

Форма, строение, состав Земли.
Физические свойства глубинного
вещества Земли.
Естественные физические поля.



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	$5,518 \text{ г/см}^3$

Мир в представлении древних египтян.

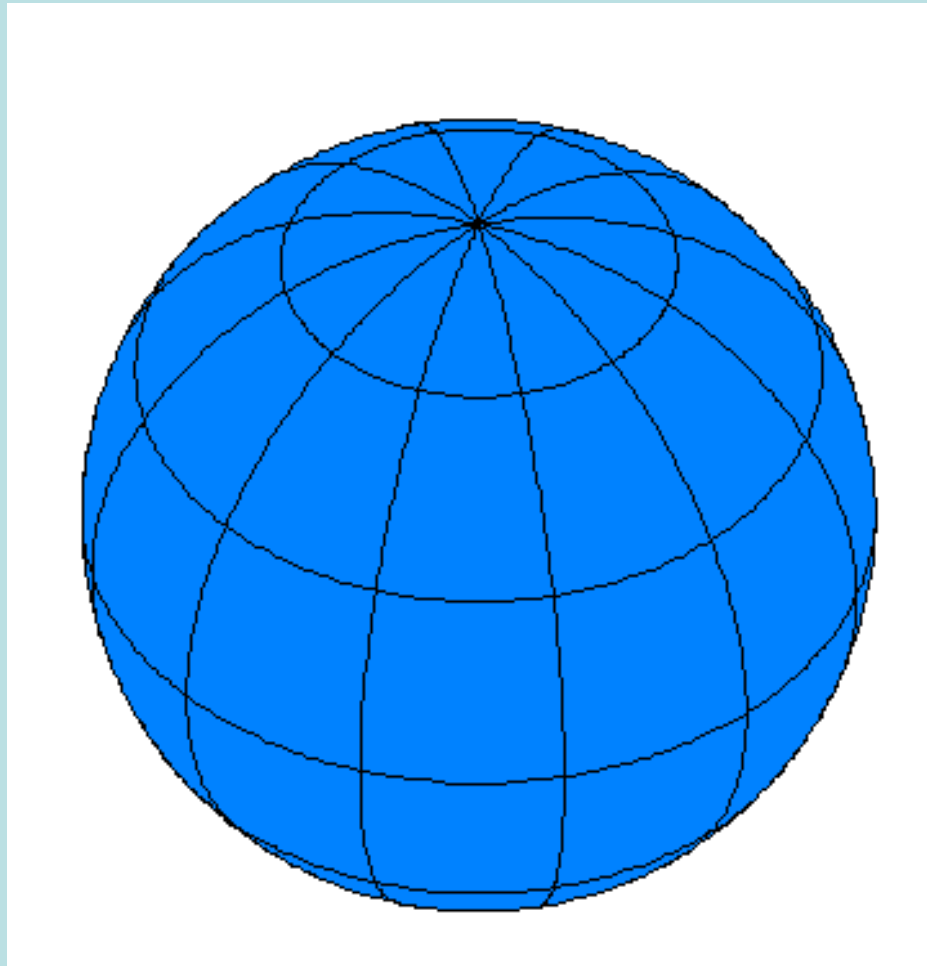


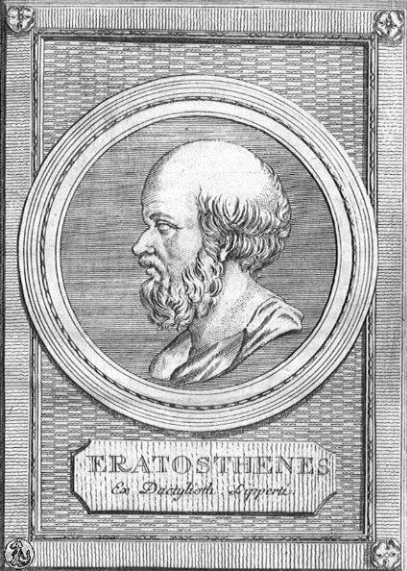
Внизу – Земля, над ней – богиня неба; слева и справа – корабль Солнца, показывающий путь Солнца по небу от восхода до заката.



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.

Со времён Пифагора (ок. 580 – 500 год до н.э.) и в средние века Землю признавали шаром и умели её измерять!



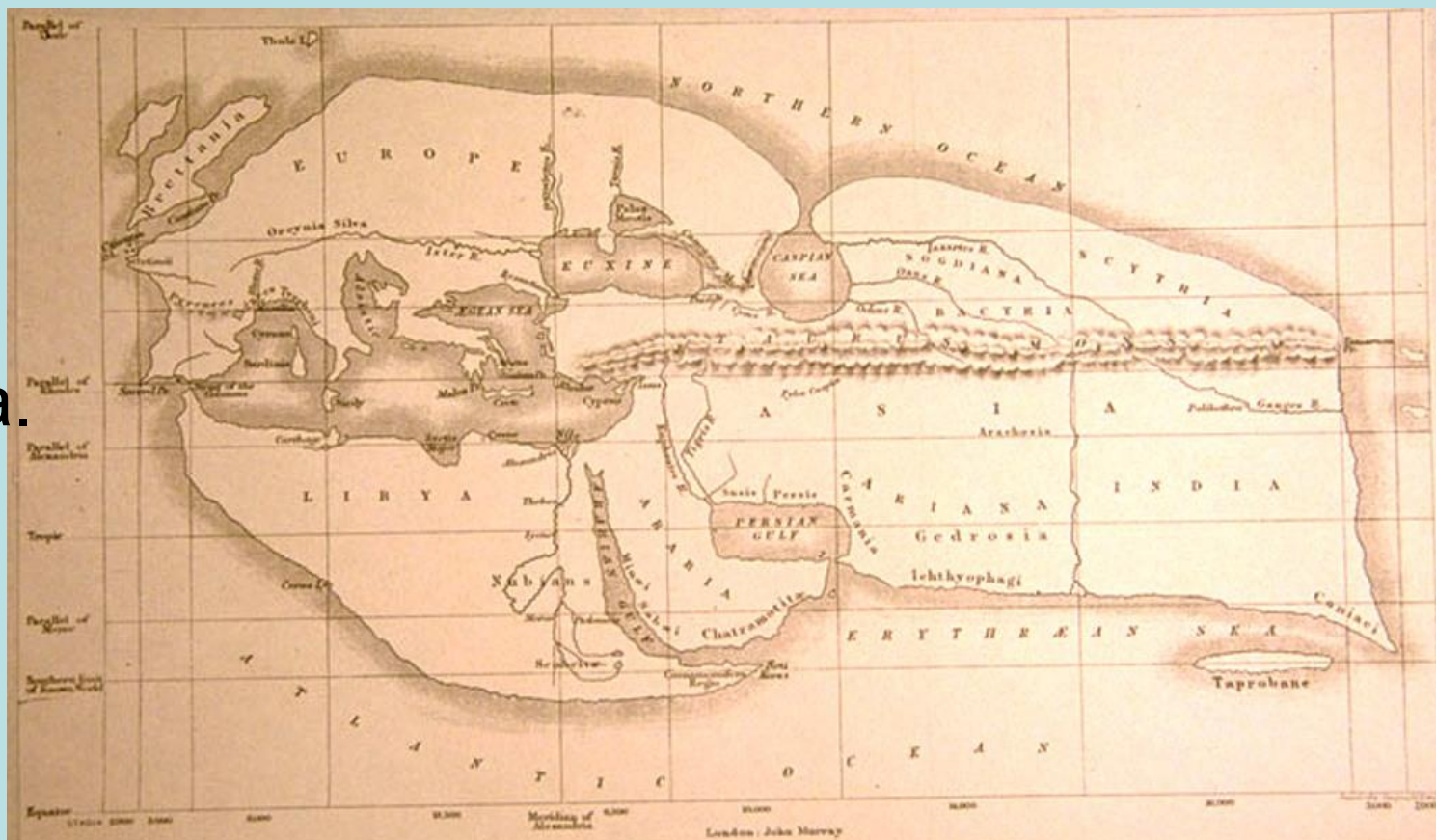


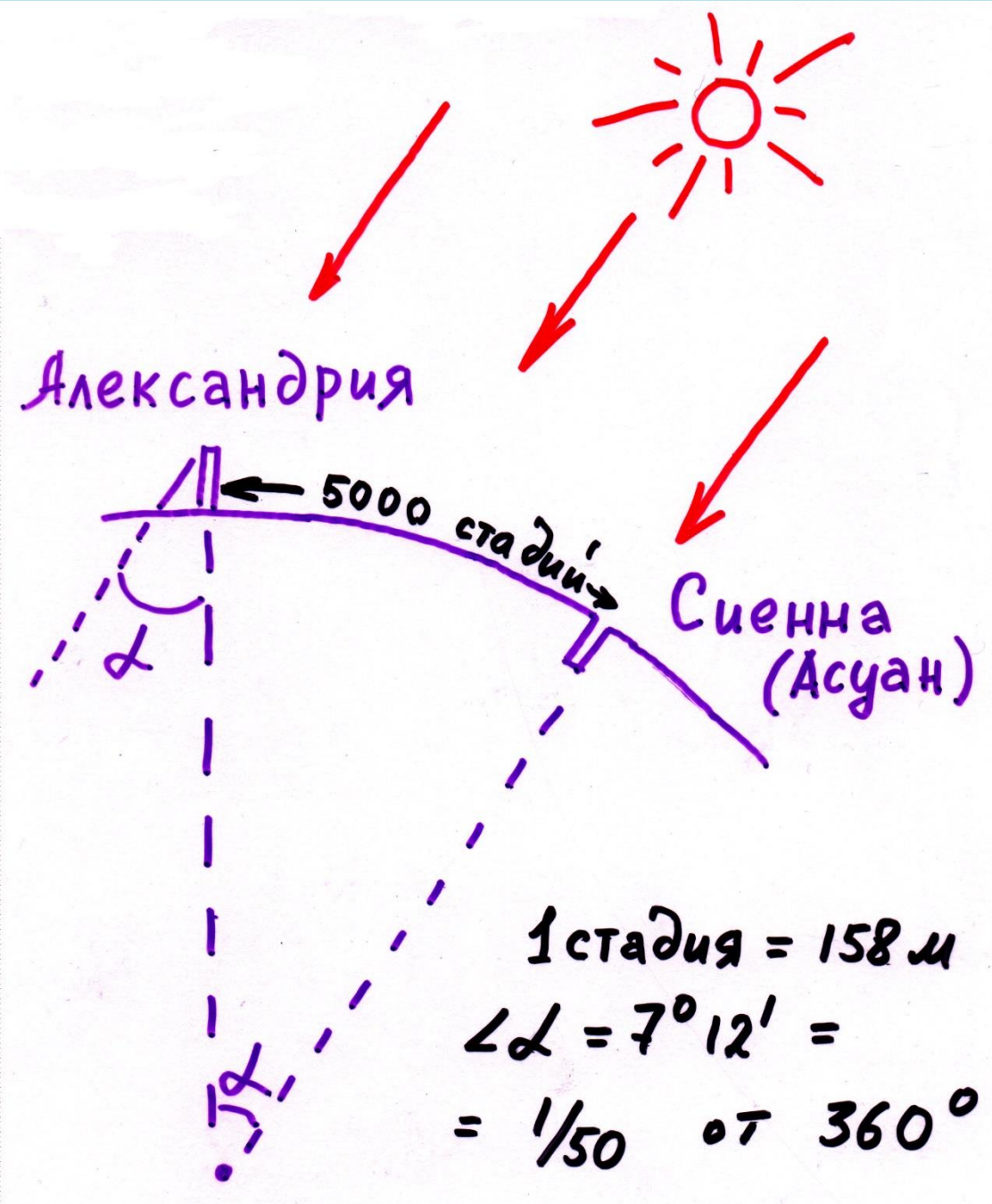
Эратосфен Киренский (276 – 194
год до н. э.)

Ввел термин «ГЕОГРАФИЯ» !!!

«География» в трёх книгах!!!

Карта
Эратосфена.





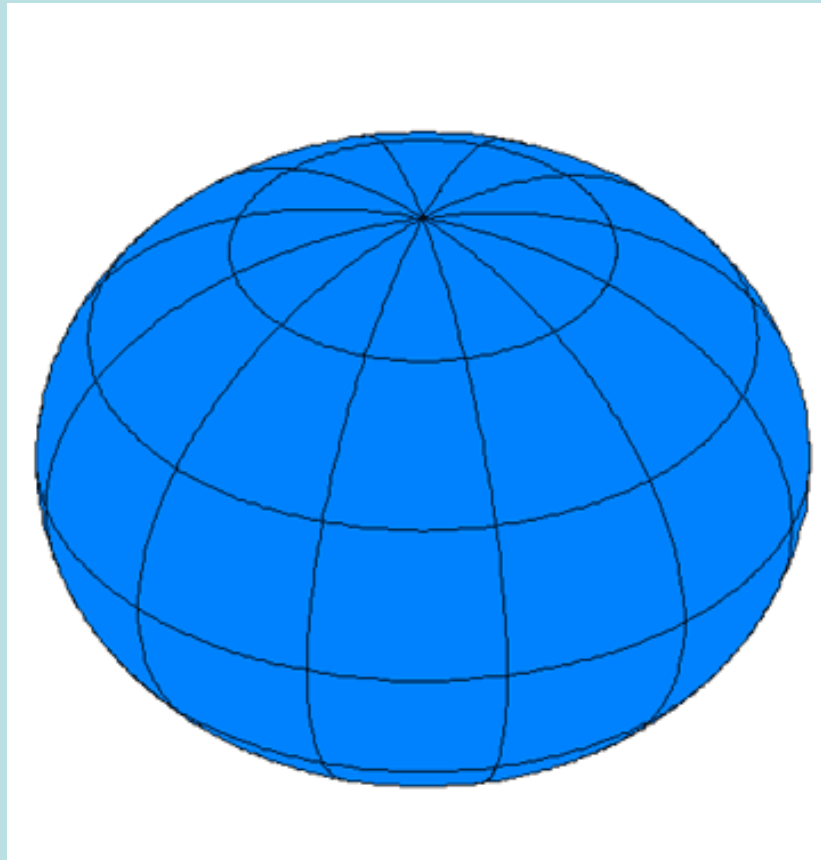
В 240 – 230(?) году до н.э. провёл эксперимент по измерению длины меридиана. 19 июня в полдень.

Локр. = 50 x 5000 стадий
x 158 м = 39 500 км
($L_{\text{мер.}} = 40\,008,548$ км)

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

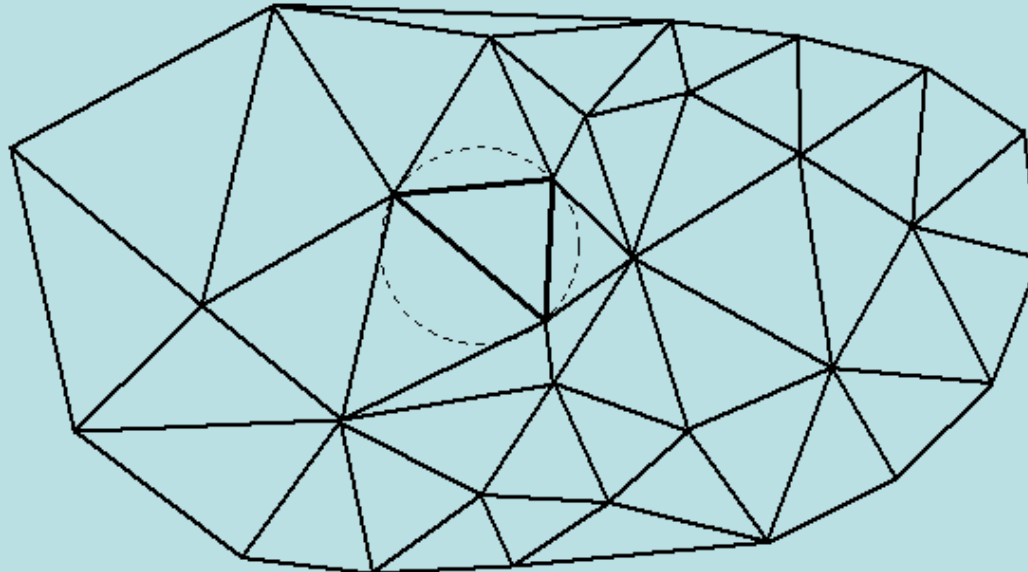
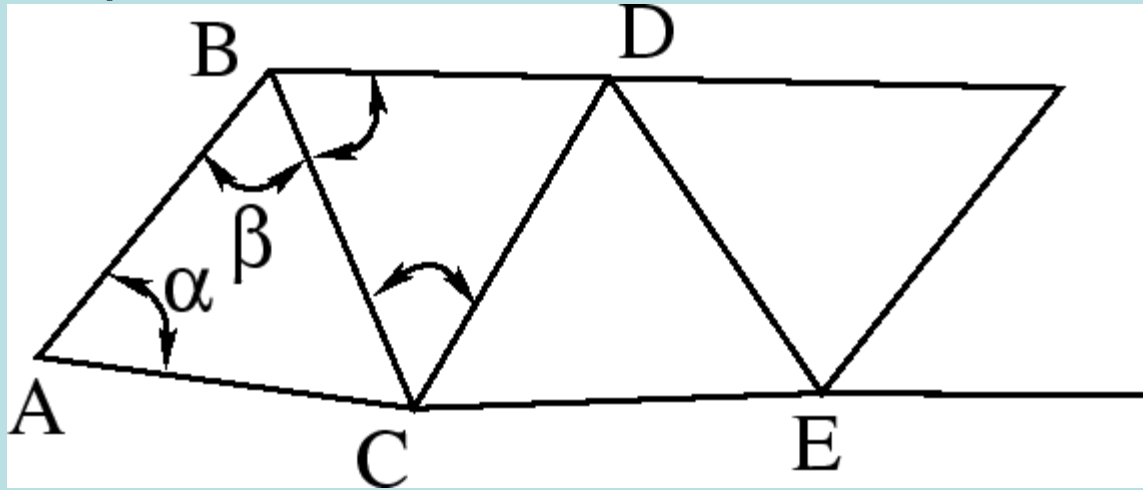
Ошибка ~ 1,3 % !!!

XVII век. 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 должна составлять $1/230$ долю от среднего радиуса Земли.

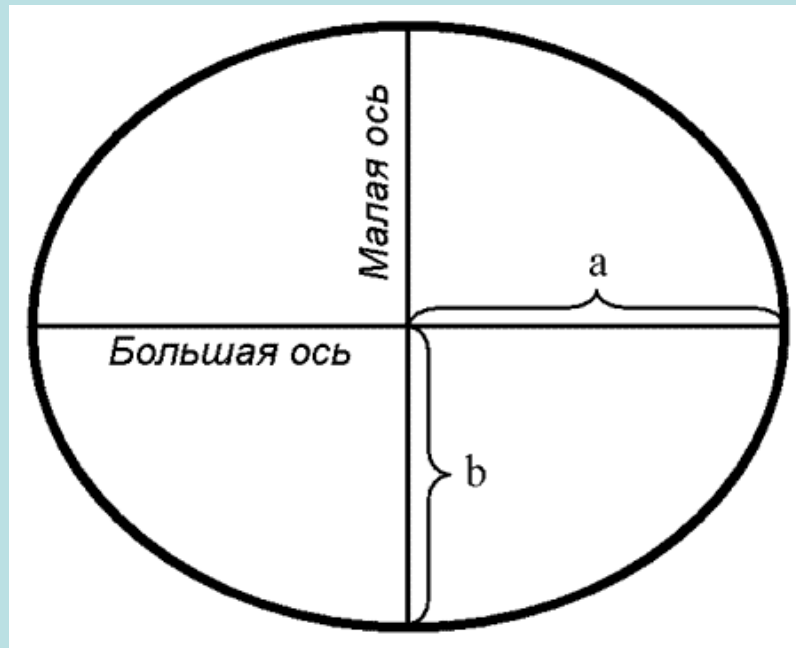


Проверка на практике – это не совсем просто!

Начало XVII века (1615-1617 гг.) голландец Синеллиус (1580-1626) - метод триангуляции: база АВ+углы α, β – расстояния АС и ВС → построение геодезической сети ABCDE....



Только в следующем веке, в результате измерения длины двух дуг меридиана, по 1⁰ каждая, у экватора (1735-1743гг. в Перу) и близко к полюсу (1736-1737 гг. в Лапландии) было подтверждено сжатие Земли у полюсов.



$$\alpha = \frac{a-b}{a}$$

(полярное сжатие)

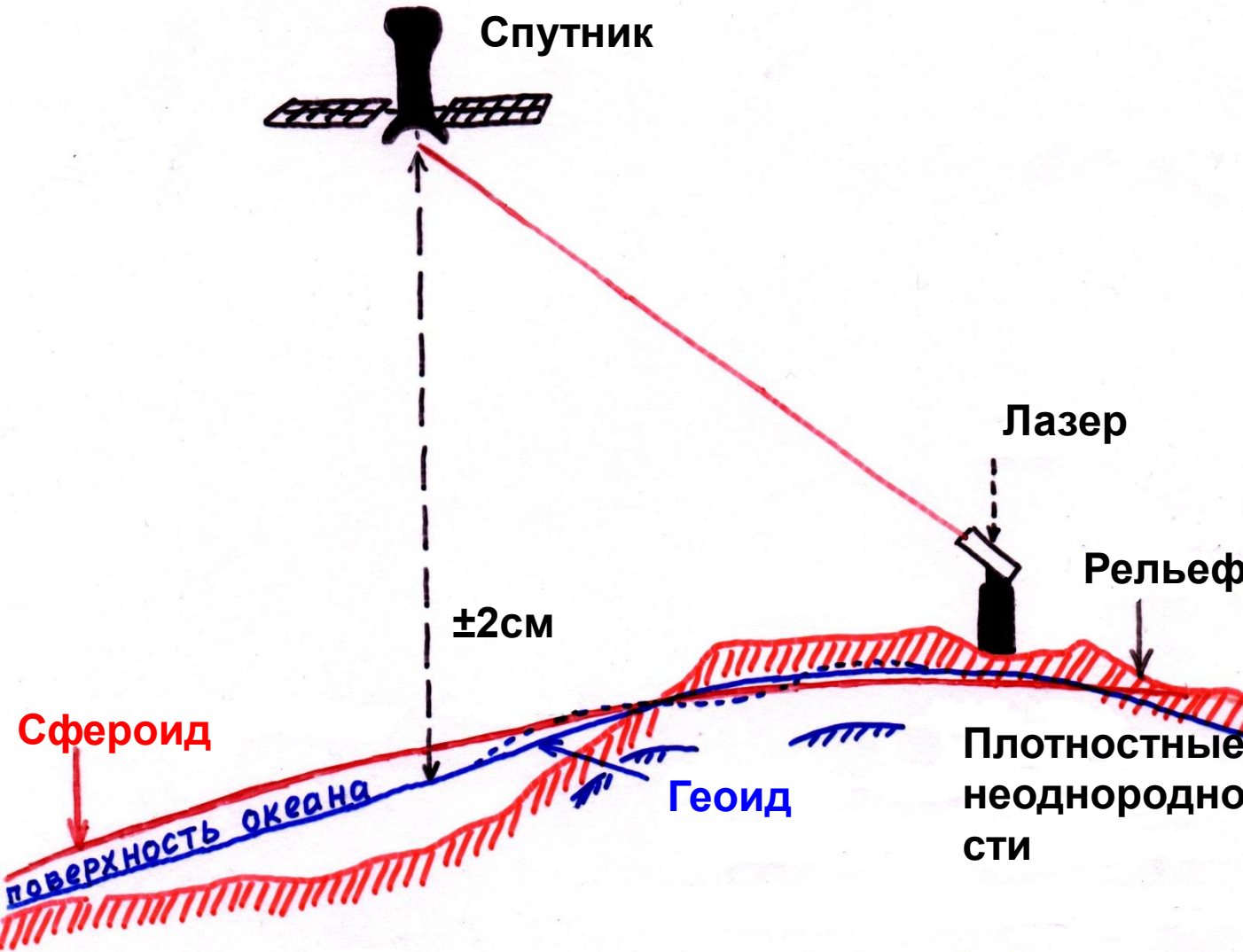
$$R_{\text{экв.}} - R_{\text{пол.}} = 21,385 \text{ км}$$

Эллипсоид	a, м	b, м	α	Q, м
Международный (1924 ₂)	6 378 388	6 356 912	1/297,0	10 002 288
Красовского (1941 ₂)	6 378 245	6 356 863	1/298,3	10 002 137
Международного астрономического союза (1976 ₂)	6 378 140	6 356 755	1/298,257	10 001 970

a, b-полуоси; α -сжатие эллипсоида; Q-длина 1/4 меридиана.

1791 г. Конвент Франции принял новую единицу длины – метр, как 1/40 000 000 часть полной длины парижского меридиана.

Геоид (землеподобный).



И. Листинг (1873)

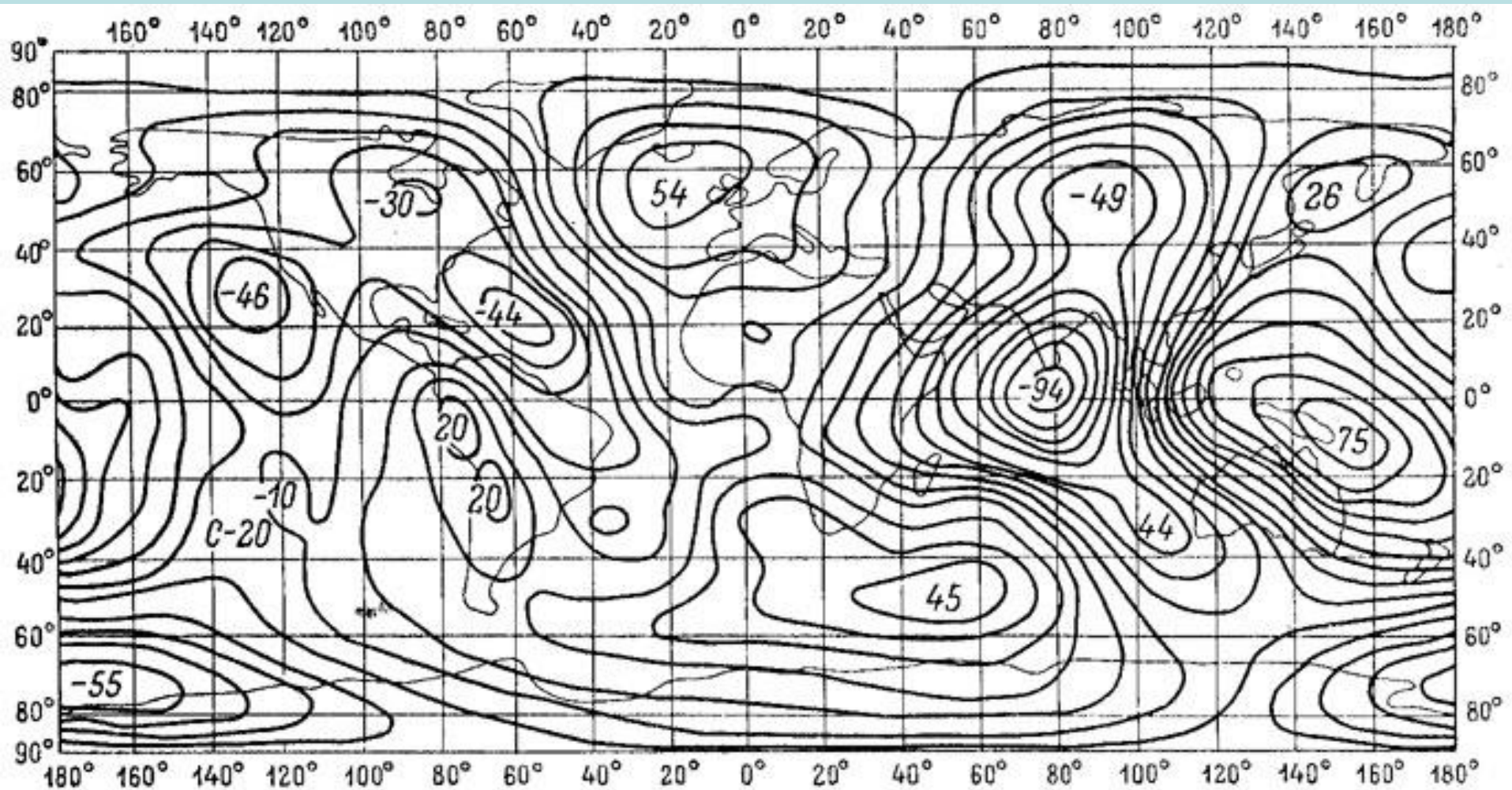
Геоид – уровенная поверхность, совпадающая со средним уровнем невозмущенного океана, условно продолженная под континенты.

Поверхность геоида – эквипотенциальная, т.е. она везде перпендикулярна направлению силы тяжести.

(Реальная Земля).

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

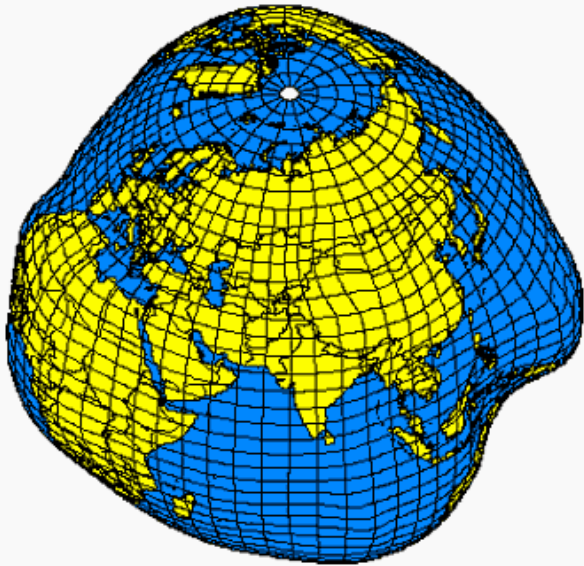
Карта превышений высот геоида над эллипсоидом вращения (сфероидом)



Исландия + 54 м, Цейлон – 100 м

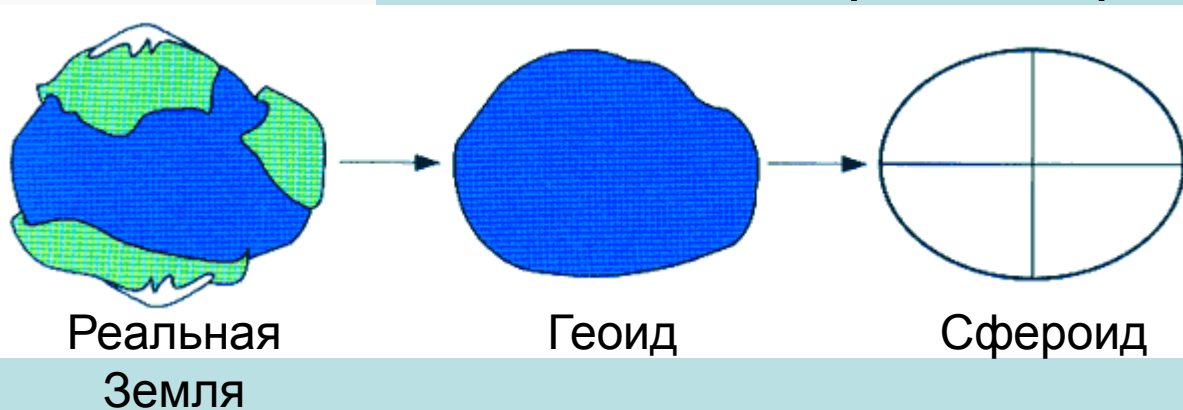
Земля имеет форму груши!

Земля сплюснута и у экватора (разность полуосей ~ 200 м), т.е. Земля – трехосный эллипсоид вращения.



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

Изучение геоида – одна из задач геодезии и гравиметрии.



Внутреннее строение Земли.

Средний радиус Земли – 6371 км

Самая высокая вершина – Эверест 8 848 м

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

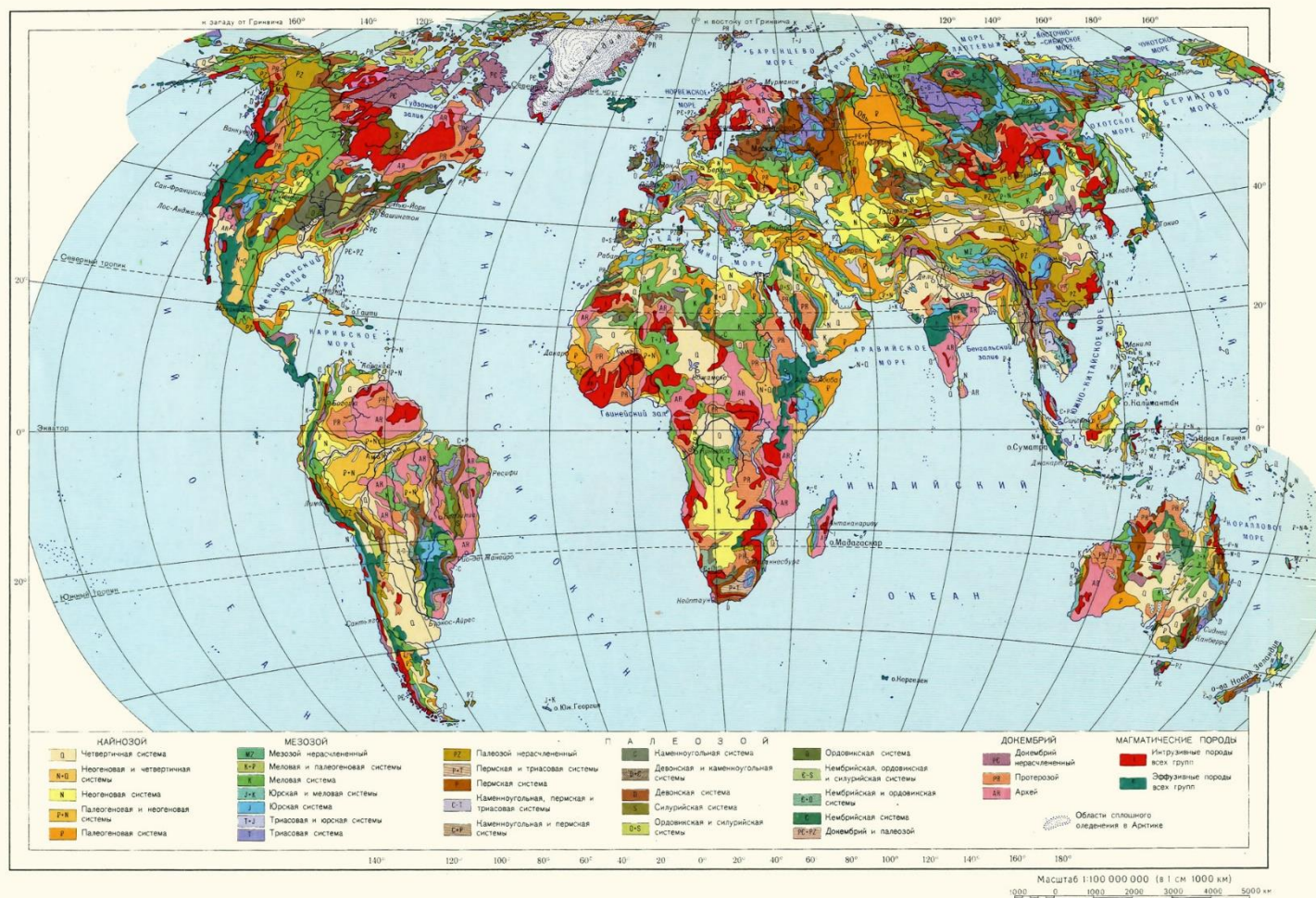
Самая глубокая скважина в мире – Кольская 12 262 м



Кольская сверхглубокая скважина.

Начало бурения 1970 г.

1. Древние породы на щитах – выступах кристаллического основания платформ континентов.



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.

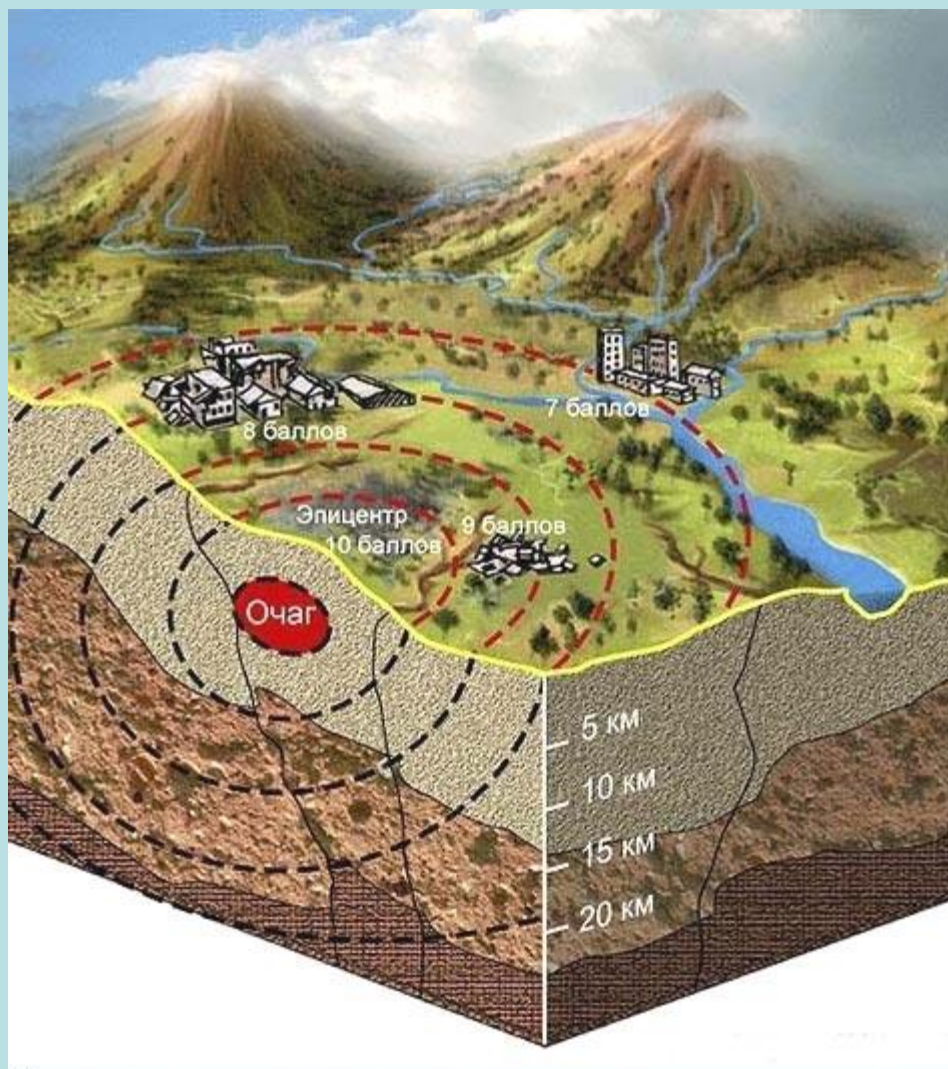
Косвенные методы изучения: методы физики, химии, экспериментальной петрологии.

- Представления о составе и физическом состоянии недр Земли преимущественно основываются на данных комплекса геофизических методов.
- Главный – **сейсмический метод**, основанный на регистрации скорости распространения в теле Земли упругих волн, вызываемых землетрясениями или искусственными взрывами.

Сейсмический метод.

- Волны – направленные возмущения в какой-либо среде, 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).



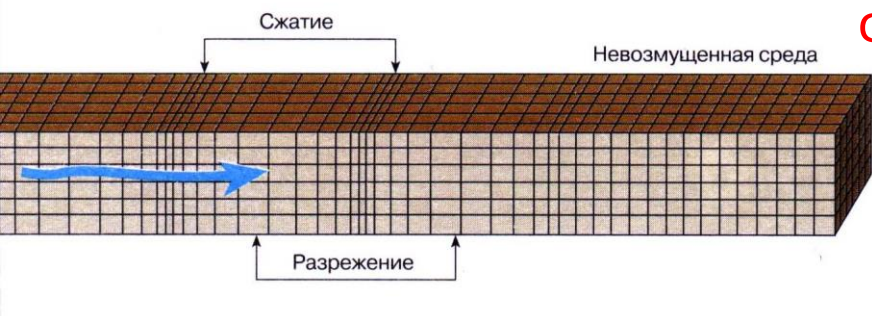
Возникают в очаге землетрясения размером в несколько км и, распространяясь во все стороны на огромные расстояния, пронизывают всю Землю.

По типу деформации эти волны делят на продольные (сжатия и разрежения) и поперечные (волны сдвига).

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

Типы объемных сейсмических волн.

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



объёма.

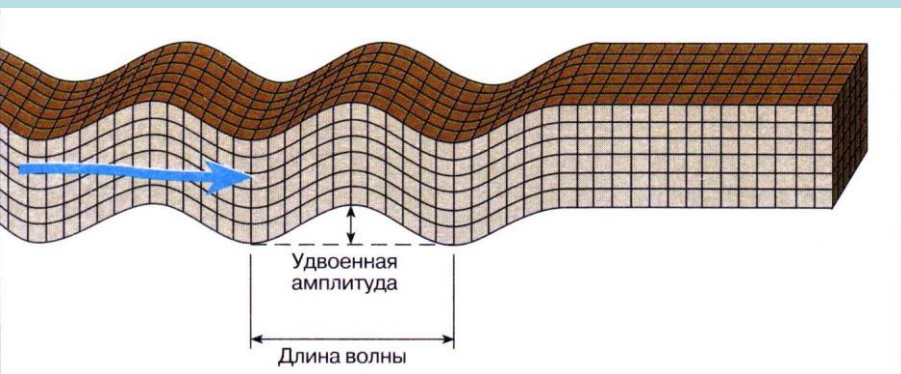
$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

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.

Схема прохождения объёмных сейсмических волн через геосферы.

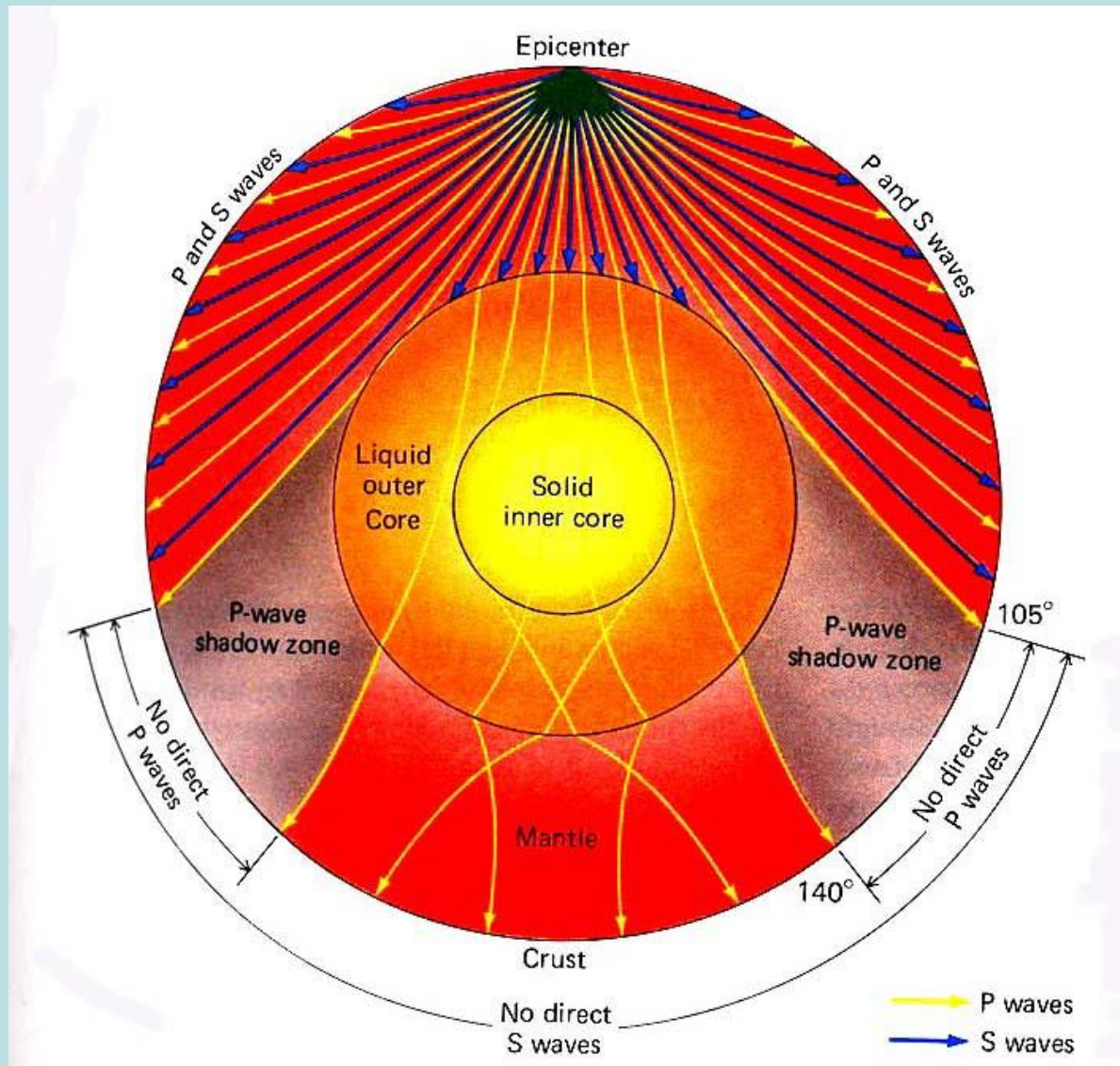
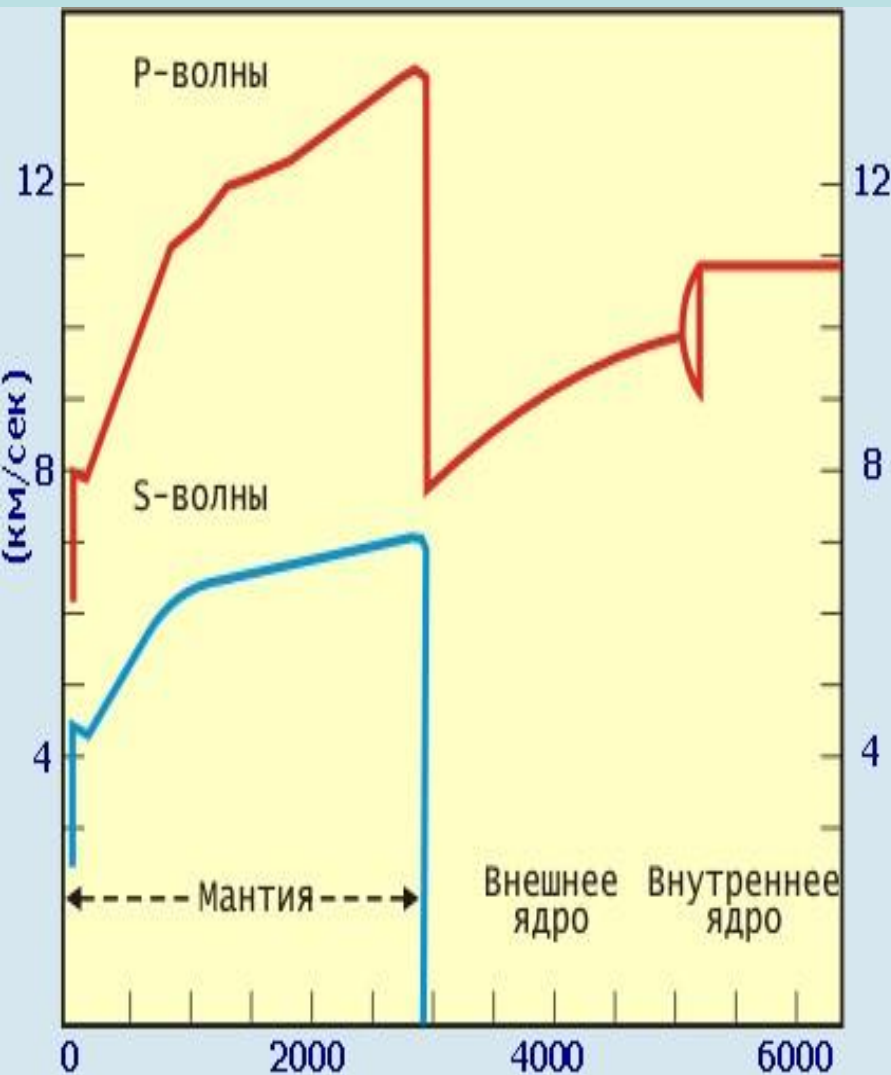


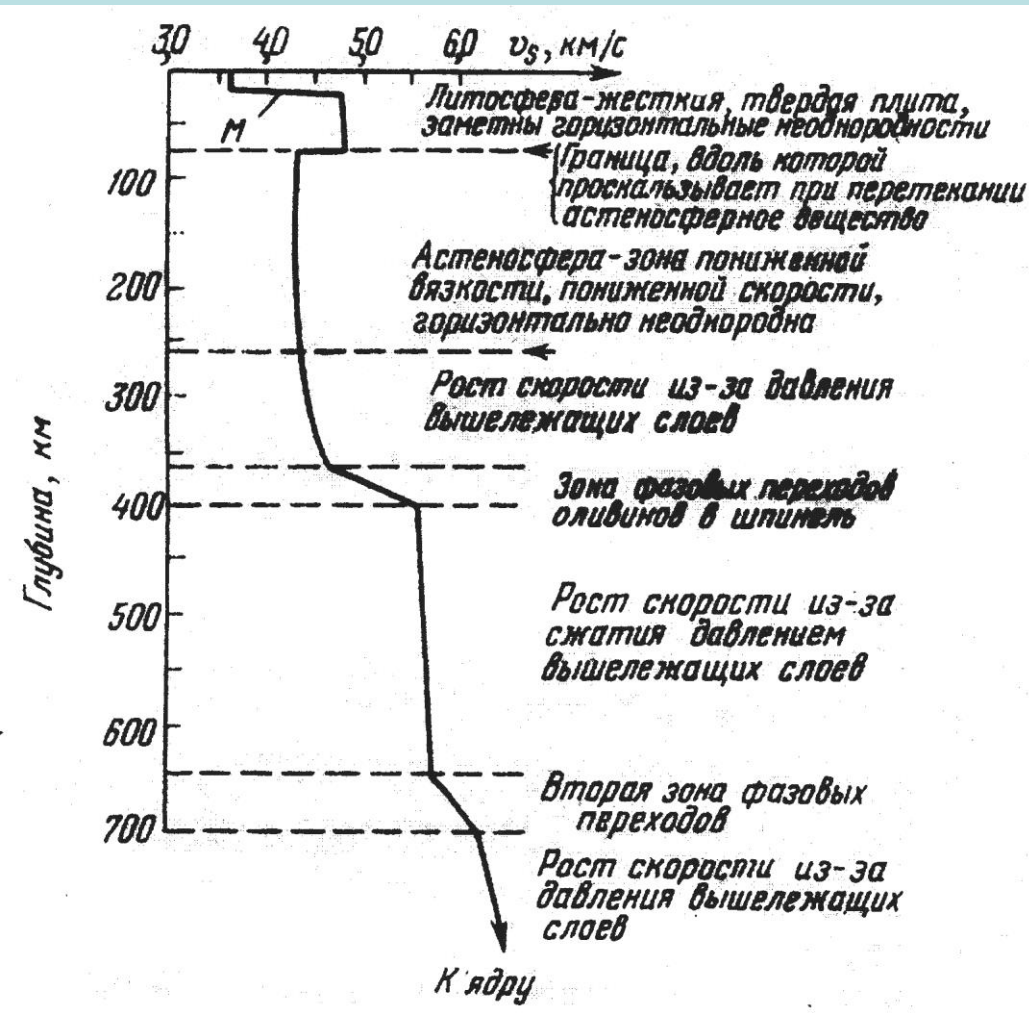
График скорости распространения объёмных сейсмических волн в пределах Земли.



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). Это граница между мантией и внешним ядром.
3. На глубине 5120 км вновь резкое увеличение V_p волн. Твёрдое внутреннее ядро было открыто в 1936 г. И. Леманном.

Строение верхней мантии.



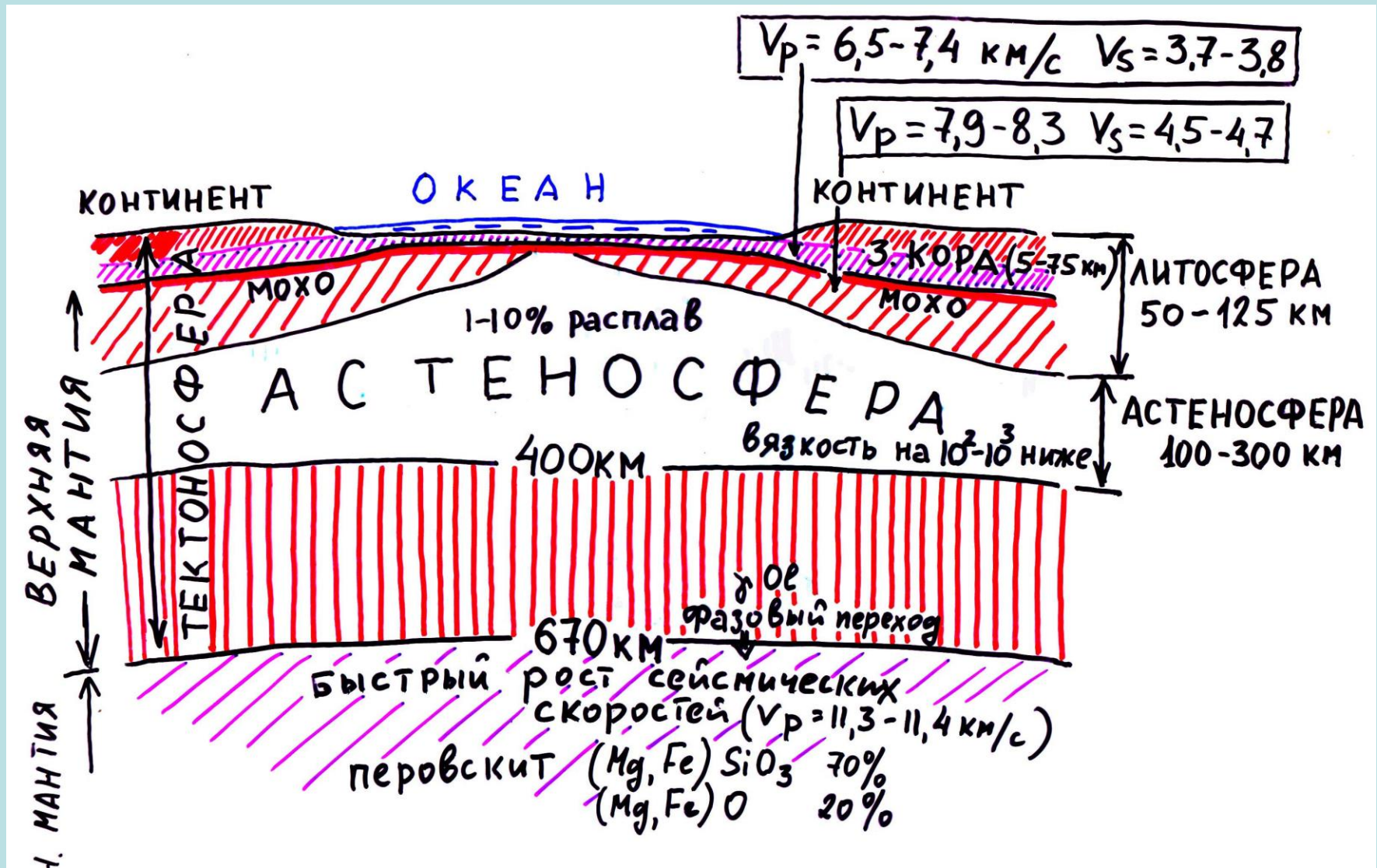
Одна из первых современных реальных моделей мантии Земли.

Модель построена по данным сейсмологии и результатам лабораторных исследований при высоких давлениях.

Обратите внимание на интервал глубин от ~ 75 до ~ 350-400 км.

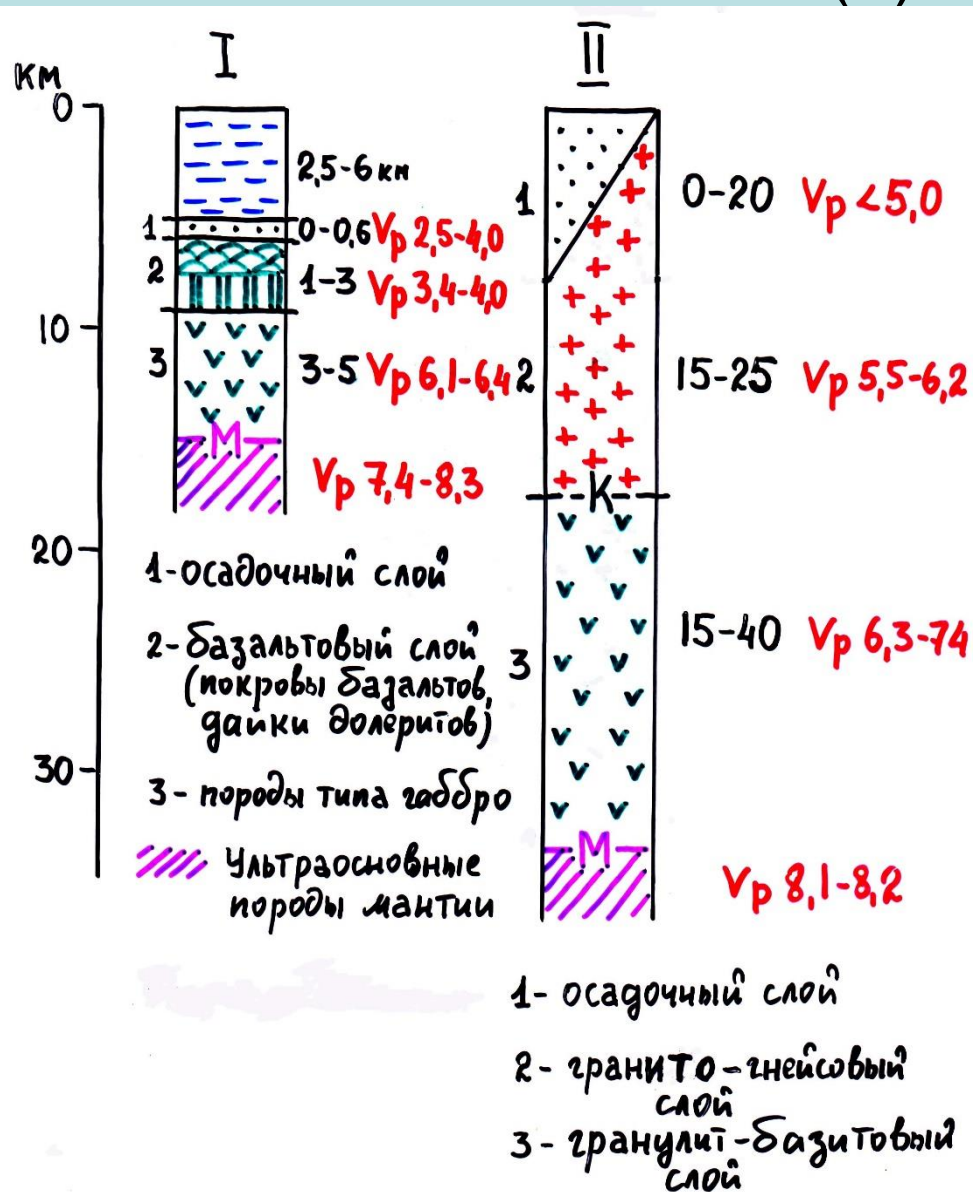
Характеризуется резким снижением скоростей S-волн.

Астеносфера.



Астеносфера находится в частично расплавленном состоянии и способна к медленному течению из областей высокого давления в области пониженного давления, выравнивая его.

Обобщенные разрезы океанской(I) и континентальной(II) земной коры.



Океанская кора.

Мощность 1 и 2 слоя по данным геофизики и бурения, 3 – по данным геофизики.

Состав всех слоёв известен. Данные бурения и драгирования.

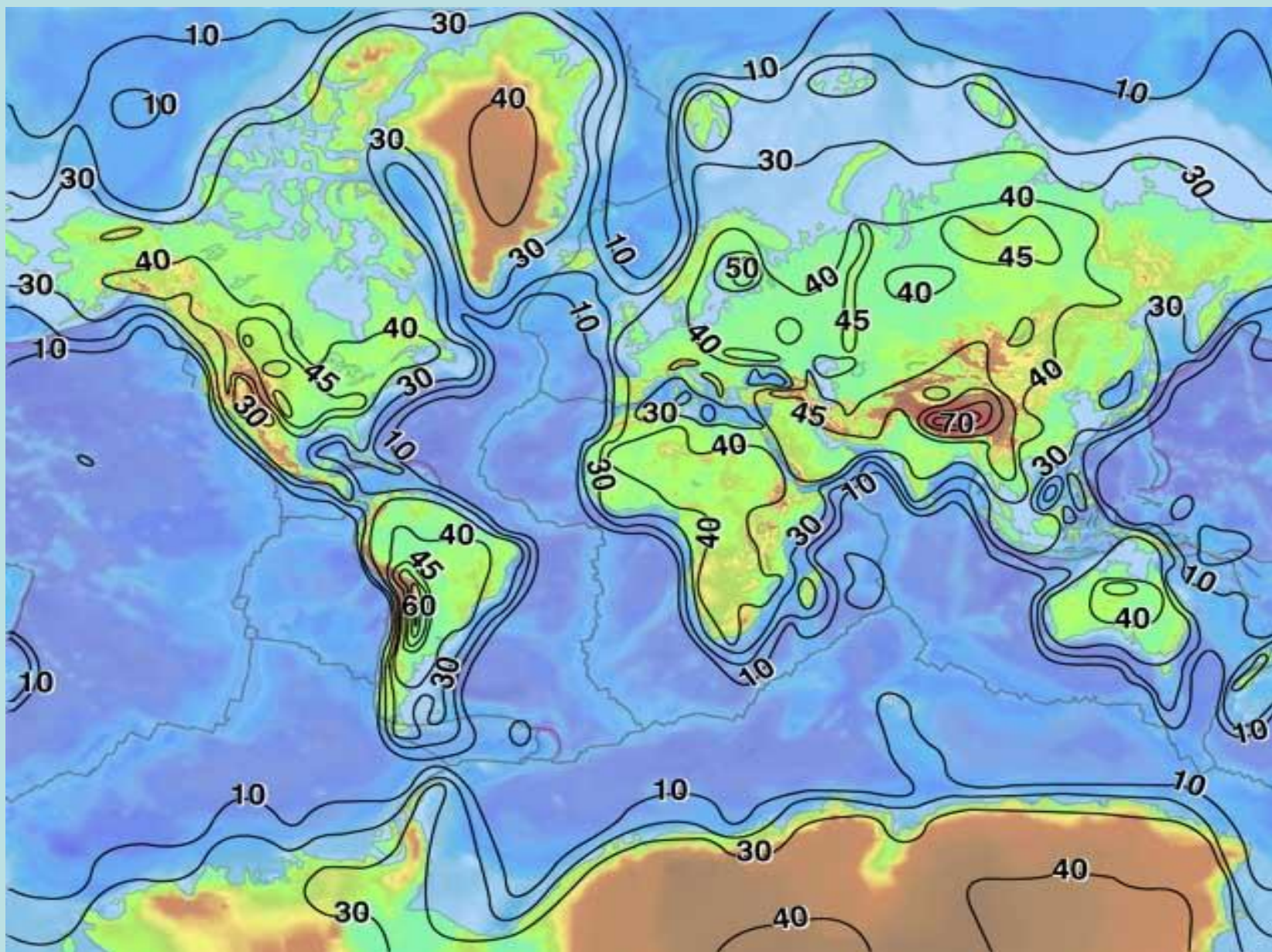
Континентальная кора.

Мощность 1 слоя по данным геофизики и бурения, 2 и 3 – по данным геофизики.

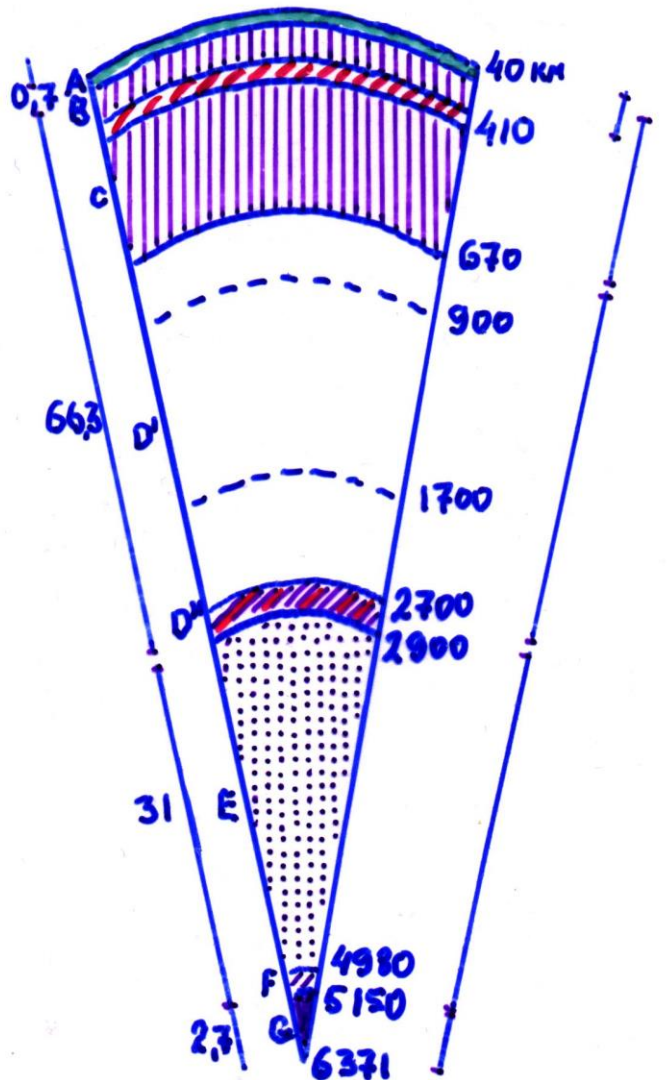
Состав 1 и 2 слоя известен, доступны для непосредственного наблюдения.

Конкретный состав слоя 3 не известен.

Мощность земной коры.



Внутреннее строение Земли (К. Буллен, 1959-1969 г.).



А – земная кора (0-75 км). Средняя (43,33,20?

В – верхняя часть верхней мантии, включая астеносферу (0-410 км).

С – нижняя часть верхней мантии (410-670 км).

D^I – нижняя мантия (670-2700 км).

D^{II} – переходный слой (2700-2900 км).

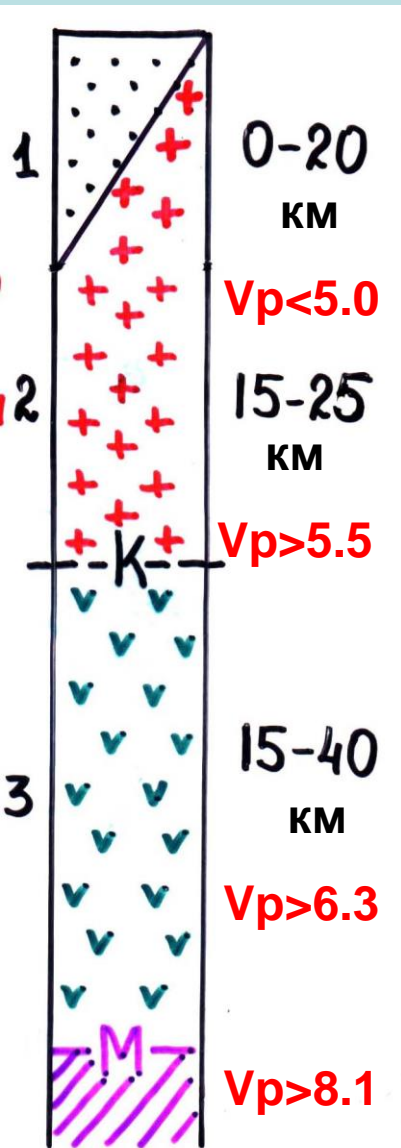
Е – внешнее ядро (2900-4980 км), обладающее свойствами жидкости.

Ф – переходный слой (4980-5150 км).

Г – внутреннее твёрдое ядро.

Цифры слева – доля в % от массы Земли.

Химический и минеральный состав глубинного вещества Земли.



Континентальная земная кора.

Верхняя часть (слои 1 и 2). Впервые средние содержания хим. элементов в 1889 г. Вычислил Ф. Кларк (1847-1931). Числа Кларка или кларки (А.Е. Ферсман).

Осадочные породы (~10% массы), магматические (~45%), метаморфические (~45%).

Среди осадочных преобладают глины и глинистые сланцы + пески и песчаники (>80% массы).

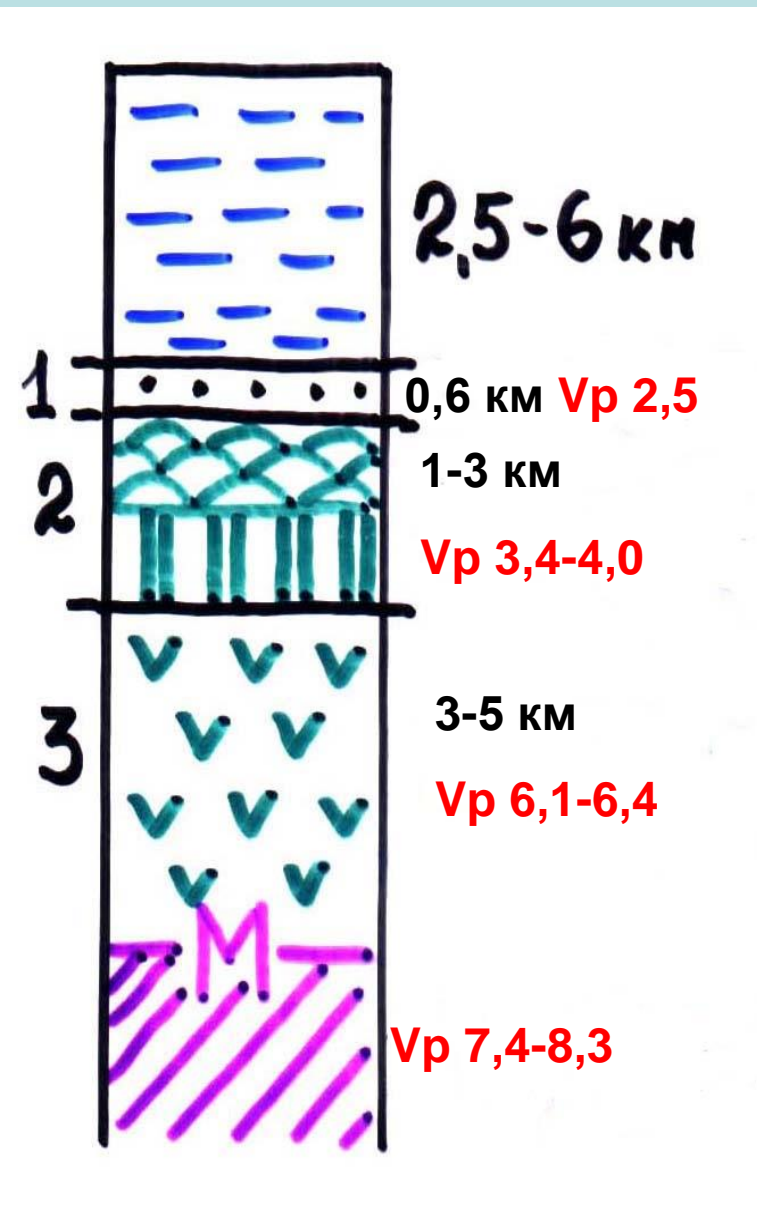
Среди магматических – граниты и базальты.

Среди метаморфических – кристаллические сланцы и гнейсы.

Генетически магматические породы – первичны, осадочные и метаморфические – результат их разрушения и преобразования. Т.е., все они состоят из одних и тех же хим. элементов. Средний состав верхней части континентальной коры близок к **смеси гранитов и базальтов в пропорции 2:1.**

Нижняя часть (слой 3). Конкретный состав неизвестен. По данным геофизики состоит из пород, физические свойства которых близки к свойствам метаморфизованных базальтов (гранулит-базитовый слой).

Океаническая кора.



Строение проще, чем континентальной.

Верхний слой (1) – осадочные породы, химический состав которых хорошо известен.

Состав пород слоёв 2 и 3 также хорошо известен по данным бурения и драгирования. Это геохимически однородные базальты.

Мантия.

Состав мантии может быть определён только **предположительно** на основе геофизических и экспериментальных данных. Мантия, вероятно, сложена ультраосновным (обеднённым SiO_2 и обогащенным Fe и Mg) породами.

Доказательства:

- 1) Физические свойства мантии хорошо согласуются с экспериментально определёнными свойствами ультраосновных пород.
- 2) Средний химический состав каменных метеоритов, принятый за модель состава мантии, соответствует ультраосновным породам.
- 3) Эксперименты показывают, что только ультраосновные породы могут быть источником базальтовых расплавов, возникающих при частичном плавлении астеносферы.

Пример, отвечающий этой модели (А.А.Ярошевский, 2000).

Средний химический состав (в мас. %) земной коры и верхней мантии

Компоненты	Верхняя часть континентальной коры	Океаническая кора	Верхняя мантия
SiO ₂	63,83	49,89	45,3
TiO ₂	0,54	1,38	0,2
Al ₂ O ₃	14,92	14,81	3,6
Fe ₂ O ₃	1,75	1,79	
FeO*	3,68	8,6	7,3
MnO	0,09	0,18	0,1
MgO	2,83	7,38	41,3
CaO	4,08	11,93	1,9
Na ₂ O	3,02	2,38	0,2
K ₂ O	2,84	0,23	0,1
P ₂ O ₅	0,14	0,14	?
C _{орг}	0,05	?	?
CO ₂	0,90	0,42	?
H ₂ O	1,17	0,85	?

*Общее содержание Fe, пересчитанное на FeO.

Ядро.

Состав непосредственно **не известен**, но довольно определённо может быть оценён.

- 1) Эксперименты показывают, что при давлениях в ядре $>1,5$ Мбар, его геофизические параметры близки к физическим свойствам железных метеоритов, состоящих из сплава **Fe и Ni**.
- 2) Данные гравиметрии дают плотность ядра $\sim 12 \text{ г/см}^3$, что на 10% меньше плотности чистого сплава Fe и Ni, т.е. в состав жидкого ядра должно входить некоторое количество «легких» элементов. Самый вероятный кандидат – **сера**, образующий в сплаве с железом минерал троилит.

Модель состава Земли.

Химический состав.

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: $\text{Fe} + \text{Ni}$ (84 – 92%) + 10-20% S (возможно Si).

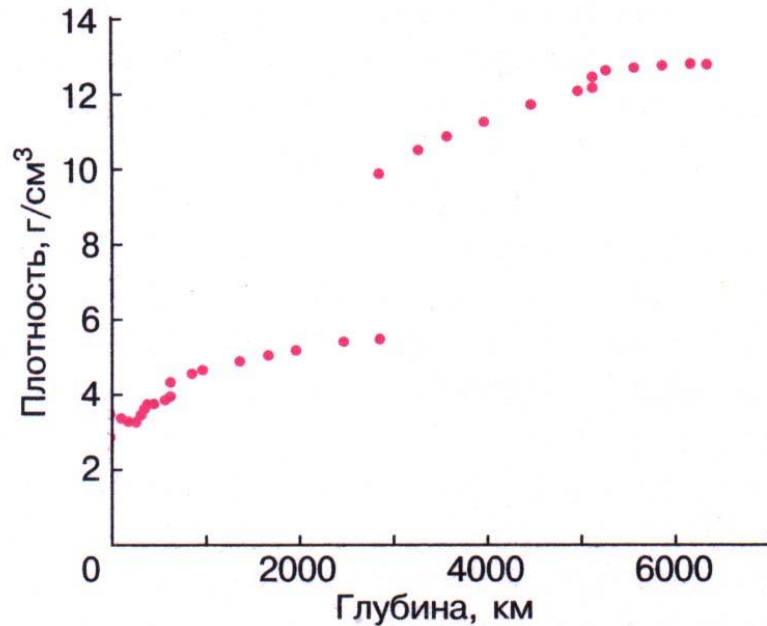
Внутреннее ядро: $\text{Fe} + \text{Ni}$.

Минеральный состав.

Земная кора: полевые шпаты, кварц, слюды и глинистые минералы >90%, пироксены и амфиболы ~5%, все остальные ~5%.

Мантия: вероятно оливин и пироксены, в незначительном количестве – полевые шпаты и гранат.

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.

Плотность и давление.

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

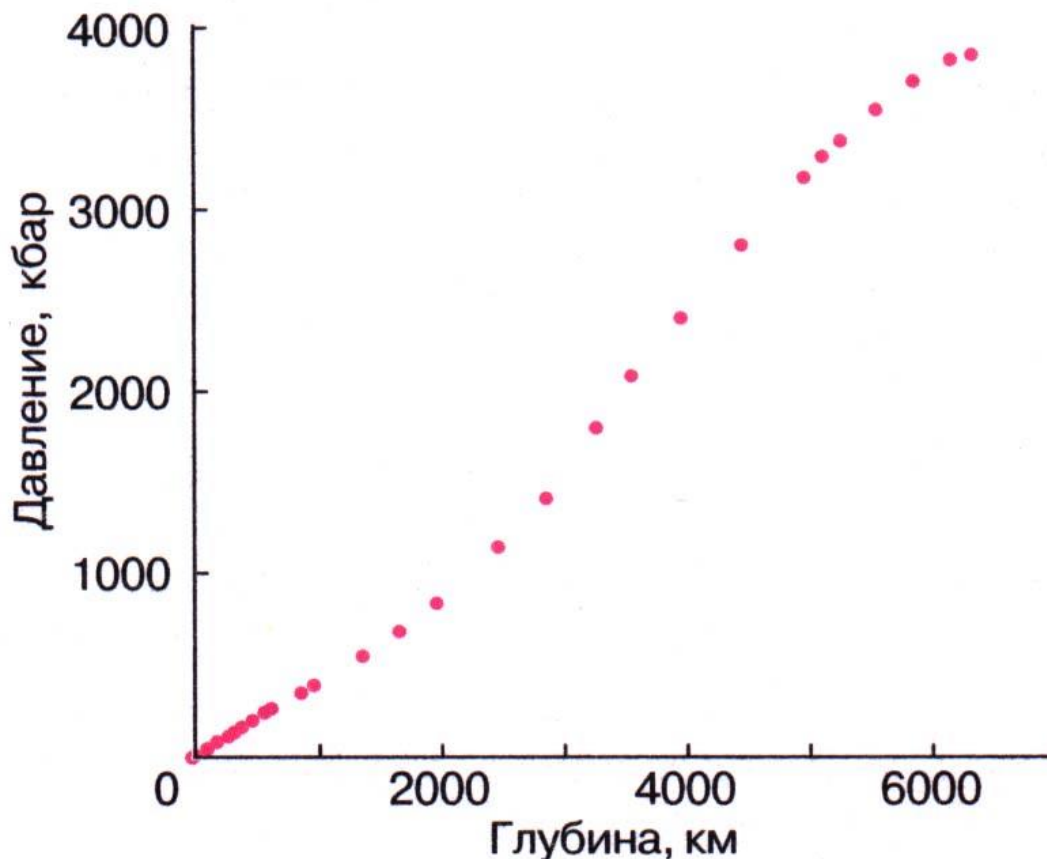
В объёме Земли кора занимает $1,5\%$, мантия — $82,3\%$, ядро — $16,2\%$.

Среднюю плотность Земли должны обеспечивать плотная мантия и очень плотное ядро.

Источники информации:

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

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

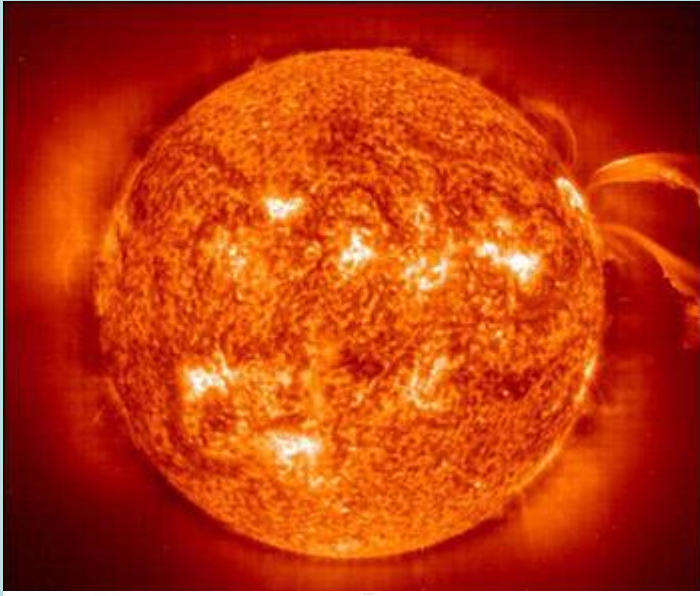


Рассчитанное распределение давления в недрах Земли в зависимости от глубины

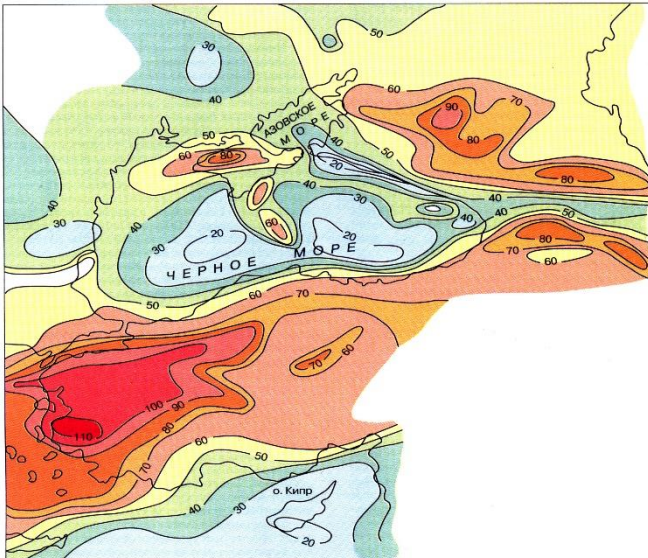
Температура.

Источники теплового поля Земли.

1) Тепловая энергия Солнца.



2) Тепло, выносимое из недр Земли (тепловой поток).



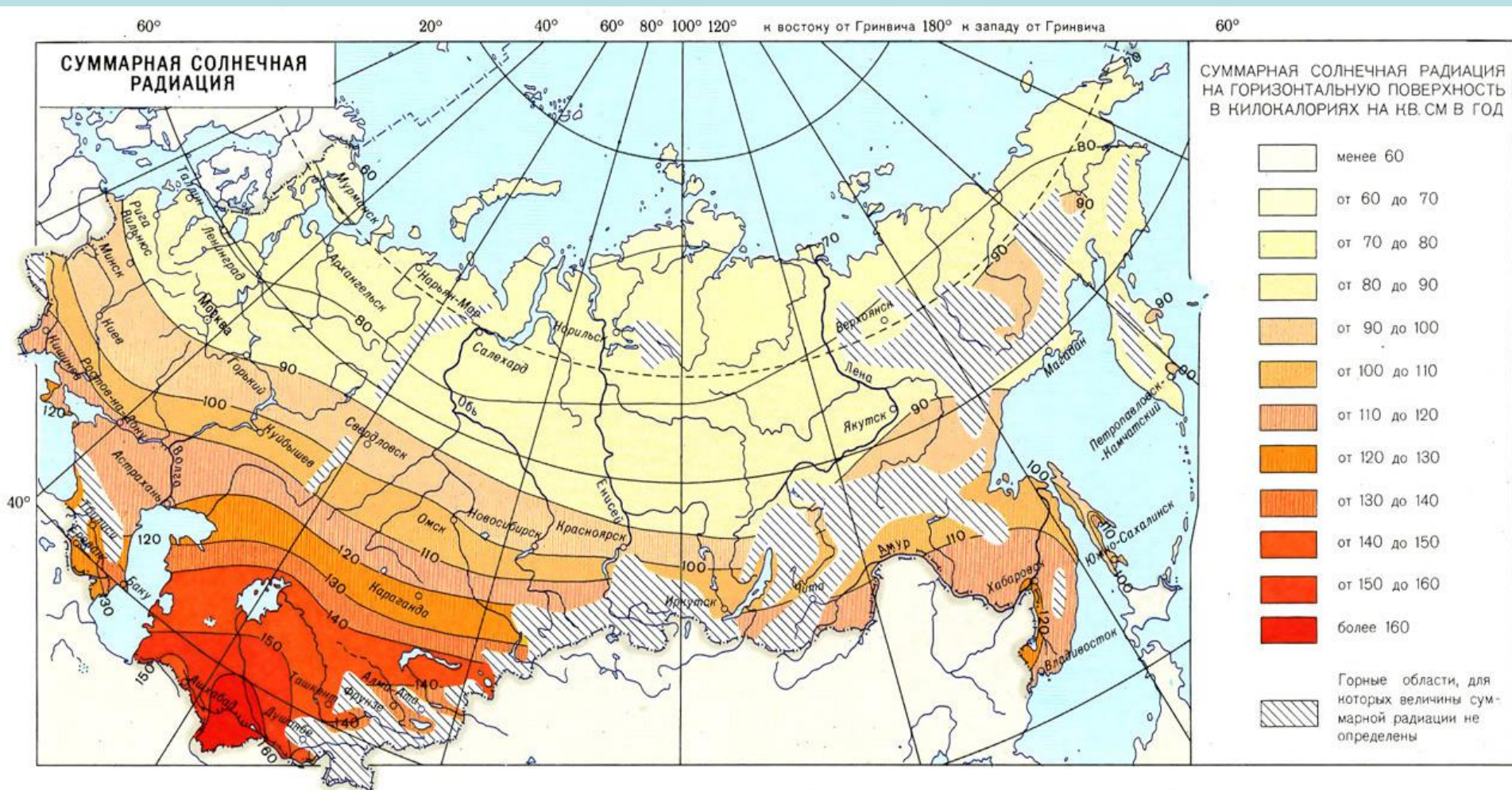
Тепловой поток Кавказа, Черного моря и Анатолии [по: В. Чермак, Е. Хартиг, 1979]
Цифры на изолиниях — величина теплового потока, мВт/м²

Солнечная радиация и радиационный баланс.



Земля получает половину миллиардной доли излучения Солнца.

Распределение суммарной солнечной радиации за год.



Солнечная радиация – главный источник энергии для всех физико-географических и биологических процессов, происходящих на земной поверхности и в атмосфере.

Количество солнечной радиации зависит от высоты Солнца, времени года, прозрачности атмосферы.

Температура поверхности Земли полностью определяется радиацией Солнца.

Солнечной энергии хватает на прогрев Земли до глубины 20-40 м. Здесь находится **зона постоянных годовых температур**, средняя температура которой обычно на 3-4 градуса выше среднегодовой температуры воздуха.

В Москве на глубине 20 м постоянная температура +4,2 С.

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

Измерения роста температуры в скважинах с глубиной (ЮАР, Предкавказье, США).



Увеличение температуры с глубиной в градусах на единицу глубины называется **геотермическим градиентом**. Средний геотермический градиент равен 30 С на 1 км глубины или 3 С на 100м глубины.

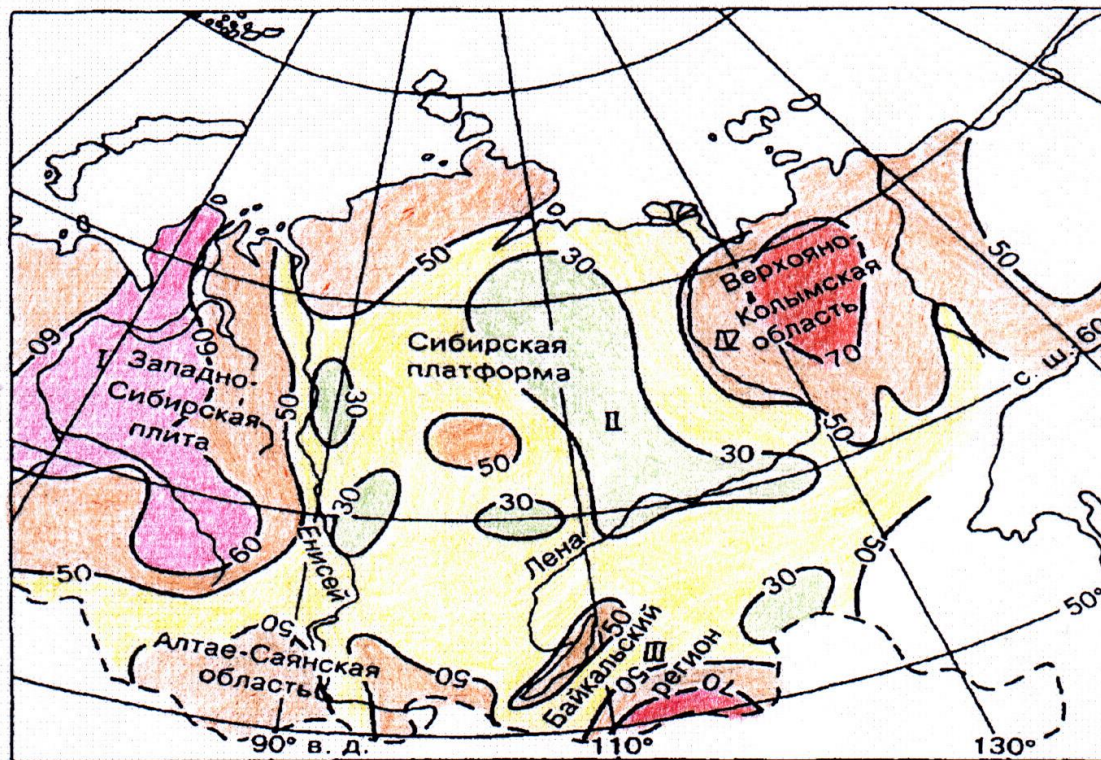
Обратная величина — **геотермическая ступень**: интервал глубины в метрах, на котором температура пород повышается на 1 С. Средняя геотермическая ступень 33 метра.

Средние скорости нарастания t° с глубиной (для 3-5 км)

Район	геотермический градиент, $^{\circ}\text{C}/100\text{м}$	геотермическая степень, $\text{м}/^{\circ}\text{C}$
КАМЧАТКА	32,50	3,1
АРАЛСОР	2,18	45,9
ИШИМБАЙ	0,68	146,0
Ю. Калифор- ния	24,79	4,0
Калифорния	3,85	26,0
АЛАБАМА	0,73	137,0
Ю. Австра- лия	10,90	9,2
Новый Южн. Уэльс	1,18	84,7

Приняты: средн. геотермич. градиент - $3,0^{\circ}\text{C}/100\text{м}$
 геотермич. степень - $33\text{м}/^{\circ}\text{C}$

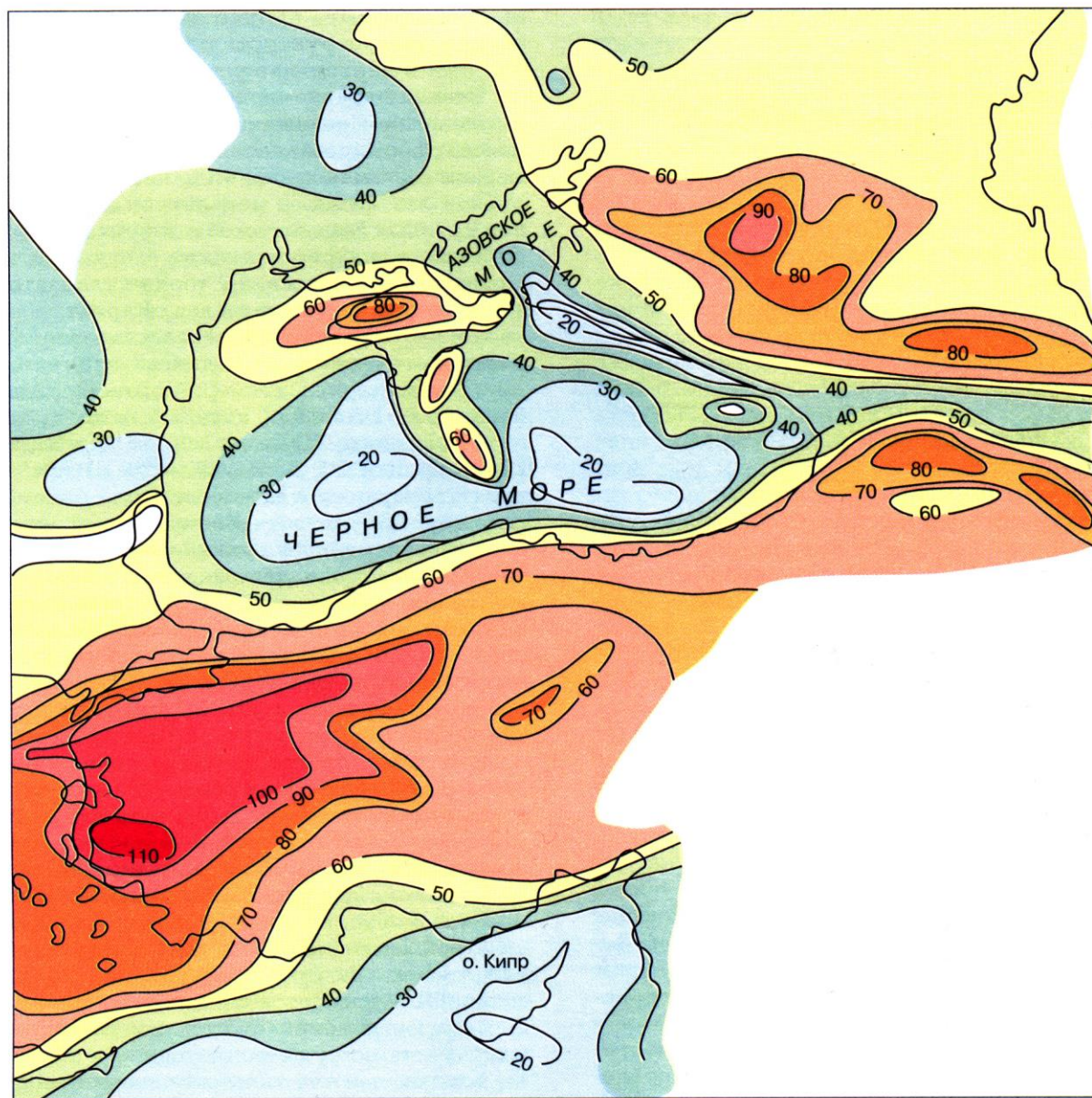
Примеры карт глубинного теплового потока, измеренного на поверхности Земли.



Солнечная радиация,
доходящая до
поверхности Земли
 $\sim 700 \text{ Вт/м}^2$

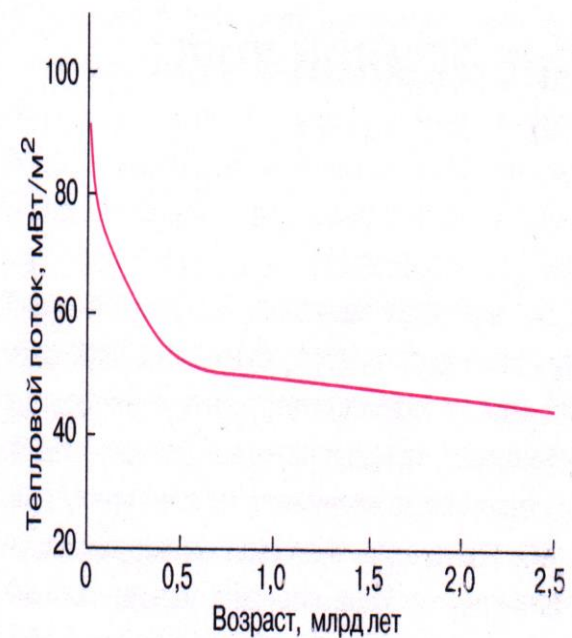
В 1000 раз
больше.

Схематическая карта теплового потока Сибири (оцифровка изолиний в мВт/м^2). I – IV – региональные аномалии теплового потока: I - Западно-Сибирская (аномальный уровень – 65-70, фон – 50-55 мВт/м^2), II – Якутская (аномалия 27, фон 40-45 мВт/м^2), III – Байкальская (аномалия – 75-80, фон – 42-52 мВт/м^2), IV – Верхояно-Колымская (аномалия – 66, фон – 45-50 мВт/м^2). Средний тепловой поток Сибири - $50 \pm 14 \text{ мВт/м}^2$.



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

Цифры на изолиниях — величина теплового потока, мВт/м²



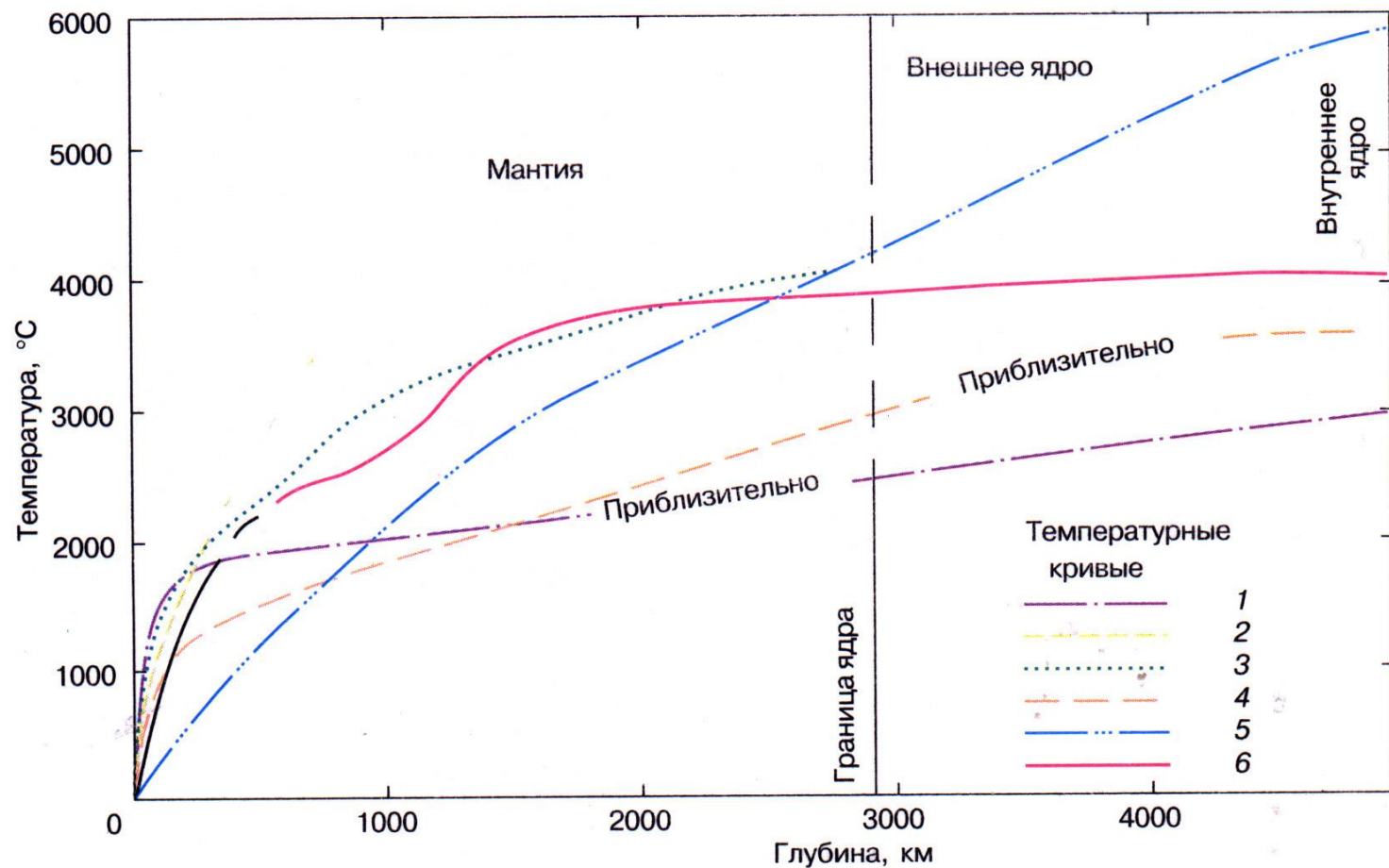
Зависимость теплового потока от возраста для крупных геологических провинций всех континентов [по: Д. Чепмен, К. Фурлог, 1977]

Оценка распределения температуры с глубиной.

Ограничения термической модели Земли.

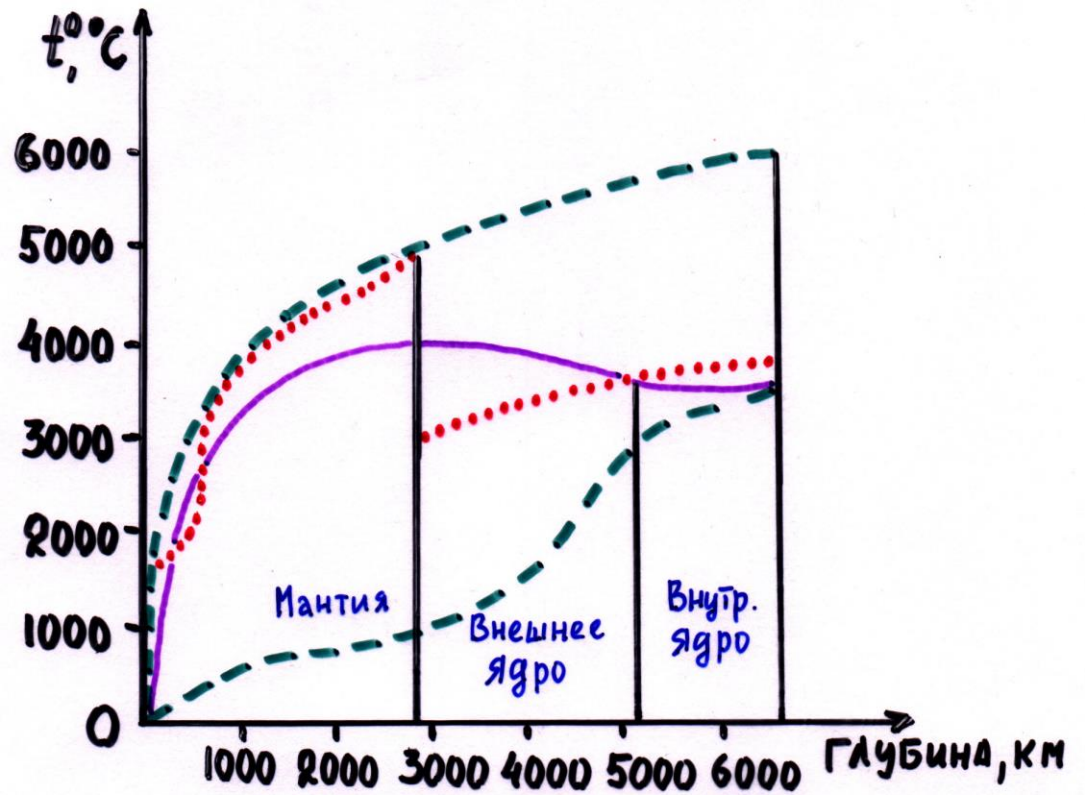
- 1) Измеряемый геотермический градиент, в среднем близкий к $30^\circ \text{C}/\text{км}$ и обусловленный им глубинный тепловой поток.
- 2) Факт частичного плавления вещества верхней мантии, с которым связан планетарный магматизм (температура лавы, изливающейся на поверхность $1100\text{--}1250^\circ \text{C}$).
- 3) Жидкое (расплавленное) состояние вещества внешнего ядра и твёрдое состояние внутреннего ядра.

Задача непростая!



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)

Температура недр Земли



--- диапазон возможных изменений t°

... кривая t° плавления вещества

— наиболее вероятная кривая изменения t° с глубиной

Наиболее реалистичная модель.

В основании земной коры ~ 500 градусов С.

Верхняя мантия ~ 1200

Граница мантии и ядра $\sim 2000-3500$ С

Температура в центре Земли вряд ли существенно превышает 4000 С.

Внутренние (глубинные) источники тепла Земли.

Наиболее важные процессы, генерирующие тепло в недрах Земли.

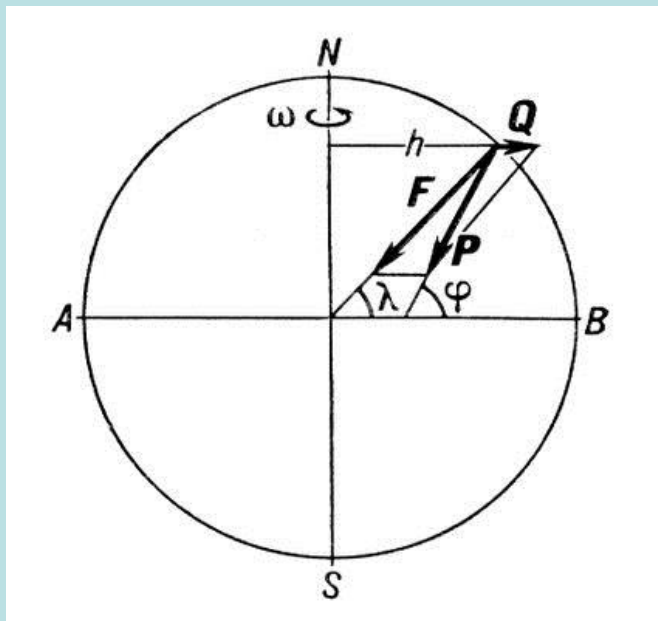
- Распад радиоактивных изотопов урана, тория калия и других радиоактивных элементов, рассеянных в горных породах.
- Гравитационная (плотностная) дифференциация вещества, благодаря которой Земля разделена на оболочки.
- Деформации за счёт приливного взаимодействия Земли и Луны.

Значение других источников очень мало.

Естественные физические поля Земли.

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.

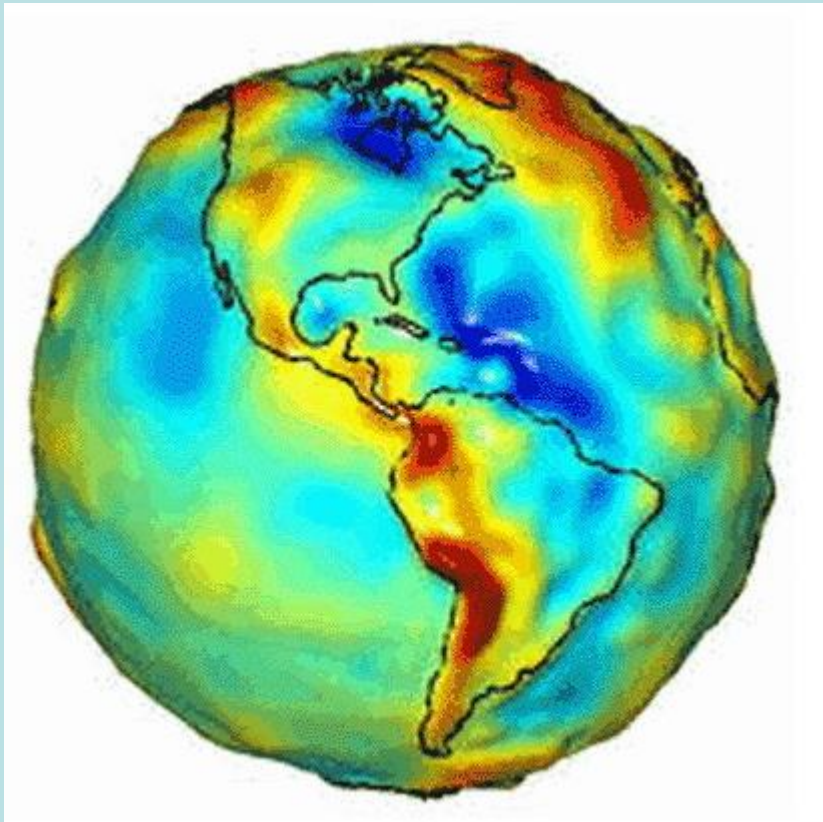
На полюсе: $Q = 0$, $P = F = \max$.

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

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

Сила тяжести – результирующая двух основных сил: силы притяжения (тяготения) Земли и центробежной силы, вызванной её суточным вращением.

Величина силы тяжести на земной поверхности зависит от фигуры и распределения плотности внутри Земли.



Гравитационные аномалии – разность между наблюдаемой силой тяжести и её нормальным (теоретическим) значением в той же точке.

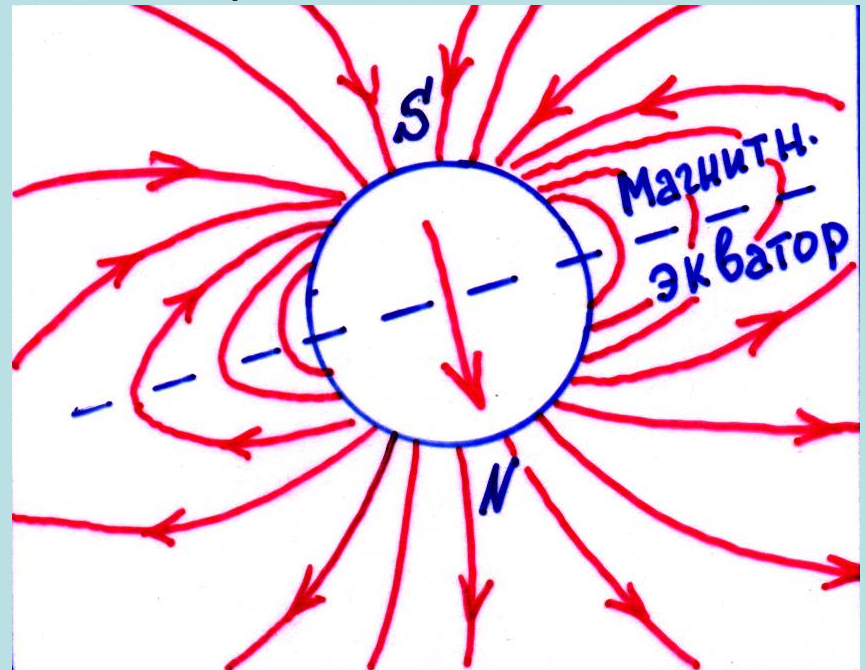
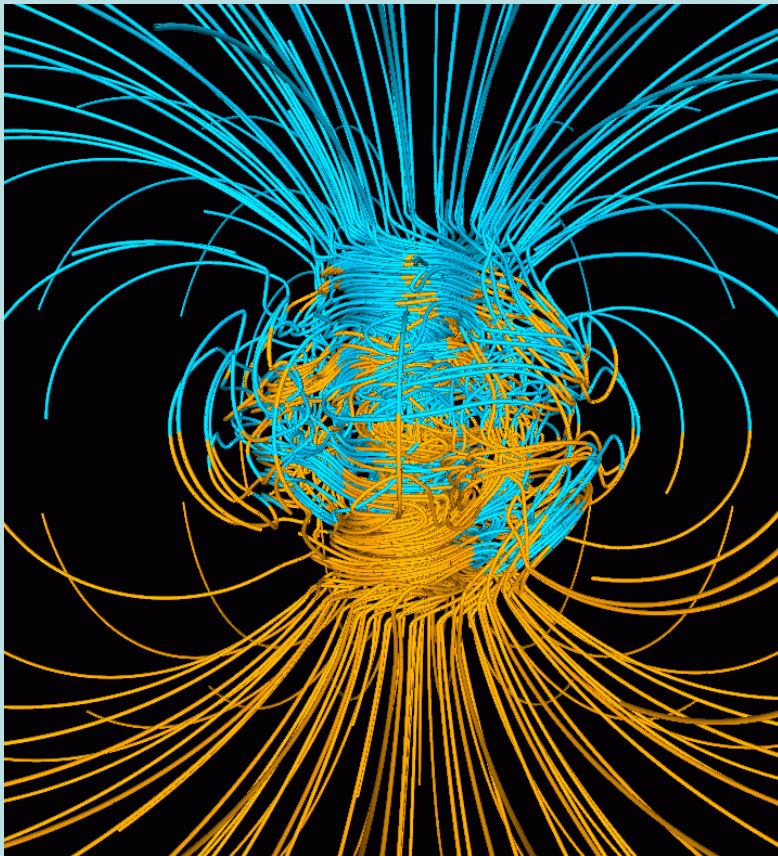
Аномалии гравитационного поля Земли – ценный материал для изучения её формы, внутреннего строения и разведки полезных ископаемых.

Магнитное (геомагнитное) поле Земли.

Магнитное поле – пространство, где действуют магнитные силы.

Напряженность дипольного магнитного поля Земли $\sim 0,5$ эрстед.

Магнитному полю Земли лучше всего соответствует модель однородно намагниченного шара.



Силовые линии дипольного магнитного поля Земли.

Геомагнитные полюсы –
точки пересечения магнитной оси с земной
поверхностью, в которых магнитное наклонение
 $= 90^0$



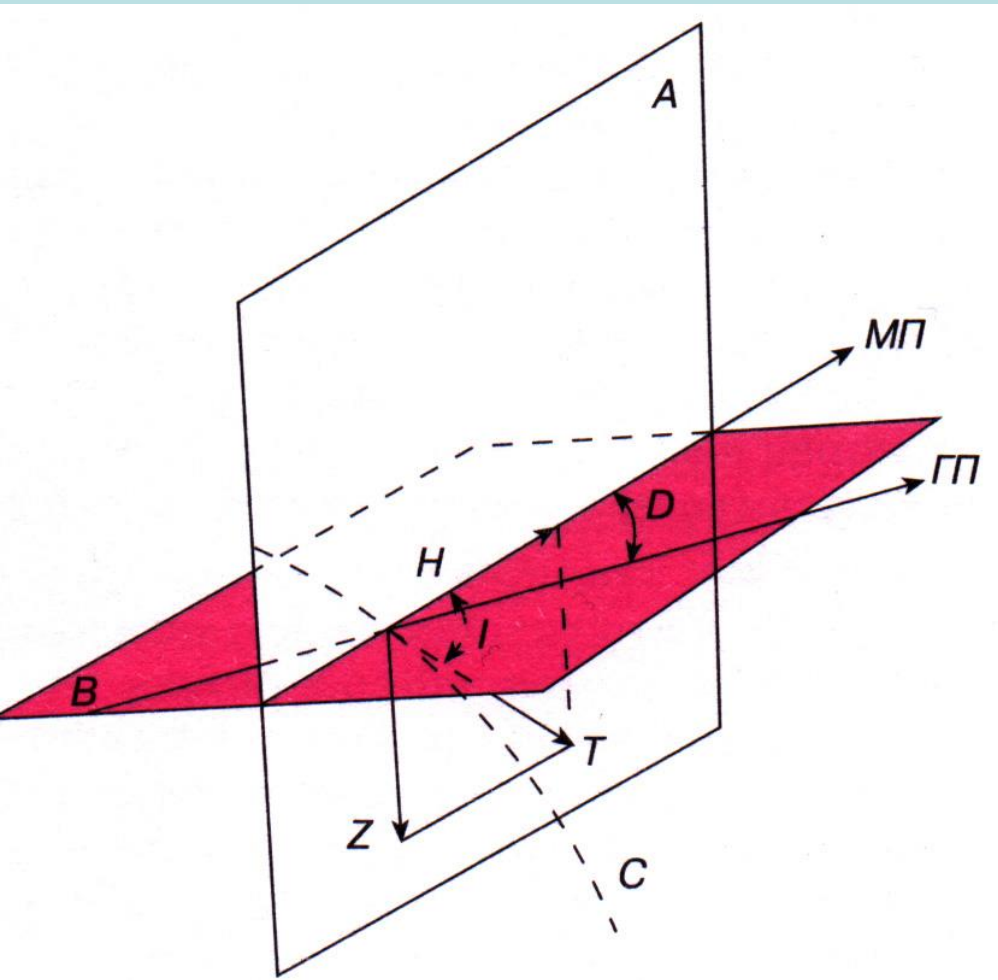
S – в Северной Гренландии.

N – в Антарктиде.

Полюсы медленно мигрируют. **S** – в сторону Сибири, потом вернется на место.

Угол между северным географическим и условно северным магнитным полюсами сейчас составляет $7,3^0$

Магнитное поле Земли векторное. Интенсивность характеризуется не только напряженностью, но и положением вектора в пространстве.



Элементы магнитного поля.

A – вертикальная плоскость.

B – поверхность Земли.

C – магнитная силовая линия.

H – горизонтальная, **Z** – вертикальная составляющие полного вектора напряженности – **T**.

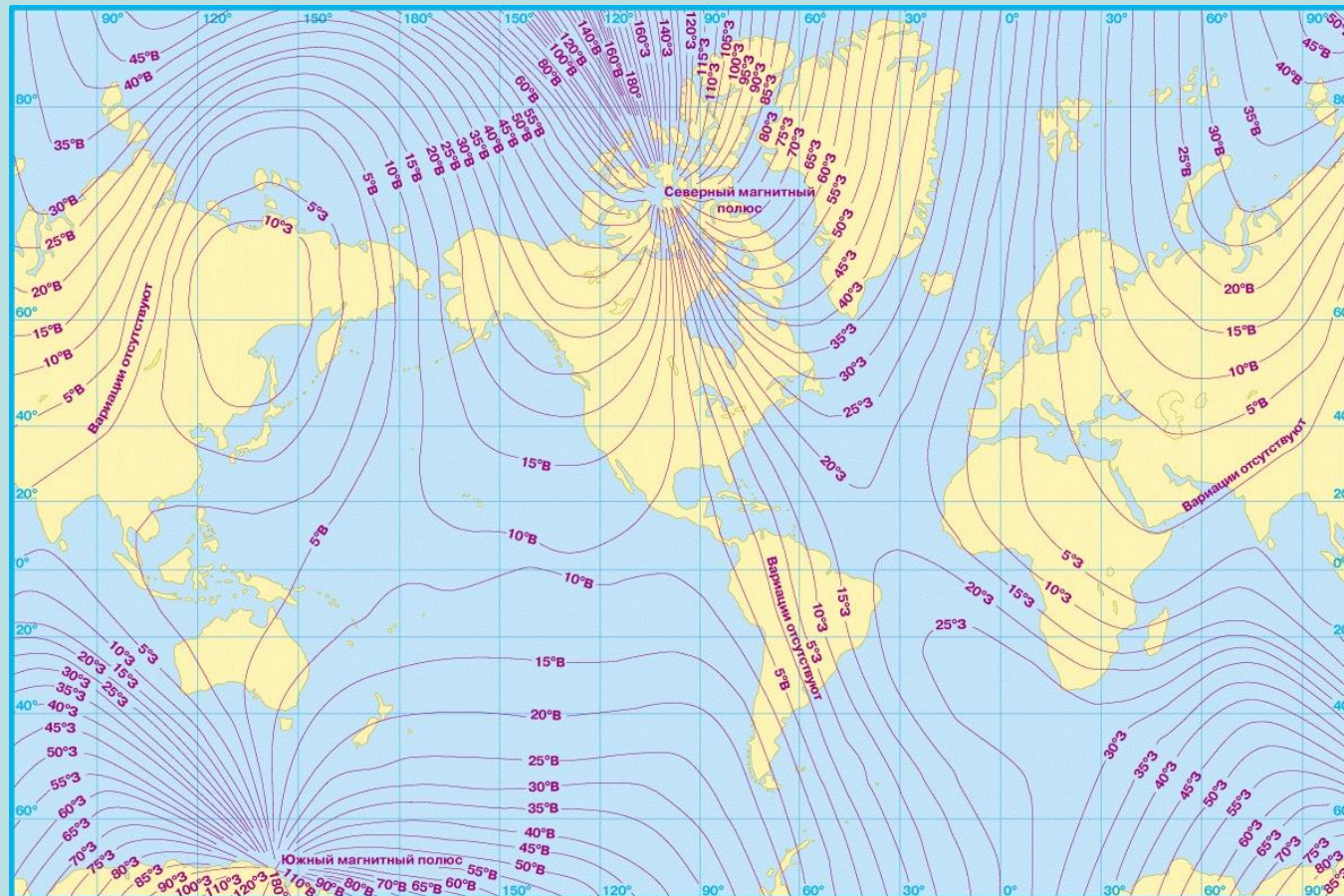
MP – направление на магнитный полюс.

GP – направление на географический полюс.

D – угол магнитного склонения, **I** – угол магнитного наклонения.

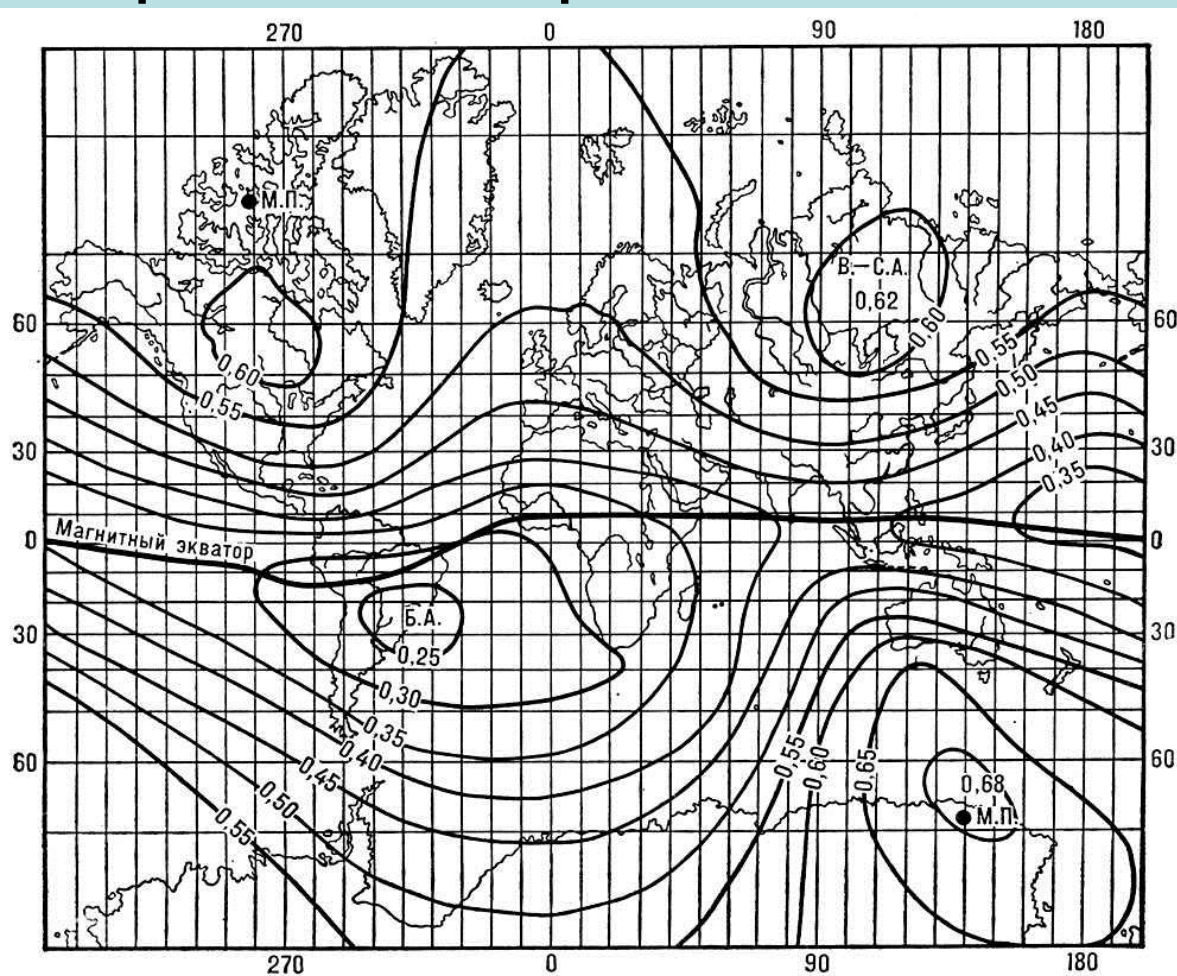
Карты, отображающие при помощи изолиний распределение магнитного поля по поверхности Земли.

- **Карты изоклин** – линий равных значений наклона магнитного поля.
- **Карты изогон** – линий равных значений склонения магнитного поля.



Карты изопор – линий равных годовых изменений какого-либо элемента магнитного поля. Геомагнитное поле Земли за последние 2-3 млрд.лет принципиально не изменилось. Но элементы поля испытывают регулярные, периодические вековые изменения.

Карты полной напряженности магнитного поля.



Пример такой карты для эпохи 1965 года.

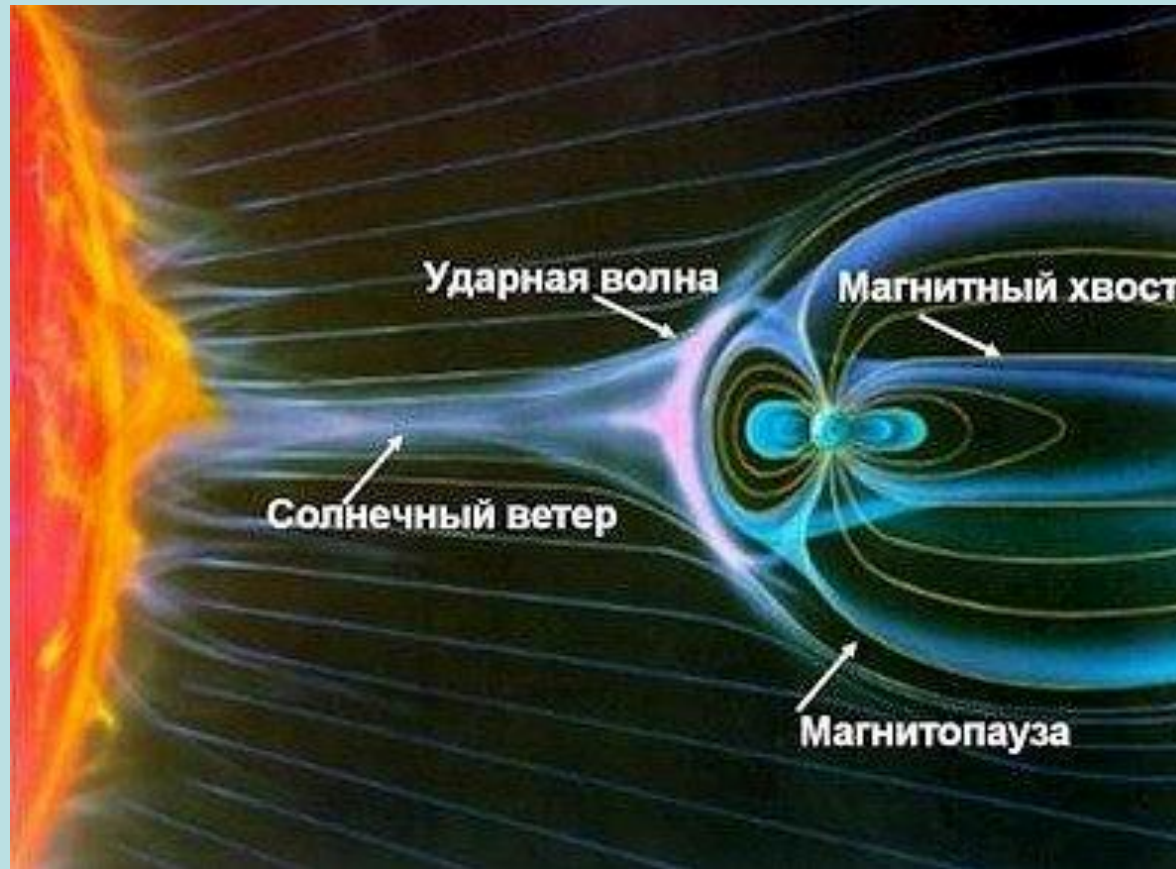
Черные точки – магнитные полюсы.

Б.А. – Бразильская аномалия.

В.-С.А. – Восточно-Сибирская аномалия

Магнитосфера.

(околоземное пространство, физические свойства которого определяются магнитным полем Земли и его взаимодействием с потоком заряженных частиц солнечного ветра)



С дневной стороны простирается на 8-14 земных радиусов, с ночной — на несколько сотен земных радиусов.