во времени  $\partial \theta_r / \partial t$  и ее объемную теплоемкость  $c_p$ , получаем

$$-dq = \frac{\partial \theta_r}{\partial t} c_p dz. \quad (5.34)$$

Тогда с учетом выражений (5.33) и (5.34) можно записать, что

$$c_p \frac{\partial \theta_r}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial \theta_r}{\partial z} \right). \quad (5.35)$$

Уравнение (5.35) носит название уравнения теплопроводности (уравнения Фурье). Его решение, как правило, затрудняется почти полным отсутствием данных о виде зависимости параметров  $c_p$  и  $\lambda$  от глубины. Если принять  $c_p$  постоянной, то уравнение (5.35) примет вид

$$\frac{\partial \theta_r}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_t \frac{\partial \theta_r}{\partial z} \right). \quad (5.36)$$

Если принять значения  $c_p$  и  $\lambda$  постоянными, то уравнение теплопроводности можно записать в виде

$$\frac{\partial \theta_r}{\partial t} = K_t \frac{\partial^2 \theta_r}{\partial z^2}. \quad (5.37)$$

Получаемые решения уравнений (5.36) и (5.37) и предлагаемые на этой основе схемы по определению температуры горных пород в любой точке и в любой момент времени приводят к значительным расхождениям измеренных и рассчитанных  $\theta_r$ . В то же время отдельные исследования (В. В. Романов, С. А. Чечкин, И. Л. Калужный и К. К. Павлова и др.) связи водных и тепловых свойств некоторых почв позволяют осуществлять решение уравнения (5.35) с учетом изменчивости параметров  $c_p$  и  $\lambda$ , т. е. с учетом зависимостей  $c_p = f(x, y, z, t)$  и  $\lambda = f(x, y, z, t)$ . При этом допускается, что изменения  $c_p$  и  $\lambda$  функционально связаны с колебаниями влагосодержания горной породы. Каждый случай того или иного распределения влажности  $W_a(x, y, z, t)$  и температуры  $\theta_r(x, y, z, t)$  приведет к определенному пространственно-временному изменению тепловых характеристик  $c_p$  и  $\lambda$ . Поэтому анализ и учет теплопередачи в верхней толще земной коры, имеющие целью определение поля температуры  $\theta_r(x, y, z, t)$ , должны выполняться путем решения не уравнений (5.36) или (5.37), а уравнения теплопроводности с переменным значением теплопроводности.

Анализ и учет теплопередачи с помощью уравнения (5.35) можно осуществлять лишь для случаев, когда тепловой поток

проходит через не изолированную снежным покровом земную поверхность. При теплоизоляции поверхности земной коры снегом высотой более 8—10 см решение уравнения (5.35) должно выполняться с учетом ослабления теплового потока в снежном покрове. Тогда это уравнение необходимо записать как для трехслойной задачи (снег—мерзлая и талая горная порода), исследования решения которой продолжаются с использованием ЭВМ.

### 5.3.2. Основные источники тепла

Тепловое состояние поверхности Земли формируется за счет внешних и внутренних источников тепла. Исследованиями установлено, что около 99,5 % всего тепла поверхностного слоя Земли имеет внешнее, главным образом солнечное, происхождение. Другие внешние источники (за счет приливного трения в системе Земля—Луна, космических лучей высоких энергий и космических катастроф, изменения мировой постоянной гравитации и т. п.) не имеют существенного значения, и поэтому в дальнейшем их объяснения здесь приводить не будем.

Солнце излучает равномерно во все стороны световую энергию общей мощностью  $3,83 \cdot 10^{26}$  Вт, из которой на Землю поступают  $1,75 \cdot 10^{17}$  Вт в год. Это означает, что каждый  $1 \text{ см}^2$  земной поверхности получает 8,38 Дж тепла в 1 мин (так называемая солнечная постоянная). Солнечное излучение частично отражается поверхностью Земли в космос. Количество отраженной солнечной радиации, выраженное в долях или процентах поступающей радиации, называется *альбедо*. Его значения изменяются в широких пределах (табл. 5.8).

ТАБЛИЦА 5.8

Альбедо естественных поверхностей (по В. Л. Гаевскому и М. И. Будыко)

Поверхность	Альбедо	Поверхность	Альбедо
Снег и лед		Поля, луга, тундра	
Снег:		Поля:	
свежий сухой	0,80—0,90	ржи и пшеницы	0,10—0,25
чистый влажный	0,60—0,70	картофельные	0,15—0,25
загрязненный	0,40—0,50	хлопковые	0,20—0,25
Морской лед	0,30—0,40	Луга	0,15—0,25
Обнаженная почва		Сухая степь	0,20—0,30
Почвы:		Тундра	0,15—0,20
темные	0,05—0,15	Древесная растительность	
влажные серые	0,10—0,20	Леса:	
сухие глинистые или серые	0,20—0,45	хвойные	0,10—0,15
сухие светлые песчаные	0,25—0,45	лиственные	0,15—0,20

Альbedo водной поверхности зависит от угла падения солнечных лучей: по мере поднятия Солнца над горизонтом альbedo водной поверхности уменьшается. Так, при восходе Солнца (угол падения его лучей  $4-5^\circ$ ) альbedo поверхности воды составляет 0,35, при угле  $45^\circ$  отражение солнечной радиации сокращается до 0,05, в случае нахождения Солнца в зените — составляет 0,02. Поэтому альbedo свободной ото льда поверхности морей и океанов меньше альbedo материков. Для Земли в целом до последнего времени альbedo принималось равным 0,30—0,40. Измерение с ИСЗ позволяют считать альbedo всей Земли равным 0,28.

Внутренние источники тепла Земли и их вклад в общее ее тепловое состояние продолжают изучаться. Большинство ученых к числу таких источников относят тепло распада радиоактивных элементов, гравитационной дифференциации вещества Земли (остаточное тепло), тепло ее адиабатического сжатия (гравитационное тепло), тепло химических реакций в горных породах. Из всех этих источников к основным относят радиоактивное и остаточное тепло. Об этом можно судить по вкладу, например, радиоактивного тепла в общий тепловой поток из земных недр.

Тепловой поток из земных недр  $q$  может быть определен по зависимости (5.32) или путем непосредственных измерений. В первом случае необходимо иметь данные о вертикальном градиенте температуры или интенсивности нарастания температуры  $\theta_r$  в глубь Земли  $d\theta_r/dz$ , а также о теплопроводности горных пород, слагающих скважину или шахту, где измеряется температура  $\theta_r$ . По данным 7000 натуральных определений  $q$  в различных зонах материков и Мирового океана (на 1982 г.), средняя плотность теплового потока из земных недр через всю поверхность Земли составляет около  $(3,14 \dots 3,26) \cdot 10^{13}$  Вт, или около  $0,063$  Вт/м<sup>2</sup>, изменяясь от  $0,33$  Вт/м<sup>2</sup> под срединно-океаническими хребтами до  $0,046$  Вт/м<sup>2</sup> под глубоководными впадинами. В целом значения непрерывного теплового потока из земных недр определяются близостью и мощностью источника тепла и теплопроводностью горных пород. Как правило, значения  $q$  велики в вулканических и геотермальных областях и зависят от возраста горных пород: чем старше породы, тем меньше тепловой поток. Обнаружена его связь с геологическим строением региона: чем раньше закончились магматические процессы, связанные с формированием региона (орогенез), тем меньше современный тепловой поток. На общем фоне этой связи имеются локальные отклонения. Так, они наблюдаются над Срединно-Атлантическим хребтом, где, по представлению ряда исследователей, имеются локализованные источники тепла, аналогичные вулканическим областям на материках и островах. Наблюдаемые значения  $q$ , по В. Н. Жаркову, изменяются в среднем от  $0,59$  Вт/м<sup>2</sup> на континентах до  $0,063$  Вт/м<sup>2</sup> на морском дне. Это означает, что поверхностный слой Земли от Солнца получает тепла примерно в 6 тыс. раз больше, чем из земных недр.

*Количество теплоты, выделяемое при распаде радиоактивных элементов, очень велико. Так, 1 г урана отдает  $3,8 \cdot 10^3$  Дж, 1 г тория  $1,36 \cdot 10^3$  Дж. Если учесть общее содержание радиоактивных элементов (например, урана, радия, тория, калия, рубидия и др.) в земной коре и верхней мантии до глубины 90 км, то средний тепловой поток при распаде радиоактивных элементов в 2—2,5 раза больше современного теплового потока из земных недр и составляет около  $7 \cdot 10^{13}$  Вт.*

*Остаточное количество теплоты, выделившейся при гравитационной дифференциации вещества Земли, тесно связано с историей развития Земли. Академик А. П. Виноградов показал, что зонное плавление вещества является основным механизмом образования геосфер из первично холодной материи. В ходе этого сложного физико-химического процесса более легкоплавкие вещества, например оксиды кремния и магния, поднимаются из глубин Земли к ее поверхности. Более тугоплавкие и тяжелые компоненты, такие, как оксиды железа с серой, диффундируют в нижние внутренние слои. В ходе этого процесса происходит перераспределение потенциальной и кинетической энергии между поднимающимися вверх легкими и опускающимися вниз тяжелыми компонентами и выделение энергии при физико-химических превращениях вещества. По подсчетам советских и зарубежных ученых, процессы гравитационной дифференциации Земли дают примерно такое же количество тепла, как и распад радиоактивных элементов.*

### 5.3.3. Термическая зональность земных недр

Материалы непосредственных измерений и косвенные данные (выход горячих подземных источников или термальных вод, излияние жидких лав вулканов и др.) позволяют считать земную кору и земные недра термически неоднородными. Во внутренних геосферах можно выделить две зоны, различающиеся источниками генерации тепла и как следствие этого — изменениями температуры во времени и пространстве (особенно с глубиной). Верхняя зона земной коры носит название *гелиотермической*; глубже располагается *геотермическая зона* (зона геотермического градиента).

Рассмотрим характеристики этих зон. В первой из них режим температуры определяется в основном влиянием солнечного тепла. Поскольку поступление этой радиации на Землю имеет суточный, годовой и вековой ход, то температура горных пород  $\theta_r$  изменяется в течение суток, сезонов года и в многолетнем периоде. В зависимости от амплитуды колебаний  $\theta_r$  и вертикального профиля  $\theta_r$  в гелиотермической зоне выделяют два слоя. Поверхностный слой земной коры до глубины 1,0—1,5 м носит название *слоя суточных колебаний температуры*, на поверхности которого ход  $\theta_r$  практически соответствует суточному ходу солнечной радиации и излучения земной поверхности. При этом на земной поверхности

наблюдается один максимум (около 13 ч) и один минимум (перед восходом Солнца) температуры. В светлое время суток наиболее нагретой является земная поверхность, с глубиной значения  $\theta_r$  уменьшаются. Ночью наиболее охлаждена поверхность почвы, с глубиной отмечается относительный рост  $\theta_r$ . Поэтому наибольших значений амплитуда суточных колебаний температуры  $A(\theta_r)$  достигает на земной поверхности, с глубиной амплитуда  $A(\theta_r)$  уменьшается (табл. 5.9).

ТАБЛИЦА 5.9

Суточные колебания температуры почвы в Павловске (Ленинградская область) в среднем за год (по С. И. Костину)

Глубина, см	Амплитуда, °С	Время наступления, ч	
		максимума	минимума
Поверхность почвы	14,1	13,2	3,4
20	2,7	18,2	8,1
40	1,0	23,7	12,8
80	0,2	7,0	19,0

Уменьшение  $A(\theta_r)$  с глубиной связано с тем, что большая часть тепла поглощается верхними слоями, и поэтому поток солнечного тепла вглубь ослабевает. При этом значения  $A(\theta_r)$  горных пород на различных глубинах неодинаковы и обусловлены их тепловыми свойствами. В горных породах с высокой теплопроводностью  $K_t$  на поверхности амплитуда  $A(\theta_r)$  меньше, чем это характерно для пород с малой теплопроводностью. С глубиной значения  $A(\theta_r)$  уменьшаются больше в горных породах с низкой теплопроводностью, чем в породах с высокими значениями  $K_t$  (табл. 5.10).

Ниже слоя суточных колебаний температуры располагается слой годовых колебаний температуры, в пределах большей части которого ход  $\theta_r$  практически соответствует годовому ходу солнечной радиации и излучения земной поверхности. Годовой ход  $\theta_r$  поверхности земной коры обычно характеризуется в умеренных широтах одним максимумом (июль—август) и одним минимумом (январь—февраль). Амплитуда годовых колебаний  $\theta_r$  на поверх-

ТАБЛИЦА 5.10

Амплитуда колебаний температуры пород летом (60° с. ш.), °С (по П. Н. Тверскому)

Глубина, см	Гранит	Песок	Торф
Поверхность почвы	20,3	34,5	21,4
60	1,3	0,1	0,1

ности земной коры в умеренных широтах примерно одинакова и составляет 29—31 °С. С глубиной она уменьшается, а время наступления экстремальных значений  $\theta_r$  запаздывает в среднем на 20—30 сут на каждый метр глубины. С глубиной значения  $\theta_r$  в отдельные сезоны года изменяются неодинаково из-за различия ее хода на разных глубинах. Летом с глубиной  $\theta_r$  понижается, зимой повышается. В переходные сезоны года вертикальный профиль  $\theta_r$  имеет свои особенности. На определенной для данного района глубине осенью располагается слой с более высокой, а весной с более низкой температурой, чем это характерно для вышележающих и нижерасположенных слоев.

Основные закономерности распространения колебаний температуры в гелиотермической зоне были впервые сформулированы Фурье в его работе «Аналитическая теория тепла» (1822 г.) в виде четырех положений: период колебаний температуры остается неизменным на всех глубинах (в течение суток, года); амплитуды колебаний температуры  $A(\theta_r)$  уменьшаются с глубиной; при росте глубины в арифметической прогрессии амплитуда  $A(\theta_r)$  уменьшается в геометрической прогрессии и на некоторой глубине затухает; время наступления экстремальной температуры с глубиной запаздывает пропорционально глубине; глубины постоянной суточной и годовой температуры относятся как корни квадратные из периодов колебаний.

По Фурье, глубина проникновения годовых колебаний  $\theta_r$  должна примерно в 19 раз превышать глубину распространения суточных изменений  $\theta_r$ . В действительности это различие значительно больше.

Нижняя граница слоя годовых колебаний температуры является сложной функцией амплитуды  $A(\theta_r)$ , водно-тепловых свойств горных пород, рельефа земной поверхности и ряда других физико-географических (растительность, снежный покров, экспозиция склонов и т. д.) и геологических (вулканизм, тектонические движения земной коры, возраст горных пород, их радиоактивность и т. д.) факторов. Например, чем больше  $A(\theta_r)$  и выше теплопроводность горных пород, тем глубже расположена нижняя граница слоя годовых колебаний  $\theta_r$ . При прочих равных условиях минимальная глубина этой границы характерна для районов с морским и особенно с тропическим климатом, максимальная — для регионов с континентальным климатом. В среднем для всего земного шара годовые колебания температуры распространяются до глубины 10—12 м в тропиках и 42—45 м в высоких широтах, в СССР — до 10—40 м. На этих глубинах  $\theta_r$  обнаруживает лишь многолетние и вековые колебания, но в течение года она остается постоянной. Поэтому глубины с  $\theta_r = \text{const}$  называются *поясом постоянной годовой температуры*, равной средней годовой температуре воздуха на земной поверхности в данном районе. Например, в Москве такой пояс (4,2 °С) наблюдается на глубине 20 м, в Париже (11,83 °С) он глубже (28 м), в Якутске постоянная температура (—2 °С) отмечается на глубине около 10 м.

Геотермическая зона характеризуется постоянством значений  $\theta_r$  во времени и ее ростом с глубиной. Вертикальный профиль температуры и тепловой поток в этой зоне очень близки к распределению внутренних источников тепла. По исследованиям И. Д. Дергунова, около 50 % поверхностного теплового потока генерируется в верхнем 100-километровом слое, 25 % — на глубине 100—200 км, 15 % — в слое 200—300 км, 8 % — в слое 300—400 км. Это означает, что наибольшие изменения  $\theta_r$  с глубиной должны происходить в верхнем 300-километровом слое.

В качестве количественной характеристики нарастания температуры с глубиной во внутренних геосферах ниже пояса постоянной температуры принято использовать *геотермический градиент*  $\gamma_r$ , под которым понимают повышение температуры в градусах при углублении в земные недра на каждые 100 м. Другой характеристикой повышения  $\theta_r$  при углублении в земные недра принято считать *геотермическую ступень*  $\gamma'_r = 1/\gamma_r$ , под которой понимают расстояние в метрах, на которое надо углубиться в Землю в данном районе, чтобы температура горных пород  $\theta_r$  повысилась на 1 °С.

Значения  $\gamma_r$  и  $\gamma'_r$  изменяются в широких пределах (табл. 5.11), определяемых теплопроводностью, характером залегания и химическим составом горных пород, геологическим строением района, движением подземных вод, гидрохимическими процессами, близостью или удаленностью вулканических очагов, радиоактивных элементов и энергетической насыщенностью рассматриваемой области.

По данным ряда советских и зарубежных ученых, значение  $\gamma_r$  может изменяться от 0,5 до 25 °С на каждые 100 м глубины. Известны случаи, когда повышение  $\theta_r$  на 1 °С происходит при

ТАБЛИЦА 5.11

Средние значения геотермической ступени и геотермического градиента

Страна, район	Геотермическая ступень, м/°С	Геотермический градиент, °С/100 м
СССР:		
Архангельск	10,0	10,0
Грозненский район	12,0	8,33
Ленинград	19,6	5,10
Дагестан	21,4	4,67
Баку	26,0	3,84
Донбасс	32,2	3,11
Харьков	37,7	2,65
Москва	38,4	2,60
Кривой Рог	112,5	0,89
США, Гресс-Валлей	116,3	0,86
Африка, Витватерсранд	66,6	1,50
Япония, Эчиго	34,5	2,9
Южная Австралия	9,2	10,9



углублении на 2—3 м (по И. М. Дворову). На Камчатке, например, на глубине 400—500 м температура достигает 150—200 °С и более. В то же время в районе распространения многолетнемерзлых пород, например в нижнем течении р. Мархи (приток р. Вилюя), на глубине 1800 м температура составляет всего 3,6 °С. Это означает, что здесь  $\gamma'_r \approx 500$  м/°С. В Северном Предуралье, на Урале и в Зауралье на глубине 1500—3000 м температура достигает 50—60 °С, в Узбекистане — более 100 °С, а в земных недрах Восточной Сибири на глубине 3000 м отмечена температура 70—80 °С; при бурении Кольской сверхглубокой скважины на глубине 7000 м значение  $\theta_r$  оказалось на 60—70 °С выше рассчитанного и составило 120 °С. В США значение  $\gamma'_r$  в верхних слоях земной коры изменяется от 7 до 138 м/°С, в Западной Европе — от 28 до 36 м/°С.

Из этих данных и табл. 5.11 следует, что значение  $\gamma'_r$  существенно изменяется в пределах сравнительно небольших территорий и тем более материков. В то же время обнаруживается некоторая закономерность: значение  $\gamma'_r$  растет по мере удаления от современных областей молодой тектонической активности. В этих областях или вблизи от них  $\gamma'_r = 20 \dots 30$  м/°С, на равнинах увеличивается до 35—80 м/°С и более в зависимости от возраста платформы. В среднем для доступных измерению глубин осадочных пород значение  $\gamma'_r$  принимается равным 33 м/°С, средний геотермический градиент — равным 3 °С на каждые 100 м глубины.

Такая интенсивность роста  $\theta_r$  с глубиной сохраняется лишь в верхней части земной коры до глубин 15—20 км. В этой зоне на любой глубине ниже пояса постоянной температуры значение  $\theta_r$  приближенно может быть оценено по формуле

$$\theta_r(z) = \bar{\theta}_s + (z + z')/\gamma'_r, \quad (5.38)$$

где  $\bar{\theta}_s$  — средняя годовая температура воздуха вблизи земной поверхности;  $z$  и  $z'$  — соответственно глубина, для которой определяется значение  $\theta_r$ , и глубина слоя постоянной годовой температуры, м;  $\gamma'_r$  — геотермическая ступень, м.

Анализ измеренных значений  $\theta_r$  верхних слоев земной коры позволяет заключить, что изотермические поверхности внутри осадочного слоя повторяют рельеф поверхности кристаллического щита. Это означает, что значение  $\gamma'_r$  над выступами кристаллического фундамента растет, а над впадинами — понижается. Объяснением такой пространственной изменчивости температуры в поверхностном слое земной коры служит интенсивность ее движений и подобные же изменения теплопроводности горных пород. В областях поднятий более нагретые глубокие слои смещены вверх.

Глубже 15—20 км от земной поверхности интенсивность роста температуры с глубиной, по-видимому, уменьшается. Такое предположение основано на росте с глубиной теплопроводности веще-

ТАБЛИЦА 5.12

## Давление во внутренних частях Земли, ГПа

Автор	Глубина, м							
	50	420	670	800	1600	2885	3200	6370
В. Н. Жарков	—	14,1	23,9	—	—	135,4	—	363,2
С. В. Калесник	—	—	—	30	59	—	168	306
В. А. Магницкий	1,3	—	—	—	—	140	—	350

ства земных недр и на уменьшении концентрации радиоактивных элементов по мере продвижения в глубь Земли. В глубоких земных недрах под воздействием ультравысоких давлений (табл. 5.12) материал находится в состоянии исключительно высокого сжатия. В результате электронные оболочки атомов проникают друг в друга и вещество приобретает высокую теплопроводность и электрическую проводимость. Эти же условия способствуют низкой теплоемкости земного вещества, что определяет большее выравнивание температуры по вертикали, чем во внешней периферийной области, и ведет к росту  $\gamma_r$  с глубиной. Поэтому в глубинных слоях Земли для поддержания высокой температуры достаточно меньшего количества радиоактивного тепла, чем во внешних слоях.

Температура в мантии и ядре Земли с глубиной растет медленно. Так, по расчетам В. А. Магницкого, на глубине 100 км  $\theta_r = 1300^\circ\text{C}$ . Это подтверждается температурой лав, извергаемых вулканами с очагами на глубине 40—100 (мексиканские вулканы) и 60 км (камчатские вулканы). Измеренные значения тепловых потоков из земных недр позволяют считать, что температура верхней мантии составляет около  $1700\text{—}2000^\circ\text{C}$ . По А. В. Виноградову, температура вещества мантии на глубине 900—2700 км приближается к  $2500^\circ\text{C}$ . В более глубоких сферах Земли температура в значительной мере зависит от их состава. При допущении о железном составе внутреннего ядра с существенной примесью никеля расчеты показывают, что его температура около  $5000^\circ\text{C}$ .

Существуют и несколько иные точки зрения как на изменение температуры с глубиной в мантии и ядре Земли, так и на ее абсолютные значения. Так, по С. А. Любимовой, максимальная температура  $4000^\circ\text{C}$  характерна для нижней мантии на глубине от 2000 до 2500 км. Глубже температура понижается и в ядре составляет около  $2600^\circ\text{C}$ .

В целом температурное поле внутри Земли характеризуется большим постоянством. Это связано с относительно малой теплопроводностью вещества земных недр, небольшой скоростью их разогревания радиоактивным теплом и огромными расстояниями, которые тепловой поток должен пройти до выхода на земную поверхность. Общее остывание Земли идет медленно, оно харак-

терно, по В. Н. Жаркову [14], для верхнего 600—900-километрового слоя; глубже во всей мантии и ядре Земли распределение температуры изменено слабо оттоком тепла к земной поверхности. В настоящее время Земля в целом еще не находится в тепловом равновесии, предположение о котором противоречит современным геологическим данным — оно приводит к признанию тектонического покоя (прекращение процессов горообразования, магматизма, землетрясений, метаморфизма горных пород и т. д.). Соотношение потери и генерации тепла различное в отдельных регионах земной коры.

## Глава 6

### ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

#### 6.1. Основные понятия и определения

Все природные процессы и явления на Земле тесно связаны между собой. В целостном единстве находятся и все геосферы, взаимодействие которых состоит во взаимном обмене веществом, энергией и взаимном влиянии динамики их сред. В этом смысле воды Мирового океана и материков и атмосфера Земли и происходящие в них процессы не представляют исключения. Длительная история их совместного развития свидетельствует о больших и сложных взаимообусловленных изменениях как физико-химических характеристик геосфер, так и их водно-теплового режима, минерализации и химического состава. Значительная роль во всех этих изменениях принадлежит рельефу Земли.

Рельеф суши и океанического дна, как и земная кора в целом, находится в постоянном развитии и непрерывно меняется под воздействием самых разнообразных сил и факторов. Все природные процессы, способствующие формированию и развитию земной коры, в том числе и ее рельефа, называются *геологическими процессами*.

Геологические процессы разнообразны. Они различаются по целому ряду признаков, важное место среди которых занимают интенсивность, постоянство, распространенность и источники энергии. Есть геологические процессы, которые развиваются очень быстро, приводят к катастрофическим последствиям, но протекают не везде и не постоянно. К ним относятся, например, разрушительные землетрясения, мощные извержения вулканов, горные обвалы, снежные лавины, селевые потоки и т. п. Такие процессы обычно охватывают относительно небольшие территории и проявляются сравнительно редко. Вместе с этим большинство геологических

процессов протекают медленно, практически незаметно для человека, но непрерывно и повсеместно. Такие процессы за десятки и сотни миллионов лет существенно изменили рельеф Земли, ее внутреннее и внешнее строение. По существу эти медленные процессы определяют историю развития земной коры и планеты в целом. Источниками энергии геологических процессов являются: солнечная радиация, процессы гравитации, силовое взаимодействие Земли с Луной и Солнцем, осевое вращение Земли, тепло, выделяющееся при распаде радиоактивных веществ и других химических реакциях, при гравитационной дифференциации вещества Земли и др.

Все геологические процессы постоянно связаны между собой и представляют единый комплекс непрерывного преобразования лика Земли и ее строения. Но для удобства изучения все геологические процессы обычно делят на две большие группы в зависимости от источников энергии и зоны проявления. Одна группа включает внешние, или экзогенные (от греч. *ēxo* — вне и *genos* — происхождение), другая — внутренние, или эндогенные (от греч. *endon* — внутри и *genos* — происхождение) процессы.

*Экзогенные геологические процессы* протекают непосредственно на поверхности Земли и вблизи нее. Большинство источников энергии этих процессов находится вне пределов земной коры. По существу экзогенные процессы возникают в ходе взаимодействия земной коры с атмосферой, гидросферой и биосферой. Они изменяют верхнюю часть земной коры и включают в себя процессы выветривания, геологическую деятельность ветра, поверхностных текучих вод, озер, болот, ледников, подземных вод, многолетнемерзлых пород, вод морей и океанов.

Экзогенные процессы разрушают горные породы, переносят продукты выветривания на огромные расстояния, аккумулируют их и приводят к образованию осадочного слоя земной коры. Разрушительная, транспортирующая и аккумулятивная работа поверхностных текучих вод нарушает целостность земной поверхности в одних местах (путем создания овражно-балочной сети, русел рек и т. д.) и выравнивает ее рельеф — в других (заполнение понижений рельефа наносами рек и временных водотоков в прибрежной зоне). За счет действия гравитационных сил, ветра, поверхностных и подземных вод в океаны и моря выносятся огромное количество минеральных и органических веществ (осадки), которые заполняют впадины морского дна. При определенных условиях экзогенные процессы ведут к сглаживанию поверхности суши, выравниванию ее рельефа и океанического дна.

*Эндогенные геологические процессы* протекают в глубоких слоях земной коры и в верхней мантии под влиянием внутренней энергии Земли. К ним относятся интрузивный и эффузивный магматизм, тектонические движения земной коры, землетрясения и метаморфизм. Эти процессы происходят в условиях высоких температур и давлений и в конечном итоге создают земную кору, неровности рельефа в виде гор, крупных куполов, котловин и океа-

нических впадин, вулканических конусов, подводных горных хребтов и т. д. Ведущая роль в эндогенных процессах принадлежит тектоническим движениям. Именно они формируют крупные неровности рельефа земной коры, перемещают целые ее блоки, образуют глубокие разломы, прогибы и поднятия. В ходе тектонических движений участки суши могут стать дном моря и наоборот.

Экзогенные и эндогенные геологические процессы представляют собой яркий пример одного из основных законов марксистско-ленинской диалектики — закона борьбы противоположностей, так как эндогенные процессы создают земную кору, а экзогенные в конечном итоге ведут к сглаживанию рельефа материков и океанического дна. Оба эти процесса действуют всегда одновременно, и их взаимодействие есть движущая сила развития рельефа Земли.

Несмотря на противоположную направленность экзогенных и эндогенных процессов они взаимосвязаны и взаимообусловлены. Так, эффузивный магматизм и тектонические движения земной коры создают крупные положительные формы рельефа, поднимают земную поверхность материков выше уровня моря. Поднятия (вулканические конусы, горные массивы, купола подъема и т. п.) земной поверхности ведут к усилению экзогенных процессов. Например, при колебательных тектонических движениях образование куполов подъема ведет к усилению денудации, т. е. к разрушению и сносу продуктов разрушения горных пород, тем самым к еще большему нарушению целостности земной коры. Связанное с этим перемещение огромных масс горных пород из одних районов в другие может нарушить равновесие в распределении вещества в земной коре и в конечном итоге способствовать активизации тектонических движений.

## 6.2. Процессы выветривания

*Выветривание* — процесс физического разрушения и химического разложения минералов и горных пород под влиянием солнечного тепла, колебаний температуры воздуха, воды, живых организмов и некоторых атмосферных паров и газов. С выветриванием как с геологическим процессом связано разуплотнение и разрушение минералов и горных пород, формирование новых химических соединений, почв, полезных ископаемых и различных форм рельефа. Различают физическое и химическое выветривание. Оба вида выветривания взаимосвязаны, действуют совместно и одновременно, и только интенсивность проявления каждого из них неодинакова. Поэтому выветривание — единый процесс, в котором различают две стороны: физическую и химическую. Каждая из них зависит от климата, рельефа, продолжительности процесса, состава горных пород, их теплофизических свойств, прочности и других факторов.

*Физическое выветривание* представляет собой процесс, при котором разрыхление и раздробление горных пород и минералов происходит под влиянием суточных изменений температуры воздуха и замерзания воды в порах и трещинах горной породы. Это означает, что в физическом выветривании решающая роль принадлежит факторам, вызывающим механическое движение частиц породы, что ведет к нарушению взаимного сцепления ее составных частей. В зависимости от природы воздействующего фактора характер процесса разрушения горных пород при физическом выветривании будет каждый раз своим. Поэтому физическое выветривание принято подразделять на температурное и механическое.

*Температурное выветривание* является наиболее распространенным и происходит под воздействием колебаний температуры воздуха, вызывающих неравномерный нагрев и охлаждение поверхностного слоя горных пород. Это сопровождается многократным изменением объема зерен минералов, т. е. объемными деформациями. Причем из-за малой теплопроводности горных пород (см. гл. 5) верхний слой породы при нагревании становится теплее, чем тот, который лежит глубже, и, следовательно, увеличение его объема при нагревании больше сказывается в поверхностных частях, чем во внутренних. То же самое происходит при охлаждении. Сжатие горных пород (или их частей), вызванное охлаждением, распространяясь от поверхности в глубину, встречается с остаточным расширением от нагревания и тем самым еще больше способствует их разрушению. В том и другом случае важна не только и даже не столько амплитуда колебаний температуры, сколько интенсивность их изменения, так как чем быстрее следуют друг за другом сжатие и расширение породы и ее частей, тем скорее она разрушается. Поэтому в данном случае главным фактором разрушения пород являются не годовые, а суточные амплитуды колебаний температуры воздуха. Частая смена сжатия и расширения пород приводит к образованию в них трещин, обычно первоначально параллельных поверхности глыб пород. Поверхностный слой оказывается пронизанным огромной сетью взаимно пересекающихся трещин, раскалывающих его на обломки разного размера. Под действием силы тяжести, атмосферных осадков, ветра и других факторов обломки горных пород сносятся вниз, обнажая тем самым не затронутые разрушением поверхности породы, которые в дальнейшем также подвергаются выветриванию.

Рассмотренное выше температурное выветривание относится к случаям мономинеральных горных пород. Но в природе значительно больше пород многоминеральных (см. гл. 4), разрушение которых достигает больших размеров, чем в первом случае. Причиной служат различия в коэффициентах линейного и объемного расширения различных минералов. Так, например, коэффициент линейного расширения кварца равен 0,000310, роговой обманки — 0,000284, полевого шпата (ортоклаза) — 0,000170. Этот коэффициент в 2—3 раза меняется также в различных направлениях ми-

нерала. Поэтому даже в мономинеральных породах после кратковременных и резких колебаний температуры в течение продолжительного периода нарушается сцепление минеральных зерен, в результате чего порода растрескивается и распадается на отдельные обломки.

На интенсивность температурного выветривания влияет различие в окраске отдельных участков породы, более темные обычно нагреваются сильнее. Поэтому пестроокрашенные породы разрушаются быстрее и на большую глубину, чем одноцветные. Образовавшиеся температурные трещины с течением времени все глубже проникают в горную породу. Этому способствует периодическое увлажнение пород жидкими осадками. Особенно велика роль ливневых осадков в районах с жарким климатом. Здесь быстрое охлаждение пород, вызываемое ливнями, приводит к неравномерному сжатию их минералов и распаданию пород на обломки. Этому же благоприятствует многократное набухание и высыхание пород, в ходе которых силы сцепления между составляющими частицами уменьшаются. В целом температурное выветривание наблюдается почти во всех климатических зонах, но наиболее интенсивно оно протекает в регионах с большой сухостью воздуха и резкими контрастами температуры в течение суток и там, где отсутствует или слабо развита растительность. Иными словами, температурное выветривание более интенсивно в районах с резкоконтинентальным, арктическим и аридным климатами.

*Механическое выветривание* представляет собой разрушение горных пород под воздействием замерзающей воды, корней растений и т. п. Особенно сильным и быстрым разрушителем горных пород является вода, которая при замерзании увеличивает свой объем примерно на 9 %, что сопровождается огромным давлением на стенки трещин (около 87 МПа) и в результате — их расширением. Такое выветривание, называемое *морозным*, имеет большое значение там, где температура колеблется около точки замерзания воды — в полярных, субполярных странах, в высокогорных областях преимущественно в районе снеговой линии. Здесь нередко встречаются огромные пространства, сплошь покрытые обломками горных пород различных размеров.

В ходе физического выветривания монолитные породы становятся трещиноватыми, распадаются либо на составляющие их минералы, либо на обломки. Эти продукты или остаются на определенном сроке на месте разрушения пород (*каменные россыпи*), или под действием ряда факторов сносятся со склонов гор (*делювий*), иногда в виде массового падения обломков (*обвалы*), особенно в горных районах, на обрывистых берегах рек, озер и морей. Разрушая породы горных районов и береговых склонов, выветривание активно участвует в изменении рельефа материков.

*Химическое выветривание* — процесс разрушения минералов и горных пород под влиянием паров и газов атмосферы, органических кислот, под действием воды и биохимической деятель-

ности живых организмов. Оно протекает одновременно с физическим выветриванием, но его интенсивность усиливается по мере того, как исходная горная порода становится все более раздробленной. Его интенсивность зависит и от других факторов, среди которых важное место принадлежит рельефу местности, климату, химическому составу горных пород и длительности воздействия атмосферных агентов на породы. Так, например, наиболее благоприятными условиями для химического выветривания являются равнинный слабопересеченный рельеф, теплый и влажный климат. Это обусловлено тем, что поверхностные воды вместе с содержащимися в них химическими элементами, просачиваясь в горные породы, вызывают в них растворение, окисление, гидролиз и гидратацию (водонасыщение) минералов. В итоге на пути фильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод появляются зоны химически измененных пород. Иными словами, одной из особенностей химического выветривания является то, что оно не только разрушает породы, но и изменяет их минеральный состав. Этому способствуют растворяющие свойства воды, окисляющее действие кислорода и образование угольной кислоты при растворении  $\text{CO}_2$  в воде.

Зона от земной поверхности до уровня грунтовых вод, в которой особенно интенсивно происходит химическое выветривание, называется корой выветривания. Ее мощность для разных пород и природных условий неодинакова и колеблется от долей метра до 100 м и более в зависимости от климата и рельефа района, характера, интенсивности и длительности выветривания. Наибольшую мощность кора выветривания имеет в тропиках и субтропиках (Южная Америка, Африка, Австралия, Азия). Современная кора выветривания служит исходным материалом для образования качественно новых обломочных пород (галечники, гравий, песок и др.).

К последствиям процессов выветривания относится сильное дробление горных пород, которое в сочетании с воздействием атмосферы ведет к приобретению ими новых размеров и свойств. Хотя состав породы при физическом выветривании остается прежним, но она приобретает качества, которых не было в исходной плотной и цельной (сплошной) глыбе (проницаемость породы для воды и воздуха, увеличение ее свободной поверхности). Выветривание приводит также к образованию новых пород и форм рельефа земной поверхности. Оно является первопричиной образования почв и ведет к развитию ряда процессов в атмосфере. Так, раздробленные мелкие коллоидные частицы пород, поднимаемая в атмосферу, нарушают ее устойчивость и в известной мере вызывают осадки.

### **6.3. Ветровая деятельность на земной поверхности**

Атмосфера находится в непрерывном движении. Движение воздуха относительно земной поверхности, или *ветер*, порождает



ется неравномерным распределением атмосферного давления в горизонтальной плоскости (барический градиент). При наличии ветра в пограничном слое атмосферы существенное влияние на движение воздуха оказывают силы трения, отклоняющая сила вращения Земли и центробежная сила. Силы трения существенно зависят от характера подстилающей поверхности и формы ее рельефа. В то же время сама подстилающая поверхность, ее форма и рельеф в ряде случаев в определенной мере зависят от деятельности ветра.

Ветер совершает определенную и непрерывную работу: на море образует волны, в атмосфере переносит воздушные массы, вулканические продукты, различные примеси, на суше разрушает горные породы, выдувает из них пылеватые частицы и переносит их на огромные расстояния. Все виды этой работы ветра зависят от его скорости, продолжительности непрерывного действия в одном и том же направлении и ряда других параметров. Деятельность ветра в атмосфере и гидросфере изучается физикой атмосферы и гидрофизикой. Здесь же рассмотрим ветровую деятельность на поверхности суши, которая проявляется в различных климатических зонах. Особенно большая геологическая работа производится ветром в областях сухого и жаркого климата, где она выражается в разрушении горных пород, переносе пыли и песка и отложении (аккумуляции) продуктов разрушения. Все эти виды деятельности ветра представляют собой единый природный процесс, каждый из видов может преобладать то в одном, то в другом районе. Все связанные с деятельностью ветра отложения и формы рельефа называют *золотыми* (от греч. *Aiolos* — повелитель ветров).

*Разрушительная деятельность ветра* проявляется в выдувании пылеватых частиц и песчинок из продуктов физического выветривания и рыхлых пород. При этом разрушение имеет две стороны: выдувание (*ветровая эрозия*, или *дефляция*) и механическая обработка пород песчинками, или *обтачивание (корразия)*. В природе дефляция и корразия сопутствуют друг другу, проявляются вместе, и только от соотношения между ними зависит окончательный результат разрушения горных пород. Дефляция систематически проявляется в сухих степях, пустынях и горных районах, образуя на возвышенных местах глубокие котловины (*котлы выдувания*), в пустынях — непостоянных размеров удлиненные безводные котловины и золотые долины (*вади*). Вади широко распространены на платообразных возвышенностях пустынь Африки, Восточной Монголии и в других районах, где имеет место сочетание интенсивного выветривания, незначительного количества атмосферных осадков малой повторяемости и ветров большой силы. При слиянии вадей горные страны расчленяются на отдельные возвышенности, с течением времени вместо них образуются отдельные столбы (*останцы*). Нередко участки земной поверхности, подверженные интенсивной ветровой эрозии, постепенно превращаются в золотые бессточные котловины (*ванны выдува-*

ния). Их дно иногда заглубляется до 70—100 м ниже уровня океана (Ливийская пустыня, Сахара, Краснодарское и Мангышлакское плато и др.). Интенсивность дефляции достигает наибольших размеров при длительных ураганных ветрах — бурях, выдувающих почву вместе с посевами на огромных пространствах и несущих чернозем (черные бури), переносящих вместе с пылью песок (красные бури), разрушающих солончаковые и заглипсованные почвы (белые бури). В районах с гумидным климатом дефляция в виде черных бурь проявляется только в степных областях. Основными средствами борьбы с дефляцией, особенно с пыльными бурями, являются пылезащитные лесные полосы.

Корразия обычно проявляется в окрестностях гор и пустынь. Мелкие продукты выветривания при своем передвижении в приземном слое на высоте 2—3 м ударяются о скальные породы, разрушают их, сглаживают и обтачивают (полируют) поверхность, создают в них углубления различной формы и размеров (*ниши выдувания, золотые пещеры*). Такие углубления встречаются в предгорных районах Крыма, Кавказа, Тянь-Шаня, в Восточном Казахстане. Все это, в конечном итоге приводит к изменению формы рельефа через изменение очертаний и размера скал, отдельных вершин и т. п.

*Транспортная деятельность ветра* заключается в переносе продуктов выветривания, дефляции и корразии на различные расстояния. Перенос этих продуктов осуществляется либо во взвешенном состоянии в воздушном потоке, либо путем перекачивания по земной поверхности. В том и другом случае дальность переноса зависит от скорости ветра, формы рельефа, размеров продуктов выветривания и однородности воздушного потока. Так, ветер со скоростью 4,5—6,7 м/с перемещает только частицы не крупнее 0,25 мм в диаметре, при 11 м/с — не крупнее 1 мм; штормовые (20 м/с) и ураганные (более 30 м/с) ветры переносят камни до 3—4 и даже 8 см в поперечнике на расстояния от десятков метров до нескольких и даже сотен километров в зависимости от продолжительности воздействия ветра одного направления.

Транспортная деятельность ветра зависит не только от его скорости, но и от силы восходящих токов воздуха, поднимающих частицы горных пород на ту или иную высоту. Поэтому общая протяженность горизонтального переноса ветром частиц горных пород будет определяться скоростью ветра, силой восходящих токов воздуха и массой частиц. Очень мелкие частицы переносятся на огромные расстояния. Так, ураганные ветры в Сахаре (самум) уносят пыль на расстояние 2000—2500 км, она оседает над Атлантическим океаном, Русской равниной, Польшей, Данией, Уэльсом. В воздухе во взвешенном состоянии может содержаться до 100 млн т пыли и более. В юго-восточных Каракумах в среднем около 40—50 раз в году со стороны Афганистана дует так называемый афганец — ветер, переносящий такое огромное

количество пыли и песка, что Солнце в это время становится практически невидимым. Пыльные бури наблюдаются в пустынях всех материков, откуда пыль распространяется до морей и архипелагов.

*Аккумулятивная деятельность ветра* проявляется одновременно с выветриванием, дефляцией и корразией горных пород и переносом продуктов этих процессов на некоторое расстояние. В результате отложения этих продуктов образуются *золотые формы рельефа и золотые отложения*. Формы золотой аккумуляции отличаются большим разнообразием. В пустынях это *кучевые пески, барханы и барханные цепи, грядовые и бугристые пески*; во влажных районах (на побережьях морей, рек, крупных озер и на террасах рек) золотые формы рельефа носят названия *дюн и дюнных цепей*.

Образование золотых форм рельефа определяется рядом факторов. К их числу в пустынях относятся особенности первичного рельефа, количество сыпучего сухого песка, растительность, режим и направление ветра. На побережьях водных объектов золотой рельеф образуется при сильных ветрах, достаточном количестве песка и почти полном отсутствии растительности. Форма золотого рельефа в плане очень разнообразна. Одиночные барханы и дюны ориентированы перпендикулярно к направлению создающих их ветров (поперечная форма); барханные и дюнные цепи представляют собой вытянутые волнообразные валы, располагающиеся параллельными рядами обычно перпендикулярно к направлению господствующего ветра. По своему строению барханы и дюны различаются незначительно: наветренный склон имеет пологую ( $5-12^\circ$ ), падающую навстречу ветру поверхность; подветренный склон круче и его наклон определяется углом естественного откоса мелкозернистого песка ( $30-35^\circ$ ). Высота бархан и дюн над окружающей местностью достигает соответственно 15—20 и 30 м, барханных цепей — нередко 60—90 м, реже 300—500 м, дюнных волн — до 200 м. Расстояние между гребнями соседних барханных цепей может достигать 1600 м, длина — от сотен метров до 20 км. Эти формы рельефа двигаются по направлению господствующего ветра иногда со скоростью нескольких десятков метров в год. При этом барханы и барханные цепи могут иметь прогрессирующее поступательное движение; при смене направления господствующего ветра они испытывают только небольшие подвижки то в одну, то в другую сторону. Дюны и дюнные цепи двигаются в одном направлении — от берега в глубь материка.

В целом значение ветровой деятельности на земной поверхности огромно. Наиболее существенная ее роль сводится к изменению рельефа на огромных пространствах горных и предгорных регионов, а также на территориях, занятых сухими и влажными песками. Создаваемые ветром золотые формы рельефа имеют пространственно-временную изменчивость, в значительной мере соответствующую подобным изменениям ветра.

## 6.4. Воды суши, их геологическая деятельность и геофизическая роль

### 6.4.1. Основные характеристики водных объектов суши

К водным объектам суши относят реки, озера, болота, ледники и вечные снега. Они являются составной частью поверхностной гидросферы Земли. Суммарный объем воды в них относительно невелик — несколько более 2,5 % ее общего запаса в гидросфере, однако их геологическая деятельность и геофизическая роль огромны. Она определяется воздействием этих объектов на рельеф земной поверхности, переносом ими или аккумуляцией в них продуктов выветривания, тепла и влаги, влиянием на климат и погоду. Водные объекты — важная составная часть общего круговорота воды в природе, они являются одним из основных источников промышленного, сельскохозяйственного и питьевого водоснабжения. Все эти и некоторые другие положения свидетельствуют о важности учета вод этой части гидросферы в общепланетарном взаимодействии геосфер и их взаимном влиянии.

Водные объекты суши различаются целым рядом характеристик, условиями образования, пополнения водозапаса, географическим распространением и т. п. Но все они тесно связаны между собой и с атмосферой различными процессами и в первую очередь обменом водных масс. Основные характеристики водных объектов материков детально изучаются физикой вод суши (общей гидрологией). Здесь же рассмотрим лишь те, которые обуславливают основной вклад водных объектов в геологическую деятельность и их геофизическую роль.

Реки формируют свои водные массы под влиянием различных источников, основным из которых являются атмосферные осадки. Одни реки питаются непосредственно жидкими атмосферными осадками, выпадающими на поверхность суши и образующими поверхностный сток, другие вытекают из озер, болот, третьи образуются от таяния накопившегося за зиму снега. Талые воды ледников и вечных снегов также служат источником питания рек. Часть талых и дождевых вод просачивается в верхние слои земной поверхности и при определенных условиях дренируются реками. Все это означает, что жидкие атмосферные осадки, снежный покров, высокогорные снега и ледники и подземные воды составляют четыре основных источника питания рек.

Соотношение между этими источниками неодинаково как для одной и той же реки в течение года, так и для различных рек отдельных физико-географических районов. Оно определяется в основном такими климатическими условиями, как годовой режим атмосферных осадков и температуры воздуха. Определенная роль в формировании рек и речных систем принадлежит геологическому строению их водосборных площадей, почвам, растительности, озерности, заболоченности и хозяйственной деятель-

ности человека. Все это вместе с климатом и некоторыми внутренними процессами Земли определяет географическое распределение рек на земном шаре.

На Земле реки распределены крайне неравномерно. Это относится как к количественным показателям отдельных рек (длина, ширина, глубина, скорость течения, водность, извилистость и т. п.), направленности речных потоков, так и к густоте речной сети<sup>1</sup>. Например, *водность рек*, или количество воды в кубических метрах, проносимое реками за какой-либо промежуток времени (с, сут, месяц, год, ряд лет), изменяется в широких пределах: от единиц и даже долей кубического метра до нескольких десятков и сотен тысяч кубических метров в 1 с. В СССР самая многоводная река — это Енисей. Ее средний годовой расход в нижнем течении равен 19 800 м<sup>3</sup>/с. Самая многоводная река мира — Амазонка — в низовье имеет расход около 175 000 м<sup>3</sup>/с. *Густота речной сети* наибольших значений достигает в северных районах и в горах, наименьших — на юге и на равнинах. В пределах СССР густота изменяется от сотых долей километра до нескольких километров на 1 км<sup>2</sup>.

Большинство рек земного шара сбрасывают воды в Мировой океан. Лишь незначительная их часть стекает в так называемые *бессточные области*, т. е. области, не связанные через речные системы с Мировым океаном (наиболее значительная по площади бессточная область в СССР — Арало-Каспийская впадина). Весь земной шар можно разделить на два основных склона, по которым воды стекают в Мировой океан. Первый из них — Атлантический — занимает около 53 % суши. С него стекают воды в Атлантический и Северный Ледовитый океаны. Второй склон — Тихоокеанско-Индийский, на его долю приходится почти 47 % суши, по нему стекают воды в Тихий и Индийский океаны. Атлантический склон более богат поверхностными водами, чем Тихоокеанско-Индийский. Между этими основными склонами, или так называемыми основными покатостями земного шара, проходит *Главный*, или *Мировой водораздел*<sup>2</sup>. Он проходит от мыса Горн в Южной Америке через Анды и Кордильеры до Берингова пролива, далее в Евразию по Чукотскому хребту, Анадырскому плоскогорью, горным хребтам Гыдан, Джугджур, Становому, Яблоновому, затем через горные системы Центральной Азии, северную часть Аравийского полуострова, Восточную Африку.

*Озера* представляют собой водные объекты с замедленным водообменом. В отличие от рек вода в них редко находится в поступательном движении определенного направления. Обычно воды озер вовлекаются в разнообразные по направлению и глу-

<sup>1</sup> Густота речной сети представляет собой отношение суммы длин всех рек в километрах на данной площади, включая и пересыхающие временные водотоки, к размеру этой площади в квадратных километрах; измеряется в км/км<sup>2</sup>.

<sup>2</sup> Водораздел — граница или линия на земной поверхности, разделяющая сток атмосферных осадков по противоположно направленным склонам.

бине расположения течения, вызываемые действием гидрометеорологических факторов: ветра, притока с водосбора и стока из водоема, неоднородности плотности воды, изменения атмосферного давления и др.

Водная масса озера и его котловина представляют собой единое целое, хотя их происхождение связано с различными процессами. Одни озера были когда-то частью Мирового океана. Их водные массы носят следы единства с морскими водами, но во многих случаях они существенно преобразовались. Это так называемые *реликтовые*, или *остаточные*, озера (Каспийское, Ладожское, Онежское, Ильмень, Сайма, Ельмарен и др.). Водные массы других озер имеют наземное происхождение (речные и подземные воды, атмосферные осадки, конденсация водяных паров на поверхности озера). В озерах, несмотря на их различное происхождение, водные массы больше, чем в реках, различаются своей неоднородностью, особенно по вертикали.

В образовании озерных котловин принимают участие многие внешние и внутренние факторы. Наиболее существенную роль играют внутренние процессы, в результате действия которых образуются *тектонические* и *вулканические озерные котловины*. Самые крупные озерные котловины мира имеют тектоническое происхождение (Каспийское, Ладожское, Онежское, Ильмень, Байкал, Телецкое, Зайсан, Балхаш, Иссык-Куль, Великие американские озера, Танганьика, Ньяса). Они образовались в результате движений земной коры, их большие и глубокие котловины иногда сильно вытянуты в длину. Вулканические озерные котловины образуются в кратерах и кальдерах потухших вулканов (например, озера на о. Яве, оз. Большена), в углублениях на поверхности застывшего лавового потока, в долинах рек, перегороженных лавовым потоком (озера Армянского нагорья).

Из внешних факторов в образовании озерных котловин принимают участие вода, ледники, ветер, метеориты, живые организмы и человек. В результате, например, действия воды на земную поверхность образуются *водноэрозионные* и *водноаккумулятивные озера* в речных долинах, дельтах, на морских побережьях (озера-старицы, лагуны и лиманы, фиордовые озера), *провальные озера* (карстовые, термокарстовые, суффозионные) и некоторые другие. *Метеоритные озера* образуются в углублениях, связанных с падением метеоритов (оз. Каали в Эстонии), *ледниковые* — под влиянием воздействий на земную поверхность древних и современных ледников (озера Карелии, Финляндии, Тянь-Шаня и других горных районов).

Географическое распространение озер характеризуется большой неравномерностью. Это связано с тем, что эндогенные процессы образования озерных котловин — процессы азональные, т. е. распространяющиеся сразу на несколько географических зон. Однако источники питания озерных водных масс имеют зональный характер, в конечном итоге обусловленный климатом. Поэтому наблюдаемая неравномерность в распределении озер, ско-

рее, относится к некоторым их характеристикам (водность, соленость, проточность и т. д.), чем к общей озерности территории.

Из общей площади суши на долю озер приходится около 1,8 % поверхности материков, или почти 2,7 млн км<sup>2</sup>. Объем воды в них 230 тыс. км<sup>3</sup>. В то же время имеются районы, где озерам занято 10 % и более поверхности (Финляндия, озерный пояс Северной Америки, Карелия, Прибалтика, Кольский полуостров и др.). На Земле в целом больше всего озер в районах влажного климата, в областях крупных движений земной коры и распространения многолетнемерзлых пород. Обычно здесь озера полноводные, пресные и проточные. В сухих районах озер меньше, они здесь сравнительно маловодные, нередко соленые и почти бессточные.

*Болото* представляет собой участок территории с обильным застойным или слабopоточным увлажнением верхних горизонтов почвогрунтов. Для болот характерна специфическая растительность, приспособленная к обильному увлажнению и недостатку кислорода в почве, наличие процесса торфонакопления. В отличие от заболоченных земель на болотах толщина отложившегося торфа такова, что живые корни основной массы растений не достигают подстилающего минерального грунта.

По К. Е. Иванову, болота возникают путем заболачивания водоемов, а чаще всего — суши. Заболачивание суши есть следствие определенного сочетания физико-географических условий, способствующих замедленному стоку вод, аккумуляции их на земной поверхности и в почвогрунтах. Главнейшей чертой болотообразования является накопление органических отложений — торфа, которое может иметь место как на поверхности суши, так и в водоемах с застойной или слабopоточной водой. Необходимым условием торфообразования является преобладание ежегодного прироста новой органической массы над количеством ежегодно разлагающегося материала. Интенсивность этих двух процессов зависит от водного режима верхних горизонтов почвогрунтов и от температурного режима на поверхности суши и в верхних слоях земной коры. Совместное действие этих факторов в каждом районе создает благоприятные или неблагоприятные условия водного и теплового режима для процессов заболачивания.

По условиям питания, форме поверхности и составу растительности болота принято делить на низинные, переходные и верховые. *Низинные, или евтрофные, болота* располагаются в понижениях рельефа, на месте бывших озер и в поймах рек. Поверхность их плоская или ровная. Они питаются не только атмосферными осадками, но и стоком поверхностных вод с прилегающей территории, грунтовыми и речными водами. Низинные болота преобладают в областях с сухим климатом (плавни в дельтах Кубани, Терека, Днестра и других рек). Они также широко распространены в поймах крупных рек (болота Полесья, Мещерской низменности, Урала, Западной Сибири и т. д.). *Верховые, или олиготрофные, болота* преобладают в районах с влаж-

ным климатом. Они располагаются на водораздельных пространствах, поверхность их выпуклая. Основными источниками питания являются атмосферные осадки. *Переходные, или мезотрофные, болота* по большинству показателей (характер растительности, степень минерализации питающих их вод, условия торфообразования, микрорельеф и т. д.) занимают промежуточное положение между низменными и верховыми.

Общая площадь болот на земном шаре точно не известна. Н. Я. Кацем площадь болот и заболоченных земель оценивается не менее чем в 3,5 млн км<sup>2</sup>, что составляет около 2,4 % всей суши. Больше всего их в Азии (около 50 %), много в Европе (почти 20 %) и Америке (примерно 18 %). На других материках болота имеют ограниченное распространение. В СССР общая площадь болот составляет около 2,1 млн км<sup>2</sup>, что соответствует примерно 9,5 % всей территории страны.

Географическое распространение болот подчинено определенной закономерности, тесно связанной с соотношением элементов водного баланса. Чем больше выпадает осадков и меньше испарение, тем больше при прочих равных условиях заболоченность территории. Так как осадкам и испарению свойственна зональность, то и в распространении болот имеется определенная климатическая зональность. Это означает, что каждой географической зоне присуща определенная степень заболоченности. Наиболее благоприятны условия для образования болот в лесной зоне. Здесь сосредоточена основная их масса, и заболоченность территорий, например, в пределах СССР колеблется от 10—12 % на востоке европейской части СССР, 30—35 % в Карелии и Полесье до 70 % на Западно-Сибирской равнине. К северу и югу от этой зоны заболоченность уменьшается: более медленно при переходе к тундре и заметно интенсивнее — к лесостепной зоне. Для тундры характерны так называемые бугристые болота, распространенность которых уменьшается с запада на восток. В лесостепной зоне преобладают низинные болота, общая площадь которых не превышает 3—5 % территории. Для степных, полупустынных районов болота не являются характерным ландшафтом, здесь они встречаются лишь иногда в поймах крупных рек. Всего в болотах Земли сосредоточено 11,5 тыс. км<sup>3</sup> воды.

Из всех водных объектов суши ледники занимают наибольшую площадь — более 16,0 млн км<sup>2</sup>, или свыше 10,7 % поверхности суши. Их распределение по земному шару очень неравномерное: свыше 98 % всей площади ледников приходится на полярные страны (табл. 6.1).

Ледники образуются в определенных высотных зонах Земли, окаймленных так называемыми нижней и верхней границами нулевого баланса твердых атмосферных осадков<sup>1</sup>. Формирование

<sup>1</sup> Область нулевого баланса (равновесия) твердых атмосферных осадков характеризуется тем, что приход снега здесь больше его расхода; внутри области возможно непрерывное накопление снега.



ТАБЛИЦА 6.1

## Современное оледенение земного шара (по С. В. Калеснику)

Материк, район	Площадь ледников, км <sup>2</sup>	Материк, район	Площадь ледников, км <sup>2</sup>
Арктика	2 083 438	Европа	8 655
В том числе острова:		В том числе:	
Гренландия	1 802 600	Пиренеи	30
Канадский архипелаг	155 000	Альпы	3 600
Шпицберген	58 000	Скандинавия	5 000
Ян-Майен	117	Урал	25
Исландия	11 785	Азия	114 147
Новая Земля	23 900	В том числе:	
Земля Франца-Иосифа	14 360	Кавказ	1 800
Северная Земля	16 908	Сибирь	477
Прочие	768	Корякское нагорье	180
Северная Америка	67 661	Камчатка	866
Южная Америка	25 000	Алтай и Саяны	914
Африка	23	Иранское нагорье и Малая Азия	100
Океания	1 015	Тянь-Шань и Памир	20 375
Антарктида	13 204 000	Гиндукуш, Каракорум и Гималаи	57 285
В том числе острова	4 000	Тибетское нагорье	32 150

ледника начинается с момента, когда тот или иной участок местности оказывается выше нижней границы нулевого баланса. При этом участок должен быть удобным для накопления снега (полюе слабовыпуклые формы рельефа, горизонтальные площадки). Систематически накапливающийся снег под влиянием давления вышележащих пластов, процессов таяния и замерзания уплотняется, превращается в фирн. Фирн переходит в фирновый лед и в дальнейшем в собственно ледниковый, кристаллический лед.

Ледники отличаются большим разнообразием в зависимости от их размера, формы поверхности, места образования, направления и особенностей движения льда и т. п. Основными типами ледников являются материковые (ледниковые щиты) и горные. *Материковые ледники* являются преобладающими по площади, имеют полого-выпуклую форму, не зависящую от рельефа местности. Движение льда происходит от центра ледника по расходящимся линиям со скоростью в десятки и сотни метров в год. Скорость некоторых ледников Гренландии может достигать 10—40 м/сут. *Горные ледники* имеют меньшие размеры. Их форма определяется рельефом местности области положительного баланса твердых атмосферных осадков. Движение происходит по уклону ложа с большой скоростью: у отдельных ледников Гималаев она достигает 2—3,5 м/сут.

Основным источником питания ледников являются твердые атмосферные осадки. В область питания они попадают либо непосредственно из атмосферы, либо путем снежных обвалов и пе-

реноса ветром из соседних областей. Размеры ледников изменяются в зависимости от соотношения между приходом и расходом их вещества. При этом пополнение вещества ледника происходит за счет его источников питания, расхождение — в основном вследствие механического разрушения (обвалы концов ледников, образование айсбергов на краях ледниковых щитов и т. д.), таяния и испарения льда (абляция ледника). В случае равенства составляющих баланса ледника он неподвижен; при превышении прихода над расходом ледник увеличивается в размерах (ледник наступает); когда расход вещества ледника больше прихода, происходит уменьшение его размеров (ледник отступает). Изменение размера ледников — процесс повсеместный и составляет важнейшую составную часть их геологической деятельности и геофизической роли.

#### **6.4.2. Геологическая деятельность и геофизическая роль водных объектов суши**

Водные объекты суши играют большую роль в формировании рельефа земной поверхности и климата, развитии атмосферных процессов, создании отличительных физико-географических условий районов и т. п. Реки, являясь продуктами климата, в то же время способствуют переносу тепла и влаги. Особенно велика в этом роль больших рек, пересекающих различные климатические области. Так, горные реки ледникового питания и реки, текущие с севера на юг, переносят определенные запасы холода; при направлении течения с юга на север реки транспортируют тепло. В азиатской части СССР реки такого направления несут на север столько тепла, что отодвигаются сроки замерзания их нижних течений и даже уменьшается ледовитость узких прибрежных зон северных морей. Одновременно с этим поверхностные водотоки переносят влагу и тем самым выполняют функцию мелиорации. Например, в европейской части СССР речные потоки направлены в основном в засушливые районы. Поэтому огромные массы речной воды, поступающие в южные районы, уменьшают там засушливость климата.

Большую роль играют реки в формировании рельефа земной поверхности. Эта роль складывается из разрушительной, транспортной и аккумулятивной деятельности рек.

Речной поток обладает кинетической энергией, которая расходуется на преодоление трения воды о русло, размыв горных пород, перенос во взвешенном состоянии и волочение по дну наносов и т. д. В процессе разрушения горных пород речной поток разрабатывает долину, углубляет (*глубинная эрозия*) и расширяет ее (*боковая эрозия*). Тем самым нарушается целостность земной поверхности. В то же время транспортирование различных по крупности продуктов физического выветривания и эрозионного разрушения горных пород (наносов) способствует образованию огромных конусов выноса на устьевых участках, выравниванию

продольного профиля русла, особенно в нижнем течении. Например, по данным С. В. Калесника, дельта р. Нила нарастает по 4 м, р. Терека — по 90—100 м, рек Куры и Миссисипи — по 330—350 м в год. Дельты занимают огромные площади, достигающие десятков и даже сотен тысяч квадратных километров.

В период половодий и высоких паводков речные воды часто выходят из русла, заполняя понижения рельефа или образуя сплошной слой воды на определенном удалении от берегов. Вместе с водой выносятся речные наносы, которые после спада уровня воды в реке оседают в прибрежной зоне. Все это ведет к прост-

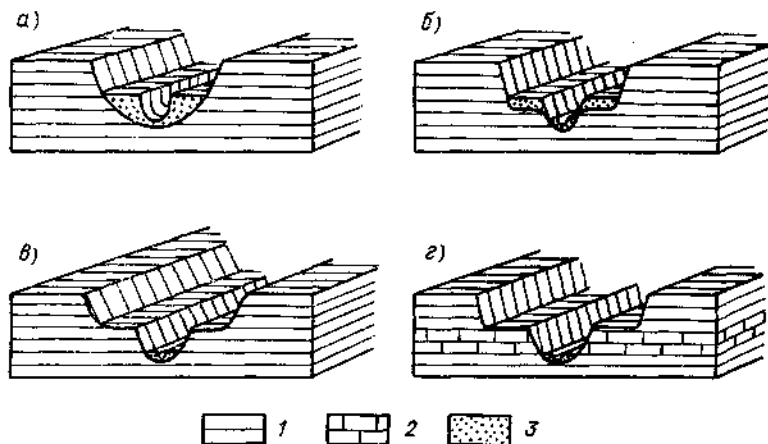


Рис. 6.1. Типы речных террас.

*а* — аккумулятивная, *б* — цокольная, *в* — эрозионная, *г* — структурная; 1 — коренные слои, 2 — прослой в твердых породах, 3 — аллювий.

ранственному перераспределению продуктов выветривания, созданию равнинного рельефа и выравниванию земной поверхности.

Реки, разрабатывая речные долины, создают *речные террасы*, т. е. более или менее горизонтальные участки поверхности на склонах долины. Обычно террасы сложены речными наносами и называются *аллювиальными*, или террасами накопления. В зависимости от глубины вреза реки, мощности аллювия и строения различают террасы аккумулятивные (террасы накопления), эрозионные (террасы размыва), цокольные (смешанные) и структурные (рис. 6.1).

Геофизическая роль озер многообразна. Они оказывают влияние на климат, водный и тепловой режим рек, рельеф местности и на некоторые другие физико-географические условия. Степень каждого вида влияния в значительной мере зависит от размера озера, озерности района, места озера в речной системе и условий его питания.

Озера способствуют повышению влажности воздуха в прибрежной местности. Это обусловлено большим испарением влаги с водной поверхности, чем с суши. В то же время из-за большой

теплоемкости воды озера влияют на тепловой режим окружающей местности: вблизи побережья температура воздуха летом ниже, а зимой выше, чем вдали от озера. По этой же причине ледяные образования на вытекающих из озер реках появляются позднее, чем на других поверхностных водотоках того же физико-географического района.

Влияние озер на водный режим вытекающих из них рек двойное. С одной стороны, благодаря аккумуляции в озерах воды в период весеннего половодья и дождевых паводков они являются, особенно в зонах избыточного и достаточного увлажнения, регуляторами внутригодового распределения стока рек. С другой стороны, озера влияют на годовую водность рек. Это зависит от соотношения испарения с водной поверхности и с суши. В зонах избыточного и достаточного увлажнения указанное соотношение ненамного больше единицы. Поэтому добавочные потери с поверхности озер на испарение относительно невелики, и, следовательно, уменьшение годового стока является небольшим, обычно не более 10 %. В зоне недостаточного увлажнения испарение с водной поверхности значительно больше, чем с суши. Поэтому здесь озера уменьшают годовой сток озерных рек на несколько десятков процентов.

Озерные котловины с течением времени заполняются различными веществами, выравниваются и исчезают. Особенно это относится к сравнительно небольшим котловинам, в образовании которых принимали участие вода, ветер и даже ледники. В итоге на месте вогнутой поверхности возникает равнинный рельеф. Немалая роль принадлежит озерам в образовании повышенных форм рельефа. Наиболее показательны это для районов распространения многолетнемерзлых пород, где на месте небольших углублений озерных котловин постепенно возникают наиболее высокие части холмов. Так вогнутая форма рельефа в процессе развития переходит в выпуклую.

Болота и заболоченные земли, так же как и озера, оказывают большое влияние на климат, водный и тепловой режим рек и на рельеф местности. Степень их влияния определяется рядом показателей. Основными из них являются влажность болот, их площадь, расположение на местности, мощность торфяной залежи и водно-физические свойства активного (деятельного) слоя. При прочих равных условиях чем больше влагосодержание болотной залежи, тем сильнее она влияет на климат. Существенно меньшие суточные и годовые колебания температуры болот по сравнению с минеральными почвами обуславливают своеобразие режима температуры атмосферного воздуха в заболоченных районах.

Геофизическая роль ледников Земли огромна и многообразна. Они формируют своеобразный рельеф. При своем движении вниз («наступление» ледника) ледник в своем теле переносит обломки горных пород (*морену*) размером от крупных глыб до мелкой пыли к своему концу (окраине). Вследствие таяния льда весь

моренный материал отлагается в виде вала конечной (фронтальной) морены; создается своеобразный рельеф, характеризующийся чередованием холмов с замкнутыми впадинами; эти впадины нередко являются озерными котловинами или местами формирования низинных болот. С деятельностью ледника тесно связаны разнообразной асимметричной формы холмы (*бараньи лбы*), полые формы рельефа (*кары, цирки*), преобразования продольного и поперечного профиля V-образных долин и образования корытообразных долин (*трогов*). Ледники влияют на климат, водный и тепловой режим рек.

При увеличении площади оледенения происходит понижение области нулевого баланса твердых атмосферных осадков. Это приводит к похолоданию и уменьшению испарения влаги с земной поверхности. Кроме того, уменьшение влагосодержания в нижних слоях атмосферы обусловлено тем, что над наступающими ледниками обычно устанавливается антициклональное состояние атмосферы, сопровождающееся оттоком влажных масс воздуха из области ледника.

Выше указывалось, что талые ледниковые воды являются одним из основных источников питания рек. Несмотря на то что доля этого питания в общей водности речных потоков горных районов сравнительно невелика (чаще менее 50 % годового объема стока), талые воды высокогорных снегов и льда вносят своеобразно в водный режим поверхностных водотоков. Они существенно снижают изменчивость годовой водности рек, особенно в засушливые годы, когда относительная роль ледникового питания возрастает. На таких реках половодье растянуто по времени, оно невысокое и наблюдается в конце июля — начале августа. Характерно, что на реках ледникового питания в летний период наблюдается четко выраженный суточный ход водности, в значительной мере соответствующий ходу формирования талых вод снега и льда. При прочих равных условиях реки ледникового питания имеют повышенное содержание наносов, пониженную минерализацию и более низкую температуру воды.

Ледники являются не только одним из источников питания ледниковых рек, но и регулятором водности в течение суток, сезона, года и в многолетнем разрезе. Такая их роль определяется объемом стока талых вод, образующихся в отдельные часы суток, декады, сезонов и периодов года. Так, например, внутригодовое регулирование водности ледниковых рек обуславливается постоянным ее увеличением в первую (начальную) часть летнего половодья и уменьшением к концу теплого периода. Это является следствием того, что в конце весны и до середины лета температура воздуха повышается, нулевая изотерма продвигается вверх по леднику, тем самым увеличивается площадь одновременного его таяния, т. е. растет и водность ледниковых рек; во второй половине теплого периода года происходит снижение площади одновременного таяния льда и как результат — уменьшение водности рек.

### 6.4.3. Геологическая деятельность подземных вод

Подземные воды находятся в порах и трещинах горных пород земной коры во всех трех агрегатных состояниях — парообразном, жидком и твердом. Их геофизическая роль велика: они являются одним из основных источников питания рек (озер) и производят большую геологическую работу. Подземные воды, циркулируя в земной коре, растворяют одни минеральные соединения и выносят их в Мировой океан и в бессточные области материков; другие соединения они отлагают на своем пути, например в трещинах горных пород и при выходе на земную поверхность. Химически и физически связанные подземные воды участвуют в построении минеральных тел. Многие физико-механические, тепловые и другие свойства горных пород обусловлены содержанием в них вод разного происхождения и химического состава.

Огромна рельефообразующая, растворяющая и транспортная роль подземных вод. Они принимают участие в процессах магматизма, метаморфизма, оказывают большое влияние на геофизические поля. Будучи сложным и динамичным природным растворителем и сильным катализатором, подземные воды принимают участие в химических и биохимических реакциях, переносе тепла, органического вещества, газов и химических элементов.

Работа подземных вод приводит к существенным даже в геологическом масштабе результатам. Наиболее яркими ее проявлениями служат карст, суффозии, оползни и грязевые вулканы. Оползни как гравитационно-аквальные явления были рассмотрены ранее (см. п. 5.1.4). Поэтому здесь остановимся на других трех сторонах геологической работы подземных вод.

*Карст* (от названия нагорья Карст на Балканском полуострове) — процесс растворения и разрушения горных пород подземными и поверхностными водами с выносом растворенных и взвешенных веществ из карстового массива. Он развивается в известняках (*карбонатный карст*), гипсе (*гипсовый карст*) и каменной соли (*соляной карст*).

Различают *открытый* и *закрытый карст*. Первый из них развивается в породах, непосредственно выходящих на земную поверхность, второй — там, где закарстованные породы перекрыты сверху толщей некарстующихся пород. На участках открытого карста образуются характерные формы рельефа: бороздообразные углубления (*карры*), воронки, провалы, пещеры и другие углубления. Все эти формы карстового рельефа имеют самые различные размеры. Так, например, диаметр воронки изменяется от единиц до десятков и даже сотен метров, глубина ее может достигать 50 м. Карстовые пещеры имеют длину от 0,2 до 100 км. Нередко пещеры соединяются между собой и образуют карстовые пещерные системы, длина которых 150—200 км (Мамонтова пещера в США — 225 км), глубина достигает 1000 м и более (пещера Снежная на Кавказе имеет глубину 1190 м, пещера Бергис в Альпах — 1128 м.). В карстовых пещерах наблюдаются натеч-

ные образования преимущественно карбонатного состава — *сталактиты* (нарастающие вниз) и *сталагмиты* (растущие снизу вверх).

Для карстовых районов характерно быстрое поглощение атмосферных осадков, значительные потери воды реками вплоть до полного их пересыхания. Пройдя часть длины в подземных пещерах, реки нередко выходят на земную поверхность. По карстовым пустотам возможна утечка воды из водохранилищ и каналов.

*Суффозия* (от лат. *suffosio* — подкапывание) — вынос подземными водами твердых частиц из горных пород механическим путем. Она развивается медленно (годы, десятки лет). В карстующихся районах и местах распространения лёссовых пород на земной поверхности образуются воронки, проседания, провалы и колодцы. Суффозия может резко изменить водопроницаемость пород и вызвать большие притоки воды в строительные котлованы, подземные выработки или большие потери воды на фильтрацию под плотинами, в обход плотин.

*Грязевые вулканы* — сравнительно редкое геологическое явление извержения из недр Земли жидкой грязи. Грязевой вулканизм по форме проявления сходен с магматическим вулканизмом. Его сущность заключается в следующем. Горючие газы нефтяных залежей (метан и др.), поднимаясь вверх вдоль тектонических разрывов, встречаются с разжиженными напорными подземными водами глинистыми брекчиями и выносят их на земную поверхность в виде грязевых фонтанов. Хотя главной причиной образования грязевых вулканов является высокое давление нефтяных газов, но без подземных вод, создающих извергающуюся грязь, они бы не образовались. Особенно ярко грязевый вулканизм выражен в СССР в Азербайджане, на Таманском и Керченском полуостровах. Известны грязевые вулканы в Румынии, Бирме, США, в зоне Антильских островов. Грязевый вулканизм на земной поверхности создает конусовидные сооружения с усеченной вершиной высотой от нескольких сантиметров до сотен метров, системы радиально расположенных оврагов на склонах конуса и др.

### **6.5. Геологическая деятельность многолетнемерзлых пород**

*Многолетнемерзлыми породами* (вечной мерзлотой) называется такой глубинный слой земной коры, в котором горные породы имеют отрицательную температуру непрерывно в течение от нескольких лет до тысячелетий. При этом вода в породах может находиться не только в твердом, но и в жидком состоянии. Так, часто на огромных территориях встречаются породы, содержащие так мало жидкой воды, что при отрицательной температуре, наблюдаемой в породах, она не превращается в лед. Нередки случаи, когда в увлажненных породах при отрицательной температуре вода не кристаллизуется, а остается в переохлаж-

денном состоянии. Например, при  $-0,5 \dots -0,6^\circ\text{C}$  в пылеватых песках жидкой воды по массе содержится 3,9 %, в пылеватых глинах 21,7 %; при понижении температуры до  $-10,0$  и  $-10,5^\circ\text{C}$  — соответственно не менее 3 и 13,1 %. Поэтому многолетнемерзлые породы не представляют собой «окаменевший» материал с мало изменяющимися свойствами. Ввиду наличия незамерзшей воды и изменений ее содержания под внешним воздействием (температура, давление и т. п.) многолетнемерзлые породы чувствительны к этим внешним факторам.

Многолетнемерзлые породы встречаются на всех материках, за исключением Австралии, где такие породы к настоящему времени не обнаружены. Они широко распространены в районах с субполярным и холодно-умеренным климатом, особенно в Канаде, на Аляске и Восточной Сибири. Ими занято более 35 млн км<sup>2</sup> (около 24 % всей суши), на территории СССР — более 11 млн км<sup>2</sup>, или 40,7 % всей площади страны. Мощность зоны многолетнемерзлых пород в СССР возрастает с юга на север от нескольких метров до 1000 м и более.

Широкое распространение многолетнемерзлых пород на Земле и их повышенная реакция на внешние условия обуславливают их огромное научно-практическое значение для специалистов-гидрометеорологов. Это тем более важно, что эти породы не только являются продуктом сложного сочетания некоторых природных условий (климата, геологического строения, геоморфологии и т. д.), но, возникнув, выполняют и большую геологическую, климатическую, гидрологическую и почвообразовательную роль.

Многолетнемерзлые породы активно участвуют в формировании специфических форм рельефа, оказывают влияние на режим подземных вод, деятельность рек, образование озер и озерных котловин, на растительный и животный мир и т. д. Особенно велика роль многолетнемерзлых пород в формировании рельефа земной поверхности, так как способствует образованию положительных и отрицательных его форм. К первым из них относятся различного рода вспучивания земной поверхности и бугры пучения огромных размеров.

*Бугры пучения* возникают в результате передвижения надмерзлотных подземных вод под влиянием сжатия их водонасыщенными рыхлыми отложениями (торфяники, пески, глины) при их сезонном промерзании. Подземные воды в вспучиваниях горных пород либо создают ледяные ядра, покрытые слоем рыхлых пород, либо выходят через трещины на дневную поверхность, образуя так называемые наледы.

*Наледь* — ледяное тело, образовавшееся при замерзании подземной или речной воды, излившейся на поверхность льда, снега, земли или в пределах деятельного слоя в результате промерзания того водоносного тракта, по которому движется вода. По происхождению различают наледы речных вод, образующиеся при промерзании рек, и наледы над-, меж- и подмерзлотных вод. Встречаются смешанные наледы, которые образуются одновре-



менно за счет речных и подземных вод. Наледи бывают наземные и подземные. Первые из них встречаются в оврагах и речных долинах, на приводораздельных склонах, водораздельных пространствах и в других местах. Размеры таких наледей на территории СССР изменяются от небольших (меньше 100 м<sup>2</sup>) до гигантских (1—2 км<sup>2</sup>). Их мощность колеблется от десятых долей метра до десятков метров. Размеры и формы наледей не остаются постоянными. Наледи, действующие всю зиму, достигают своего максимального развития в начале весны, перед снеготаянием, а непостоянно действующие — в период выливания на дневную поверхность последнего количества наледной воды.

Подземные наледи представляют собой ледяные линзы в ядрах бугров пучения. Их делят на однолетние, развивающиеся в зимний период в пределах деятельного слоя и исчезающие к осени, и многолетние, называемые *гидролакколитами*. В рельефе однолетние наледи выражаются в виде бугров высотой до 2 м и диаметром в несколько метров; многолетние имеют высоту 10—30 м и более при диаметре 60—80 м и более, крутизну склонов до 40°. Крупные многолетние бугры пучения с подземной наледью в ядре по-якутски называются *булгунняхами*.

В процессе роста и под влиянием солнечного тепла гидролакколиты растрескиваются, постепенно разрушаются, склоны и вершины их, обращенные к югу, проседают, образуя при этом пологие воронки, часто заполненные водой. Вода из воронок начинает переливаться через их борта и стекать ручейками в пониженные места рельефа. Таким образом на месте гидролакколитов образуются озера протаивания, иногда достигающие значительных размеров.

Отрицательные формы рельефа (провальные воронки, впадины, котловины оседания) возникают в результате нарушений термических условий горных пород, ведущих в конечном итоге к вытаиванию льда в верхней части толщи многолетнемерзлых пород. Возникающие таким образом просадочные (провальные) формы рельефа земной поверхности носят название *термокарста* (мерзлотного карста). Его развитие происходит при повышении средней годовой температуры воздуха или при увеличении амплитуды колебания температуры почвы, что ведет к увеличению глубины протаивания пород. Формы проявления термокарста разнообразны: от мелких просадочных западин, провалов на отдельных участках 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. Глубина их колеблется от долей до десятков метров.

## **6.6. Роль морей и океанов в преобразовании земной поверхности**

Моря и океаны активно взаимодействуют с сушей, разрушают породы берегов и дна, принимают и перерабатывают весь мате-

риал, приносимый с суши в виде взвешенных и донных наносов, а также в виде растворов. Они являются средой жизнедеятельности многих растений и животных. В водах морей и океанов образуется около 70 % осадочных горных пород, слагающих верхнюю часть литосферы. Отсюда следует, что геологическая деятельность морей и океанов проявляется в двух направлениях — разрушительном (абразия) и созидательном (осадконакопление).

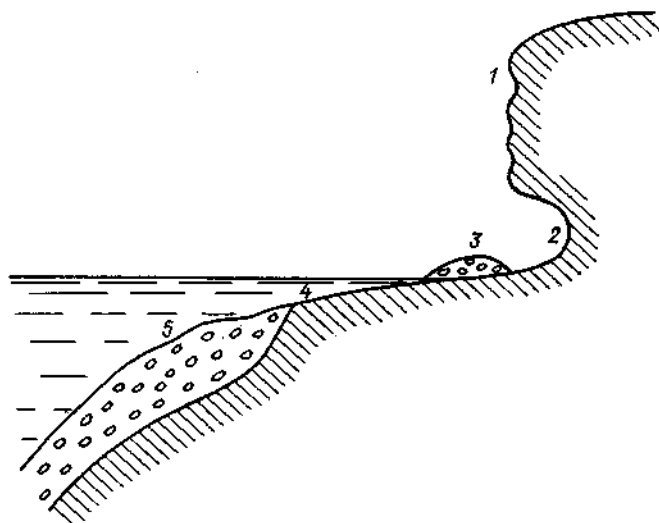


Рис. 6.2. Профиль абразионного берега.

1 — береговой обрыв (клиф); 2 — волноприбойная ниша; 3 — пляж;  
4 — подводная абразионная терраса (бенч); 5 — подводная прясло-  
ненная аккумулятивная терраса.

Абразия непосредственно связана с движением морской воды, особенно с волнением и прибоем. В процессе абразии одновременно действуют три фактора: гидравлические удары волн, удары и трение обломков горных пород, захваченных волнением, и химическое действие воды. Наиболее интенсивно эти процессы проявляются у крутых скалистых берегов. Здесь первоначально возникает небольшое углубление у подошвы берегового склона, затем образуется волноприбойная ниша (рис. 6.2). Дальнейшее увеличение ниши вызывает обрушение ее кровли с восстановлением крутизны склона и повторение процесса. В результате происходит отступление морского берега и образование абразионной террасы, местами покрытой тонким слоем продуктов разрушения берега. Этот материал, передвигаясь, постепенно дробится и окатывается, превращаясь в гальку, гравий, песок и более мелкие частицы. Нередко он уносится за пределы абразионной террасы, образуя подводную аккумулятивную террасу (рис. 6.3).

Разрушению пород способствуют минерализация морской воды, животные и растительные организмы. Абразия зависит от

скорости и направления ветра, высоты и энергии воли, состава и наклона пластов, конфигурации берегов. Наиболее интенсивно разрушение происходит тогда, когда слои осадочных пород падают в сторону материка, менее интенсивно — при падении слоев в сторону моря; при чередовании в геологическом разрезе твердых и мягких пород берега моря носят изрезанный характер, образуются мысы, глубокие бухты, заливы.

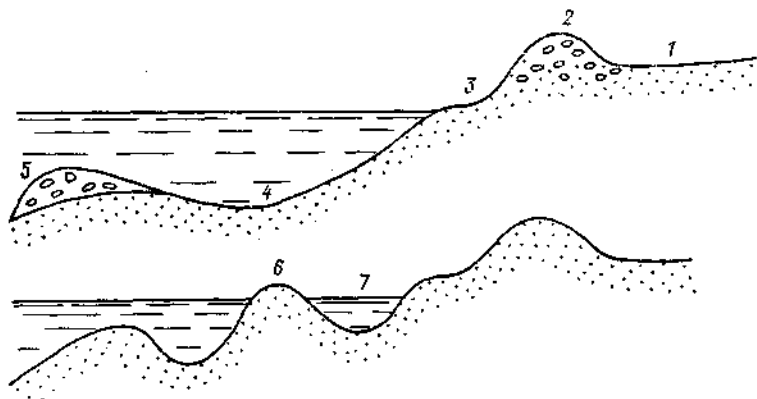


Рис. 6.3. Профиль аккумулятивного берега.

1 — надводная аккумулятивная терраса; 2 — береговой вал; 3 — пляж; 4 — подводная аккумулятивная береговая отмель (терраса) с подводными валами (5) и барами (6); 7 — лагуна.

В результате взаимодействия морей и океанов с сушей формируются определенные формы рельефа. Со стороны суши — это береговой обрыв (*клиф*), зона поднятых морских террас, приморских террасированных равнин и более древних клифов, образующих зону побережья. Со стороны океана — это *шельф*, который обычно ограничен резким перегибом рельефа, являющимся началом материкового склона. Подводный береговой склон может иметь следы и остатки опущенных береговых линий, древних морских террас, ложбин, подводных долин, валов, наземных отложений, сооружений, затопленных либо при подъеме уровня Мирового океана, либо при опускании отдельных участков суши (см. рис. 6.2).

Осаждение вещества и образование осадков путем перехода осадочного материала из подвижного или взвешенного состояния в неподвижное называется *осадконакоплением* (*седиментогенезом*). По способу образования различают осадки: терригенные (галечник, гравий, пески, песчаники, глины и др.), формирующиеся за счет сноса и переотложения обломочного материала, возникающего на суше при разрушении горных пород или за счет вулканических выбросов; органогенные (известняки, мел, илы), возникающие за счет скопления на дне моря остатков организ-

мов или при их участии в процессе своей жизнедеятельности; химические (соли, известняки, фосфориты, железные, марганцевые, алюминиевые руды и др.), осаждающиеся химическим путем из морской воды. Осадки, накапливающиеся на дне морей и океанов, постепенно превращаются в горные породы в результате процессов диагенеза.

### 6.7. Диагенез осадков

Экзогенные процессы в поверхностных частях земной коры и на самой поверхности материков приводят к формированию рых-

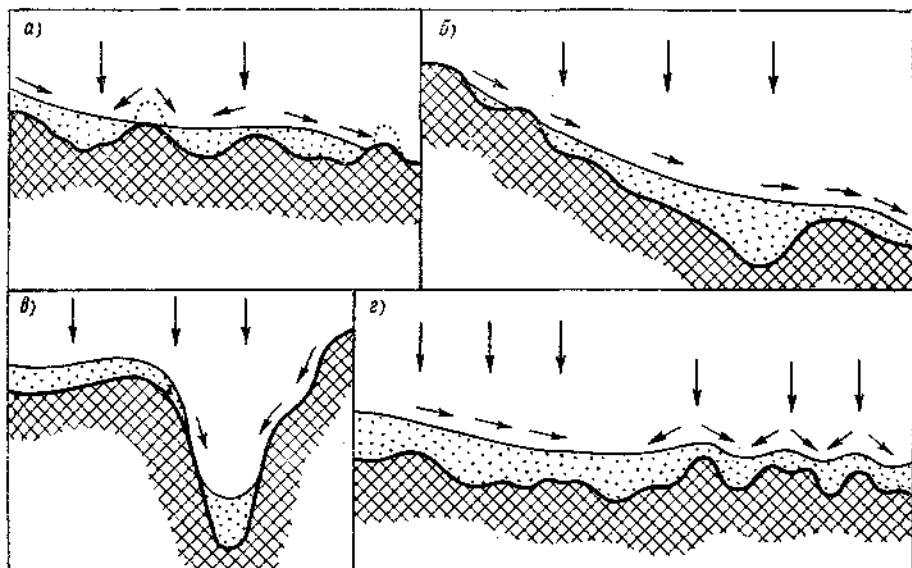


Рис. 6.4. Осадкообразование в морях и океанах.

а — шельф; б — материковый склон и подножие; в — глубоководный желоб; г — ложе океана.

лых осадков, которые в огромных массах поступают в океаны и моря различными путями. Это ежегодный сток наносов рек (18,3 млрд т), поступление материала в результате золотых процессов (1,6 млрд т), вулканических извержений (3,0 млрд т), абразии (0,5 млрд т) и вместе с ледниками (1,5 млрд т). Кроме того, в Мировой океан поступает около 1,82 млрд т биогенных веществ. Часть осадочного материала формируется в самом океане за счет химических превращений поступающих сюда континентальных осадков.

Осадкообразование в океанах и морях происходит на материковой отмели (шельфе), материковом склоне, материковом подножии, в глубоководных желобах и в пределах ложа (рис. 6.4). Аккумуляция осадков на шельфе происходит главным образом

во впадинах и котловинах дна, так как высокая подвижность придонных вод в пределах шельфа препятствует накоплению здесь мощной толщи осадков, несмотря на то что сюда в первую очередь поступает материал с суши. На материковом склоне участками для накопления осадков являются окраинные плато и отдельные широкие площадки при ступенчатом строении склона. Материковое подножье и ложе океана наиболее благоприятны для накопления мощной толщи осадков, так как интенсивность вертикальной циркуляции вод здесь сравнительно ниже, чем на материковом склоне. Ловушками для осадочного материала в пределах ложа океана являются котловины, которые расположены ближе к подводным окраинам материков. Медленное, но длительное накопление здесь осадков приводит к формированию их мощной толщи и к аккумулятивному выравниванию ложа океана. Интенсивное осадконакопление происходит и в глубоководных желобах, где главным источником материала являются вулканические выбросы.

Под влиянием физико-химических агентов атмосферы, гидросферы, литосферы при невысокой температуре и давлении, близком к атмосферному, и при участии живых организмов из осадков в дальнейшем формируются горные породы. Процесс перехода осадка в горную породу получил название *диагенеза* (от греч. *diágénesus* — перерождение). Изменение осадков начинается в процессе их накопления. Осаждение осадков на дно происходит постепенно. Подавляющая часть осадочного материала пребывает во взвешенном состоянии около 45 лет [25]. При диагенезе в рыхлом осадке происходят следующие процессы [43]: растворение и удаление из осадков малоустойчивых минералов, образование новых минералов, перераспределение вещества и образование конкреций, уплотнение и уменьшение его влажности, перекристаллизация, цементация, превращение одних минералов в другие. Все многообразие процессов диагенеза протекает одновременно. Превращение осадка в горную породу — процесс очень длительный, который может продолжаться сотни тысяч и миллионы лет. За диагенезом следует стадия *катагенеза* [43], характеризующаяся интенсивным уплотнением осадков под влиянием усиливающегося давления и частичным преобразованием устойчивых, главным образом терригенных, компонент породы. Дальнейшее преобразование осадочных пород, приводящее к глубокому изменению их минералогического состава и структуры, происходит под влиянием повышенных температур и давлений в присутствии минерализованных растворов, — это стадия *метагенеза*. На этой стадии появляются метаморфизованные осадочные породы — глинистые известняки, доломиты и др. Все это означает, что осадочные породы в своем развитии проходят длительный путь от седиментогенеза до метагенеза.

## 6.8. Почвообразовательный процесс

*Почва* — самостоятельный естественно-исторический поверхностный слой земной коры, представляющий собой смесь неорганического минерального материала, живого и мертвого органического вещества, воздуха и воды. Она формируется при процессах выветривания в результате воздействия живых и мертвых организмов, воды, солнечного тепла и составных частей воздуха на поверхностные горизонты горных пород. Почва образуется лишь тогда, когда в продуктах выветривания начинается синтез и разрушение органического вещества, приводящие к концентрации зольных элементов пищи растений. На земной поверхности почва образует слой рыхлых отложений толщиной до 1,5—2,5 м на равнинах умеренных широт и менее 1 м в горных районах. Она является незаменимым природным ресурсом и основным средством сельскохозяйственного производства. Посредством почвы осуществляются экологические связи живых организмов с литосферой, гидросферой и атмосферой. В то же время почва очень чувствительна к нерациональной деятельности человека, в результате которой смывается или выдувается плодородный почвенный гумусовый слой, происходит вторичное ее засоление и образование бесплодных земель. Поэтому охрана почв является важнейшей государственной задачей, решаемой на основе научной организации использования свойств этих природных ресурсов, факторов их образования и развития.

Основателем научного почвоведения является выдающийся русский ученый В. В. Докучаев, который впервые сформулировал основные положения почвообразовательного процесса, дал первую научную генетическую классификацию почв. Его научное наследие широко развивается в СССР и за рубежом усилиями многих почвоведов и научных организаций.

### 6.8.1. Состав почв

Состав почв в химическом отношении характеризуется преобладанием кроме кислорода  $O_2$  (55 %) таких элементов, как Si (20 %), Al (7 %), H (5 %), C (5 %). Других элементов, например Ca, Fe, K, N, Mg, в общей сложности в почве не более 5 %. Среди химических соединений первое место обычно занимает  $SiO_2$ , за ним в убывающем порядке следуют  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $N_2O$ , CaO.

По агрегатному состоянию почвы включают три взаимодействующие фазы — твердую, жидкую и газообразную. В твердую фазу входят минеральные и органические вещества. Первые из них могут быть представлены преимущественно мелкими частицами песка, алеврита, глины или их смесью. Органические вещества почв состоят из живых микробов (бактерии, грибки и т. д.), земляных червей, личинок насекомых, корней растений, частично разложившихся остатков растений и животных, различных орга-

нических соединений, возникающих при химическом распаде, и др. В химическом отношении органические вещества почв представлены азотсодержащими и безазотистыми соединениями, накапливающимися в процессе жизнедеятельности различных организмов и частичного разложения их остатков. При неполном разложении органического вещества почв с помощью микробов выделяются различные первичные элементы растений (лигнин, целлюлоза, крахмал, азотистые аминокислоты и др.), которые в общей совокупности образуют сложную более или менее коллоидную субстанцию — *гумус* (почвенный перегной). Гумус — это основная масса органического вещества почвы (до 85 %), он определяет ее плодородие. Его основу составляют перегнойные кислоты (гуминовая в черноземах, креновая и опокреновая — в подзолистых почвах), а содержание зависит от количества отмирающих растительных остатков и скоростей их минерализации. Гумус обеспечивает питательными веществами почвенные микроорганизмы и растения, способствует инфильтрации и задержанию влаги в почве, участвует в химическом обмене, влияет на структуру почв и улучшает их плодородие.

Почвенный раствор, или жидкая фаза почв, представляет собой воду, содержащую в растворенном состоянии органические и минеральные вещества и газы.

### 6.8.2. Свойства почв

Свойства почв во многом определяются размерами составляющих твердых минеральных и органических веществ, содержанием воды и воздуха в порах. Важнейшими свойствами почв являются их поглощательная способность, водно-тепловые, физические и некоторые другие.

*Поглощательная способность почв* — это их способность задерживать минеральные и органические соединения, находящиеся в растворенном состоянии. Она тесно связана с образованием почвенных коллоидов, представляющих собой совокупности почвенных частиц размером менее 0,2 мкм. Коллоиды почв представлены *золями* (коллоидный раствор, частицы которого свободно участвуют в интенсивном броуновском движении) и *гелями* (дисперсная студнеобразная или твердая система, образующаяся из зелей при их коагуляции). Почвенными коллоидами цементируются песчаные, пылеватые и иловатые частицы, что способствует образованию прочных почвенных агрегатов. Поглощательная способность почв приводит к избирательному накоплению различных веществ.

*Водные свойства почв* (влагоемкость, водопроницаемость, гигроскопичность, потенциал почвенной влаги, водоподъемная и водоудерживающая способность и др.) определяют поведение почвенной влаги, процессы поглощения, передачи и отдачи тепла и влияют на тепловые свойства (теплоемкость, теплопроводность, температуропроводность (см. п. 5.3.1)).

Физические свойства почв определяют их физическое состояние (гранулометрический и агрегатный состав, структуру, плотность, пористость и др.), которое во многом зависит от преобладания частиц определенного размера — фракций. В почвах выделяют различные обломочные породы с частицами от мелких псефитов до пелитов (см. табл. 4.2). Физические свойства почв во многом определяются их механическим составом (табл. 6.2), т. е. соотношением между содержанием песка и глины.

ТАБЛИЦА 6.2

Классификация почв по механическому составу

Содержание, %		Почва	Содержание, %		Почва
глина	песок		глина	песок	
0—10	100—90	Песчаная Супесчаная	20—50	80—50	Суглини- стая Глинистая
10—20	90—80		50—80	50—20	

Механический состав почв определяет не только указанные выше их свойства, но и воздухообмен внутри почв и с атмосферой. Чем больше в почве глинистых частиц, тем меньше пор, заполненных воздухом. Это снижает воздухообмен почв. Хорошая обработка почв включает также работы, которые обеспечивают свободный доступ в почву и циркуляцию воздуха и воды.

### 6.8.3. Почвенный профиль

Почвенный профиль представляет собой совокупность генетически сопряженных и закономерно сменяющихся горизонтов, на которые разделяется коренная (твердая) порода в процессе почвообразования. Хорошо развитая почва имеет характерный профиль (рис. 6.5). В нем сверху вниз обычно различают три главных горизонта — *A*, *B* и *C*, которые отражают строение почвы и различаются по цвету, структуре, составу, текстуре и имеют изменчивую мощность.

Самый верхний горизонт почвенного профиля *A*<sub>1</sub> называется *перегнойно-аккумулятивным*, он обычно богат органическим веществом и почвенными организмами. Под ним располагается *элювиальный горизонт* *A*<sub>2</sub> (горизонт вымывания), характеризующийся в основном выносом веществ. Ниже находится *иллювиальный горизонт* *B*, который более или менее окислен и выщелочен, в нем в результате инфильтрации накапливаются глинистые или железистые минералы. Глинистые частицы выносятся из верхних горизонтов *A*<sub>1</sub> и *A*<sub>2</sub> и откладываются на минеральных зернах и стенках капилляров. Поэтому в ряде случаев из-за такого вторичного отложения минералов образуется относительно непроницаемая корка, препятствующая движению воды вниз. Горизонт *C* — *материнская порода* — залегает на относительно



неизменной, обычно коренной породе. Толща этого горизонта не затрагивается почвообразованием, но в свое время она послу-

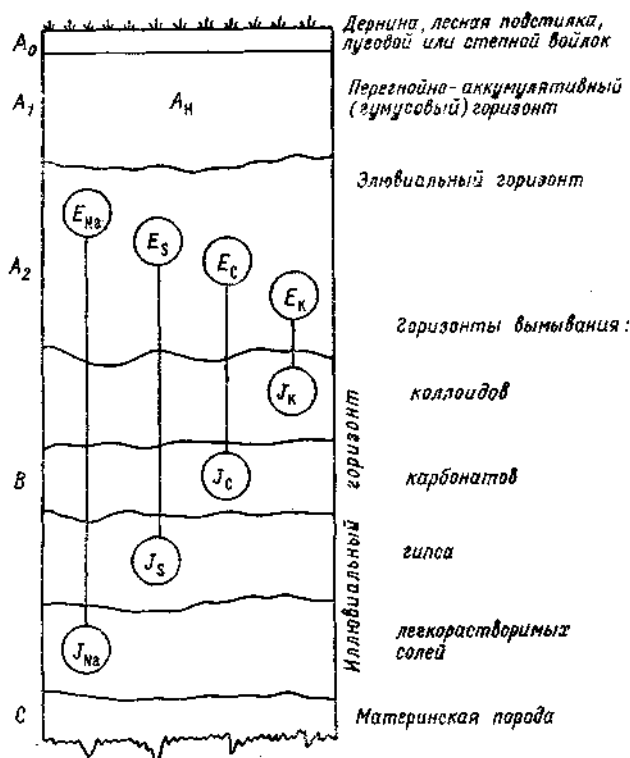


Рис. 6.5. Обобщенный почвенный профиль [44].

На рисунке даны принятые обозначения почвенных горизонтов.

жила исходным материалом для образования минеральной части почвы.

В различных почвах рассмотренные горизонты могут быть выражены хорошо или плохо, отделены друг от друга резкими границами или связаны между собой постепенными переходами. Почвенные горизонты могут иметь различную мощность, быть однородными или разделяться на подгоризонты по ряду признаков. Поэтому для каждого типа почв характерна своя окраска и своя комбинация характеристик почвенных горизонтов.

#### 6.8.4. Образование почв

Почвы образуются при выветривании частично разуплотненных и химически разложившихся горных пород. Почвообразование включает разнообразные элементарные химические, физические и биологические процессы, которые И. П. Герасимов и

М. А. Глазовская условно объединяют в три группы. Первая из них включает те, в ходе которых преобразуется минеральная часть породы. Это *оглинивание* (образование глины) в той или иной части почвенного профиля в начальной стадии почвообразования. Вторая группа процессов ведет к изменению органической части почвы, в результате которого происходит *гумусоаккумуляция* (особенно под травяной растительностью степей и лугов) или *торфонакопление* (при застойном увлажнении почв, ведущем к замедлению гумусоаккумуляции и минерализации органических веществ). Перемещение минеральных и органических веществ составляет третью группу элементарных почвообразовательных процессов. В нее входят следующие процессы: так называемый *подзолистый процесс*, заключающийся в разрушении первичных и вторичных минералов под действием микроорганизмов и органических кислот и выносе продуктов разрушения в нижнюю часть почвенного профиля или за его пределы; *глеевой процесс*, который восстанавливает минеральные соединения и они переходят из окисных форм в закисные в условиях переувлажнения почв и затруднительного доступа кислорода; *солончаковый процесс*, протекающий в условиях засушливого климата пустынь и полупустынь и заключающийся в миграции растворимых солей.

#### 6.8.5. Факторы почвообразования

К факторам почвообразования относятся все природные процессы, обуславливающие образование почв. Главными из них являются литологический, биологический, климат, рельеф и время.

*Литологический фактор* (материнские породы) определяет многие свойства почв. Так, минеральный и механический состав почв зависит от типа горных пород, подвергшихся выветриванию. Это влияние особенно заметно на ранних стадиях почвообразования, когда происходит преобразование минеральной части материнской породы (процессы оглеения и литоризации), т. е. распад первичных и вторичных минералов. Но на конечный результат почвообразовательного процесса литологический фактор влияет незначительно, ибо нередки случаи, когда при одном и том же сочетании условий из разных пород образуются почти одинаковые почвы.

*Биологический фактор* включает жизнедеятельность растений, микроорганизмов и других живых организмов, обитающих в почве. Ему принадлежит основная роль в почвообразовании, так как растительность является главным источником органических веществ почв (отмершие корни, опавшие листья). Растительность способствует просачиванию воды и имеет тенденцию защищать почву от эрозии, удерживая частицы почвы и не давая им перемещаться под действием ветра и воды. В то же время растения задерживают часть атмосферных осадков, иссушают корнеобитаемый слой, создавая тем самым условия для восходящего тока влаги. Они извлекают из почвенной толщи азот и золь-

ные элементы, возвращая их со своими отмирающими органами на поверхность почвы (или в ее верхние слои). Этим самым создается биологический круговорот веществ, в результате которого в почве накапливаются углерод, азот, фосфор, сера, кальций, калий. Остатки растений под влиянием микроорганизмов преобразуются в гумус. Связь между почвой и растительностью настолько велика, что обычно каждому типу растительной формации соответствует, по данным академика В. Р. Вильямса, определенный тип почв.

Роль живых организмов (дождевые черви, суслики, сурки и др.) сводится к прокладыванию огромного количества ходов в почве, механическому ее перемешиванию до глубины 0,5—1,0 м. Все это изменяет структуру почвы, повышает ее пористость и водопроницаемость. Живые организмы обогащают почву органическими веществами и перераспределяют их.

*Климат* определяет тип выветривания и тип растительности, которые вместе участвуют в формировании почвы. Он оказывает непосредственное влияние на водно-тепловой режим почвы. С климатом связано просачивание воды в почву, выщелачивание из нее растворимого вещества и переотложение минеральных солей. При выщелачивании удаляется известь и другие вещества и почва становится более кислой. Воздействие климата на почвы стимулирует проявление физических, химических и биологических процессов. Например, повышение температуры ускоряет химические реакции, благоприятствует необратимой коагуляции и активной деятельности различных почвенных бактерий. Понижение температуры снижает интенсивность химических процессов, замедляет разложение растительных остатков, вследствие чего образуется торфяной слой.

*Рельеф* влияет на процесс почвообразования путем перераспределения тепла и влаги. Особенно заметно это влияние в горных районах, где в зависимости от высоты местности, экспозиции, формы и крутизны склонов наблюдаются различия в протекании ряда процессов в поверхностном слое земной коры (выветривание, тепло- и влагообмен, выщелачивание и др.). Поэтому в горной местности наблюдается большое разнообразие в возникновении и распространении почв. Кроме того, различие между почвами северных и южных склонов связано с их разной растительностью и увлажненностью.

*Время* является одним из основных факторов в процессе развития почв. Зрелый почвенный слой образуется за многие тысячелетия. Вначале достаточно быстро образуются юные почвы, но по мере увеличения мощности почвенных горизонтов развитие почв замедляется, и при интенсивном выносе частиц с поверхности юных почв они могут не достигнуть стадии зрелости.

Влияние времени на почвообразовательный процесс заключается в том, что динамика состава и свойств почв будет различной в зависимости от продолжительности процесса. В случае достаточно длительного времени зрелая почва в определенных усло-

виях (например, тропический и субтропический климат) подвергается полному выщелачиванию, теряет питательные вещества для растений, большую часть кремнезема и превращается в среду с преимущественным содержанием оксидов и гидроксидов алюминия и железа. Истощение запасов ценных химических элементов в зрелой почве в определенной мере можно восполнить внесением удобрений.

### 6.8.6. Классификация почв

Классификация почв — сложная и пока до конца не решенная проблема. Поэтому в мире нет единой классификации почв. В СССР она представляет собой систему, построенную по генетическому принципу, ее создание связано с именами крупнейших русских ученых В. В. Докучаева и Н. М. Сибирцева. В этой классификации рассматриваются условия и процессы почвообразования, определяющие свойства почв. Основу разработанной системы *таксономических единиц*, т. е. системы единиц групповых подразделений почв различного ранга, составляют тип и вид почв. Переходными образованиями между ними являются такие категории, как подтип, род, разность, разряд почв. Под *почвенным типом* понимают большие группы почв, развивающихся в однородных биологических, климатических и гидрогеологических условиях и характеризующихся определенным почвенным профилем и однотипным почвообразовательным процессом, например черноземные, подзолистые, каштановые типы почвы, сероземы и др. *Почвенный вид* включает почвы одинаковой интенсивности почвообразования, например оподзоливания (подзолистые почвы), гумусонакопления (черноземы) — слабоподзоленные почвы, малогумусные черноземы, слабосолонцеватые почвы. В *подтипе почв* выделяют особенности генетического горизонта почвы (дерново-подзолистые, глеево-подзолистые и др.). Прочно установленными можно считать лишь типы, некоторые виды и подтипы почв.

Закономерности распространения почв рассматриваются специальной наукой — почвоведением. Поэтому укажем лишь на то, что почвы на земной поверхности располагаются закономерно: обнаруживается широтная (горизонтальная) и высотная (вертикальная) их зональность. Это показывают специально составляемые *почвенные карты*. Наиболее распространенными зональными типами почв являются арктические, тундровые, подзолистые, черноземы, каштановые, серо-бурые, сероземы, красноземы, желтоземы, латеритовые, гидроморфные (засоленные и болотные почвы). Об их географическом распространении, морфологии и особенностях почвенного профиля можно узнать из обширной почвоведческой литературы (см., например, работу [12]).

Накопление и расходование влаги каждым типом почвы при прочих равных условиях определяется типом ее водного режима. По А. А. Роде, таких типов шесть, их особенности можно изучить по почвоведческой литературе.

### ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

#### 7.1. Магматизм

*Магматизм* представляет собой комплекс процессов (явлений), связанных с образованием и движением магмы к поверхности земли. Это эндогенный геологический процесс, с которым связано рождение из магмы магматических горных пород. *Магма* (от греч. μάγμα — густая мазь) — расплавленное вещество сложного химического состава, образующееся в мантии или в пределах земной коры при определенных значениях температуры и давления.

В зависимости от характера движения магмы и степени ее проникновения в земную кору магматизм подразделяют на поверхностный и глубинный. Первый из них называется *вулканизмом* (*эффузивным магматизмом*), второй — *плутонизмом* (*интрузивным магматизмом*). При таком разделении магматизма подразумевают, что вулканизм — это проявление магматизма на поверхности суши и океанического дна, а плутонизм — процессы внедрения магматических расплавов в ослабленные зоны земной коры, заполнения ими трещинного и порового пространства, их кристаллизация и образование глубинных горных пород.

Между вулканизмом и плутонизмом есть различия в форме проявления в пространстве и в вещественном составе. Если магма, излившаяся на земную поверхность в виде лавы, в значительной мере дегазирована, то при застывании ее в земной коре «летучие компоненты» утрачиваются лишь в небольшой мере. Вулканизм и плутонизм — это две составные части единого эндогенного процесса эволюции и динамики магматического расплава, части, между которыми не только существует тесная взаимосвязь, но и возможны любые переходные формы. Чем ближе к земной поверхности образуются глубинные магматические тела — *плутоны*, тем более «вулканоподобными» становятся связанные с ними процессы и структуры горных пород.

Процессы эффузивного и интрузивного магматизма имеют большое значение в развитии Земли. Магматизм и особенно вулканизм сыграл большую, а возможно и решающую роль в образовании земной коры, гидросферы и атмосферы, а также в возникновении и развитии жизни на Земле. Устойчивый и постоянно растущий интерес специалистов к проблемам вулканизма неслучаен. Кроме указанного выше следует отметить, что действующие вулканы — это природные скважины, позволяющие прямо и непосредственно изучать земные недра. С вулканизмом тесно связаны различные виды полезных ископаемых. В то же время, как и в прежние геологические эпохи, вулканы продолжают таить в себе опасность катастроф, угрожающих населению многих районов Земли.

Рассмотрим основные характеристики эффузивного магматизма, который представляет больший, чем плутонизм, интерес для гидрометеорологов. Предварительно остановимся на некоторых особенностях и условиях образования магмы.

### 7.1.1. Образование и типы магмы

Магма образуется не всюду. Она формируется в тех зонах земных недр, где нарушается установившееся за длительное время давление и температурный режим. Это происходит в результате действия на горные породы внутренних тепловых потоков, физико-химических процессов и тектонических движений земной коры. В итоге в локальных условиях или уменьшается давление, или увеличивается температура. Обе эти характеристики в земных недрах достигают высоких значений, поэтому их изменение может привести к внезапному переходу исходного твердого вещества в жидкое. Так как плотность этого силикатного расплава меньше плотности магматических и метаморфических пород, то расплав подвижен. Подвижность его увеличивается еще и за счет содержания в нем газов, и все это в конечном итоге обуславливает внедрение магмы в земную кору.

Магма обычно зарождается в верхней мантии и в земной коре. В этой связи магму подразделяют на *мантийную* и *коровую*. Первая из них образуется в астеносфере, где происходит плавление перидотитовых горных пород и выплавление из них расплава, соответствующего базальтам (*базальтовая магма*). Коровая магма образуется за счет плавления осадочных и метаморфических пород и по своему составу она соответствует гранитам (*гранитовая магма*).

В зависимости от содержания в магматическом расплаве основной его составляющей — кремниевой кислоты магму принято делить на основную ( $\text{SiO}_2 \leq 53\%$ ), среднюю ( $\text{SiO}_2$  от 53 до 64 %) и кислую ( $\text{SiO}_2 > 64\%$ ). Основная магма, остывая, образует интрузивные (плутонические) или так называемые габброидные горные породы. Застывание средней магмы дает «диоритовидные», кислой — «гранитовидные» плутонические горные породы. Если же магма, внедряясь в ослабленные тектоническими трещинами зоны земной коры (это особенно характерно для границ плит), достигает земной поверхности, ее называют *лавой*. При этом содержащиеся в ней газы или по крайней мере их значительная часть поступают в атмосферу. Лавы, охлаждаясь и застывая на поверхности материков и океанического дна, образуют вулканические горные породы (см. п. 4.4).

Магма образуется и накапливается в огромных подземных резервуарах — *магматических очагах* (рис. 7.1), среди которых выделяют *первичный магматический очаг*, где зарождается магма, и *вторичный магматический очаг* — участок земной коры, куда перемещается магма в процессе ее миграции. В магматическом очаге магма может находиться длительное время до тех пор, пока текто-

ническими трещинами не будет нарушено термодинамическое равновесие огненно-жидкого расплава. По этим трещинам расплав устремляется вверх.

Первичный магматический очаг располагается глубоко под земной поверхностью. Об этом свидетельствует тот факт, что обычно вулканические цепи вытянуты над наклонными разломами, кото-

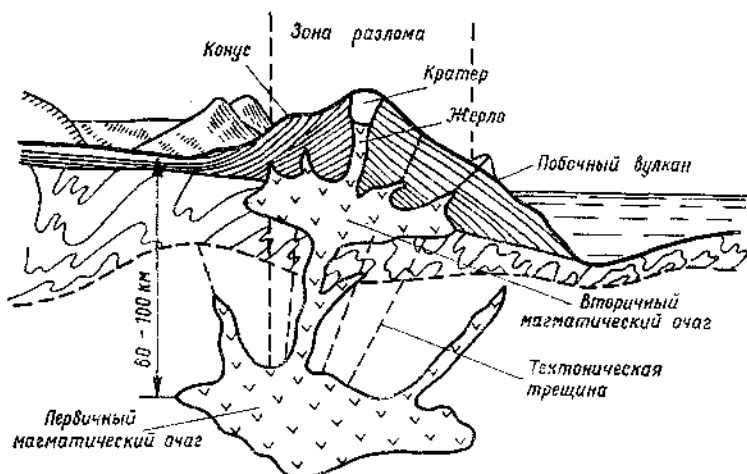


Рис. 7.1. Схема строения вулканического аппарата и питающих его магматических очагов [11].

рые имеют глубину, превышающую мощность земной коры. Именно в зонах этих разломов рождается магма на тех больших глубинах, где этому благоприятствуют термодинамические условия. Во всяком случае первичные источники магмы находятся на глубинах, где температура превышает  $1000^{\circ}\text{C}$ . При этом характерно, что наклонный основной разлом представляет собой область сжатия и потому не является благоприятным для движения магмы из очага. Благоприятными для подъема магмы от глубоких очагов к земной поверхности являются вертикальные «питающие» разломы.

В ходе движения магма разделяется на две фазы — жидкую (расплав), на долю которой приходится 88—98 % объема магмы, и газообразную. Жидкая фаза состоит из оксидов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . В газообразной фазе магм преобладают пары воды и летучие соединения  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{B}$ .

Движение магм различного силикатного состава неодинаково. Основная магма является более жидкой, чем кислая; она содержит меньше газов, поднимается по выводному каналу или по трещинам сравнительно спокойно. Кислая густая магма передвигается рывками, выделяет огромное количество газов, производящих большие разрушения в горных породах. В ходе движения магма испытывает

большие преобразования. Особенно это касается перераспределения газов: они скапливаются в верхней части внедряющейся магмы. Поэтому каждое извержение вулкана начинается с выделения газов.

### 7.1.2. Эффузивный магматизм (вулканизм)

*Эффузивным магматизмом* (от лат. *effusio* — излияние), или *вулканизмом* (от лат. *vulcanus* — бог огня), называют совокупность процессов и явлений движения и выхода на поверхность магматических масс, сопровождающих их газов и водяных паров. Вулканизм проявляется на суше и океаническом дне в местах, под которыми расположен магматический очаг. Причем вулкан образуется в районе, где движения земной коры сопровождаются образованием трещин (разломов), соединяющих магматический очаг с поверхностью земли. При этом термин «вулкан» означает как выводное отверстие, через которое из земных недр выбрасываются продукты извержения (лава, обломочный материал, газы), так и возвышение рельефа, обусловленное вулканической деятельностью.

#### 7.1.2.1. Классификация вулканов

Вулканы различаются по целому ряду признаков. Среди них выделяют морфологию вулканов, их размещение на поверхности Земли, периодичность, тип и состав вулканических извержений.

По морфологическим признакам выделяют *вулканы центрального типа* и *трещинные вулканы*. Первые из них представляют собой конусообразные или куполообразные горы либо холмы, сложенные вулканическими продуктами. Первичный магматический очаг находится в верхней мантии на глубине 60 км и более, вторичный очаг — на меньшей глубине. Высота конуса вулкана в зависимости от его возраста обычно изменяется от первых сотен метров (молодые вулканы) до 5000—6000 м (старые вулканы). Самыми высокими вулканами Земли являются вулканы Анд (например, вулкан Аконкагуа высотой 6960 м) и некоторых островов Тихого океана (например, вулкан Мауна Лоа на Гавайских островах вместе с подводным продолжением имеет высоту 8766 м). Склоны вулканических конусов обычно изрезаны глубокими оврагами экзогенного происхождения — *барранкосами* (от исп. *baranco* — овраг, ущелье). После сильных извержений на поверхности основных склонов образуются небольшие так называемые *паразитические конусы* вдоль трещин (см. рис. 7.2). Таких конусов может быть десятки (например, у Ключевской сопки на Камчатке — 60) и сотни (у Этны — 300).

Правильная форма конуса у вулканов бывает редко: она нарушается срывом вершины основного конуса при сильных взрывах, проседанием вулканического возвышения. В ходе таких нарушений образуются различные типы вулканических надстроек в виде кальдер, сомм, маар, диатрем или трубок взрыва (см. рис. 4.3).



В центральной части вулканических конусов располагаются огромные углубления — *кратеры*. Их морфология зависит от характера извержений вулканов, но они всегда имеют вид котловины с пологими (маары) или обрывистыми (кальдеры) стенками. Дно кратеров чаще всего представляет собой застывшую лаву.

По размещению на поверхности Земли вулканы делят на *наземные* и *подводные*. Первые из них располагаются вдоль глубин-

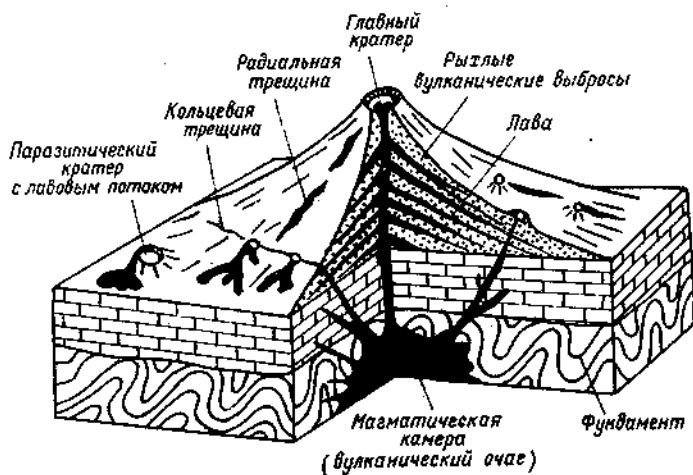


Рис. 7.2. Схема строения стратовулкана [40].

ных разломов в основном по океаническому побережью материков, на островных дугах и океанических островах. Подводные вулканы находятся на океаническом дне и срединно-океанических хребтах. Для этих вулканов, различающихся типом извержения, всегда характерно образование огромных волн, расходящихся по водной поверхности от центра извержения. Нередки случаи такого нарастания конусов подводных вулканов, что со временем они становятся наземными вулканами или образуют вулканические острова (Азорские, Гавайские, Курильские, Тира и др.).

Вулканы действуют периодически с перерывами между извержениями от месяцев до сотен лет. В зависимости от активности все вулканы делят на *действующие*, *уснувшие* и *потухшие*. К действующим относят вулканы, извержения которых происходили на глазах человека ранее, периодически наблюдаются в настоящее время и возможны в будущем. Уснувшие вулканы — это те, деятельность которых происходила в очень давние исторические времена, но которые могут возобновить свое извержение (вулканы Эльбрус, Казбек, вулканы Датунской группы в Китае и др.). Деятельность потухших вулканов относится к доисторическому периоду, и возможность ее возобновления исключена. Под влиянием эрозионных процессов конусы потухших вулканов разрушаются

или проседают в образовавшиеся под ними пустоты. На месте бывших вулканов остаются кольцевые структуры с выходом интрузивных пород в жерле потухшего вулкана.

По характеру извержений вулканы делят на три категории: *лавовую*, *смешанную* и *газово-взрывную*. Характер извержений зависит в основном от состава лавы, количества и активности газов и некоторых характеристик вулканического аппарата и питающих его магматических очагов. Каждая категория вулканов включает ряд их типов, различающихся свойствами лавы. Типы вулканов чаще всего названы по наиболее характерному, эталонному вулкану (табл. 7.1).

ТАБЛИЦА 7.1  
Категории и типы вулканов (по М. М. Жукову)

Категория вулкана	Тип вулкана	Эталонный вулкан
Лавовая	Площадной Трещинный (исландский) Гавайский	В настоящее время отсутствует Трещина Скаптар (Исландия) Килауза (Гавайские острова)
Смешанная	Стромболианский Вулканский Этно-везувийанский	Стромболи (Италия) Вулкано (Италия) Этна и Везувий (Италия)
Газово-взрывная	Мерапийский Пелейский  Катмайский Газово-взрывные воронки (маары) Бандайсанский (фреатический)	Мерапи (Индонезия) Мон-Пеле (Малые Антильские острова) Катмай (Аляска) Маары (Эйфель, ФРГ)  Бандай-Сан (Япония)

Извержение многих вулканов на протяжении всей их деятельности происходит по определенному типу. Часть вулканов начинают свое извержение по типу лавовой или смешанной категории, а заканчивают газово-взрывной. Все определяется изменением состава магмы в магматическом очаге и ее «запасом».

Кратко рассмотрим основные характеристики всех трех категорий вулканов. Предварительно заметим, что среди современных действующих вулканов преобладают вулканы смешанной и газовой взрывной категорий.

*Лавовая категория вулканов* была характерна для прошлых геологических периодов. Особенно это относится к площадному типу, извержения вулканов которого происходили спокойно, без взрывов и выбросов твердых продуктов. Газы и лава выбрасывались либо вдоль глубинных разломов длиной в несколько десятков километров (трещинные вулканы), либо через центральные выводные каналы (площадные вулканы и вулканы гавайского типа). Основная лава в этих извержениях преобладала, она растекалась на огромные расстояния от трещины или центра излияния, образуя

лавовые покровы (трещинные вулканы) или лавовые озера (площадные вулканы) огромных размеров. Жидкие базальтовые лавы площадных вулканов занимали площади в сотни тысяч и даже миллионы квадратных километров и нередко создавали покровы мощностью в сотни метров (например, сибирские траппы имеют мощность около 700 м). Такие покровы отмечаются кроме Сибирской платформы на Деканском плоскогорье в Индии, в Южной Америке и Африке.

*Смешанная категория вулканов* характеризуется выбросом на земную поверхность всех продуктов вулканических извержений — газообразных, жидких и твердых. Конусы вулканов высокие, имеют правильную форму (рис. 7.2) и состоят из продуктов рыхлых вулканических выбросов, переслаивающихся с застывшей лавой кислого состава. Из-за слоистости конуса эти вулканы называются *слоистыми*, или *стратовулканами* (от лат. stratum — слой). В этой категории при извержении вулканов вначале выходят газы, затем изливается лава и начинается длительная поствулканическая деятельность (периодические выбросы газов, горячих водяных паров, действие термальных источников). Магматические очаги вулканов расположены близко к поверхности Земли, и поэтому извержения происходят довольно часто. Извержения вулканов начинаются или с небольших взрывов, сопровождающихся выбросами газов или обломков (стромболианский тип), или с землетрясений (вульканский и этно-везувийский типы). Затем идет либо излияние небольшой порции базальтовой лавы с температурой 1050—1100 °С (стромболианский тип) либо начинается серия взрывов с выбросами газов и вулканических обломков и излияние лавы обычно среднего состава (этно-везувийский тип). К смешанной категории вулканов относятся вулканы п-ова Камчатки (Плоский Толбачек, Авачинская сопка, Шивелуч и др.), Курильских островов, Японии и Южной Америки.

*Газово-взрывная категория вулканов* характеризуется почти полным отсутствием лавы. Извержения связаны с кислой или средней магмой, находящейся в глубоких магматических очагах, откуда она не всегда достигает земной поверхности. Этой категории вулканов свойственны очень мощные газовые взрывы, сопровождаемые выбросом огромного количества твердых продуктов. Обычно лава не изливается, а медленно выдавливается, образуя обелиски и колонны, которые, охлаждаясь, разрушаются и тем самым нагромождают обломочный конус. Извержение вулканов сопровождается распространением вниз по склону конуса огромной массы газов и обломков, скатывающихся со скоростью до 150 м/с и сжигающих все на своем пути (пелейский тип); происходят сильные подземные толчки, при взрывах разрушается почти весь конус и образуется *кальдера* — овальное или круглое котлообразное углубление в вершине вулкана. К газово-взрывной категории относятся вулкан Безымянный на Камчатке, вулканы о-ва Явы (Меррапи и Тамбора), Хибок-Хибак на Филиппинах, Лемингтон в Новой Гвинее и др.

### 7.1.2.2. Продукты извержения вулканов

Продукты извержения вулканов различаются агрегатным состоянием, химическим составом, температурой и некоторыми другими характеристиками, а также тем воздействием, которое они оказывают на земную кору, гидросферу, атмосферу и биосферу. Различают газообразные, жидкие и твердые вулканические продукты.

*Газообразные продукты* вулканической деятельности определять очень сложно. Это объясняется рядом причин, среди которых важное место имеет чрезвычайно высокая температура в вулканических кратерах (более 1100—1200 °С) и токсичность газовых выделений, возможное загрязнение проб водами неглубоких горизонтов и атмосферным воздухом и другие осложняющие обстоятельства. Состав газов вулканов очень разнообразен и определяется целым комплексом условий, главными из которых являются стадия деятельности вулкана и его положение в структуре земной коры, силикатный состав магмы, стадия ее дегазации и температура. Не остается одинаковым состав вулканических газов даже для одного и того же вулкана в течение небольших промежутков времени. Так, по данным бельгийского вулканолога Тазиева, кратковременные вариации содержания водяного пара в вулканическом газе составляли 0—50 %, углекислого газа 0—35 %.

До недавнего времени считалось, что более 99 % всех газовых составляющих вулканических извержений приходится на водяной пар, азот и кислород. Такие выводы базировались в основном на анализах фумарольных газов (от итал. fumare — дымиться), «разбавленных» вадозными водами (от лат. vadosus — неглубокий), переходящими в пар, и воздухом, присутствующим в горных породах с высокой пористостью. Однако исследования вулканических извержений в течение длительного времени с непрерывной фиксацией изменений состава газовых выделений, отобранных непосредственно из магм, показывают, что почти всегда содержание паров воды составляет менее 50 %, а большой удельный вес имеет углекислый газ. Вулканические газы содержат также хлористый водород  $\text{HCl}$ , фтористый водород  $\text{HF}$ , диоксид серы  $\text{SO}_2$ , триоксид серы  $\text{SO}_3$ , сероводород  $\text{H}_2\text{S}$ , газообразную серу  $\text{S}$ , оксид углерода  $\text{CO}$ , водород  $\text{H}_2$ , азот  $\text{N}_2$ , метан  $\text{CH}_4$ , аммиак  $\text{NH}_3$ , борную кислоту  $\text{H}_3\text{BO}_3$ , а также сопутствующие им хлориды щелочных металлов и железа и другие химические элементы (соединения). Именно эти газы, хотя их содержится значительно меньше, чем водяного пара и углекислого газа, имеют важнейшее значение в механизме вулканических извержений.

Вулканические газы являются движущей силой вулканических процессов. Это объясняется следующим. При уменьшении давления в астеносфере или нижней части земной коры (например, при разрыве горных пород и проникновении сквозной трещины до земной поверхности) газы, растворенные в магме под высоким давлением, начинают выделяться из магмы. Это сопровождается вспениванием

магматического расплава и поднятием его вверх. Постоянное уменьшение давления при подъеме усиливает этот процесс подобно цепной реакции. Газы, растворенные в магме, уменьшают ее плотность, а газы, выделяющиеся из магмы, увеличивают давление на вмещающие ее породы, прокладывая ей путь вверх. Этим самым газы увеличивают подвижность лавы и ее активность.

Выделившиеся из магмы газы опережают ее движение и первыми вырываются на земную поверхность. При быстром их расши-

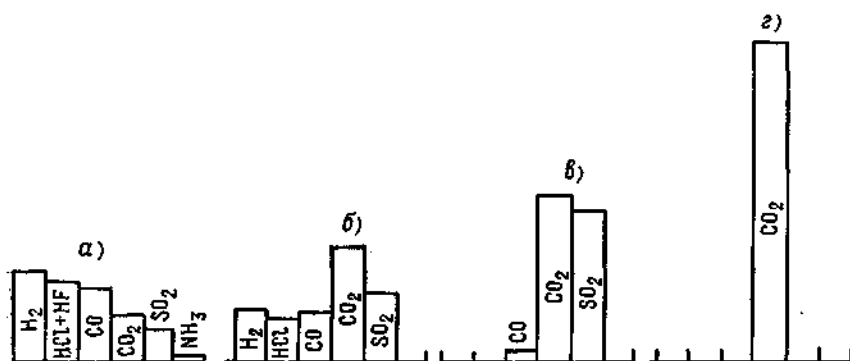


Рис. 7.3. Изменения состава газов вулкана Ключевская сопка в зависимости от стадии остывания [27].

Температура газов: а) 300–800 °C; б) 150–200 °C; в) 56–100 °C; г) 50–81 °C.

рении над вулканом образуются облака различной формы (линейной (от лат. *pinia* — сосна), грибовидной, столбовидной), нижняя граница которых нередко достигает единиц и даже десятков километров. Но иногда газовое облако стелется по земле, причиняя большие разрушения. Температура газов на выходе из вулкана составляет 600–800 °C, а внутри лавового потока — более 1000 °C.

Хотя известно, что газовые извержения зависят от типа земной коры, состава и стадии дегазации мантии, однако четкого представления о соотношениях в газах содержания отдельных химических элементов пока нет, так как последние могут входить в очень различные соединения [27]. В то же время установлено влияние состава лав на состав газов: уменьшение основности лав сопровождается уменьшением содержания галоидных газов (например, HCl + HF) и увеличением количества углекислого газа. Наблюдается также достаточно четкая тенденция уменьшения содержания, а затем и полного исчезновения с понижением температуры таких составляющих, как H<sub>2</sub>, HCl + HF, CO, и увеличение относительного количества SO<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub> (рис. 7.3). При падении температуры ниже 100 °C вода переходит в жидкое состояние, захватывая легко растворимые вещества (например, HCl, SO<sub>2</sub>). Из главных газовых компонент последними сохраняются CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S.

*Жидкие продукты* вулканической деятельности представляют собой лавы различного состава, определяющего их физические свойства. Лава по сравнению с магмой обеднена газовой составляющей, высвобождающейся при извержении. В ней преобладают O, Si, Al, Mg, Fe, Na, Ca, K, H и другие элементы.

В зависимости от содержания кремнезема  $\text{SiO}_2$  лавы, как и магмы, подразделяют на основные, кислые и средние. Наиболее распространены *основные лавы* (базальтовые), поступающие из верхней мантии Земли в рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, а также в трещинные зоны глубоководных впадин. Эти лавы преимущественно (более 66 %) слагают океаническое дно, хотя встречаются и на материках в местах глубинных разломов и рифтовых зон. Они почти лишены газов, обладают очень низкой вязкостью, т.е. являются легкоподвижными, скорость их течения составляет 2—8 м/с, хотя в отдельных случаях (например, вулкан Килауэа на Гавайских островах) она достигает 15 м/с. Излияние лав основного состава протекает относительно спокойно, температура расплава на выходе достигает  $1300^\circ\text{C}$ . Эти лавы образуют лавовые потоки и покровы длиной 30—1000 км; объем лавы изменяется от долей километра до нескольких кубических километров. Внутри лавовых покровов обнаруживаются пустоты, нередко больших размеров, кровля которых достигает 3—30 м (например, пустоты в лавовых покровах на Камчатке, в районе оз. Севан, в Монголии).

Совершенно по-иному извергаются *кислые и средние лавы*. Кислые лавы остывают медленнее основных, содержат больше оксидов щелочных металлов (K, Na) и меньше Mg, Ca и Fe. Благодаря своей высокой вязкости они текут медленно и с большим трудом отдают газы. Поэтому при подъеме расплава газы испытывают препятствие к своему расширению и тем самым создают огромное избыточное давление, в конечном итоге приводящее к катастрофическому извержению. Лавы среднего состава (андезитовые лавы) по своим свойствам и характеристикам занимают промежуточное положение между основными и кислыми. Они слагают большие массивы на краях материков и прилегающих к ним островных дугах. Вязкость лав среднего состава относительно высока. Температура средних и кислых лав ниже, чем основных, на  $200\text{—}300^\circ\text{C}$ . Например, измеренная температура андезитовой лавы вулкана Санторин непосредственно вблизи кратера составляла  $975^\circ\text{C}$ .

Температуру излившейся и остывающей лавы приблизительно можно определить по ее окраске: начало красного свечения —  $540^\circ\text{C}$ , темно-красного —  $650^\circ\text{C}$ , светло-красного —  $870^\circ\text{C}$ , желтоватого —  $1110^\circ\text{C}$ , белого —  $1260^\circ\text{C}$ , белое свечение —  $1480^\circ\text{C}$  [40].

*Твердые продукты* вулканических извержений являются основным исходным материалом, из которого создаются и создавались в геологическом прошлом разнообразные горные породы земной коры. Они составляют большую часть всех продуктов вулканических извержений. Выброшенные в атмосферу мелкие капли жидкой лавы и измельченные частицы пород жерла и конуса вулкана

отвердевают и образуют различного размера твердый вулканический материал — *пирокласты* (от греч. *pyr* — огонь и *klásis* — разбивать). Застывшие в полете обрывки горячей лавы, большей частью падающие на склон вулкана в виде шероховатых, переполненных газовыми пузырьками обломков, обычно называют *шлаками*. К пирокластам относят вулканический пепел, песок, лапилли и бомбы.

*Вулканический пепел* — тончайшие частицы лавы размером менее 0,01 мм, рассеиваемые в результате быстрого расширения газов. Это основная масса вулканических продуктов. Частицы имеют неправильную форму и обычно состоят из кристаллов полевого шпата, роговой обманки и вулканического стекла. Поднятый на большие высоты (до 10 км и даже выше) в атмосферу пепел воздушными потоками разносится на огромные расстояния (до 1000 км и более) от места извержения и быстро превращается в компоненты осадочных пород. Пепла нередко бывает так много, что он засыпает целые селения и производит опустошение огромных территорий. Опустошительное воздействие оказывают так называемые палящие тучи, состоящие из горячих частиц пепла и пыли. Они распространяются очень быстро и уничтожают все на своем пути. Особенно губительны эти тучи тогда, когда одновременно с ними извергаются пары воды, которые, конденсируясь в атмосфере, выпадают в виде дождя и, стекая по склонам вулкана, образуют бурные разрушительные грязевые потоки (*лахари*).

*Вулканический песок* — это минеральные частицы размером 0,1—2,0 мм. Он может быть представлен различными кристаллами (авгит, полевой шпат, роговая обманка, магнетит, слюда), а чаще обломками вулканического стекла. Вулканический песок распространяется от вулкана на меньшие расстояния, чем пепел. И вулканический песок, и вулканический пепел очень плодородны и при определенных условиях (например, при небольшой толщине их слоя) способствуют наращиванию слоя почв.

Небольшие кусочки лавы или обломки горных пород размером 3—30 мм называют *лапилли* (от итал. *lapilla* — камешки). По форме они напоминают веретено и состоят в основном из пористого вулканического стекла, а иногда из некоторых кристаллов (полевой шпат, авгит и др.).

*Вулканические бомбы* представляют собой остроугольные обломки стенок жерла и кратера вулкана или округлые куски застывшей в воздухе лавы. Их размеры разнообразны и достигают в поперечнике 0,03—3,0 м, иногда до 15 м. Поднимаясь в атмосферу на высоту до 1000 м, крупные бомбы падают в радиусе 5—7 км от кратера, а более мелкие — в радиусе до нескольких десятков километров. Иногда к разновидностям вулканических бомб относят так называемые *волосы Пеле*. Это тончайшие стеклянные нити, разлетающиеся от дуновения ветра и уносимые им из лавовых фонтанов.

### 7.1.2.3. Циклы и фазы извержения вулканов

Циклы и фазы извержения вулканов обуславливают периодичность явления вулканизма. Деятельность большинства вулканов осуществляется в несколько циклов и продолжается многие годы и даже тысячелетия до полного исчезновения магм в магматических очагах. Каждый цикл вулканической деятельности имеет присущие ему особенности по продолжительности, составу и характеру излияния лавы и выбросу газов. Продолжительность циклов составляет несколько лет и даже десятки лет. Так, например, некоторые вулканы Камчатки за свою более чем 200-летнюю историю пережили от 16 (Авачинская сопка) до 34 (Ключевская сопка) циклов. В начальные циклы обычно происходят выбросы газов и излияние основной базальтовой лавы, в заключительные — изливается менее богатая газами кислая лава.

Каждый цикл состоит из трех фаз извержения. Начальная фаза — это движение магмы из магматического очага к земной поверхности. Оно сопровождается землетрясением, разогреванием магматических пробок в выводных каналах и иногда значительным выбросом газов. Вторая фаза называется основной и заключается либо в излиянии лавы, либо в выбросах ее и раскаленного облака («палящих туч»). В конце этой фазы движение магмы в выводном канале замедляется, поэтому лава начинает выходить через многочисленные трещины основного вулканического конуса, образуя паразитические конусы. Третья, заключительная фаза извержения (поствулканическая фаза) характеризуется сильным ослаблением вулканической деятельности. В эту фазу длительное время наблюдаются *поствулканические явления* в виде извержений водяного пара и горячей воды (*гейзеры*) или грязи (*сальзы*), а также относительно спокойные выходы различных газов, термальных и термоминеральных вод.

### 7.1.2.4. Вулканическая энергия

При вулканической деятельности выделяется огромная энергия. Так, только за один день во время взрыва вулкана Безымянного на Камчатке 30 марта 1956 г. высвободилась энергия в  $4 \cdot 10^{13}$  кВт·ч. А если использовать тепло действующего вулкана Авачинская сопка в энергетической установке с коэффициентом полезного действия хотя бы 10 %, то можно получить около  $10^9$  кВт·ч электроэнергии, т. е. столько, сколько может дать электростанция мощностью в  $10^6$  кВт за сотни лет. Тем не менее на вулканизм тратится относительно малая доля годового расхода тепла Земли. За последние 500 млн лет эта доля, по Расту [40], составила всего около 3 % постоянных общих тепловых потерь Земли (см. п. 5.3.2).

К настоящему времени рядом вулканологов предпринимались попытки оценить энергию, израсходованную на вулканическую деятельность. По данным советского ученого В. И. Влодавца [10], количество теплоты, освобождаемое при остывании  $1 \text{ км}^3$  базаль-



товой лавы с 1400 до 0 °С, составляет около  $6,096 \cdot 10^{18}$  Дж. На этой основе получено, что количество теплоты, израсходованное на сооружение некоторых камчатских вулканов, изменяется от  $5,862 \cdot 10^{18}$  Дж (вулкан Средний) до  $12,142 \cdot 10^{20}$  Дж (Ключевская сопка). По Б. Г. Поляк, за последний миллион лет всеми вулканами Камчатки количество израсходованной теплоты составило  $4,187 \cdot 10^{25}$  Дж.

Оценка тепловой энергии, израсходованной в ходе отдельных вулканических извержений ( $q_{\text{влк}}$ ), приближенно может быть выполнена по формулам японского геофизика Йокоямы:

— при излиянии лавы

$$q_{\text{влк}} = V_{\text{влк}} \rho_{\text{влк}} (\theta_{\text{влк}} c q') q'', \quad (7.1)$$

— в случае эксплозивного извержения (выброс рыхлого материала)

$$q_{\text{влк}} = V_{\text{влк}} \rho_{\text{влк}} \theta_{\text{влк}} c q'', \quad (7.2)$$

где  $V_{\text{влк}}$  — объем вулканического материала;  $\rho_{\text{влк}}$  — его плотность;  $\theta_{\text{влк}}$  — температура;  $c$  — удельная теплоемкость;  $q'$  — удельная теплота плавления лавы;  $q''$  — эквивалент теплоты.

По предложению Е. К. Мархинина [27], величина  $q_{\text{влк}}$  (Дж) может быть оценена по формуле

$$q_{\text{влк}} = 10 \bar{V}_{\text{влк}} V_{\text{в.г}} (2V_{\text{в.г}}^{0.3} - 1), \quad (7.3)$$

где  $\bar{V}_{\text{влк}}$  — средний объем образовавшегося за одно извержение ювенильного пирокластического материала, см<sup>3</sup>;  $V_{\text{в.г}}$  — количество выделившихся при взрыве ювенильных газов, % по массе.

Формулы (7.1) — (7.3) позволяют определять также количество продуктов вулканических извержений, если энергия вулканических взрывов подсчитана каким-либо способом.

#### 7.1.2.5. Географическое распространение вулканов

Вулканы на Земле распространены очень неравномерно. Большинство их сосредоточено вблизи берегов морей и океанов или вдоль островных дуг. Это объясняется тесной связью вулканизма с наиболее подвижными зонами земной коры и литосферы в целом — зонами тектонических разломов.

Ранее (см. гл. 4) отмечалось, что литосфера Земли состоит из отдельных плит, образующихся в рифтовых зонах океанов и разрушающихся в зонах *субдукции*, т. е. в зонах «поглощения» океанической литосферы (обычно это места глубоководных желобов). Каждая из этих плит (см. рис. 4.1) испытывает процессы становления, перемещения и разрушения и ограничена рифтовыми зонами, зонами субдукции и *трансформенными разломами* (поперечными нарушениями срединно-океанических хребтов). Центральные части литосферных плит тектонически относительно спокойны, краевые являются наиболее активными зонами проявления глобально-тектонических сил. Вдоль них земная кора рассечена глу-

бинными разломами, и потому здесь располагается основная часть вулканов. На обширных пространствах материков действующие вулканы встречаются редко. Так, в Евразии они сосредоточены на окраинах континента (побережье Средиземного моря и п-ов Камчатка), в Северной и Южной Америке — вдоль западного побережья Тихого океана, в Антарктике — на северо-восточном побережье; в Африке вулканы расположены вдоль древнего разлома земной коры (верховье р. Нила — Великие озера Африки). В Австралии действующие вулканы не обнаружены.

Точное число действующих вулканов на Земле неизвестно, приводимые данные сильно различаются: от 524 (П. М. Борковский, 1976 г.) до 616 (В. И. Влодавец, 1973 г.) и даже до 800 (М. М. Жуков и др., 1971 г.). По-видимому, это объясняется отчасти тем, что иногда в число действующих вулканов включают те, которые находятся в поствулканической стадии. Однако и это количество действующих вулканов явно занижено, так как оно относится к известным вулканам континентов и островов, т. е. примерно к одной трети земной поверхности. О подводных вулканах преобладающей части Земли известно очень мало: имеющиеся сведения в основном относятся к тем подводным вулканам, которые наблюдаются вблизи краев материков или островов. Таких вулканов около 60—70. Сейчас почти неизвестны вулканические явления, происходящие в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов или в других разломах океанического дна под толщей воды в несколько тысяч метров. Но есть установленные данные о том, что из общей протяженности системы рифтовых зон почти в 70 000 км на протяжении 400 км (в Исландии) насчитывается 28 действующих и уснувших вулканов. Это дает основание для утверждения о значительно большем числе действующих вулканов на Земле, чем указано выше.

В распределении вулканов на Земле выделяют три вулканических пояса, в которых сосредоточена основная часть вулканов: Тихоокеанский, Средиземноморско-Индонезийский и Атлантический, причем три четверти всех самых активных вулканов располагаются в зоне перехода от континентов к океанам.

*Тихоокеанский пояс* объединяет больше половины всех действующих вулканов. Они располагаются на побережье и островах Тихого океана (так называемое Тихоокеанское огненное кольцо), в большинстве своем изливая базальтово-андезитовую лаву. На западе пояс прослеживается от Камчатки до Антарктиды и включает острова Курильские, Японские, Филиппинские, Соломоновы, Новые Гебриды, Новую Зеландию, Самоа, Боулени. На восточном Тихоокеанском побережье пояс протягивается от Огненной Земли через Анды, Кордильеры и Аляску до Алеутских островов. Всего в поясе насчитывается около 370 действующих вулканов [40]; наибольшее их число сосредоточено на Аляске и Алеутских островах (38), в Японии (38), на Курильских островах (32) и Камчатке (28). На восточной (тихоокеанской) окраине Америки действующих вулканов около 95, в Антарктиде — 9.

*Средиземноморско-Индонезийский пояс* простирается в субширотном направлении от Австралии до Атлантического океана. Наибольшая часть вулканов (104 из 129) сосредоточена в юго-восточной зоне пояса на островах Яве (23), Малых Зондских (20), Суматре (12), Сулавеси (8), Сангхе (4) и некоторых других. Остальная часть действующих вулканов находится на северо-западе пояса (северная часть Средиземного моря, охватывающая Грецию, Аппенинский полуостров и Сицилию), где он, видимо, продолжается на запад в область Азорских и Малых Антильских островов. Вулканы пояса в основном газово-взрывной категории.

*Атлантический пояс* приурочен к островам центральной части Атлантического океана. Здесь насчитывается более 75 действующих вулканов, из которых около 40 % — подводные. Вулканы располагаются не только по краям глубоководных впадин, но и на вершине срединного Атлантического хребта. Начинается пояс у островов Тристан-да-Кунья, переходит на острова Святой Елены, Вознесения, Зеленого Мыса, Канарские, Мадейра, Азорские и заканчивается вулканами Исландии (40 действующих вулканов).

Незначительная часть вулканов расположена за пределами трех указанных поясов. Это действующие вулканы Африки (их около 20, в том числе высочайший вулкан мира — Килиманджаро, высота конуса которого 5895 м), Аравийского полуострова (4 вулкана), некоторых островов Индийского океана (3) и Красного моря (2).

В СССР действующие вулканы находятся в пределах Камчатско-Курильской островной дуги. Наиболее высокой активностью характеризуются вулканы Ключевская сопка, Авачинская сопка, Карымский, Горелый Хребет, Шивелуч, Безымянный и Плоский Толбачек.

### 7.1.3. Интрузивный магматизм (плутонизм)

*Интрузивным магматизмом* (от лат. *intrudo* — вталкиваю) называют совокупность процессов рождения магмы, ее миграции, разделения по составу и образования интрузивных (глубинных) магматических тел или интрузивных горных пород. Эти породы образуются в результате застывания жидкой магмы, которое представляет собой сложный поэтапный процесс ее разделения (дифференциации) по составу.

В магматическом очаге, при движении магмы по тектоническим трещинам и в порах горных пород происходит ее разделение по плотности, т. е. и по химическому составу. В результате возникает так называемая *магматическая дифференциация* — расслоение жидкого магматического расплава на две части: вверху скапливаются более легкие компоненты магмы (Si, Al и т. д.), внизу — более тяжелые (Fe, Ca, Mg и т. д.). Обычно этот процесс длительный, он присущ верхней мантии. Дальнейшее перемещение магмы в земной коре сопровождается ее охлаждением и возникновением центров кристаллизации отдельных минералов. Так наступает вто-

рой этап дифференциации магмы — *кристаллизационная дифференциация*, в ходе которого сначала выделяются тугоплавкие соединения (силикаты железа и магния), затем — легкоплавкие (соединения калия и натрия). Такое разделение первичной магмы на части является первопричиной разнообразия интрузивных магматических горных пород (габбро, сиенит, диорит и др.). В конечном итоге дифференциация магмы по плотности привела к образованию существенно различных слоев земной коры: более плотного базальтового внизу и менее плотного гранитного сверху.

В период охлаждения и кристаллизации магмы и после него вокруг интрузивных тел происходят процессы, в которых большую роль играют горячие газы и водные растворы (*гидротермальные растворы*). Это так называемые *постмагматические явления*, в ходе которых кристаллизуются высокотемпературные минералы (кварц, слюда, молибденит и др.). Вместе с этим гидротермальные растворы и газы изменяют химически активные горные породы и создают качественно новые горные породы — *скарны*.

Форма и размеры интрузивных тел весьма разнообразны и зависят от количества внедряющейся магмы, ее энергии и ряда характеристик вмещающих магму пород. Интрузивные тела связываются основным магматическим очагом либо непосредственно — тогда они представляют собой своеобразные выступы этого очага, — либо через канал или корень интрузивного тела.

Застывание интрузивных тел ведет к сокращению их объема и как следствие к расколу системами трещин. Трещины имеют различные направления и разбивают интрузивные горные породы на тела различной формы (*отдельности пород*).

#### 7.1.4. Геофизическая роль вулканизма

Вулканизм как сложный эндогенный процесс во все геологические эпохи играл основную роль в формировании континентальной и океанической земной коры, в образовании гидросферы и атмосферы, месторождений полезных ископаемых и возникновении жизни на Земле. Чтобы понять эту роль вулканизма, необходимо иметь представление о массе вулканических продуктов, вынесенных вулканами из мантии в течение всей геологической истории Земли.

Вулканизм был и остается основным поставщиком силикатного материала, из продуктов которого постепенно формировалась и продолжает формироваться земная кора. Точная оценка количества этого раскаленного вещества мантии, выброшенного вулканами за всю геологическую историю Земли, — задача очень сложная. Это обусловлено рядом причин, среди которых определяющее значение имеют следующие. Во-первых, преобладающая часть (70,8 %) поверхности Земли скрыта от непосредственного наблюдения под водами Мирового океана. Во-вторых, вулканическая пыль разносится ветрами на большие расстояния, отлагается очень тонким слоем и потому ее трудно учесть. И, наконец,

в-третьих, об извержениях очень многих вулканов даже последних веков, особенно в малообжитых районах, сведений нет. Поэтому оценка количества выброшенного силикатного материала выполняется по имеющимся данным об извержениях вулканов за последние 100—200 лет. Хотя такие данные занижены, но они позволяют составить представление о порядке количества пирокластического материала, выброшенного на Земле за всю ее геологическую историю. По Е. К. Мархинину [27], современная вулканическая деятельность бурно проявляется на островных дугах и родственных им структурах, ее средняя годовая интенсивность составляет  $(3 \dots 6) \cdot 10^9$  т вещества, преимущественно в виде андезитовых пирокластических продуктов. Если учесть это количество и допустить, что в прошлом вулканическая деятельность была не ниже современной, то получим, что за время существования земной коры ( $4,5 \cdot 10^9$  лет) вулканами выброшено из глубин  $(13,5 \dots 27) \cdot 10^{18}$  т вещества. Масса континентальной и субконтинентальной земной коры, по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому, оценивается в  $22 \cdot 10^{18}$  т. Поэтому утверждается, что масса земной коры континентов складывается непосредственно либо из вулканических пород, либо из продуктов их глубокой переработки и метаморфизма.

О масштабах и характере вулканической деятельности на дне океанов известно мало. Но, как отмечают крупнейшие вуканологи А. Е. Энгель и С. Д. Энгель, океаническая кора состоит в основном из базальтов, которые повсеместно обнаружены в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Геологические исследования дна океанов показывают, что здесь процессы вулканизма превышают таковые на материках. Поэтому признается, что океаническая кора представляет собой продукт вулканизма.

Рост земной коры за счет силикатных вулканических продуктов сопровождался накоплением в гидросфере и атмосфере летучих компонент вулканизма. В конце концов молодую Землю окружила плотная оболочка из паров и газов, в которую входили и газы, выделяющиеся вулканами. После того как охлаждение земной коры прошло точку кипения воды ( $100^\circ\text{C}$ ), началось осаждение водяного пара из первичной атмосферы в виде дождей. Так началось формирование гидросферы и преобразование атмосферы Земли. Все это означает, что первичная атмосфера, как и гидросфера Земли,— продукты вулканизма, последствия дегазации Земли (см. гл. 3).

В вулканических газах, наряду с простыми органическими соединениями ( $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$ ), присутствуют и более высокоорганизованные молекулы. Советские исследователи из единственного в мире Института вулканологии Сибирского отделения Академии наук СССР пришли к выводу, что вулканы действуют как «генератор» органических углеродсодержащих соединений. Это означает, что синтез предбиологических соединений происходил и происходит в районах активного вулканизма, где при вулканических извержениях совершался первый шаг на пути химической

эволюции, приведший в дальнейшем к образованию живого из неживого, к *зарождению жизни*.

Как известно, живая материя на 95 % состоит из таких элементов, как С, Н, О, N, S и Р. Все эти шесть элементов входят в состав вулканогенного углеродсодержащего вещества. Кроме того, в нем найдены нуклеиновые кислоты и белок, т.е. соединения, обеспечивающие деятельность живой клетки. Из 28 соединений, составляющих основу жизни, 16 обнаружено в вулканогенном углеродсодержащем веществе. Поэтому утверждается, что вулканы сыграли основную роль в возникновении жизни на Земле. Они являются поставщиком на земную поверхность углерода в виде углекислого и других вулканических газов.

Вулканическая деятельность влияет на изменения климата. После мощных извержений в верхние слои атмосферы поднимаются многомиллионные тонны вулканической пыли и газов. В основном это сернистые газы, образующие в стратосфере облака из мельчайших частиц серной кислоты, которые понижают прозрачность атмосферы. В конечном итоге из-за снижения проникновения солнечных лучей происходит падение температуры воздуха у земной поверхности на несколько десятых градуса на протяжении 2—3 лет. В дальнейшем по мере выпадения аэрозольных частиц, прозрачность атмосферы повышается и похолодание прекращается. Считается, что наибольшее влияние на климат оказывают не частицы пыли, а капельки серной кислоты, задерживающиеся в стратосфере на длительное время.

Изменение климата под воздействием вулканов в отдельных регионах неодинаково. Так, по данным советских климатологов, исследовавших под руководством М. И. Будыко [6, 7] последствия девяти крупнейших вулканических извержений за последние 100 лет, в Западной Европе ни зимой, ни летом после извержений температура воздуха не изменилась, в Восточной Европе зима стала теплее, а лето — холоднее; на северо-востоке США отмечалось понижение летних температур, а зимние почти не изменились. В целом влияние вулканизма на климат заметно в случаях, когда вулканический материал выброшен с большой энергией высоко в стратосферу.

Процессы вулканизма не только создают земную кору (магматические горные породы), но и определяют ее состав и формируют рельеф. Они образуют крупные неровности рельефа в виде конусов огромных размеров, которые сохраняются лишь у подводных вулканов, а у наземных — разрушаются, в основном процессами выветривания. Кроме того, потоки лавы, перегораживая реки, создают своеобразные водохранилища. В кратерах потухших вулканов образуются озера. Тепло действующих вулканов в горных районах вызывает обильное таяние вечных снегов, ледников и тем самым способствует образованию селей. Вулканизм вызывает землетрясения, влияет на электрические и магнитные свойства горных пород.

## 7.2. Тектонические движения земной коры

Ведущая роль в эндогенных геологических процессах принадлежит тектоническим движениям земной коры (от греч. *tektónikos* — строительство). Именно они формируют крупные неровности рельефа земной поверхности, перемещают целые плиты (блоки) земной коры (см. гл. 4), образуют глубинные разломы, прогибы и поднятия. Эти движения вместе с другими эндогенными процессами сформировали современную структуру земной коры и продолжают ее изменять. В ходе тектонических движений участки суши могут стать дном моря и наоборот.

### 7.2.1. Общая характеристика и типы тектонических движений

*Тектонические движения* — это природные движения земной коры. Они ведут к нарушению исторической последовательности в напластовании горных пород и условий их залегания. В то же время изменение этих условий нередко приводит к возникновению тектонических движений. Их проявление неодинаково на различных участках земной поверхности. В одних зонах они протекают слабо и с малой амплитудой — такие области получили название стабильных (*платформ*). В других зонах тектонические движения осуществляются со сравнительно большими скоростями и амплитудами — эти области называются подвижными (*геосинклиналями*). Движения земной коры на платформах и геосинклиналях тесно связаны между собой.

Тектонические движения различаются по ряду признаков. Основными из них являются время проявления, характер (направленность) движения вещества земной коры, глубина, скорость и длительность. В зависимости от первого признака принято различать современные, новейшие и древние тектонические движения.

*Современные движения* охватывают исторический период времени (примерно 6 тыс. лет), *новейшие* (неотектонические) — это движения четвертичного периода и плиоцена. Под влиянием этих движений сформировались облик современного рельефа и общая направленность эндогенных процессов. *Древние движения* имели место во все более ранние геологические эпохи. Изучением древних движений занимается геотектоника, современных и новейших — неотектоника.

По характеру (направленности) движения вещества земной коры тектонические движения обычно делят на *радиальные* и *тангенциальные*. В первых из них преобладают вертикальные движения, направленные вдоль радиусов Земли, т. е. имеющие восходящий и нисходящий характер. Скорость, площадь распространения движений и вызываемые ими изменения в земной коре достаточно разнообразны. В зависимости от этих характеристик радиальные движения подразделяют на колебательные (эпейрогенические), волновые и глыбовые (разрывные) (рис. 7.4).

*Колебательные движения* являются первичными по отношению ко всем другим видам тектонических движений. Они заключаются в медленных, плавных, постоянных поднятиях или опусканиях отдельных участков земной коры на значительной площади. *Волно-*

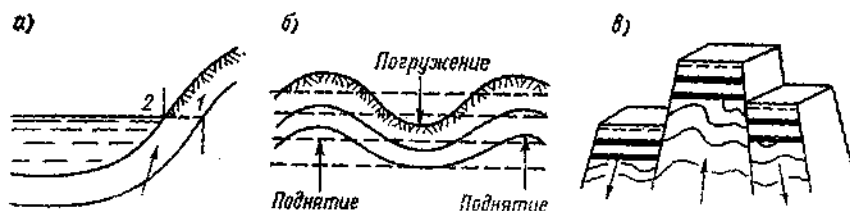


Рис. 7.4. Радиальные движения земной коры.

а — колебательные; б — волновые; в — глыбовые.

*вые движения* также происходят медленно и плавно, но вызывают в одних местах поднятие, а в других — погружение земной коры. В отличие от колебательных и волновых *глыбовые движения* непостоянные, сравнительно быстрые и резкие.

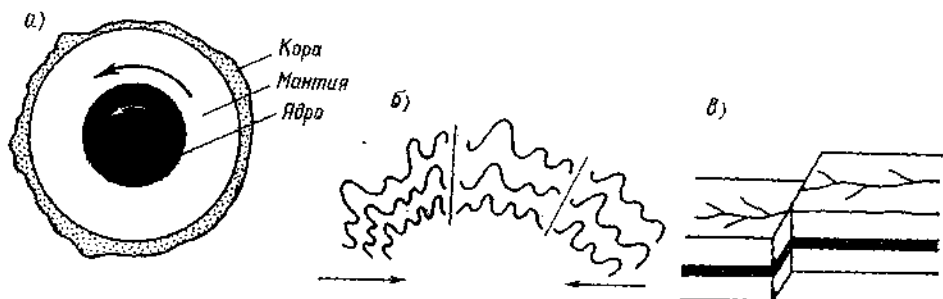


Рис. 7.5. Тангенциальные движения земной коры.

а — вращательные; б — складчатые; в — сдвиговые.

Тангенциальные движения характеризуются преобладанием горизонтальной направленности, т. е. движение вещества осуществляется по касательной к оболочкам земной коры. Их делят на *вращательные*, *складчатые* (орогенические) и *сдвиговые* (рис. 7.5). Первые из них в основном связаны с силами осевого вращения Земли и проявляются на границах внутренних геосфер: ядра и мантии, мантии и земной коры. Складчатые движения характерны главным образом для земной коры и ведут к смятию горных пород, их изгибу, к возникновению складок и тектонических горных систем. Сдвиговые движения имеют как радиальные, так и тангенциальные направления.

Единой классификации тектонических движений в зависимости от глубины их возникновения и распространения пока нет. Такие движения могут возникать в мантии Земли (мантийные



движения), в глубоких частях земной коры (глубинные или коровые) и в ее самых верхних слоях (поверхностные и покровные). В. В. Белоусов классифицирует тектонические движения на внутрикоровые, распространяющиеся на отдельные участки земной коры, и общекоровые, которые включают земную кору в целом. Внутрикоровые движения могут быть складчатыми и глыбовыми, общекоровые — колебательными и глыбовыми.

Все тектонические движения создают различного рода деформации. Основными из них являются деформации прогибов и поднятий, складчатые и разрывные. Деформации могут возникать в земной коре не только в результате тектонических движений, но и в ходе внедрения магмы, землетрясений и т. п. Однако есть и определенные особенности тектонических деформаций. Так, при колебательных движениях поднятия и прогибы земной коры обычно происходят медленно и имеют больший радиус, чем при сейсмических колебаниях. Это же относится к складчатым и разрывным деформациям.

## 7.2.2. Колебательные движения земной коры

### 7.2.2.1. Общие сведения

Колебательные движения земной коры — это наиболее распространенные тектонические движения. Они происходили во все древние геологические периоды и являются характерными для современного этапа развития Земли. Эти движения повсеместны и проявляются в изгибе земной коры. В одних районах образуются поднятия, в других опускания земной поверхности.

По площади распространения современные колебательные движения бывают общими, охватывающими целый континент или значительную его часть, и волновыми (глыбово-волновыми), проявляющимися на сравнительно ограниченных территориях на фоне общих колебаний. В общей совокупности и те и другие колебательные движения приводят к тому, что в каждый момент времени нет ни одного участка земной коры, который не был бы охвачен тектоническими колебаниями. Различие заключается в продолжительности колебания с одним знаком. Обычно на длиннопериодные колебания продолжительностью 150—200 млн лет накладываются колебания сравнительно коротких периодов (50—70 млн лет) и еще более непродолжительных циклов.

Колебательные движения различаются также скоростью и направлением изгиба земной коры. Есть колебания, которые происходят со скоростью от долей сантиметра до нескольких сантиметров в год (геосинклинальные области). Наряду с этим имеют место движения земной коры со скоростью от долей миллиметра до одного сантиметра в год (платформенные области). Медленные волновые движения обычно охватывают площади в сотни и тысячи квадратных километров, в пределах которых образуются своды

и впадины (так называемые структуры первого порядка). Колебания земной коры на меньших площадях усложняют структуры первого порядка структурами второго порядка, структуры второго порядка усложняются структурами третьего порядка и т. д.

В ходе колебательных движений происходят неравномерные вертикальные поднятия одних участков земной коры и опускания других, рядом с ними расположенных (табл. 7.2).

ТАБЛИЦА 7.2

Скорость современных движений земной коры (по Н. И. Николаеву)

Место наблюдений — район Балтийского моря, 1839—1911 гг.	Скорость поднятия, мм/год	Место наблюдений — Дания, 1899—1931 гг.	Скорость опускания, мм/год
Ротан	10	Слинсхевн	0,9—1,8
Вастервик	4	Копенгаген	0,23—1,03
Кронштадт	3	Аргус	0,58—1,12
Клайпеда	1	Фредериксхавн	0,03—0,71

Характерно, что в областях поднятий земной коры в дальнейшем могут начаться нисходящие движения (опускания). Скорость и размер этих противоположно направленных движений неодинаковы. В этой связи можно утверждать, что колебательные движения представляют собой, с одной стороны, процессы обратимые (смена направления движения), а с другой — необратимые (различие размеров свода и впадины на одном и том же участке земной коры).

Современные и новейшие колебательные движения разного знака (направления) наблюдаются на всех континентах и в океанах. Об их размерах и отличительных особенностях можно судить по многочисленным данным, приводимым в геологической литературе. Так, постоянно испытывают поднятия Гренландия, Исландия, Скандинавия, Южная Аляска и многие другие районы. В ходе этих поднятий земной коры в прибрежных морских районах происходит *отступление (регрессия) моря*. На пологих берегах обнаживаются до 5—10 и более береговых валов, на скалистых — морские террасы, обнажаются скрытые ранее под водой участки морского дна, осушаются гавани и дельты рек. Так, на северном побережье Норвегии обнаружено до пяти морских террас с высотой над уровнем моря от 5 до 176 м и шириной соответственно от 35 до 66 м. В Швеции вдоль Ботнического залива за последниковый период подобные поднятия составили 175 м, террасы покрыты современными отложениями с морскими раковинами.

Имеется и немало примеров опускания земной коры в прибрежных районах морей (крупных озер). В этих местах при опускании земной коры море наступает на сушу (*трансгрессия моря*), под водой оказываются значительные площади суши, нередко с древесной растительностью, подводными долинами, руслами рек

жения береговой линии моря (озера) по отношению к населенному пункту, гидротехническому сооружению и т. п. Таким путем определено поднятие берега Ботнического залива и восходящее движение о. Канин, в настоящее время полуострова.

Геодезический метод наиболее точен, он основан на повторных измерениях абсолютных отметок данного участка земной коры и повторных измерениях наклонов поверхности земли. Это так называемое повторное нивелирование, которое обычно осуществляют через 8—10 лет. Таким путем было выявлено, например, что за время между двумя нивелированиями европейской территории СССР (1920—1939 и 1945—1948 гг.) вся область к северу от линии Ростов-на-Дону—Волгоград поднималась, а район Предкавказья — опускался. Средняя скорость опускания низовья р. Терек составляла 5—7 мм/год, поднятие Среднерусской возвышенности происходило в отдельных местах со скоростью 15—20 мм/год. В районе Москвы земная поверхность поднималась со скоростью около 2—4 мм/год, район Донбасса — со скоростью 10 мм/год, а Азово-Кубанская впадина опускалась с интенсивностью 3—5 мм/год.

Параметры колебательных движений за более короткие периоды определяют с помощью наклономеров и другими более точными методами. Для изучения этих движений на побережьях морей и озер устанавливают реперы или футштоки. Систематические измерения уровня озера на различных берегах позволяют определять амплитуду, скорость и направление колебательных движений.

С помощью обоих рассмотренных количественных методов можно регистрировать только современные движения земной коры. Для других геологических периодов и эпох они не могут дать относительно точных данных. К тому же эти методы требуют больших материальных затрат и времени.

*Качественные методы* изучения колебательных движений земной коры дают возможность устанавливать в основном направление движений, а их скорость оценивается весьма приближенно. Эти методы применимы для обнаружения современных, новейших и древних движений суши, дна морей, озер и речных долин. Наиболее распространенными качественными методами являются геоморфологический и геологический, основанные на изучении изменений рельефа земной коры, структуры, мощности фаций и площадей распространения разновозрастных отложений (осадков), а также на исследовании взаимоотношений между отдельными пластами горных пород.

*Геоморфологический метод* используют для изучения новейших, а иногда и современных тектонических движений. Он основан на учете безусловного факта о том, что колебательные движения всегда производят изменение рельефа поверхности земной коры. В связи с этим при выявлении колебательных движений морских побережий изучают их рельеф, дно морей и океанов. В качестве признаков поднятий (регрессии моря) используют морские тер-

расы, древние береговые валы, абразионные уступы, находящиеся вне досягаемости волн современного моря, косы, коралловые постройки, возвышающиеся над уровнем моря, и т. п. По ископаемой флоре и фауне в отложениях террас можно установить время их образования. По современной высоте террас над уровнем моря и указанному времени можно оценить скорость восходящего движения земной коры в данном районе. Таким путем, например, было установлено, что за четвертичный период поднятие Крыма происходило со скоростью около 1 мм/год. Плоские длинные валы вдоль современного морского побережья сложены морским песком, галькой, битыми раковинами. Такие валы появились в результате намыва морскими волнами, и потому их расположение вдали от моря, вне досягаемости современных наибольших волн и высоко над его уровнем, свидетельствует о восходящем движении берега. О том же свидетельствуют абразионные уступы, удаленные от берега на значительные расстояния и возвышающиеся над современным уровнем моря.

Признаками опускания морского побережья (трансгрессии моря) являются, например, не только затопленные морем древние постройки, торфяники на дне моря, затолпленные леса, но и формы устьев рек, подводные долины (каньоны), эрозионные хребты на дне моря, коралловые постройки на большой глубине и т. д. Об опускании морского побережья свидетельствуют лиманы, губы и эстуарии, представляющие собой затопленные морем устья рек. Подводные речные долины обычно располагаются на продолжении устьев современных рек, на их дне имеются аллювиальные отложения. Такие долины нередко располагаются группами, указывая на опускание значительной части всего побережья моря. Примером может служить обширная подводная долина в современном Белом море (от слияния рек Северной Двины и Онеги) и Северном море (от слияния рек Эльбы, Рейна и Темзы). Подводные долины имеются на протяжении рек Ганга, Инда, Колумбии, Миссисипи, Гудзона, Амазонки, рек Охотского моря и др.

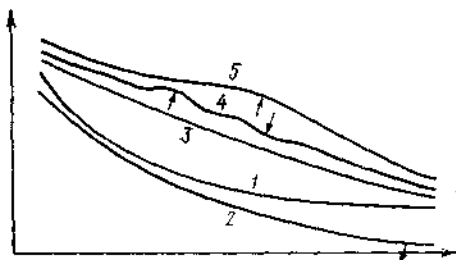
Внутри материков новейшие колебательные движения земной коры можно установить на основе изучения поперечных и продольных профилей речных долин, характера эрозионной деятельности и изгибов русла реки, строения речной сети и т. п.

Известно, что у каждой реки продольный профиль равновесия характеризуется вогнутой кривой, которая асимптотически приближается в устьевой части к горизонтальной линии, в верховьях — к вертикальной (рис. 7.6). В период старения реки эрозионные процессы в верховьях незначительны и поэтому накопление аллювия в низовьях небольшое. Такой продольный профиль реки сохраняется длительное время только в том случае, когда в речном бассейне амплитуды колебательных движений незначительны и эрозионные процессы протекают замедленно [16]. Если же в верховьях реки при выработанном профиле равновесия эрозионные процессы идут интенсивно, а аллювий не только выносятся в море (главную реку, озеро), но и накапливается в низовьях

реки, то это свидетельствует о поднятии земной коры в верховьях и опускании в нижнем течении. Продольный профиль русла принимает вид кривой 2 (рис. 7.6), характерный, например, для некоторых рек Кавказа (Кура, Риони, Мзымта и др.). В целом по очертанию продольного профиля можно качественно определить зоны и интенсивность опускания и поднятия земной коры на отдельных участках реки. Так, небольшая кривизна всего продольного профиля свидетельствует о слабых колебательных движениях в среднем течении, выпуклость кривой в средней части — о значительных поднятиях земной коры в этой зоне.

Рис. 7.6. Типы продольных профилей реки.

1 — выработанный профиль равновесия; профили реки: 2 — при опускании в нижней части реки, 3 — при слабых поднятиях в средней части реки, 4 — при неравномерных поднятиях в средней части, 5 — при значительном поднятии в средней части реки.



Имеется немало и других признаков колебательных движений на материках, которые фиксируются, например, речными долинами и террасами. Так, при нисходящих движениях глубинная эрозия постепенно ослабевает и прекращается, более интенсивное развитие получает боковая эрозия, образуются значительные меандры. В случае поднятия земной коры усиливается глубинная эрозия. Причем если интенсивность поднятия больше скорости эрозии реки, то река разветвляется на рукава или начинает постепенно огибать зону поднятия.

Сам факт наличия тектонических речных террас свидетельствует о восходящих движениях земной коры. Разность между абсолютными (или относительными) отметками верхней и надпойменной террас соответствует подъему земной коры. Если этот подъем был равномерным по всей длине речной долины, то террасы параллельны между собой. Чем больше относительная высота террасы, тем интенсивнее происходило ее поднятие. При прогрессирующем опускании суши в низовьях речной долины террасы опускаются ниже уровня моря (главной реки, озера) и на них отлагаются морские (речные, озерные) отложения. Обычно в зонах восходящих движений террасы эрозонные и цокольные, в областях нисходящих — аккумулятивные.

Интересный материал о колебательных движениях дает анализ режима подземных вод. При поднятиях земной коры возрастает разгрузка подземных вод и как результат опускается их уровень. Это сопровождается нарушением связи поверхностных и подземных вод, приводящим к обмелению рек, колодцев, исчезновению родников и т. п. В случае длительного опускания земной коры уро-

вень подземных вод поднимается, приближается к земной поверхности. В итоге может начаться процесс заболачивания суши и образования низинных болот.

*Геологические методы* используют для изучения новейших и древних колебательных движений материков и океанической земной коры. Они основаны главным образом на изучении осадочного слоя. При этом главное внимание уделяется условиям образования, мощности и площади распространения разновозрастных отложений.

Известно, что чаще всего осадочные породы имеют слоистую текстуру (сложные породы). При этом каждый слой представляет собой результат длительного накопления продуктов отложения. Слои могут быть горизонтальными или почти горизонтальными (морские и озерные отложения), наклонными или косыми (речные отложения) и диагональными (отложения склонов дельт). В гл. 4 отмечалось, что по происхождению осадочные породы бывают обломочными, глинистыми, химическими, органическими, а также биохимическими (смешанными из химических и органогенных). По условиям образования их делят на морские, лагунные и континентальные.

Геологические методы изучения колебательных движений используют в основном именно эти характеристики осадочных пород. К рассматриваемым методам относят: стратиграфический метод; анализ последовательности напластований, перерывов и несогласий; фациально-палеографический метод; метод анализа мощностей осадочных горных пород.

Сущность *стратиграфического метода*, разработанного А. П. Карпинским, заключается в анализе состава отложений. Так, если происходит трансгрессия моря, то в вертикальном разрезе осадочных пород наблюдается смена снизу вверх континентальных осадков морскими (трансгрессивное залегание осадочных пород): на коренных породах залегают континентальные конгломераты, затем пески и глины (рис. 7.7 а). В случае если на подстилающих породах снизу вверх морские осадки сменяются лагунными, а затем континентальными (регрессивное залегание осадочных пород), то это свидетельствует о регрессии моря (рис. 7.7 б).

*Анализ последовательности напластований, перерывов и несогласий* является разновидностью стратиграфического метода и основан на изучении литологии осадков. По литологическому составу осадочного слоя судят о тектонических движениях дна данного водного бассейна.

Восходящие движения морского дна (дна озера) могут закончиться выходом из-под воды накопленных морских (озерных) осадков. Под влиянием экзогенных процессов эти осадки на дневной поверхности будут разрушаться. При новом погружении данного участка морские осадки будут аккумулироваться на разрушенной поверхности прежних (старых) морских осадков. Произойдет нарушение возрастной последовательности отложений и выпадут отдельные слои. По признакам экзогенных нарушений

в горных породах и выпадению (отсутствию) отдельных слоев судят о факте перерыва в осадконакоплении.

Фациально-палеогеографический метод основан на анализе форм рельефа поверхности земной коры, условий накопления отложений и их литологического состава. Монотонные и петрографические однообразные толщи горных пород свидетельствуют об

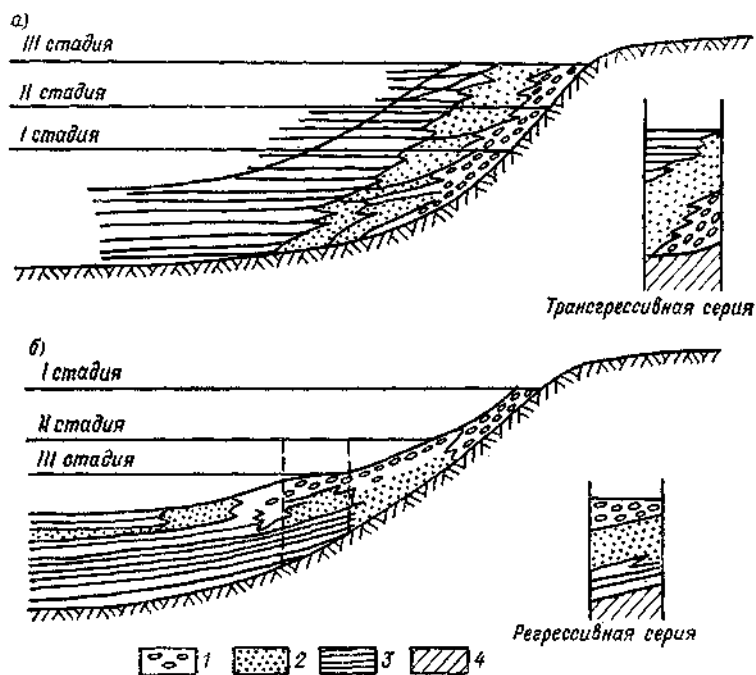


Рис. 7.7. Схемы трансгрессии (а) и регрессии (б) моря.

1 — конгломераты; 2 — пески, песчаники; 3 — глины; 4 — подстилающие породы.

очень слабых проявлениях колебательных движений. Частая смена состава отложений позволяет сделать заключение об интенсивных движениях земной коры.

Метод анализа мощностей осадочных горных пород основан на представлении о том, что при нисходящих движениях образуются впадины, заполняющиеся отложениями: мощность отложений тем больше, чем длительнее они накапливались. Чем больше прогибание, тем больше вмещается осадков. Значит, в определенной мере прогиб земной коры компенсируется накоплением осадков (до глубины 200 м), а поднятие — размытием пород. Так как скорости колебательных движений обычно близки к скоростям осадконакопления, то мощность образовавшегося осадочного слоя можно принять за значение прогиба земной коры. Зная продолжительность заполнения впадины осадками, можно определить длительность и скорость колебательных движений.

Рассмотренные выше основные характеристики колебательных движений и методы их изучения позволяют сформулировать некоторые свойства этих движений. К их числу относятся плавность и неравномерность восходящих и нисходящих перемещений земной коры в течение длительного времени. Такие движения являются повсеместными, периодическими, и им присущи свойства обратимости и необратимости процессов.

### 7.2.2.3. Геофизическая роль колебательных движений

Эта роль велика и многообразна. Так, процессы трансгрессии и регрессии моря изменяют очертания материков и Мирового океана и неизбежно сопровождаются перераспределением на Земле площадей, занятых сушей и водой. Такое перераспределение ведет к изменению соотношений между составляющими водного баланса Земли в целом (осадки, испарение, сток) и отдельных ее регионов. Это означает, что колебательные движения влияют на увлажненность материков.

Другая роль колебательных движений заключается в том, что они являются самым мощным природным процессом изменения рельефа материковой и океанической земной коры. Создание пологовыпуклых и пологовогнутых форм рельефа на больших и малых регионах сказывается на многих процессах формирования и развития гидрографической сети и водного режима рек (озер). Так, в зависимости от других природных условий поднятие земной коры в речном бассейне первоначально ведет к медленному вылаживанию рельефа, в результате чего снижается интенсивность склонового стока и доля подземного питания реки. Дальнейшее развитие восходящего движения ведет к перераспределению поверхностного стока между отдельными частями водного бассейна.

Большая роль колебательных движений состоит в изменении интенсивности эрозионных процессов, в заглужении речных русел при поднятии земной коры и их выпрямлении в случае ее опускания. Нередко интенсивные колебательные движения являются одной из причин образования крутых и высоких берегов равнинных рек.

Значительная роль колебательных движений заключается в том, что они определяют мощность и условия залегания осадочных горных пород. На платформах, где эти движения земной коры слабые, осадочные породы залегают почти горизонтально, они слабо деформированы и с редкими разрывами. В геосинклинальных областях колебательные движения имеют значительно большие, чем на платформах, скорости и амплитуды колебаний, там наблюдается более частое чередование участков с большими различиями восходящих и нисходящих перемещений. При длительном прогибании это ведет к образованию значительно больших толщ осадочных пород, чем на платформах.



Велико научное и практическое значение колебательных движений. Оно имеет по меньшей мере два аспекта. Первый заключается в том, что эти движения сказываются на эффективности эксплуатации долговременных наземных и подземных сооружений различного назначения, на работе газо-, нефте- и водопроводов. Планирование и строительство этих объектов без диагноза и прогноза изменений поверхности земной коры приводит к преждевременному выходу из строя, например, морских портов, причалов, гидротехнических сооружений (каналы, гидроэлектростанции, мосты, водозаборные сооружения), крупных промышленных объектов, высоковольтных линий электропередач и др.

Другой аспект важности знаний колебательных движений включает круг вопросов, связанных с поиском полезных ископаемых и определением перспектив использования водных ресурсов и лесных массивов. При установлении, например, зон, богатых подземными водами, необходимо определить районы поднятий земной коры, осложняющих и искажающих параметры подземного стока. Это же относится к поискам месторождений благородных металлов и драгоценных камней, ибо локальные поднятия земной коры являются своеобразными плотинами, у которых скапливаются эти ископаемые.

### 7.2.3. Складчатые тектонические движения и дислокации

#### 7.2.3.1. Тектонические дислокации и складчатые нарушения

Эти дислокации и нарушения происходят на общем фоне колебательных движений и вызывают резкое изменение в залегании главным образом осадочных горных пород, их смятие, изгибы и образование складок. Иными словами, складчатые движения деформируют осадочные породы, нарушают их первоначальное залегание. При этом нарушения бывают двойного типа — *складчатые* и *разрывные*. Первые из них выражаются в волнообразном изгибании слоев горных пород без разрыва их сплошности, вторые — проявляются в нарушении первоначального залегания слоев горных пород в виде разрывов их сплошности. Те и другие тектонические нарушения тесно связаны и взаимообусловлены.

Прежде чем рассматривать эти деформации, остановимся на некоторых характеристиках пространственного положения осадочных горных пород. Наиболее распространенной формой залегания этих пород является *слой (пласт)*. Каждый слой представляет собой результат непрерывного накопления тех или иных осадков в течение вполне определенного периода. Поэтому слой — это геологическое тело, представленное однородной осадочной горной породой.

Осадочные породы почти всегда отлагаются горизонтально. Это первичная (ненарушенная) форма залегания, приобретенная осадочными породами в процессе их формирования. В сложении этих

пород наблюдается слоистость, которая проявляется в напластовании отдельных слоев, причем каждый слой ограничен верхней и нижней поверхностями напластования (по Д. В. Наливкину — плоскостями наложения). Первая из них носит название *кровли*, вторая — *подошвы*. В непрерывной серии слоев кровля нижележащего слоя является одновременно подошвой вышележащего. Кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой одного и того же пласта носит название *мощности слоя* (рис. 7.8). Бывают случаи первичного залегания осадочных пород в виде *линз* (прослоек) —

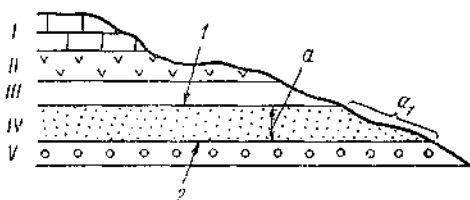


Рис. 7.8. Элементы слоя.

I—V — слои; 1 — подошва слоя III и кровля слоя IV, 2 — подошва слоя IV и кровля слоя V; а — истинная мощность слоя, а<sub>1</sub> — видимая мощность слоя.

геологического тела чечевицеобразной формы ограниченных размеров. Мощность основных слоев изменяется от нескольких сантиметров до 2—3 м, горизонтальное простирание достигает многих километров.

По своему составу слои в осадочных породах могут быть однородными и разнородными. В первом случае слоистость выражена слабо, поэтому границами слоев считаются трещины напластования (горизонтальные трещины в толще породы), во втором — слоистость достаточно яркая. Залегание слоев относительно друг друга может быть различным. Так, при непрерывном отложении осадков поверхности напластования параллельны между собой. Такое залегание слоев называют *согласным*, и мощная их толща свидетельствует о непрерывных нисходящих движениях земной коры. Другой тип залегания слоев носит название *стратиграфического (параллельного) несогласия* и характерен для случаев перерывов в накоплении осадков. Иными словами, стратиграфическое несогласие наблюдается тогда, когда более молодой пласт располагается на значительно более древнем, а промежуточные слои отсутствуют. Стратиграфическое несогласие свидетельствует о восходящих движениях земной коры.

Нарушения первоначального залегания слоев (дислокации) происходят под влиянием экзогенных и эндогенных процессов. В последнем случае они носят название *тектонических дислокаций* (нарушений) и вызывают наиболее резкие изменения первоначального залегания слоев. Иногда при тектонических дислокациях слои залегают между собой с так называемым угловым несогласием.

Основным результатом *складчатых нарушений* является *складка* — волнообразный изгиб слоев, возникший при пластических деформациях горных пород. Механизм образования складок очень сложен. Одни складки возникают под влиянием эндогенных сил и процессов (эндогенные складки), другие есть результат эк-

зогенных процессов (экзогенные складки). Упрощенную схему образования складки общего смятия можно представить в следующем виде (рис. 7.9).

Пусть некоторый участок земной коры состоит из разнородных слоев горных пород. Снизу приложены силы  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ , которые не равны между собой, действуют в течение многих миллионов лет и стремятся приподнять этот участок. В связи с тем что земная кора обладает известной твердостью и связностью, она проти-

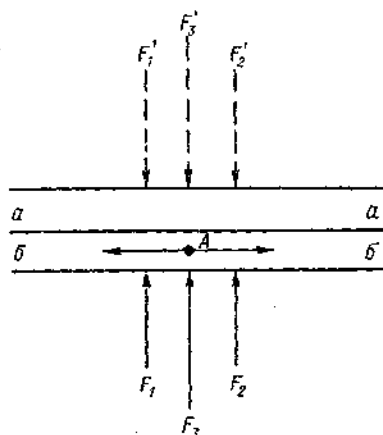


Рис. 7.9. Упрощенная схема образования складки общего смятия.

водействует указанным силам, оказывая им сопротивление  $F_1'$ ,  $F_2'$ ,  $F_3'$  соответственно. В результате нижние слои горных пород ( $\delta$ ) оказываются сжатыми противоположно направленными двумя группами сил и сминаются. Породы слоя  $\delta$ , обладая свойствами пластичности, начинают постепенно оттекать от мест наибольших усилий ( $A$ ) в стороны меньших сил ( $F_1$ ,  $F_2$ ) и образовывать складки общего смятия.

Первоначально таким тектоническим дислокациям подвергаются наиболее глубокие пластичные слои  $\delta$ . В дальнейшем, по мере истечения горных пород от точки  $A$ , деформации подвергаются верхние слои. Мощность слоя, не затронутого дислокацией, сокращается, уменьшаются силы  $F_1'$ ,  $F_2'$ ,  $F_3'$ , и в складкообразование вовлекаются верхние слои  $a$ .

Рассмотренный случай относится к восходящим движениям земной коры. Однако складки общего смятия могут образовываться и при прогибании земной коры (В. А. Магницкий, Ю. А. Косыгин). В обоих случаях при образовании складок движение вещества земной коры идет одновременно по двум направлениям: тангенциальному и радиальному. Следствием первого является образование складок, второго — поднятие (опускание) сминаемого пласта в складки. При определенных условиях восходящее движение сминаемого пласта ведет к образованию горного хребта.

Все это означает, что колебательные и складчатые тектонические движения представляют собой две крайние формы единого процесса движения земной коры.

### 7.2.3.2. Морфология складок

По форме складки делят на выпуклые и вогнутые. Первые из них называют *антиклинальными* (от греч. *anti* — против и *klino* —

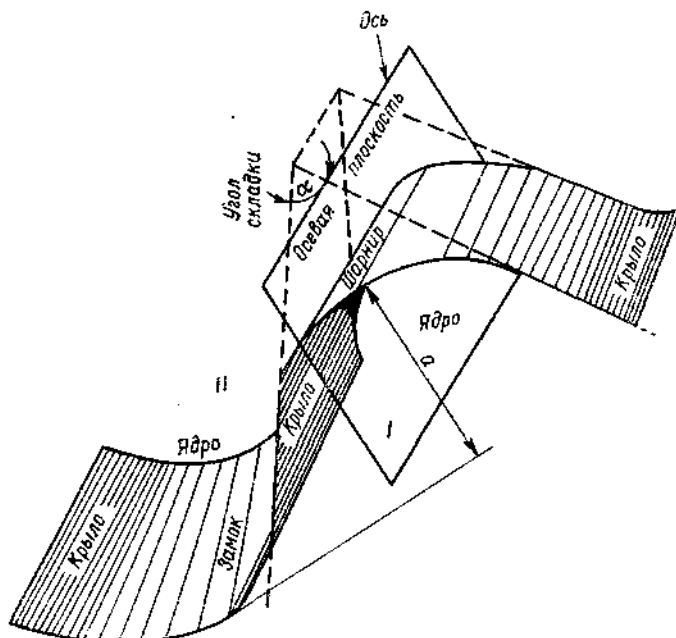


Рис. 7.10. Геометрические элементы складок.

I — антиклинальная, II — синклиальная складка; *a* — высота складки.

наклоняюсь), в них слои пород падают от вершины в противоположные стороны (рис. 7.10). Вогнутые складки получили название *синклиальных* (от греч. *syn* — вместе и *klino* — наклоняюсь), в них падение слоев направлено навстречу друг другу к центральной части складки. В строении каждой складки различают крылья, замок и ядро.

*Крылья складки* — это ее боковые части, в пределах которых слагающие слои имеют односторонний наклон. *Замок складки* называют область наибольшего перегиба ее слоев от одного крыла к другому. *Ядро складки* — внутренняя ее часть, заключенная между крыльями. В антиклинальной складке оно представлено самым древним слоем горных пород, в синклиальной — самым молодым.

Пространственное положение складки характеризуют ее геометрические элементы: угол складки, осевая поверхность (плоскость), ось и шарнир складки. Угол складки образуют пересечения ее крыльев. *Осевая поверхность* представляет собой воображаемую плоскость, проходящую через замки слоев складки, и делит угол складки пополам. *Ось складки* — это воображаемая линия пересечения осевой поверхности с земной поверхностью. Положение оси определяет ориентировку складки на земной поверхности. *Шарнир складки* — линия пересечения осевой поверхности с поверхностью любого из слоев, собранных в складку. Эта линия может изгибаться в вертикальной плоскости в зависимости от подъема или опускания замка. Шарнир может быть волнистым в горизонтальной плоскости, так как он следует изгибам складки в плане. По шарниру определяют положение в пространстве замков складки.

Принято также различать ширину, высоту и длину складки. Под шириной складки принимается расстояние между ее крыльями на уровне среза складки земной поверхностью. В случае взаимно переходящих параллельных складок ширина складки равняется расстоянию между осевыми поверхностями двух соседних антиклиналей и синклиналей. Длина складки — расстояние вдоль ее оси от одного до другого конца складки.

#### 7.2.3.3. Классификация складок

Складки различаются по целому ряду признаков. Основными из них являются: взаимоположение в пространстве осевой поверхности и крыльев, форма замка, соотношение длины и ширины складок и происхождение группы складок. В соответствии с этим различают морфологические и генетические классификации складок. Подробное рассмотрение этих классификаций приводится в обширной геологической литературе и не входит в задачу данной учебной дисциплины. Поэтому сообщим лишь некоторые сведения, представляющие интерес для гидрометеорологов при изучении изменений структуры земной коры.

*Морфологические классификации складок* основаны на различиях их морфологических признаков. Таких классификаций три. В первой из них складки различают в зависимости от соотношения в пространстве положения осевой поверхности и крыльев. Поэтому признаку все выпуклые и вогнутые складки условно подразделяют на пять видов — складки прямые, косые, опрокинутые, лежащие и перевернутые. Вторая морфологическая классификация складок основана на форме замка и его перехода в крылья (складки гребневидные, сундучные, веерообразные и изоклиналильные), третья — на учете соотношений между длиной и шириной складок (складки линейные (вытянутые) и брахискладки (укороченные)).

В целом морфология складок и соотношения между их элементами во многом определяется свойствами горных пород (пластич-

ность, упругость) и тектонической активностью земной коры. Обычно в пластичных и тонкослоистых породах образуются складки сложных очертаний. В областях интенсивных тектонических движений образуются линейные складки с крутым падением крыльев. В зонах относительно слабых движений складки замкнуты и имеют пологое падение крыльев.

*Генетическая классификация складок* основана на учете причин их образования. Различают две группы складок. Одна из них объединяет складки, обусловленные экзогенными процессами (складки облекания, уплотнения, выпирания, обрушения, а также оползневые и ледниковые складки). Обычно экзогенные складки имеют незначительные размеры и малые площади распространения, образуются на небольшой глубине и по своей природе имеют самое различное, но петектоническое происхождение.

Большинство складок имеет эндогенное происхождение и называются эндогенными (складки сжатия, свободного скольжения, раздавливания, а также диапировые, отраженные, магматогенные и метаморфогенные). Такие складки связаны с напряжениями внутри земной коры и верхней мантии. Они образуются в результате тектонических движений, магматических и метаморфических процессов.

Несмотря на большое разнообразие складок по их морфологии и генезису, все они представляют определенный этап развития земной коры. С течением времени морфология и пространственное положение складок изменяются, видоизменяются одни из них и возникают новые. Отсюда следует, что геофизическая роль складчатых движений заключается не только в изменении структуры земной коры. Эти движения совместно с колебательными приводят к перераспределению вещества земной коры.

#### **7.2.4. Разрывные тектонические движения и нарушения**

Разрывные тектонические движения земной коры являются производными от колебательных и складчатых. Они нарушают первоначальное залегание горных пород, приводят к разрыву их сплошности и к образованию отдельных частей (блоков). Разрывы возникают тогда, когда действующие на горные породы усилия превышают сопротивление пород (пластов, складок) на разрыв, сжатие или изгиб. Иными словами, разрывы в сплошности горных пород обуславливаются растягивающими усилиями, возникающими при колебательных и складчатых тектонических движениях. Образовавшиеся блоки после разрыва либо остаются в прежнем положении, либо смещаются в пространстве относительно друг друга.

Разрывные движения и дислокации присущи всем зонам земной коры. Но наиболее распространены они в геосинклинальных областях и развиваются одновременно с образованием складок, а иногда и после окончания формирования складчатых дислока-

ций. На платформах разрывные движения обычно возникают в ходе неравномерных колебательных движений.

Тектонические разрывы классифицируют по ряду признаков. Главным из них является относительная взаимная устойчивость образовавшихся блоков земной коры. По этому признаку разрывные нарушения делят на две большие группы: разрывы без смещения (*диаклазы*) и разрывы со смещением (*параклазы*).

#### 7.2.4.1. Разрывные нарушения без смещения

Эти нарушения наиболее часто по виду представляют собой трещины. Обычно они образуют целые системы, в которых отдельные составляющие взаимно пересекаются, а сами системы параллельны друг другу. Совокупность всех трещин на данном участке земной коры носит название *трещиноватости площади*. Густота трещин зависит от мощности слоев. Среднее расстояние между трещинами ориентировочно соответствует мощности пласта.

Трещины встречаются повсеместно в плотных горных породах и различаются по ряду признаков: линейным размерам, углу наклона, пространственному положению, глубине, механизму образования и др.

Линейные размеры трещин самые различные. Так, длина трещин изменяется от нескольких сантиметров до десятков и сотен километров; ширина одних, не заметных для невооруженного глаза, трещин ничтожно мала, других — изменяется от нескольких миллиметров до нескольких метров (реже десятков метров).

В зависимости от угла наклона трещины делят на горизонтальные (наклон до  $10^\circ$ ), пологопадающие ( $10-30^\circ$ ), средней крутизны ( $30-50^\circ$ ), крутопадающие ( $50-80^\circ$ ) и вертикальные ( $80-90^\circ$ ). По форме (положению в плане) различают прямолинейные, кольцеобразные и извилистые трещины. Трещины редко бывают одиночными, чаще они образуют взаимосвязные системы, нередко возникающие одновременно.

Глубина трещин может быть самой разной. Она определяется механизмом возникновения трещины и ее природой. Так, глубина экзогенных трещин изменяется от нескольких сантиметров до первых десятков метров, эндогенных — до сотни метров — десятков километров.

В. В. Белоусов все эндогенные трещины по своей природе делит на две группы. Одна из них — трещины отрыва, они образуются силами, растягивающими горную породу; другая — трещины скалывания, они возникают под действием сил сжатия (сил, сдавливающих горную породу). Обе группы трещин возникают после того, как соответствующие силы превысят предел упругости пород (на растягивание, сжатие, кручение). Трещины отрыва располагаются перпендикулярно к оси растяжения, их края зазубренные, рваные, трещины скалывания — под углом около  $45^\circ$  к оси сжатия, их края гладкие.

#### 7.2.4.2. Разрывные нарушения со смещением

Эти нарушения играют большую роль в формировании структуры земной коры. По своим размерам эти разрывы сплошности горных пород больше, чем нарушения без смещения. Смещения горных пород в таких разрывных нарушениях изменяются от нескольких сантиметров до километров. Рассматриваемые нарушения связаны главным образом с действием эндогенных сил, вызывающих сжатие или растяжение горных пород. Экзогенные нарушения со смещением встречаются реже и обусловлены силами, связанными в основном с оползнями, движением ледников и с провалами пород в подземные пустоты.

Смещения разорванных блоков происходят и вдоль плоскости разрыва, называемой *сместителем* (сбрасывателем). В каждом параклазе кроме сместителя выделяют *крылья разрыва*, представляющие собой блоки горных пород, расположенные по обе стороны от трещины, и *амплитуду смещения*. Сместитель может занимать различное положение в пространстве: вертикальное или близкое к нему направление, наклонное и горизонтальное. В соответствии с этим блоки или крылья по отношению друг к другу могут находиться по-разному. При вертикальном сместителе крылья носят названия опущенное (смещено вниз относительно другого крыла) и поднятое (перемещенное вверх). Если у разрыва сместитель наклонен к горизонту, то верхнее крыло называется висячим, нижнее — лежачим. В случае горизонтальных смещений вдоль разрыва крылья носят название правого и левого. Амплитуда смещения — это расстояние, на которое смещены крылья относительно друг друга.

В зависимости от направления относительного перемещения блоков и расположения сместителя в пространстве разрывные нарушения со смещением делят на четыре типа: сбросы, взбросы, сдвиги и надвиги (рис. 7.11).

*Сброс* — это такой тип нарушений, при котором сместитель наклонен в сторону опущенного крыла, а висячее крыло смещено вниз относительно лежачего. Такие разрывы обычно образуются при растяжении земной коры. Если висячее крыло приподнято, а лежачее опущено, то такой разрыв называется *взбросом* (или обращенным сбросом в отличие от нормального сброса). Взброс связан со сжатием земной коры. Амплитуда сброса изменяется от нескольких сантиметров до сотен метров, а по простиранию сместителя разрывы прослеживаются на расстоянии от нескольких до сотен километров. *Сдвигом* называют такое разрывное нарушение, при котором крылья смешаются параллельно простиранию сместителя в горизонтальном направлении. Смещение может достигать нескольких километров. *Надвиг* напоминает взброс. Различие заключается в том, что висячее крыло надвинуто на лежачее по более пологому сместителю. Так, при надвигах сместитель наклонен к горизонту обычно в пределах до  $45^\circ$ , при взбросах — более чем на  $45^\circ$ .



Движение блоков по сдвигам не всегда бывает строго горизонтальным, а имеет и вертикальную составляющую. Иными словами, обнаруживается сочетание сдвигов со сбросами или взбросами.

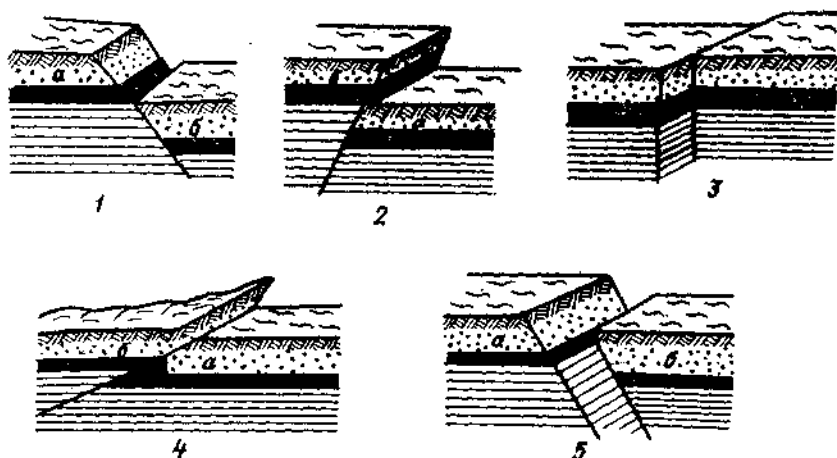


Рис. 7.11. Типы разрывных нарушений со смещением.

1 — сброс, 2 — взброс, 3 — сдвиг, 4 — надвиг, 5 — сбрососдвиг; а — лежащее, б — висячее крыло.

В этих случаях образуется комбинированный тип нарушения: сбрососдвиг или взбрососдвиг (рис. 7.11 5).

Подобно разрывам без смещения разрывы со смещением обычно группируются в системы тектонических нарушений, причем не-

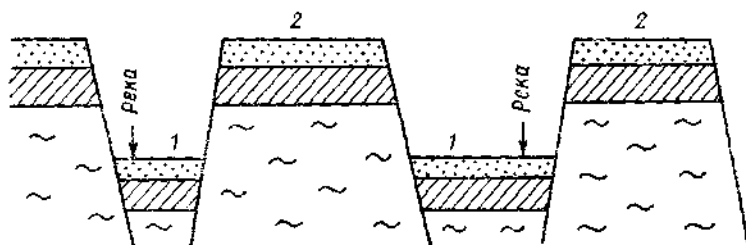


Рис. 7.12. Система сбросов.

1 — грабены; 2 — горсты.

редко наблюдаются системы параллельных или взаимно пересекающихся сбросов, напоминающих ступени лестницы (ступенчатые сбросы). Блоки, которые заключены между разрывами, могут перемещаться с различными или одинаковыми скоростями. В системе ступенчатых сбросов пласты осадочных пород могут опуститься на значительную глубину. Наряду с этим, в таких системах иногда одни блоки опускаются, другие поднимаются, тем самым идет чередование выступающих и опущенных блоков (рис. 7.12).

Первые из них называются горстами (от нем. Horst — возвышенность, холм), вторые — грабенами (от нем. Graben — ров).

*Горст* — поднятый участок земной коры в системе двух разломов, которыми могут быть сбросы и взбросы. Горсты могут быть самыми различными по площади и амплитуде, в них среди более молодых пород располагаются более древние породы. *Грабен* — это сбросовая вытянутая впадина, образовавшаяся при опускании данного участка земной коры, отделенного от соседних сбросами или взбросами. И горсты, и грабены широко распространены. Так, долина р. Рейна на одном из участков представляет собой сложный грабен, расположенный между двумя горстами — Вогезами и Шварцвальдом. Грабеном является котловина оз. Балатон. Широко представлены грабены и в других районах материков и на дне океанов. Горсты нередко образуют горные хребты, например на Тянь-Шане, Кавказе и в других районах.

#### 7.2.4.3. Глубинные разломы

Наряду с разрывными нарушениями, обычно рассекающими поверхностные части земной коры, имеются гигантские разрывные трещины, охватывающие всю толщу земной коры и иногда даже углубляющиеся в верхнюю мантию. Такие общекоровые разрывные нарушения носят название *глубинных разломов*, представляющих собой объемные линейно вытянутые структуры большой протяженности, нередко напоминающие круто падающие сбросы. Их изучение началось в начале XX в., однако до сих пор не до конца выяснена причина их образования, условия развития и роль в динамике основных геологических структур (платформ и геосинклиналей). Так, В. В. Белоусов связывает образование глубинных разломов с расширением земных недр под воздействием радиоактивного тепла. В ходе такого расширения происходит растяжение и растрескивание верхних слоев Земли. Другой советский ученый — В. Е. Хаин считает, что глубинные разломы — следствие неравномерного осевого вращения Земли и ее орбитального движения. В силу этого, по Хаину, возникают напряжения в земных недрах, приводящие к глубинному разлому.

Так или иначе, по глубинные разломы — факт реальный. Они не связаны с локальными тектоническими напряжениями, ибо имеют планетарное распространение. Их размеры огромны. На земной поверхности эти разрывные нарушения представлены зонами с огромным количеством трещин различного характера (по А. В. Пейве — зонами дробления). Ширина зон составляет единицы, реже десятки километров, протяженность — сотни и первые тысячи километров, глубина заложения — до первых сотен километров.

Глубинными разломами земная кора разбита на отдельные блоки, по форме близкие к прямоугольным. Эти блоки медленно, в течение одного или нескольких геологических периодов, то поднимаются, то опускаются. В зонах разломов нередко образуются

овраги, ущелья и прокладываются русла рек. Глубинные разломы представляют собой своеобразный природный соединительный канал между глубокими земными недрами и верхними слоями земной коры. По этим каналам внедряются магма, горячие газы и гидротермальные растворы. К древним глубинным разломам приурочены богатые участки рудных залежей.

Глубинные разломы установлены на материках и океаническом дне. Они приурочены к областям современных и древних тектонических движений земной коры. Наиболее отчетливо разломы прослеживаются в зонах горообразования и располагаются вдоль или поперек горных систем. Например, крупными разломами являются Монголо-Охотский, Восточно-Саянский, Южно-Ферганский, Днепровско-Донецкий, Сан-Андреас в Америке и др.

На океаническом дне глубинные разломы приурочены в основном к срединно-океаническим хребтам. Установлены огромные разломы вдоль таких хребтов в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. Эти разломы образуют рифтовые долины огромной протяженности со сравнительно тонкой земной корой. По М. Ф. Ивановой, большинство материков отделены от океанов глубинными разломами. Эти разрывные нарушения обычно отделяют друг от друга складчатые сооружения различного возраста.

Таким образом, разрывные тектонические нарушения представляют собой одно из проявлений саморазвития земного шара. Нарушая первоначальное залегание горных пород, разрывные нарушения приводят к разрыву сплошности слоев, образованию различных деформаций в толще верхних частей земной коры и возникновению отдельных блоков. Эти нарушения повсеместны, но наибольшее распространение и более четко выраженное проявление они имеют в геосинклинальных областях.

### 7.2.5. Причины и источники энергии движений земной коры

Достоверные причины и источники энергии тектонических движений земной коры пока неизвестны. Поэтому существует немало гипотез, объясняющих причины возникновения движений земной коры, последовательность этих движений и источники их энергии. Однако современные достижения комплекса наук о Земле позволяют все лучше понять те процессы, которые кардинально сказываются на движениях земной коры. Эти процессы происходят в глубоких земных недрах и во многом связаны со строением и составом внутренних зон Земли.

К числу наиболее распространенных научных предположений о причинах тектонических движений земной коры относятся гипотезы контракции, изостазии, горизонтального дрейфа материков.

*Гипотеза контракции* (от лат. *contractio* — стягивание) была предложена в 1852 г. французским геологом Эли де Бомоном. Она получила дальнейшее развитие в трудах советских ученых Н. С. Шатского, В. Е. Хаина, М. А. Усова, В. А. Обручева и некоторых других. Сторонники гипотезы считают, что тектонические

движения земной коры есть результат ее сжатия. Причины сжатия объясняются по-разному. Одни исследователи, как, например, Бомон и другие приверженцы гипотезы Канта—Лапласа о горячем происхождении Земли, считают, что сжатие земной коры происходит из-за остывания земного шара. В ходе сокращения ее объема возникли тангенциальные напряжения, которые способствовали смятию горных пород в складки и нарушению их целостности. Так как земная кора является неоднородной, то ее смятие происходило не повсеместно, а лишь на более пластичных участках. Все это означает, что тангенциальные движения являются первичными, а вертикальные — вторичными.

Другие сторонники этой гипотезы (Шатский, Хаин и др.) считают, что причиной сжатия земной коры являются процессы гравитационного уплотнения вещества и его фазовые превращения. В результате происходит неравномерное вертикальное движение отдельных участков земной коры.

Американский геолог Бухер и советские ученые М. А. Усов и В. А. Обручев сжатие земной коры объясняют силами взаимодействия Земли с другими космическими телами, силами притяжения и отталкивания. Притяжение ведет к сжатию, отталкивание — к расширению. Соппротивление земной коры этим силам сопровождалось накоплением энергии, которая периодически разряжалась, вызывая складчатые тектонические движения. В периоды накопления энергии осуществлялись плавные колебательные движения.

Конечно, приведенные факты объяснения причин сжатия земной коры отрицать сложно. К тому же, например, факт охлаждения Земли подтвержден расчетами ряда ученых. По Е. А. Любимовой, тепловой поток от поверхности Земли около 2—3 млрд лет назад был существенно больше, чем в настоящий период, и температура литосферы понижалась на 100 °С за каждый миллиард лет. В результате охлаждения радиус Земли сокращается с интенсивностью около 5 см за каждые 100 лет. Уменьшение радиуса Земли сопровождается неравномерным проседанием отдельных участков земной коры, их сдавливанием и смятием пластов горных пород.

Нельзя также отрицать факт гравитационного уплотнения вещества земной коры. В земной коре постоянно происходит гравитационная дифференциация вещества, т. е. опускание более тяжелых и поднятие более легких элементов. При этом формируются вертикальные и тангенциальные группы сил. Первые из них направлены снизу или сверху, они вызывают растяжение или сжатие горных пород, т. е. способствуют образованию трещин и разломов. Тангенциальные силы направлены по касательной к поверхности и создают сложные складки (надвиги).

Неоспорим и факт силового взаимодействия Земли с другими космическими телами, постоянного поля притяжения и отталкивания. Силы отталкивания вызывают расширение земной коры, в результате которого платформенные зоны поднимаются, растягиваются и образуются горсты и грабены.

Несмотря на реальность изложенных выше фактов, гипотеза контракции в целом не может считаться строгой научной теорией. С позиций этой гипотезы нельзя объяснить ряд характерных свойств тектонических движений. Трудно, например, объяснить причину обратимости колебательных движений земной коры, периодичность складчатых движений и некоторые другие их особенности. Гипотеза не дает объяснения того факта, что наблюдаются периоды оживлений движений земной коры и периоды относительного ее покоя.

*Гипотеза изостазии* (от греч. *isos* — равный и *stásis* — стояние, положение) выдвинута в 1855 г. англичанином Праттом. Ее приверженцами были американский ученый Деттон и русский исследователь И. Лукашевич. Они объясняли вертикальные колебательные движения на основе предположения о том, что твердая земная кора плавает в жидкой или более вязкой магме. Эти оболочки различаются физическими свойствами; между ними существует равновесие, которое может нарушаться. Так, при образовании ледников в горных странах происходит увеличение нагрузки на отдельные участки земной коры и они начинают погружаться в мантию. То же, по мнению авторов гипотезы, наблюдается со впадинами, в которых скапливается обломочный материал (продукты выветривания, материал оползней и т. п.), и они медленно погружаются в магматический слой. В случае снятия дополнительной нагрузки, например в результате таяния ледников или уменьшения высоты горных систем из-за их экзогенного разрушения, происходит поднятие блоков гор. Впадины, расположенные рядом с горным массивом, аккумулируют обломочный материал и погружаются в мантию. Такие поднятия и опускания участков земной коры, по рассматриваемой гипотезе, характеризуют колебательные тектонические движения.

Факт изостазии — стремление к равновесию — неоспорим. Об этом убедительно свидетельствует примерное соответствие относительных превышений над уровнем моря самых высоких вершин мира (г. Джомолунгма — 8848 м) глубинам океанических впадин (Марианская впадина — 11 034 м). Но изостазия приводит в равновесие вещество — она гасит движение, а не вызывает его. Поэтому изостазия не может рассматриваться как основная причина всех тектонических, в том числе и колебательных движений земной коры. Тем более изостазией нельзя объяснить факт смены погружения впадин дальнейшим их поднятием. Эта гипотеза не дает также ответа на вопрос о причинах погружения отдельных впадин, не полностью заполненных обломочным материалом, осадками (например, впадина Черного моря). Данная гипотеза удовлетворительно объясняет лишь немногие отдельные частные восходящие и нисходящие движения земной коры и поэтому не касается их всеобщего характера.

*Гипотеза горизонтального дрейфа материков* (гипотеза мобилизма, гипотеза тектоники литосферных плит) основана на факте различия в физическом состоянии и химическом составе двух обо-

лочек Земли — земной коры и мантии. Верхняя из них является силикатической и более плотной, чем нижняя, представляющая собой вязкий симатический субстрат. Вследствие такого различия земная кора совершает движения в вязкой мантии, которые приводят к образованию складок, горных цепей, складчатых сооружений и т. п. Эти движения есть результат воздействия на земную кору сил осевого вращения Земли и приливных сил, которые обусловили раскол некогда существовавшей единой силикатической оболочки на отдельные блоки (материки).

Еще в 1858 г. итальянский ученый Снайдер высказал предположение о том, что в далеком геологическом прошлом материка представляли собой единое целое, а в дальнейшем это целое распалось на отдельные части, которые переместились по поверхности Земли. Такое заключение Снайдер сделал на основе подмеченного им сходства очертаний берегов по обеим сторонам Атлантического океана. Но он не указал причины и пути движения материков. Впервые, пусть в несовершенном виде, это сделал немецкий геофизик Вегенер в 1912 г. По его представлению, первоначально существовал единый праматерик Пангея, окруженный Панталассой. Пангея имела легкую гранитную кору, Панталасса — базальтовую. Под влиянием сил вращения Земли, направленных от полюса к экватору, на рубеже палеозойской и мезозойской геологических эр (285—240 млн лет назад) начался раскол Пангеи на отдельные блоки — современные материки. Пространство между ними заполнилось водой (Атлантический и Индийский океаны).

Представления Вегенера были развиты южноафриканским геологом Дю Тойтом в 1937 г., который допускал существование двух праматериков. Один из них, Лавразия, включал материковые блоки будущей Северной Америки, Азии и Европы, другой — Гондвана — блоки, из которых впоследствии образовались Антарктида, Южная Америка, Африка, Австралия и Индостан.

Гипотеза Вегенера получила развитие во многих трудах зарубежных (Гутенберг, Булард, Венинг-Мейнес, Блэккет, Холмс, Краус, Кэй и др.) и советских (П. Н. Кропоткин, А. П. Лисицын, А. С. Монин, О. Г. Сорохтин, В. Е. Хаин и др.) ученых. К настоящему времени собрано немало фактических данных, подтверждающих существование Гондваны и объясняющих причины появления современных южных материков — частей Гондваны.

К числу этих фактов относятся следующие. Как и предполагал Снайдер, очертания противоположных берегов Атлантического океана сходны между собой. На протяжении 93 % внешнего края материковой отмели (шельфа) Африки и Южной Америки, Африки и Антарктиды хорошо совмещаются контуры этих материков. Несколько хуже, но все же близко подходят друг к другу береговые линии Австралии и Антарктиды, Индостана и Антарктиды. Вскрыто большое сходство геологического строения Антарктиды, других южных материков (Южная Америка, Африка, Австралия) и Индостана. Кроме того, на всех южных материках обнаружены следы великого оледенения, которое было в позднем палеозое

(280—300 млн лет назад). Причем мощность горизонта древних ледниковых морен (более 500 м) имеет один и тот же возраст и они залегают в одних и тех же геологических толщах.

Важными фактами доказательства дрейфа южных материков является удивительное сходство многих видов флоры пермского и триасового периодов (глоссоптериды, произраставшие 280—200 млн лет назад) и нахождение древнейших рептилий — листрозаврусов — в Южной Африке, Индостане и Антарктиде. Эти животные — обитатели суши тропических и субтропических районов — жили на Земле 240—200 млн лет назад. Обнаружение их в Антарктиде свидетельствует о том, что в раннем триасе этот материк располагался на значительно более низких широтах, чем в современную эпоху, и что Антарктида в прошлом была единым целым с Африкой и Индией.

Основательным доводом в пользу дрейфа материков служит вывод палеомагнитологов. Ими установлено, что горные породы материков имеют различные векторы намагниченности и что магнитные полюсы Земли с течением времени меняют свое положение. За последние 600 млн лет северный магнитный полюс прошел огромный путь от южных широт Тихого океана, через экватор, Японию, Камчатку, Северный Ледовитый океан к современному положению. Кривая движения этого полюса, построенная по намагниченности горных пород одного материка, не совпадает с кривой другого материка. Все эти линии имеют только одну общую точку — современный северный магнитный полюс, и они хорошо согласуются с предполагаемыми траекториями дрейфа материков после раскола Гондваны.

Чтобы понять причины и пути движения южных материков, необходимо иметь в виду установленный факт особенностей строения дна океанов.

На гребнях срединно-океанических хребтов постоянно действуют силы растяжения в сторону от оси хребта. Через рифтовые долины хребтов лава изливается наружу, твердеет и образует тонкую океаническую кору. Новые порции лавы вместе с прежней передвигаются в горизонтальном направлении от срединного хребта с интенсивностью несколько сантиметров в год. Сами хребты ориентированы приблизительно в меридиональном направлении (у Антарктиды хребты расположены почти в широтном направлении и образуют вокруг нее кольцо). За миллионы лет движущаяся океаническая кора проходит тысячи километров от места выхода лавы на поверхность до погружения ее в глубь Земли у краев континентов.

Все это означает, что дно океанов движется и постоянно обновляется. Наибольшее нарастание океанической коры идет в широтном направлении. С разрастанием дна океанов связаны пути движения блоков земной коры — материков Земли.

У большинства ученых мира нет сомнений в том, что Гондвана существовала. Она располагалась в экваториальной и субэкваториальной зонах Восточного полушария. Южный полюс, по М. Ра-

вичу, находился на краю суперконтинента, сравнительно недалеко от южной оконечности будущих Южной Америки и Африки. Раскол Гондваны происходил в несколько этапов. На первом из них (рис. 7.13) отделился африкано-южноамериканский блок, ко-

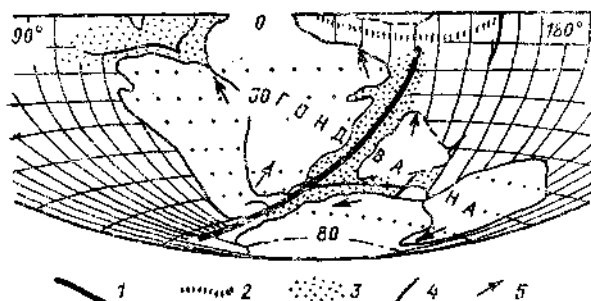


Рис. 7.13. Первый этап развития Гондваны (по М. Равичу).

1 — рифты будущих срединно-океанических хребтов; 2 — глубоководные желоба; 3 — новообразованное океаническое дно; 4 — трансформенные разломы; 5 — векторы перемещения материков.

торый начал медленный дрейф к северу от оси древнего срединного хребта. На этом же этапе отделился о. Мадагаскар. Второй этап связан с расколом африкано-южноамериканского блока:

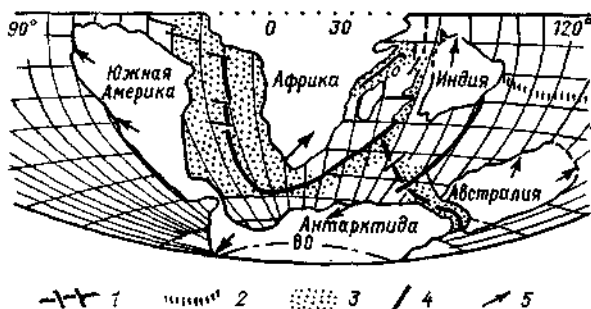


Рис. 7.14. Третий этап развития Гондваны (по М. Равичу).

Усл. обозн. см. рис. 7.13.

Африка и Южная Америка начали медленно расходиться относительно южноатлантического срединного хребта. При этом Южная Америка продолжала дрейфовать на запад, а продвижение Африки было ограничено активным разрастанием дна в Индийском океане. На этом же этапе Индия интенсивно отходила к северу. Третий этап (рис. 7.14) начался на границе мелового и палеогенового периодов. Индия вплотную подошла к Южной Азии, Австралия отделилась от Антарктиды, причем Австралия дрейфо-



вала на север, а затем на восток. Антарктида была центром Гондваны, во время движения других материков она дрейфовала в сторону Южного полюса и к началу кайнозойской эры заняла почти современное положение.

В ходе указанных движений из-за трения блоков сналя с симметрической мантией во фронтальной части материков образовались складки и горные цепи типа Анд и Кордильер. Вследствие действия сил вращения Земли и надвига Индии на юг Азии образовались складчатые сооружения Гималаев. Под действием центробежных сил возникли Альпы, Кавказ и ряд других горных сооружений.

Несмотря на многие доказательства факта горизонтального дрейфа материков, гипотеза Вегенера все же вызывает некоторые возражения. Она не дает удовлетворительного объяснения одновременно существующих, но различных по знаку колебательных движений земной коры в пределах одного материка (одного блока земной коры). Гипотеза не объясняет периодичность складчатых движений, наличие складчатых зон внутри континентов (а не только на их окраине), некоторые другие свойства тектонических движений земной коры и механизм подкорковых движений вещества глубоких земных недр.

Другие гипотезы о причинах тектонических движений земной коры (гипотеза магматических течений, радиоактивные гипотезы, ротационная гипотеза и др.), как и рассмотренные выше, дают объяснение только какой-то одной части глубинных процессов.

Таким образом, причины и источники энергии тектонических движений земной коры представляют собой единый комплекс, включающий вращение Земли, тепло радиоактивного распада, силу тяжести, силы сжатия и растяжения. Но все же главной причиной, видимо, следует считать гравитационную дифференциацию вещества. Это согласуется с разработанной советскими учеными концепцией общей эволюции Земли, в основе которой лежит представление о том, что главный фактор развития Земли как планетного тела — гравитационная дифференциация ее вещества на более плотное ядро и остаточную силикатную мантию. В десятичной монографии «Океанология» (1977—1980 гг.), подготовленной коллективом советских авторов (А. С. Монин, В. М. Каменкович, А. П. Лисицын, О. Г. Сорохтин, М. Е. Виноградов и П. Л. Безруков), убедительно показано, что гравитационная дифференциация вызывает химико-плотностную конвекцию вещества мантии. Это не только приводит в движение плиты земной коры, но и в значительной степени управляет тектоническими и магматическим процессами внутри плит.

### 7.3. Землетрясения

*Землетрясение* — это быстрое и внезапное сотрясение земной коры, вызванное внутренними причинами. Оно возникает как следствие тектонической жизни Земли в результате разрядки внутрен-

них её напряжений и, следовательно, освобождения энергии. Это сопровождается резким усилением давления на горные породы. Происходит их сжатие и затем расширение. Деформации сжатия и расширения вызывают колебательное движение частиц в виде сейсмической волны, распространяющейся во всех направлениях. Землетрясения проявляются в зонах активных, главным образом тектонических, движений земной коры. Такие зоны называют *сейсмическими* (от греч. *Seismós* — колебание), они в основном совпадают с областями складчатых движений, вулканическими поясами и срединно-океаническими хребтами. Возникающие при землетрясениях сейсмические волны распространяются на значительные площади, захватывающие неактивные в сейсмическом отношении регионы. Поэтому землетрясения представляют собой важную составную часть окружающей нас среды и ни один район земного шара нельзя считать полностью от них избавленным. По числу человеческих жертв землетрясения среди других природных катастроф после тайфунов и штормов занимают второе место. Вместе с этим землетрясения несут человечеству огромные материальные убытки, исчисляемые миллионами и миллиардами рублей.

Научно-практическое значение изучения землетрясений огромно. Исследование землетрясений подводит количественную основу для оценки деформаций земной коры. Глубинное сейсмическое зондирование позволило расширить наши представления о внутреннем строении Земли (см. п. 3.4), обнаружить и изучить новые месторождения нефти, газа и других полезных ископаемых, более обоснованно судить о причинах пространственно-временных изменений ряда геофизических полей, процессов и явлений (изменения геомагнитного и электротеллурического полей, удельного электрического сопротивления горных пород, уровня грунтовых вод и эмиссии радона, аномальные изменения уровня моря перед землетрясением, высоты нижней границы ионосферы и т. д.).

С землетрясениями связаны многие геофизические явления как на поверхности Земли, так и в ее недрах. Они носят название *сейсмических явлений* (провалы, складки, поднятия и опускания отдельных участков на суше, образование островов на море, мощных осыпей, селевых потоков в горах, газовых выбросов, возобновление деятельности вулканов и т. п.). Наука, изучающая сейсмические явления, называется сейсмологией.

Прежде чем рассматривать основные характеристики землетрясений, кратко остановимся на их природе и причинах возникновения. Предварительно поясним некоторые понятия и определения сейсмологии.

Зона внутри земной коры или в верхней мантии, где внезапно произошла разрядка внутреннего напряжения, вызвавшая упругие волны в теле Земли, называется *сейсмическим очагом* (рис. 7.15). Центр этой зоны носит название *гипоцентра* (очага, фокуса) *землетрясения*, а его проекция на поверхность Земли — *эпицентра землетрясения*. Расстояние между гипоцентром и эпицентром

представляет собой *глубину сейсмического очага*  $EH = H_{эп.}$ . От гипоцентра сейсмические волны распространяются на расстояния до нескольких тысяч километров в зависимости от геологического строения районов. Скорость, например, продольных волн настолько велика, что они за 20 мин достигают противоположной стороны Земли. По мере распространения сейсмические волны теряют свою скорость, их энергия уменьшается. Изолинии равных значений плотности потока сейсмической энергии ( $i_1, i_2, i_3$  на рис. 7.15) на-

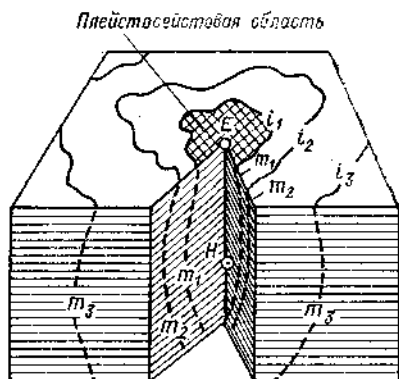


Рис. 7.15. Схема строения сейсмического очага.

$H$  — гипоцентр;  $E$  — эпицентр;  $EH$  — глубина очага землетрясения;  $i_1, i_2, i_3$  — изосейсты;  $m_1, m_2, m_3$  — последовательные положения фронта сейсмической волны.

зываются *изосейстами*. По ним на сейсмических картах можно судить об изменениях сейсмической энергии по мере удаления от сейсмического очага. Эпицентр и прилегающая к нему территория с наибольшей силой землетрясения (в пределах наибольшей изосейсты) называется *плейстосейсмической (эпицентральной) областью*. Ее форма близка к эллипсу, площадь составляет десятки и даже тысячи квадратных километров.

### 7.3.1. Причины и классификации землетрясений

Землетрясения как природные явления обуславливаются рядом причин. Основной из них является разрядка напряжений, периодически накапливающихся в земной коре и верхней мантии. Наряду с этим землетрясения возникают при вулканической деятельности, мощных наземных и подземных обвалах. Поэтому по причинам образования все землетрясения классифицируют на денудационные (обвальные или обвально-карстовые), вулканические и тектонические. Первые из них относятся к экзогенным, другие — к эндогенным явлениям.

*Денудационные землетрясения* происходят реже всего, они составляют около 1% всех известных землетрясений и возникают в районах интенсивного выветривания горных пород и образования карста. Кровля подземных пустот и карстовых пещер выдерживает нагрузки вышележащих пород до определенного предела, равного сопротивлению пород кровли на разрыв. Превышение

указанного предела ведет к обрушению кровли, к подземному обвалу, который на земной поверхности отдается сейсмическим толчком. Обычно энергия таких землетрясений сравнительно невелика и сейсмические волны затухают на меньших расстояниях от эпицентра, чем при мощных вулканических и тектонических землетрясениях.

*Вулканические землетрясения* обуславливаются движением магмы и газов в выводном канале вулканов. Они предшествуют или сопровождают извержения вулканов, особенно смешанной и газовой-взрывной категорий. Обычно подземные толчки вызваны прорывом застывшей магмы в выводном канале. Энергия таких землетрясений бывает довольно значительной, но область их распространения нередко ограничивается прилегающей к вулкану территорией.

*Тектонические землетрясения* являются самыми разрушительными и наиболее часто происходящими на суше и океаническом дне. На их долю приходится 95 % всех землетрясений. Они различаются целым рядом характеристик, но их природа одинакова — все они результат блоковых и глыбовых движений в земной коре и верхней мантии.

До конца XIX в. среди отечественных и зарубежных ученых было много споров и выдвигались различные гипотезы о причинах и механизме тектонических землетрясений. Лишь на рубеже XIX и XX вв. среди русских исследователей (И. В. Мушкетов, А. П. Орлов) установилось мнение о решающей роли тектонических процессов в возникновении всех разрушительных землетрясений. Это мнение оказалось близким к современной теории тектоники плит, которая следующим образом объясняет природу тектонических землетрясений.

Литосфера разделена на жесткие плиты (см. рис. 4.1), отделенные друг от друга тектоническими разрывами, совпадающими с осевыми линиями сейсмических поясов Земли. Плиты не спаяны в единое целое, на границах между ними могут происходить три явления: они могут раздвигаться (образуется новая кора в зонах рифтов или разломов), сдвигаться (происходит поддвиг с погружением одной плиты под другую) или скользить одна относительно другой. Границы плит являются зонами максимальной сейсмической и вулканической активности. В ходе медленного протекания указанных трех явлений (раздвиг и поддвиг плит или их взаимное скольжение) в земной коре происходят пластические деформации. В случаях более быстрых движений плит и большем их градиенте возникающие в земной коре напряжения не успевают релаксироваться, в породах накапливается упругая энергия, как в сжатой пружине. Накопление напряжений, по-видимому, связано с силами трения, сдерживающими раздвиг, поддвиг или смещение плит. В конце концов напряжение может достичь такого значения, что слабые породы уже не смогут его выдержать, и внезапно произойдет нарушение сплошности — разрыв, смещение или срез этих пород с высвобождением накопившейся энергии, с так назы-

ваемой *упругой отдачей*, сопровождающейся возникновением сейсмических волн. Разрывы (смещения, срезы) горных пород на земной поверхности сказываются подземными толчками различной силы. В верхней мантии аналогичные тектонические явления также могут вызывать землетрясения. Но по мере углубления от поверхности Мохоровичича все большую роль в возникновении землетрясений начинают играть внезапные изменения объема вещества за счет его фазовых превращений, связанных с ростом температуры. Все это означает, что тектоническое землетрясение, как и в определенной мере вулканическое, происходит не в результате единовременного акта, совершающегося в земных недрах, а есть следствие длительно и непрерывно развивающегося процесса движения вещества этих недр.

Наряду с генетической классификацией землетрясений существует и разделение их по глубине расположения очага. По этому признаку землетрясения делят на *поверхностные* с глубиной очага до 10 км, *нормальные* — 10—75 км, *промежуточные* — 75—300 км и *глубокофокусные* — 300—700 км. Большая часть очагов землетрясений залегает в земной коре на глубине 20—30 км. Наибольшие разрушения на земной поверхности производят промежуточные землетрясения. Хотя энергия глубокофокусных землетрясений также очень велика и в гипоцентре практически равна энергии промежуточных землетрясений, однако воздействие этих землетрясений на земную поверхность иное: глубокофокусные землетрясения распространяются на большую площадь, но производимые ими разрушения слабее.

Характер землетрясения обуславливается, видимо, не только глубиной очага, но и свойствами среды, в которой очаг располагается. В этой связи все землетрясения делят на *эписейсм* (верхние землетрясения) с очагом в осадочном слое земной коры, *мезосейсм* (глубокие землетрясения) — в гранитном или базальтовом слое и *гипосейсм* — в мантии. Особенно разрушительными на земной поверхности при одной и той же силе являются мезосейсм и тем более гипосейсм.

Подземные толчки бывают не только на суше, но и на море (*моретрясения*) и воспринимаются как сотрясения дна моря. При моретрясении гипоцентр не обязательно располагается под морским дном, он может находиться под материком. Но во всех случаях больших волнений моря не обнаруживается. Исключение составляют отдельные мощные моретрясения, сопровождающиеся быстрыми относительными смещениями значительных участков дна моря, вызывающими сильные волнения в виде огромных морских волн *цунами* (от япон. *tsu* — гавань и *пaпi* — большая волна, морской вал).

Иногда основному подземному удару при землетрясениях предшествуют местные (локальные) смещения блоков и разрывы на сжатых участках, которые также вызывают подземные толчки — *форшоки*. Разгрузка напряжений может происходить после основного подземного толчка еще длительное время. На

отдельных участках, подвергшихся деформации, возникают новые разрывы и новые толчки — *афтершоки*, сила которых меньше, чем в момент основного удара. Афтершоков может быть несколько сот, иногда тысяч в течение нескольких месяцев, а то и 2—3 лет после сильного землетрясения.

### 7.3.2. Основные характеристики землетрясений

В изучении землетрясений большая роль принадлежит сейсмическим станциям, на которых определяют так называемые эпицентральные расстояния (расстояния от станции до эпицентра), координаты очага землетрясения, его энергию и глубину сейсмического очага.

*Эпицентральные расстояния*  $\Delta$  чаще всего определяют аналитически по формуле

$$\Delta = v_P v_S t / (v_P - v_S), \quad (7.4)$$

где  $t$  — разница во времени прихода  $P$ - и  $S$ -волн.

*Глубину сейсмического очага*  $H_{3T}$  вычисляют по формуле

$$H_{3T} = 7 \sqrt{S^2 + S^3}, \quad (7.5)$$

где  $S^2$  и  $S^3$  — плейстосейстовые площади ( $\text{км}^2$ ), ограниченные соответственно второй и третьей от эпицентра изосейстами.

Для нахождения эпицентра землетрясения используют показания не менее трех сейсмографов (два горизонтальных и один вертикальный) на трех и более сейсмических станциях.

Основными характеристиками землетрясений являются их энергия, интенсивность, частота и распространение на Земле (география землетрясений). *Энергия землетрясений* измеряется в джоулях. Она достигает огромных значений. Например, по расчетам крупнейшего советского сейсмолога П. М. Никифорова, энергия Кебинского землетрясения 1911 г. составила  $4,1 \cdot 10^{17}$  Дж. По данным сейсмологов С. В. Медведева и Н. В. Шебалина, энергия Чилийского землетрясения 1960 г. была около  $9 \cdot 10^{17}$  Дж. Насколько велика эта энергия, можно судить по следующим фактам: на Тихоокеанском побережье Чили в результате землетрясения 21 мая 1960 г. исчезли одни горы и появились другие, реки изменили течения, образовались новые озера, началось извержение девяти считавшихся потухшими вулканов. Для Земли в целом энергия землетрясений изменяется от  $10^6$  Дж для слабых до  $10^{18}$  Дж для самых сильных.

Для приближенной оценки энергии упругих колебаний, возникающих в очаге землетрясения, сейсмический процесс можно представить в виде гармонического колебания  $x = A \sin \omega t$ , где  $x$  — смещение грунта;  $A$  — амплитуда колебания;  $\omega$  — круговая частота;  $t$  — время. Тогда среднюю за период колебания  $T$  энергию  $\bar{q}_{3T}$  таких колебаний можно описать выражением

$$\bar{q}_{3T} = \pi^2 \rho v (A/T)^2, \quad (7.6)$$

где  $\rho$  — плотность верхних слоев земли и  $v$  — скорость распространения сейсмических волн.

Определение энергии землетрясения в джоулях представляет собой очень сложную задачу. Поэтому сейсмологи применяют условную энергетическую характеристику землетрясений, называемую *магнитудой*  $M_{3T}$ , или *мощностью землетрясения*. Величина  $M_{3T}$  пропорциональна логарифму энергии колебаний и позволяет сравнивать источники колебаний по их энергии:

$$M_{3T} = \lg (A/T) - \lg (A/T)_0, \quad (7.7)$$

где  $(A/T)_0$  — для эталонного (нулевого) землетрясения,  $(A/T)$  — для исследуемого землетрясения.

В качестве эталонного выбирают достаточно слабое землетрясение с амплитудой 1 мкм, надежно регистрируемое на расстоянии 100 км сейсмографами стандартного типа. При этом значение  $(A/T)_0$  берут для того же эпицентрального расстояния  $\Delta$ , для которого получено отношение  $A/T$ , и для одного и того же типа сейсмической волны.

Соотношение между логарифмом энергии  $q_{3T}$  упругих волн, возникающих в очаге, и магнитудой  $M_{3T}$  представляет собой линейную зависимость типа

$$\lg q_{3T} = 1,6M_{3T} + 4. \quad (7.8)$$

Максимальные зарегистрированные значения  $M_{3T}$  самых сильных землетрясений (например, Лиссабонское 1755 г. и Чилийское 1960 г.) находятся в пределах 8,5—8,8. Хотя величина  $M_{3T}$  удовлетворительно характеризует очаг землетрясения, но эта оценка относительная. Так, при неглубоком очаге землетрясения с  $M_{3T}=5$  разрушения в эпицентре будут больше, чем при глубокофокусном землетрясении с  $M_{3T}=7$ . Это обусловлено тем, что по мере удаления от гипоцентра энергия землетрясения быстро убывает; рост гипоцентрального расстояния  $\Delta_1 = \sqrt{\Delta^2 + H_{3T}^2}$  в 2 раза ведет к снижению  $q_{3T}$  в 10—20 раз. Поэтому при глубокофокусных землетрясениях поверхности Земли достигает лишь 7—8% выделяемой энергии.

*Интенсивность землетрясений*  $B$  характеризует его силу на поверхности Земли, т. е. степень сотрясения поверхностных слоев планеты. Она зависит от энергии, выделяющейся в очаге, глубины его залегания  $H_{3T}$ , геологических условий в эпицентральной зоне и гипоцентрального расстояния  $\Delta_1$  и оценивается в баллах. Связь между  $B$  и этими характеристиками землетрясений имеет вид

$$B_0 - B' = \xi \lg (\Delta_1/H_{3T}), \quad (7.9)$$

где  $B_0$  и  $B'$  — интенсивность землетрясения соответственно в эпицентре и в некотором пункте на расстоянии  $\Delta$  от эпицентра, баллы;  $\xi$  — коэффициент приближенного учета некоторых средних геологических условий в районе землетрясения, изменяется от 2,5 до 5,0.

Между энергией землетрясений и его интенсивностью существует зависимость

$$M_{\text{эТ}} = 1,3 + 0,6B. \quad (7.10)$$

Для определения интенсивности землетрясений и сравнения их между собой в ряде стран разработаны *сейсмические шкалы* (шести-, десяти-, двенадцатибалльные и др.). Каждый балл условно выражается цифрой, которой соответствуют характеристики степени повреждения здания и сооружений, построенных без применения антисейсмических мер, остаточных явлений в грунтах, изменений в режиме грунтовых и поверхностных вод. Землетрясение в 1 балл является самым слабым, неощутимым, а последний балл шкалы соответствует самому сильному землетрясению.

История развития сейсмических шкал насчитывает несколько веков. Однако до сих пор нет общепризнанной международной шкалы землетрясений, которая бы использовалась всеми странами. Наиболее представительные сейсмические шкалы разработаны Росси—Форелем (1883 г.), Б. Б. Голицыным (1911 г.), Меркалли—Канкани—Зибергом (МКЗ, 1917 г.), Вудом и Ньюманом (ММ, 1931 г.). В СССР действует ГОСТ 6249-52, при составлении которого была использована шкала Института физики Земли АН СССР, разработанная С. В. Медведевым. В 1964 г. С. В. Медведев (СССР), Шлонхойер (ГДР) и Карник (ЧССР) создали сейсмическую шкалу, известную под названием МЗК-1964.

Оценку интенсивности землетрясений в баллах и приближенное ее сравнение по шкалам различных стран можно осуществлять по схематизированным М. С. Мансуровым данным (табл. 7.3). В первой графе табл. 7.3 приведены приближенные данные по энергии очага  $q_{\text{эТ}}$ , во второй — значения магнитуды по Рихтеру для поверхностной сейсмической волны.

Действующие сейсмические шкалы в большей или меньшей мере допускают известный субъективизм в оценке интенсивности землетрясения. Поэтому сейсмологами мира ведется большая работа по подготовке новой международной сейсмической шкалы, опирающейся на широкий статистический материал.

Сейсмические станции, расположенные в различных частях мира, ежеминутно регистрируют подземные толчки различной силы. Это свидетельствует о непрерывных тектонических движениях земной коры, о землетрясениях как постоянном природном процессе. Считается, что ежегодно на Земле происходит около 800 тыс. землетрясений, преобладающая часть которых непосредственно людьми не ощущается, а регистрируется только сейсмографами (табл. 7.4). Гутенберг и Рихтер считают, что число толчков в год с  $M_{\text{эТ}} > 5$  несколько менее 1 тыс., а с  $M_{\text{эТ}} > 3$  около 50 тыс. По Медведеву и Шабалину, катастрофических землетрясений с  $M_{\text{эТ}} = 8$  за год бывает одно-два, сильных ( $M_{\text{эТ}} = 7$ ) регионального масштаба 15—20, сильных ( $M_{\text{эТ}} = 6$ ) локального масштаба 100—150. Число только ощутимых землетрясений с  $M_{\text{эТ}} = 3,0 \dots 3,9$  в год происходит, по Г. П. Горшкову, около 100 тыс.



ТАБЛИЦА 7.3

## Шкалы интенсивности землетрясений (с сокращениями)

$\mu_{3T}$ Дж	$M_{3T}$	Краткая характеристика (основные признаки) землетрясений	Шкала балльности			
			СССР (ГОСТ 6249-52) МЗК-1964	МКЗ, 1917; ММ, 1931	япон- ская, 1950	Росси- Фореля, Б. Б. Го- лицына
$10^6-10^7$	1,6-2,2	Регистрируются только приборами	1	I		I
$10^7-10^8$	2,2-2,8	Ощущаются отдельными людьми, находящимися в полном покое	2	II	1	II
$10^8-10^9$	2,8-3,4	Ощущаются лишь небольшой частью населения	3	III		III
$10^9-10^{10}$	3,4-4,0	Ощущаются многими людьми; заметные колебания висячих предметов, дребезжание посуды и оконных стекол	4	IV	2	IV
$10^{10}-10^{11}$	4,0-4,6	Ощущаются практически всеми людьми; общее сотрясение зданий, колебание мебели, трещины в штукатурке и оконных стеклах	5	V	3	V-VI
$10^{11}-10^{12}$	4,6-5,2	Общий испуг, многие выбегают из зданий, откалываются куски штукатурки, легкое повреждение зданий	6	VI		VII
$10^{12}-10^{13}$	5,2-5,8	Паника, все выбегают из зданий, на улицах теряют равновесие, трещины в стенах каменных домов и повреждение зданий, отдельные лица получают ранения	7	VII	4	VIII
$10^{13}-10^{14}$	5,8-6,4	Сквозные трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб, трещины на почве, много раненых, отдельные жертвы	8	VIII	5	IX

$q_{эт}$ Дж	$M_{эт}$	Краткая характеристика (основные признаки) землетрясений	Шкала балльности			
			СССР (ГОСТ 6249-52) МЭК-1964	МКЗ, 1917; ММ, 1931	япон- ская, 1950	Росси- Фореля, Б. Б. Го- лицына
$10^{14}$ — $10^{15}$	6,4—7,0	Сильные повреждения каменных домов, отдель- ные здания разрушают- ся до основания, число жертв возрастает	9	IX		
$10^{15}$ — $10^{16}$	7,0—7,6	Крупные трещины в поч- ве, оползни и обвалы, искривление рельсов, разрушения каменных построек, в населенных пунктах много убитых и раненых	10	X	6	X
$10^{16}$ — $10^{17}$	7,6—8,2	Многочисленные оползни и обвалы, широкие тре- щины в земле, каменные здания совершенно раз- рушаются, многочислен- ные жертвы	11	XI		
$10^{17}$ — $10^{18}$	8,2—8,8	Катастрофические разру- шения и жертвы, ни одно сооружение не вы- держивает, изменения в почве достигают огромных размеров, на- воднения, отклонение течений рек, крупные нарушения рельефа	12	XII	7	

Примерно 80 % общей энергии землетрясений, происходящих на Земле, составляет энергия от толчков с  $M_{эт} \geq 7,9$ . Это свидетельствует о том, что наличие очень большого числа слабых землетрясений ( $q_{эт} < 10^{12}$  Дж) не может привести к разрядке энергии одного крупного землетрясения.

ТАБЛИЦА 7.4

Статистика землетрясений [50]

$M_{эт}$	Число толч- ков за деся- тилетие	Энергия, высвобождае- мая за десяти- летие, $10^{16}$ Дж	$M_{эт}$	Число толч- ков за деся- тилетие	Энергия, высвобождае- мая за десяти- летие, $10^{16}$ Дж
8,5—8,9	3	156	7,0—7,4	149	58
8,0—8,4	11	113	6,5—6,9	560	41
7,5—7,9	31	80	6,0—6,4	2100	30

### 7.3.3. Географическое распределение землетрясений

Землетрясения на Земле распространены неравномерно, но вполне закономерно: большинство их приурочено к двух сейсмическим поясам, опоясывающим земной шар (рис. 7.16). Около 80 % всех землетрясений наблюдается в периферической части Тихого океана. Это *Тихоокеанский сейсмический пояс*, в котором очаги землетрясений приурочены к неширокой полосе глубинных разломов, наклоненной в сторону материков. Это пояс в основном глубокофокусных землетрясений. Он огромным кольцом охватывает акваторию Тихого океана и состоит из ряда сейсмически активных областей (Аляска, Камчатка, Курильские острова, Япония, Филиппины, юго-западная часть Тихого океана, Южная Америка, побережье Центральной и Северной Америки, Алеутские острова). *Средиземноморско-Трансказиатский сейсмический пояс* охватывает складчатые сооружения от Гибралтара до Малайского архипелага. В нем наблюдается около 15 % всех землетрясений, он включает острова Зеленого Мыса, сейсмические районы Северной Африки. Португалии, проходит через бассейны Средиземного и Черного морей, Малую Азию, Гималаи в Центральный Китай и Индонезию. Основные сейсмически активные районы СССР входят в этот пояс (Карпаты, Крым, Кавказ, Копетдаг, Памир, Тянь-Шань).

За пределами этих двух сейсмических поясов землетрясения происходят редко. Очаги землетрясений концентрируются вдоль Срединно-Атлантического хребта, на побережьях Аравийского и Красного морей и вытягиваются небольшой цепочкой от р. Нила через область Великих озер Африки. На огромных территориях Земли, где современные и новейшие тектонические движения проявляются слабо, очаги землетрясений с  $M_{\text{т}} < 2.0 \dots 2.5$  практически отсутствуют. Это в основном платформенные области Земли (например, северная часть Европы, Азии и Северной Америки).

Кроме кратковременных импульсных колебаний в виде землетрясений поверхность Земли испытывает непрерывные колебания в виде так называемых *микросейсм*. Эти колебания представляют собой, как и при землетрясениях, поверхностные или объемные волны, но возбуждаются они квазипериодическими силами длительного действия, приложенными к земной поверхности. К таким силам относятся силы прибоя морских волн, а также силы, обусловленные метеорологическими факторами (циклоны, изменение давления, ветра) и техногенным воздействием на земную кору. В результате силового воздействия этих факторов происходит передача их энергии в земную кору, которая испытывает колебания с различными периодами  $\tau$ : от короткопериодных ( $\tau$  от долей секунды до 2—3 с) и среднепериодных ( $\tau = 2 \dots 12$  с) до длиннопериодных ( $\tau \geq 12 \dots 15$  с). Во всех случаях микросейсмсы накладываются на импульсные колебания, создают помехи и тем самым затрудняют регистрацию полезных сейсмических сигналов с малой амплитудой. Поэтому на сейсмических станциях применяют

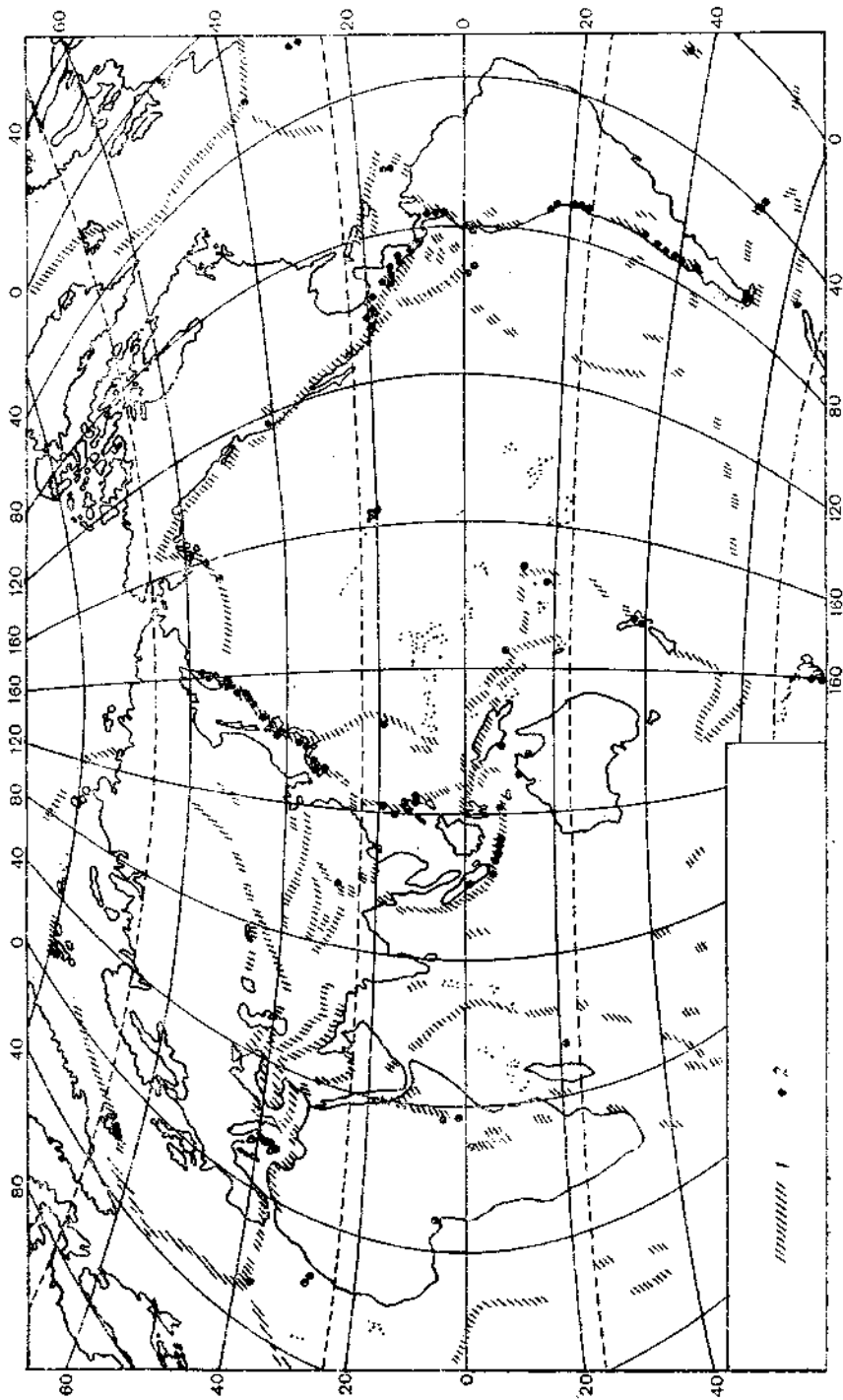


Рис. 7.16. Сейсмические пояса Земли.  
 1 — зоны землетрясений; 2 — вулканы.

различные методы подавления помех и выделения на фоне этих шумов полезных сигналов.

#### 7.3.4. Геофизическая роль и прогноз землетрясений

*Геофизическая роль землетрясений и моретрясений* огромна. Об этом свидетельствуют факты многочисленных нарушений целостности и изменений поверхности земной коры, ее волнообразные движения в плейстоценовых областях, колебания нижней границы ионосферы, водной поверхности морей и многие другие сейсмозобужденные процессы и явления. Так, непременным спутником почти всех эндогенных землетрясений являются многочисленные разнообразно открытые и закрытые, одиночные и групповые трещины в твердых и рыхлых горных породах. Их размеры изменяются в больших пределах: по ширине — от долей до десятков и сотен сантиметров, по длине — от десятков и сотен метров до сотен километров. Например, при землетрясении 1906 г. в Калифорнии образовалась трещина длиной более 500 км, а при Монгольском землетрясении 1957 г. трещины обнаружены на удалении до 280 км от эпицентра. Наибольшая глубина открытых трещин точно не известна, но есть данные о том, что они распространяются до глубины 6—10 м и более, достигая порой верхней мантии. Вдоль трещин нередко происходят перемещения отдельных участков земной коры в вертикальном и горизонтальном направлениях, приводящие к образованию уступов (эскарпов), обуславливающих ступенчатый облик земной поверхности. Нарушение целостности горных пород, разрыв их слоев и перемещения вызывают подпруживание водоносных горизонтов и изменения водозапаса подземных источников.

Не менее важным последствием землетрясений являются обвалы, которые в горах нередко перегораживают реки и образуют озера, разрушают горные ледники и снежники. Во время землетрясений активизируются процессы камнепадов, оползней, снежных лавин, селевых потоков, оплывин, образования новых и исчезновения старых водных источников и ручьев.

Поскольку вулканы и землетрясения представляют собой разные проявления одних и тех же эндогенных процессов, то между ними существует определенная связь. Это относится к географическому распределению сейсмических поясов и зон распространения вулканов, а также к их определенной взаимной обусловленности: землетрясения предшествуют вулканической деятельности, интенсифицируют ее, но и сильные извержения вулканов вызывают упругие волны, воспринимаемые как землетрясения. Хотя большинство вулканических взрывов происходит внутри кратеров или в жерлах вулканов, но иногда бывают подземные взрывы или толчки, связанные с перемещением магмы, которые можно рассматривать как вулканические землетрясения.

Следствием сильных моретрясений являются цунами, действие которых отражается на всей толще морской воды. Цунами обра-

зуются при внезапных и быстрых движениях океанической коры, приводящих к деформации дна (рис. 7.17). В эпицентре моретрясения высота этих волн сравнительно небольшая (0,3—0,6 м), но по мере приближения к морскому побережью, на мелководье, из-за трения о дно высота волны увеличивается и может достигать 30 м и более. Скорость движения волн цунами может превышать 700—800 км/ч. Волны цунами способствуют сильному взмучиванию морской воды и интенсивному разрушению берегов.

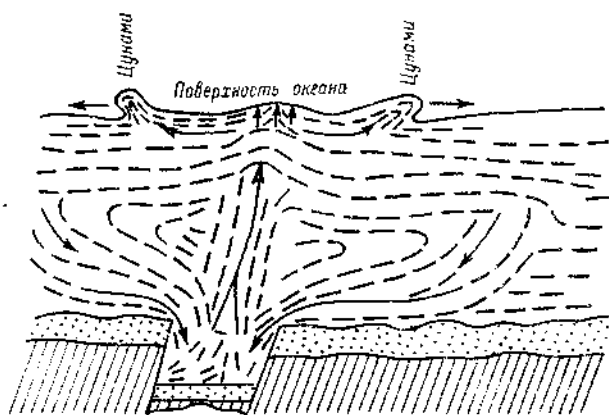


Рис. 7.17. Схема образования цунами.

*Прогноз землетрясений* — сложная и до конца не решенная проблема. Под прогнозом понимается предсказание места и времени возникновения будущего землетрясения. Какой силы и где следует ожидать землетрясения, как часто они повторяются в том или ином районе — эти вопросы прогноза землетрясений в настоящее время практически решаются. Основой являются материалы сейсмического районирования. Применительно к территории СССР Институтом физики Земли АН СССР составлена карта-схема 12 сейсмически опасных районов страны (Прикарпатье, Южный Крым, Кавказ, Копетдаг, высокогорные районы Средней Азии, Прибайкалье, Верхоянская сейсмическая область, Сахалин, Приморье, Камчатка, Курильские острова, Чукотка и Корякское нагорье). Для каждого района указана балльность возможных землетрясений. В СССР около 13 % всей территории приходится на сейсмические зоны землетрясений с активностью от 7 баллов и выше, а всего сейсмоопасные зоны занимают в нашей стране 29 % площади. Карты сейсмических районов помогают выбирать безопасные участки для строительства жилых и промышленных зданий, принимать меры для повышения их прочности и осуществлять сейсмостойкое строительство. В эти карты постоянно вносятся уточнения.

Сложнее решается вторая часть проблемы — прогноз времени возникновения землетрясений. Попытки решения этой задачи эпи-

зодически предпринимались во многих странах, особенно в связи с разрушительными землетрясениями. Однако систематические научные исследования начались сравнительно недавно и направлены на поиски *предвестников землетрясений*. Предвестники могут появляться задолго до землетрясения (несколько лет, месяцев) — это так называемые долгосрочные предвестники — или возникают накануне землетрясения за несколько дней и даже часов — краткосрочные предвестники.

Первая систематическая научная программа поисков предвестников землетрясений была предпринята в СССР в 1949 г. после разрушительного землетрясения 1948 г. в Ашхабаде. В 1971 г. по инициативе советских геофизиков была создана Международная комиссия по предсказанию землетрясений.

Современная сейсмология опирается на изучение *геофизических предвестников землетрясений*. Дело в том, что перед землетрясением в зоне его очага и в эпицентральной области меняются многие свойства среды и геофизические поля. Например, по данным лаборатории предвестников землетрясений Сахалинского отделения Дальневосточного комплексного научно-исследовательского центра Академии наук СССР, за несколько дней до любого подземного толчка в радиусе до 800—900 км от пункта наблюдения уровень воды в скважинах начинает падать, затем примерно за сутки стабилизируется, а когда начинает вновь подниматься, то это свидетельствует о приближении сейсмической волны. Аналогичные изменения, но «с обратным знаком» претерпевает газ, выделяющийся из скважин: подземный толчок совпадает по времени со спадом выхода газа, накануне землетрясения выход газов, особенно родона и гелия, увеличивается в несколько раз. Похожая картина наблюдается при изменении удельного электрического сопротивления горных пород в приповерхностном слое, геомагнитного и электротеллурического полей. Вскрыты некоторые другие геофизические предвестники землетрясений.

В то же время геофизические предвестники землетрясений не всегда действительно предшествуют этому грозному явлению природы, некоторые из них иногда могут появляться и по другим причинам. Поэтому для разработки различных методов прогноза землетрясений ведутся большие экспериментальные исследования по вибропросвечиванию земной коры специальными вибраторами, по лабораторному изучению всесторонне сжатых образцов горных пород и другие работы.

## **7.4. Метаморфизм**

### **7.4.1. Общая характеристика и причины метаморфизма**

Метаморфизм (от греч. *metamórfhōsis* — превращение) представляет собой совокупность эндогенных геологических процессов, приводящих к физической и химической переработке горных пород

внутри Земли. С ним связаны различные, нередко глубокие изменения первоначального облика пород, их структуры, текстуры, химического и минерального состава. Под *метаморфизмом* понимается изменение существующих горных пород, ведущее к образованию новых, так называемых метаморфических горных пород с новыми минеральными ассоциациями, особой структурой и новыми текстурами (см. п. 4.4). Этот процесс в своем развитии чаще всего проходит несколько этапов и имеет ряд разновидностей или типов. Возникающие новые горные породы по существу представляют собой полиметаморфические образования. Значительно реже встречаются метаморфические породы, являющиеся итогом только одного этапа или только одного типа метаморфизма.

Все изменения (преобразования) горных пород, происходящие в ходе метаморфизма, можно условно разделить на два вида: преимущественно физические и преимущественно химические. Оба вида изменений обычно происходят одновременно. По исследованиям крупнейшего американского геолога А. Алиссона [2], к физическим преобразованиям относятся разрушения зерен, *перекристаллизация* (образование новых минералов в горной породе), взаимное проникновение зерен и увеличение их размера, параллельная ориентировка удлинённых и плоских зерен; к химическим изменениям — формирование новых минеральных ассоциаций либо путем перекристаллизации исходного материала, либо привнесом новых или потерей старых компонент, которые перемещаются в виде ионов вместе с газами или жидкостями.

В зависимости от изменения химического состава прежних или исходных и вновь образованных метаморфических горных пород метаморфизм бывает *изохимический* и *метасоматический*. Первому из них присуще относительное постоянство химического состава пород, если метаморфизм развивался без привноса новых или потери старых компонент. Если же метаморфизм развивается с участием химически активных веществ, поступающих в ходе процессов магматизма или из мантии, то первоначальный химический состав минералов меняется и возникают новые, устойчивые в сложившейся обстановке минералы (метасоматический метаморфизм).

*Причины метаморфизма* — эта сложнейшая научная проблема, до конца еще не изученная. В настоящее время основными и непосредственными причинами метаморфизма считаются высокие давления и температуры, а также циркуляция флюидов в земных недрах. Давление может быть различных типов. Это либо вертикальная нагрузка, вызванная весом вышележащих пород, либо гидростатическое давление флюидов в промежутках между зёрнами. И то и другое растёт с глубиной. Третий тип — это динамическое тангенциальное давление, связанное с тектоническими движениями, особенно в зонах столкновения литосферных плит. Высокая температура земных недр как одна из основных причин метаморфизма может быть результатом общего большого тепла Земли (см. п. 5.3), локального тепла, обусловленного тектониче-



ским трением (например, вдоль поверхности разрыва сплошности горных пород и их слоев или вдоль погружающейся литосферной плиты в зоне субдукции), тепла магматических интрузий или тепла горячих флюидов. В активные флюиды включаются горячие газы, особенно такие, как углекислый, и горячие растворы с ионами обычных химических элементов (Na, Ca, F, B, S и др.).

В зависимости от преобладающего действия той или иной причины метаморфизм протекает неодинаково как по форме проявления, так и по характеру преобразований. Поэтому условно выделяют различные типы метаморфизма, хотя они в преобладающем числе случаев протекают во взаимной связи и взаимодействии.

### 7.4.2. Типы метаморфизма

Принято различать термальный, гидротермальный, контактовый и динамический типы метаморфизма. Горные породы могут подвергаться одновременно или последовательно и в различной степени более чем одному из этих типов преобразований.

*Термальный метаморфизм* является наиболее распространенным типом переработки горных пород внутри Земли на больших глубинах. Рост температуры с глубиной связан с поступлением из земных недр тепловых потоков различной интенсивности (см. п. 5.3). Этому же способствует внедрение магмы в толщу горных пород. То и другое повышает активность химических преобразований минералов, способствует образованию новых минеральных ассоциаций, вызывает перекристаллизацию горных пород. Так, например, под тепловым воздействием внедряющейся магмы известняки превращаются в мрамор, а глины — в роговики. При увеличении температуры с глубиной из глины глинистых минералов удаляется вода, уголь теряет воду и летучие газы, в туфогенных магматических породах кристаллизуется стекло. Иными словами, термальный метаморфизм как результат общего прогрева земных недр приводит к перекристаллизации более податливых пород (например, осадочных) и к возникновению новых минеральных соединений.

*Гидротермальный метаморфизм* своим возникновением обязан горячим магматическим водам или подземным водам, ставшим нагретыми и химически активными вследствие интрузии магмы. Так, например, под влиянием указанных горячих вод твердые полевые шпаты превращаются в мелоподобную массу каолиновой глины, роговая обманка — в хлорит, оливин — в серпентин и тальк. Метаморфизм обычно сопровождается привнесом или выносом вещества или тем и другим вместе. Гидротермально измененные горные породы обычно теряют твердость и осветляются. Так, в результате гидротермального метаморфизма из гранитов образуются светлые кварцево-сланцевые породы — грейзены.

*Контактовый метаморфизм* представляет собой изменения, которые происходят на контакте или границе двух сред: магматической интрузии и вмещающих ее горных пород земной коры.

Высокая температура магматической интрузии и выделяющиеся горячие флюиды резко изменяют всю обстановку окружающей среды. Они обуславливают возникновение сложных физико-химических процессов, в конечном итоге ведущих к развитию двух подтипов контактового метаморфизма: термоконтантного и контактово-метасоматического. Первый из них, *термоконтантовый метаморфизм*, проявляется в воздействии на вмещающие породы высокой температуры магматических интрузий (100 °С и более) практически без привноса новых компонент. Под влиянием такой температуры глинистые и многие другие породы превращаются в роговики, известняки — в крупнозернистый мрамор, насыщенный кальциевыми силикатами, а песчаники изменяются до кварцитов. *Контактово-метасоматический метаморфизм* проявляется в воздействии на вмещающие породы путем привноса в них одних газообразных и жидких компонент и выноса других. В итоге образуются новые минералы, которые располагаются в виде контактового ореола. Причем вновь образованные минералы и горные породы тем разнообразнее, чем больше различия между вмещающими горными породами и магмой. Это усиливает интенсивность в целом контактового метаморфизма. Наиболее значительные изменения наблюдаются на контакте кислых магм с карбонатными породами.

Процессы контактового метаморфизма имеют ограниченное распространение, так как они формируются преимущественно вокруг интрузий. Образующиеся внутренние и внешние от контакта ореолы имеют ширину от нескольких метров до нескольких сотен метров вокруг магматических штоков и от нескольких сотен метров до нескольких километров вокруг *батолитов* (тела крупнозернистых интрузивных магматических пород, приуроченных к ядрам современных гор или уцелевших от размыва остатков древних горных систем).

*Динамический метаморфизм (динамометаморфизм)* представляет собой переработку исходных горных пород под воздействием сильно ориентированного давления в процессе тектонических движений. Во времени и пространстве это давление связано с интенсивной складчатостью мощных толщ осадочных пород. Наиболее ярко динамометаморфизм проявляется в зонах взаимодействия литосферных плит, где в месте изгиба плиты в сторону зоны субдукции накапливаются большие толщи пород, распространяющиеся до глубины 20—30 км. При таких условиях и малой плотности пород давление и температура становятся наиболее благоприятными для метаморфизма. Обычно этот метаморфизм охватывает большие площади (регионы, области), поэтому иногда его называют *региональным метаморфизмом*. Его породами сложены складчатые сооружения Альп, Кавказа, Алтая, Урала, Саян и ряда других горных районов.

Динамометаморфизм чаще всего происходит на больших глубинах в условиях высоких температур и давлений. Поэтому его нередко также называют *динамотермальным метаморфизмом*. На

его долю приходится основная часть метаморфических пород, широко распространенных на земной поверхности. Миграция на больших глубинах водных растворов вызывает в породах метасоматоз, высокая температура — перекристаллизацию, направленное давление — рассланцевание. Главную роль в изменении структуры, текстуры и минерального состава горных пород играют рассланцевание и перекристаллизация. Так, например, в ходе рассланцевания песчано-глинистые породы превращаются в сланцы.

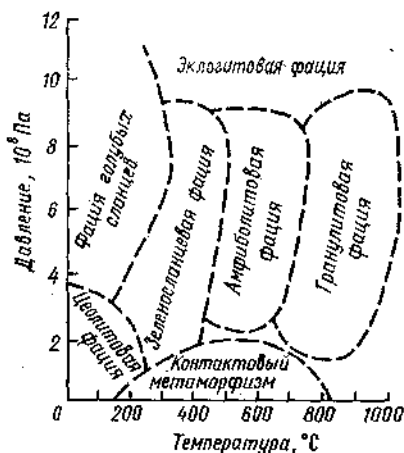


Рис. 7.18. Относительное положение полей условий образования метаморфических фаций (по Тернеру).

а при перекристаллизации плотные известняки — в мраморы, магматические породы — в граниты, обломочные песчаники — в плотные кварциты, песчано-глинистые осадочные породы — в гнейсы. В целом при динамометаморфизме, обусловленном тектоническими движениями в глубоких земных недрах, происходит дробление зерен, деформация скалывания, течение в твердом состоянии, перекристаллизация.

Метаморфизм разных типов и разной интенсивности, воздействуя на первичные породы, приводит к неодинаковым результатам. Но там, где породы разного возраста подвергались воздействию сходных условий метаморфизма, то и дело встречаются одни и те же ассоциации минералов. Каждая такая группа минералов представляет собой *метаморфическую фацию*: цеолитовую, голубых сланцев, зеленосланцевую и эклогитовую. Каждая из них отражает последовательное усиление степени регионального метаморфизма по мере роста давления и температуры (рис. 7.18). Так, цеолитовая фация представляет собой самую низкую ступень метаморфизма и начинается сразу же после диагенеза. Во время этой стадии метаморфизма (температура и давление невелики) развиваются низкотемпературные водные минералы — цеолиты. С ростом давления цеолитовая фация сменяется фацией голубых сланцев, для которой характерно присутствие голубого *амфибола* (силикатный минерал, содержащий железо и магний), образуя-

щегося под влиянием высокого давления и относительно низкой температуры. Если давление и температура продолжают расти, то метаморфизм достигает зеленосланцевой фации. Каждая последующая фация характеризуется повышением температуры при относительном постоянстве пределов давлений. Исключение составляет эклогитовая фация, которая отличается очень высокой степенью метаморфизованности пород, образуются эклогиты — породы, главным образом состоящие из оливина, пироксенов и граната. В эклогитовой фации породы формируются при очень высоких температурах (в интервале 1500—3000 °С) и давлениях ( $20 \cdot 10^8$  Па).

Наряду с рассмотренными типами метаморфизма, в природе широко распространен так называемый *регрессивный метаморфизм*. Это происходит в случаях, когда сформировавшиеся метаморфические фации при высоких температурах и давлениях попадают в условия относительно низких значений этих физических параметров окружающей среды. Тогда фации преобразуются в соответствии с новыми значениями температуры и давления.

## Глава 8

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Геологическое картирование является одним из способов изучения земных недр. По существу оно сводится к созданию пространственной модели геологического строения земной коры и выполняется различными методами. К их числу относятся специальные исследования (геологическая съемка, обобщение ранее выполненных геолого-съемочных работ) и работы (дистанционное изучение строения земной коры, сопровождающееся дешифрированием аэро- или космических фото-, теле-, тепло- и радиолокационных снимков). Главным итогом картирования являются различные по содержанию и масштабу геологические карты с сопровождающими их разрезами (профилями) и стратиграфическими колонками. Неотъемлемой частью геологической карты являются условные знаки (легенда).

#### 8.1. Геологические карты и разрезы

*Геологическая карта* — графическое изображение геологического строения (особенностей) какого-либо участка или всей планеты на топографической (географической) основе определенного масштаба. Геологических карт много. Они различаются по ряду

признаков, основными из которых являются содержание и масштаб.

По содержанию геологические карты бывают *общие* и *специализированные*. На первых из них представляются общие черты геологического строения: распространение горных пород различного происхождения, возраста и состава, разрывных тектонических нарушений, элементов залегания горных пород, других геологических и прикладных геофизических параметров. Геологическая карта позволяет судить о геологических структурах, условиях залегания и характеристиках горных пород как на земной поверхности, так и на глубине. Все эти данные в соответствии с легендой отображаются определенным цветом и его оттенками, черной и цветной штриховкой, буквенными и другими обозначениями. Специализированными геологическими картами являются тектонические и металлогенические карты четвертичных отложений, гидрогеологические, гидрогеохимические, подземного стока и др. В состав этих карт входит так называемая Государственная геологическая карта, представляющая собой комплект карт (дочетвертичных пород, четвертичных отложений, геоморфологическая карта, карта полезных ископаемых и др.).

В зависимости от масштаба геологические карты подразделяют на мелко-, средне-, крупномасштабные и обзорные. *Мелкомасштабные карты* имеют масштаб от 1 : 250 000 до 1 : 1 000 000 и обычно составляются для отдельных сравнительно небольших государств (Алжир, Куба и др.) и географических регионов (Кавказ, Крым, Урал и др.). Геологические карты масштабов от 1 : 100 000 до 1 : 200 000 относятся к *среднемасштабным*, состоящим по листам международной разграфки, и обычно являются государственными картами, издаваемыми по единым требованиям, унифицированным методикам и схемам. К настоящему времени геологическое строение территории большинства стран мира, в том числе и СССР, закартировано в среднем масштабе. К *крупномасштабным геологическим картам* относятся карты масштаба 1 : 50 000 и крупнее. Они составляются преимущественно для районов с резко пересеченным рельефом, для территорий промышленного и гражданского строительства. Крупномасштабными геологическими картами охвачена территория большинства западно-европейских стран и более 30 % территории СССР. *Обзорные геологические карты* создаются путем уменьшения, разгрузки и компоновки мелкомасштабных карт в масштабе мельче 1 : 1 000 000, на них показываются особенности геологического строения всего мира или отдельных крупных регионов (материков, поясов, зон и т. д.).

*Геологическая съемка* — один из основных методов изучения геологического строения верхней части земной коры какого-либо района и выявления его перспектив в отношении минерально-сырьевых ресурсов, в том числе и подземных вод. В зависимости от назначения, геологическую съемку делят на маршрутную и площадную. Маршрутная съемка ведется по определенным ходам, например вдоль рек. Площадная съемка проводится в пределах

какой-либо площади по маршрутам и точкам, расположенным на определенном расстоянии одна от другой, задаваемом масштабом съемки.

Геологическая съемка состоит из двух этапов: полевых исследований и камеральной обработки. В ходе первого из них на топографическую карту выносят и нумеруют все важные геологические объекты: естественные выходы горных пород (обнажения), горные выработки, скважины, проявления подземных вод, промежуточные точки для фиксации элементов рельефа и других объектов. Эти объекты подробно описывают в полевом дневнике, в котором отмечают также места отбора образцов пород, проб воды и др. При камеральной обработке уточняют результаты полевых исследований: изучают образцы пород, проводят анализ воды, составляют геологические разрезы и карты, обобщают полученные материалы.

Геологические карты масштаба 1 : 1 000 000 и крупнее сопровождаются стратиграфическими колонками и геологическими (гидрогеологическими) разрезами.

*Стратиграфическая колонка* — это графическое изображение условными обозначениями, согласно легенде карты, последовательности залегания осадочных и вулканогенных толщ, а также интрузивных пород. Стратиграфическая колонка, общая для карты (листа международной разграфки), называется сводной.

*Геологический разрез (профиль)* — графическое изображение геологического строения на глубину по линии, как правило секущей геологические структуры, выделяемые на геологической карте. На геологическом разрезе отображают: условия залегания пород, их структурные и фашиальные особенности, формы геологических тел, изменения их мощности и другие специальные характеристики. Вертикальный и горизонтальный масштабы геологического разреза должны быть одинаковы. Однако в четвертичной, инженерной геологии и гидрогеологии допускается превышение вертикального масштаба над горизонтальным. Для построения геологического (гидрогеологического) разреза используют данные буровых работ и геофизических наблюдений.

## **8.2. Использование геологических карт и разрезов в гидрометеорологических исследованиях**

В экспедиционных и стационарных гидрометеорологических исследованиях неизбежно возникает необходимость знать специфику влияния геологических факторов на гидрометеорологические процессы и явления. Такая потребность возникает уже на этапе выбора места расположения, например, метеоплощадки или гидрологического поста. В частности, от геологических особенностей территории могут зависеть такие метеорологические параметры, как температура и влажность почвенного слоя и прилегающей части атмосферного воздуха, испарение, транспирация, конденсация и инфильтрация влаги и т. д. При неудачном, с геологических

позиций, месте расположения гидрологического поста можно получить некорректные данные о расходах, режиме и химическом составе воды реки (озера). Известны случаи нерезепрезентативной оценки приходных и расходных частей водного или солевого баланса нередко обширных районов, вызванные недостаточным вниманием к геологическому строению и связанным с ним природным процессам. При хозяйственном освоении это вызывало обычно негативные, иногда непоправимые экологические последствия. Следует отметить, что даже при изучении физических свойств и химического состава вод придонных слоев океанов и морей нередко невозможно правильно интерпретировать некоторые фактические данные без знания геологии и геологических процессов дна. В частности, с ними связаны аномалии пресных вод в придонных частях морей и океанов, где происходит субмаринная разгрузка подземных вод суши. В зонах современного вулканизма или неотектонических движений в морях и океанах встречаются участки с особым температурным и гидрохимическим режимом. Над районами гравитационных аномалий на океаническом дне возникают локальные отклонения формы водной поверхности от геонда.

Наиболее часто с геологией и гидрогеологией приходится иметь дело гидрологам, особенно при гидрологических и экологических обследованиях рек, озер и болот, а также при инженерных гидрологических изысканиях в интересах возведения гидротехнических сооружений, прокладки подводных участков нефтегазопроводов и выполнения мелиоративных работ. Поэтому каждый гидролог должен уметь «читать» геологическую карту и эффективно пользоваться ею.

Наибольшей информативностью для специалистов гидрометеорологического профиля из геологических карт обладают гидрогеологические карты масштабов 1 : 200 000—1 : 50 000 (1 : 25 000), составление которых выполняется гидрогеологами Министерства геологии СССР. Фактически это единственные официальные государственные карты, на которых условными знаками отображены практически все имеющиеся на момент составления карт гидрологические, гидрогеологические, гидротехнические и мелиоративные данные. Кроме того, на этих картах значками и линиями отображаются также природные объекты, процессы и их характеристики, как вулканы, грязевые вулканы и котлы, границы четвертичных оледенений, соляные купола, карст поверхностный и погребенный, оползни, каменные россыпи, дюны и барханы, бугристо-грядовые пески, такыры, солончаки и солонцы (содовые, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные).

Особый интерес для гидрологов представляют карты участков, где произошло изменение природных условий под техногенным воздействием. На карты наносятся: участки снижения уровня подземных вод в результате шахтного водоотлива, осушения карьеров, мелиоративного осушения земель, интенсивной эксплуатации подземных вод, нефтяных или газовых месторождений; места повышенного уровня подземных вод в результате мелиоративного

орошения земель, инфильтрации техногенных вод, захоронения сточных вод, законтурного обводнения нефтяных и газовых месторождений, искусственного пополнения запасов подземных вод; зоны повышения и снижения минерализации подземных вод, подтока соленых вод или рассолов в результате их самоизлива или интенсивной откачки пресных подземных вод; участки химического, радиоактивного и бактериального загрязнения подземных вод, повышенной (пониженной) их температуры.

*Гидрогеологическая стратификация* — это расчленение гидрогеологического разреза на толщи горных пород, различающиеся гидрогеологическими свойствами и образующие гидрогеологические подразделения: горизонты, комплексы, зоны трещиноватости. Критериями их выделения служат типы скоплений подземных вод и водопроницаемость горных пород. Показывается характер водоносности толщ пород (водоносные, неводоносные или слабОВОдоносные, распространенные регионально и водоносные постоянно, но не на всей площади; линейно водоносные, распространенные линейно и водоносные постоянно и т. п.).

Следует отметить, что некоторые термины, употребляемые в СССР при Государственном гидрогеологическом картировании, имеют более четкую трактовку, чем общераспространенные. В частности, *горизонт* (водоносный, слабОВОдоносный или водоупорный) представляет собой регионально выдержанную водонасыщенную или водонепроницаемую толщу пород, однородную по типу и преобладающей водопроницаемости. Толщи пород в разрезе, близкие по водопроницаемости, но различающиеся по типам скоплений подземных вод (поровые, карстовые, трещинные), выделяются как самостоятельные горизонты, даже если не разделены водоупором. Фильтрационно неоднородные толщи пород, расчленение которых на отдельные горизонты в заданном масштабе карт невозможно, называют *водоносным комплексом*, а регионально выдержанную толщу водонепроницаемых разнородных по составу пород — *водоупорным комплексом*.

Водоносные и водоупорные горизонты и комплексы выделяются преимущественно в толщах осадочных, реже вулканогенных пористых породах. Для кристаллических или интенсивно уплотненных, сцементированных пород основными таксономическими единицами при средне- и крупномасштабном гидрогеологическом картировании являются водоносные зоны трещиноватости и водоупорные массивы, выделяемые с учетом петрографического состава и возраста пород. Для данной толщи пород зона трещиноватости может быть регионально, локально или периодически обводненной, а также линейно водоносной. Последняя, связанная с тектоническими разломами, может проявляться и среди водоносных и водоупорных горизонтов и комплексов.

Все отмеченные и некоторые другие подразделения, за исключением связанных с тектоническими разломами, на карте отображают оттенками цвета стратиграфических подразделений геологической карты. Кроме того, на фон окраски накладывают серой



штриховкой, линиями или знаками градации водопроницаемости и мощности гидрогеологических подразделений. К гидрогеологическим картам прилагают объяснительные записки, из которых можно, кроме основных гидрогеологических данных, извлечь сведения о физико-географических условиях, геологическом строении, народнохозяйственном освоении района, включая такие важные для гидрологов сведения, как условия взаимосвязи поверхностных и подземных вод, данные о подземном стоке и др.

## Список литературы

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии.—Л.: Гидрометеониздат, 1970.—444 с.
2. Аллисон А., Полмер Д. Геология/Пер. с англ.—М.: Мир, 1984.—568 с.
3. Александров В. В. Электрофизика пресных вод.—Л.: Гидрометеониздат, 1985.—181 с.
4. Богословский Б. Б., Самохин А. А., Иванов К. Е., Соколов Д. П. Общая гидрология.—Л.: Гидрометеониздат, 1984.—422 с.
5. Болт А. В глубинах Земли/Пер. с англ.—М.: Мир, 1984.—189 с.
6. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем.—Л.: Гидрометеониздат, 1980.—350 с.
7. Будыко М. И. Эволюция биосферы.—Л.: Гидрометеониздат, 1984.—487 с.
8. Виноградов Б. В. Аэрокосмический мониторинг экосистем.—М.: Наука, 1984.—252 с.
9. Виноградов Б. В. Космические методы изучения природной среды.—М.: Мысль, 1976.—316 с.
10. Влодавец В. И. Вулканы Земли.—М.: Наука, 1973.—416 с.
11. Горбачев А. М. Общая геология.—М.: Высшая школа, 1981.—351 с.
12. Добровольский Г. Б., Урусевская И. Н. География почв.—М.: Изд-во МГУ, 1984.—386 с.
13. Доронин Ю. П. Региональная океанология.—Л.: Гидрометеониздат, 1986.—302 с.
14. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет.—М.: Наука, 1983.—416 с.
15. Жуков Л. А. Общая океанология.—Л.: Гидрометеониздат, 1976.—376 с.
16. Жуков М. М., Славин В. И., Дунаева Н. Н. Основы геологии.—М.: Недра, 1971.—544 с.
17. Иванова М. Ф. Общая геология с основами исторической геологии.—М.: Высшая школа, 1980.—440 с.
18. Калесник С. В. Проблемы физической географии.—Л.: Наука, 1984.—336 с.
19. Качурин Л. Г. Методы метеорологических измерений. Методы зондирования атмосферы.—Л.: Гидрометеониздат, 1985.—456 с.
20. Кириухин В. А., Коротков А. И., Павлов А. Н. Общая гидрогеология.—М.: Недра, 1988.—320 с.
21. Кондратьев К. Я. Спутниковая климатология.—Л.: Гидрометеониздат, 1983.—263 с.
22. Кондратьев К. Я., Федченко П. П. Спектральная отражательная способность и распознавание растительности.—Л.: Гидрометеониздат, 1985.—216 с.
23. Краев А. П. Основы геоэлектрики.—Л.: Недра, 1965.—418 с.
24. Кусков О. Л., Хатаров Н. М. Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли.—М.: Наука, 1982.—386 с.

25. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.— 438 с.
26. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.— 379 с.
27. Мархин Е. К. Вулканизм.— М.: Недра, 1985.— 288 с.
28. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеоздат, 1984.— 752 с.
29. Менчуков А. Е. Сокровищам Земли — надежную охрану.— М.: Недра, 1977.— 152 с.
30. Михайлов Л. Е. Гидрогеология.— Л.: Гидрометеоздат, 1985.— 264 с.
31. Мониц А. С. История Земли.— Л.: Наука, 1977.— 228 с.
32. Мониц А. С., Сорохтин О. Г. Геологическая теория и полезные ископаемые.— М.: Знание, 1983.— 48 с.
33. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин.— М.: Наука, 1975.— 176 с.
34. Океанология. Геология океана.— М.: Наука, 1980.— 462 с.
35. Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика/Под ред. О. Г. Сорохтина.— М.: Наука, 1979.— 454 с.
36. Океанология. Физика океана. Т. 1. Гидрофизика океана; Т. 2. Геофизика океана.— М.: Наука, 1978.— 455 с.
37. Павлов А. Н. Геологический круговорот воды на Земле.— Л.: Недра, 1977.— 143 с.
38. Почтарев В. И. Земля — большой магнит.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 160 с.
39. Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре.— М.: Изд-во МГУ, 1981.— 304 с.
40. Раст Х. Вулканы и вулканизм/Пер. с англ.— М.: Мир, 1982.— 344 с.
41. Стейси Ф. Д. Физика Земли/Пер. с англ.— М.: Мир, 1972.— 342 с.
42. Степанов В. Н. Океаносфера.— М.: Мысль, 1983.— 268 с.
43. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 368 с.
44. Судакова С. С. Общее землеведение.— М.: Недра, 1987.— 325 с.
45. Хаин В. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1978.— 511 с.
46. Хорн Р. А. Морская химия/Пер. с англ.— М.: Мир, 1972.— 399 с.
47. Чечкин С. А. Водно-тепловой режим неосушенных болот и вопросы его расчета.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 208 с.
48. Чечкин С. А. Тектонические движения земной коры.— Л.: Изд-во ЛПИ, 1985.— 48 с.
49. Шубаев Л. П. Общее землеведение.— М.: Высшая школа, 1977.— 348 с.
50. Эйби Дж. А. Землетрясения/Пер. с англ.— М.: Недра, 1982.— 264 с.
51. Энциклопедия Океан—Атмосфера/Под ред. С. П. Паркера. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоздат, 1983.— 464 с.
52. Юзefович А. П., Огородникова Л. В. Гравиметрия.— М.: Недра, 1980.— 325 с.
53. Яновский Б. М. Земной магнетизм.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1978.— 591 с.

## Предметный указатель

- Абразия 201  
Альбедо 170, 171  
Амфибол 275  
Астеносфера 8, 93  
Атмосфера 52—54, 56, 59, 98  
Афелий 46  
Афтершоки 262
- Береговой обрыв (клиф) 202  
Болото 190, 191  
Бугры пучания 199  
Булгуниахи 200
- Вади 184  
Вехерга-Гутенберга граница 92  
Вселенная 25  
Впадина глубоководная 85  
Вода термальная 72  
— тяжелая 68  
— ювенильная 67  
Водораздел 188  
Возвышенности 85  
Возраст горных пород 37—39  
Вулканизм 212, 215  
Вулканы 215—218  
— грязевые 198  
— категории и типы 217, 218  
— классификации 215  
— продукты извержения 219—222  
— циклы и фазы извержения 223  
— энергия 223, 224  
Выветривание 180, 183
- Галактика 25  
Геотермическая зона 172, 174  
Геонд 45  
Геомагнитное динамо 157  
Геомагнитные полюсы 146  
Геологическая карта 276  
— теория, новая 99—103  
Геологический разрез 278  
Геосинклинальные области 230  
Геосферы 5  
Геотермическая зона 172, 175  
— ступень 173, 176  
Геотермический градиент 175  
Геофизика 5  
Геофизическая величина 14  
— поле 14  
— явление 14  
Гетеросфера 56, 58  
Гидрогеологическая стратификация 280  
Гидролакколиты 200  
Гидросфера 64—66  
Гидротермальный раствор 227  
Гидрофизика 6  
Глубинные разломы 250, 251  
Голщина слой 92  
Гомосфера 56, 57  
Горизонт водоносный 280  
Горст 250
- Горные страны 85  
Грабен 250  
Гравитационное поле 116  
— — аномальное 119  
— — нормальное 119  
— явление 126, 127  
Гутенберга слой 92
- Движения Земли 45—49  
Делювий 182  
Денудация 180  
Дефляция 184  
Диэлектрическая проницаемость 138  
Долина 85
- Звезды 25, 26  
Землетрясения 257  
— вулканические 260  
— глубокофокусные 261  
— денудационные 259  
— нормальные 261  
— поверхностные 261  
— промежуточные 261  
— тектонические 260  
Земля, возраст 35—39  
— масса 91  
— плотность 91  
— форма 42—45  
Земная кора 91, 92, 99  
— — материковая 103, 104  
— — океаническая 95, 104, 105  
— — аномальная 105  
— — нормальная 105  
— — радиоактивность 97, 98  
Земное ядро 91  
— внешнее 5, 93  
— внутреннее 93  
Земной эллипсоид вращения 42—45
- Изосейсты 259  
Ионосфера 56, 58  
Источники тепла 170, 172
- Карры 197  
Карст 197, 200  
Корада поверхность 104  
Континентальная звезда 83  
Космические лучи 132  
Космическое пространство 56, 59  
Кора выветривания 183  
Коррозия 184, 185  
Котлы выдувания (ванны выдувания), 184  
Кристаллы 106
- Лавины 127  
Ледники 191—193, 195, 196  
Литосфера 93  
— плиты 100, 101, 260
- Магма 212—214  
Магматизм 212

- Магнитная восприимчивость 138
  - ось Земли 146
- Магнитное наклонение 150
  - склонение 150
  - поле Земли 145—164
  - — главное 154—159
  - — нормальное 157
  - — переменное 160
  - — вариации вековые 159, 160
  - — — короткопериодные 163
  - — — лунно-суточные 163
  - — — солнечно-суточные 161, 162
- Магнитные аномалии 155, 156
  - бури 164
  - карты 151—163
- Магнитосфера Земли 148, 149
- Мантия 91, 92, 95
- Материки 82, 83
- Материковая отмель 85
- Материковый склон 85
- Мезосфера 56, 57
- Метаморфизм 271, 272
  - гидротермальный 273
  - динамический 274
  - изохимический 272
  - контактовый 273, 274
  - регрессивный 276
  - термальный 273
- Метаморфические фации 275, 276
- Минералы 106—108
- Морена 195
- Моретрясение 261
- Морские льды 76, 77
  - течения 77, 78
- Мохоровичича поверхность 92
  
- Наледь 199, 200
- Низкие горы 85
- Низменности 85
- Нормальная Земля 119
  
- Обвалы 127, 182
- Озера 188—190, 194, 195
- Озон 64
- Океанья 82
- Океаны 83, 84
- Оползни 127, 128
- Осадконакопление (седиментогенез) 202, 203
- Остатки 184
- Острова 82
  
- Перигелий 46
- Перекристаллизация 272
- Планеты 26—28
- Плато 85
- Платформенные области 230
- Породы горные 108
  - магматические 109, 110
  - — кислые 111
  - — основные 111
  - — средние 111
  - — ультраосновные 111
  - метаморфические 109, 114
  - — сланцевые 115
  - — сланцевые 115
  - — осадочные 109, 111
  - — биохимические 113
  - — обломочные 112
  - — химические 113
- Потенциал 115
  - гравитационный 118
  - силы тяжести 119
  - центробежной силы 119
- Почвы 205
  - профиль 207, 208
  - свойства 206, 207
  - состав 205, 206
- Процессы геологические 178
  - почвообразовательные 208, 209
  - суффозионные 198
  - эндогенные 179
- эндогенные 179
  
- Радиационные пояса Земли 148, 149
- Радиация земная 132
  - солнечная 132
- Радиоактивность горных пород 97, 98
- Регрессия моря 233
- Реки 187, 188, 193, 194
- Рекомбинация 133
- Рельеф 84
  - карстовый 197
  - эоловый 186
  
- Сброс 248
- Сдвиг 248
- Сегменты прилива 125, 126
- Сейсмические волны 8, 87
  - зоны 258
  - очаги 258
  - шкалы 264
  - явления 258
- Сила тяжести 117
  - приливобразующая 123—125
  - притяжения 117
  - центробежная 117
- Система мира гелиоцентрическая 24
  - геоцентрическая 24
- Скары 227
- Складка 242
- Солнечная система 26—29
- Среднеокеанические хребты 8, 85
- Средние горы 85
- Сталагмиты 198
- Сталактиты 198
- Стратиграфическая колонка 278
- Слой (пласт) 241, 242
- Стратосфера 56
  
- Тектоносфера 93
- Температуропроводность 168
- Тепловой поток 168, 169, 171
- Теплоемкость 166, 167
- Теплопроводность 167
- Термосфера 56, 57
- Терраса абразивная 201
  - аккумулятивная 194, 202
  - морская 233, 234
  - речная 194
- Трансгрессия моря 233
- Тропосфера 56, 57
  
- Физика атмосферы 6
  - вод суши (гидрология) 6
  - твердого тела Земли 5
- Форшток 261
  
- Хребты 85
  
- Шкала геохронологическая 39, 41
  - стратиграфическая 39
  
- Цунами 261
  
- Экзосфера 56, 57
- Электромагнитное поле Земли 129, 140
- Электрическая проводимость атмосферы 131—134
  - — гидросферы 134—136
  - — земной коры и земных недр 136—138
- Элементы земного магнетизма 150, 151
  - — вариации 161—163
- Эпицентральная область 269
- Эпицентральное расстояние 262
- Эрозия ветровая 184
  - водная глубинная 193
  - — боковая 193
- Этап геологический 37
  - догеологический 37

# Оглавление

Предисловие	3
Введение	5
<b>Глава 1. Методы геофизических исследований</b>	<b>12</b>
1.1. Классификация методов и основные определения	—
1.2. Методы исследования геофизических полей, величины и явлений	15
1.3. Методы изучения строения, состава и свойств геосфер	17
1.4. Комплексное зондирование геосфер из космического пространства	20
<b>Глава 2. Общие сведения о Земле</b>	<b>24</b>
2.1. Происхождение Земли	—
2.1.1. Краткие сведения о строении Вселенной и Солнечной системы	—
2.1.2. Гипотезы о происхождении Земли	29
2.1.3. Возраст Земли и методы его определения	36
2.1.4. Геохронологическая и стратиграфическая шкалы	39
2.2. Форма, размеры и движения Земли	41
2.2.1. Форма и размеры Земли	42
2.2.2. Орбитальное движение Земли и ее осевое вращение	45
2.2.3. Геофизические следствия формы, размеров и движений Земли	49
<b>Глава 3. Строение и основные свойства геосфер</b>	<b>52</b>
3.1. Атмосфера	—
3.1.1. Происхождение атмосферы	—
3.1.2. Форма, размеры и строение атмосферы	54
3.1.3. Химический состав атмосферы и его динамика	59
3.1.4. Геофизическая роль некоторых составных частей атмосферного воздуха	60
3.2. Гидросфера	64
3.2.1. Составные части гидросферы и ее происхождение	—
3.2.2. Химический состав и соленость природных вод	68
3.2.3. Термическая зональность вод Мирового океана	73
3.2.4. Геофизическая роль Мирового океана	78
3.3. Внешнее строение Земли	81
3.3.1. Материки и океаны	—
3.3.2. Рельеф материков и дна океанов	84
3.3.3. Гипсографическая кривая	86
3.4. Внутреннее строение Земли	87
3.4.1. Сейсмические волны и плотность земных недр	—
3.4.2. Строение внутренних геосфер	2
3.4.3. Химический состав земной коры и земных недр	3
3.4.4. Радиоактивность геосфер	7
<b>Глава 4. Земная кора</b>	<b>99</b>
4.1. Формирование земной коры	—
4.2. Строение земной коры	103
4.3. Кристаллы и минералы	106
4.4. Горные породы	108
4.4.1. Магматические горные породы	109
4.4.2. Осадочные горные породы	111
4.4.3. Метаморфические горные породы	114
<b>Глава 5. Геофизические поля</b>	<b>115</b>
5.1. Гравитационное поле Земли	116
5.1.1. Сила тяжести и ее потенциал	117
5.1.2. Нормальное гравитационное поле и его аномалии	119

5.1.3. Приливообразующие силы и их геофизическая роль . . .	123
5.1.4. Гравитационные явления и процессы . . . . .	126
5.2. Электромагнитное поле Земли . . . . .	129
5.2.1. Электромагнитные параметры и свойства оболочек Земли	130
5.2.1.1. Электрическая проводимость . . . . .	131
5.2.2. Региональные и локальные электрические поля земной коры . . . . .	140
5.2.2.1. Электротеллурическое поле . . . . .	—
5.2.2.2. Электрическое поле атмосферы . . . . .	144
5.2.3. Магнитное поле Земли . . . . .	145
5.2.3.1. Общие сведения о магнитном поле Земли . . . . .	—
5.2.3.2. Элементы земного магнетизма . . . . .	150
5.2.3.3. Главное магнитное поле Земли и магнитные аномалии . . . . .	154
5.2.3.4. Вековые вариации магнитного поля Земли . . . . .	159
5.2.3.5. Переменное магнитное поле Земли и его вариации	160
5.2.3.6. Магнитные бури . . . . .	164
5.3. Поле температуры земных недр . . . . .	165
5.3.1. Водно-тепловые свойства горных пород и теплопередача в них . . . . .	—
5.3.1.1. Водно-тепловые свойства горных пород . . . . .	—
5.3.1.2. Теплопередача в горных породах . . . . .	168
5.3.2. Основные источники тепла . . . . .	170
5.3.3. Термическая зональность земных недр . . . . .	172
<b>Глава 6. Экзогенные геологические процессы . . . . .</b>	<b>178</b>
6.1. Основные понятия и определения . . . . .	—
6.2. Процессы выветривания . . . . .	180
6.3. Ветровая деятельность на земной поверхности . . . . .	183
6.4. Воды суши, их геологическая деятельность и геофизическая роль . . . . .	187
6.4.1. Основные характеристики водных объектов суши . . . . .	—
6.4.2. Геологическая деятельность и геофизическая роль водных объектов суши . . . . .	193
6.4.3. Геологическая деятельность подземных вод . . . . .	197
6.5. Геологическая деятельность многолетнемерзлых пород . . . . .	198
6.6. Роль морей и океанов в преобразовании земной поверхности	200
6.7. Диагенез осадков . . . . .	203
6.8. Почвообразовательный процесс . . . . .	205
6.8.1. Состав почв . . . . .	—
6.8.2. Свойства почв . . . . .	206
6.8.3. Почвенный профиль . . . . .	207
6.8.4. Образование почв . . . . .	208
6.8.5. Факторы почвообразования . . . . .	209
6.8.6. Классификация почв . . . . .	211
<b>Глава 7. Эндогенные геологические процессы . . . . .</b>	<b>212</b>
7.1. Магматизм . . . . .	—
7.1.1. Образование и типы магмы . . . . .	213
7.1.2. Эффузивный магматизм (вулканизм) . . . . .	215
7.1.2.1. Классификация вулканов . . . . .	—
7.1.2.2. Продукты извержения вулканов . . . . .	219
7.1.2.3. Циклы и фазы извержения вулканов . . . . .	223
7.1.2.4. Вулканическая энергия . . . . .	—
7.1.2.5. Географическое распространение вулканов . . . . .	224
7.1.3. Интрузивный магматизм (плутонизм) . . . . .	226
7.1.4. Геофизическая роль вулканизма . . . . .	227
7.2. Тектонические движения земной коры . . . . .	230
7.2.1. Общая характеристика и типы тектонических движений	—
7.2.2. Колебательные движения земной коры . . . . .	232
7.2.2.1. Общие сведения . . . . .	—
7.2.2.2. Методы изучения колебательных движений . . . . .	234

7.2.2.3. Геофизическая роль колебательных движений . . . . .	241
7.2.3. Складчатые тектонические движения и дислокации . . . . .	241
7.2.3.1. Тектонические дислокации и складчатые нарушения . . . . .	—
7.2.3.2. Морфология складок . . . . .	241
7.2.3.3. Классификация складок . . . . .	241
7.2.4. Разрывные тектонические движения и нарушения . . . . .	241
7.2.4.1. Разрывные нарушения без смещения . . . . .	—
7.2.4.2. Разрывные нарушения со смещением . . . . .	241
7.2.4.3. Глубинные разломы . . . . .	250
7.2.5. Причины и источники энергии движений земной коры . . . . .	251
7.3. Землетрясения . . . . .	251
7.3.1. Причины и классификация землетрясений . . . . .	251
7.3.2. Основные характеристики землетрясений . . . . .	261
7.3.3. Географическое распределение землетрясений . . . . .	261
7.3.4. Геофизическая роль и прогноз землетрясений . . . . .	261
7.4. Метаморфизм . . . . .	271
7.4.1. Общая характеристика и причины метаморфизма . . . . .	—
7.4.2. Типы метаморфизма . . . . .	273
<b>Глава 8. Геологическое картирование . . . . .</b>	<b>276</b>
8.1. Геологические карты и разрезы . . . . .	—
8.2. Использование геологических карт и разрезов в гидрометеорологических исследованиях . . . . .	278
<b>Список литературы . . . . .</b>	<b>282</b>
<b>Предметный указатель . . . . .</b>	<b>284</b>

## Учебник

**Спиридон Аникантьевич Чечкин**

### ОСНОВЫ ГЕОФИЗИКИ

Редактор Т. С. Шмидт. Художник С. В. Богородский. Технический редактор Г. В. Иванова.  
Корректор А. В. Хюркес  
ИБ № 1994

Сдано в набор 4.10.89. Подписано в печать 14.02.90. М-19516. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага книжная № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 18,0. Кр.-отт. 18,0. Уч.-изд. л. 20,85. Тираж 5250 экз. Индекс ГЛ-65. Заказ № 241. Цена 1 руб.  
Гидрометеонздат 199226. Ленинград, ул. Беринга, 38.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгения Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.