

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

1. Земля в мировом пространстве.
2. Форма, размеры и физические свойства Земли.
3. Внешние оболочки Земли.
 - 3.1. Атмосфера.
 - 3.2. Гидросфера.
 - 3.3. Биосфера.
4. Внутренние оболочки Земли.
 - 4.1. Земная кора.
 - 4.2. Мантия Земли.
 - 4.3. Ядро Земли.

1. Земля в мировом пространстве

Земля – третья по порядку от Солнца планета солнечной системы. Обращается вокруг него по эллиптической орбите протяженностью около 958 млн. км со средней скоростью около 30 км/с. Среднее расстояние Земли от Солнца – 149,6 млн. км, период обращения – 365,24 солнечных суток (тропический год). На расстоянии 384,4 тыс. км от Земли вокруг неё вращается естественный спутник – Луна (рис. 1).

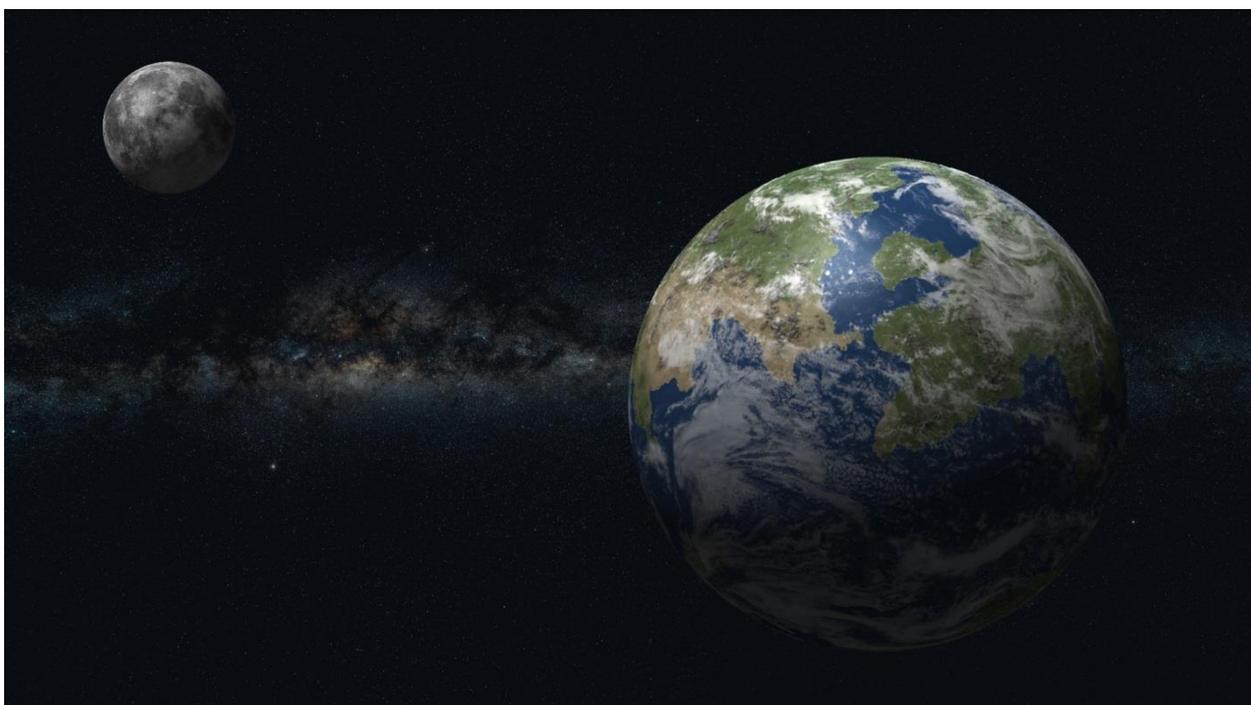


Рисунок 1 – Земля и Луна

Земля вращается вокруг своей оси (имеющей наклон к плоскости эклиптики, равный $66^{\circ}33'22''$) за 23 ч 56 мин (звёздные сутки). С вращением Земли вокруг Солнца и наклоном земной оси связана смена на Земле времён года, а с вращением её вокруг оси – смена дня и ночи.

Согласно современным космогоническим представлениям, Земля образовалась приблизительно 4,5 млрд. лет назад путём гравитационной конденсации из рассеянного в околосолнечном пространстве газопылевого вещества, содержащего все известные в природе химические элементы. Земля занимает пятое место в солнечной системе по размеру и массе среди больших планет, но из планет т. н. земной группы, в которую входят Меркурий, Венера, Земля и Марс, она является самой крупной (рис 2). Важнейшим отличием Земли от других планет является существование на ней жизни, достигшей с появлением человека своей высшей, разумной формы.



Рисунок 2 – Солнечная система

Планетная система, к которой принадлежит Земля, состоит из центрального тела - Солнца, девяти планет (Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон) с 60 спутниками, около 100000 астероидов и около 10^{11} комет, а также огромного количества мелких обломков – метеоритов. Планеты вращаются вокруг Солнца почти в одной плоскости по орбитам, близким к круговым. Расстояние их от Солнца подчиняется определенной закономерности: расстояние последующей планеты приблизительно в два раза больше, чем предыдущей. По положению в Солнечной системе, размерам и особенностям строения планеты делятся на две группы: «земного» типа (Меркурий, Венера, Земля, Марс) и планеты-гиганты (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун). Планеты первой группы имеют сравнительно высокую плотность, небольшие размеры, мало спутников. Планеты-гиганты, напротив, имеют малую плотность, огромные размеры, много спутников.

Масса Солнца – 99,87% от всей массы планетной системы (Юпитер – крупнейшая планета – 0,1%), поэтому оно является центром притяжения всех

ближайших космических тел. Физически Солнце – плазменный шар. Химический состав представлен 70 элементами, главные из которых – водород и гелий. Средняя температура поверхности $\sim 6000^\circ\text{C}$, возраст – 6-6,5 млрд. лет. Тепловая энергия Солнца обусловлена термоядерными процессами превращения водорода в гелий. Тепло и свет, излучаемые Солнцем, оказывают большое влияние на геологические процессы. Непрерывная взрывная деятельность на Солнце вызывает образование так называемого солнечного ветра (движение в пространстве заряженных частиц), с которым связаны полярное сияние и магнитные явления в атмосфере Земли.

Солнечная система входит в Галактику Млечный Путь (рис. 3), которая относится к типу спиральных и представляет собой широкую белесую полосу звездных скоплений.



Рисунок 3 – Галактика Млечный Путь

Возраст Галактики ~ 12 млрд. лет. Галактика представляет собой сложную звездную систему, состоящую из множества разнообразных объектов, которые находятся между собой в определенной взаимосвязи. Диаметр Галактики составляет около 30 тысяч парсек (порядка 100 000 световых лет, 1 квинтиллион километров) при средней толщине порядка 1000 световых лет. Галактика содержит 200 миллиардов звезд. Основная масса звезд расположена в форме плоского диска. Масса Галактики оценивается в $3-5 \cdot 10^{11-12}$ масс Солнца. Большая часть массы Галактики содержится не в звездах и межзвездном газе, а в несветящейся тёмной материи.

Галактика включает в себя три различимые части: 1 – центральное ядро, которое состоит из миллиардов звезд; 2 – относительно тонкий диск из звезд, газа и пыли диаметром 100 000 световых лет и толщиной несколько тысяч световых лет; 3 – сферическое гало (корона), содержащее карликовые галак-

тики, шаровые звездные скопления, отдельные звезды, группы звезд, пыль и газ. Вблизи центральной области Галактики звёздная плотность в миллионы раз больше, чем вблизи Солнца. Участвуя во вращении Галактики, Солнце со скоростью более 220 км/с совершает один оборот вокруг центра Галактики за 200-250 миллионов лет – столько длится один галактический год. Следует отметить, что геологические эры Земли (палеозойская, мезозойская, кайнозойская и др.) совпадают по длительности с галактическими годами. При этом можно выделить сезоны галактического года – геологические периоды (каменноугольный, юрский, меловой и др.).

2. Форма, размеры, физические свойства и химический состав Земли

Первые представления о формах и размерах Земли появились еще в глубокой древности. Античные мыслители (Пифагор – V в. до н.э., Аристотель – III в. до н.э. и др.) высказывали мысль, что наша планета имеет шарообразную форму. Греческий учёный Эратосфен (273 – 192 гг. до н.э.) не только установил, что наша планета шарообразная, но и с помощью простых средств измерил её окружность и радиус (по Эратосфену, окружность земного шара равна 252 тыс. аттических стадий, то есть 39 690 км). В конце XVII – начале XVIII в. Исаак Ньютон теоретически обосновал, что под воздействием силы тяжести Земля должна быть сплюснута у полюсов и является эллипсоидом вращения.

Позднейшие геодезические и астрономические исследования позволили определить истинную форму и размеры Земли. Известно, что планета сформировалась под действием двух сил – силы взаимного притяжения её частиц и центробежной силы, возникающей из-за вращения планеты вокруг своей оси. Сила тяжести представляет собой равнодействующую этих двух сил. Степень сжатия зависит от угловой скорости вращения: чем быстрее вращается тело, тем больше оно сплющивается у полюсов. Многочисленные геодезические измерения позволили доказать, что Земля представляет собой эллипсоид, вычисленный в 1940 г. геодезистом А.А. Изотовым и названный им *эллипсоидом Красовского* в честь Ф.Н. Красовского – известного русского геодезиста. Параметры эллипсоида Красовского: экваториальный радиус – 6378,245 км; полярный радиус – 6356,863 км; полярное сжатие $\alpha = 1/298,25$. Следовательно, наша планета действительно не похожа на ровный шар, а сплюснута у полюсов и является эллипсоидом.

Детальные измерения с помощью искусственных спутников показали, что Земля сжата не только на полюсах, но и по экватору (наибольший и наименьший радиусы по экватору отличаются на 210 м), а значит, является трехосным эллипсоидом. Согласно последним расчётам, этот эллипсоид несимметричен и по отношению к экватору – южный полюс расположен к экватору немного ближе, чем северный.

В связи с расчленением рельефа (наличием высоких гор и глубоких впадин) действительная форма Земли является более сложной, чем трехосный эллипсоид. Наиболее высокая точка на Земле – гора Джомолунгма в Гимала-

ях - достигает высоты 8848 м. Наибольшая глубина 11 034 м обнаружена в Марианской впадине. Учитывая эти особенности, немецкий физик Листинг в 1873 г. фигуру Земли назвал геоидом, что дословно обозначает «землеподобный». *Геоид* – воображаемая выровненная поверхность Земли, которая совпадает с зеркалом воды в океанах, находящихся в состоянии абсолютного покоя (мысленно продолженном и под материками) (рис. 4).



Рисунок 4 – Поверхности рельефа, сфероида и геоида

Площадь поверхности Земли около 510 млн. км². Большую часть поверхности Земля занимает Мировой океан (361,1 млн. км², или 70,8%), суша составляет 149,1 млн. км² (29,2%) и образует шесть крупных массивов – материков: Евразию, Африку, Северную Америку, Южную Америку, Антарктиду и Австралию. С делением суши на материки не совпадает деление на части света: Евразию делят на две части света – Европу и Азию, а оба американских материка считают за одну часть света – Америку. В распределении океанов и материков наблюдается определенная дисимметрия. Северное полушарие Земли – материковое (суша здесь занимает 39% поверхности), а Южное – океаническое (суша составляет лишь 19% поверхности). В Западном полушарии преобладающая часть поверхности занята водой, в Восточном – сушей.

Средний радиус Земли составляет 6371,0 км, объём – $1,08 \cdot 10^{12}$ км³, масса – $5,98 \cdot 10^{27}$ г, средняя плотность – 5,52 г/см³. Горные породы, слагающие поверхностную область Земли – земную кору, отличаются меньшей плотностью. В осадочных породах плотность около 2,4-2,5 г/см³, в гранитах и большинстве метаморфических пород – 2,7-2,8 г/см³, в основных магматических породах – 2,9-3,0 г/см³. Средняя плотность земной коры принимается около 2,8 г/см³. Сопоставление средней плотности земной коры с плотностью Земли указывает на то, что во внутренних оболочках – мантии и ядре плотность должна быть значительно выше.

Земля обладает гравитационным, магнитным, электрическим и тепловым полями.

Гравитационное поле Земли. Благодаря гравитации или силе притяжения Земля удерживает Луну на орбите, а атмосферу – вблизи земной поверхности. Действием гравитационного поля обусловлены сферическая форма Земли, многие черты рельефа земной поверхности, течение рек, движение ледников и другие процессы. Силой земного притяжения обусловлено ускорение свободного падения предметов, величина которого составляет примерно $9,8 \text{ м/с}^2$. В ряде пунктов поверхности Земли геофизическим гравиметрическим методом выполнены измерения абсолютной величины силы тяжести с помощью специальных приборов – гравиметров. Эти исследования позволяют выявить гравитационные аномалии – области значительного увеличения или уменьшения силы тяжести. Увеличение силы тяжести обычно связано с присутствием более плотного вещества, уменьшение указывает на меньшую плотность.

Сила притяжения Земли имеет наибольшие значения в высоких широтах и наименьшие у экватора. Поэтому теоретически напряжение силы тяжести должно убывать по направлению от полюсов к экватору. Однако фактическое распределение силы тяжести на континентах и в пределах океанов неодинаково на любой широте, ее напряжение выше над океанами, чем на континентах. Неоднородность земной поверхности предопределяет различия гравитации в разных районах. Измерения ускорения силы тяжести позволяют получать информацию о внутреннем строении Земли. Положительные гравитационные аномалии силы тяжести свидетельствуют о залегании в недрах Земли более плотных масс различных рудных полезных ископаемых, а отрицательные – менее плотных масс, например, каменной соли, с которой часто ассоциируются нефть и горючие газы.

Магнитное поле Земли. Еще в 1600 г. английский физик У. Гильберт показал, что Земля ведет себя, как огромный магнит. Турбулентные движения в расплавленном железосодержащем внешнем ядре генерируют электрические токи, под действием которых возникает сильное магнитное поле, простирающееся в космосе на расстоянии более 64 000 км, образуя *магнитосферу*. Магнитные полюсы перемещаются вокруг географических полюсов Земли. Геомагнитное поле дрейфует в западном направлении со скоростью 24 км/год. В настоящее время Северный магнитный полюс расположен среди островов северной Канады.

В любой точке земной поверхности магнитное поле характеризуется горизонтальной составляющей напряженности, магнитным склонением (угол между этой составляющей и плоскостью географического меридиана) и магнитным наклоном (угол между вектором напряженности и плоскостью горизонта). На Северном магнитном полюсе стрелка компаса, который установлен вертикально, будет указывать строго вниз, а на Южном – строго вверх. Солнечный ветер (поток элементарных частиц, испускаемых Солнцем) деформирует магнитное поле Земли: на обращенной к Солнцу дневной стороне оно сжимается, а на противоположной, ночной, – вытягивается в так называемый магнитный хвост Земли (рис. 5).

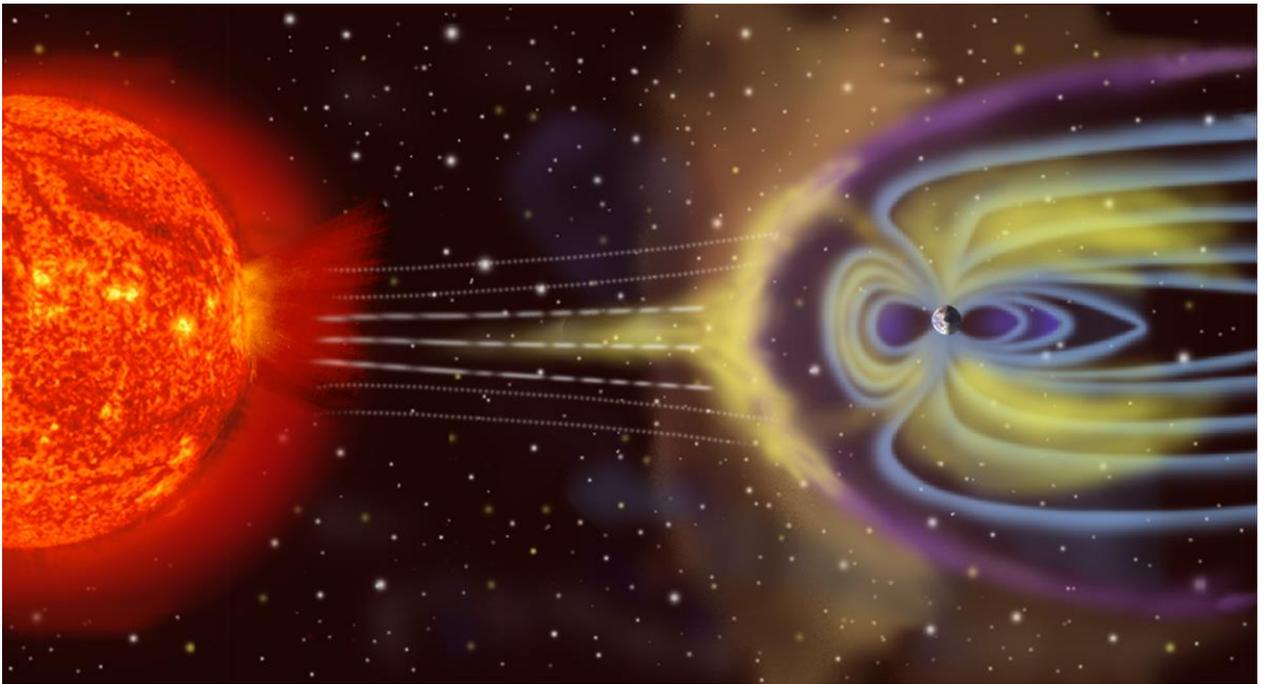


Рисунок 5 – Магнитное поле Земли

Ниже 1000 км электромагнитные частицы в тонком верхнем слое земной атмосферы сталкиваются с молекулами кислорода и азота, возбуждая их, в результате происходит свечение, известное как полярное сияние. Наиболее впечатляющие полярные сияния сопряжены с солнечными магнитными бурями, синхронными с максимумами солнечной активности, имеющими цикличность 11 лет и 22 года (рис. 6).



Рисунок 6 – Полярное сияние

В некоторых местах земной поверхности значения магнитного склонения и магнитного наклонения изменяются, что связано с существованием

магнитных аномалий. Магнитные аномалии нередко обусловлены залеганием в недрах Земли больших масс железистых горных пород. Например, в пределах Курской магнитной аномалии железные руды создают напряженность, в 5 раз превышающую среднюю напряженность магнитного поля Земли. Магнитные аномалии могут возникать также при сильных смещениях – разрывах земной коры, в связи с соприкосновением пород с различной магнитной характеристикой.

Тепловое поле Земли. У поверхности Земли температурный режим определяется двумя источниками: теплом, получаемым от Солнца (99,5%) и собственным теплом планеты (0,5%), идущим из ее недр. Самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но значительная часть ее отражается обратно в мировое пространство. Количество получаемого и отраженного Землей солнечного тепла неодинаково для различных широт. Среднегодовая температура отдельных пунктов в каждом полушарии уменьшается от экватора к полюсам. Ниже поверхности Земли влияние солнечного тепла резко снижается, в результате чего на небольшой глубине располагается пояс постоянной температуры, равной среднегодовой температуре данной местности. Глубина расположения пояса постоянных температур в различных районах колеблется от первых метров до 20-30 м. Для обширных участков земной коры характерны многолетнемерзлые породы с отрицательной среднегодовой температурой. В пределах таких участков положительные температуры устанавливаются только с глубины 250-500 м. Ниже пояса постоянных температур важное значение приобретает внутренняя тепловая энергия Земли. Установлено, что в шахтах, рудниках, буровых скважинах происходит постоянное увеличение температуры с глубиной, связанное с тепловым потоком из внутренних частей Земли.

Наиболее важными процессами, генерирующими тепло в недрах нашей планеты являются: процесс гравитационной дифференциации, благодаря которому Земля оказалась разделенной на несколько оболочек; распад радиоактивных элементов; приливное взаимодействие Земли и Луны.

Одним из главных источников внутренней тепловой энергии является радиогенное тепло, связанное с распадом радиоактивных долгоживущих элементов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb . Периоды полураспада этих изотопов соизмеримы с возрастом Земли, поэтому до сих пор они остаются важным источником тепловой энергии. В начальные этапы развития Земли могли быть поставщиками тепла и короткоживущие радиоактивные изотопы, такие, как ^{26}Al , ^{38}Si и др. Вторым источником тепловой энергии предполагается гравитационная дифференциация вещества, зарождающаяся после некоторого разогрева на уровне ядра и, возможно, в верхней мантии. Но значительная часть тепла, связанная с гравитационной дифференциацией, по-видимому, рассеивалась в пространстве, особенно в начале формирования планеты. Дополнительным источником внутреннего тепла может быть приливное трение, возникающее при замедлении вращения Земли из-за приливно-отливного взаимодействия с Луной и в меньшей степени с Солнцем.

Радиоактивность Земли. Радиоактивность – это самопроизвольный распад неустойчивых изотопов (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K), широко рассеянных в веществе Земли, сопровождающийся выделением тепловой энергии. Например, один грамм урана-238 выделяет в год 2,97 Дж тепла, а один грамм урана-235 – 180,03 Дж. Наиболее радиоактивной является верхняя алюмосиликатная кора Земли, в значительно меньшей степени радиоактивна мантия. В современную эпоху радиоактивность выступает как мощный энергетический фактор, способный повышать температуру глубоких недр Земли.

В прошлом радиоактивность Земли была более высокой, чем в настоящее время. 4,5 миллиарда лет назад урана-238 на Земле было в два раза больше и он соответственно выделял вдвое больше энергии. Уран-235 в то далекое время выделял тепла в сто раз больше, а калий-40 – в двенадцать раз. Радиоактивность молодой Земли была связана еще и с присутствием относительно недолговечных радиоактивных изотопов с периодом полураспада от десятков до сотен миллионов лет. К изотопам этого типа относятся трансурановые изотопы плутония (^{244}Pu) и кюрия (^{247}Cm), следы распада которых найдены в древних метеоритах. Дополнительно радиогенный нагрев молодых планет и Земли мог определяться распадом быстро вымирающих радиоактивных изотопов ^{10}Be и ^{26}Al .

Среди изверженных горных пород наибольшей радиоактивностью обладают кислые породы, наименьшей – ультраосновные. В кристаллических горных породах радиоактивные элементы частично входят в состав акцессорных минералов, а также частично присутствуют в форме оксидов, химически не связанных с определенными минералами. Содержание радиоактивных элементов в осадочных горных породах определяется их происхождением. Максимальные концентрации радиоактивных элементов в органогенных осадках обусловлены присутствием углерода органического происхождения, фосфатов и других веществ, являющихся важными осадителями урана. Хемогенные же осадки, такие как гипс, каменная соль, отличаются низкой радиоактивностью.

Химический состав Земли. Химический состав Земли считается сходным со средним химическим составом изученных метеоритов. Метеориты по составу бывают:

- *железные* (никелистое железо с примесью кобальта и фосфора) составляют 5,6% от найденных;
- *железокаменные (сидеролиты* – смесь железа и силикатов) встречаются реже всего – составляют лишь 1,3% от известных;
- *каменные (аэролиты* – обогащенные железом и магнием силикаты с примесью никелистого железа) являются самыми распространенными – 92,7%.

Таким образом, в среднем химическом составе Земли преобладают четыре элемента. Кислорода и железа содержится примерно по 30%, магния и кремния – по 15%. На долю серы приходится около 2 – 4%; никеля, кальция и алюминия – по 2%.

3. Внешние оболочки Земли

Формирование Земли сопровождалось дифференциацией вещества, которой способствовал постепенный разогрев земных недр, в основном за счёт теплоты, выделявшейся при распаде радиоактивных элементов (урана, тория, калия и др.). Результатом этой дифференциации явилось разделение Земли на концентрически расположенные слои – *геосферы*, различающиеся химическим составом, агрегатным состоянием и физическими свойствами. В центре образовалось *ядро* Земли, окруженное *мантией*. Из наиболее лёгких и легкоплавких компонентов вещества, выделившихся из мантии в процессах выплавления, возникла расположенная над мантией *земная кора*. За её пределами находятся внешние геосферы: водная (*гидросфера*) и воздушная (*атмосфера*), которые сформировались из паров и газов, выделившихся из недр Земли при дегазации мантии. Поверхность Земли, гидросферу, а также прилегающие слои атмосферы и земной коры объединяют под названием географической, или ландшафтной, оболочки. Географическая оболочка явилась ареной возникновения жизни, развитию которой способствовало наличие на Земле определённых физических и химических условий, необходимых для синтеза сложных органических молекул. Прямое или косвенное участие живых организмов во многих геохимических процессах со временем приобрело, глобальные масштабы и качественно изменило географическую оболочку, преобразовав химический состав атмосферы, гидросферы и отчасти земной коры. Глобальный эффект в ход природных процессов вносит и деятельность человека. Ввиду громадного значения живого вещества как геологического агента вся сфера распространения жизни и биогенных продуктов была названа *биосферой*. Соприкасаясь с поверхностью Земли внешние геосферы оказывают существенное влияние на ход геологических процессов.

3.1. Атмосфера

Атмосферой называют воздушную оболочку Земли, вращающуюся вместе с ней. Масса атмосферы составляет $\sim 5,15 \cdot 10^{18}$ кг. Реальная верхняя граница атмосферы отсутствует. Внешний слой, начинающийся примерно на высоте 700 км, постепенно разреживается и переходит в межпланетное пространство. Атмосфера состоит из смеси газов: азота (78,08% ее объема), кислорода (20,95%), аргона (0,9%), диоксида углерода (0,03%) и редких газов – неона, гелия, криптона и ксенона (в сумме 0,01%). Почти всюду близ земной поверхности присутствует водяной пар (рис. 7).

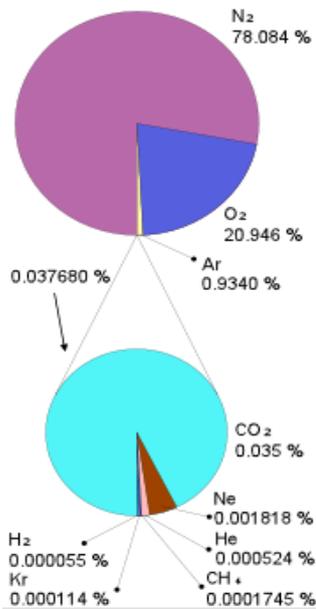


Рисунок 7 – Газовый состав атмосферы

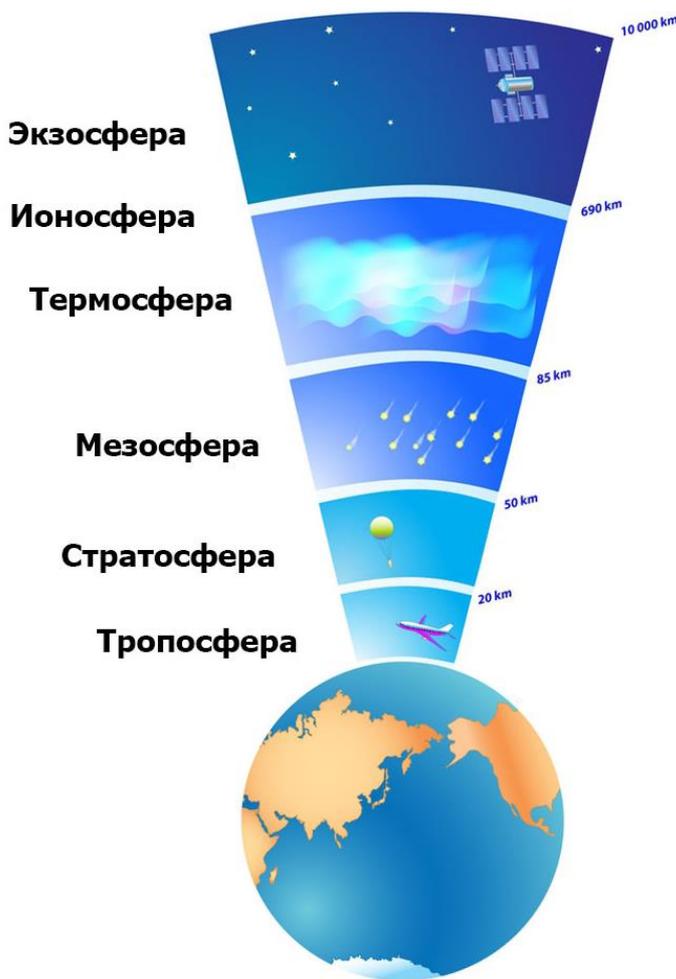


Рисунок 8 – Строение атмосферы

Атмосфера состоит из пяти концентрических слоев – тропосферы, стратосферы, мезосферы, термосферы и экзосферы.

Тропосфера – нижний слой атмосферы, в котором формируется погода. Содержит более 80 % всей массы атмосферного воздуха и около 90 % всего имеющегося в атмосфере водяного пара. В тропосфере сильно развиты турбулентность и конвекция, возникают облака, развиваются циклоны и антициклоны. В умеренных широтах она простирается примерно до высоты 10 км. Ее верхний предел, известный как тропопауза, на экваторе выше, чем на полюсах. Имеются также сезонные изменения – летом тропопауза располагается несколько выше, чем зимой. Средняя температура воздуха в приземном слое атмосферы около 15°C. С высотой температура понижается

примерно на 0,6° на каждые 100 м высоты. Холодный воздух верхних слоев атмосферы опускается, а теплый – поднимается. Но под влиянием вращения Земли вокруг своей оси и локальных особенностей распределения тепла и влаги схема циркуляции атмосферы претерпевает изменения. Больше всего солнечной тепловой энергии поступает в атмосферу в тропиках и субтропиках, откуда в результате конвекции теплые воздушные массы переносятся в высокие широты, где теряют тепло.

Стратосфера (рис.8) расположена в диапазоне от 10 до 50 км над уровнем моря. Для нее характерны довольно постоянные ветры и температуры (в среднем около -50° C) и редкие перламутровые облака, образованные кристаллами льда. В верхних слоях страто-

сферы температура повышается. Сильные турбулентные потоки воздуха, известные под названием струйных течений, циркулируют вокруг Земли в при-

полярных широтах и в экваториальном поясе. В стратосфере солнечная ультрафиолетовая радиация и заряженные частицы (главным образом, протоны и электроны) взаимодействуют с кислородом, продуцируя озон, ионы кислорода и азота. Наиболее высокие концентрации озона обнаружены в нижней стратосфере.

Мезосфера – слой атмосферы, расположенный в интервале высот от 50 до 80 км. В ее пределах температура постепенно понижается примерно от 0°С у нижней границы до -90°С (иногда до -110°С) – у верхней границы мезосферы. Со средними слоями мезосферы

сопряжена нижняя граница ионосферы, где электромагнитные волны отражаются ионизированными частицами. Область между 10 и 150 км иногда называется хемосферой, поскольку именно здесь, главным образом в мезосфере, происходят фотохимические реакции.

Термосфера – высокие слои атмосферы примерно от 80 до 700 км, в которых повышается температура. Поскольку атмосфера здесь разрежена, тепловая энергия молекул – главным образом кислорода – низкая, а температуры зависят от времени суток, солнечной активности и некоторых других факторов. В ночное время температуры меняются примерно от 320°С в периоды минимальной солнечной активности до 2200°С во время пиков солнечной активности.

Экзосфера – верхний слой атмосферы – крайне разрежена и столкновения частиц в ней происходят редко. Скорости отдельных частиц экзосферы могут превышать критическую скорость ускользания (вторую космическую скорость). Эти частицы, если им не помешают столкновения, могут преодолеть притяжение Земли, покинуть атмосферу и уйти в межпланетное пространство. Так происходит рассеяние (диссипация) атмосферы. Поэтому экзосферу называют также сферой рассеяния. Ускользают из атмосферы в межпланетное пространство главным образом атомы водорода и гелия.

На высоте около 2000-3500 км экзосфера постепенно переходит в так называемый ближнекосмический вакуум, который заполнен сильно разреженными частицами межпланетного газа, главным образом атомами водорода. Но этот газ представляет собой лишь часть межпланетного вещества. Другую часть составляют пылевидные частицы кометного и метеорного происхождения. Кроме чрезвычайно разреженных пылевидных частиц, в это пространство проникает электромагнитная и корпускулярная радиация солнечного и галактического происхождения.

На долю тропосферы приходится около 80 % массы атмосферы, на долю стратосферы – около 20 %; масса мезосферы – не более 0,3 %, термосферы – менее 0,05 % от общей массы атмосферы. В настоящее время считают, что атмосфера простирается до высоты 2000-3000 км.

В зависимости от состава газа в атмосфере выделяют *гомосферу* и *гетеросферу*. *Гетеросфера* – это область, где гравитация оказывает влияние на разделение газов, так как их перемешивание на такой высоте незначительно. Отсюда следует переменный состав гетеросферы. Ниже её лежит хорошо перемешанная, однородная по составу часть атмосферы, называемая *гомосфе-*

ра. Граница между этими слоями называется турбопаузой, она лежит на высоте около 120 км.

Через атмосферу к поверхности Земли поступает электромагнитное излучение Солнца – главный источник энергии физических, химических и биологических процессов. Жёсткое коротковолновое излучение (рентгеновское и гамма-излучение) поглощается всей толщей атмосферы, до поверхности Земли не доходит. Таким образом, биосфера оказывается защищенной от губительного воздействия коротковолнового излучения Солнца. В виде прямой и рассеянной радиации поверхности Земли достигает лишь 48% энергии солнечного излучения, падающего на внешнюю границу атмосферы. В то же время атмосфера почти непрозрачна для теплового излучения Земли за счёт присутствия в атмосфере углекислого газа и паров воды. Если бы Земля была лишена атмосферы, то средняя температура её поверхности была бы -23°C , в действительности средняя годовая температура поверхности Земли составляет $+14,8^{\circ}\text{C}$. Атмосфера задерживает также часть космических лучей и служит бронёй против разрушительного действия метеоритов. Между атмосферой и земной поверхностью происходит непрерывный обмен энергией (теплооборот) и веществом (влагооборот, обмен кислородом и другими газами). Теплооборот включает перенос теплоты излучением (лучистый теплообмен), передачу теплоты за счёт теплопроводности, конвекции и фазовых переходов воды (испарения, конденсации, кристаллизации). Неравномерный нагрев атмосферы над сушей, морем на разных высотах и в разных широтах приводит к неравномерному распределению атмосферного давления. Возникающие в атмосфере устойчивые перепады давления вызывают общую циркуляцию атмосферы, с которой связан влагооборот, включающий процессы испарения воды с поверхности гидросферы, переноса водяного пара воздушными потоками, выпадение осадков и их сток. Теплооборот, влагооборот и циркуляция атмосферы являются основными климатообразующими процессами. Атмосфера является активным агентом в различных геологических процессах, происходящих на поверхности суши и в верхних слоях гидросферы. Важнейшую роль играет атмосфера в развитии жизни на Земле.

3.2. Гидросфера

Гидросфера представляет собой совокупность всех природных вод на земной поверхности. Её масса – менее 0,03% массы всей Земли. Объём гидросферы составляет около 1,8 млрд. км³. Почти 97% гидросферы составляют солёные воды океанов и морей, покрывающих около 71% земной поверхности. Около 3% приходится на материковые льды, озёрные, речные и подземные воды, немного воды содержится в минералах и в живой природе (рис. 9).

Вода гидросферы содержит почти все химические элементы. Средний химический состав её близок к составу океанической воды, в которой преобладают кислород и водород (96,69%), хлор и натрий (~3%). В водах суши преобладающими являются карбонаты. Содержание растворённых в морской воде химических соединений (солёность) определяется в весовых процентах

или *промилле* (1 промилле = 0,1 ‰). Обычно воды суши слабо минерализованы – пресные (солёность рек и пресных озёр от 50 до 1000 мг/кг). Средняя солёность океанической воды около 35 г/кг (35‰), солёность морской воды колеблется от 1-2‰ (Финский залив Балтийского моря) до 41,5‰ (Красное море). Наибольшая концентрация солей – в солёных озёрах (Мёртвое море до 260‰) и подземных водах (до 600‰).

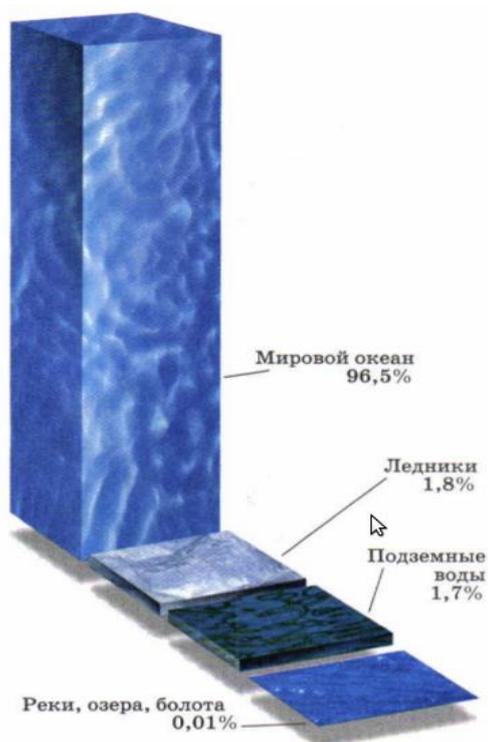


Рисунок 9 – Слагаемые гидросферы

организмов.

Гидросфера оказывает большое влияние на климат и погоду Земли. Велика роль океана в круговороте веществ на Земле: влагооборот, взаимный обмен с атмосферой кислородом и углекислым газом, вынос на сушу растворённых в океанической воде солей и привнос в океан реками материала с суши, биогеохимические превращения. Непрерывно движущиеся водные массы океана, взаимодействуя с горными породами дна и берегов, производят огромную разрушительную и созидательную (аккумулятивную) работу. Разнообразный обломочный и растворённый материал, полученный в результате разрушительной работы океанической воды и благодаря речному стоку, осаждается на дне океана, образуя осадки, превращающиеся затем в осадочные горные породы. Отмершие растительные и животные организмы дают начало биогенным осадкам. Немалую роль играют и воды суши. Пресные воды удовлетворяют потребности человека в воде, обеспечивают промышленность и поливное земледелие. Текучие поверхностные воды совершают большую геологическую работу, осуществляя размыв (эрозию), перенос и отложение продуктов разрушения горных пород. Деятельность текучих вод приводит к расчленению и общему понижению рельефа суши.

Современный солевой состав вод гидросферы сформировался за счёт продуктов химического выветривания изверженных пород и приноса на поверхность Земли продуктов дегазации мантии: в океанической воде катионы натрия, магния, кальция, калия, стронция присутствуют главным образом за счёт речного стока. Хлор, сера, фтор, бром, йод, бор и другие элементы, играющие в океанической воде роль анионов, являются преимущественно продуктами подводных вулканических извержений. Содержащиеся в гидросфере углерод, азот и свободный кислород поступают из атмосферы и из живого вещества суши и океана. Благодаря большому содержанию в океане биогенных химических элементов океаническая вода служит весьма благоприятной средой для развития растительных и животных

3.3. Биосфера

Биосфера – оболочка Земли, заселённая живыми организмами и преобразованная ими. Биосфера представляет собой совокупность всех живых организмов. В ней обитает более 3 000 000 видов растений, животных, грибов и бактерий.

Биосфера начала формироваться не позднее, чем 3,8 млрд. лет назад, когда на нашей планете стали зарождаться первые организмы. Она проникает во всю гидросферу, верхнюю часть литосферы и нижнюю часть атмосферы, то есть населяет экосферу. Верхняя граница биосферы определяется озоновым слоем в атмосфере, задерживающим коротковолновое ультрафиолетовое излучение, губительное для живых организмов, и находится на высоте 15-20 км. Нижняя граница биосферы в литосфере находится на глубине 3,5-7,5 км и определяется температурой денатурации белков, однако в основном распространение живых организмов ограничивается вглубь несколькими метрами. Граница между атмосферой и литосферой в гидросфере: 10-11 км. Определяется дном Мирового Океана, включая донные отложения.

Понятие «биосферы как области жизни» и наружной оболочки Земли восходит к биологу Ламарку (1744-1829). Сам термин биосфера ввел Э. Зюсс (1875), понимавший ее как тонкую пленку жизни на земной поверхности, в значительной мере определяющую «лик Земли». Заслуга же создания целостного учения о биосфере принадлежит В.И. Вернадскому (1863-1945). На формирование его биосферного мышления большое влияние оказали работы В.В. Докучаева о почве как о естественно-историческом теле природы.



В.И. Вернадский
(1863-1945)

В.И. Вернадский рассматривал биосферу как область жизни, включающую наряду с организмами и среду их обитания. Он выделил семь разных, но геологически-взаимосвязанных типов веществ: живое вещество, биогенное вещество (горючие ископаемые, известняки и др., т. е. вещество, создаваемое и перерабатываемое живыми организмами), косное вещество (образуется в процессах, в которых живые организмы не участвуют), биокосное вещество (создается одновременно живыми организмами и в ходе процессов неорганической природы, например почва), радиоактивное вещество, рассеянные атомы и вещество космического происхождения (метеориты, космическая пыль).

Живая масса биосферы в пересчёте на сухое вещество составляет около 10^{15} т.

В целом на растения приходится 99 % биомассы, а на животных и микроорганизмы – всего 1 %. Таким образом, живая масса биосферы планеты преимущественно растительная.

Биосфера – это самый мощный аккумулятор солнечной энергии благодаря фотосинтезу растений. Подсчитано, что только фитопланктон океана поглощает 0,04 % солнечной энергии, поступающей на поверхность Земли. За геологическую историю Земли биосфера накопила в недрах колоссальное количество энергии - в толщах углей, нефти, скоплениях горючего газа и горючих сланцев, которыми сейчас человечество широко пользуется. Организмы – важные порообразователи земной коры.

Основной источник биохимической активности организмов – солнечная энергия, используемая в процессе фотосинтеза зелёными растениями и некоторыми микроорганизмами для создания органического вещества, обеспечивающего пищей и энергией все остальные организмы. Благодаря деятельности фотосинтезирующих организмов около 2 млрд. лет назад началось накопление в атмосфере свободного кислорода, затем образовался озоновый слой, защищающий от жесткого космического излучения. Фотосинтез и дыхание зеленых растений поддерживают современный газовый состав атмосферы. Появление кислорода в первичной бескислородной атмосфере Земли рассматривается как важнейший этап эволюции биосферы.

Жизнь на Земле в геологически обозримый период всегда существовала в форме сложно организованных комплексов разнообразных организмов (биоценозов). Вместе с тем живые организмы и среда их обитания тесно связаны, взаимодействуют друг с другом, образуя целостные системы - биогеоценозы. Питание, дыхание и размножение организмов и связанные с ними процессы создания, накопления и распада органического вещества обеспечивают постоянный круговорот вещества и энергии. С этим круговоротом связана миграция атомов химических элементов – их биогеохимические циклы, в ходе которых атомы большинства химических элементов проходят бесчисленное число раз через живое вещество. Так, например, весь кислород атмосферы оборачивается через живое вещество за 2000 лет, углекислый газ - за 200-300 лет, а вся вода биосферы за 2 млн. лет. Разные организмы в разной степени способны аккумулировать из среды обитания различные элементы: содержание углерода в растениях в 200 раз, а азота - в 30 раз превышает их уровень в земной коре. Под влиянием живых организмов происходит интенсивная миграция атомов элементов с переменной валентностью (Fe, Mn, Cr, S, P, N, W), создаются их новые соединения, происходит отложение сульфидов и минеральной серы, образование сероводорода и т.п. Большим разнообразием органических соединений характеризуется состав самих организмов. Благодаря живому веществу на планете образовались почвы и органоминеральное топливо.

Биосфера, её биохимическая деятельность обеспечивает планетарное равновесие на Земле - равновесное состояние газов, состава природных вод, круговорот вещества. Образование живого вещества и аккумуляция им энергии сопровождается одновременно и противоположными процессами - распадом органических соединений и превращением их в простые минеральные соединения – CO₂, воду, аммиак (NH₃) с освобождением энергии; в этом и

состоит сущность биологического круговорота вещества, который лежит в основе почвообразовательного процесса.

4. Внутренние оболочки Земли

Внутреннее строение Земли установлено благодаря геофизическим исследованиям – по характеру прохождения сейсмических волн. Сейсмические волны – это упругие колебания, распространяющиеся в Земле от очага землетрясения, взрыва или иных источников. По характеру распространения выделяют волны продольные и поперечные. Продольные волны возникают при изменении объема среды, распространяются в твердых, жидких и газообразных средах с высокой скоростью – от 5 до 13,8 км/с. Поперечные волны обусловлены изменением формы тел и потому проходят только через твердые тела. Их скорость движения меньше: от 3,2 до 7,3 км/с.

Выделяют три главных внутренних оболочки Земли (рис. 10):

- *земная кора* – наибольшая мощность до 70 км;
- *мантия Земли* – от нижней границы земной коры до глубины 2900 км;
- *ядро Земли* – от нижней границы мантии до центра Земли (6371 км).

Граница между земной корой и мантией называется границей Мохоровичича (Мохо), между мантией и ядром – границей Гутенберга.

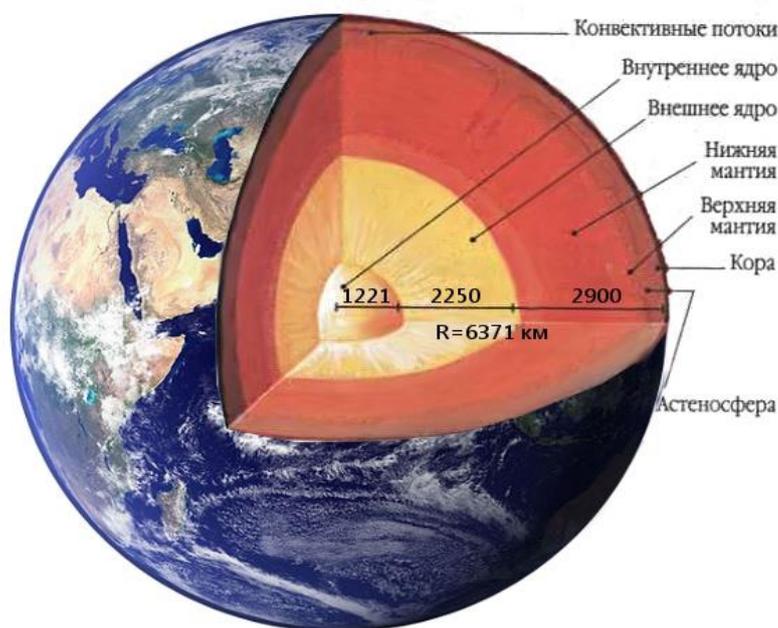


Рисунок 10 – Внутреннее строение Земли

4.1. Земная кора

Земная кора наиболее неоднородна. По глубине в пределах суши в ней выделяется 3 слоя: осадочный, гранитный и базальтовый (рис. 11).

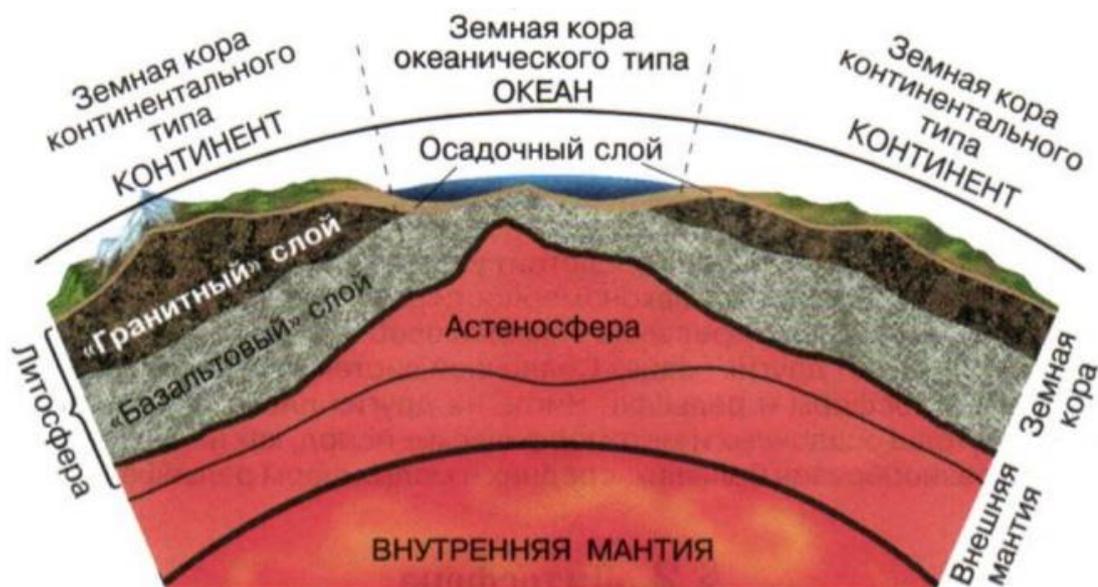


Рисунок 11 – Строение земной коры

Осадочный слой образован мягкими, а иногда и рыхлыми горными породами, возникшими путём осаждения вещества в водной или воздушной среде на поверхности Земли. Осадочные породы обычно расположены в виде пластов, ограниченных параллельными плоскостями. Плотность их колеблется от 1,00 до 2,65 г/см³. Мощность слоя колеблется от нескольких метров до 10-15 км. Есть участки, где осадочный слой практически полностью отсутствует.

Гранитный слой сложен в основном магматическими и метаморфическими породами, богатыми Al и Si. Среднее содержание SiO₂ в них более 60%, поэтому их относят к кислым породам. Плотность пород слоя 2,65-2,80 г/см³. Мощность 20-40 км. В составе океанической коры (например, на дне Тихого океана) гранитный слой отсутствует, являясь, таким образом, неотъемлемой частью именно континентальной земной коры.

Базальтовый слой лежит в основании земной коры и является сплошным, то есть, в отличие от гранитного слоя, присутствует в составе и континентальной, и океанической коры. Отделяется от гранитного поверхностью Конрада (К), на которой скорость сейсмических волн изменяется с 6 до 6,5 км/с. Вещество, слагающее базальтовый слой, по химическому составу и физическим свойствам близко к базальтам (менее богатым SiO₂, чем граниты). Плотность вещества достигает 3,32 г/см³. Скорость прохождения продольных сейсмических волн увеличивается от 6,5 до 7 км/сек у нижней границы, где снова происходит скачок скорости и она достигает 8-8,2 км/сек. Эта нижняя граница земной коры прослеживается повсюду и называется границей Моховичича (по имени югославского ученого, впервые ее установившего) или границей М.

Земная кора подразделяется на два главных типа (материковая и океаническая) и два переходных (субматериковая и субокеаническая). Типы коры отличаются строением и мощностью.

Континентальная кора, распространенная в пределах материков и зоны шельфа, имеет мощность 30-40 км в платформенных областях и до 70 км в высокогорьях. Нижний ее слой – *базальтовый* – обогащен магнием и железом), состоит из тяжелых пород, его толщина от 15 до 40 км. Выше лежит состоящий из более легких пород *гранито-гнейсовый* слой, который обогащен кремнием и алюминием, толщиной от 10 до 30 км. Сверху эти слои могут перекрываться *осадочным* слоем, мощностью от 0 до 15 км. Выделенная по сейсмическим данным граница между базальтовым и гранитогнейсовым слоями (*граница Конрада*) не всегда четко прослеживается.

Океаническая кора, мощностью до 6-8 км состоит из базальтового и осадочного слоя. Нижний слой – тяжелый *базальтовый*, толщиной до 4-6 км. Осадочный слой представлен переслаивающимися пластами *плотных осадочных* пород и *базальтовых лав*, мощностью около 1 км, и *рыхлых осадочных* пород, толщиной до 0,7 км.

Субматериковая кора, имеющая близкое к материковой коре строение, представлена на периферии окраинных и внутренних морей (в зонах континентального склона и подножья) и под островными дугами, характеризуется резко сокращенной мощностью (до 0 м) осадочного слоя. Причиной такого уменьшения толщины осадочного слоя является большой уклон поверхности, способствующий соскальзыванию накапливающихся осадков. Мощность этого типа коры до 25 км, в том числе базальтового слоя до 15 км, гранитогнейсового до 10 км; граница Конрада выражена плохо.

Субокеаническая кора, близкая по строению к океанической, развита в пределах глубоководных частей внутренних и окраинных морей и в глубоководных океанических желобах. Отличается резким увеличением мощности осадочного слоя и отсутствием слоя гранитогнейсового. Чрезвычайно высокая мощность осадочного слоя обусловлена очень низким гипсометрическим уровнем поверхности – под действием гравитации здесь накапливаются гигантские толщи осадочных пород. Общая толщина субокеанической коры также достигает 25 км, в том числе базальтового слоя до 10 км и осадочного до 15 км. При этом мощность слоя плотных осадочных и базальтовых пород может составлять 5 км.

В последние годы в связи с исследованиями земной коры океанического и материкового типа создана теория строения земной коры, которая основана на представлении о литосферных плитах. Теория в своем развитии опиралась на гипотезу дрейфа материков, созданную в начале XX века немецким ученым А.Вегенером.

Земная кора вместе с верхним слоем мантии образует *литосферу* – твёрдую оболочку Земли. В строении литосферы выделяют подвижные области (складчатые пояса) и относительно стабильные платформы. Литосфера разделена на 7 крупных и десятки мелких блоков – *литосферных плит*, подвижных относительно друг друга (рис. 12, табл. 1). Плиты перемещаются по пластичному слою верхней мантии. Изучению и описанию этих движений посвящён раздел геологии о тектонике плит.

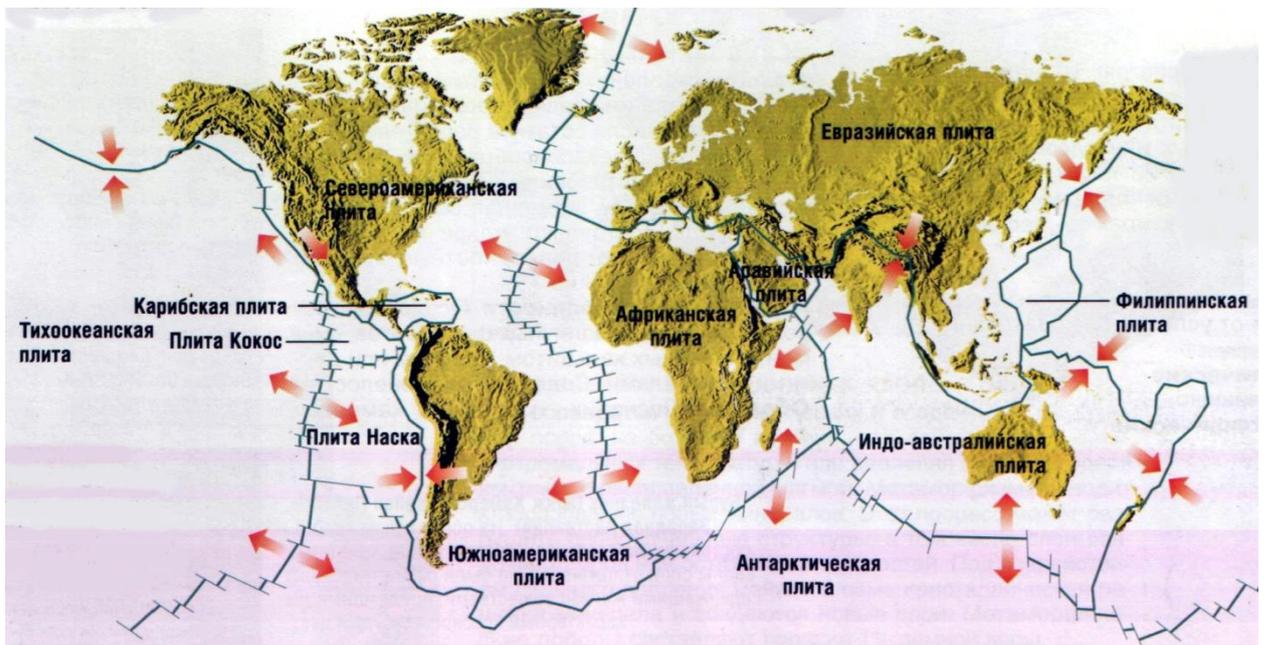


Рисунок 12 – Литосферные плиты Земли

Существует три типа взаимного перемещения литосферных плит: конвергенция (схождение), дивергенция (расхождение) и сдвиговые перемещения по трансформным разломам. На разломах между тектоническими плитами могут происходить землетрясения, вулканическая активность, горообразование, образование океанских впадин.

Таблица 1. – Крупнейшие тектонические плиты

Название плиты	Площадь, 10^6 км ²	Зона покрытия
Африканская плита	61,3	Африка
Антарктическая плита	60,9	Антарктика
Австралийская плита	47,2	Австралия
Евразийская плита	67,8	Азия и Европа
Северо-Американская плита	75,9	Северная Америка и Сибирь
Южно-Американская плита	43,6	Южная Америка
Тихоокеанская плита	103,3	Тихий океан

Среди плит меньших размеров следует отметить индоанскую, арабскую, карибскую плиты, плиту Наска и плиту Скотия. Австралийская плита фактически слилась с Индоанской между 50 и 55 млн. лет назад. Быстрее всего движутся океанские плиты; так, плита Кокос движется со скоростью 75 мм в год, а тихоокеанская плита – со скоростью 52-69 мм в год. Самая низкая скорость у евразийской плиты – 21 мм в год.

Химический состав земной коры. Химические изменения в земной коре определяются преимущественно геохимической историей главных породообразующих элементов, содержание которых составляет свыше 1%. Вычисления среднего химического состава земной коры проводились многими исследователями как за рубежом (Ф. Кларк, Г.С. Вашингтон, В.М. Гольдшмидт, Ф. Тейлор, В. Мейсон и др.), так и в Советском Союзе (В.И. Вернад-

ский, А.Е. Ферсман, А.П. Виноградов, А.А. Ярошевский и др.). Обобщение данных по химическому составу различных горных пород, слагающих земную кору, с учетом их распространения до глубины 20 км, впервые было сделано американским ученым Ф.Кларком. Полученные им цифры процентного содержания химических элементов в составе земной коры, впоследствии уточнённые А.Е. Ферсманом, получили по предложению последнего название чисел Кларка, или просто *кларков* (табл. 2).

Таблица 2. – Средний химический состав земной коры

Элементы	Содержание в земной коре, % от массы	
	по Ф. Кларку	по А.Е. Ферсману
Кислород	50,02	49,13
Кремний	25,80	26,00
Алюминий	7,30	7,45
Железо	4,18	4,20
Кальций	3,22	3,25
Натрий	2,36	2,24
Калий	2,28	2,35
Магний	2,08	2,35
Прочие	2,76	2,87

Сопоставляя приведенные данные, видно, что земная кора больше чем на 98% сложена O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, при этом свыше 80% составляют кислород, кремний и алюминий, в отличие от среднего состава Земли, где содержание их резко уменьшается.

4.2 Мантия Земли

Мантия Земли геосфера, расположенная между земной корой и ядром. Составляет 83% объема и 67% массы Земли и является самой крупной внутренней геосферой Земли. Верхняя граница мантии проходит на глубине от нескольких километров (под океанами) до 70 км (под континентами) по границе Мохоровичича, нижняя – на глубине 2900 км (рис.13).

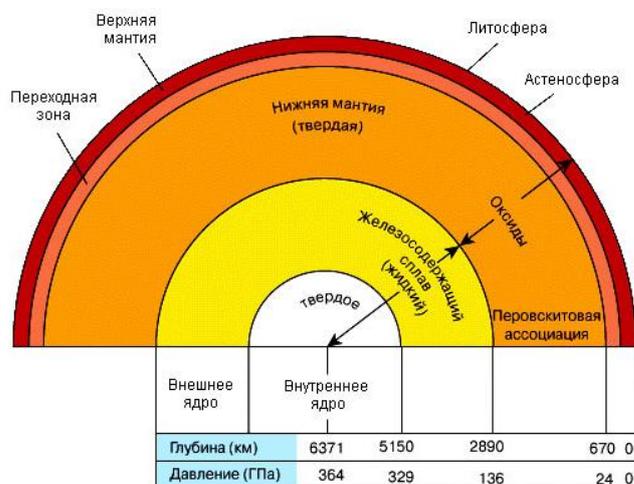


Рисунок 13 – Строение мантии Земли

Мантия подразделяется на две части: верхнюю и нижнюю. Верхняя мантия состоит из трех слоев, погружается до глубины 800-900 км. Верхний слой, толщиной до 50 км, состоит из твердого и хрупкого кристаллического вещества (скорость продольных волн до 8,5 км/с и бо-

Мантия подразделяется на две части: верхнюю и нижнюю.

Верхняя мантия состоит из трех слоев, погружается до глубины 800-900 км. Верхний слой, толщиной до 50 км, состоит из твердого и хрупкого кристаллического вещества (скорость продольных волн до 8,5 км/с и бо-

лее). Вместе с земной корой он образует *литосферу* – каменную оболочку Земли. Средний слой – *астеносфера* (податливая оболочка) характеризуется аморфным стекловидным состоянием вещества, а отчасти (на 10%) имеет расплавленное вязкопластичное состояние (об этом свидетельствует резкое падение скорости сейсмических волн). Толщина среднего слоя около 100 км. Астеносфера залегает на разных глубинах. Под срединно-океаническими хребтами, где толщина литосферы минимальна, астеносфера лежит на глубине нескольких километров. На окраинах океанов, по мере роста мощности литосферы, астеносфера погружается до 60-80 км. Под континентами она лежит на глубинах около 200 км, а под континентальными рифтами вновь приподнимается до глубины 10-25 км. Нижний слой верхней мантии (*слой Голицина*) иногда выделяют как переходный слой или как самостоятельную часть – среднюю мантию. Опускается он до глубины 800-900 км, вещество здесь кристаллическое твердое (скорость продольных волн до 9 км/с).

Нижняя мантия простирается до 2 900 км, сложена твердым кристаллическим веществом (скорость продольных волн возрастает до 13,5 км/с). В составе мантии преобладают оливин и пироксен, ее плотность в нижней части достигает 5,8 г/см³.

Химический состав мантии близок к составу первичной Земли (за вычетом продуктов дифференциации, образовавших кору и ядро). С глубиной в мантии Земли, по-видимому, растёт концентрация тяжёлых элементов (в частности, железа). В нижней мантии Земли возможен частичный распад минералов на оксиды и образование новых ещё более плотных структур. Согласно современным научным представлениям, состав земной мантии считается похожим на состав каменных метеоритов, в частности хондритов. В составе мантии преимущественно входят химические элементы, находившиеся в твёрдом состоянии или в твёрдых химических соединениях во время формирования Земли: кремний, железо, кислород, магний и др. Эти элементы образуют с диоксидом кремния силикаты. В верхней мантии (субстрате) больше форстерита $MgSiO_4$, глубже несколько увеличивается содержание фаялита Fe_2SiO_4 . В нижней мантии под воздействием очень высокого давления эти минералы разложились на оксиды (SiO_2 , MgO , FeO) (табл. 3).

Таблица 3 – Содержание основных элементов в мантии Земли, % от массы

Элемент	Концентрация	Оксид	Концентрация
O	44,8		
Si	21,5	SiO_2	46,0
Mg	22,8	MgO	37,8
Fe	5,8	FeO	7,5
Al	2,2	Al_2O_3	4,2
Ca	2,3	CaO	3,2
Na	0,3	Na_2O	0,4
K	0,03	K_2O	0,04
Сумма	99,7		99,1

Агрегатное состояние мантии обуславливается воздействием температур и сверхвысокого давления. Из-за давления вещество почти всей мантии находится в твёрдом кристаллическом состоянии, несмотря на высокую температуру. Исключение составляет лишь астеносфера, где действие давления оказывается слабее, чем температуры, близкие к точке плавления вещества. Из-за этого эффекта, по-видимому, вещество здесь находится либо в аморфном, либо в полурасплавленном состоянии. Поэтому вещество мантии способно медленно течь (со скоростями до десятков сантиметров в год). С процессами в мантии Земли (разделение по плотности, тепловая конвекция) связаны тектонические движения, магматизм и вулканизм в земной коре.

4.3 Ядро Земли

Ядро Земли – центральная геосфера радиусом около 3470 км. Занимает 17% объема и 34% массы Земли. Ядро Земли – наиболее глубокая часть планеты, находящаяся под мантией Земли и, предположительно, состоящая из железо-никелевого сплава с примесью других сидерофильных элементов.

Существование ядра Земли установлено в 1897 г. немецким сейсмологом Э. Вихертом, глубина залегания (2900 км) определена в 1910 г. американским геофизиком Б. Гутенбергом.



Рисунок 14 – Ядро Земли

Ядро Земли состоит из внешнего жидкого ядра (до глубины 4980 км), переходного затвердевающего слоя (до глубины 5120 км) и твёрдого внутреннего ядра (субъядра). С существованием жидкого внешнего ядра связывают происхождение магнитного поля Земли (рис. 14).

О происхождении ядра Земли единого мнения нет. Предполагают, что оно образовалось путём гравитационной дифференциации первичной Земли в период её роста или позже (впервые высказано норвежским геофизиком В. Гольдшмидтом в 1922), либо железное ядро возникло ещё в протопланетном облаке (немецкий учёный А. Эйкен, 1944, американские Э. Орован и советский – А.П. Виноградов).

Температура на поверхности твердого ядра Земли предположительно достигает $6230 \pm 500^\circ\text{K}$ ($5960 \pm 500^\circ\text{C}$), в центре ядра плотность может составлять около $12,5 \text{ т/м}^3$, давление до 361 ГПа ($3,7 \text{ млн. атм}$). Масса ядра – $1,932 \cdot 10^{24} \text{ кг}$.