

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова  
Музей землеведения

---

***Цикл научно-образовательных лекций «Музейный абонемент»***

*Е.П. Дубинин, Г.В. Брянцева, А.И. Гуцин, О.П. Иванов, М.А. Винник*

## **ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ**



Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова  
Музей землеведения

---

***Цикл научно-образовательных лекций «Музейный абонемент»***

*Е.П. Дубинин, Г.В. Брянцева, А.И. Гущин, О.П. Иванов, М.А. Винник*

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

Учебное пособие к циклу научно-образовательных лекций  
на основе экспозиционного комплекса зала «Земля во Вселенной»  
по программе Музея землеведения МГУ «Музейный абонемент»

*Издание подготовлено в Музее землеведения МГУ.  
Рекомендовано к печати решением  
Ученого совета Музея землеведения МГУ от 2 марта 2022 года*

Москва • 2024  
Издательство ООО «СМП»

УДК 911.2(075.8)

ББК 26.0я73-1

**О-28**

**О-28 Общие сведения о Земле:** Учебное пособие к циклу научно-образовательных лекций на основе экспозиционного комплекса зала «Земля во Вселенной» по программе Музея землеведения МГУ «Музейный абонемент» / Е.П. Дубинин, Г.В. Брянцева, А.И. Гуцин, О.П. Иванов, М.А. Винник. – М.: Издательство ООО «СМП», 2024. – 49 с.

**ISBN 978-5-6043963-8-4**

Знак информационной продукции 12+

Издательство ООО «СМП»  
111402, Россия, г. Москва, аллея Жемчужовой,  
д. 5, корп.2, пом. 109, ком. 7  
Тел.: (495) 978-62-99, сайт: <https://vinnik.ru>

**ISBN 978-5-6043963-8-4**

© Дубинин Е.П., Брянцева Г.В., Гуцин А.И., Иванов О.П., Винник М.А., 2024

**ОГЛАВЛЕНИЕ**

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ .....	5
Форма и размеры Земли .....	5
Внутреннее строение Земли.....	11
Химический и минеральный состав глубинного вещества Земли.....	19
ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛУБИННОГО ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ .....	33
Физические поля Земли.....	34
Гравитационное поле.....	35
Тепловое поле Земли .....	38
Магнитное (геомагнитное) поле Земли .....	41
ЛИТЕРАТУРА .....	49

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

### Форма и размеры Земли

Человека всегда интересовал окружающий его мир, когда и каким образом образовалось все то, что находилось вокруг него? Как возникла Земля и Луна, как возникла жизнь? Эти и многие другие вопросы люди задавали себе постоянно и конечно пытались найти на них ответы. Узнать новые сведения о Земле, о происхождении её как планеты, последующей эволюции, ее современном строении можно посетив Музей землеведения МГУ, где в экспозиции «Земля во Вселенной» в зале № 2 музея на 30 этаже высотного здания МГУ, а также на стендах и в витринах залов № 3-7 и № 8-12 музея на 28 и 27 этажах, показываются основные сведения, основанные на фактах и научных гипотезах о нашей планете.

Начать рассказ хочется с главных вопросов, что же представляет собой планета Земля и ее единственный спутник Луна и как они возникли. Ответ на эти вопросы можно получить, рассмотрев стенд «Земля» в зале №2 музея (рис.1).

Как появилась Земля, что этому предшествовало? На эти вопросы пока нет четкого ответа. На протяжении геологической истории выдвигались разнообразные гипотезы и предположения, создавались математические модели.

Еще в XVIII в. появились первые космогонические гипотезы, в которых делались попытки объяснить возникновение Солнечной системы с научной точки зрения. Немецкий ученый Иммануил Кант на основании ньютоновских законов высказал мнение о происхождении всего мироздания, в том числе Солнечной системы, из холодных газа и пыли, которые под действием силы тяжести начали образовывать сгустки материи, получившие впоследствии вращательный момент. Именно из этих сгустков образовались Солнце и планеты. Французский математик П.С. Лаплас, независимо от И. Канта предположил, что планеты Солнечной системы возникли из обширной горячей атмосферы Солнца (небулы), вращавшейся вместе с ним. Охлаждаясь, солнечная атмосфера сжималась и постепенно разделилась на ряд колец, вещество которых собиралось в сгустки, давших начало планетам. Несмотря на то, что обе эти идеи имели ряд недостатков и различные представления о начальных условиях образования планет, именно космогоническая гипотеза Канта-Лапласа получила признание, и использовалась учеными для важных теоретических построений на протяжении длительного времени.



Рис.1. Стенд «Земля» в экспозиции Музея землеведения МГУ

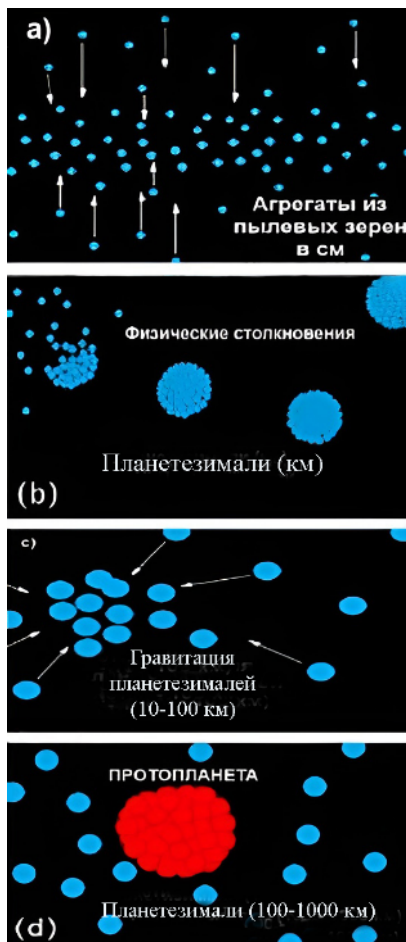
В начале XX в., когда была отвергнута гипотеза Канта-Лапласа, появилось много новых суждений о формировании Солнечной системы.

Одними из самых распространенных были очень близкие по содержанию катастрофические гипотезы американцев Ф. Мультона и Т. Чемберлена и англичанина Дж. Джинса. Согласно этим гипотезам вблизи Солнца прошла звезда, которая своим притяжением вырвала с поверхности Солнца (Джинс) или с поверхности обеих звезд (Мультион и Чемберлен) струю горячего газа, из которого со временем, охлаждаясь сформировались относительно небольшие твердые частицы вещества (планетеземали), которые при слипании образовали планеты. Главный недостаток этих гипотез состоял в том, что вероятность того, что какая-либо звезда может оказаться на близком расстоянии от Солнца, крайне мала.



Наиболее четко космогоническую гипотезу, близкую к современным представлениям, сформулировал выдающийся ученый Отто Юльевич Шмидт. Он считал, что планеты образовались в результате холодной аккреции из холодного газопылевого облака, которое было захвачено Солнцем из межзвёздного пространства, т.е. Солнце сформировалось раньше, и миллиарды лет было окружено холодным газопылевым протопланетным облаком.

Современная космогоническая гипотеза предполагает, что Солнце и планеты сформировались одновременно из медленно вращавшегося газопылевого облака. Первоначально в результате увеличивающейся скорости его вращения и сжатия образовалась протозвезда – будущее Солнце. Газ и пыль, оставшиеся в облаке, постепенно сформировали вокруг протозвезды протопланетный диск, который постепенно охлаждался. В нем начинают образовываться небольшие сгустки вещества – планетезимали (рис.2), которые сталкиваясь, увеличиваются в размерах, образуя ядра планет, а затем и сами планеты.



А как это происходило? До сих пор остается нерешенной проблема, какой характер имела аккреция – гетерогенный или гомогенный, что очень важно для понятия дальнейшей эволюции планеты. Согласно *гомогенной* гипотезе Земля возникла из планетезималей, представлявших собой смесь никелистого железа и силикатов, сформировавших однородную Землю. В дальнейшем она подверглась дифференциации, в результате которой образовалось железоникелевое ядро и силикатная мантия. *Гетерогенная аккреция* подразумевает слипание первоначально тугоплавких железоникелевых планетезималей, сформировавших горячее ядро, а затем уже легкоплавких силикатных, образовавших мантию. В настоящее время предпочтение отдается второй – гетерогенной гипотезе, хотя дифференциация вещества продолжается и в настоящее время.

Рис.2 Схема образования Земли  
(по Иванов и др., 2016)

Земля имеет единственный спутник – Луну, глобус которой с подписью первого космонавта вступившего на поверхность Луны – Луи Армстронга можно увидеть в экспозиции зала №3 «Строение Земли» музея (рис.3). Как возникло это космическое тело, которое мы видим на небосводе каждую ночь? Скорее всего она сформировалась чуть позднее или вместе с Землей, где-то 4,5 млрд лет тому назад.



Рис. 3. Глобус Луны

Существует несколько версий происхождения Луны. В XIX в. очень популярной была гипотеза образования Луны в результате «центробежного отделения» части вещества Земли в районе экватора. Это было бы возможным при обороте Земли вокруг своей оси за 2 часа. Однако, по мнению ученых, объяснить такую скорость очень трудно. Еще сложнее объяснить, как столь быстро замедлилась скорость вращения Земли до 24 часов.

Гипотеза образования Луны и Земли практически одновременно из одного протопланетного облака тоже вызывает споры, поскольку многие исследователи считают невозможным образование такого большого космического тела из-за гравитации Земли. Гипотеза захвата, т.е. предположение, что Луна образовалась где-то в другом месте, но пролетая мимо Земли, была захвачена ее притяжением, и стала вращаться по орбите вокруг Земли, также подвергается критике ученых. Одна из гипотез образования Луны – импактная, представлена на стенде «Земля» в зале №2 Музея землеведения (рис. 4).





*Рис.4. Импактная гипотеза возникновения Луны (Fahad Sulehri, 2006, William K.Hartmann, 1999)*

Импактная гипотеза подразумевает удар по молодой Земле крупного космического тела, которое было названо Тейя. Из какого материала образовалась Луна: из вещества Земли, которое было выбито при ударе, или из материала инородного тела? На этот вопрос ответа пока нет. Химический состав лунных пород на разных участках разный. Их условно можно разделить на материковые районы, сложенные преимущественно анортозит-норитовыми породами и морские, покрытые с поверхности эффузивными породами, похожими на земные базальты, но содержащие больше тугоплавких элементов и меньше – легкоплавких.

Еще одна гипотеза формирования Луны и ее влияния на Землю предложенная О.Г. Сорохтиным, представлена на экспозиционном стенде «Луна» в зале №3 музея. По мнению ученого Луна образовалась благодаря разрушению некой более массивной планеты (с массой более 3–4 лунных масс), названной Протолуной. Эта планета сформировалась вблизи Земли, или была захвачена растущей Землей с близкой орбиты. По мере приближения Протолуны к Земле около 4,6 млрд лет назад она сильно разогрелась и стала разрушаться. На земную поверхность выпала большая часть веществ Протолуны в том числе и расплавленное железо ее ядра. Луна же сформировалась из обедненного железом силикатного вещества. В экспозиции музея в зале №3 можно увидеть и крупницы лунного грунта – *реголита*.

Какую же форму имеет Земля? Этот вопрос занимал умы многих исследователей во все времена. В древности большинство жителей считали, что Земля плоская. Но уже давно ученые начали отказываться от представлений о плоском мире. Сегодня многие знают, что Земля имеет форму близкую к шару с радиусом примерно 6371 км. Но это только на первый взгляд, на самом деле фигура Земли значительно сложнее. Идея сферичности Земли принадлежит математику и философу Пифагору, жившему в Древней Греции, который говорил, что Земля не может иметь никакой другой формы, кроме шара, поскольку именно сфера «наиболее прекрасная из твердых фигур». То, что

Земля – шар, позднее научно доказал Аристотель, изучая форму тени, которую она отбрасывала на поверхность Луны при неполных лунных затмениях.

Доказательство шарообразности Земли является величайшим достижением античных ученых, которые не только признали Землю шаром, но и умели измерять ее размеры! И первый, кто измерил длину экватора и определил размеры земного шара, был Эратосфен Киренский, живший во II–III в до н.э. Он ввел понятия параллели и меридианы, представляющие собой основные линии на карте, и впервые математически рассчитал длину меридиана. Для своих целей Эратосфен выбрал два города – Александрию и Сиену (Асуан), находящихся, как он считал, на одном меридиане. Расстояние между городами было известно. Проведя необходимые измерения и расчеты, Эратосфен вычислил, что длина земного меридиана составляет примерно 39 250 км, что совсем немного отличается от современных значений равных 40 120 км.

В дальнейшем выяснилось, что земной шар не совсем правильный. Уже в XVII в. Исаак Ньютон предположил и теоретически доказал, что форма Земли отличается от идеального шара. Поскольку Земля вращается, то она, по мнению И. Ньютона, должна быть сплюснута у полюсов, и иметь форму не шара, а двухосного эллипсоида вращения (сфероида). При этом разница между большой и малой осями сфероида должна составлять  $1/230$  долю от среднего радиуса Земли. Но только в XVIII веке в результате измерения длины двух дуг меридиана, по  $1^\circ$  каждая, у экватора в 1735–1743 годах в Перу и близко к полюсу в 1736–1737 годах в Лапландии, было подтверждено сжатие Земли у полюсов!

В России для математических расчетов с 1946 г. используется земной эллипсоид Красовского, параметры которого были определены в 1942 г. группой ученых под руководством А.А. Изотова, и названы в честь астронома Феодосия Николаевича Красовского. Параметры этого эллипсоида: экваториальный радиус:  $a = 6378,245$  км; полярный радиус:  $b = 6356,863$  км; полярное сжатие:  $\alpha = 1/298,3$ , а средний радиус Земли, принимаемой за шар равен  $6\,371,1$  км.

Эллипсоид вращения или сфероид – это *идеальная Земля*, представляющая собой воображаемую поверхность, отвечающую идеальному вращающемуся телу с объемом и массой Земли. Однако *реальную форму Земли* вообще трудно выразить в виде какого-либо объекта. Ближе всего к форме Земли фигура *геоида*, представляющая собой поверхность, совпадающую со средним уровнем невозмущенного океана, условно продолженную под континенты. Геоид, представляет собой эквипотенциальную

поверхность, в любой точке которой, потенциал одинаков, а сила тяжести направлена по нормали (точка находится в равновесии).

Если говорить о реальной Земле, то она сплюснута у экватора таким образом, что разность полуосей составляет примерно 213 м, т.е. она представляет собой трехосный эллипсоид. Это вызвано неравномерным распределением гравитационных масс как внутри Земли, так и на ее поверхности. Итак, сегодня очевидно, что форму Земли, скорее всего можно представить в виде груши, причем, немного «откушенной» со стороны Индийского океана.

### **Внутреннее строение Земли**

С формой Земли более или менее ясно. А что же внутри? Как можно узнать внутреннее строение Земли, если ее радиус более 6 000 км, а для прямых наблюдений доступна только верхняя часть твердой оболочки – земная кора? Какими данными пользуются геологи для исследования внутреннего строения Земли? Источниками информации могут служить самая высокая вершина на Земле – гора Эверест, высотой 8,848 км; или самая глубокая впадина – Марианский желоб, глубиной чуть более 11 км. Доступны для прямых наблюдений и породы в шахтах, но самая глубокая шахта в мире, находящаяся в ЮАР, имеет глубину всего около 4,5 км. Для исследования используются и данные бурения скважин. Например, Кольская сверхглубокая скважина была пробурена на глубину 12,262 км. Имеются и другие возможности для изучения внутреннего строения Земли.

Но, в любом случае, для прямого исследования земной коры на континентах доступны только первый осадочный слой, и второй – в местах выхода на поверхность древних пород на щитах – выступах кристаллического основания платформ. Для анализа пород, слагающих Землю, используют также образцы из кимберлитовых трубок взрыва, заполненных вулканическим веществом, где на поверхность с глубин 150–200 км выносятся обломки вмещающих пород – *ксенолиты*. Изучение химического и минералогического состава метеоритов, падающих на Землю, также может помочь в исследовании вещества глубоких слоев, поскольку известно, что метеориты состоят из тех же соединений, что и Земля.

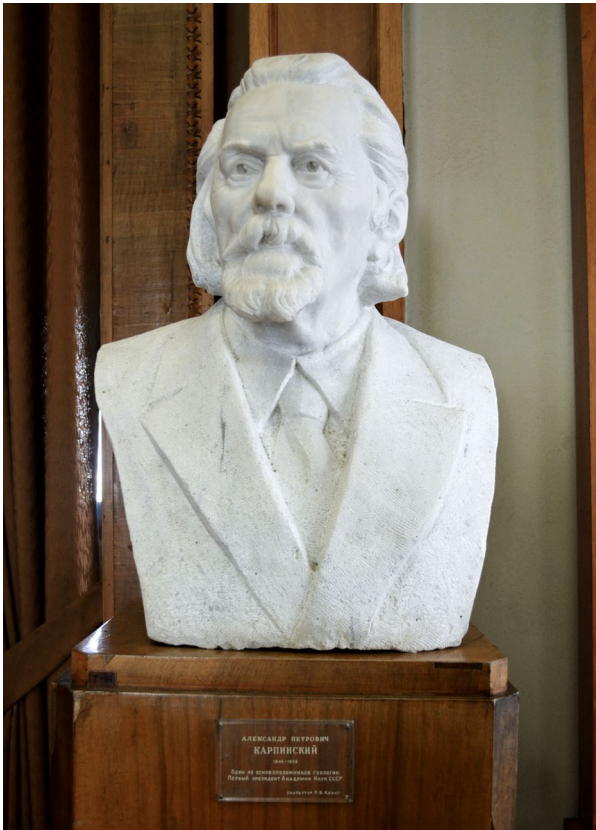
В океанах для прямого изучения донных отложений на относительно небольших глубинах до первых сотен метров применяется геологическое опробование. Наиболее простыми приборами для отбора проб грунта с морского дна являются дночерпатель и драга, которые, однако, нарушают структуру осадочных пород. Для получения колонок грунта, т.е. разреза осадков применяются грунтовые трубки. Глубоководное бурение дна океана началось в 60-х годах XX в. и к настоящему времени пробурено уже большое количество скважин. Для прямого наблюдения и взятия проб с океанического дна используют также различные научно-исследовательские подводные лодки типа «Северянка» С-148 (1958), «Бентос»-300 (1975) и научно-исследовательские глубоководные подводные обитаемые аппараты. Макет одного из таких глубоководных аппаратов «Пайсис» представлен в экспозиции Музея землеведения МГУ в зале №5 (рис. 5).



*Рис.5. Модель научно-исследовательского глубоководного обитаемого аппарата «Пайсис», предназначенного для океанологических исследований*

Но геология не ограничивается данными прямых наблюдений. Ведь каменный материал мы можем получить с глубины чуть более 12 км, а радиус Земли составляет около 6370 км. Выдающийся геолог, академик, первый выборный президент Академии

наук СССР А.П. Карпинский<sup>1</sup>, скульптурный портрет которого можно увидеть в зале №4 музея на 28 этаже (рис. 6) говорил, что для воссоздания истории развития нашей планеты «геологу нужна вся Земля». Конечно, для того, чтобы понять процессы, которые происходят на Земле, надо знать не только, то, что на поверхности и доступно прямым наблюдениям, но и строение, и вещественный состав глубинных слоев Земли. Как же заглянуть в более глубокие недра Земли? Поэтому для их изучения применяются косвенные методы, а именно методы физики, химии, экспериментальной петрологии и другие.



*Рис.6. Александр Петрович Карпинский (1846/47–1936). Бюст (мрамор). Скульптор П.В.Кениг.*

Комплекс геофизических методов, применяемых сегодня для исследования внутреннего строения Земли включает сейсмические и сейсмологические методы, гравиметрию, магнитометрию, электрометрию и термометрию. Именно на этих данных преимущественно основываются представления о составе и физическом состоянии недр Земли. Геофизические исследования позволяют провести анализ закономерностей изменения с глубиной различных физических параметров, таких как плотность, электропроводность, механическая добротность и других. При этом ведущая роль при изучении внутреннего строения Земли, принадлежит *сейсмологии* и

*сейсмометрии*, которые основаны на регистрации времени распространения в недрах Земли упругих волн, вызываемых землетрясениями или искусственными взрывами.

Волновым процессом обычно называют любое изменение (возмущение) состояния сплошной среды, распространяющееся с конечной скоростью и несущее

<sup>1</sup> **Карпинский Александр Петрович** – выдающийся российский геолог, академик, один из основателей русской геологической школы. Участвовал в составлении геологической карты Европы и в унификации графических изображений в геологии, один из первых русских ученых применил для исследования горных пород микроскоп, при изучении ископаемых организмов использовал гистологический метод. В 1946 г. АН СССР учредила премию и золотую медаль имени А.П. Карпинского, присуждаемых за выдающиеся работы в области геологии.



энергию. Выделяют два основных типа волн: упругие и электромагнитные. При разрядке напряжений в очагах землетрясений возникают упругие волны. Эти волны, связанные с колебаниями частиц при механической деформации упругой среды (жидкой, газообразной, твердой). При этом происходит перенос энергии при отсутствии перемещения вещества. В упругой волне частицы совершают колебания вокруг точки покоя.

На стенде «Строение Земли» можно посмотреть материалы, показывающие возможность применения сейсмических методов для изучения внутреннего строения Земли (рис. 7).

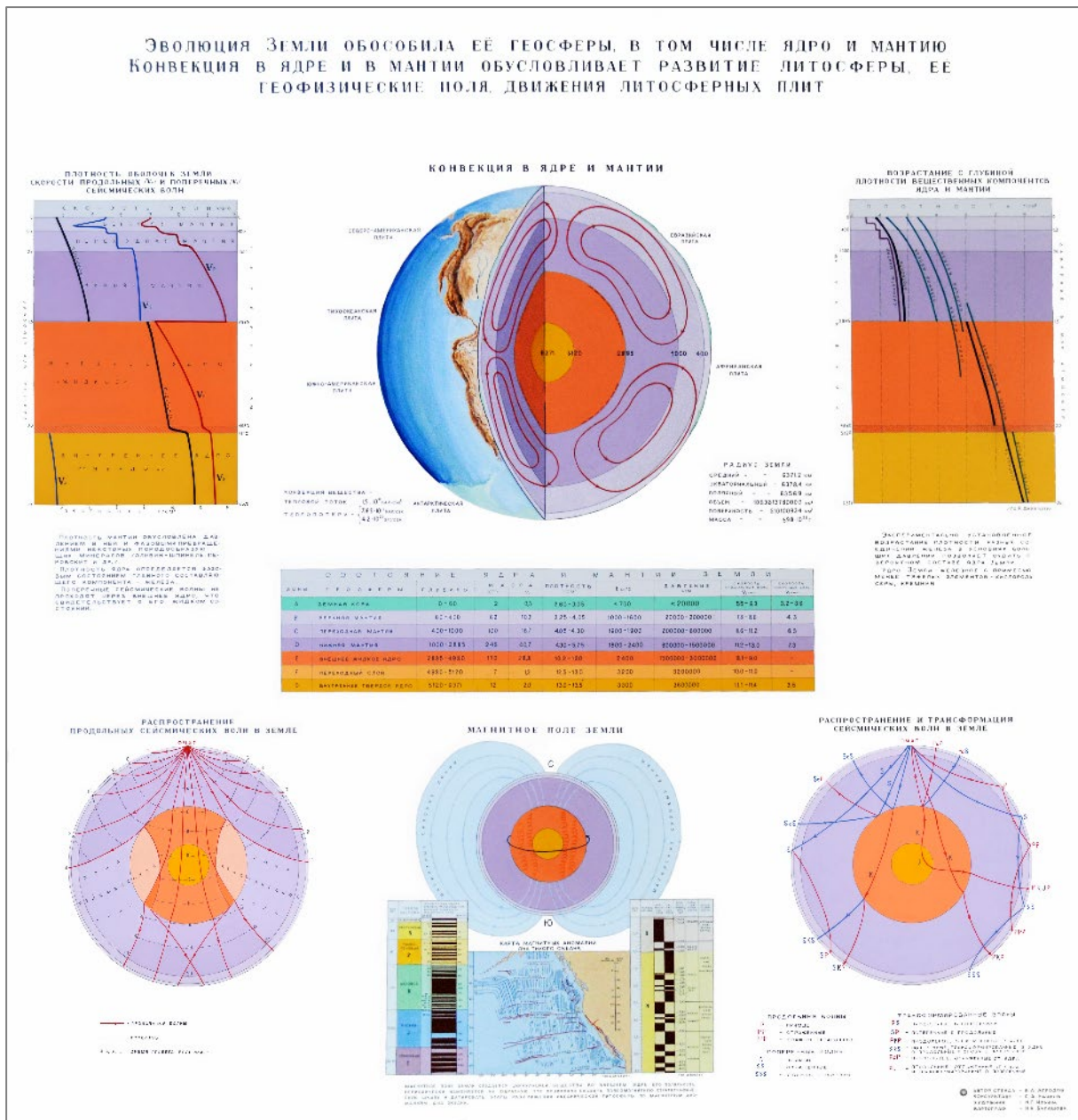


Рис. 7. Стенд «Строение Земли», зал №3 Музея земледедения МГУ

Основными типами упругих волн, которые используются для изучения внутреннего строения Земли, являются *объемные*, распространяющиеся во всем объеме Земли и *поверхностные* Лява и Рэля, распространяющиеся вдоль поверхности твёрдого тела или вдоль границы сред с разными физическими свойствами.

Понятие объемных волн предложил в первой половине XIX в. французский механик, физик и математик Симеон Дени Пуассон. Объемные сейсмические волны возникают при разгрузке напряжений в очаге землетрясения размером в несколько километров и распространяются во все стороны на огромные расстояния, проходя через весь объем Земли, непрерывно распространяясь от источника их возбуждения и образуя сферический волновой фронт.

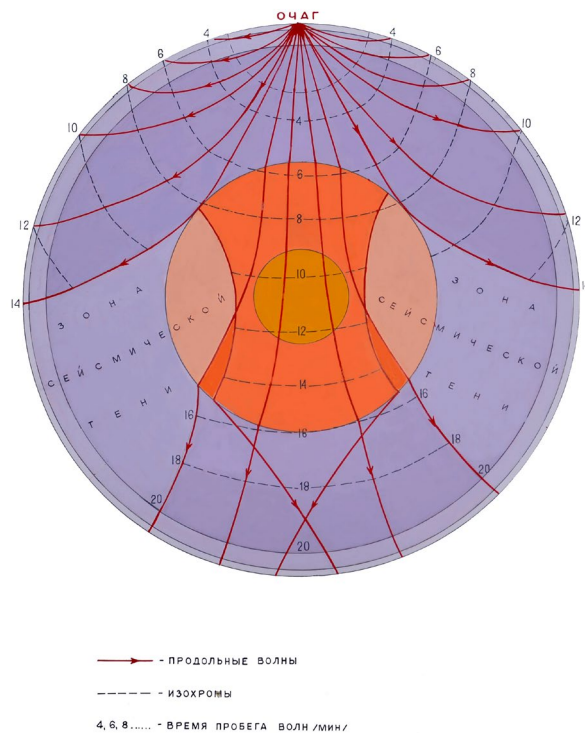


Рис.8. Распространение продольных сейсмических волн в Земле, стенд «Строение Земли» (Дубинин, Белая, 2014)

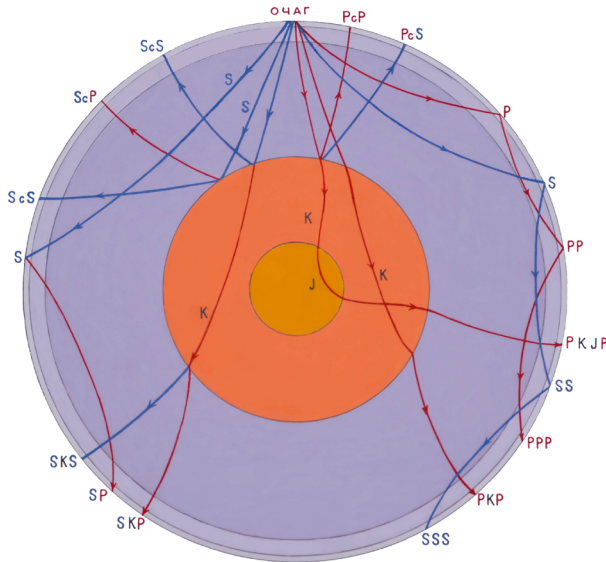
продольные волны проходят через любые среды (рис.8). Скорости распространения Р-волн  $V_p$  варьируют от 5 до 13 км/с.

Поперечные или вторичные (secondary) *S-волны* являются волнами сдвига. При этом процесс колебаний частиц вещества происходит поперек направления распространения волны, т.е. вдоль ее фронта под действием касательных напряжений, отвечающих за изменение только формы вещества. Жидкости и газы изменению формы не сопротивляются, поэтому поперечные волны через такие среды не проходят.

По типу деформации объемные волны делятся на продольные и поперечные. Продольные или первичные (primary) *P-волны* представляют собой процесс колебания, при котором частицы среды совершают колебания вдоль направления распространения волны. Такие колебания приводят к сжатию и растяжению вещества под действием нормальных напряжений, при этом происходит изменение его формы и объема при деформациях. Поскольку

изменению объема сопротивляются все вещества,

Скорость распространения S-волн  $V_s = 3,2-7,3$  км/с, причем  $V_p$  больше  $V_s$  всегда примерно в 1,7 раза (рис.9). Таким образом, в жидких и газообразных средах может распространяться только один тип объемных упругих волн – продольные волны.



- |   |   |
|---|---|
| <p><b>ПРОДОЛЬНЫЕ ВОЛНЫ</b></p> <p><b>P</b> - прямые</p> <p><b>PP</b> - отраженные</p> <p><b>PPP</b> - дважды отраженные</p> <p><b>ПОПЕРЕЧНЫЕ ВОЛНЫ</b></p> <p><b>S</b> - прямые</p> <p><b>SS</b> - отраженные</p> <p><b>SSS</b> - дважды отраженные</p> | <p><b>ТРАНСФОРМИРОВАННЫЕ ВОЛНЫ</b></p> <p><b>PS</b> - продольные в поперечные</p> <p><b>SP</b> - поперечные в продольные</p> <p><b>PKP</b> - продольные, преломленные в ядре</p> <p><b>SKS</b> - поперечные, трансформированные в ядре в продольные и снова в поперечные</p> <p><b>PcP</b> - продольные, отраженные от ядра</p> <p><b>Pc</b> - продольные, отраженные от ядра и трансформированные в поперечные</p> |
|---|---|

*Рис.9. Распространение и трансформация сейсмических волн в Земле, стенд «Строение Земли» (Дубинин, Белая, 2014)*

Для наблюдения за сейсмической активностью Земли создана мировая система сейсмических станций, на которых волны записываются специальными приборами сейсмографами. По этим записям волновой картины – *сейсмограмм* определяется момент прихода различных сейсмических волн на сейсмостанцию, время возникновения землетрясения, местоположение очага, энергия землетрясения. Сейсмограмма отражает строение геологической среды, через которую проходят

сейсмические волны. Закономерности их распространения лежат в основе разработки сейсмической модели внутреннего строения Земли. При прохождении сейсмических волн через Землю, на границе веществ с резким изменением свойств, происходит их преломление или отражение, образуется сложная система распространения. Именно анализ скачкообразного изменения скоростей сейсмических волн позволил выявить неоднородности во внутреннем строении Земли, определить границы геосфер и создать обобщенную сейсмическую модель слоистого строения Земли (рис.10).

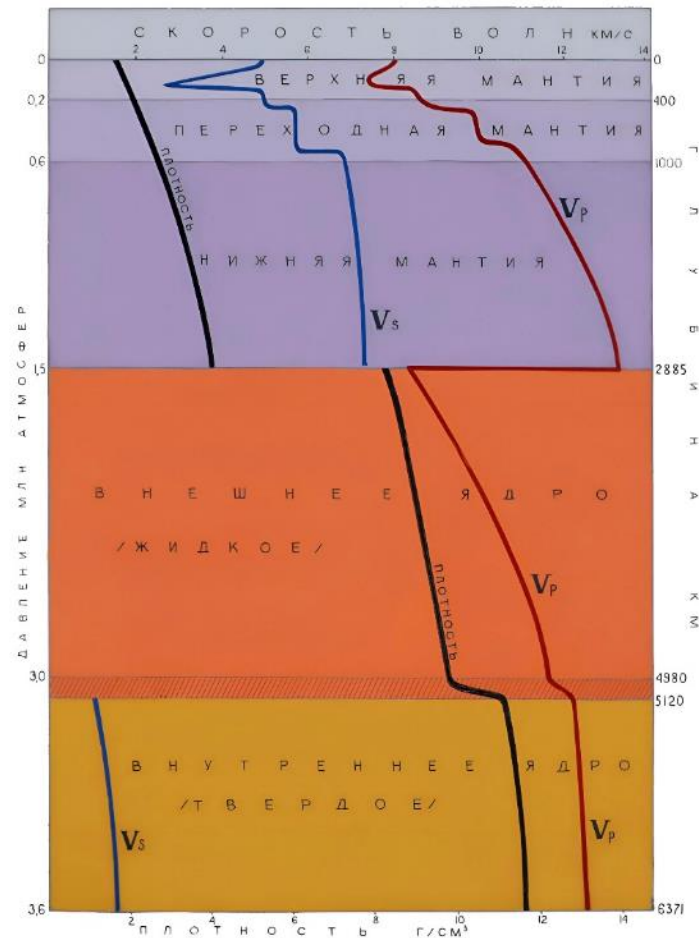


Рис.10. Плотность оболочек Земли. Скорости продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  сейсмических волн, стенд «Строение Земли» (Дубинин, Белая, 2014)

Давайте вернемся к стенду «Строение Земли», где размещены материалы на эту тему (см. рис.7). На графиках видно, что в интервале глубин 5–10 км под океанами и 35–75 км на континентах происходит резкое увеличение скорости сейсмических волн. Так, скорость продольных Р-волн здесь возрастает с 6,7–7,6 км/с до 7,9–8,2 км/с. Этот сейсмический раздел, являющейся границей земной коры и мантии, был открыт в 1909 году А. Мохорвичичем (1857–1936) и назван границей Мохо или М.



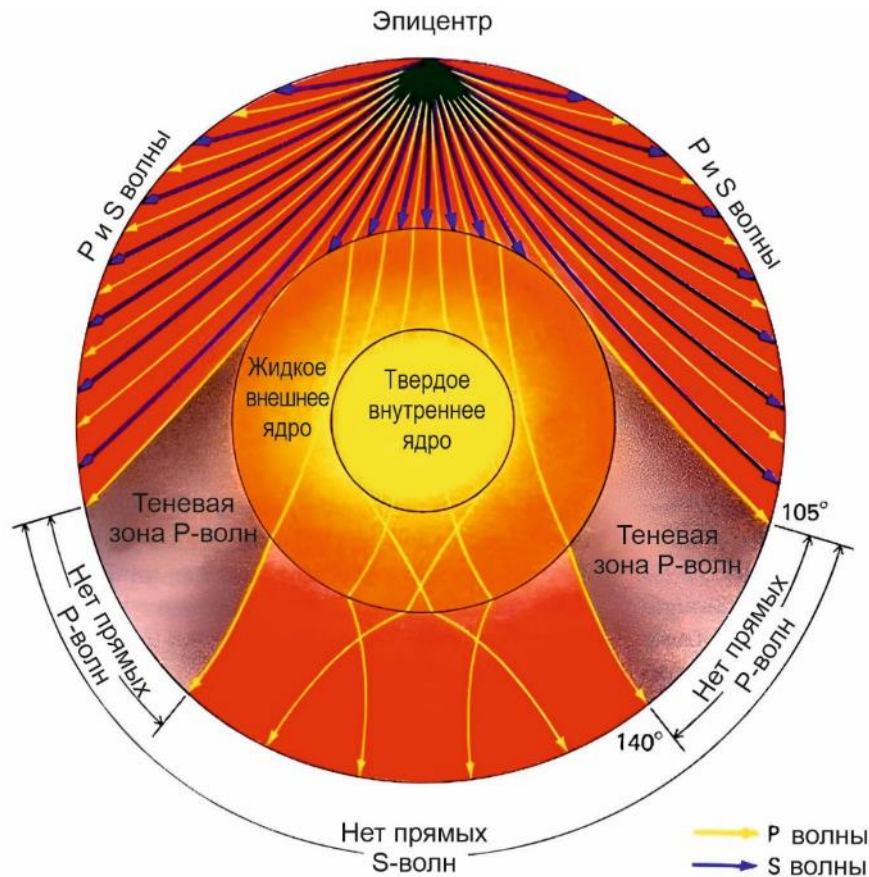


Рис.11. Схема прохождения объемных сейсмических волн через геосферы Земли (Иванов и др., 2016)

Примерно на глубине 2900 км происходит резкое падение скорости Р-волн с 13,6 до 8,1 км/с и полное исчезновение S-волн. Данный сейсмический раздел, открытый в 1914 году Б. Гутенбергом (1889–1960), представляет собой границу между мантией и внешним ядром. Отсутствие S-волн с глубины 2900 до 5150 км свидетельствует о расплавленном состоянии вещества в этом интервале. На глубине 5150 км вновь происходит резкое увеличение скорости Р-волн (рис.11), то есть на этой отметке начинается твердое внутреннее ядро, которое было открыто в 1936 году И. Леманн (1888–1993). Используя эти и многие другие данные, в 1940 году австралийский сейсмолог К.Е. Буллен предложил модель глубинного строения Земли, усовершенствованную впоследствии Г. Джеффрисом, и названную моделью Джеффриса-Буллена (1959–1969). Создание общей модели оболочечного строения Земли по геофизическим данным является главным достижением геофизики XX в. Таким образом, Земля состоит из нескольких оболочек, главные из которых – земная кора, мантия и ядро (рис.12).



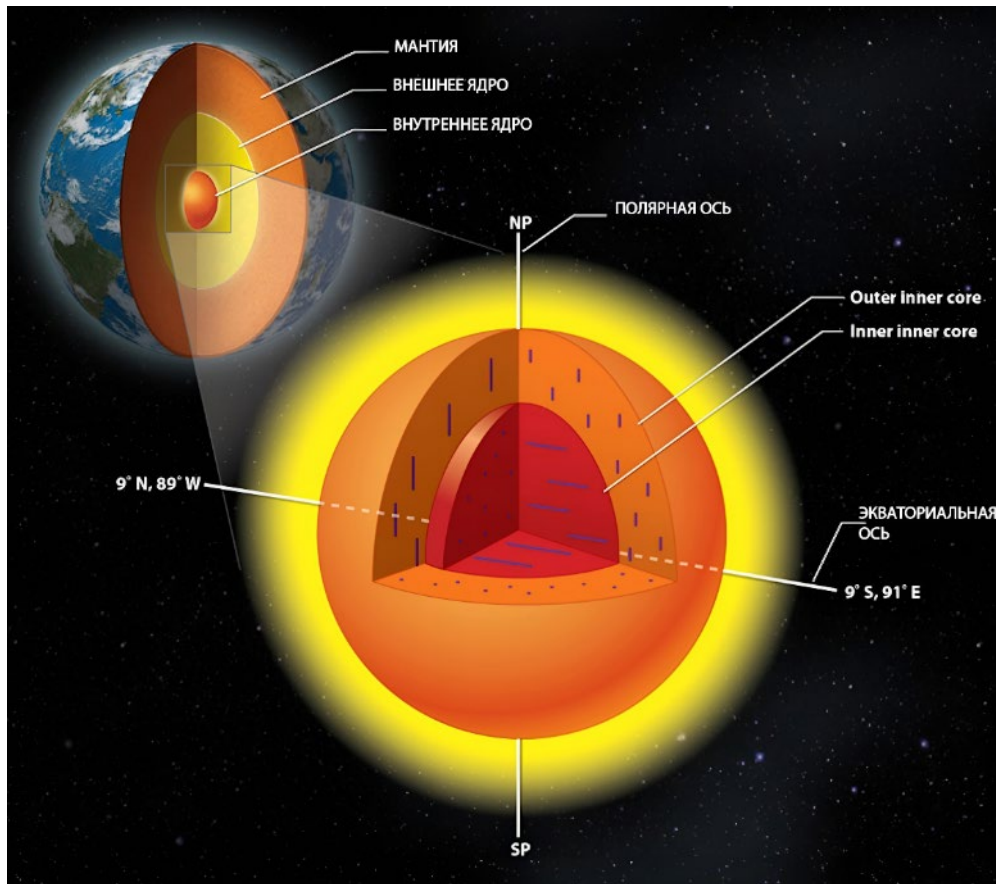


Рис.12. Внутреннее строение Земли (Иванов и др., 2016)

Развитие мировой сейсмологической сети и возможность компьютерной обработки большого массива данных породил новый вид глобальных исследований – сейсмотомографию мантии Земли, для которой пионерскими считаются работы А. Дзивонского. Суть сейсмотомографии состоит в выявлении латеральных вариаций скоростей сейсмических волн  $dV$  в мантии относительно средних значений. Полученные вариации  $dV$  отрицательного знака интерпретируются, как правило, как следствие прогретого и частично расплавленного состояния недр, при котором локальные скорости падают. Вариации  $dV$  положительного знака интерпретируются как относительно холодное вещество мантии. С помощью этого метода было показано, что вещество мантии неоднородно на разных глубинных уровнях и дает возможность предположить его перемещение в геологических масштабах времени.

### **Химический и минеральный состав глубинного вещества Земли**

Мы уже выяснили, что наиболее крупными внутренними геосферами Земли являются земная кора, мантия и ядро. Каждая из перечисленных геосфер имеет сложное

строение и подразделяется еще на ряд слоев. А есть ли возможность узнать какие породы и минералы слагают скрытые от нас слои Земли и чем они отличаются от тех пород, которые мы можем наблюдать на поверхности? Попробуем это выяснить.

**Земная кора.** Самая верхняя относительно тонкая твердая оболочка Земли – *земная кора* прослеживается по всему земному шару, её средняя мощность (толщина) на континентах составляет примерно 40 км, а максимальная не превышает 75 км. Снизу земную кору ограничивает поверхность Мохоровичича. Правда ряд ученых считает, что эта граница не вещественная, а раздел фазового перехода одного и того же вещества.

Земная кора представляет собой многослойное образование и характеризуется неоднородностью состава, строения и мощности в пределах различных структурных элементов. Масса земной коры составляет всего 0,5% от массы Земли, а ее средняя плотность  $2,7 \text{ г/см}^3$ , что значительно меньше средней плотности Земли, которая равняется  $5,52 \text{ г/см}^3$ . Наиболее достоверные сведения о строении земной коры относятся к ее верхней части, доступной для непосредственного наблюдения. В основном, все наши знания о составе, структуре и физических свойствах более глубоких горизонтов основываются на геофизических данных. Выделяют два главных типа земной коры – континентальную и океаническую (рис.13).



Рис.13. Витрина с породами, слагающими континентальную и океаническую кору, зал №3 Музея землеведения МГУ,

На стенде «Литосфера», расположенном в зале №3 музея, даны определения земной коры, литосферы и астеносферы (рис.14).

*Континентальная кора*, имеющая среднюю мощность 35–40 км, характерна для материков. В области шельфа, она составляет 25–30 км, а в областях горообразования возрастает до 45–75 км.

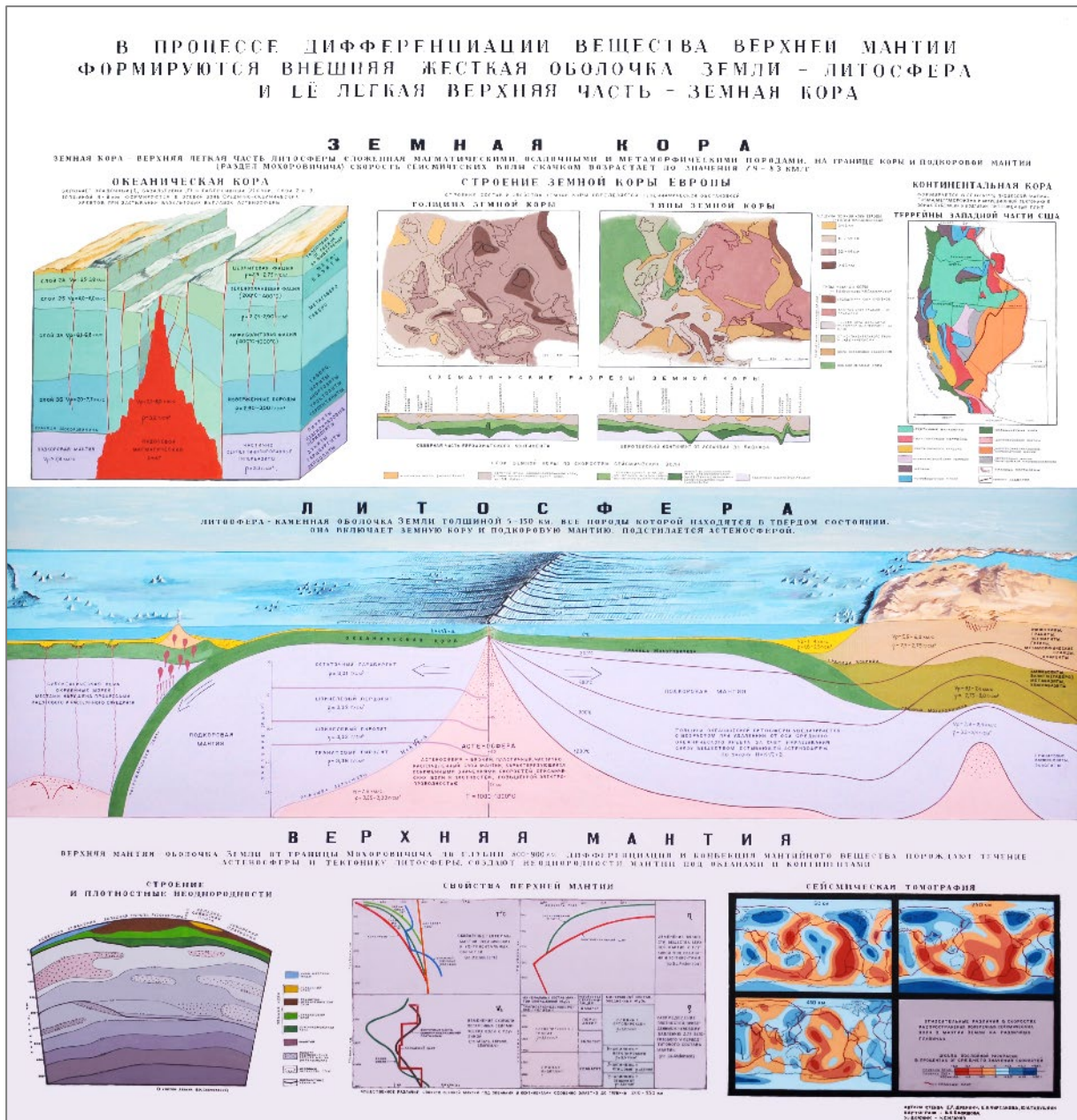


Рис.14. Стенд «Литосфера», зал № 3 Музея землеведения МГУ

На стенде «Литосфера» показана карта мощности земной коры Европы (рис.15). Так наибольшие значения, более 44 км, характерны для Урала, Кавказа, Карпат и других горных сооружений, а на западе Европы, на территории Испании, части Франции и Италии она значительно сокращается.



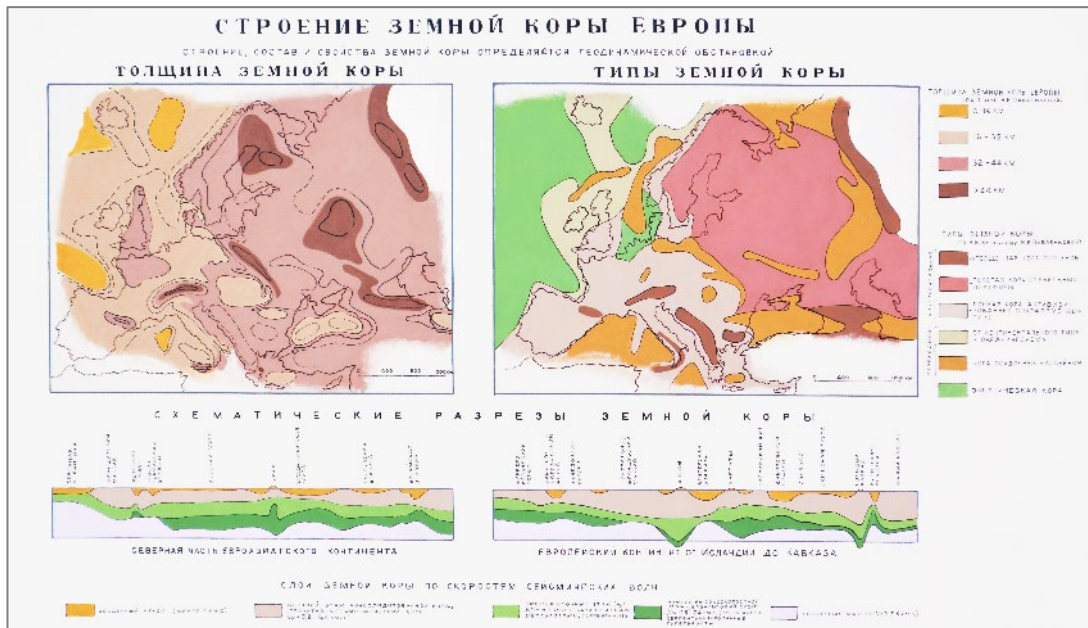


Рис.15. Строение земной коры Европы (Дубинин, Белая, 2014)

Континентальная кора имеет трехслойное строение. В ней различают осадочный, гранитно-метаморфический (гранитно-гнейсовый) и гранулито-базитовый слои. Верхний осадочный слой имеет прерывистое распространение. Его мощность изменяется от 0 до 20 км в отдельных районах. Средние скорости распространения продольных сейсмических волн в осадочном слое составляют 2,5–4,5 км/с, а плотность пород не превышает 2,0–2,5 г/см<sup>3</sup>.

а



б



Рис.16. Гранит серый (а) и гнейс биотитовый (б)

Второй с поверхности гранитно-метаморфический слой имеет значительную мощность (15–30 км) и распространен повсеместно на континентах. Скорость прохождения продольных сейсмических волн здесь увеличивается до 5,5–6,4 км/с, а

плотность пород до  $2,8 \text{ г/см}^3$ . Породы, слагающие второй слой континентальной коры, представлены преимущественно гранитами и гнейсами (рис. 16).

От нижележащего третьего гранулитно-базитового слоя континентальной коры гранитно-метаморфический слой отделен границей Конрада, названной именем австрийского геофизика В. Конрада, который ее установил в 1925 году по незначительному изменению скорости сейсмических волн. Граница Конрада проводится довольно условно, поскольку местами она отсутствует, а иногда наблюдается несколько скачкообразных изменений скорости продольных волн при переходе между вторым и третьим слоями коры. Нижний третий слой континентальной коры недоступен нам для непосредственного наблюдения, а потому его конкретный состав неизвестен. По данным геофизики он состоит из пород, физические свойства которых близки к свойствам метаморфизованных базальтов со скоростями сейсмических волн  $6,6\text{--}7,8 \text{ км/с}$  и с плотностями, изменяющимися от  $2,8$  до  $3,0 \text{ г/см}^3$ . Мощность гранулитно-базитового слоя изменяется от  $15$  до  $40 \text{ км}$  в различных районах земного шара. Возраст наиболее древних пород, слагающих континентальную кору, достигает  $4$  млрд лет.

*Океаническая кора*, как и континентальная, обладает 3-слойным строением, но отличается от континентальной. Её средняя мощность не превышает  $5\text{--}7 \text{ км}$  в центральных частях океанов и увеличивается до почти  $20 \text{ км}$  в районах континентальных окраин. Возраст, слагающих её пород не превышает  $170$  млн лет. Но главное отличие – отсутствие в составе океанической коры гранитно-гнейсового слоя, характерного для континентальной коры. Первый с поверхности слой океанической коры осадочный. Его мощность составляет первые десятки или сотни метров в центральных областях океанов, но может увеличиваться до  $15\text{--}20 \text{ км}$  вблизи переходных зон от континента к океану и особенно в местах впадения в океан крупных речных систем. Под слоем осадочных пород располагается второй слой, общей мощностью  $1,5\text{--}2 \text{ км}$ , в верхней части сложенный базальтовыми подушечными лавами с комплексом параллельных даек долеритов в основании. В третьем слое – габбро-перидотитовом, общей мощностью  $2\text{--}5 \text{ км}$ , массивные габбро в нижней части слоя чередуются с ультраосновными породами (рис.17). Береговая линия, разделяющая сушу и океан, не является границей перехода континентальной коры в океаническую, поскольку эта смена происходит примерно в средней части материкового или континентального склона.



а



б



в



Рис.17. Породы, характерные для океанической коры: базальт (а), перидотит (б), габбро (в)

Следует отметить, что кора океанического типа развита не только в современных океанах и некоторых глубоководных впадинах внутренних морей. Фрагменты океанической коры прошлого встречаются и внутри складчатых поясов континентов в виде пород *офиолитовой ассоциации*, включающей осадочные, вулканогенные и полнокристаллические основные и ультраосновные породы, которые представляют тектоническую смесь этих пород, находящуюся в хаотическом залегании (меланж).

**Минеральный состав земной коры.** Рассмотрим более подробно, каков же минеральный состав земной коры, и помогут нам в этом коллекции пород и минералов Музея землеведения МГУ, расположенные в витринах в залах № 3-7 и № 8-12 музея. Земная кора сложена различными горными породами, образующимися в ее недрах или на поверхности в ходе различных геологических процессов. Они состоят из минералов, их обломков или обломков других горных пород. По условиям образования выделяют породы магматического, осадочного и метаморфического происхождения.

*Магматические горные породы* образуются на поверхности (вулканические) или в толще земной коры (плутонические и гипабиссальные) в результате охлаждения и затвердевания магмы, представляющей собой огненно-жидкий силикатный расплав вещества земной коры или мантии. По содержанию кремнезема они подразделяются на шесть отрядов: некремнеземистых или низкремнеземистых –  $<30\% \text{ SiO}_2$ ; ультраосновных –  $30\text{--}45\% \text{ SiO}_2$ ; основных –  $45\text{--}52\% \text{ SiO}_2$ ; средних –  $52\text{--}63\% \text{ SiO}_2$ ; кремнекислых –  $63\text{--}78\% \text{ SiO}_2$ ; высококремнеземистых (ультракремнекислых) –  $>78\% \text{ SiO}_2$ . Самыми распространенными на Земле магматическими вулканическими или как их еще называют излившимися породами, являются базальты (см. рис.17 а). Согласно классификации магматических пород по содержанию в них кремнезема, они относятся к основным породам. А самой распространенной плутонической или глубинной породой является *гранит* относящийся к кислым породам (см. рис.16 а). Его содержание в континентальной земной коре составляет около 90%.

*Осадочные горные породы* образуются на поверхности земной коры в результате переотложения продуктов выветривания и разрушения различных горных пород (обломочные), химического выпадения осадка из воды, жизнедеятельности организмов или действия всех этих процессов одновременно. Самыми распространенными осадочными породами являются *глины, известняки, пески и песчаники* (рис.18).

а



б



в



*Рис.18. Самые распространенные осадочные породы в земной коре: глина (а), известняк (б), песчаник (в)*

*Метаморфические горные породы* возникают в недрах Земли в результате преобразования в твердом состоянии магматических или осадочных пород под воздействием повышенной температуры, давления и флюидов, представляющих собой водно-углекислые, газовой-жидкие или жидкие растворы. Наиболее известными метаморфическими породами являются *гнейсы, хлоритовый, кристаллический и другие сланцы* (рис.19).



*Рис.19. Наиболее распространенные метаморфические породы: хлоритовый сланец (а), кристаллический сланец (б)*

Генетически магматические породы первичны, а большинство осадочных и метаморфические являются результатом их разрушения и преобразования.

**Химический состав земной коры.** Земная кора сложена различными породами – магматическими, осадочными и метаморфическими, состоящими из определенных минералов, представляющих собой разнообразные химические соединения. Американский геохимик Ф. Кларк впервые, в 1889 г. проведя тысячи анализов образцов горных пород, определил среднее количественное содержание химических элементов в земной коре и рассчитал ее средний состав. Впоследствии в его честь среднее содержание химических элементов в земной коре стали обозначать *кларковым числом* или *кларком элемента*, выраженным в процентах или в г/кг.

Из 93 химических элементов, установленных в земной коре, 99,99 % приходится на O<sub>2</sub>, Fe, K, H<sub>2</sub>, Si, Ca, Mg, C, Al, Na и Ti и лишь 0,01 % составляют остальные элементы. Согласно данным А.П. Виноградова кларки этих одиннадцати наиболее распространенных химических элементов в земной коре составляют (вес. %): кислород — 47,20; железо — 5,10; калий — 2,64, водород — 0,15; кремний — 27,60; кальций — 3,60; магний — 2,10; углерод — 0,10; алюминий — 8,30; натрий — 2,64; титан — 0,60.

Мы уже выяснили, что на Земле существует два типа коры – континентальная и океаническая, химический состав которых различен. В составе континентальной коры



преобладают оксиды кремния, натрия, калия и фосфора, а для океанической коры наиболее характерны оксиды алюминия, кальция, железа, титана и марганца.

В целом, минеральный состав земной коры представлен преимущественно *полевыми шпатами, кварцем, слюдой, глинистыми минералами, пироксенами и амфиболами* (рис.20). Многие породообразующие минералы можно увидеть в витринах Музея землеведения МГУ в залах №3-7 и № 8-12 на 28 и 27 этажах.

а



б



в



г



Рис.20. Основные породообразующие минералы земной коры: полевошпат (а), кварц (б), пироксен (в), биотит (г)

Следует отметить, что разновидности и минералогический состав пород, слагающих континентальную кору очень разнообразен, что свидетельствует о разнообразии процессов их формирующих. Состав пород океанической коры очень близок во всех океанах, что свидетельствует о единстве их происхождения, посредством выплавления из мантии.

**Мантия Земли**, залегающая на глубинах от 30–40 до 2900 км и занимающая до 82% объема нашей планеты, традиционно подразделяется на верхнюю и нижнюю,

граница между которыми проходит на глубине 660 км. Однако ряд ученых считает, что строение мантии более сложное.

Верхняя часть верхней мантии в интервале глубин от 75 до 350–400 км характеризуется резким снижением скоростей сейсмических волн, отмеченным в 1926 году Б. Гутенбергом (рис.21).

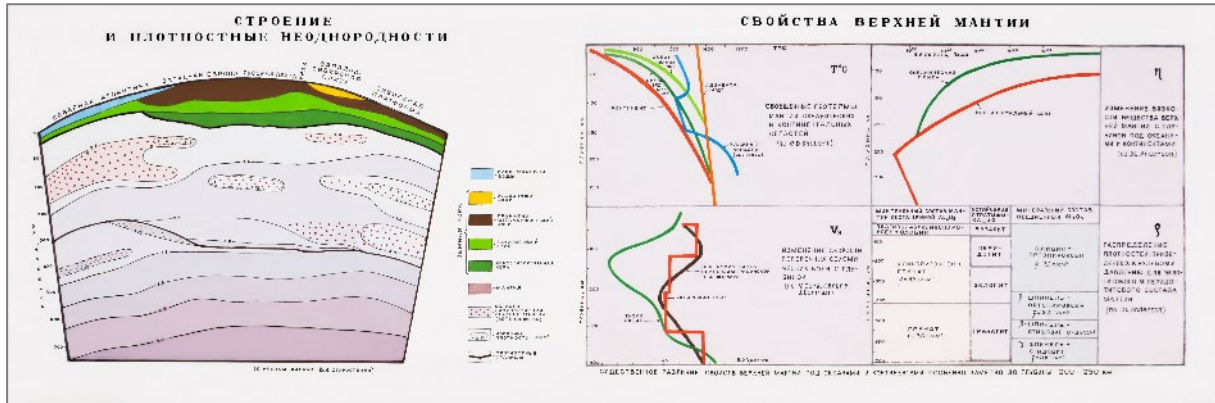


Рис.21. Структура верхней мантии (Дубинин, Белая, 2014)

Астеносфера – пластичная оболочка мантии, вещество в которой вследствие высоких температур частично расплавлено. Именно на этом основании здесь выделяется очень важный для понимания тектонических процессов слой – *астеносфера*, обладающий пониженной вязкостью и плотностью, что вероятно обусловлено наличием частично расплавленного вещества, около 1–2% общей массы. Этот слой в геологическом масштабе времени ведет себя как вязкая жидкость, которая способна к медленному течению из областей высокого давления в области пониженного давления, выравнивая его. Мощность астеносферы от нескольких до 200 км. Нижней усредненной границей астеносферы является глубина примерно 410 км. Считается, что астеносфера – главная область рождения первичных магматических расплавов основного состава.

Вещество астеносферы характеризуется пониженными значениями скоростей сейсмических волн ( $V = 7,6$  км/с) и плотности ( $\rho = 3,25-3,33$  г/см<sup>3</sup>), повышенной электропроводностью, пониженной вязкостью ( $\eta_o = 10^{19}-10^{20}$  П под океанами;  $\eta_k = 10^{21}-10^{22}$  П под континентами).

То, что находится выше астеносферы, называется литосферой. Это каменная оболочка Земли, все компоненты которой находятся в твердом кристаллическом состоянии. Она включает земную кору и часть верхней твердой мантии, определяемую также как наастеносферный слой, или мантия литосферы. Характерным признаком



литосферы является ее жесткость и прочность. Подошву литосферы можно связать с изотермой  $\approx 1100\text{--}1300^\circ\text{C}$  соответствующей началу плавления наименее тугоплавкой базальтовой составляющей мантии. В океанах толщина литосферы меняется от нескольких километров под рифтовыми долинами срединно-океанических хребтов (СОХ) до примерно 100 км на периферии океанов. Под щитами континентов толщина литосферы достигает от 200–250 до 300–350 км.

Для геодинамики литосферы важны два обстоятельства:

1) Даже оставаясь в твердом состоянии, вещество астеносферы механически ослаблено и в нем может идти процесс ползучести, за счет которого астеносфера в геологических масштабах времени ведет себя как вязкая жидкость. Астеносфера легко деформируется под действием напряжений за счет пластичности вещества, что обусловлено его частичным плавлением (несколько %).

2) Астеносфера выражена глобально, хотя ее глубина, мощность и физические свойства варьируют в широких пределах.

Именно астеносферный слой служит конвейером, по которому перемещаются литосферные плиты. Глубина залегания астеносферного слоя под океанами 50–60 км, а под континентами в среднем 80–100 км. Однако ученые считают, что распространение астеносферного слоя довольно сложное. Иногда его верхняя граница под срединно-океаническими хребтами поднимается до глубины 2–3 км.

Внешняя область твердой оболочки Земли – земная кора и верхняя мантия до глубины 660 км, представляющая собой зону проявления тектонических и магматических процессов, называется *тектоносферой*.

Вещественный состав верхней и нижней мантии может быть определён только предположительно на основе геофизических и экспериментальных данных. На стенде «Земля», расположенном в зале №2 музея показаны схемы с предполагаемым химическим составом внутренних сфер Земли (рис.22). Для пород мантии характерна большая плотность, химические преобразования и фазовые переходы. Предположительный химический состав пород верхней мантии включает Si, Mg, Fe, Al, Ca и O (по Ю.М. Пушаровскому, Д.Ю. Пушаровскому, 1998). Вероятно, она сложена ультраосновными (30–45%  $\text{SiO}_2$ ) породами типа перидотитов (см. рис.176), обеднёнными  $\text{SiO}_2$  и обогащенными Fe и Mg. На глубинах более 400 км минералы приобретают более плотно упакованную кристаллическую решетку, образуя новые

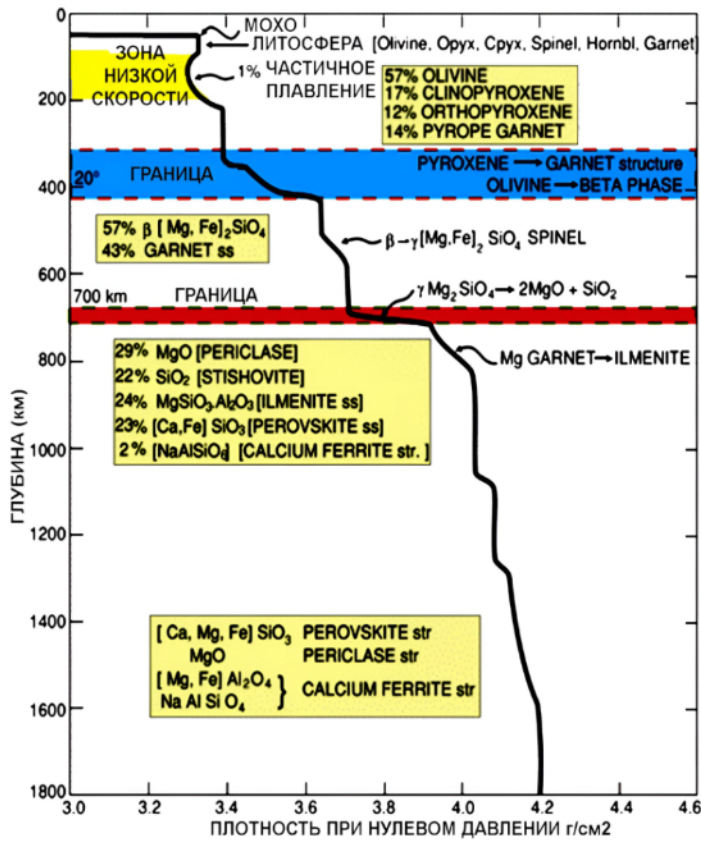


Рис. 22. Схема фазовых переходов в Земле (Рингвуд, 2008; Иванов и др., 2017)

минеральные ассоциации, содержащие пироксены, гранат, оливин со структурой перовскита. Петрологический состав нижней мантии изучен плохо и определение его возможно только на основе экспериментальных данных. По-видимому, вещество нижней мантии характеризуется относительной трансформацией оливина в *магний-перовскит* и *магнезиовюстит*.

Доказательством этого служат физические свойства мантии, которые хорошо согласуются с экспериментально

определёнными свойствами ультраосновных пород. Кроме того, средний химический состав каменных метеоритов, принятый за модель состава мантии, соответствует ультраосновным породам. Эксперименты показывают, что только ультраосновные породы могут быть источником базальтовых расплавов, возникающих при частичном плавлении астеносферы.

Между мантией и ядром Земли на глубине 2700–2900 км располагается переходный слой D'', являющийся возможным источником, так называемых *плюмов* (рис.23).

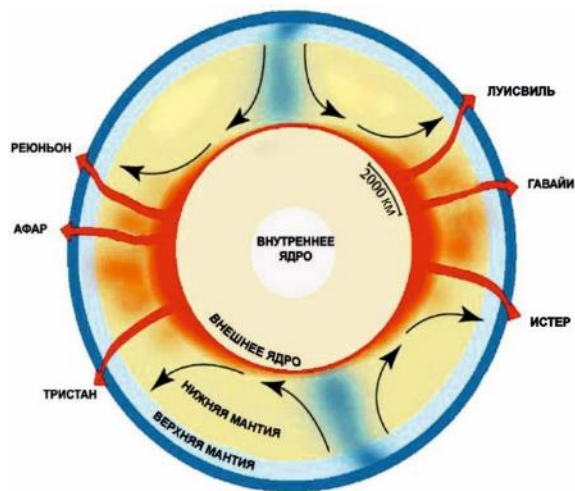


Рис.23. Схема положения мантийных струй (Millfrd F., et al., 2006)

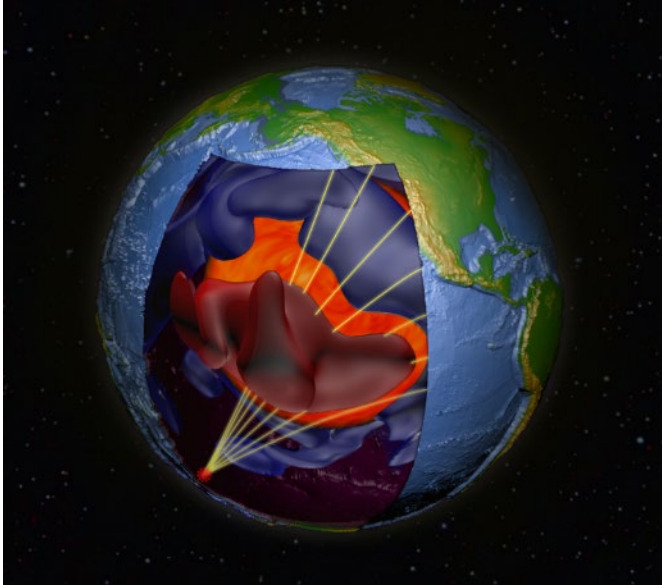


Рис.24. Ядро Земли не симметрично и в нем, по мнению японских ученых, идут процессы кристаллизации. Схема исследования (Японское агентство науки и технологии Океана и Земли, 2009)

**Ядро.** Ниже 2900 км располагается ядро Земли, которое можно подразделить на внешнее и внутреннее. Через внешнее ядро не проходят сейсмические S-волны, поэтому считается, что внешнее ядро находится в расплавленном состоянии. Состав как внешнего, так и внутреннего ядра непосредственно не известен, но довольно определённо может быть оценён (рис.24).

Эксперименты показывают, что при давлениях в ядре более 1,5 Мбар, его геофизические параметры близки к физическим свойствам

железных метеоритов, состоящих из сплава Fe и Ni. Кроме того, данные гравиметрии дают плотность внешнего ядра примерно  $12 \text{ г/см}^3$ , что на 10% меньше плотности чистого сплава Fe и Ni, т.е. в состав жидкого ядра должно входить некоторое количество «легких» элементов. Самым вероятным кандидатом присутствия в ядре является сера (S), образующая в сплаве с железом минерал *троилит* – редкий минерал, сульфид железа (FeS), а менее вероятно присутствие минерала кремния (Si). Таким образом, внешнее ядро на 84 % состоит из Fe+Ni, а 10–20% составляет S или, что маловероятно Si; химический состав внутреннего ядра представлен Fe+ Ni.

Земля является динамически активной планетой. В верхних оболочках протекают процессы тектоники плит и тектоники плюмов (рис.25). Литосферные плиты постоянно перемещаются друг относительно друга, их края сталкиваются, раздвигаются или смещаются, образуя, соответственно, конвергентные (субдукция и коллизия), дивергентные (спрединг) и трансформные границы.

Механизм перемещения литосферных плит связан с

мантийной конвекцией и, по мнению большинства ученых, эта крупномасштабная конвекция, охватывает верхнюю и нижнюю мантию. Под осями спрединга действуют восходящие потоки конвекции, а в зонах субдукции – нисходящие, где тяжелая океаническая кора опускается вниз до глубины 660 км, а иногда опускающийся слэб прослеживается до подошвы нижней мантии. С границы мантия-ядро поднимаются так называемые мантийные плюмы, представляющие собой разогретое мантийное вещество.

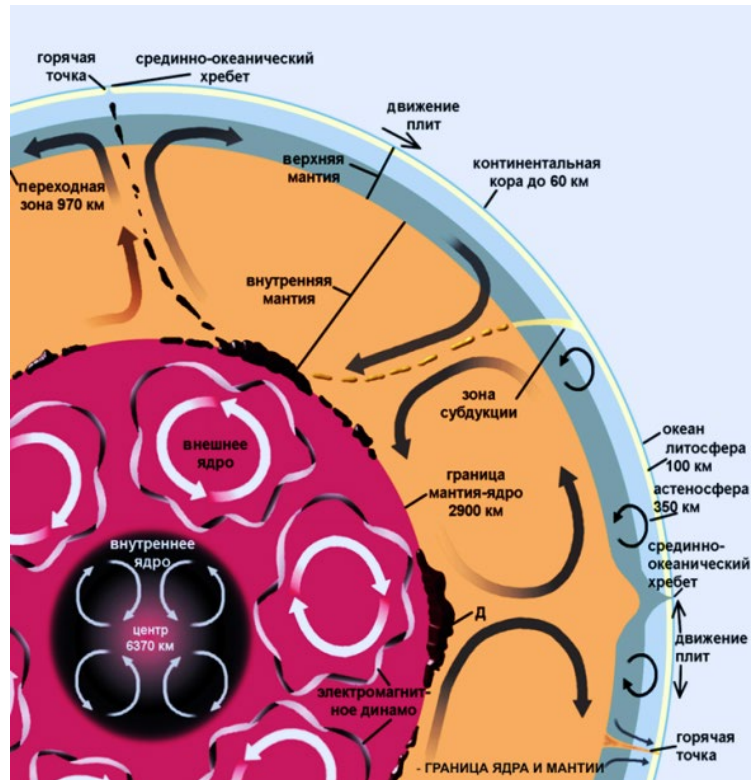


Рис.25. Структура и динамика Земли  
(Корн С. Пауэлл, 1991)

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛУБИННОГО ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

Земля является крупнейшей по диаметру, массе и плотности среди планет земной группы. Она состоит из нескольких внутренних геосфер, имеющих разный состав и плотность. По современным оценкам масса Земли равняется  $5,9736 \times 10^{24}$  кг. Но это значение не является постоянной величиной, поскольку на нее влияют многочисленные факторы. Так масса Земли может увеличиваться в результате выпадения на ее поверхность космической пыли, падения метеоритов и др. и эта величина составляет примерно 40 тыс. тонн в год.

Исходя из массы и объема Земли, можно рассчитать ее среднюю плотность, ускорение свободного падения и другие параметры. Однако плотность внутри Земли распределена неравномерно, четко обозначаются скачки плотности на границах геосфер, т.е. между земной корой и мантией, между мантией и ядром и т.д., что связано с разным химическим составом ее оболочек (рис.26).

Если средняя плотность Земли по данным гравиметрии  $5,5153 \text{ г/см}^3$ , а плотность пород земной коры от  $2,4$  до  $3,0 \text{ г/см}^3$ , то, разумеется, что среднюю плотность должны обеспечивать плотная мантия и очень плотное ядро. Это и понятно, поскольку в объеме Земли кора занимает

всего 1,5%, мантия – 82,3%, а ядро – 16,2%. Главными источниками информации, используя которые можно определить плотность вещества на глубине являются сейсмические волны, именно их скорость, а также экспериментальные данные по фазовым изменениям вещества в условиях высокого давления и температуры. Расчеты

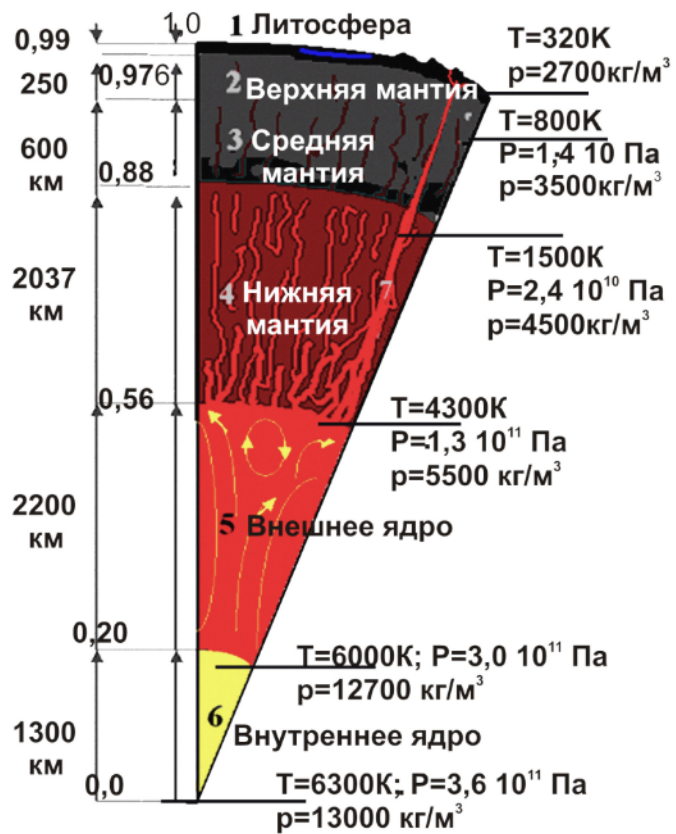


Рис. 26. Комплексный глубинный разрез Земли. 1 – земная кора; 2–4 – мантия (2 – верхняя, 3 – средняя, 4 – нижняя); 5–6 – ядро (5 – внешнее, 6 – внутреннее (Иванов и др., 2017)



показывают, что плотность вещества Земли с глубиной растет. Так на границе земной коры и мантии плотность равна 3,1–3,5 г/см<sup>3</sup>. В мантии она постепенно увеличивается до 5,5 г/см<sup>3</sup>, а на границе Гутенберга, на глубине 2900 км скачкообразно возрастает до 10 г/см<sup>3</sup>. Во внешнем ядре плотность пород изменяется от 11,4 до 13,8 г/см<sup>3</sup>, достигая значения 14,3 г/см<sup>3</sup> в центре внутреннего ядра. На основании изменения плотности в недрах Земли можно рассчитать, как меняется с глубиной давление. Эти изменения связаны со сжатием за счет веса вышележащих пород, фазовых переходов вещества и различием в химическом составе оболочек. Согласно расчетам, давление во внутренних оболочках постепенно увеличивается. На границе Мохоровичича оно составляет  $0,9 \cdot 10^{10}$  Па, в мантии –  $1,3 \cdot 10^{11}$  Па, во внешнем ядре давление равно  $3,4 \cdot 10^{11}$  Па, а в центре ядра достигает  $3,6 \cdot 10^{11}$  Па.

### **Физические поля Земли**

Физическое поле – это пространство, в котором проявляются физические свойства материального объекта в результате его взаимодействия с окружающей средой. Физические поля связывают составные части вещества в единые системы и передают с конечной скоростью действие одних частиц на другие. В пределах Земли и ее ближайшего околоземного пространства природные физические поля принято называть геофизическими. От обычных физических они отличаются большей сложностью, что определяется неоднородностью состава и строения планеты. Геофизические поля обеспечивают связь в Земле массивов горных пород в единые системы геологических тел, осуществляют передачу действия одних геологических тел на другие, удерживают гидросферу и атмосферу, поддерживают процессы переноса энергии, необходимые для существования жизни на Земле. Через геофизические поля осуществляется взаимодействие Земли как планеты с Солнцем и со всем остальным космическим пространством.

Геофизические поля удобно разделять на два класса – естественного и искусственного происхождения. Естественные поля возникают в силу особенностей состава и строения Земли без влияния человека, а искусственные или наведенные, возникают в результате воздействия на планету человеком, и обусловлены работой механизмов и машин, энергетических установок, транспортных средств, средств связи и других источников.

К основным естественным геофизическим полям, которыми обладает Земля, относятся гравитационное поле или поле силы тяжести, тепловое и геомагнитное. На стенде «Земля» в зале №2 музея, а также на экспозиционном комплексе, посвященном геофизическим методам изучения Земли в зале №7 Музея землеведения изображены карты различных геофизических полей Земли и представлены основные принципы геофизических исследований.

### Гравитационное поле

Гравитационное поле Земли – это поле силы тяжести, которое действует повсюду на Земле и направлено по отвесу к поверхности геоида. Сила тяжести является равнодействующей силы притяжения Земли и центробежной силы, возникающей вследствие суточного вращения нашей планеты вокруг своей оси. Величина силы тяжести уменьшается от полюсов, где она равна  $9,832 \text{ м/с}^2$  до  $9,780 \text{ м/с}^2$  на экваторе, т.е. ее значение на экваторе примерно на 0,5% меньше, чем на полюсах.

В рамках классической физики гравитационное взаимодействие описывается «законом всемирного тяготения» Ньютона, который гласит: сила гравитационного притяжения между двумя материальными точками с массами  $m_1$  и  $m_2$  пропорциональна обеим массам и обратно пропорциональна квадрату расстояния между ними:

$$F_1=F_2= G (m_1 \cdot m_2 / R^2)$$

где  $G$  – гравитационная постоянная, приблизительно равная  $6,673 \times 10^{-11} \text{ м}^3 / (\text{кг} \cdot \text{с}^2)$ ,  
 $R$  – расстояние между точками.

Наличие всемирного тяготения приводит к представлению о гравитационном поле, разновидности силового поля, в пределах которого на каждое тело действует сила, прямо пропорциональная массе этого тела. Не только крупные объекты окружены гравитационным полем или полем тяготения. Гравитационное поле – поле, которое создает вокруг себя любое тело, обладающее массой. Посредством гравитационных полей взаимодействуют все физические объекты, такие как Земля и Луна, все планеты Солнечной системы, звезды, галактики и др.

Величина силы тяжести на земной поверхности зависит и от фигуры Земли и от распределения плотности внутри нее. Если бы Земля имела форму сфероида и равномерное распределение массы, то гравитационное поле не менялось бы. Но поскольку реальная форма Земли отличается от сфероида, а распределение массы внутри Земли неравномерное, то образуются аномалии силы тяжести, представляющие

собой разницу между нормальным, т.е. теоретическим гравитационным полем и наблюдаемым реальным в той же точке. Эти аномалии могут быть вызваны различным вещественным составом пород, их плотностью, а также разнообразным рельефом. Распределение аномалий силы тяжести на земной поверхности позволяет получить представление о строении глубоких слоев Земли и их равновесном состоянии. На карте гравитационного поля, помещенной на стенде «Земля» в зале №2 музея (рис. 27) положительные значения аномалий показаны красным цветом, отрицательные – синим. Если сравнить эту карту с рельефом Земли, то можно увидеть, что участки повышенных значений гравитационного поля часто соотносятся с некоторыми горными системами, такими как Гималаи, Анды и др., а пониженные значения зафиксированы в пределах ряда абиссальных котловин Тихого океана. Однако это наблюдается не всегда. Например, для южной части Индийского океана или севера Атлантического характерны положительные аномалии гравитационного поля. В тоже время отрицательные значения гравитационного поля, показанные синим цветом, наблюдаются на континентах – на северо-востоке Северной Америки, в Центральной Азии. В этом случае аномалии могут быть связаны с различной плотностью вещества внутренних геосфер Земли.

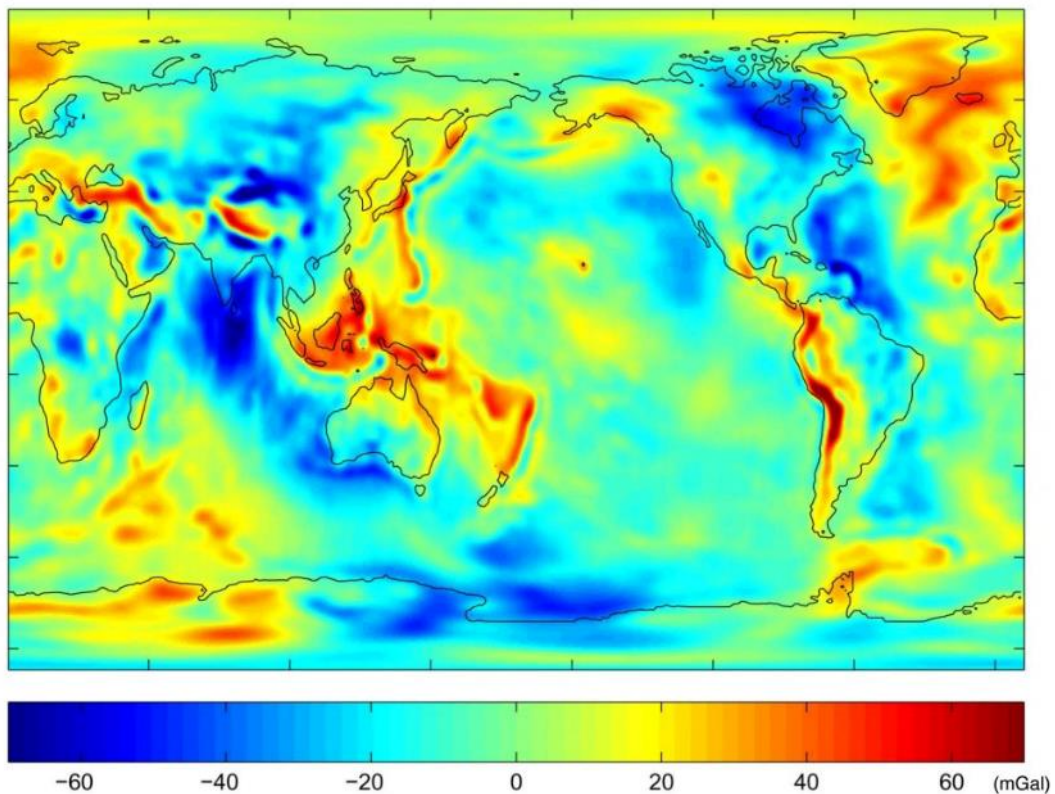
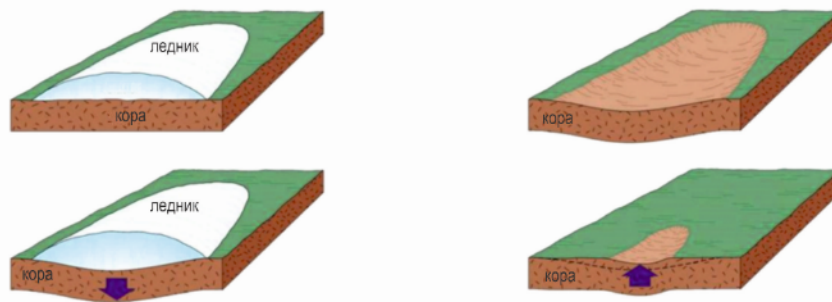


Рис.27. Карта гравитационного поля, стенд «Земля», зал №2 (NASA and German Aerospace Center, Иванов и др., 2017)

Таким образом, не всегда возвышенности вызывают увеличение силы тяжести, а впадины ее уменьшение. Это связано с таким явлением, как *изостазия* – стремлением земной коры к уравниванию за счет мантии (астеносферы), предполагающим, что избыток или недостаток масс на поверхности Земли компенсируется обратным по знаку перераспределением масс в ее недрах. Предполагается, что внутри Земли на глубинах, превышающих некоторый уровень, происходит изостатическая компенсация поверхностных масс, выражающаяся в растекании подкорового вещества из мест его избытка на поверхности к периферии и выравнивании давления вышележащих слоев вследствие стремления земной коры к гидростатическому равновесию. Механизм изостатической компенсации приводит к тому, что внешние оболочки Земли реагируют на приложенную к ним или снятую с них поверхностную нагрузку соответствующими движениями и перераспределением масс в глубоких недрах Земли (рис. 28).

#### Реакция коры на ледниковую нагрузку



Ледниковая нагрузка добавляет избыточную массу. Это приводит к погружению коры.

Отступление ледника приводит к постепенному поднятию земной коры (гляциоизостазия).

Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.

Рис.28. Реакция земной коры на ледниковую нагрузку, стенд «Геофизические методы исследований», зал №7.

Гравитационное поле Земли сформировалось в процессе рождения планеты и если оно и менялось на протяжении истории её существования, то очень плавно, эволюционно. Именно гравитационное поле сформировало современный облик Земли, способствовало образованию атмосферы и гидросферы и удерживает их. Оно обеспечивает перемещение горных пород в пределах Земли, а также движение водных, ледовых и воздушных масс по ее поверхности.



## Тепловое поле Земли

Источниками теплового поля Земли являются энергия Солнца и тепло, выносимое из недр Земли. Тепловая энергия Солнца определяется солнечной постоянной, которая равна суммарному потоку солнечного излучения, проходящего за единицу времени через площадку, ориентированную перпендикулярно потоку, на расстоянии 1 а.е. (астрономическая единица равна примерно 150 млн км) от Солнца вне земной атмосферы. По данным внеатмосферных измерений солнечная постоянная составляет примерно  $1370 \text{ Вт/м}^2$ , и это значение за более чем столетний период астрономических наблюдений не изменялось более чем на несколько десятых долей процента. О процессах, происходящих в околоземном пространстве, можно узнать в зале №2 Музея землеведения, где расположены стенды «Земля» (см. рис.1) и «Солнечно-земные связи» (рис.29).

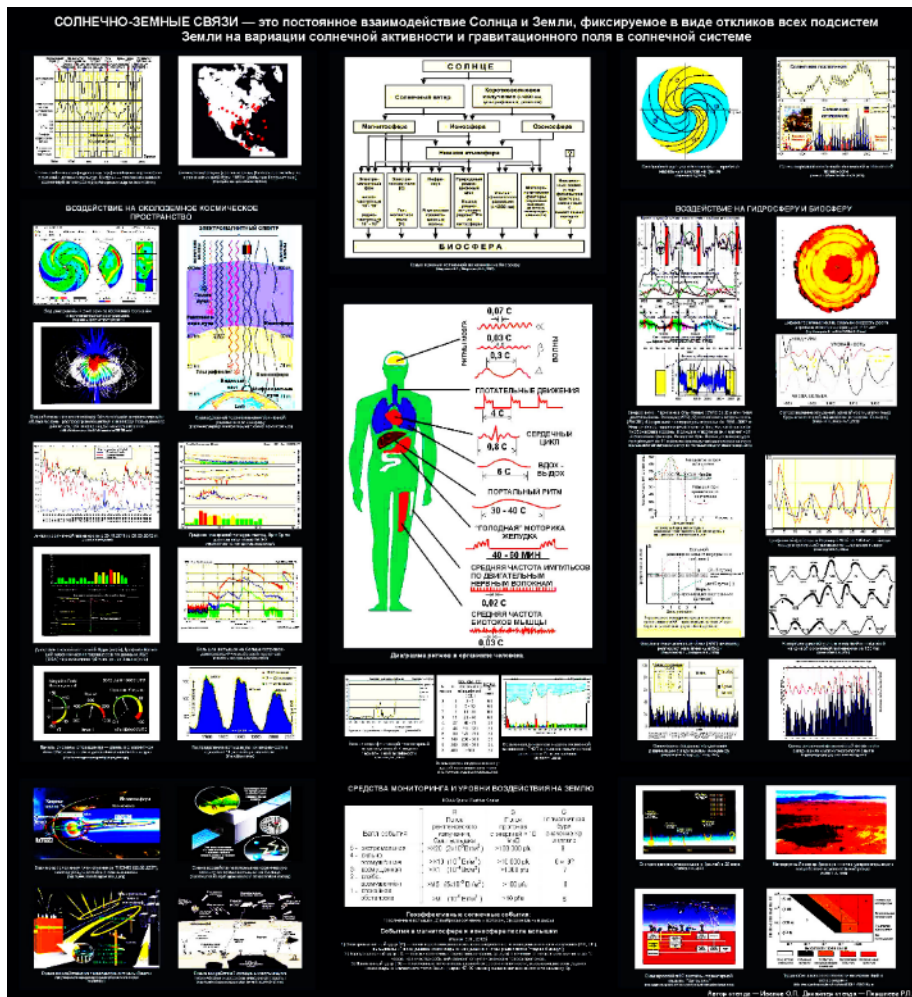


Рис.29. Общий вид стенда «Солнечно-земные связи», расположенного в зале №2 Музея землеведения МГУ

Земля получает значительное количество энергии от Солнца, но это составляет всего лишь половину миллиардной доли его общего излучения. Да к тому же часть его уходит обратно в космическое пространство. Солнечная радиация – главный источник энергии для всех физико-географических, геологических и биологических процессов, происходящих на земной поверхности и в атмосфере (рис.30). Количество солнечной радиации поступающей на Землю, зависит от высоты Солнца, времени года, прозрачности атмосферы, поэтому количество получаемой и отраженной Землей солнечной теплоты неодинаково для различных широт. Среднегодовая температура приземных слоев атмосферы в каждом полушарии закономерно снижается от экватора к полюсам. Это обусловило широтное развитие климатической зональности на планете.

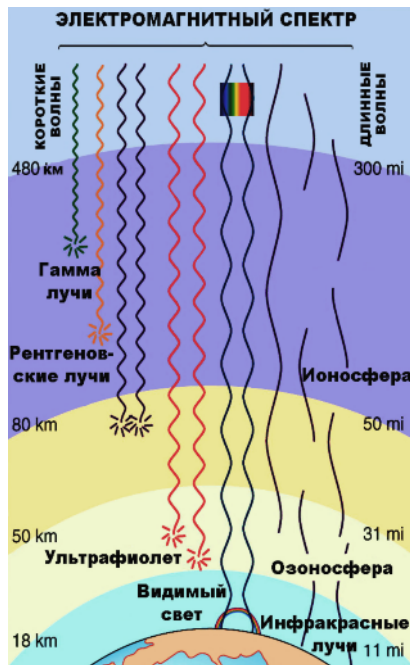


Рис.30. Схема уровней проникновения солнечной радиации в атмосферу (Иванов, 2015)

Ниже земной поверхности влияние солнечной теплоты постепенно снижается, в результате чего на некоторой глубине наблюдается *пояс постоянной температуры* или *нейтральный слой*, где колебания годовой температуры не чувствительны и равны среднегодовой температуре местности. Глубина этого пояса в различных районах Земли изменяется от нескольких до 30 метров. Так в Москве нейтральный слой находится на глубине 20 м, где постоянная температура держится на уровне  $+4,2^{\circ}\text{C}$ , а в Санкт-Петербурге на той же глубине температура равна  $+6,1^{\circ}\text{C}$ .

Ниже этого нейтрального слоя температура пород с глубиной начинает постепенно расти. Увеличение температуры наблюдалось в многочисленных скважинах и шахтах, но скорость её роста в разных местах земного шара различна. Увеличение температуры с глубиной в градусах на единицу глубины называется *геотермическим градиентом*. Его среднее значение равно  $30^{\circ}\text{C}$  на 1 км глубины или  $3^{\circ}\text{C}$  на 100 м. Обратная величина – *геотермическая ступень* характеризуется интервалом глубины в метрах, на котором температура пород повышается на  $1^{\circ}\text{C}$ . Средняя геотермическая ступень составляет 33 м/ $1^{\circ}\text{C}$ .

Наблюдаемое увеличение температуры с глубиной связано с тепловым потоком, исходящим из глубинных недр Земли. Но что является источниками тепла внутри

Земли, если солнечное тепло проникает вглубь только на незначительную глубину? Наиболее важным процессом, генерирующим тепло в недрах Земли, считается радиогенная теплота, связанная с распадом изотопов урана, тория, калия и других радиоактивных элементов, рассеянных в горных породах. Его мощность приблизительно в 1,5 раза превышает суммарную мощность всех остальных планетарных источников тепловой энергии. Наибольшее количество радиоактивных веществ в литосфере содержат граниты, которые и обеспечивают максимальную величину теплового потока, проходящего через литосферу снизу вверх.

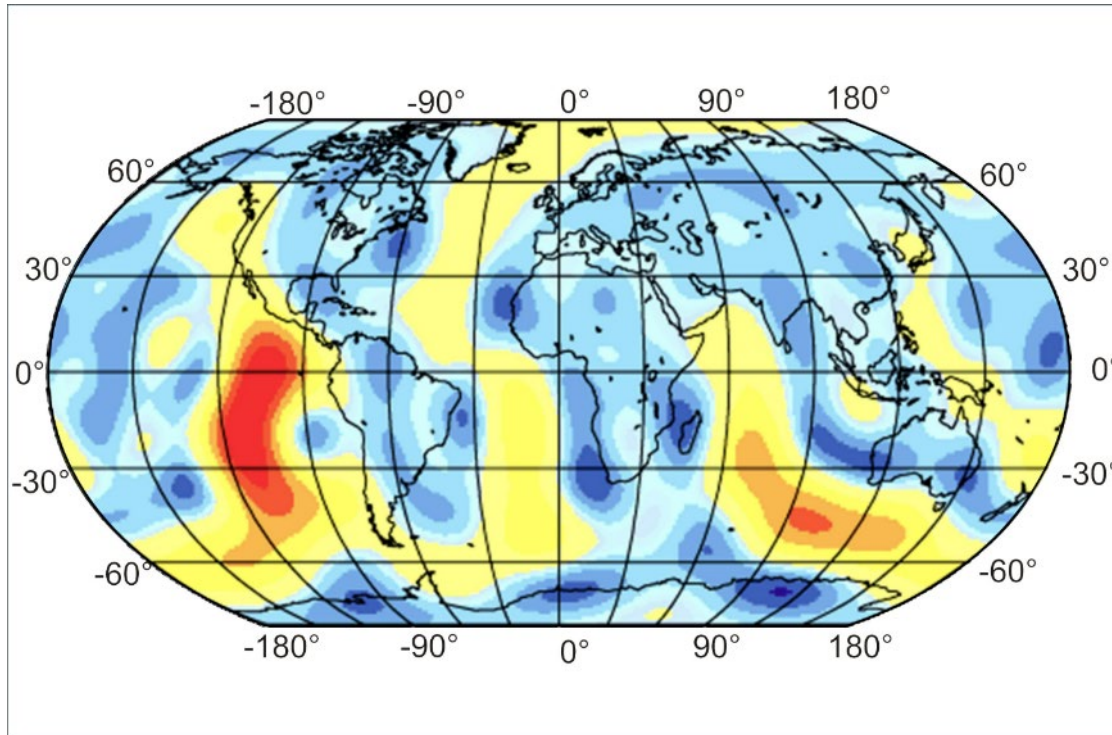
Другим важным источником является гравитационная дифференциация недр Земли, вызванная перераспределением вещества, благодаря которой планета разделена на оболочки по плотности. Значение других дополнительных источников внутренней теплоты очень незначительно. Это может быть приливное течение в твердой литосфере, возникающее из-за замедления скорости вращения Земли вследствие гравитационного взаимодействия с Луной.

Данные палеонтологии свидетельствуют о том, что в прошлом температурное поле Земли значительно изменялось, но происходили изменения в основном постепенно. Только отдельные участки земной поверхности периодически подвергались резким изменениям температуры.

Проведенные исследования показали, что значения теплового потока на континентах и в океанах значительно различаются. Пониженный тепловой поток наблюдается в пределах древних платформ на континентах или в пределах абиссальных котловин Мирового океана. Участки повышенного теплового потока зафиксированы в орогенах континентов, в пределах рифтовой части срединно-океанических хребтов. На карте теплового поля по мере смены окраски от темно-синего до красного хорошо видно, где и как величина теплового потока возрастает. Карта наглядно демонстрирует районы повышенных значений теплового потока, приуроченных к линейным зонам рифтов срединно-океанических хребтов. Особенно экстремальное выделение тепла, достигающее  $350 \text{ мВт/м}^2$ , показанное красным цветом, наблюдается в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия и Юго-Восточного Индийского срединного хребта (рис.31).

Температура с глубиной увеличивается, но как определить ее значение? Что влияет на ее изменение и как она меняется? Это очень непростая задача. Известно, что в астеносфере, в верхней мантии наблюдается частичное плавление вещества, с которым связан планетарный магматизм (температура лавы, изливающейся на

поверхность 1100–1250°C). Имеется и жидкое (расплавленное) внешнее ядро и твёрдое внутреннее. Это свидетельствует о различной активности геосфер Земли и разной теплопроводности горных пород.



*Рис.31. Карта теплового поля Земли. Стенд «Земля».  
(Pollack, Hurter and Johnson, 1993)*

Вопрос определения температуры во внутренних оболочках Земли основывается на многих косвенных показателях. Так, какой же надо ожидать температуру в мантии и ядре? Несмотря на дискуссионность вопроса, можно предположить, что температура с глубиной продолжает нарастать. Наиболее реалистичная модель предполагает температуру в основании земной коры примерно в 500°C. Исследования перехода оливина в шпинель, который происходит на глубине около 400 км, показали, что температура в этой зоне должна равняться согласно расчетам  $1600 \pm 50^\circ\text{C}$ . На границе мантии и ядра она может составлять 2000–3500°C, а вот в центре Земли температура вряд ли существенно превышает 4000°C.

### **Магнитное (геомагнитное) поле Земли**

Магнитное поле представляет собой пространство, где действуют магнитные силы, а Земля является гигантским магнитом с силовым полем вокруг него.



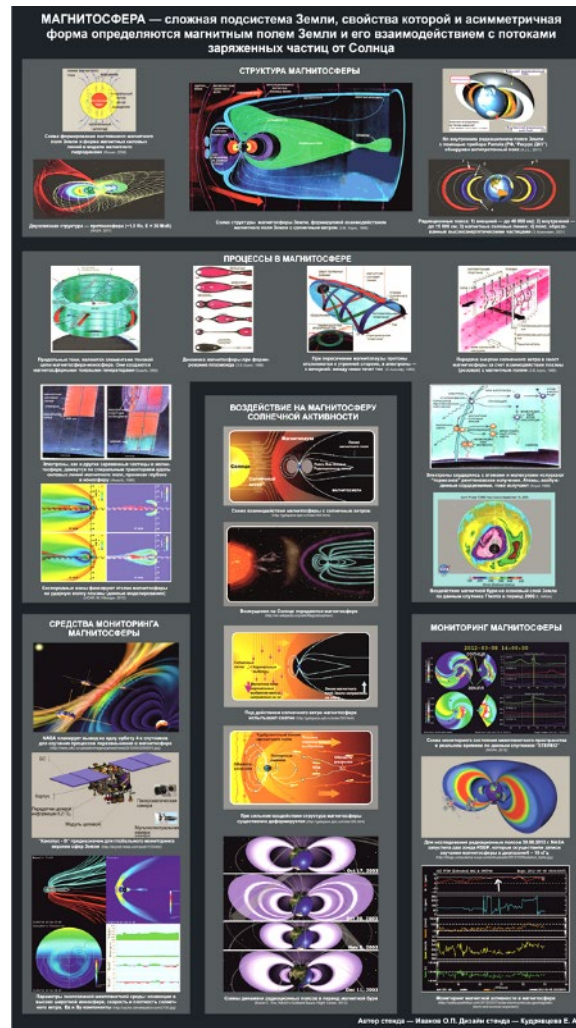


Рис. 32. Общий вид стенда «Магнитосфера», зал №2 Музея землеведения МГУ

Именно магнитное поле играет важнейшую роль в жизни Земли, поскольку регулирует в основном солнечно-земные взаимодействия и защищает поверхность планеты от проникновения частиц высокой энергии из космоса. О процессах, происходящих в околоземном пространстве, можно узнать в зале №2 «Земля во Вселенной» Музея, где расположены стенды «Земля» (см. рис.1) и «Магнитосфера» (рис.32), а также в зале №7 в экспозиции «Геофизические методы исследований».

Так что же представляет собой магнитное (геомагнитное) поле Земли? Наблюдаемое на поверхности Земли геомагнитное поле складывается из главного, аномального и внешнего. *Главное*, или *основное* геомагнитное поле генерируется внутривоздушными источниками, *аномальное* поле, создается намагниченными горными породами, *внешнее*, или *переменное*, геомагнитное поле, связано с солнечно-земными взаимодействиями (см. рис.29).

Магнитное поле изображают замкнутыми силовыми линиями, которые проводят так, чтобы их направление в каждой точке поля совпадало с направлением вектора магнитной индукции. В первом приближении Землю можно считать геоцентрическим магнитным диполем, ось которого проходит через ее центр (рис.33).

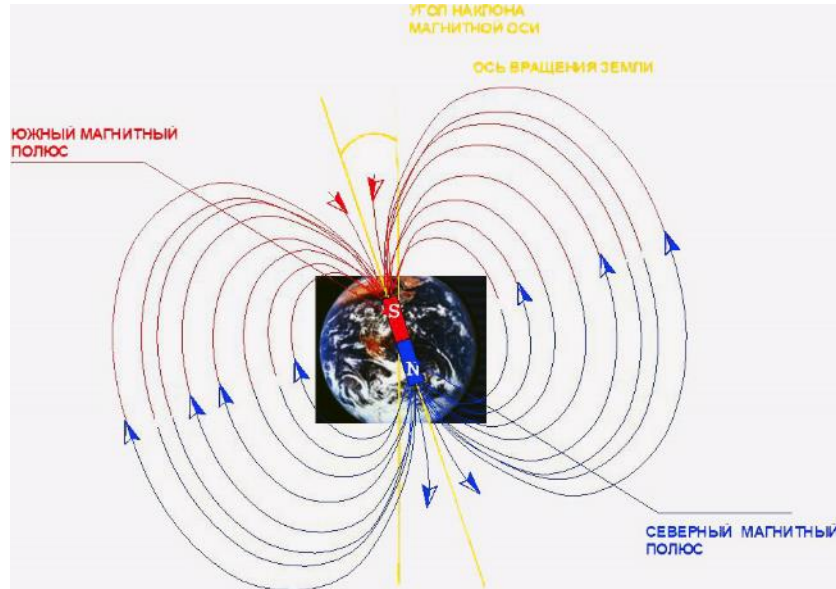
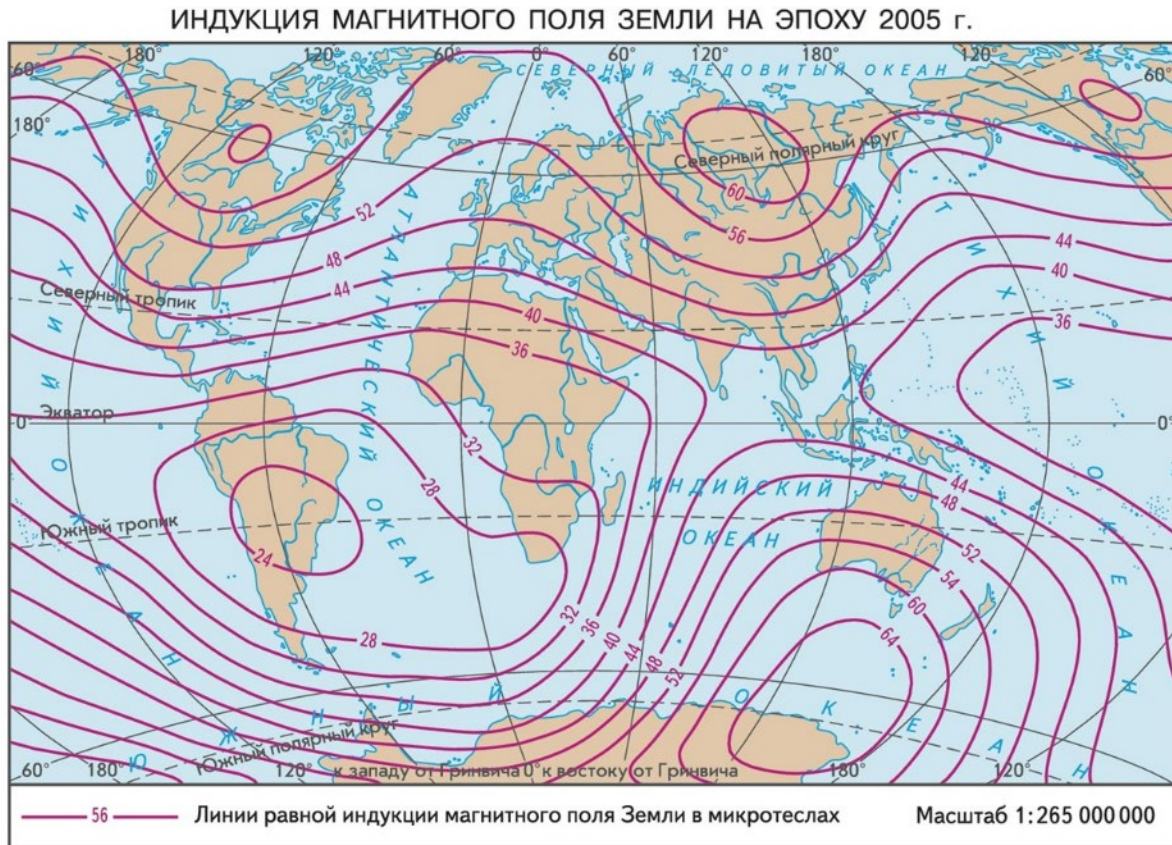


Рис. 33. Магнитное поле Земли

Магнитные полюсы представляют собой условные точки, в которых силовые линии магнитного поля направлены строго вниз, под углом  $90^\circ$  к поверхности. Прямая, проходящая через магнитные полюсы, называется магнитной осью Земли. Полюс, из которого выходят силовые линии, принято считать северным, а противоположный конец, в который входят силовые линии, – южным. В настоящее время магнитные полюсы располагаются вблизи географических полюсов, но не совпадают с ними. С физической точки зрения северный магнитный полюс является «южным» с координатами  $77^\circ$  с.ш. и  $102^\circ$  з.д. и обозначается буквой N (North). Южный полюс с координатами  $65^\circ$  ю.ш. и  $139^\circ$  в.д., является «северным» и обозначается – S (South). Известно, что магнитные полюсы медленно мигрируют. В настоящее время северный полюс (N) медленно мигрирует в сторону Сибири, а потом он вернется на место. Скорость миграции современных магнитных полюсов составляет примерно  $2^\circ$  за 100 лет.



*Рис.34. Карта напряженности магнитного поля Земли  
( по кн. «Энциклопедия». knowledge.su)*

Магнитное поле Земли характеризуется склонением, наклонением и напряженностью. *Магнитное склонение* ( $D$ ) в каждой точке земной поверхности определяется углом между географическим и магнитным меридианами. Склонение может быть западным и восточным. Различают также *магнитное наклонение* ( $I$ ), которое определяется углом наклона магнитной стрелки к горизонту. Наибольшее наклонение наблюдается в районе магнитных полюсов. На северном магнитном полюсе наклонение равно  $+90^\circ$ , на южном соответственно  $-90^\circ$ . В пределах магнитного экватора, не совпадающего с географическим, наклонение равно нулю.

Важной характеристикой магнитного поля Земли является его *напряженность*  $T$ , единицей измерения которого в системе СИ является 1 ампер/метр (А/м), а в системе СГСМ – 1 эрстед (э). Средняя напряжённость поля на поверхности Земли составляет около 0,5 э (эрстед) и сильно зависит от географического положения. Например, напряжённость магнитного поля на магнитном экваторе около 0,34 э, а у магнитных полюсов около 0,66 э. Поскольку магнитное поле Земли векторное, его интенсивность характеризуется не только напряженностью, но и положением вектора в пространстве. Карта магнитного поля Земли демонстрирует четыре основные аномальные зоны



(рис.34), расположенные в Северной Америке, в районе Сибири, в Евразии, а в южном полушарии – на севере Антарктиды. Минимальное значение напряженности магнитного поля характерно для Южной Америки.

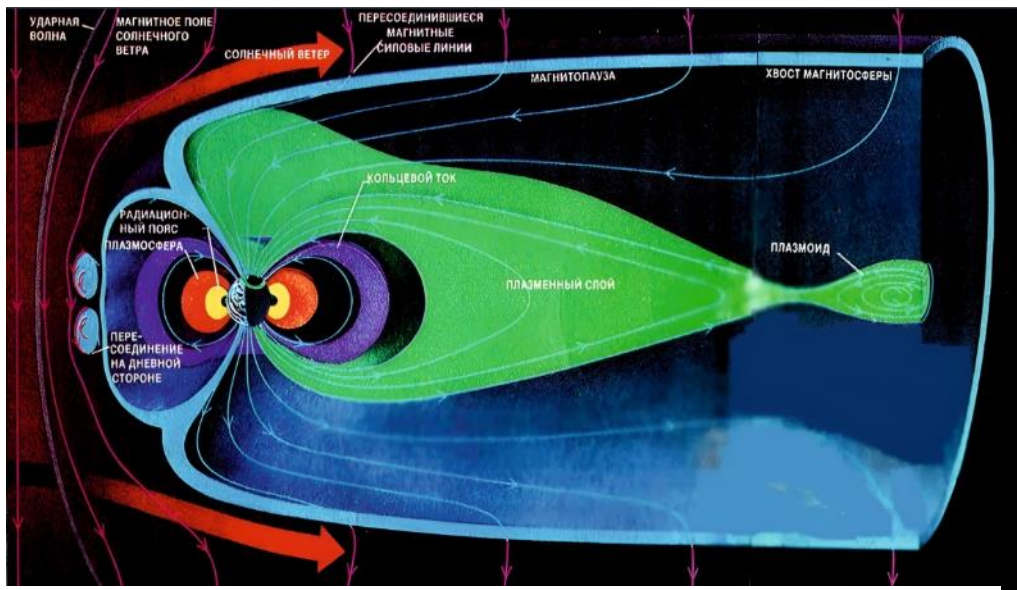


Рис.35. Схема структуры магнитосферы Земли, формируемой взаимодействием магнитного поля Земли с солнечным ветром (Э.В.Хаунс,

Пространство, где действует магнитное поле Земли, называется *магнитосферой*. Его физические свойства определяются взаимодействием внешнего магнитного поля Земли с потоком заряженных частиц солнечного ветра, который оказывает воздействие на магнитосферу (рис.35), которая сплющивается со стороны Солнца и вытягивается на многие миллионы километров в противоположную сторону. Именно магнитосфера обеспечивает защиту Земли от потока заряженных частиц солнечного ветра. Без этой защиты жизнь на Земле не могла бы существовать. О процессах, происходящих в магнитосфере, о воздействии на нее солнечной активности, о радиационных поясах и магнитных бурях можно рассказывают стенды «Магнитосфера» и «Солнечно-земные связи» в зале №2 Музея землеведения.

Ученые выяснили, что в истории Земли неоднократно происходил процесс смены ориентировки (полярности) геомагнитного поля на противоположную. Смену знака осесимметричного диполя называли *инверсией магнитного поля*. И хотя причина геомагнитных инверсий пока еще не вышла за рамки гипотез, это не мешает геологам широко использовать эту особенность геомагнитного поля для корреляции отложений.

На рис. 36 схематично изображены силовые линии магнитного поля в период нормального состояния (рис. 36 а) и в период инверсий (рис.36б).



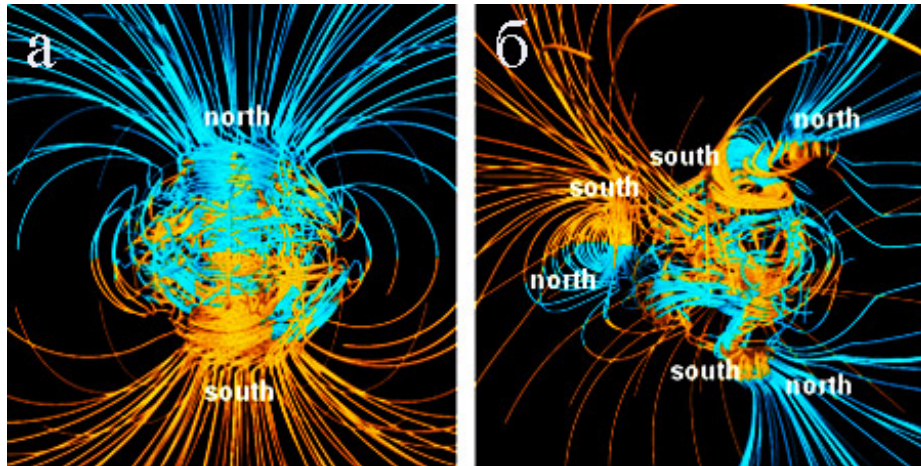


Рис. 36. Инверсия магнитного поля: а – между инверсиями, б – в течении инверсии ([https://ic.pics.livejournal.com/kiri2ll/55258202/1241805/1241805\\_900.jpg](https://ic.pics.livejournal.com/kiri2ll/55258202/1241805/1241805_900.jpg))

Первоначально ученые обратили внимание, что вулканические породы в момент своего формирования намагничиваются в направлении локального магнитного поля, существовавшего на тот момент времени и затем этот вектор намагниченности сохраняется. Оказалось, что магнитные свойства горных пород определяются содержанием и ориентировкой в них минеральных зерен с различными магнитными характеристиками. Некоторые горные породы, содержащие ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит), обладают упорядоченным (параллельным) расположением магнитных моментов в атомах, т.е. ферромагнетики в горных породах являются носителями магнитных свойств.

Осадочная горная порода в момент своего образования или магматическая после остывания ниже точки Кюри, приобретает намагниченность по направлению и величине, соответствующую магнитному полю данного конкретного отрезка времени. Если это осадочная порода, то магнитные частицы, оседая на дно озера, моря или океана, будут ориентироваться в направлении силовых линий магнитного поля, существующего в это время и в этом месте. Магматические горные породы, лавовые потоки, интрузивные массивы, застывающие либо на поверхности Земли, либо в земной коре на глубинах в несколько километров, приобретут намагниченность после достижения точки Кюри, разной для различных пород. Направление приобретенной намагниченности совпадает с направлением вектора напряженности магнитного поля данного времени в данной точке. В случае осадочных пород приобретенную намагниченность называют *ориентационной*, в случае изверженных — *термоостаточной*.

Земной магнетизм прошлых эпох изучает раздел геофизики – *палеомагнитология*, который базируется на исследовании естественной остаточной намагниченности горных пород. Палеомагнитные исследования свидетельствуют о том, что магнитное (геомагнитное) поле Земли неоднократно подвергалось инверсиям. Об этом свидетельствуют дрейф геомагнитных полюсов и смена магнитной полярности (инверсии геомагнитного поля) с интервалом от 0,5 до 10 млн лет.

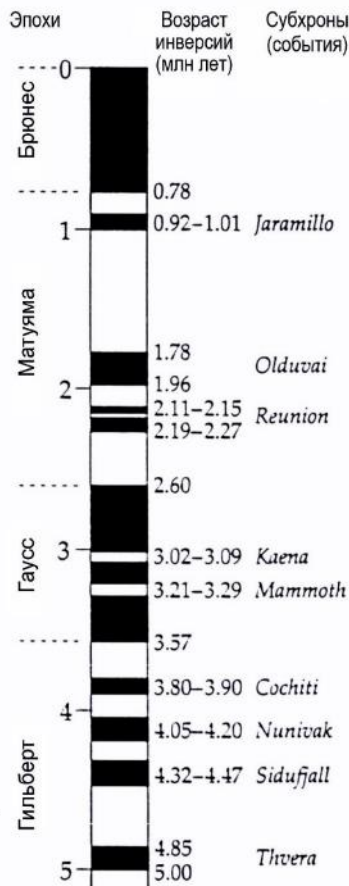


Рис.37. Геохронологическая таблица построенная по палеомагнитным данным (Глатмайер, 1990)

последние 2,0–3,5 млрд лет принципиально не изменялось, как это установлено палеомагнитными исследованиями, а это больше половины ее геологической истории.

А как возникло магнитное поле Земли? Этот вопрос все еще остается загадкой для ученых, хотя существует много гипотез его происхождения. В последнее время получила развитие гипотеза, связывающая возникновение магнитного поля Земли с протеканием токов в жидком внешнем ядре, т.е. магнитное поле, которое существует, является полем, обусловленным причинами внутренней динамики Земли.

Наличие противоположно намагниченных горных пород является следствием не каких-то необычных условий в период их образования, а результатом инверсии магнитного поля в данный момент. Обращение полярности геомагнитного поля – важнейшее открытие в палеомагнитологии, позволившее создать новое направление в стратиграфии – магнитостратиграфию, позволяющую провести расчленение отложений горных пород на основе их прямой или обратной намагниченности.

**Магнитостратиграфическая шкала** является, по существу, глобальной шкалой изменения геомагнитной полярности за наблюдаемую часть геологической истории (рис.37). Такая шкала создана уже до рубежа в 535 млн лет, т.е. для всего фанерозоя.

Считается, что в геологическом прошлом напряженность магнитного поля могла колебаться максимум на порядок. Геомагнитное поле Земли



Рис.38. Схема формирования постоянного магнитного поля Земли и форма магнитных силовых линий в модели магнитного гидродинамо (Rowan, 2008)

От глубины 2900 км и до центра Земли, находящегося на глубине 6371 км, располагается ядро Земли, внешняя оболочка которого обладает свойствами жидкости, так как она не пропускает поперечные сейсмические волны. Внутреннее ядро железоникелевого состава, слагается твердым веществом. Наличие жидкой сферической оболочки внешнего ядра и вращение Земли составляют основу гипотез возникновения магнитного поля, основанных на принципе магнитного гидродинамо (рис.38). На сегодняшний

день гипотеза возникновения геомагнитного поля за счет движений проводящего жидкого вещества внешнего ядра и вращения Земли является наиболее разработанной и, что особенно важно, допускает возможность инверсий (обращения) знака магнитного поля.

\*\*\*

Фигуру Земли называют геоидом. О глубинном строении Земли судят по распространению продольных и поперечных сейсмических волн, которые, проходя сквозь земные недра, испытывают преломление, отражение и затухание, что свидетельствует о расслоенности Земли. Выделяют три главные внутренние оболочки: земную кору, мантию и ядро. Различают земную кору континентального типа и океанического, которые резко отличаются как по составу, так и по мощности. Земная кора и верхняя часть мантии до астеносферного слоя находятся в твердом состоянии и называются литосферой. Вещество астеносферы имеет относительно пластичное состояние, и оно играет огромную роль в современных геотектонических построениях, поскольку ему отводится роль «смазки», по которой могут перемещаться вышележащие слои мантии и коры.

Ядро Земли разделяется на внешнее — до глубины 5150 км и внутреннее — до глубины 6371 км. Ввиду того что поперечные волны не проходят через внешнее ядро, а

*они распространяются только в твердой среде, большинство исследователей считают, что вещество внешнего ядра находится в жидком состоянии, а внутреннее ядро, по косвенным данным, считается твердым.*

*Естественные геофизические поля Земли – гравитационное, тепловое и геомагнитное поддерживают процессы переноса энергии, необходимые для существования жизни на Земле. Гравитационное поле Земли сформировало современный облик Земли и способствовало образованию атмосферы и гидросферы. Важное значение имеет внутренне тепло Земли, которое связано с термическим режимом недр. Магнитное поле Земли обусловлено причинами внутренней динамики. Магнитные свойства горных пород определяются содержанием в них минеральных зерен с различными магнитными характеристиками. Существуют временные инверсии магнитного поля и на их основе разработана магнитостратиграфическая шкала.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Дубинин Е.П., Белая Н.И.* Экспозиция зала «Строение и эволюция Земли» Музея землеведения МГУ// Жизнь Земли. Т. 35-36. 2014. С. 370-386
2. *Иванов О.П.* Стенд «Солнечно-Земные связи» в экспозиции «Земля во Вселенной»// Жизнь Земли: науки о Земле, экология, история науки, музееведение. М.: изд-во МГУ. 2015. С. 303-308
3. *Иванов О.П., Винник М.А.* Стенд «Земля» в экспозиции «Земля во Вселенной»// Жизнь Земли. Т. 39, №2. 2017. С.165-171
4. *Иванов О.П., Дубинин Е.П., Винник М.А.* Пути познания нелинейного мира сложных систем. Мир сложных систем и его отображение в экспозиции «Земля во Вселенной». Ч.IV. М.: изд-во «Приятная компания». 2016. 91 с.



ISBN 978-5-6043963-8-4



9 785604 396384