



Общая геология

Лекция №2

Форма, строение, состав и
естественные поля Земли

План лекции №2

I. Размеры и форма Земли

- Сфероид,
- Геоид

II. Внутреннее строение Земли

- Основные источники информации,
- Сейсмический метод исследования, главные геофизические границы

III. Основные оболочки Земли

- Кора,
- Мантия,
- Ядро
- Литосфера и астеносфера, понятие изостазии

IV. Состав и физические характеристики оболочек Земли

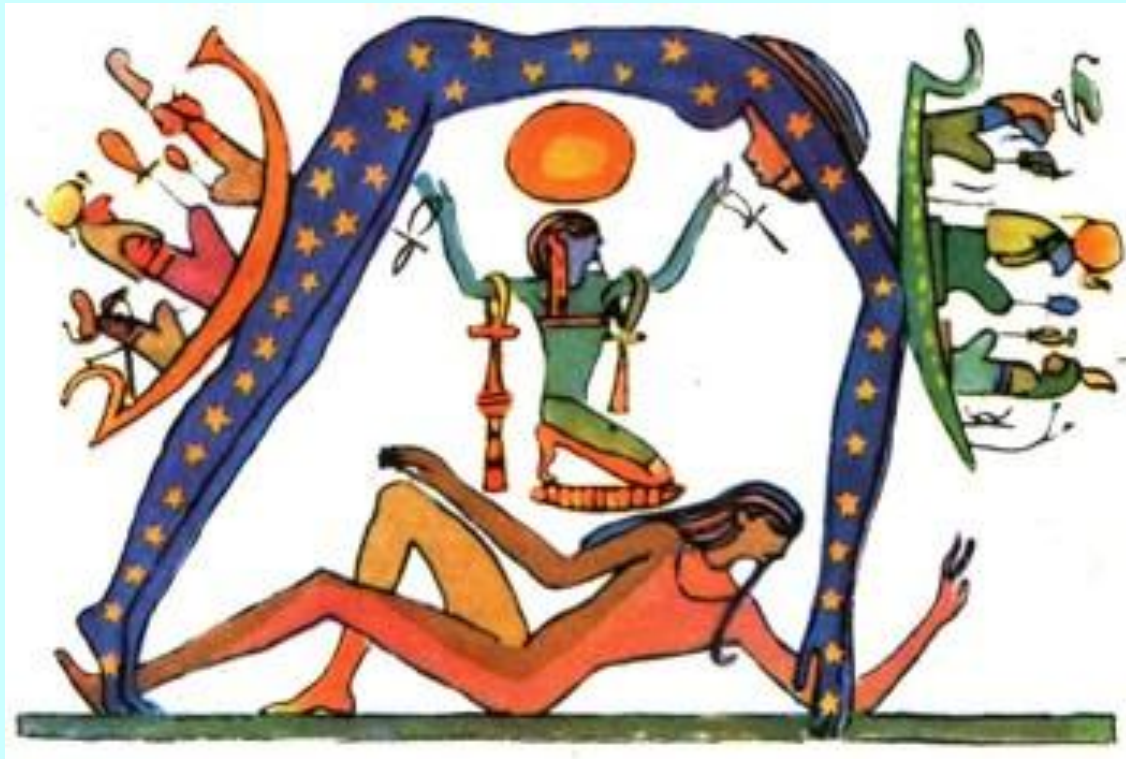
- Химический состав
- Агрегатное состояние и плотность,
- Плотность,
- Давление,
- Температура

V. Естественные физические поля Земли

- Гравитационное поле,
- Тепловое поле, тепловой поток, геотермическая ступень и градиент
- Магнитное поле, инверсия магнитного поля, магнитосфера

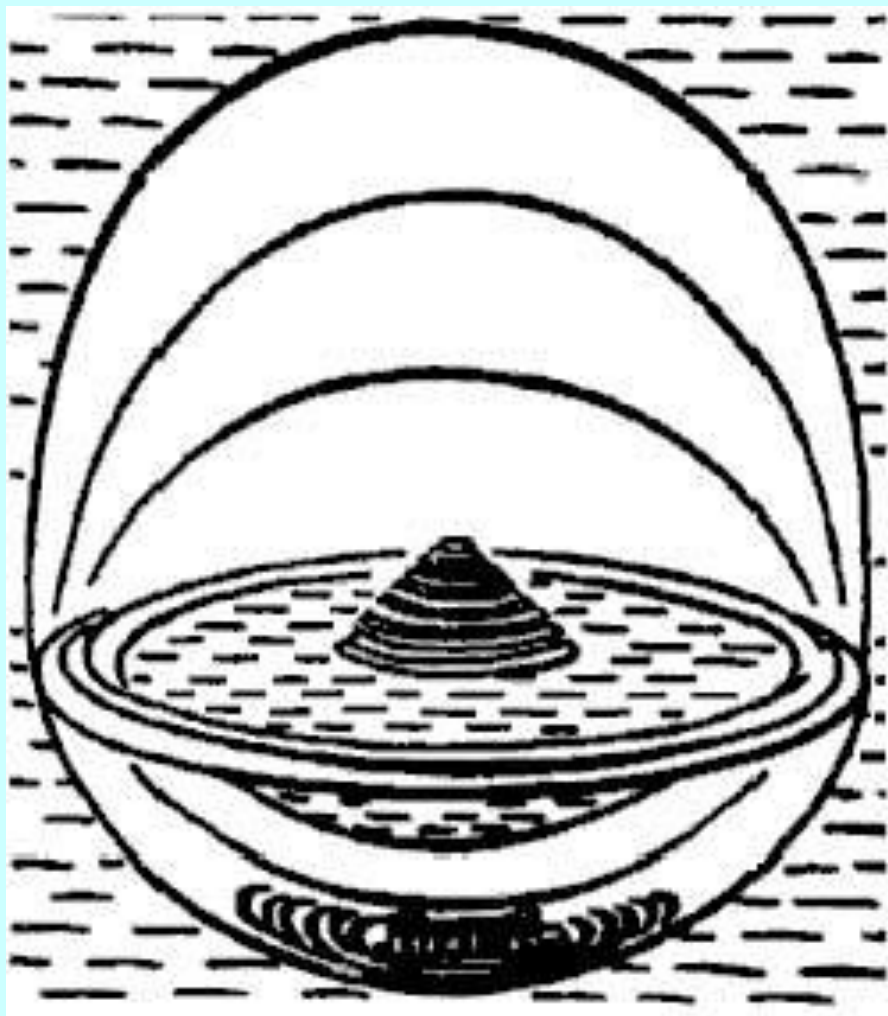
I. Размеры и форма Земли

Мир в представлении древних египтян



Внизу – лежащий Геб, олицетворяющий землю; вверху – Нут, олицетворяющая небо; между ними – Мау, олицетворяющий разумное начало, управляющее равновесием мира; две лодки, плывущие по небу, олицетворяют восходящее и заходящее солнце.

Представления о Земле у шумеров



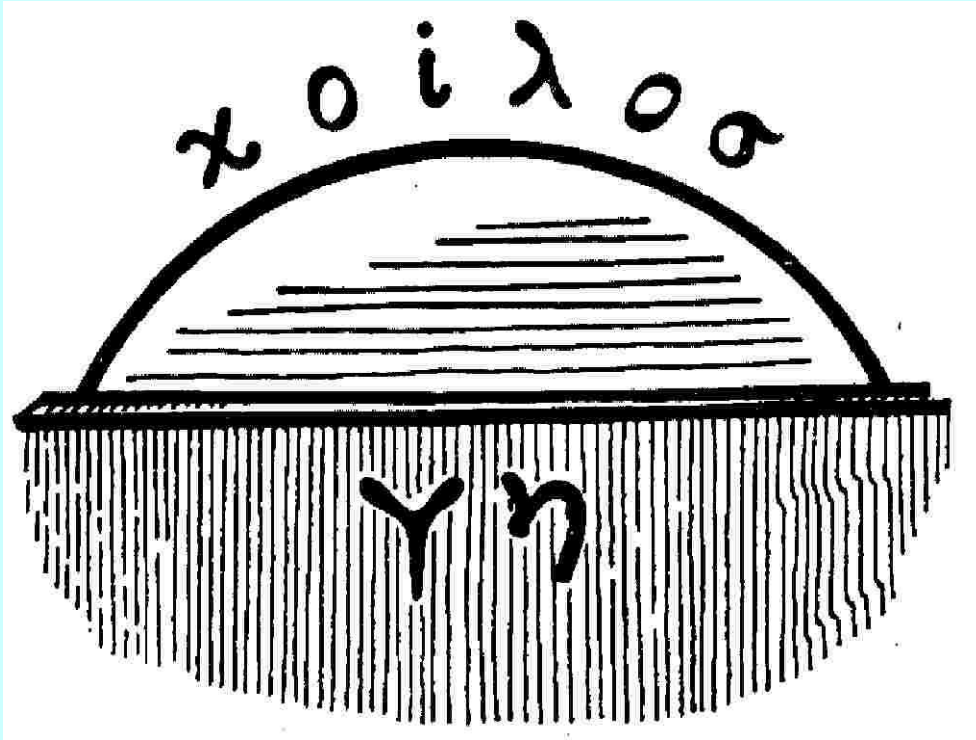
За 3 тысячи лет до нашей эры в Шумере (Месопотамия) Земля представлялась в виде плоского диска, лежащего посреди безграничного океана

Устройство мира по индийским сказаниям



Древние индийцы представляли Землю в виде полусферы, опирающейся на слонов. Слоны стоят на огромной черепахе, а черепаха на змее, которая, свернувшись кольцом, замыкает околоземное пространство

Древние греки

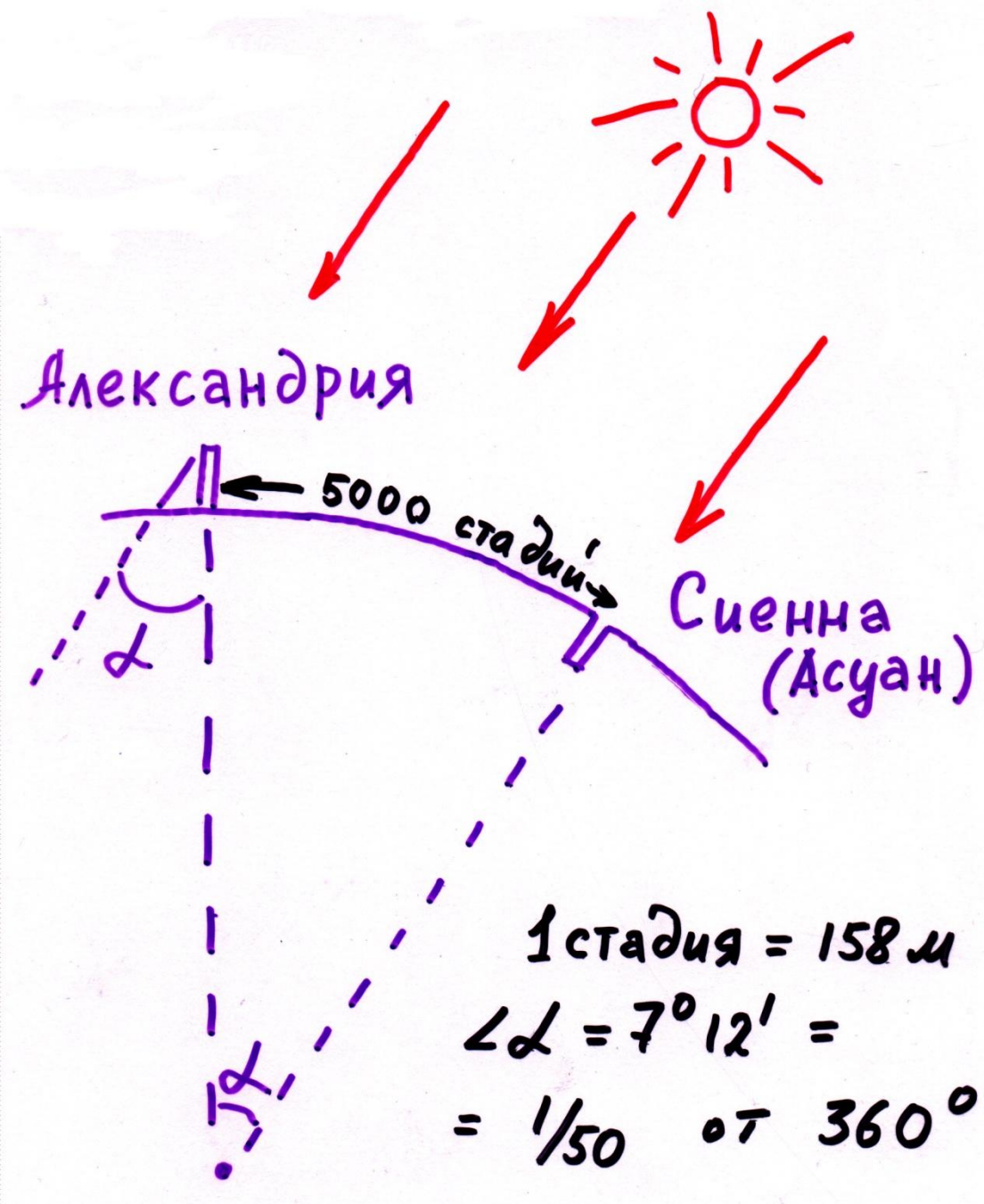


Раннее представление о вселенной древних греков: плоская земля и небесный свод

Со времён Пифагора (ок. 580 – 500 год до н.э.) Землю признавали шаром.

В V веке до н.э., Парменид (540-480 гг. до н.э.) и другим мыслителям пифагорейской школы считают форму Земли шарообразной и помещают ее в центр Вселенной. Эти взгляды разделяли Сократ и Платон.

Впервые математическое вычисление размеров Земли удается Эратосфену (около 275-194 гг. до н.э.) около 240 года до н.э.

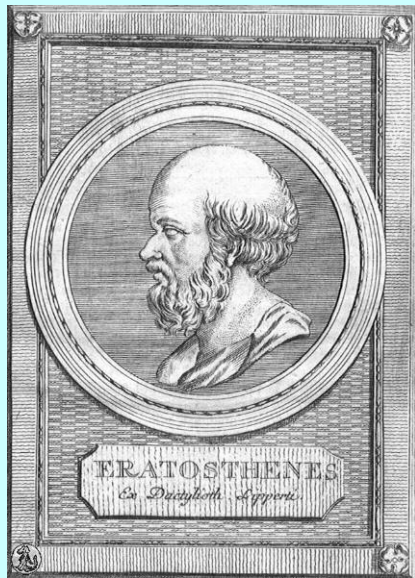


В 240 г.до н.э. Эратосфен провёл эксперимент по измерению длины меридиана. В день летнего солнцестояния 19 июня в полдень с помощью скафиса был измерен α и рассчитан радиус Земли.

Локр. = 50 x 5000 стадий x 158 м = 39 500 км (Lмер. = 40 008,548 км)

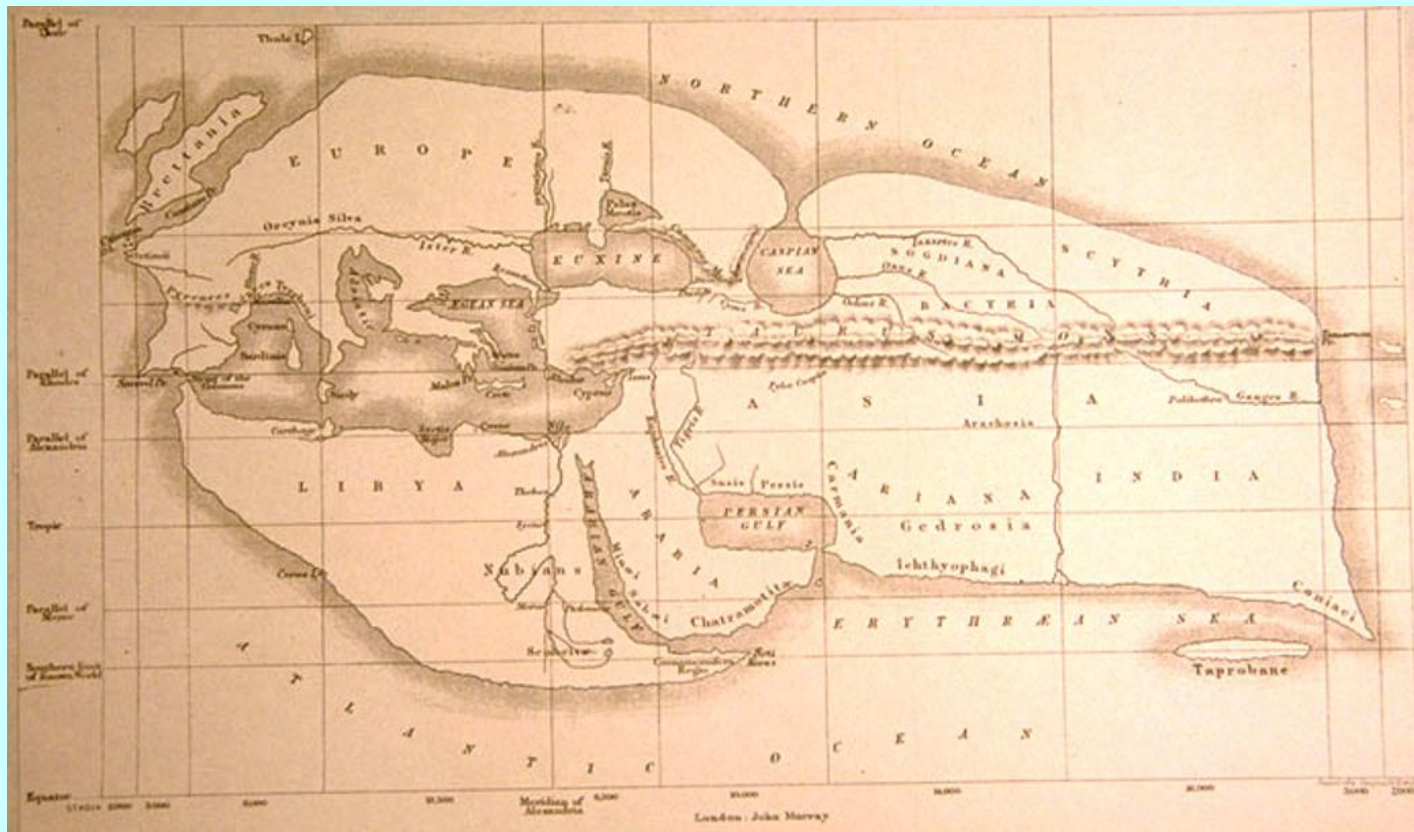
R Земли по Эратосфену = 6 290 км (R = 6371 км).

Ошибка ~ 1,3 % !!!



Эратосфен Киренский (276 – 94 год до н. э.)
Ввел термин «География»
«География» в трёх книгах.

Карта
Эратосфена



Помидор или огурец?

По теории эфирных вихрей Р.Декарта (1596-1650), Земля должна иметь форму - вытянутого сфероида.

И. Ньютон (1643 – 1727) теоретически доказал, что Земля, как вращающееся тело, должна быть сплюснута у полюсов и иметь форму эллипсоида вращения (сфероида).

По Ньютону, разница между экваториальным и полярным радиусами Земли должна составлять $1/300$ от среднего радиуса Земли.



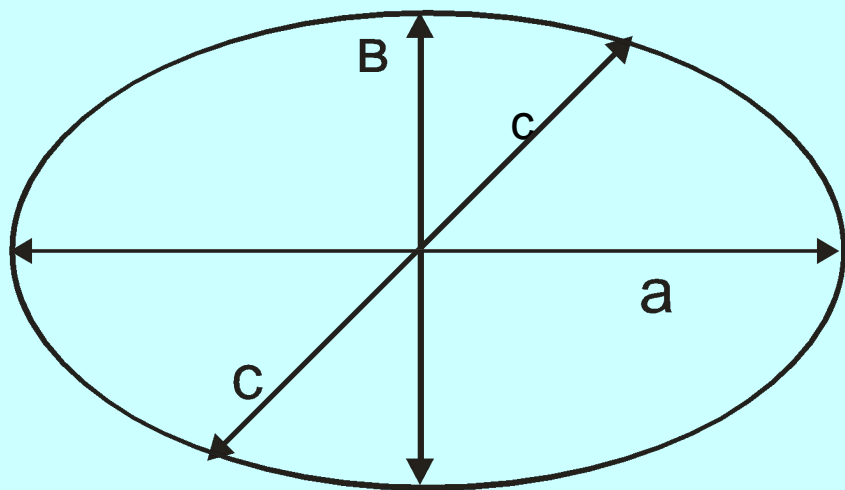
или



Трехосный эллипсоид Красовского

Только в следующем веке, в результате измерения длины двух дуг меридиана, у экватора (1735-1743гг. в Перу) и близко к полюсу (1736-1737 гг. в Лапландии) было подтверждено сжатие Земли у полюсов.

Сфероид



$$R_{\text{экв.}} - R_{\text{пол.}} = 21,381 \text{ км}$$

Наиболее точно форма и размер Земли были вычислены А.А.Изотовым в 1940 г. Выведенная фигура была названа эллипсоидом Красовского.

Параметры:

экваториальный радиус 6378,245 км,

полярный радиус 6356,863 км,

полярное сжатие 1/298,25,

экваториальное сжатие 1/30000.

Разница между экваториальным и полярным радиусами составляет 21 381 м, а экваториальные радиусы в направлении Африки и Бразилии отличаются на 213 м.

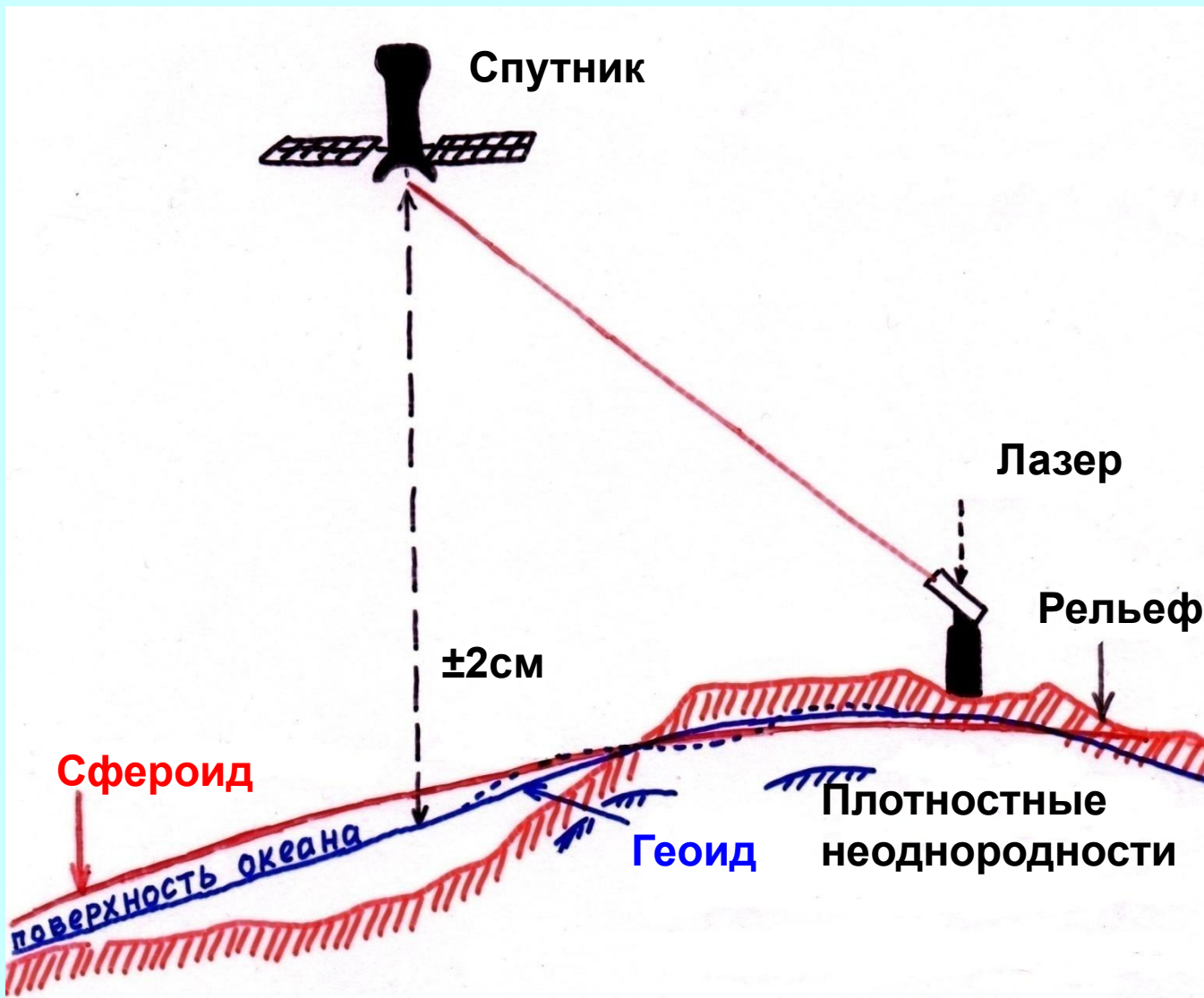
Ср. радиус Земли принят **6 371,302 км.**

Сфероид – воображаемая поверхность, отвечающая идеальному вращающемуся телу с объёмом и массой Земли (идеальная Земля)

Геоид - землеподобный

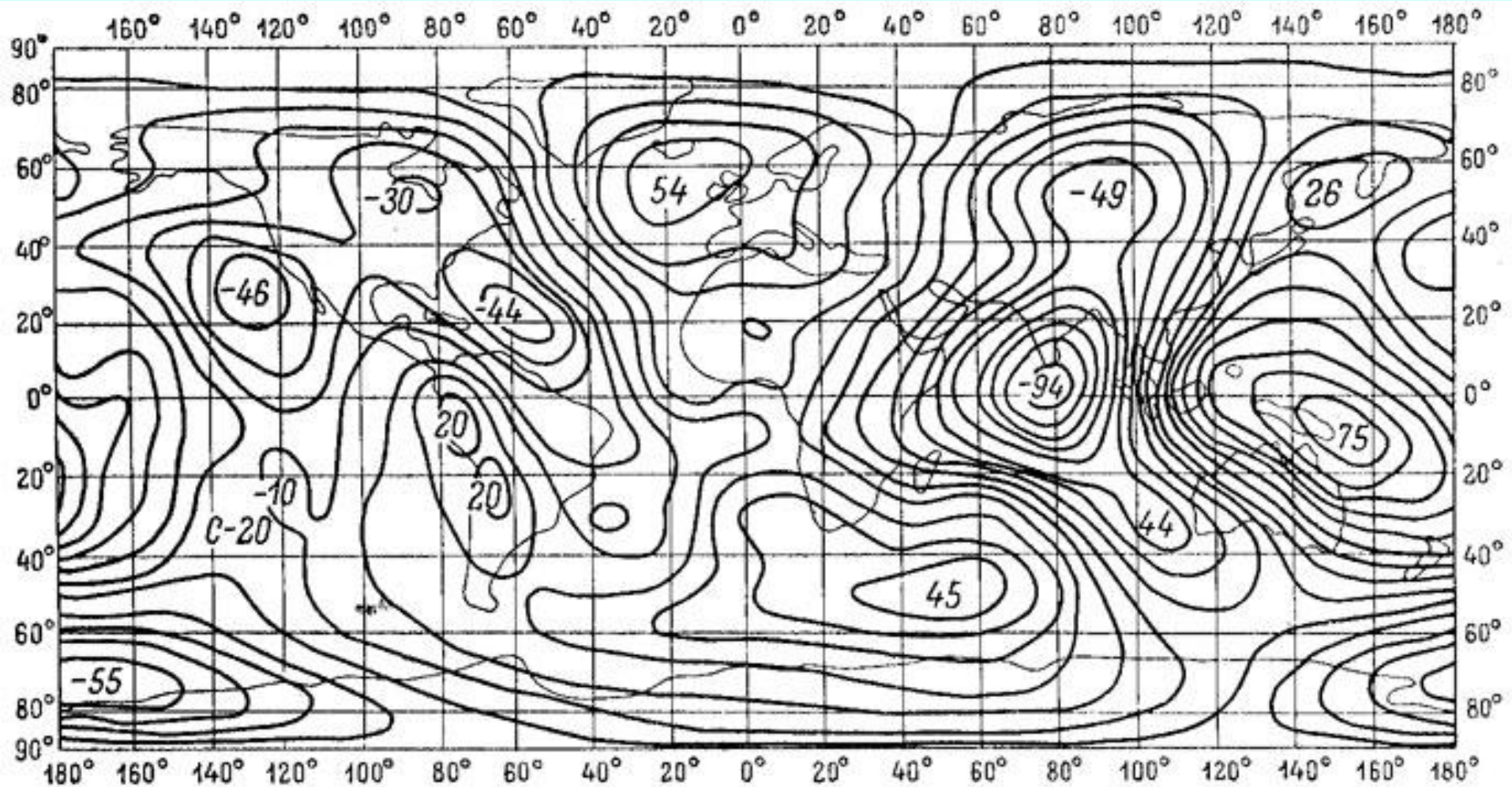
И. Листинг в 1873

Геоид – уровенная поверхность, совпадающая со средним уровнем невозмущенного океана, условно продолженная под континенты. Это эквипотенциальная поверхность, или – поверхность одинаковых значений силы тяжести, которая в каждой точке перпендикулярна отвесной линии.



Геоид отражает распределение силы тяжести на Земле.

Карта отклонений высот геоида от эллипсоида Красовского



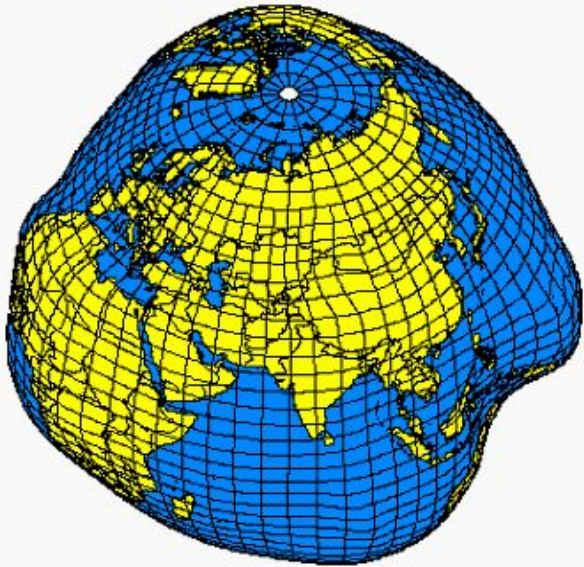
Исландия + 54 м, Цейлон – 100 м

Физические характеристики Земли.

Экваториальный радиус Земли	6 378,160 км
Полярный радиус Земли	6 356,777 км
Сжатие земного эллипсоида	1:298,25
Средний радиус Земли	6 371,032 км
Длина меридиана Земли	40 008,550 км
Длина экватора Земли	40 075,696 км
Площадь поверхности Земли	$510,2 \times 10^6 \text{ км}^2$
Площадь поверхности суши	$149 \times 10^6 \text{ км}^2$
Объём Земли	$1,083 \times 10^{12} \text{ км}^3$
Масса Земли	$5,976 \times 10^{24} \text{ кг}$
Средняя плотность Земли	$5,518 \text{ г/см}^3$

Земля имеет форму груши!

Земля сплюснута и у экватора (разность полюсей ~ 214 м), т. е. Земля – трехосный эллипсоид



Отличие геоида от трехосного эллипсоида может быть ± 100 м. Это вызвано **неравномерным распределением** масс как на поверхности Земли (океаны и континенты), так и внутри неё.

Итак, форма Земли скорее всего напоминает грушу, причем, немного «откушенную» со стороны Индийского океана.



II. Внутреннее строение Земли

Источники информации

Самая высокая вершина – Эверест 8 848 м

Самая глубокая впадина – Марианский желоб – 11 022 м



Самая глубокая шахта в мире (ЮАР) ~ 4,5 км

Самая глубокая скважина в мире – Кольская сверхглубокая -12 262 м

Начало бурения 1970 г.

Кимберлитовые трубки

Трубки взрыва, выносящие на поверхность с глубин 150 – 200 км обломки вмещающих пород (ксенолиты)

Трубка Мир (г. Мирный, Якутия)



Глубина 525 м

Верхний
диаметр -
1200 – 1100 м

Нижний
диаметр -
50 -210 м

Ксенолиты в магмах



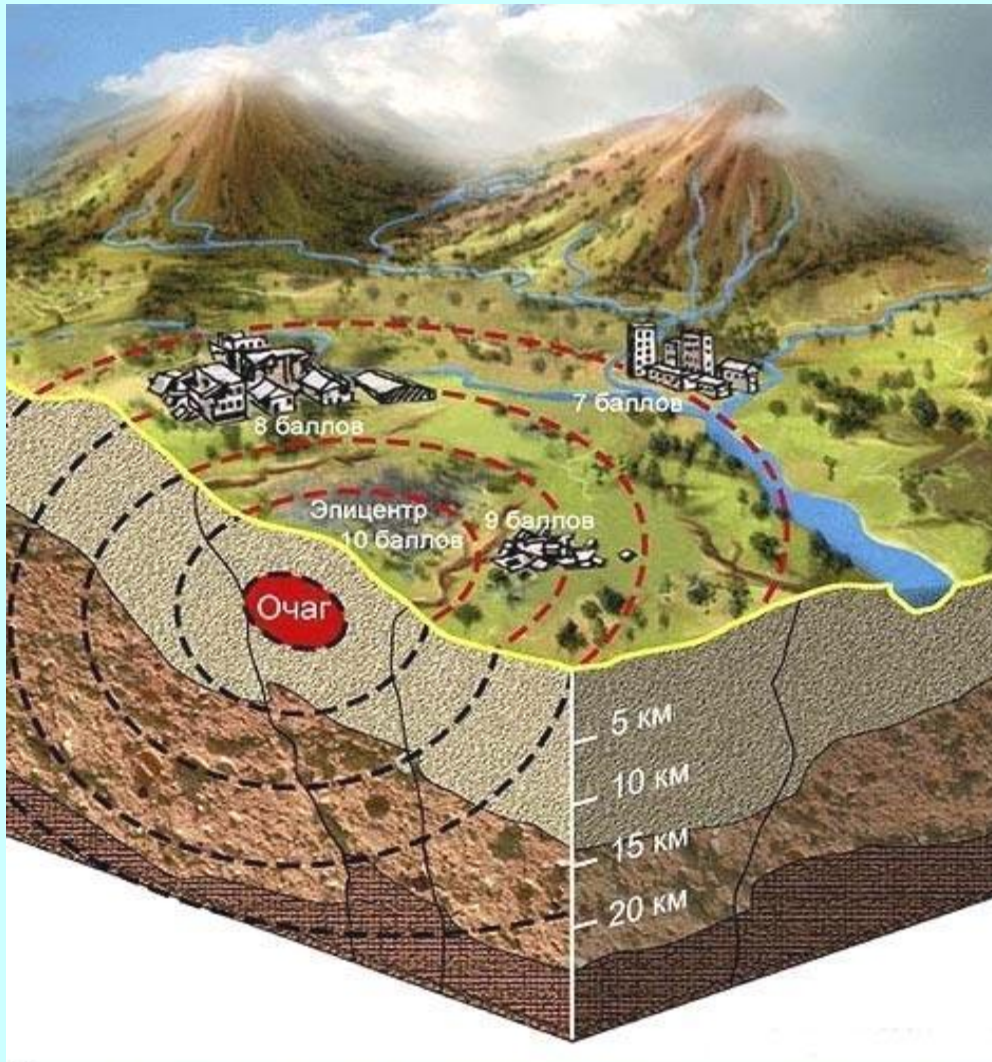
Метеориты



Косвенные методы изучения: методы физики, химии, экспериментальной петрологии

- Представления о составе, строении и физическом состоянии недр Земли преимущественно основываются на данных **комплекса методов**.
- Главный – **сейсмический метод**, основанный на регистрации скорости распространения в теле Земли упругих волн, вызываемых землетрясениями или искусственными взрывами.
- **Волны** – направленные возмущения среды, переносящие энергию.
- **Упругие волны** – волны, распространяющиеся в упругой среде, переносящие энергию и механические возмущения (деформации). Упругие волны бывают *объёмными* и *поверхностными*.

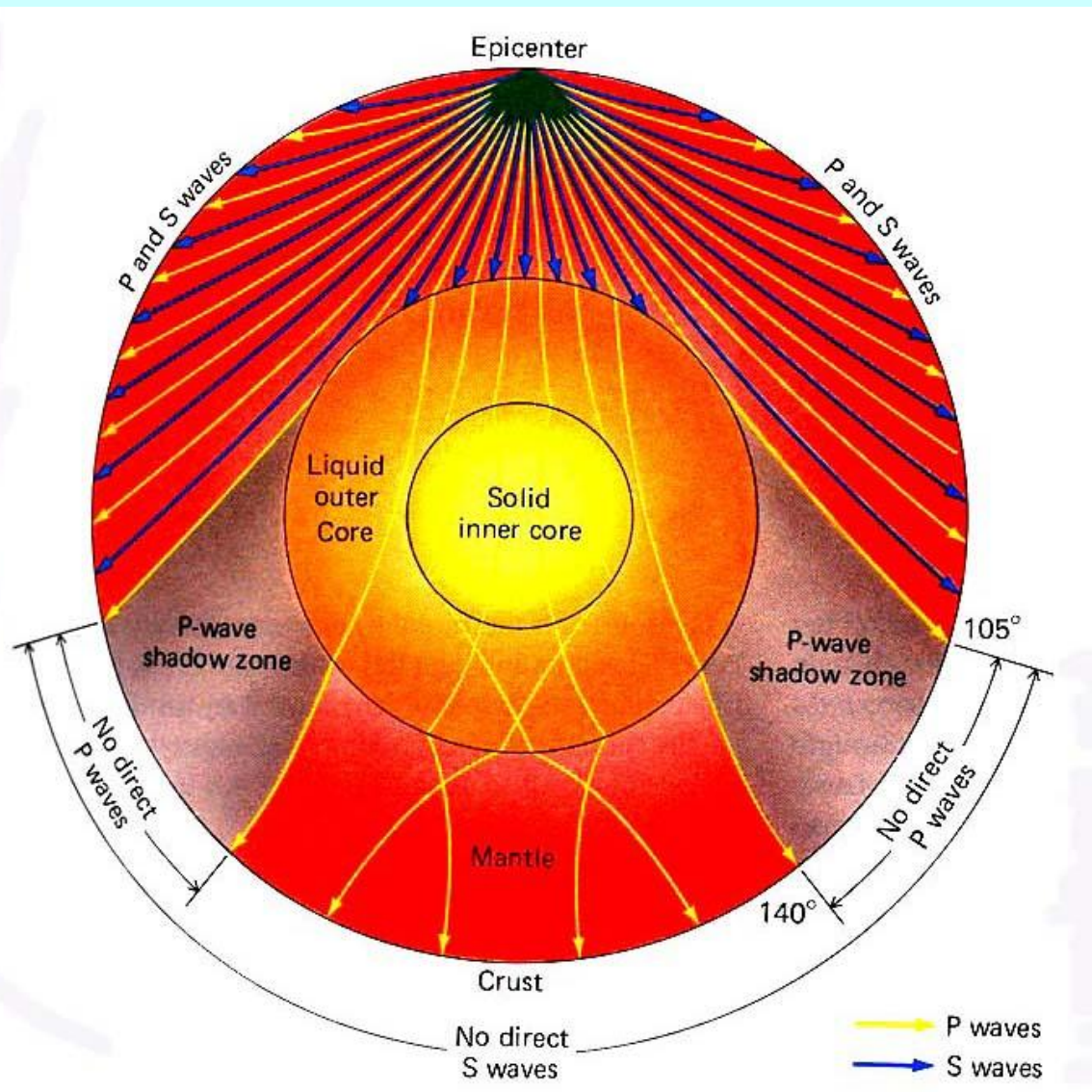
Объемные сейсмические волны (Пуассон, 1828 год)



Возникают в очаге землетрясения размером в несколько км и, распространяясь во все стороны на огромные расстояния, пронизывают всю Землю.

Ударные волны распространяются в разные стороны от эпицентра. Сила землетрясения оценивается в баллах от 1 до 12.

Схема прохождения объёмных сейсмических волн через геосферы

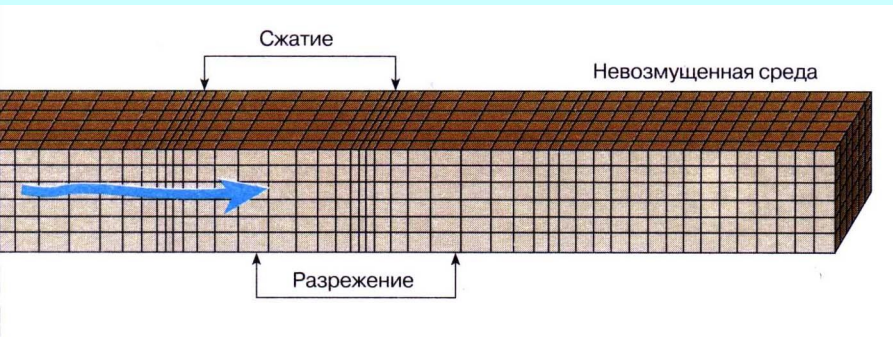


Волны записываются специальными приборами **сейсмографами** в виде **сейсмограмм**.

Регистрация волн происходит на **сейсмических станциях**.

Типы объемных сейсмических волн

1. Продольные сейсмические волны, Р-волны - первичные(primary), волны сжатия-разрежения. Реакция среды на **изменение формы и объёма**.



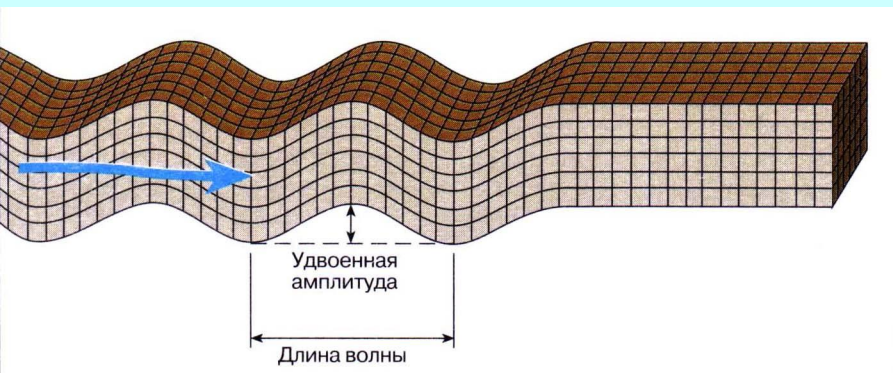
$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

K – модуль
всестороннего
сжатия.

μ – модуль сдвига.

ρ - плотность

2. Поперечные сейсмические волны, S-волны, вторичные (secondary) волны - волны сдвига. Реакция среды на **изменение только формы**.



$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

V_s в жидкостях
= 0, т.к. модуль
сдвига в
жидкостях = 0.

$V_p > V_s$ всегда ~ в 1,7 раза.

III. Основные оболочки Земли

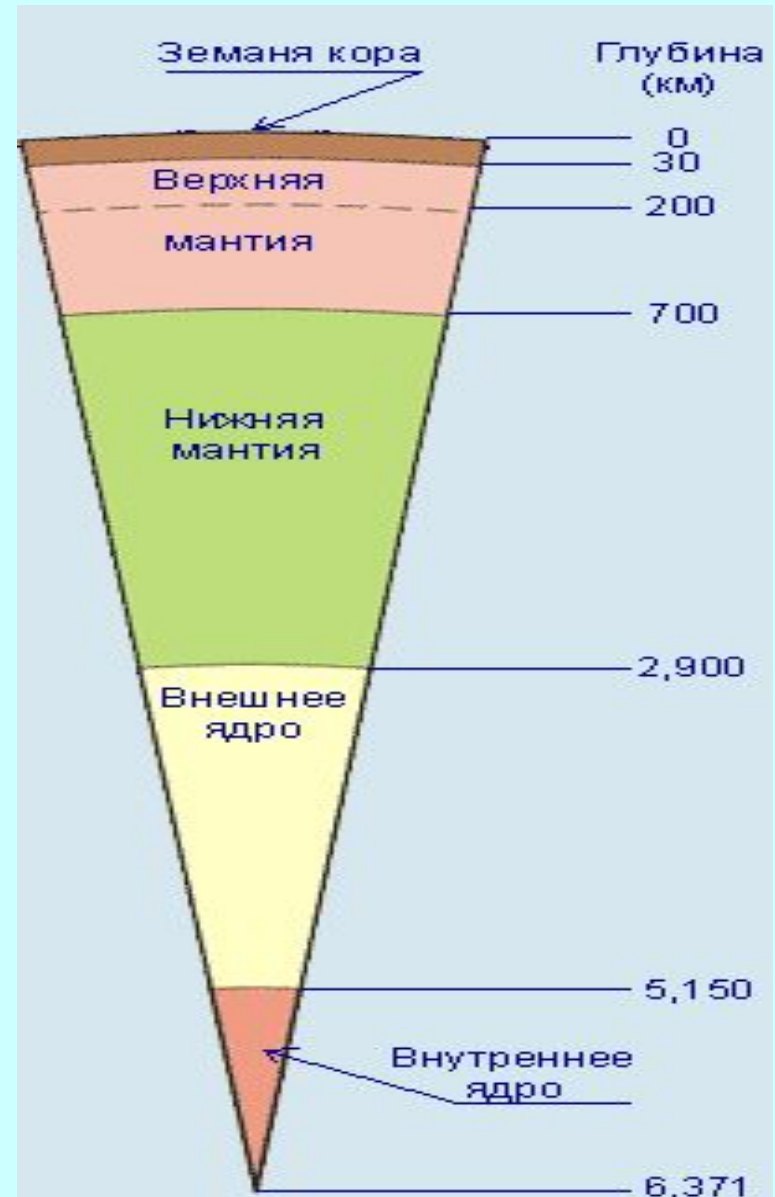
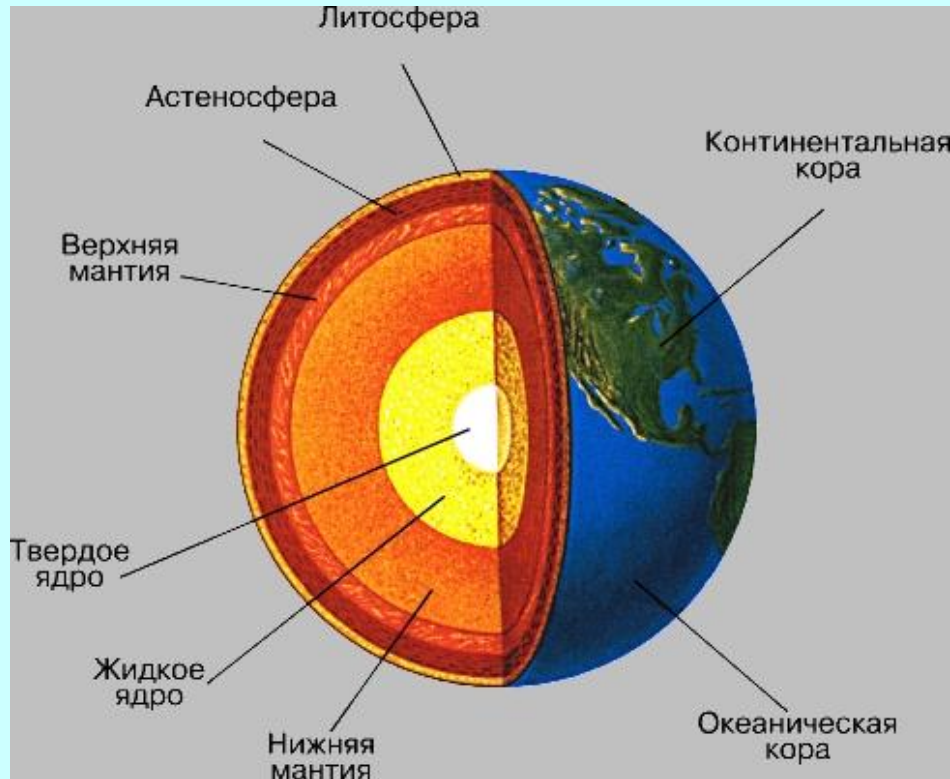
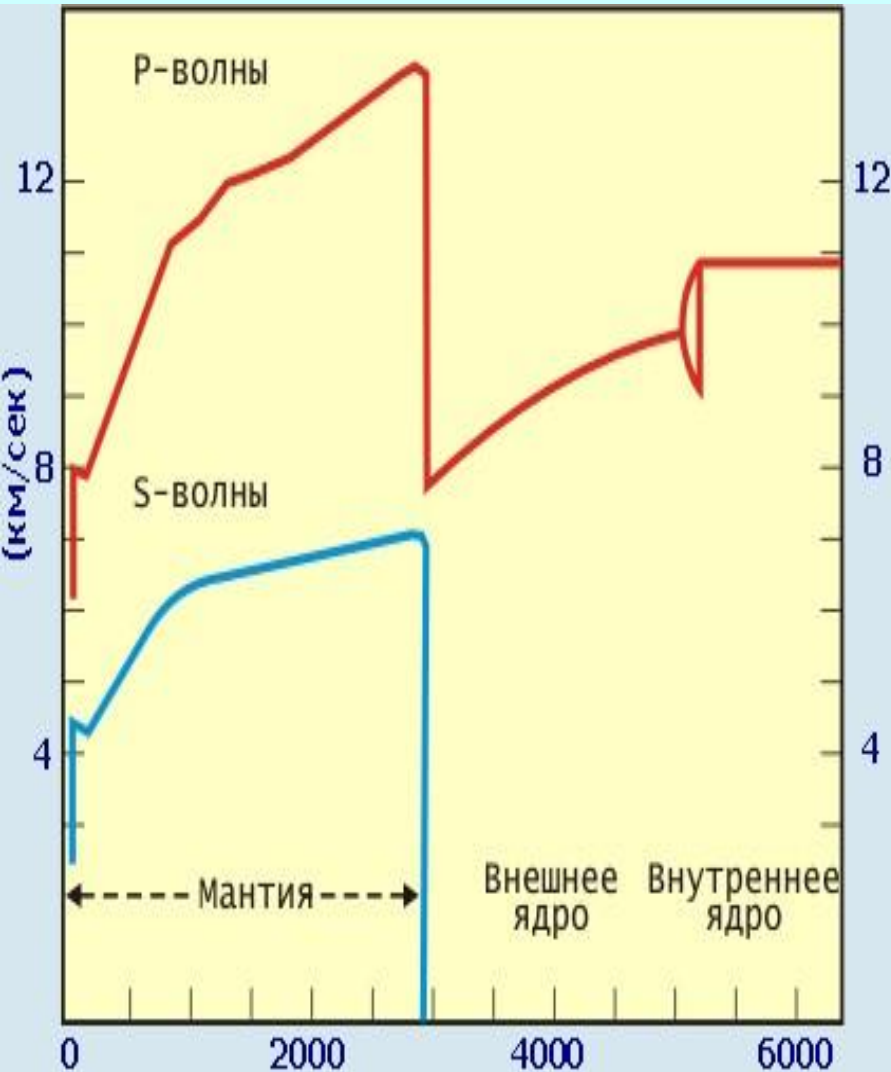


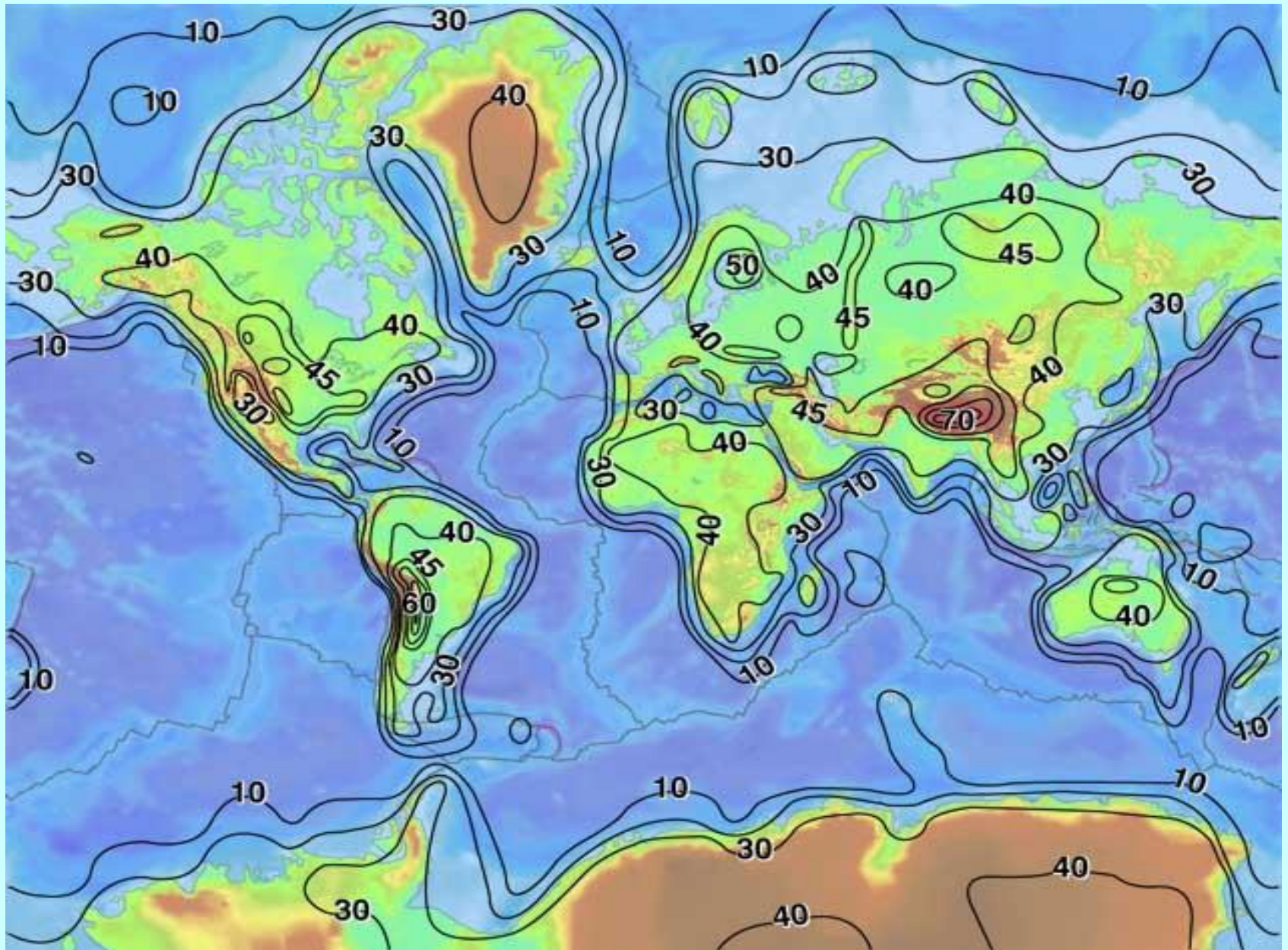
График скорости распространения объёмных сейсмических волн в пределах Земли



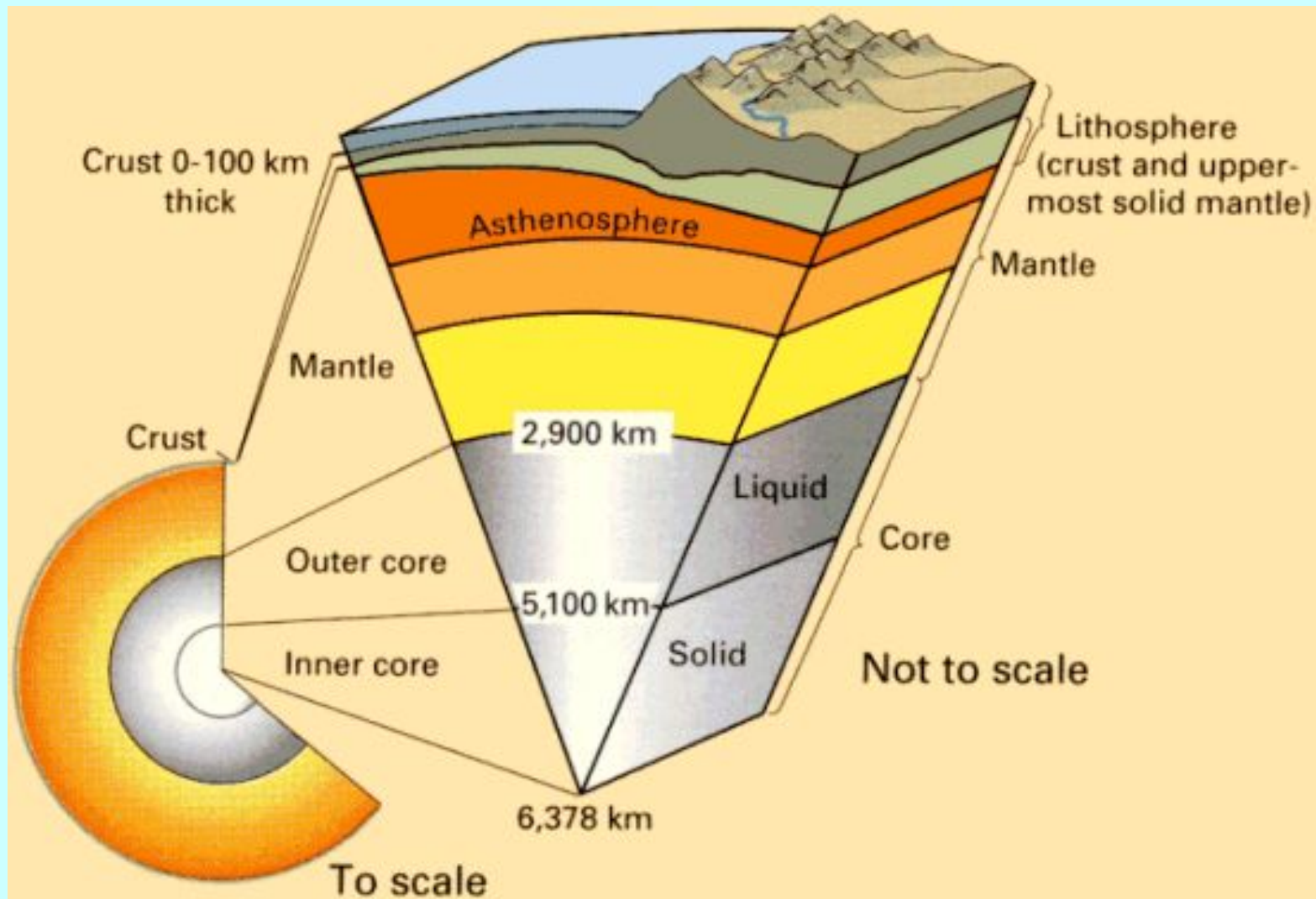
Главные особенности графика

1. Резкое увеличение V_p и V_s волн в интервале глубин 5 – 75 км. Сейсмический раздел открыт в 1909 г. **А. Мохоровичичем** (1857-1936) и назван границей **Мохо**, или **М**. Это граница земной коры и мантии.
2. Резкое падение V_p волн и полное исчезновение S-волн на глубине ~ 2900 км. Раздел открыт в 1914 г. **Б. Гутенбергом** (1889-1960). **Граница Гутенберга** - граница между мантией и внешним ядром.
3. На глубине 5120 км вновь резкое увеличение V_p волн - **граница Леманн**. Твёрдое внутреннее ядро было открыто в 1936 г. **И. Леманн**.

Мощность земной коры



Литосфера и астеносфера



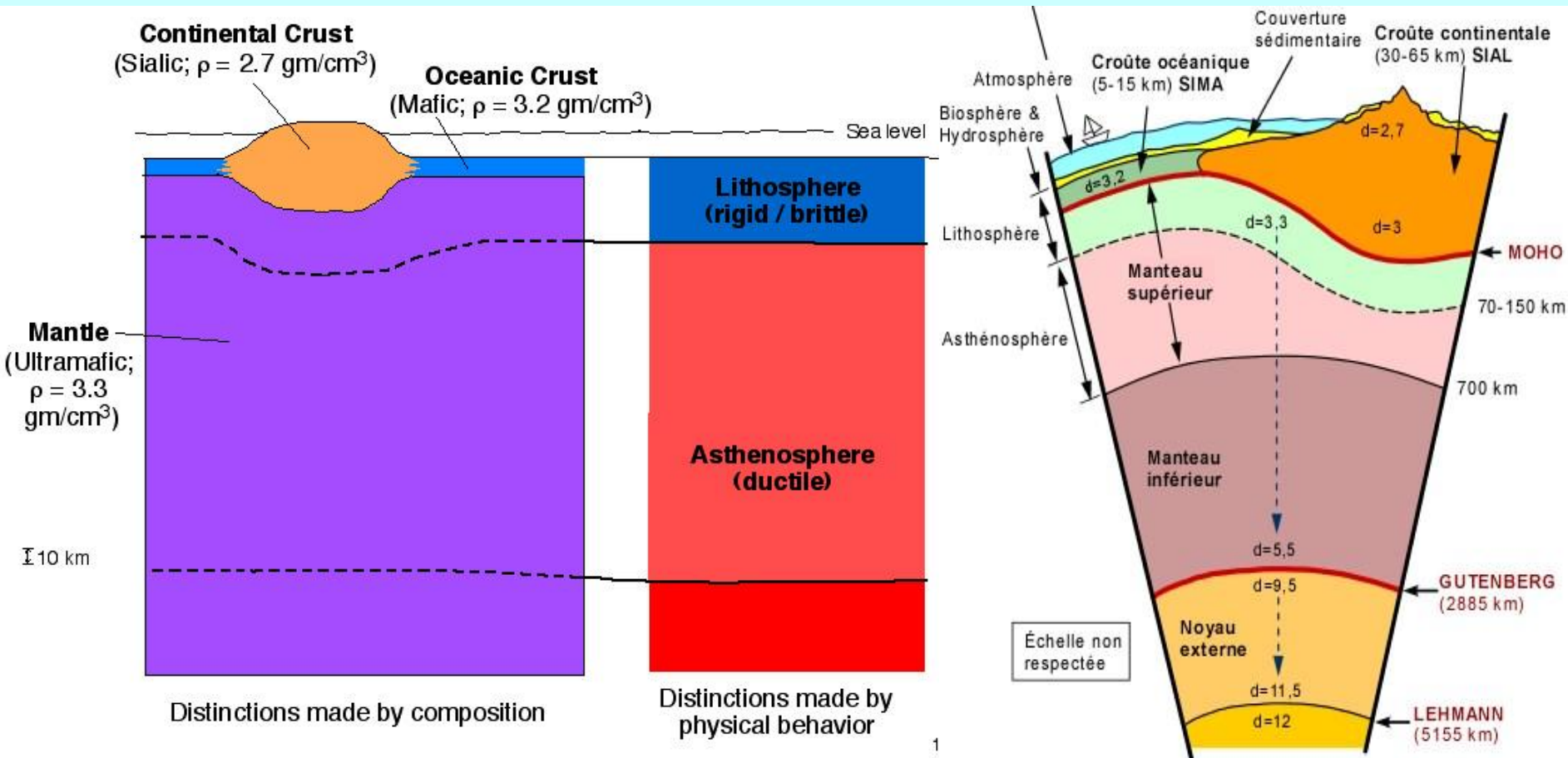
Астеносфера и литосфера

Астеносфера (от греч. *asthenes*, - слабый) - слой обладающий пониженной прочностью и вязкостью (*Low Velocity Zone*), что, по-видимому, обусловлено наличием частично расплавленного вещества, около 1-2 % общей массы. Мощность от нескольких 100-400 км. Граница 410 км считается усредненной нижней границей астеносферы

Литосфера (от греч. *lithos* – камень) - каменная, твердая оболочка Земли, включающая земную кору и часть верхней мантии, определяемая также как надастеносферный слой. Мощность литосферы имеет большой разброс и составляет от нескольких км под океанами до 200 км на континентах.

Изостазия (от греч. *isostásios* — равный по весу) - изостатическое равновесие, гидростатически равновесное состояние земной коры, при котором менее плотная земная кора (средняя плотность 2.8 г/см^3) «всплывает» в более плотном слое мантии (средняя плотность $3,3 \text{ г/см}^3$), наподобие айсбергов

Проявление изостазии



http://gsi.ir/General/Lang_en/Page_66/GroupId_01-09/DataId_513/Action_Pn4/SetColor_red

<http://www.gly.uga.edu/railsback/1121LxrMainPoints.html>

IV. Состав и физические характеристики оболочек Земли

Химический состав

Главные элементы Земли: Fe (38,81%), O (27,17%), Si (13,84%), Mg (11,25%), S (2,74%), Ni (2,7%), Ca (1,507%) и Al (1,07%), остальные <1,2%.

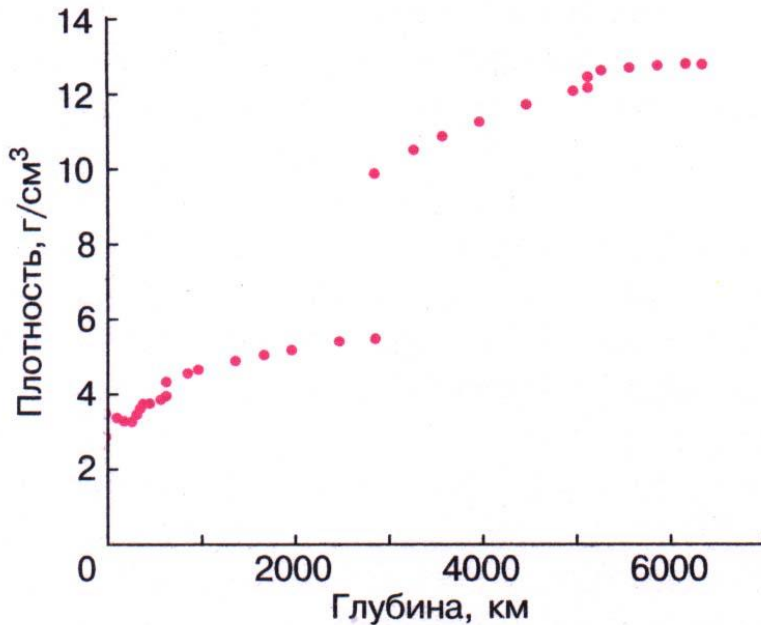
Земная кора: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, FeO, MgO и другие оксиды.

Мантия: SiO_2 , MgO, FeO, Al_2O_3 , CaO и другие оксиды.

Внешнее ядро: Fe + Ni (84 – 92%) + 10-20% S (возможно Si).

Внутреннее ядро: Fe + Ni.

Физические свойства глубинного вещества Земли



Современная модель распределения плотности в Земле в зависимости от глубины. Четко отмечены скачки плотности на границах между земной корой и верхней мантией и между нижней мантией и внешним ядром и сложный ход плотности с глубиной в области слоя пониженных скоростей и переходной зоны мантии, обусловленный эффектами частичного плавления и полиморфных переходов

1. Плотность

Ср. плотность Земли $5,52 \text{ г/см}^3$.
Плотность пород земной коры от $2,4$ до $3,0 \text{ г/см}^3$.

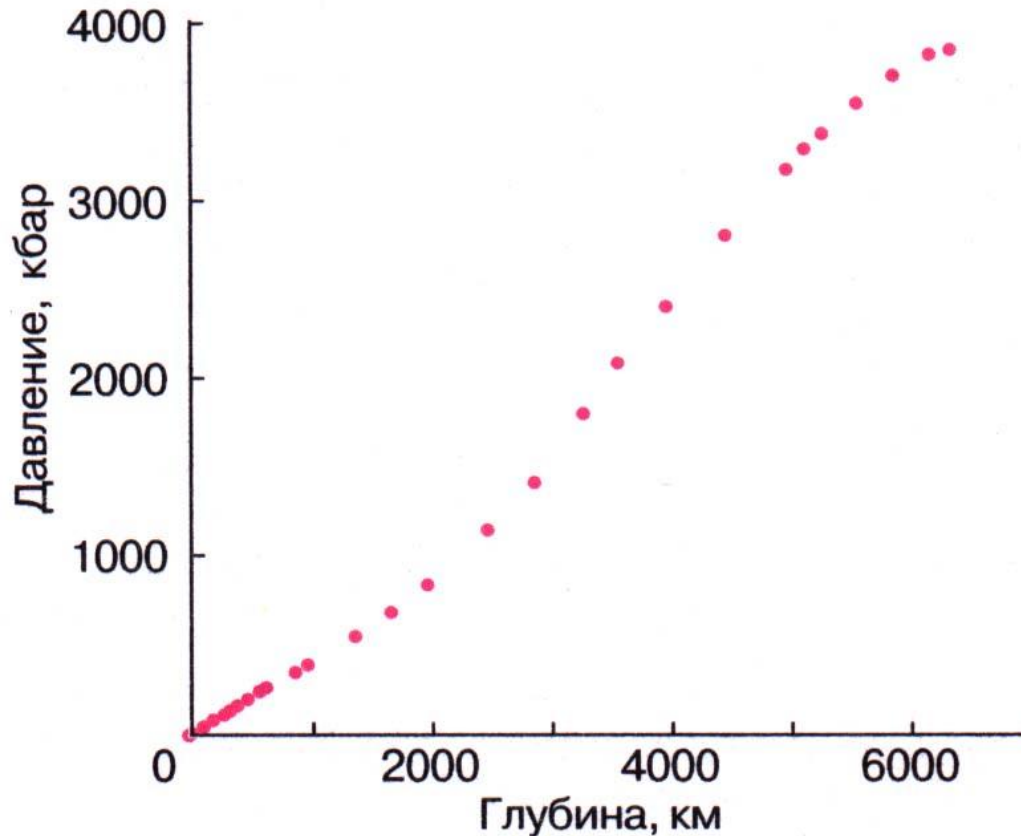
В объёме Земли кора занимает $1,5\%$, мантия — $82,3\%$, ядро — $16,2\%$. Ср. плотность Земли определяется плотной мантией и очень плотным ядром.

Источники информации:

- скорость сейсмических волн,
- эксперименты по фазовым изменениям в веществе.

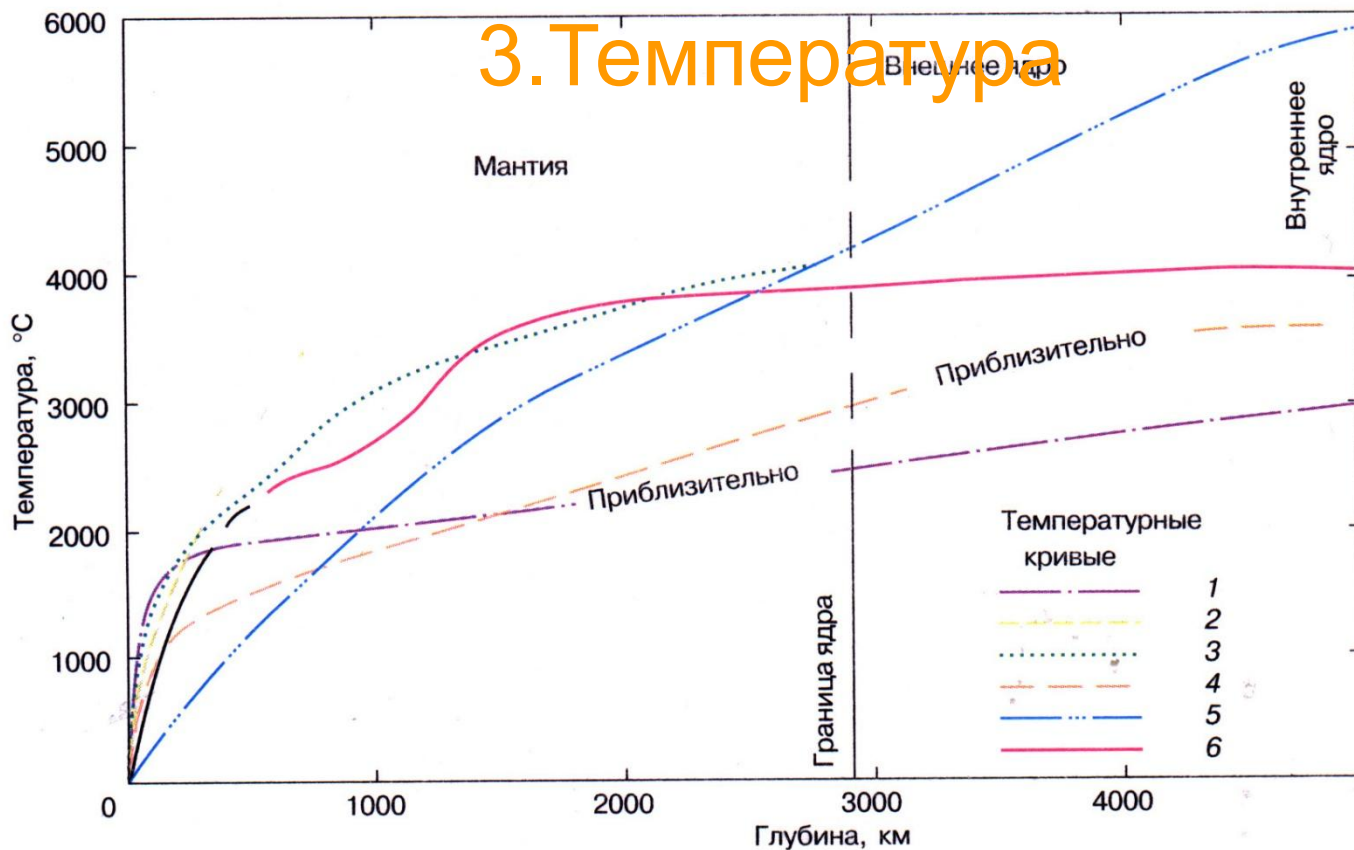
2. Давление

На основании характера изменения плотности в недрах можно рассчитать распределение давления с глубиной



Рассчитанное распределение давления в недрах Земли в зависимости от глубины

3. Температура



Оценки температур внутри Земли разными авторами [по: Б. Гутенберг, 1963]. Все кривые содержат неопределенные предположения

1 — Гутенберг (1951); 2 — Джеффрис (1952); 3 — Джекобс (1956); 4 — Ферхуген (1958); 5 — Гилварри (1957); 6 — Любимова (1958)

Модели изменения температуры с глубиной

В основании земной коры $\sim 500^{\circ}\text{C}$.

Верхняя мантия $\sim 1200^{\circ}\text{C}$.

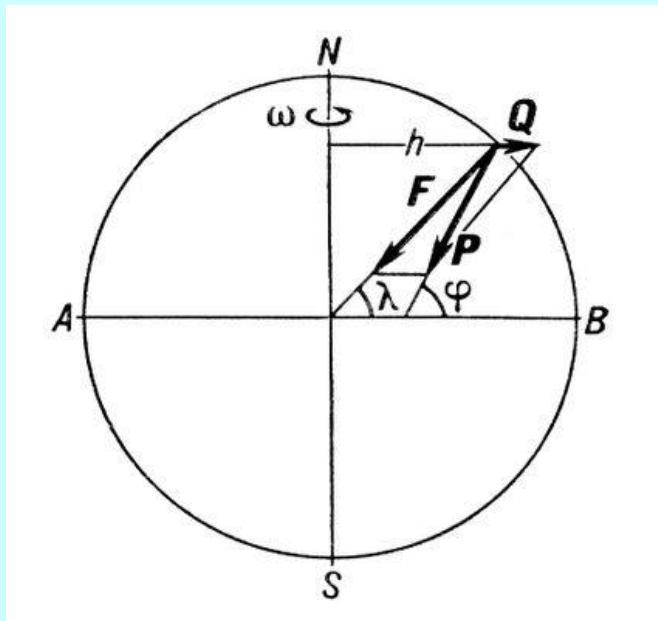
Граница мантии и ядра $\sim 2000\text{-}3500^{\circ}\text{C}$

Температура в центре Земли вряд ли существенно превышает 4000°C .

Естественные физические поля Земли

1. Гравитационное поле

Гравитационное поле Земли, поле силы тяжести: силовое поле, обусловленное притяжением Земли и центробежной силой, вызванной её суточным вращением.



P – сила тяжести.

F – сила притяжения Земли, направлена к центру Земли.

Q – центробежная сила, направлена от оси вращения и перпендикулярна ей.

На полюсе: $Q = 0$, $P = F = \max$.

На экваторе: $Q = \max$, $P = F - Q = \min$

Сила тяжести на экваторе на $\sim 0,5\%$ меньше, чем на полюсах.

2. Тепловое поле Земли

1. Внешний источник тепла Земли – солнечная радиация.

Солнечной энергии хватает на прогрев Земли до глубины 20-40 м. Здесь находится зона постоянных годовых T , ее ср. T обычно на 3-4°C выше среднегодовой T воздуха. В Москве на глубине 20 м постоянная температура +4,2°C.

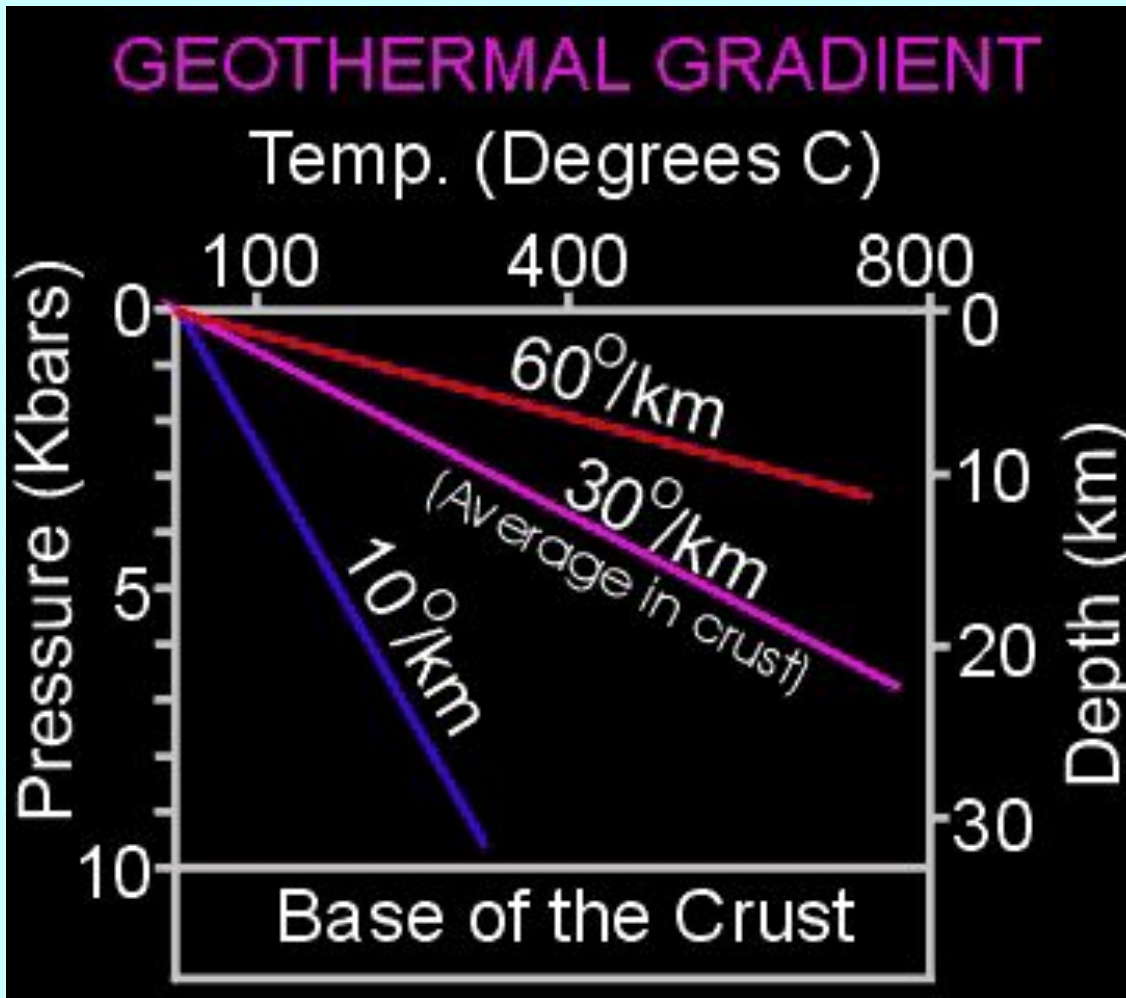
Ниже T пород начинает постепенно расти, но с разной скоростью в разных местах земного шара.

2. Внутренние источники тепла Земли :

- 1) Распад радиоактивных изотопов урана, тория, калия и др. радиоактивных элементов, рассеянных в горных породах.
- 2) Гравитационная (плотностная) дифференциация вещества,
- 3) Деформации за счёт приливного воздействия Луны.
- 4) Остаточное тепло Земли.

Значение других источников очень мало

Геотермический градиент



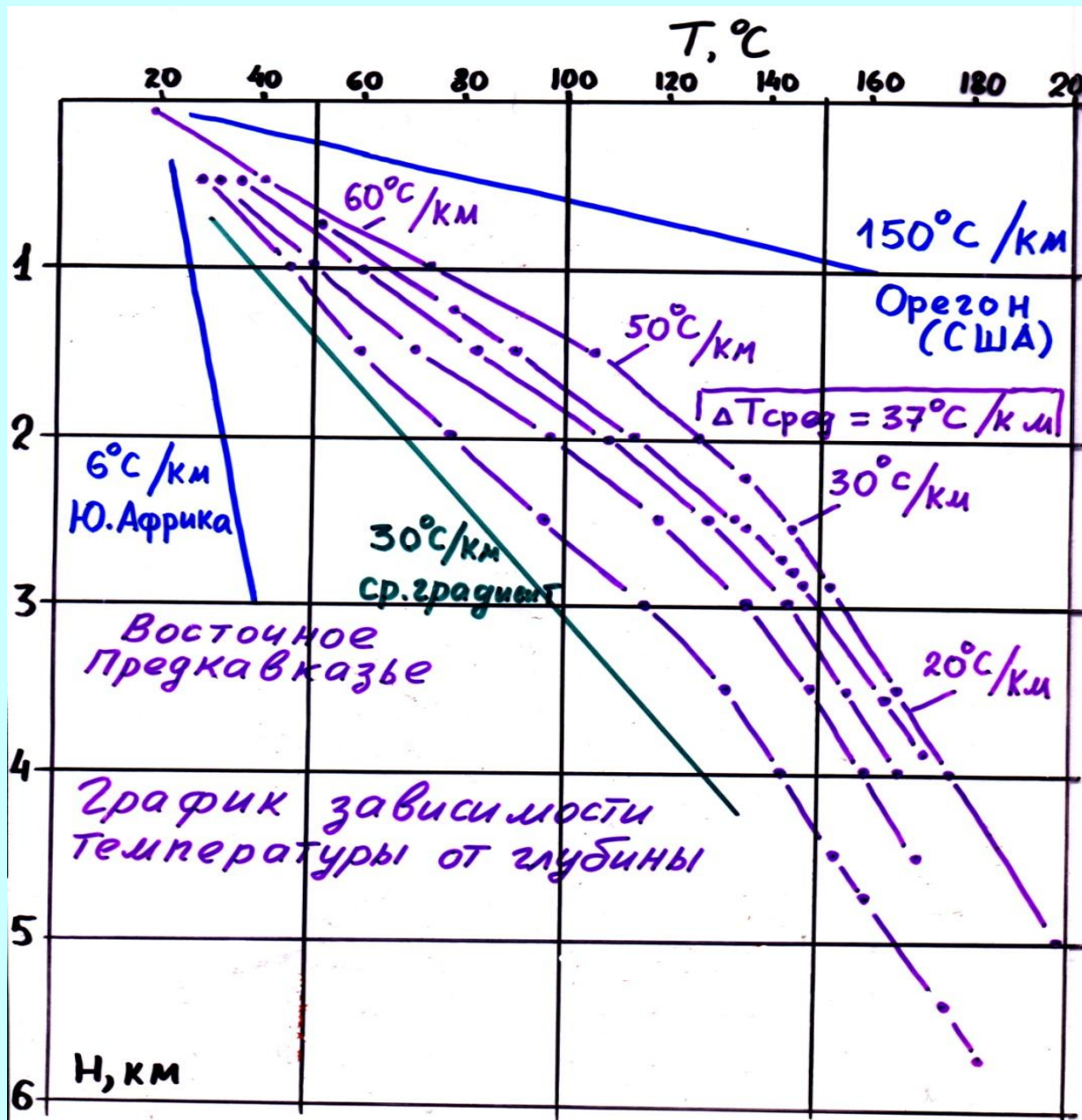
Геотермический градиент в вулканических областях (красная линия), на платформах (синяя линия) и усредненное значение (фиолетовая линия).

Увеличение T с глубиной в градусах на единицу глубины называется **геотермическим градиентом**.

Ср. геотермический градиент равен 30°C на 1 км глубины или 3°C на 100 м глубины.

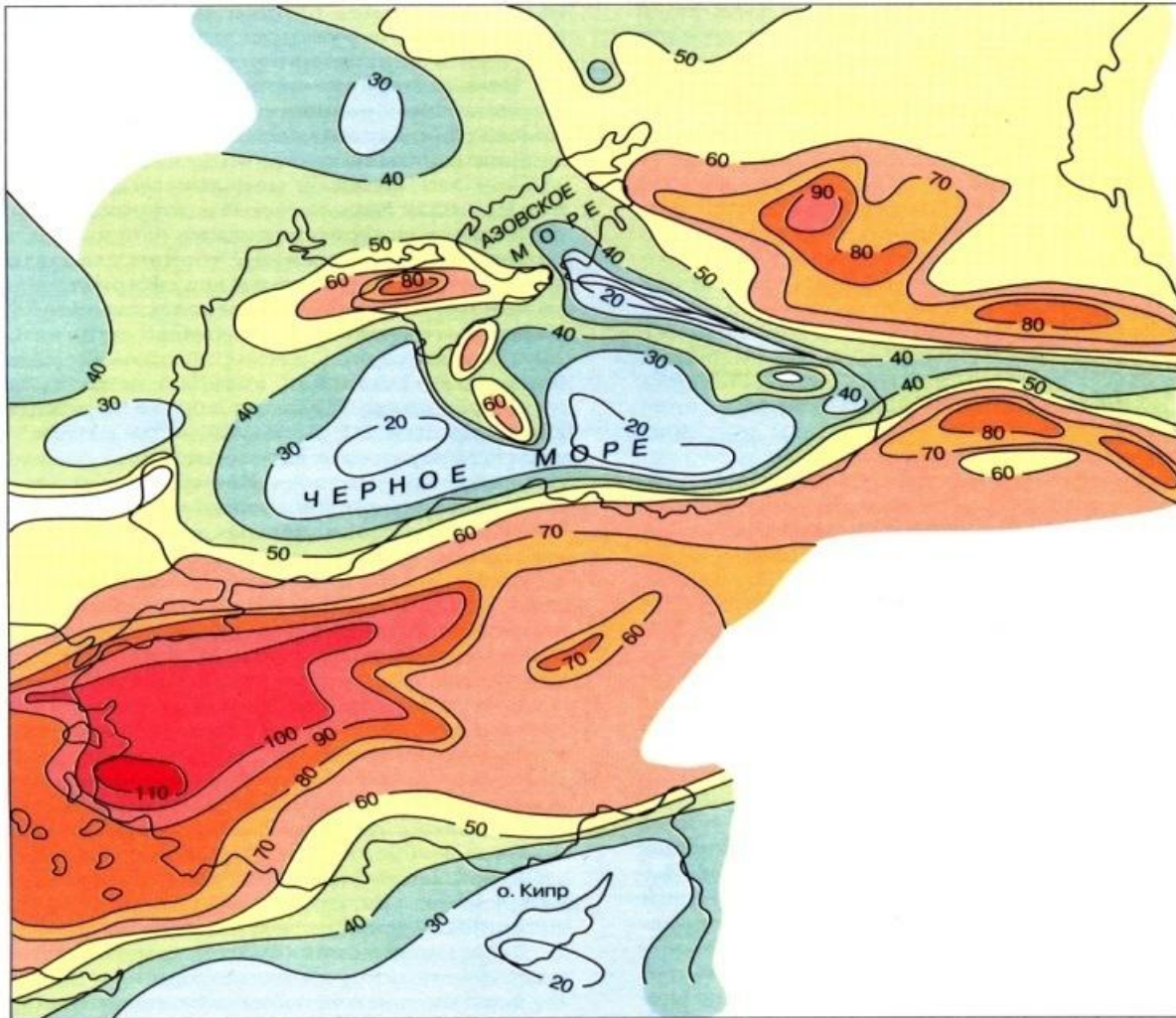
Обратная величина – **геотермическая ступень**: интервал глубины в метрах, на котором температура пород повышается на 1°C . Ср. геотермическая ступень 33 метра.

Изменение температуры в скважинах



Геотермический градиент на платформе в ЮАР, в Восточном Предкавказье и вулканической провинции штата Орегон

Тепловой поток



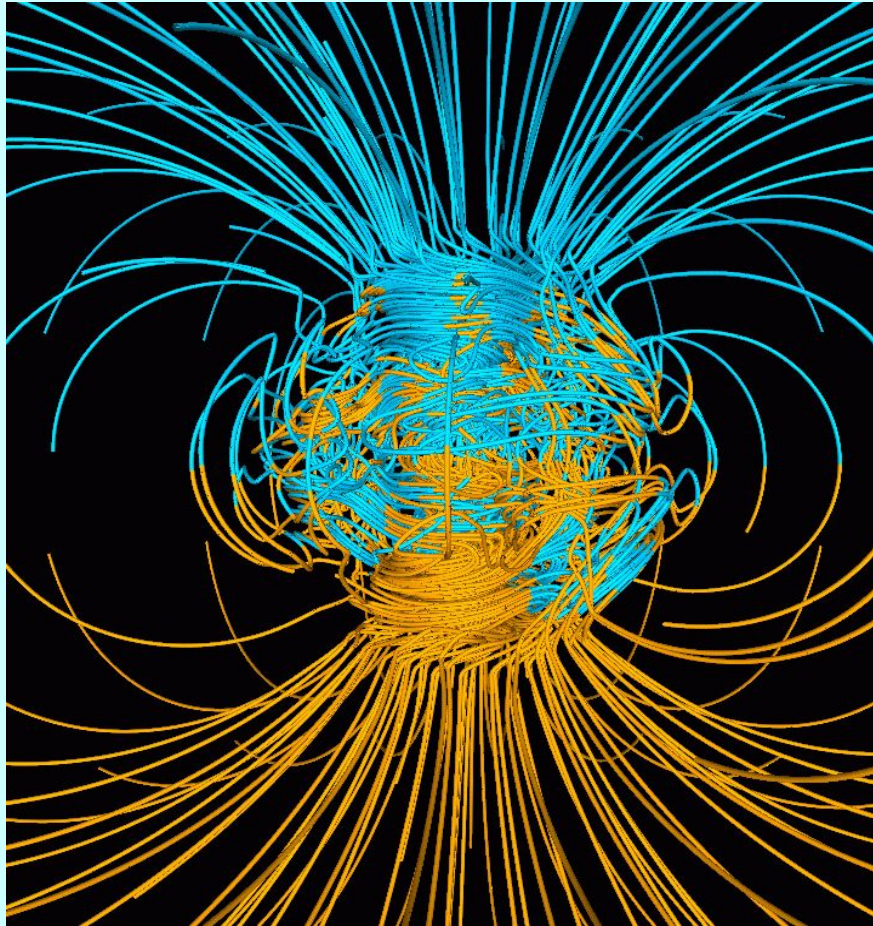
Тепловой поток - тепло, излучаемое Землей, или - количество тепла, поступающего из недр Земли на единицу площади (1 м^2) за единицу времени, измеряется в $\text{мВт}/\text{м}^2$ или в $\text{ккал}/\text{м}^2$.

Тепловой поток Кавказа, Черного моря и Анатолии [по: В. Чермак, Е. Хартиг, 1979]

Цифры на изолиниях — величина теплового потока, $\text{мВт}/\text{м}^2$

3. Магнитное (геомагнитное) поле Земли

Магнитное поле Земли (геомагнитное поле) складывается из **главного, аномального и внешнего геомагнитных полей**



Силовые линии дипольного магнитного поля Земли

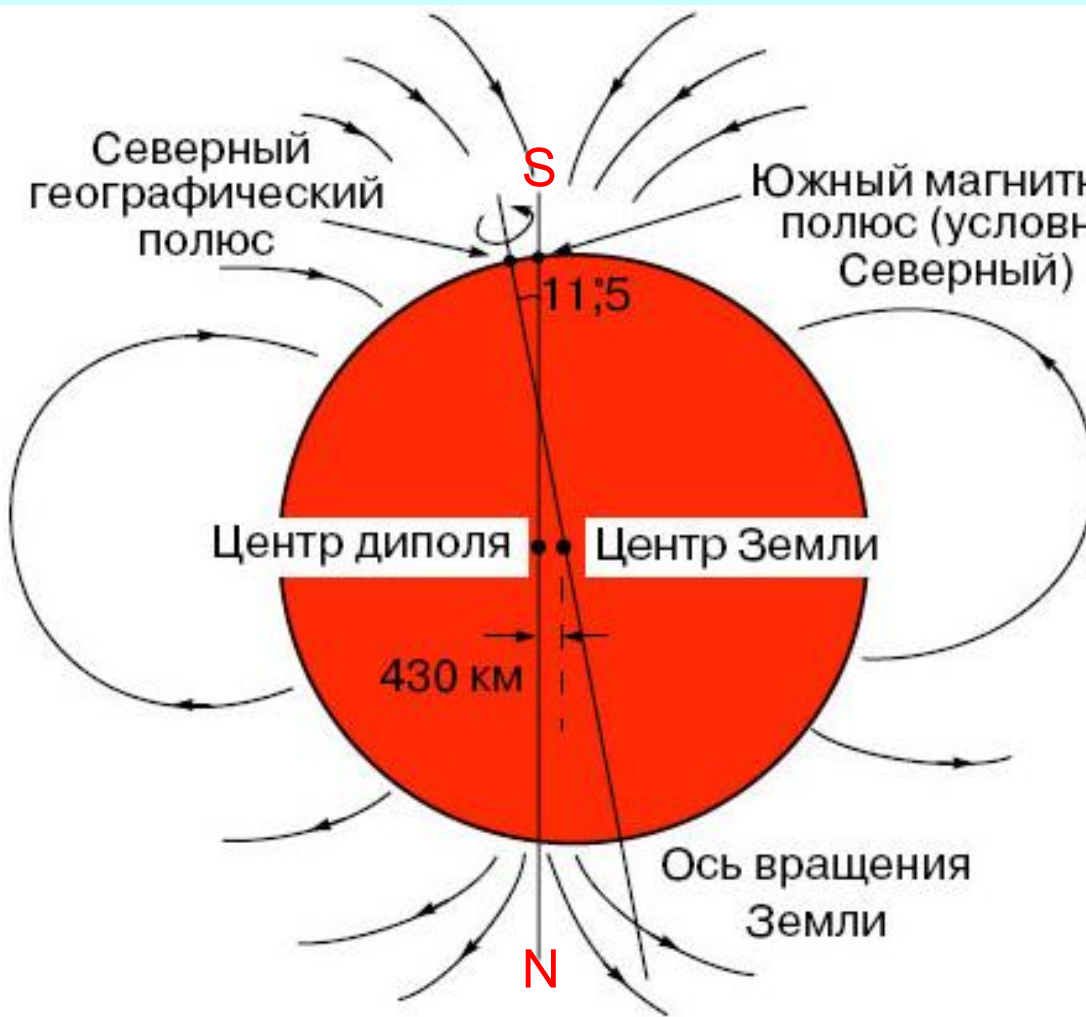
Главное, или основное геомагнитное поле генерируется **внутриземными источниками.**

Аномальное поле, создаваемое намагниченными горными породами.

Внешнее, или переменное, геомагнитное поле, связано с **солнечно-земными взаимодействиями.**

Напряженность дипольного магнитного поля Земли $\sim 0,5$ эрстед. Магнитному полю Земли лучше всего соответствует дипольная модель однородно намагниченного шара

Геомагнитные полюсы – точки пересечения магнитной оси с земной поверхностью, в которых магнитное наклонение = 90°



S – в Северной Гренландии.

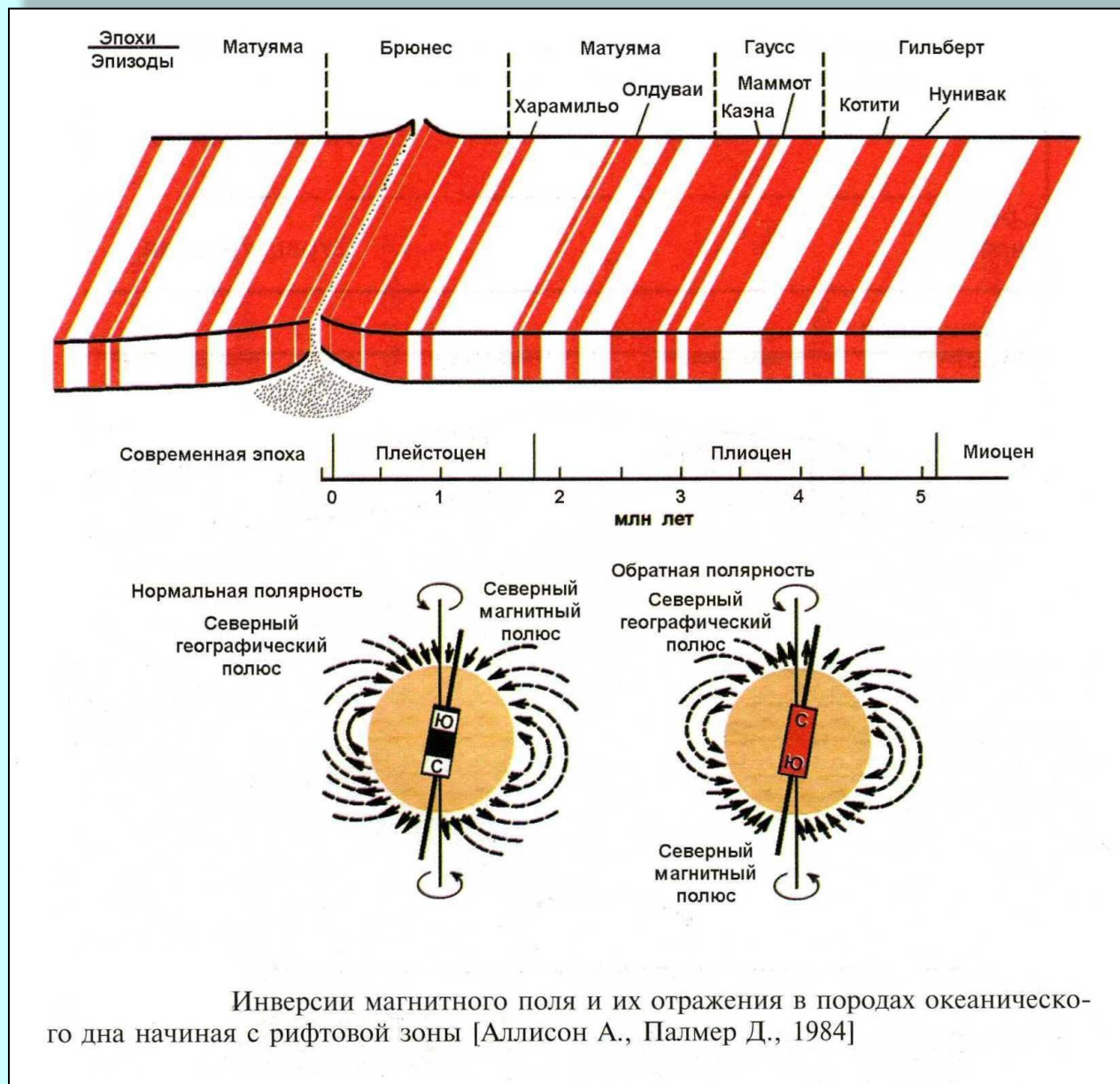
N – в Антарктиде.

Полюсы медленно мигрируют.

S – в сторону Сибири.

Угол между географическим и магнитным меридианами называется **магнитным склонением**.

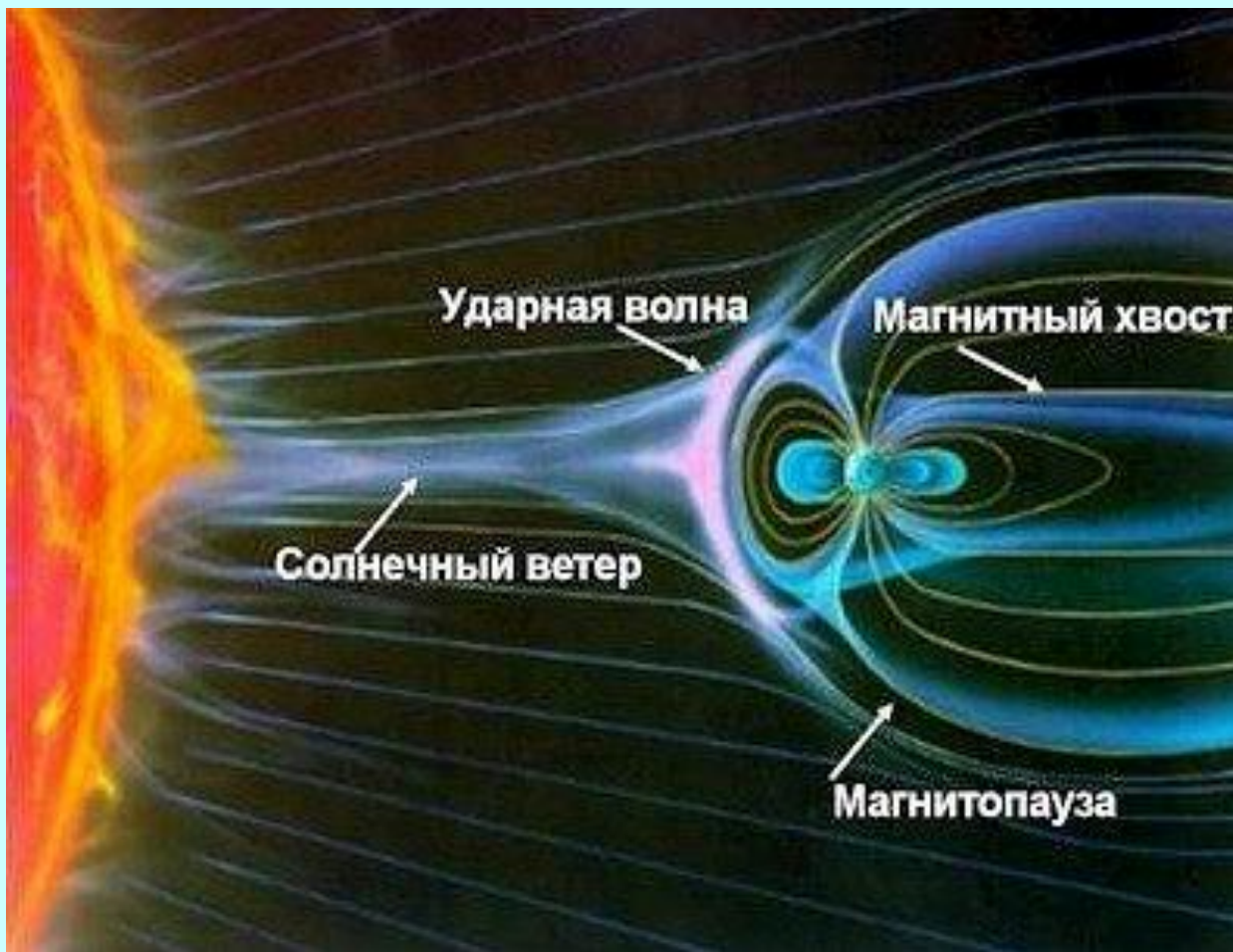
Инверсия магнитного поля Земли



Магнитосфера -

Область геомагнитного поля, обтекаемого солнечным ветром, ее граница с дневной стороны проходит на расстоянии 70-80 тыс. км от Земли, границы хвоста не известны.

Граница магнитосферы Земли, на которой давление магнитного поля равно давлению окружающей магнитосферу плазмы называется *магнитопауза*.



Геомагнитное поле несет важную *экологическую функцию*, защищая Землю и все живое от губительного потока ионизированного плазменного вещества.

Области магнитосферы, представляющие собой геомагнитные ловушки, удерживающие частицы в ограниченном объеме, образуют *радиационные пояса Земли*.

Спасибо за внимание!

