

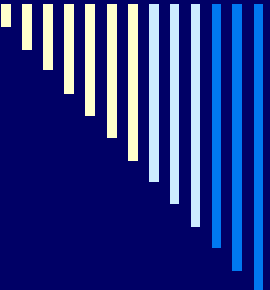
ВВЕДЕНИЕ В ГЕОМЕХАНИКУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Семестровый курс
Лекция 2



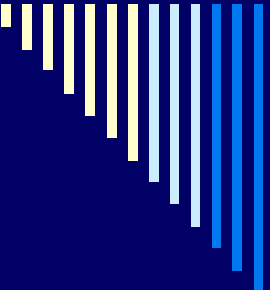
Введение в физику Земли

- Сейсмология – наука о распространении упругих волн в Земле. Типы сейсмических волн. Прямые и обратные задачи сейсмологии.
 - Основные черты строения Земли.
 - Магниторазведка. Магнитное поле Земли. Прямые и обратные задачи магниторазведки.
-



Геофизические методы изучения недр

- Сейсмологические методы
 - Гравиметрические методы
 - Магнитотеллурические методы
 - Геотермические исследования
-



Сейсмологические методы. Тензор деформации.

$$u_i = x'_i - x_i, \quad dx'_i = dx_i + du_i, \quad du_i = \frac{\partial u_i}{\partial x_k} dx_k$$

$$dl = \sqrt{dx_1^2 + dx_2^2 + dx_3^2} = (dx_i dx_i)^{1/2}, \quad dl' = \sqrt{dx_1'^2 + dx_2'^2 + dx_3'^2} = (dx_i' dx_i')^{1/2}$$

$$dl' = [(dx_i + du_i)(dx_i + du_i)]^{1/2} = (dx_i dx_i + du_i dx_i + du_i dx_i + du_i du_i)^{1/2}$$

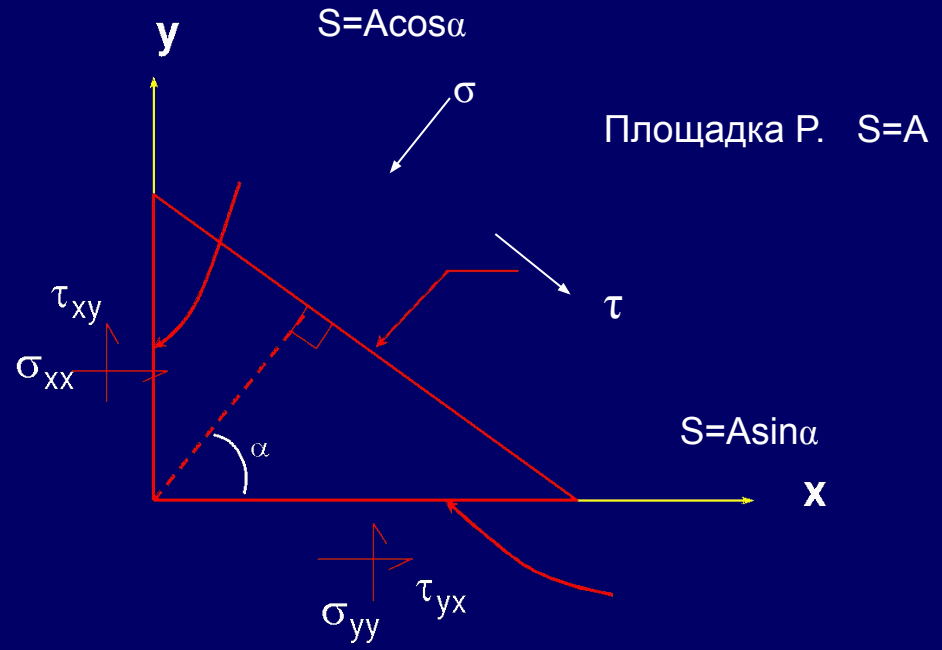
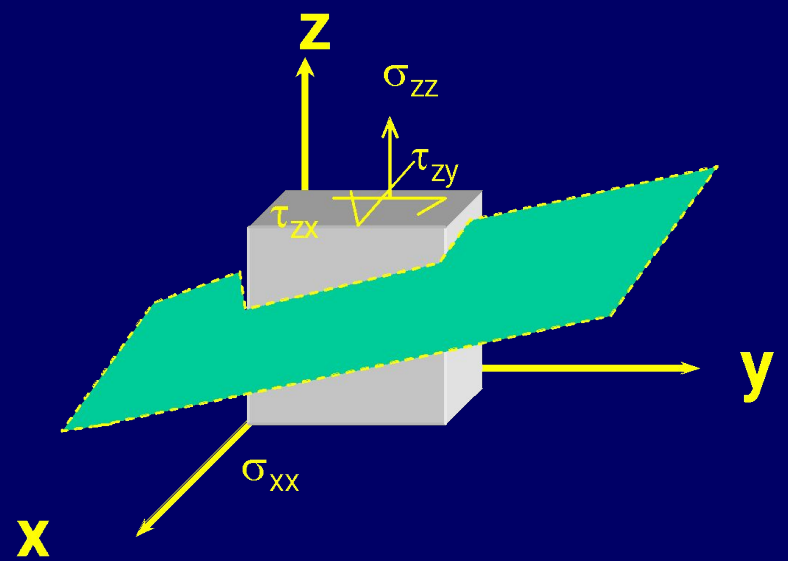
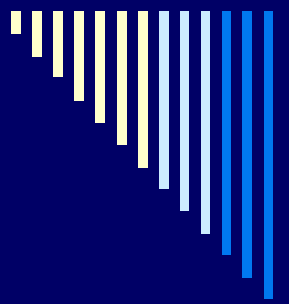
$$dl' = (dl^2 + du_i dx_i + du_k dx_k + du_i du_i)^{1/2} = \left(dl^2 + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} dx_k dx_i + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} dx_k dx_i + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} dx_k \frac{\partial u_i}{\partial x_k} dx_k \right)^{1/2}$$

$$dl' = \left(dl^2 + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} dx_k dx_i + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} dx_k dx_i + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} dx_k \frac{\partial u_i}{\partial x_k} dx_k \right)^{1/2} = \left(dl^2 + \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \right) dx_k dx_i \right)^{1/2}$$

$$u_{ik} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \right)$$

$$dl' = \sqrt{dl^2 + 2u_{ik} dx_i dx_k}$$

Напряжения на произвольно ориентированной площадке





Связь тензора деформаций и тензора напряжений

Тензор малых деформаций

$$u_{ik} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} \right)$$

Тензор напряжений

$$\sigma_{ik} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix}$$

$$u_{ik} = \left(u_{ik} - \frac{1}{3} \delta_{ik} u_{ll} \right) + \frac{1}{3} \delta_{ik} u_{ll}$$

$$\sigma_{ll} = 3K u_{ll} \quad \sigma_{ik} - \frac{1}{3} \delta_{ik} \sigma_{ll} = 2\mu \left(u_{ik} - \frac{1}{3} \delta_{ik} u_{ll} \right)$$

$$\sigma_{ik} = K \delta_{ik} u_{ll} + 2\mu \left(u_{ik} - \frac{1}{3} \delta_{ik} u_{ll} \right)$$

$$\sigma_{ik} = \frac{E}{1+\nu} \left(u_{ik} - \frac{\nu}{1-2\nu} \delta_{ik} u_{ll} \right), \quad \mu = \frac{E}{2(1+\nu)}, \quad K = \frac{E}{3(1-2\nu)}$$

Закон Гука

Упругие волны

Уравнение движения упругой среды

$$\ddot{\rho}u_i = \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k},$$

$$\ddot{\rho}u_i = \frac{E}{2(1+\nu)} \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_k^2} + \frac{E}{2(1+\nu)(1-2\nu)} \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_i \partial x_i}$$

Плоские упругие волны в неограниченной изотропной среде

$$\frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} - \frac{1}{c_p^2} \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} = 0, \quad \frac{\partial^2 u_y}{\partial x^2} - \frac{1}{c_s^2} \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} = 0, \quad \frac{\partial^2 u_z}{\partial x^2} - \frac{1}{c_s^2} \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} = 0$$

$$c_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}}, \quad c_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}}, \quad \frac{c_p}{c_s} = \sqrt{2 \frac{1-\nu}{1-2\nu}} \geq \sqrt{2}$$

$$u_i = f_i(t - x/c) + F_i(t + x/c)$$



ТИПЫ ВОЛН

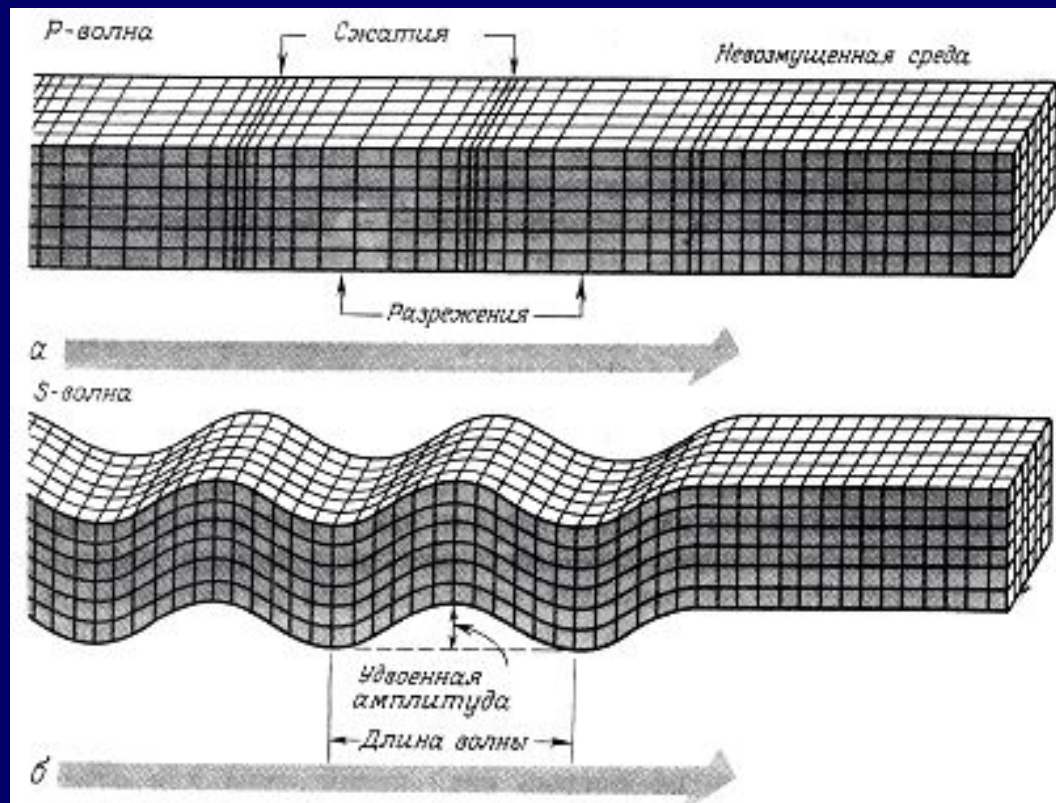
Объемные волны

Продольные
(р – волны,
primary waves,
pressure waves)

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

Поперечные
(s – волны,
secondary
waves, shear
waves)

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





Типы волн

Поверхностные волны

Рэля

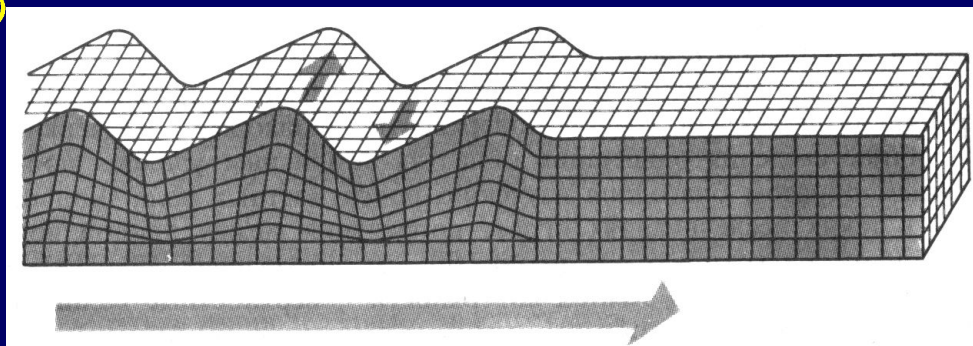
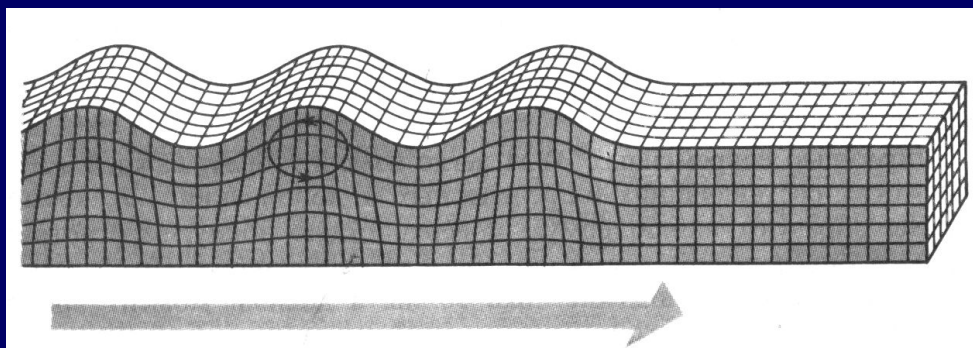
$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - c^2 \Delta u = 0$$

$$u = f(z)e^{i(kx - \omega t)}, \quad \frac{d^2 f}{dz^2} = \left(k^2 - \frac{\omega^2}{c^2}\right) f$$

$$f(z) = \text{const} \times e^{-z\sqrt{k^2 - \omega^2/c^2}}; \quad c_R = \xi c_s, \quad \xi \approx 0.9$$

Лява

$$c_{s1} < c_L < c_{s2}$$



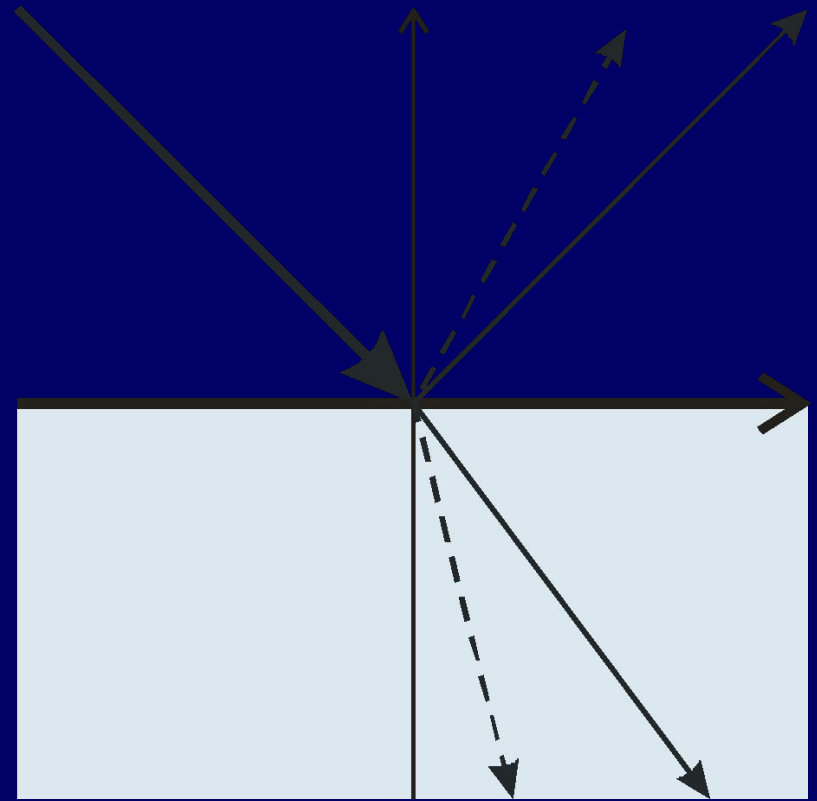
Отражение и преломление сейсмических волн

$$k_y = \omega/c \sin \Theta, \quad k'_y = \omega/c' \sin \Theta'$$

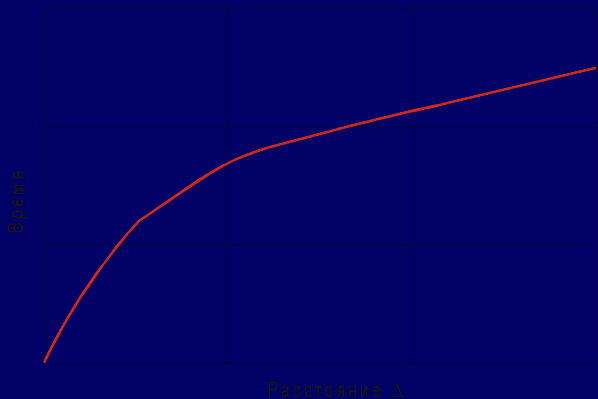
$$\sin \Theta / \sin \Theta'_p = c_p / c'_p, \quad \Theta = \Theta_p$$

$$\sin \Theta / \sin \Theta'_s = c / c'_s, \quad \sin \Theta / \sin \Theta_s = c / c_s$$

(Закон Снеллиуса)



Годограф сейсмических волн



Годографом сейсмической волны называется график зависимости времени пробега волны от источника до приемника волны от эпицентрального расстояния.

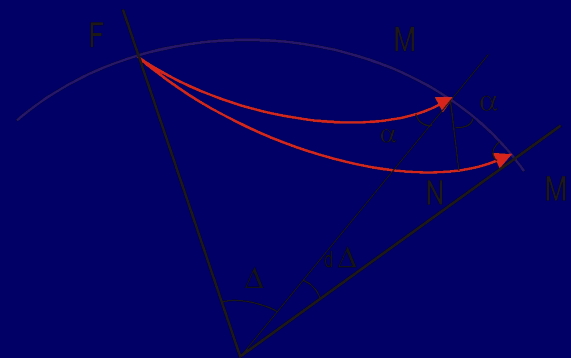
$$T = f(\Delta)$$

Эпицентральное расстояние – это угол с вершиной в центре шара, которым изображается Земля, и сторонами, образованными радиус-векторами источника и приемника

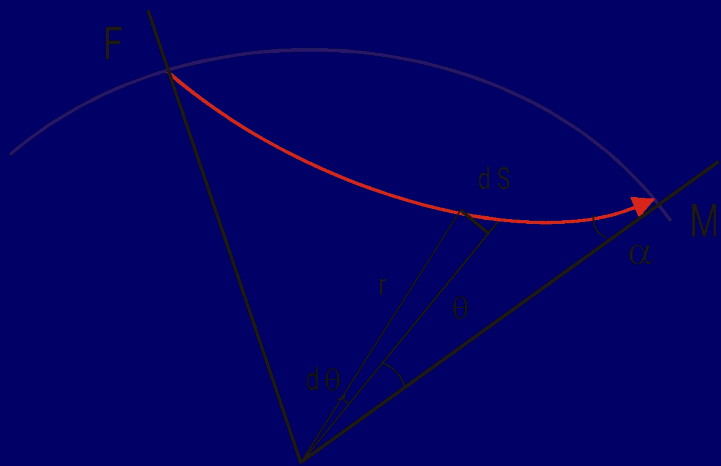
$$NM_1 = MM_1 \sin \alpha$$

$$dT(\Delta) = T(\Delta + d\Delta) - T(\Delta) = \frac{NM_1}{c} = \frac{MM_1}{c} \sin \alpha = \frac{r \sin \alpha}{c} d\Delta$$

$$\frac{dT(\Delta)}{d\Delta} = \frac{r \sin \alpha}{c} = p(\Delta), c = c(r)$$



Годограф сейсмических волн. Обратные задачи геофизики.



$$ds^2 = dr^2 + (rd\theta)^2, \quad rd\theta = ds \sin \alpha, \quad \sin \alpha = c p / r$$

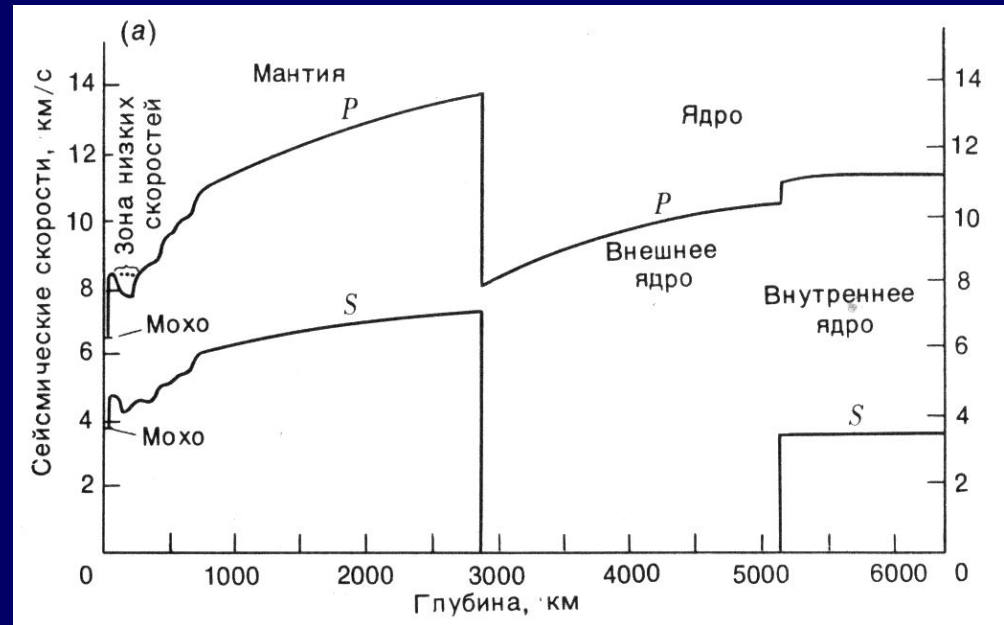
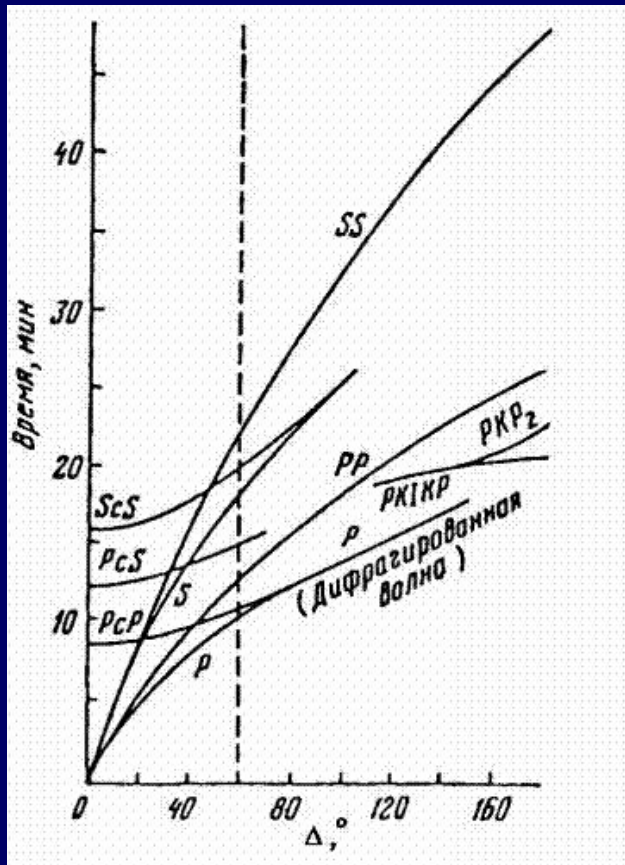
$$ds = \left(r^2 / cp \right) d\theta \text{ обозначим } \eta = r/c \quad ds = r \eta / p d\theta$$

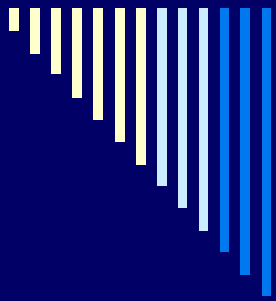
$$\left(r \eta / p d\theta \right)^2 = dr^2 + (rd\theta)^2, \quad dr = \sqrt{\eta^2 / p^2 - 1} rd\theta$$

$$d\theta = \frac{p dr}{r \sqrt{\eta^2 - p^2}}, \quad \Delta = 2 \int_{r_{\min}}^R \frac{p dr}{r \sqrt{\eta^2 - p^2}}$$

$$\ln R / r_{\min} = 1/\pi \int_0^{\Delta} ch \frac{p}{r/c} d\Delta, \quad ch(x) = \frac{e^x - e^{-x}}{2}$$

Сейсмологическое строение Земли





Сейсмологическое строение Земли

P – продольная волна,

S – поперечная волна,

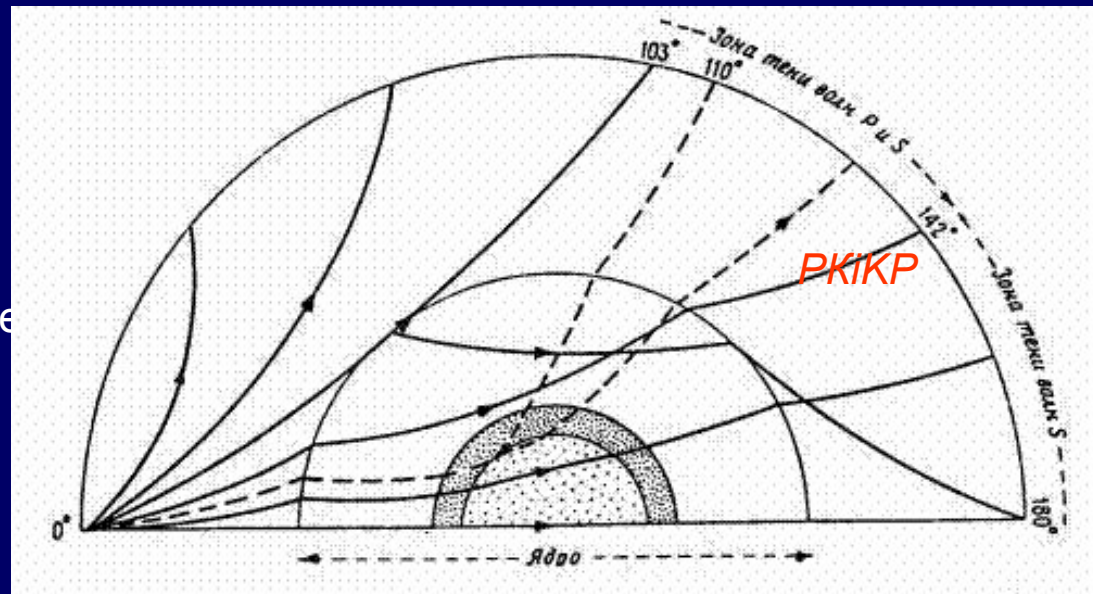
C – волна, отраженная от внешнего ядра,

K – волна, прошедшая через внешнее ядро,

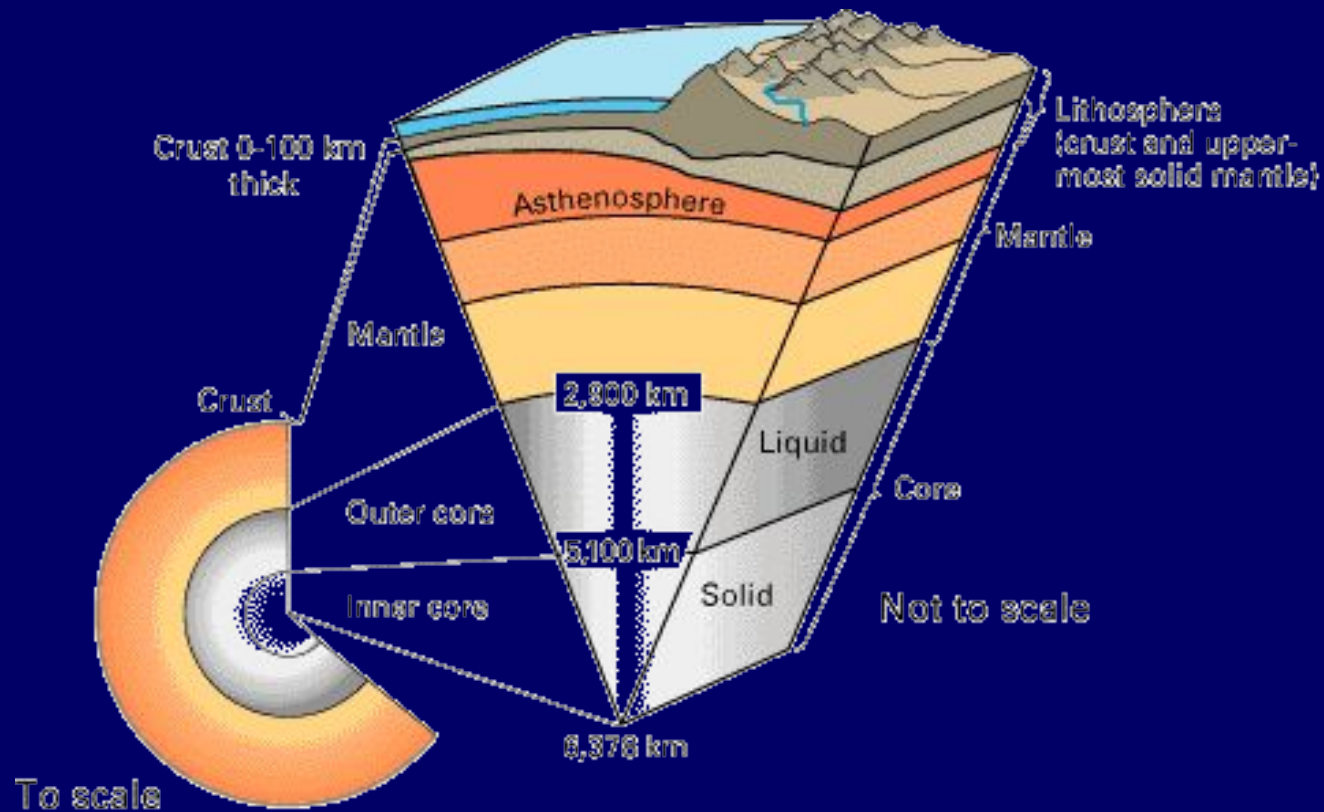
i – отраженная от внутреннего ядра,

I – продольная волна, прошедшая через внутреннее ядро,

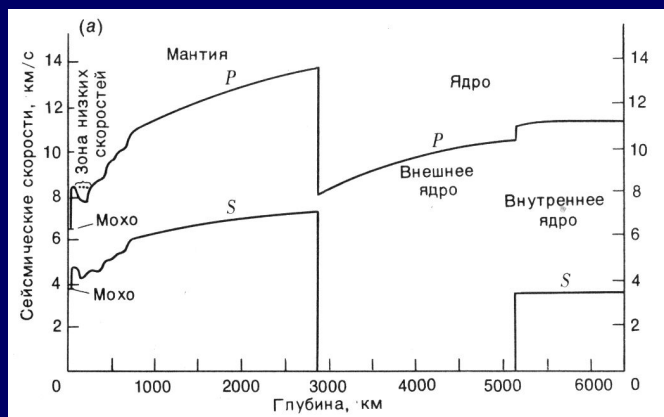
J – поперечная волна, прошедшая через внутреннее ядро.



Строение Земли



Строение Земли: земная кора

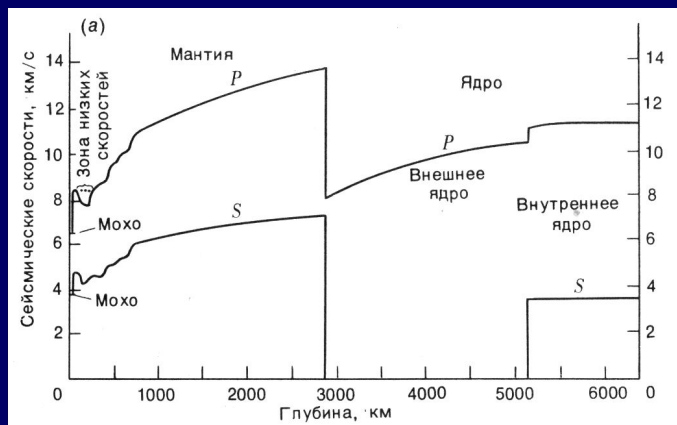


В 1909 году югославский ученый Мохоровичич обнаружил резкое возрастание скоростей сейсмических волн на глубине около 35 км. Эту границу назвали границей земной коры или границей *Мохо*.

В океане эта граница расположена на глубине 10-15 км от поверхности земли и даже ближе, в горных районах – на глубинах до 50-80 км

Основные типы земной коры: континентальная (материковая) и океаническая; в переходной зоне от материка к океану развита кора промежуточного типа. Поверхностные осадочные отложения занимают слой толщиной около 2 км. На континентах под осадками находится гранитный слой толщиной около 20 км, ниже – примерно 14-километровый базальтовый слой. В океанической коре гранитный слой отсутствует. Средние плотности составляют: 2,6 г/см³ у поверхности Земли, 2,67 г/см³ у гранита, 2,85 г/см³ у базальта.

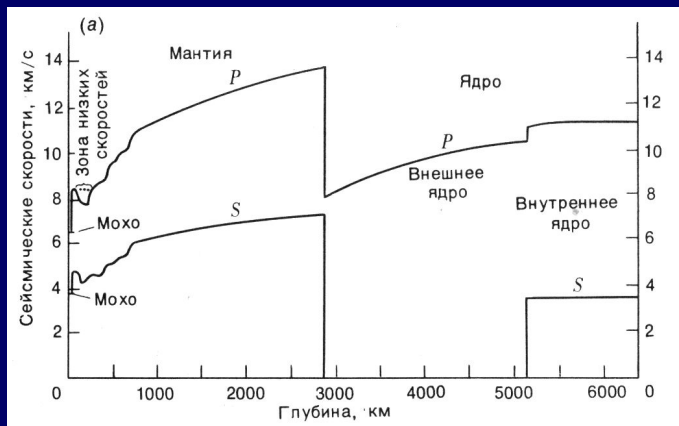
Строение Земли: мантия



На глубинах примерно от 35 до 2885 км расположена **мантия** Земли, которую называют также силикатной оболочкой. Она отделяется от коры границей Мохоровича («Мохо»), глубже которой скорости как продольных, так и поперечных упругих сейсмических волн, а также механическая плотность скачкообразно возрастают. Плотности в мантии увеличиваются по мере возрастания глубины примерно от 3,3 до 9,7 г/см³.

На глубинах от 60 до 250 км находится зона пониженных скоростей сейсмических волн. Пространственное расположение этой зоны примерно соответствует **астеносфере** — зоне частичного плавления пород и развития преимущественно пластических деформаций. Часть верхней мантии и земная кора, для которых характерно хрупкое разрушение (проявляющееся в землетрясениях) составляют **литосферу**.

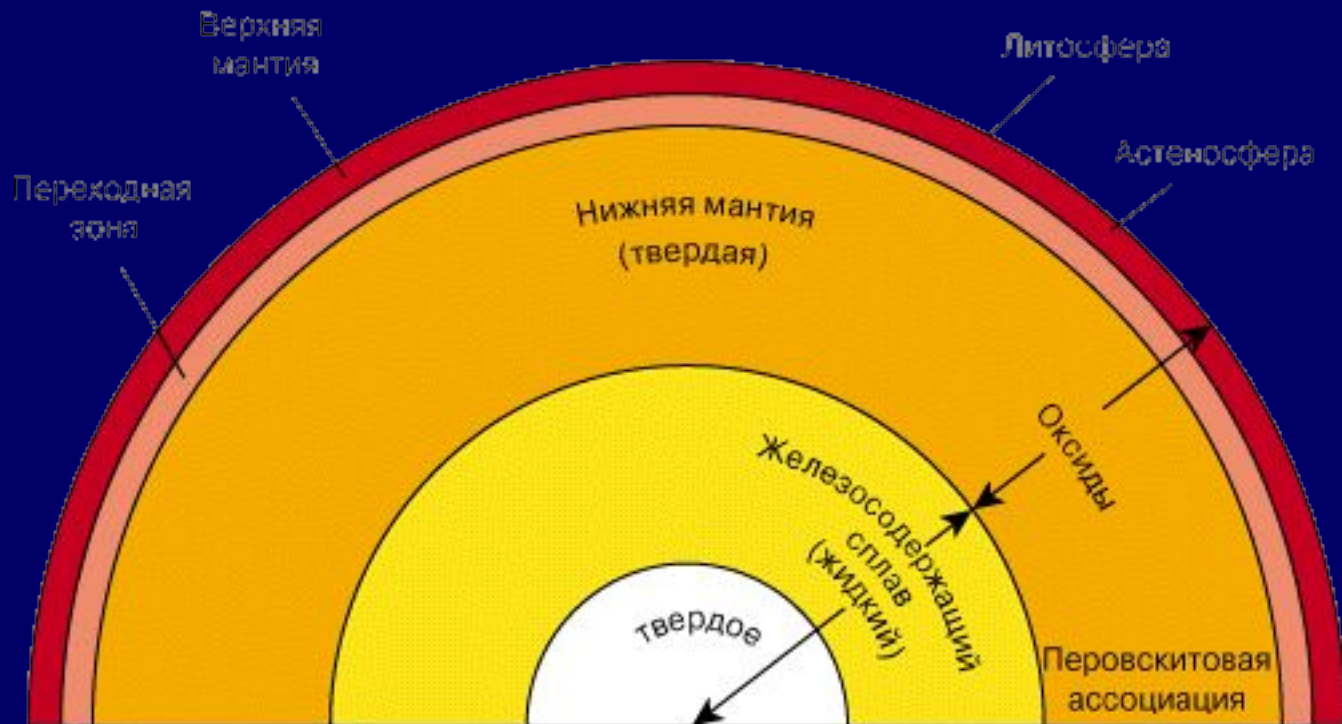
Строение Земли: ядро



Граница (граница Гутенберга) между мантией и **внешним ядром** располагается на глубине 2775 км. На ней скорость продольных волн падает от 13,6 км/с (в мантии) до 8,1 км/с (в ядре), а скорость поперечных волн уменьшается от 7,3 км/с до нуля. Последнее означает, что внешнее ядро является жидким. По современным представлениям внешнее ядро состоит из серы (12%) и железа (88%), на его долю приходится 30% массы Земли.

На глубинах свыше 5120 км расположено твердое **внутреннее ядро**, на долю которого приходится 1,7% массы Земли. Предположительно, это железо-никелевый сплав (80% Fe, 20% Ni) с плотностью 12 г/см³. Температура в центральной части Земли порядка 5000 °С. Давление монотонно возрастает с глубиной от 0 до 3,61 ГПа.

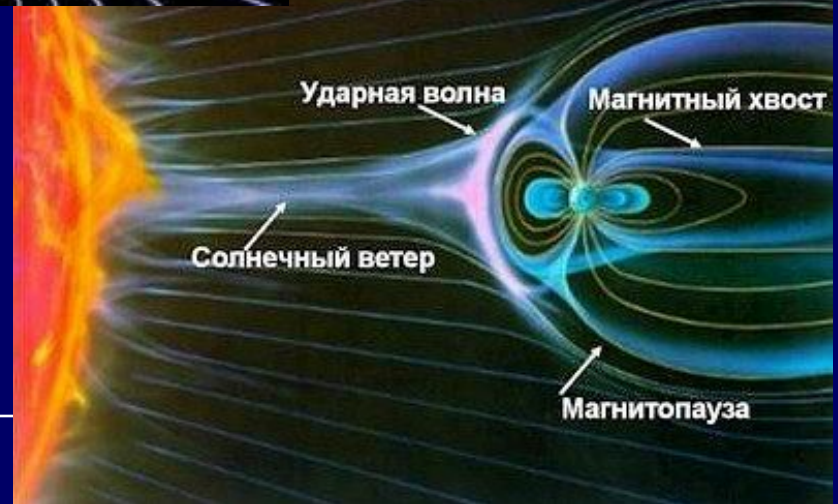
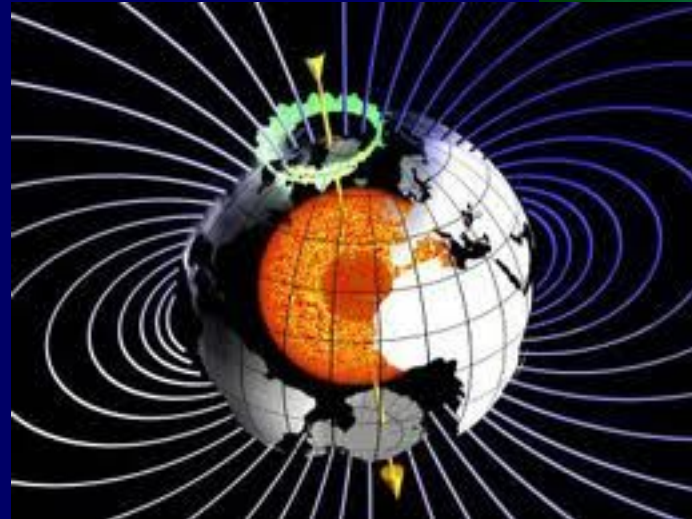
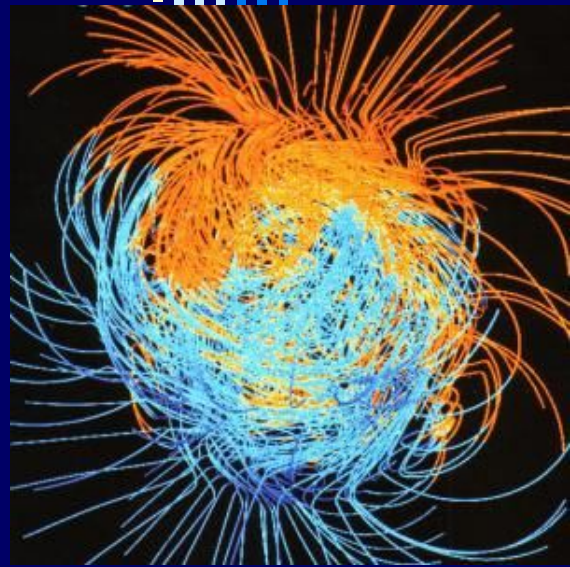
Строение Земли



	Внешнее ядро	Внутреннее ядро		
Глубина (км)	6371	5150	2890	670 0
Давление (ГПа)	364	329	136	24 0



Магнитное поле Земли



Магнитометрические методы.

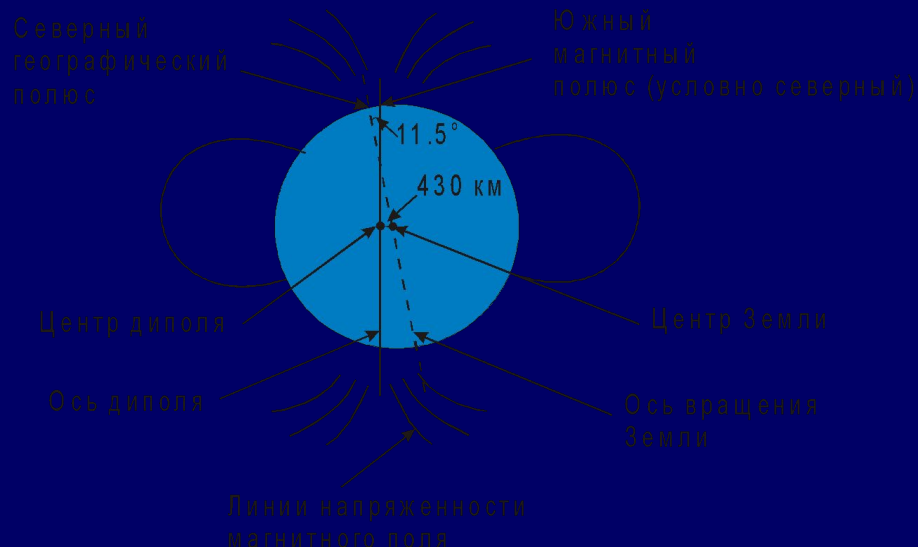
Магнитное поле Земли.

Точки, в которых ось диполя пересекает земную поверхность, называются **геомагнитными полюсами**. Южный геомагнитный полюс находится в северном полушарии, в настоящее время в Северной Гренландии, координаты $j = 78.6 + 0.04^\circ$ Т с.ш., $l = 70.1 + 0.07^\circ$ Т з.д., где Т — число десятилетий от 1970. Для северного магнитного полюса $j = 75^\circ$ ю.ш., $l = 120.4^\circ$ в.д. (в Антарктиде). Геомагнитные полюсы следует отличать от **истинных магнитных полюсов**, в которых линии магнитного поля вертикальны.

Дипольный магнитный момент Земли на 1970 составлял $7.98 \cdot 10^{25}$ Гс/см³, уменьшаясь за десятилетие на $0.04 \cdot 10^{25}$ Гс/см³. Средняя напряженность поля на поверхности составляет около 0.5 Э ($5 \cdot 10^{-5}$ Тл).

Дипольная аппроксимация магнитного поля Земли не имеет под собой физических оснований. Магнитное поле Земли создается за счет гидромагнитных течений электропроводящего вещества в жидком внешнем ядре Земли. Его можно описать как с помощью дипольного, так и с помощью квадрупольного представлений.

- По форме основное магнитное поле Земли до расстояний менее трех радиусов близко к полю **эквивалентного магнитного диполя**. Его центр расположен вблизи центра Земли и смещен относительно центра в направлении на 18° с.ш. и 147.8° в. д. Ось этого диполя наклонена к оси вращения Земли на 11.5° .



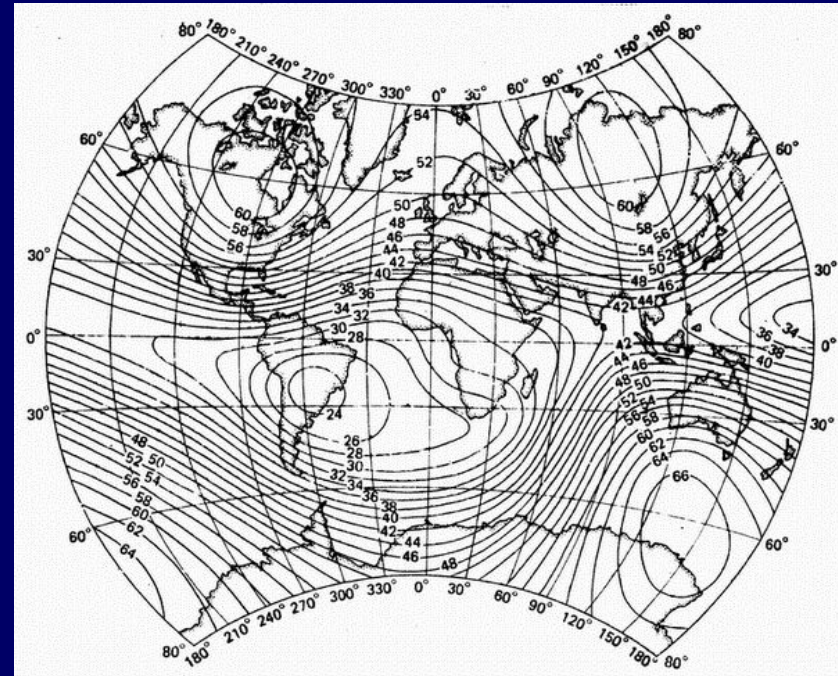
Магнитное поле Земли.

Магнитное поле Земли образует 4 **основные геомагнитные аномалии**: две в северном полушарии, одну в южном, одну в Африке. Их происхождение связывают с наличием дополнительных магнитных диполей на верхней (~3000 км) и нижней (~5000 км) границах жидкого ядра. На территории России находится положительная часть Восточно-Азиатской аномалии.

Нормальным (или главным) геомагнитным полем принято считать поле эквивалентного диполя и дополнительных диполей, обуславливающих материковые аномалии. Карта нормального магнитного поля такого-то года является **Международным эталонным геомагнитным полем**. Эти карты принято строить через 5 лет.

Геомагнитный полюс прецессирует относительно географического полюса с периодом около 1200 лет.

Под действием исходящего от Солнца потока плазмы (солнечного ветра) магнитное поле Земли искажается и приобретает «шлейф» в направлении от Солнца, который простирается на сотни тысяч километров.





Магнитное поле Земли.

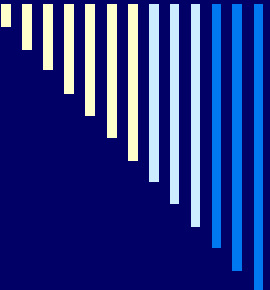
- **Гипотеза гидромагнитного динамо**: первоначальное магнитное поле усиливается в результате движений электропроводящего вещества в жидком ядре планеты.
- При температуре в несколько тысяч градусов Кельвина проводимость ядра достаточно велика, чтобы конвективные движения, происходящие в слабо намагниченной среде, могли возбуждать электрические токи, способные в соответствии с законами электромагнитной индукции создавать новые магнитные поля.
- Затухание этих полей приводит к разогреву и к возникновению новых магнитных полей. В зависимости от характера движений эти поля могут либо ослаблять, либо усиливать исходные поля. Для усиления поля достаточно определенной асимметрии движений.
- **Необходимым** условием гидромагнитного динамо является наличие движений в проводящей среде
- **Достаточным** – наличие определенной асимметрии (спиральности) потоков вещества ядра.
- Процесс усиления продолжается до тех пор, пока растущие с увеличением силы токов потери на джоулево тепло не уравновесят приток энергии, поступающей за счет гидродинамических движений.



Магнитное поле Земли.

- Три основные части магнитного поля Земли.
 1. **Основное магнитное поле**, испытывающее медленные изменения во времени с периодами от 10 до 10 000 лет (10–20, 60–100, 600–1200 и 8000 лет). Последний из этих интервалов связан с изменением дипольного магнитного момента в 1,5–2 раза.
 2. **Мировые аномалии** – отклонения от эквивалентного диполя до 20% напряженности в отдельных областях с характерными размерами до 10 000 км. Аномальные поля испытывают вековые вариации с временами десятилетия – столетия. Примеры аномалий: Бразильская, Канадская, Сибирская. Мировые аномалии смещаются, распадаются и возникают вновь.
 3. **Региональные и локальные аномалии** протяженностью от нескольких до сотен километров. Обусловлены намагниченностью горных пород, расположенных близко к поверхности. Одна из наиболее мощных – Курская магнитная аномалия, напряженность магнитного поля которой превышает нормальное в 2 – 4 раза.
 4. **Переменное внешнее магнитное поле** Земли определяется токовыми системами, находящимися в атмосфере. Основными источниками таких полей и их изменений являются потоки плазмы, приходящие от Солнца и формирующие структуру и форму земной магнитосферы.
- Полное постоянное магнитное поле Земли T складывается из нормального и аномального полей и вариаций:

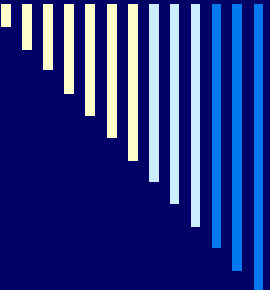
$$T = T_n + T_a + T_v$$



Прямые и обратные задачи магниторазведки.

- При **магниторазведке** рассчитываются аномалии полного вектора T_a или его вертикальной и горизонтальной составляющих путем исключения из измеренных значений известных величин нормального поля и вариаций.
- Кулон предполагал, что существование магнетизма связано с наличием **магнитных масс**, положительных и отрицательных. Между двумя магнитными массами m_1 и m_2 , помещенными в среду с магнитной проницаемостью μ действует сила F , которая определяется законом Кулона.
- Под **магнитной массой** понимается произведение интенсивности вектора намагничивания J на площадь намагниченного тела S , перпендикулярную этому вектору $m = JS$.

$$F = \frac{m_1 m_2}{\mu r^2}$$



Прямые и обратные задачи магниторазведки.

- Прямой задачей магниторазведки называется нахождение магнитных аномалий над объектами известной формы, глубины залегания и намагниченности.
- Обратной задачей магниторазведки является определение формы, глубины залегания, намагниченности по измеренному площадному распределению аномалий магнитного поля.

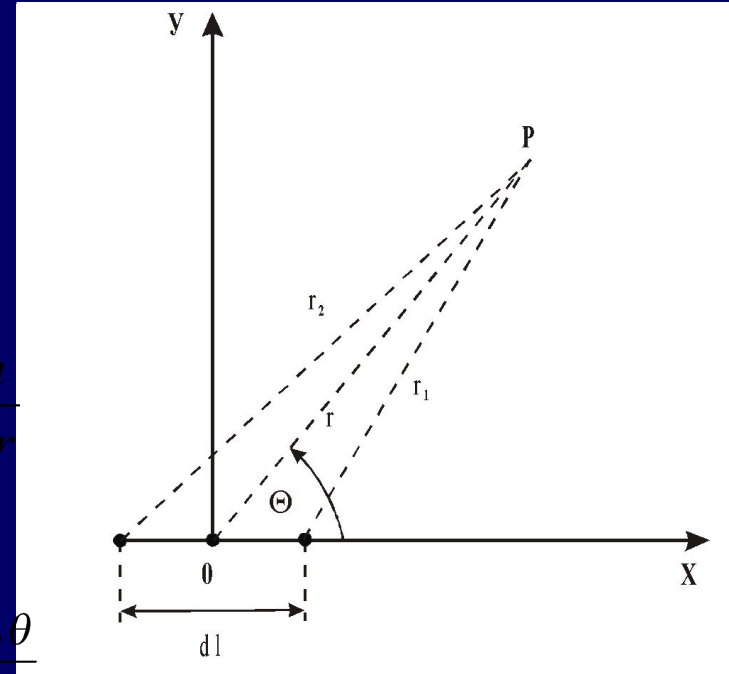
Потенциалы магнитной массы и диполя

- Вводится понятие магнитного потенциала точечной магнитной массы (r - расстояние от центра магнитной массы до точки наблюдения) и понятие магнитного диполя, т.е. двух равных, близко расположенных магнитных масс противоположного знака с потенциалом

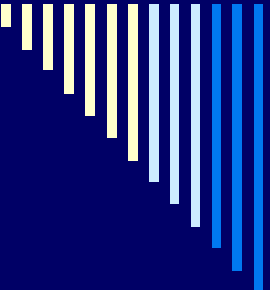
$$U = \frac{m}{\mu r}$$

$$dU = \frac{m}{\mu} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{m}{\mu} \cdot \frac{dr}{r_1 r_2} \approx \frac{m dl \cos \theta}{\mu r^2} = \frac{dM \cos \theta}{\mu r^2} = \frac{J dV \cos \theta}{\mu r^2}$$

r_1 и r_2 - расстояния от центров магнитных масс до точки наблюдения, dl - длина диполя ($dl \ll r$), $dM = mdl = J ds dl = J dV$ - магнитный момент диполя; J - интенсивность намагничивания диполя вдоль оси; ds - площадь поперечного сечения; $dV = dl ds$ - элементарный объем; θ - угол между осью диполя и направлением на точку наблюдения.



$$\cos \theta = \frac{x}{r}$$



Компоненты напряженности магнитного поля диполя

□ в плоскости $(x, y, 0)$:
$$dU = \frac{dMx}{\mu(x^2 + y^2)^{3/2}}$$

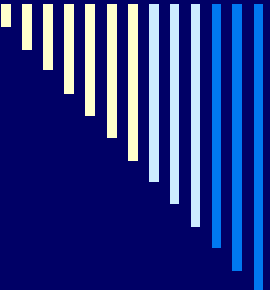
$$H_x = -\frac{\partial(dU)}{\partial x} = -\frac{dM}{\mu} \cdot \frac{(x^2 + y^2)^{3/2} - x \frac{3}{2}(x^2 + y^2)^{1/2} 2x}{(x^2 + y^2)^3} = \frac{dM}{\mu} \cdot \frac{2x^2 - y^2}{(x^2 + y^2)^{5/2}}$$

$$H_y = -\frac{\partial(dU)}{\partial y} = -\frac{dM}{\mu} \cdot \frac{-x \frac{3}{2}(x^2 + y^2)^{1/2} 2y}{(x^2 + y^2)^3} = \frac{dM}{\mu} \cdot \frac{3xy}{(x^2 + y^2)^{5/2}}$$

$$H = \sqrt{H_x^2 + H_y^2} = \frac{dM}{\mu r^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}$$

на оси диполя $H_0 = 2 \frac{dM}{\mu r^3}$

на перпендикуляре к оси диполя $H_0 = \frac{dM}{\mu r^3}$



Основные уравнения в теории магниторазведки

- Поскольку намагниченные тела конечных размеров можно рассматривать как совокупность элементарных магнитных диполей, с учетом свойства суперпозиции потенциалы и аномальные значения напряженности намагниченного тела можно записать в виде интегралов по объему:

$$U = \iiint_V \frac{J \cos \theta dV}{\mu r^2}$$

$$H = \iiint_V \frac{J \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta} dV}{\mu r^3}$$

Магнитная аномалия над намагниченным вертикальным бесконечным стержнем.

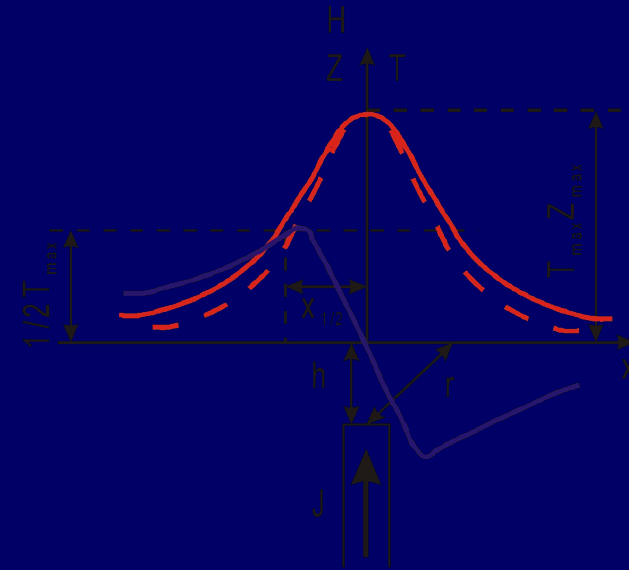
- На глубине h залегает вершина бесконечно длинного вертикального стержня с площадью сечения s , однородно намагниченного вдоль оси z . Его можно представить как тело с одним полюсом с интенсивностью намагничивания J и с магнитной массой $m = Js$. Поле стержня эквивалентно полю точечной магнитной массы, расположенной в центре его вершины.
- Составляющие напряженности магнитного поля определяются производными:

$$H_x = -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{m}{\mu} \cdot \frac{x}{(x^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{Jsx}{\mu(x^2 + h^2)^{3/2}}$$

$$Z = -\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{m}{\mu} \cdot \frac{h}{(x^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{Jsh}{\mu(x^2 + h^2)^{3/2}}$$

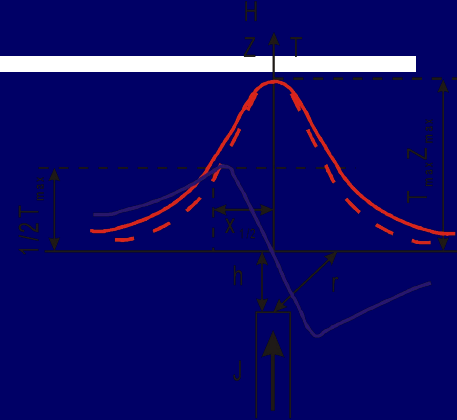
- Полный вектор напряженности магнитного поля

$$U = \frac{m}{\mu r} = \frac{m}{\mu \sqrt{x^2 + h^2}}$$



$$T = \sqrt{H_x^2 + Z^2} = \frac{Js}{\mu(x^2 + h^2)}$$

Обратная задача для намагниченного вертикального бесконечного стержня



- Максимумы полного вектора напряженности и вертикальной составляющей при $x = 0$ $Z_{max} = T_{max} = Js/\mu h^2$, горизонтальная составляющая обращается в ноль. При $x = \pm h$ горизонтальная составляющая имеет экстремумы. В точке $x = -h$ кривые Z и H пересекаются. В плане изолинии Z и T имеют вид концентрических окружностей.
- Для точек $Z_{1/2} = Z_{max}/2$ можно записать:
$$Z_{1/2} = \frac{Jsh}{\mu(x_{z1/2}^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{Js}{2\mu h^2}$$
- откуда $x_{z1/2} = 0.7h$. Для точки $T_{1/2} = T_{max}/2$, $x_{T1/2} = h$.
- Эти точки используют при решении обратной задачи магниторазведки для объектов типа вертикального стержня. Центр объекта расположен под максимумами значений Z и T и изменением знака H_x . Глубина верхней кромки стержня определяется по формулам

$$h = 1.3|x_{z1/2}| \quad h = |x_{T1/2}| \quad h = 1.4|x_{bkc}| \quad h = -x_{Z=H}$$

- Зная глубину h , можно оценить величину магнитной массы $m = Js$

$$m = Z_{max} \mu h^2 = T_{max} \mu h^2 = 3.67 H_{max} \mu h^2$$

Магнитная аномалия над вертикально намагниченным шаром

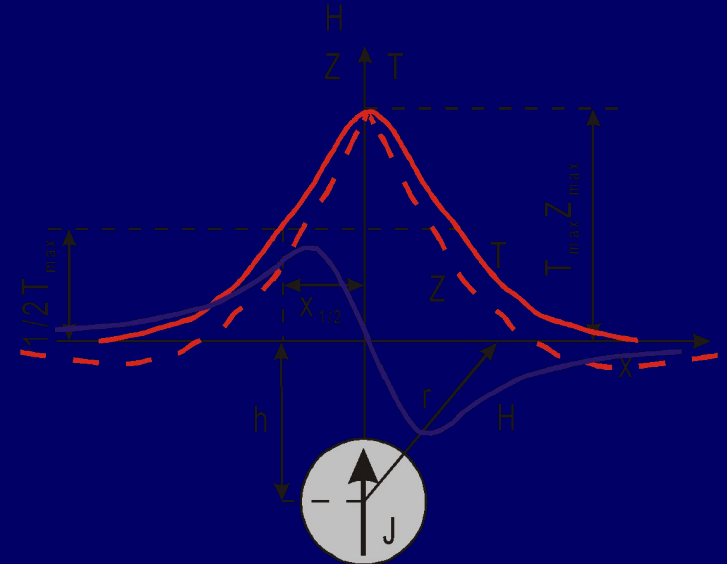
- Пусть на глубине h расположен вертикально и однородно намагниченный шар объемом V (h – глубина его центра). Магнитное поле шара можно представить как поле магнитного диполя, помещенного в его центре. Потенциал шара с магнитным моментом $M = JV$

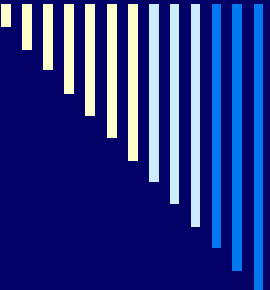
$$U = \frac{JV \cos \theta}{\mu r^2} = \frac{Mh}{\mu r^3} = \frac{Mh}{\mu(x^2 + h^2)^{3/2}}$$

- Компоненты аномального магнитного поля шара

$$H_x = -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{M}{\mu} \cdot \frac{3xh}{(x^2 + h^2)^{5/2}} = \frac{3JVhx}{\mu(x^2 + h^2)^{5/2}} \quad Z = -\frac{\partial U}{\partial h} = \frac{M}{\mu} \cdot \frac{2h^2 - x^2}{(x^2 + h^2)^{5/2}} = \frac{JV(2h^2 - x^2)}{\mu(x^2 + h^2)^{5/2}}$$

$$T = \sqrt{H_x^2 + Z^2} = \frac{JV\sqrt{4h^2 + x^2}}{\mu(x^2 + h^2)^2}$$





Обратная задача для вертикально намагниченного шара

- Над центром шара будут наблюдаться максимумы (при $J > 0$) $Z_{max} = T_{max} = 2JV/\mu h^3$ и нулевое значение горизонтальной компоненты. При $x = \pm\sqrt{2}h$ вертикальная компонента обращается в нуль. В плане изолинии Z и T имеют вид концентрических окружностей. На расстояниях, превышающих глубины залегания, элементы Z и T различаются и по интенсивности, и по знаку: аномалии: вертикальные будут двух знаков, а T – одного.
- Так же, как и для магнитного поля стержня, можно получить характерные точки:
$$h = 1.8|x_{Z=0}| = 1.8|x_{Z=h}| = 1.5|x_{T=1/2}| = 0.7|x_{Z=0}| = 0.5|x_{Zmin}| = 2|x_H|$$
- Центр шарообразной аномалии залегает под экстремумами Z , T и переходом через нуль аномалии H . Зная h , можно оценить магнитную массу шара:

$$m = JV = Z_{max}\mu h^{3/2} = T_{max}\mu h^{3/2}$$



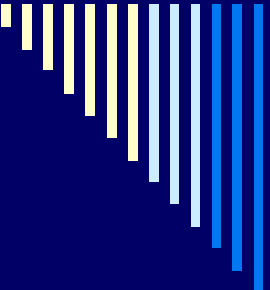
Магниторазведка

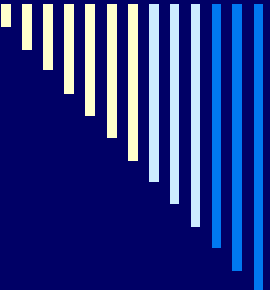
Используется только в комплексе с другими геофизическими методами. Вследствие немагнитности нефтегазонасыщенных пород они иногда выделяются отрицательными локальными магнитными аномалиями с амплитудой от единиц до сотен нанотесла.

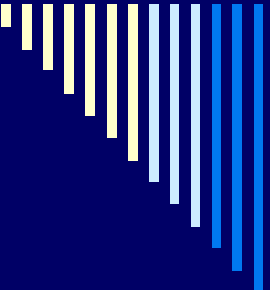


Электромагнитные методы

- Электромагнитная разведка основана на измерении электромагнитных полей от искусственных и естественных источников с целью дифференциации горных пород по электромагнитным свойствам. Используются электромагнитные поля частотой от миллигерц до сотен терагерц
-

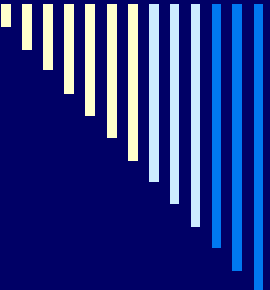
- 
- Переменные электромагнитные поля, индуцируемые в земной коре возмущениями в магнитосфере Земли, называются *магнитотеллурическими*.
 - Это поля инфранизкой частоты (от 10^{-5} до 10 Гц).
 - Магнитотеллурические поля проникают в Землю до глубин в десятки и первые сотни километров.

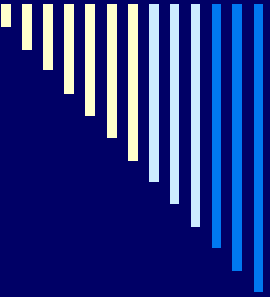
- 
- Переменные электромагнитные поля, индуцируемые в земной коре при грозах, называются атмосферными.
 - При ударе молнии возбуждается электромагнитный импульс, распространяющийся на большие расстояния.
 - В верхних частях Земли всегда существует слабое грозовое поле, которое состоит из периодически повторяющихся импульсов с преобладающими частотами от 10 Гц до 10 кГц и напряженностью по электрической составляющей в доли мВ/м.

- 
- По измеренным взаимно перпендикулярным электрическим и магнитным составляющим E_x и H_y можно рассчитать удельное сопротивление α однородного полупространства:

$$\rho = \alpha T \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2,$$

- где T – период колебаний в с, a – коэффициент, равный 0.2, E_x измерено в мВ/км, H_y – в нТл, α – в Ом·м.

- 
- Естественные постоянные электрические поля имеют *электрохимическое* и *электрокинетическое* происхождение. Электрохимические поля обусловлены либо окислительно-восстановительными реакциями на границах проводников (рудные минералы – подземные воды), либо разностью окислительно-восстановительного потенциала подземных вод вдоль проводящего слоя (например, графита, антрацита).
 - Разность потенциалов достигает 1–1.2 В. Длительность существования подобных электрических полей - вплоть до полного окисления рудной залежи.

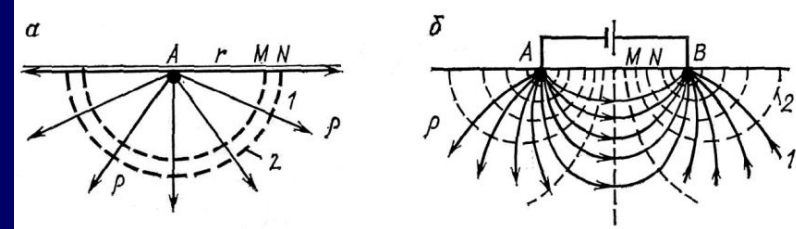
- 
- Электрокинетические постоянные естественные поля обусловлены диффузионно-адсорбционными и фильтрационными процессами. Стенки пор в горной породе способны адсорбировать ионы (чаще отрицательные). Во флюидах накапливаются заряды противоположного знака. Чем больше скорость движения флюидов, тем больше разность потенциалов. Положительный потенциал возрастает в направлении движения флюида. Места оттоков подземных вод выделяются отрицательными потенциалами, а притоков – положительными.



Искусственные электромагнитные поля

- Искусственные *постоянные* электрические поля создаются с помощью батарей, аккумуляторов или генераторов постоянного тока, подключаемых с помощью изолированных проводов к стержневым электродам – заземлителям.
 - Как обычно, теория электроразведки включает решение прямых и обратных задач.
-

Двух- и четырёхэлектрод- ные схемы



- Для точечного источника в однородной изотропной среде эквипотенциальные поверхности будут иметь вид полусфер с центром в источнике. Разность потенциалов ΔU между двумя точками M и N может быть определена с помощью закона Ома:

$$\Delta U = I R = I \rho \Delta l / s ,$$

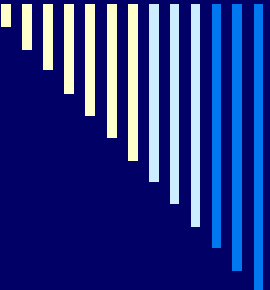
- где R – сопротивление; Δl , s – длина и площадь поперечного сечения. Длина проводника равна расстоянию между соседними эквипотенциальными поверхностями $\Delta l = MN$, а поперечное сечение s – поверхности полусферы с радиусом AO .

$$s = 2\pi(AO)^2.$$

- При больших AM и AN по сравнению с MN

$$(AO)^2 \approx AM \cdot AN,$$

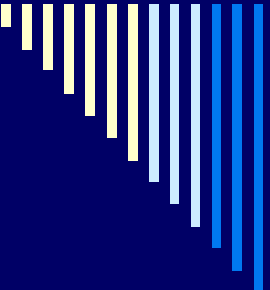
$$\Delta U = \rho l \frac{MN}{2\pi AM \cdot AN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} \right).$$

- 
- Измерив ΔU и I и определив расстояния между электродами, можно рассчитать удельное электрическое сопротивление горных пород.
 - При $AN \rightarrow \infty$ и $AM = r$ получаем разность потенциалов между точкой измерения и бесконечностью

$$U = \frac{I\rho}{2r}, \quad \rho = 2\pi r \frac{U}{I}.$$

- В четырехэлектродных установках к одному питающему электроду подключают положительный полюс источника тока, к другому – отрицательный. Разность потенциалов на приемных электродах от каждого источника определяют по полученной выше формуле. Разность потенциалов от обоих электродов

$$\Delta U = \frac{I\rho}{2} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right).$$

- 
- Если электроды установить так, чтобы $AM = BN$, а $AN = BM$, то получим формулу для симметричной четырехэлектродной установки

$$\rho = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \frac{\Delta U}{I}.$$

- Реальные среды не являются однородными. Поэтому приведенные выше соотношения позволяют оценить не истинное, а кажущееся значение удельного сопротивления. Можно показать, что кажущееся сопротивление пропорционально плотности тока возле приемных электродов.



Использование переменных электромагнитных полей

- Переменные электромагнитные поля создают с помощью генераторов синусоидального напряжения.
- На низких частотах (< 10 кГц) сопротивление однородного полупространства
$$\rho = k_{\omega} \frac{\Delta U(\omega)}{I},$$
- где k_{ω} , – коэффициент, зависящий от способа создания и измерения поля, расстояний между источником и приемником, круговых частот ω ; $\Delta U(\omega)$ – разность потенциалов.



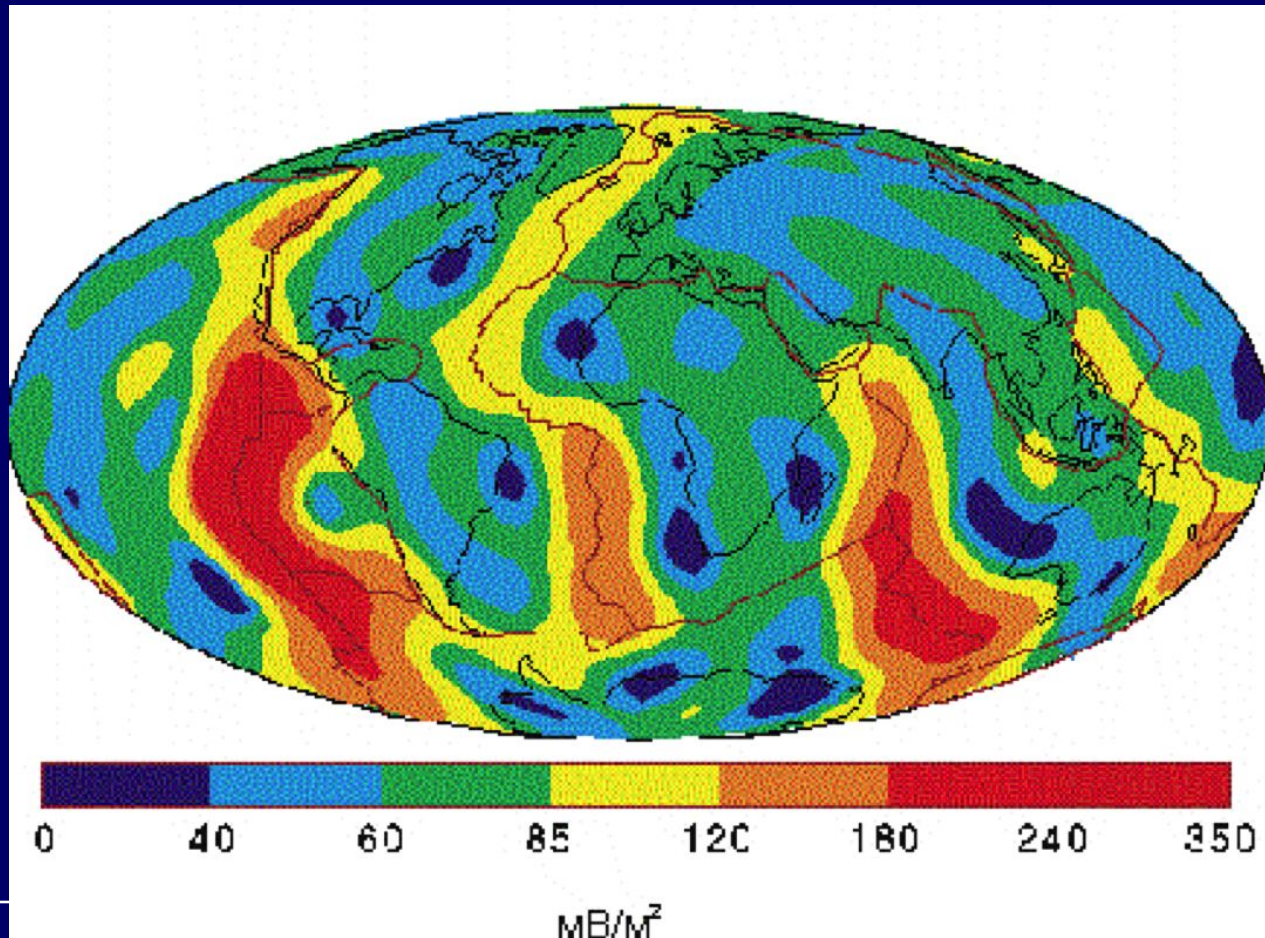
Принципы терморазведки

- Теория терморазведки основывается на решении уравнения температуропроводности

$$\chi \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial T}{\partial t}.$$

- При решении прямых задач Землю принимают за однородное полупространство с постоянным тепловым потоком.
- Решая уравнение температуропроводности с учетом граничных условий для тел простой геометрической формы (шар, столб, цилиндр и т. п.) или горизонтально-слоистой среды с разными тепловыми свойствами, получают аналитические выражения для аномальных тепловых потоков или температур. Путем сравнения теоретических кривых с наблюдаемыми получают геотермические аномалии и оценивают положение и глубину залегания аномалиеобразующих локальных объектов.

Тепловые потоки на поверхности Земли





Литература

- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика, т.VII. Теория упругости.
 - Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики.
 - Браун Д., Массет А. Недоступная Земля.
 - Болт Б. В глубинах Земли.
 - Жарков В.Н., Трубицин В.П. Физика планетных недр.
 - Рихтер Ч. Элементарная сейсмология.
-