

1. Происхождение Солнечной системы и Земли. Энергия аккреции Земли и энергия гравитационной дифференциации.

Вселенная образовалась в результате «большого взрыва» около 14 млрд. лет назад. И с тех пор непрерывно расширяется и охлаждается. Вначале были только легкие частицы: ν , e^- , p , He , γ .

Планеты солнечной системы (от солнца):

Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун.

Ранние гипотезы происхождения Земли

□ конец 18 века. Гипотеза Канта-Лапласа о происхождении Земли из сжимающегося сгустка разогретой газообразной материи

□ конец 19 века. Гипотеза Мультона-Чемберлена об образовании планет путем застывания вещества, выброшенного Солнцем в виде огромных протуберанцев;

□ 20-30 годы 20 века. Гипотеза Джинса об образовании планет из вещества, вырванного из Солнца притяжением пролетевшей поблизости звезды

□ 1943 г. Гипотеза О.Ю.Шмидта об аккумуляции планет из роя холодных тел и частиц, захваченного Солнцем. Земля образовалась из холодных тел, а не из сгустков раскаленной материи.

Современная концепция образования Солнечной системы и Земли

□ Солнечная система возникла ~ 4.7 млрд. лет назад как результат аккреции твердых частиц холодного газопылевого протопланетного облака.

□ Планеты и Солнце сформировались в едином процессе;

□ «Строительный материал» образовался в результате взрыва двух сверхновых звезд.

Аккреция (accretion, прирост, срастание) – падение вещества на космическое тело из окружающего пространства.

Аккреционный диск:

- Гравитационное сжатие
- Сохранение углового момента
- Излучение и солнечный ветер

$$dA = \int_R^\infty F dr = G \frac{M dM}{R(M)} \quad M = \frac{4\pi}{3} R^3 \rho \quad A = G \rho^{1/3} \left(\frac{4\pi}{3} \right)^{1/3} \int_0^{M_3} M^{2/3} dM = G \rho^{1/3} \left(\frac{4\pi}{3} \right)^{1/3} \frac{3}{5} M_3^{5/3}$$

$$G = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 / (\text{кг} \cdot \text{с}^2)$$

$$\rho = 5518 \text{ кг} / \text{м}^3$$

$$M_3 = 5.978 \cdot 10^{24} \text{ кг}$$

$$A = G \rho^{1/3} \left(\frac{4\pi}{3} \right)^{1/3} \frac{3}{5} M_3^{5/3}$$

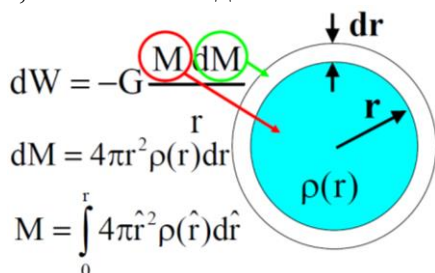
$$A / M_3 \approx 3.9 \cdot 10^7 \text{ Дж} / \text{кг}$$

Удельная теплота парообразования железа: $6.12 \cdot 10^6 \text{ Дж} / \text{кг}$

Общие сведения о планете Земля

Расстояние до Солнца	149.6 млн. км
Масса	$5.978 \cdot 10^{24} \text{ кг}$
Период вращения вокруг оси	23ч. 56мин. 04с.
Средний радиус	6371 км
Средняя плотность	$5518 \text{ кг} / \text{м}^3$
Наклон экватора к орбите	$23^\circ 27'$

Гравитационная дифференциация – разделение неоднородного магматического расплава под влиянием гравитационных сил, сопровождающееся выделением энергии. Гравитационная дифференциация служит источником внутренней тепловой энергии Земли, планет и звезд.



$$W = -16\pi^2 G \int_0^R \left(\int_0^r \hat{r}^2 \rho(\hat{r}) d\hat{r} \right) r \rho(r) dr$$

если $\rho = M / \left(\frac{4\pi}{3} R^3 \right) = \text{const} \neq f(r)$

$$W = -G \frac{16}{15} \pi^2 \rho^2 R^5 = -\frac{3}{5} \frac{GM^2}{R} = -A$$

$$A = G \rho^{1/3} \left(\frac{4\pi}{3} \right)^{1/3} \frac{3}{5} M_3^{5/3}$$

Энергия аккреции

$$W = -16\pi^2 G \int_0^R \left(\int_0^r \hat{r}^2 \rho(\hat{r}) d\hat{r} \right) r \rho(r) dr$$

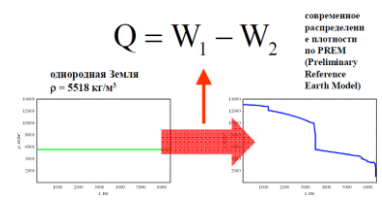
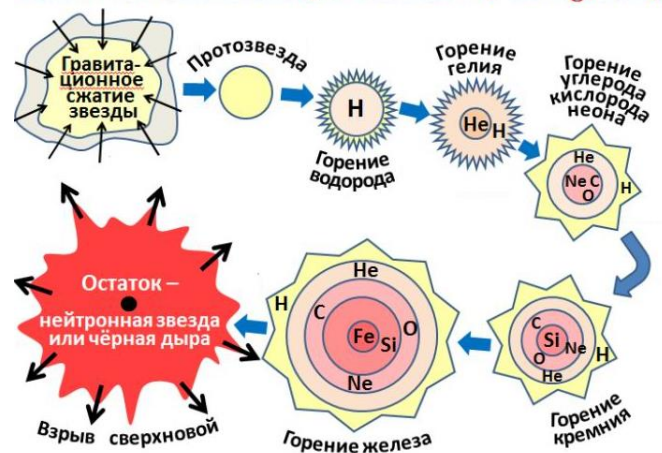
$$W_1 = -2.24 \cdot 10^{32} \text{ Дж} (\rho = \text{const})$$

$$W_2 = -2.55 \cdot 10^{32} \text{ Дж (PREM)}$$

$$Q = W_1 - W_2 = 0.31 \cdot 10^{32} \text{ Дж}$$

Энергия гравитационной дифференциации

Основные этапы эволюция массивной (> 25M_sun) звезды



2. Происхождение атмосферы и гидросферы. Условия существования атмосферы и гидросферы.

Происхождение. Гипотеза 1

Атмосфера была захвачена из протопланетного облака в процессе аккреции

Основания для сомнений:

1. Летучие элементы не могли быть удержаны в зоне формирования планет земной группы из-за высокой температуры в этой области протопланетного диска

2. Выметание первичных атмосфер солнечным ветром молодого Солнца

Гипотеза 2 (современная концепция)

Атмосфера и гидросфера Земли образовались около 4 млрд. лет назад в результате дегазации мантии. Первичная атмосфера состояла из H_2O , CO_2 и др. газов (H_2S , CO , H_2 , N_2 , CH_4 , NH_3 , HF , HCl , Ar)

O_2 отсутствовал; земное вещество сильно обеднено летучими и подвижными элементами и соединениями, в противном случае атмосфера и гидросфера были бы более мощными.

Эксперимент «Царев-2» (ИДГ РАН): СВЧ нагрев в вакууме метеоритного образца

Выделяются: H_2 , N_2 , CH_4 , CO , H_2O , etc.

«Судьба» основных соединений:

H_2O - гидросфера, атмосфера, ...

CO_2 - большая часть связана в горных породах и органическом веществе

N_2 - органическое вещество, осадочные породы, современная атмосфера

O_2 - в заметном количестве появился 1.5 млрд. лет назад, источники: фотосинтез (по мере развития жизни), фотодиссоциация пара.

Гипотеза 3

Атмосфера и гидросфера сформировались в результате интенсивной бомбардировки кометами и астероидами из внешних областей Солнечной системы на ранних этапах эволюции.

Критерий устойчивости атмосферы:

Время диссипации атмосферы превышает время существования планеты.

Диссипация атмосфер – ускользание газов из атмосфер космических тел, вызванное тепловым движением атомов и молекул.

$$v_{k2} = \sqrt{2GM/R} \approx \sqrt{2gR} \approx 11.2 \text{ км/с} \quad v = \sqrt{2kT/m} \quad \text{При } T = 300 \text{ К} \quad \left. \begin{array}{l} v_{\text{H}_2} \approx 1.5 \text{ км/с} \\ v_{\text{N}_2} \approx 0.5 \text{ км/с} \end{array} \right\} < 11.2 \text{ км/с}$$

Время полного улетучивания газов из атмосферы Земли: Водород – несколько лет Гелий – несколько млн. лет. => должны существовать источники этих газов.

Возникновение гидросферы

Вода (водяной пар) появилась на поверхности Земли 4 млрд. лет назад как следствие дегазации мантии при тектономагматической активности

Гидросфера (океан) возникла на Земле 3 млрд. лет назад

Современные океанские котловины сформировались значительно позднее (250 млн. лет назад)

Условия существования гидросферы (океана)

1. Температура на планете должна быть выше температуры плавления вещества, из которого состоит океан

2. Парциальное давление газообразной фазы этого вещества должно быть выше насыщающего давления

3. Температура и давление должны быть ниже критической точки (для воды: 647.3К, 22.12МПа)

Критическая точка – точка, в которой фазы вещества становятся тождественными.

3. Состав атмосферы земли и её вертикальная структура. Состав гидросферы земли. Соленость, распределение температуры и солености в мировом океане.

Состав атмосферы. Постоянные компоненты: $N - 78.11\%$, $O_2 - 20.96\%$, $Ar - 0.94\%$.

Переменные компоненты – $H_2O - 0.7\%$, $CO_2 0.01 - 0.1\%$ $O_3 - 0 - 0.01\%$ от объема.

Вертикальная структура атмосферы.

Тропосфера - от гр. tropos – поворот, изменение. **7-8 км** в полярных областях до 15-16 км на экваторе.

Температура убывает с высотой ~ 6.5 К/км

Экватор: $T_{min} = -62^\circ C$, полюса: $T_{min} = -45^\circ C$

Неустойчива, охвачена сильными горизонтальными и вертикальными движениями

Погода, климат, облака, осадки

Тропопауза – Переходный слой, в котором наблюдается минимум температуры

Стратосфера - от лат. stratum – настил, слой **10 – 50 км**.

Незначительное повышение температуры объясняется поглощением солнечной УФ радиации озоном. Ограничивает высоту образования облаков.

Стратопауза - Переходный слой. на **50 км**, низкая концентрация O_3 , $T \sim 0^\circ C$.

Мезосфера – (средний, промежуточный) **50 – 80 км**. Температура снижается. Дальше – **Мезопауза**.

Термосфера – **80 – 500 км**. T растет до $1000^\circ C$ за счет поглощения КВ солнечного спектра. Высокая степень ионизации атмосферных газов.

Состав гидросферы.

Вода: с $O^{16} - 99.73\%$, с $O^{18} - 0.20\%$, с $O^{17} - 0.04\%$, с $H^2 - 0.02\%$

Основные примеси: $Cl - 55\%$, $Na - 30,6\%$, $SO_4 - 7.7\%$, $Mg - 3.68\%$, $Ca - 1.2\%$, $K - 1\%$

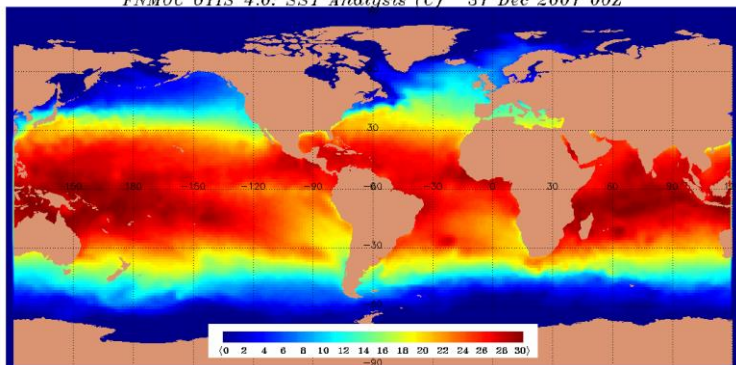
Соленость – масса в граммах твердых веществ, растворенных в 1 кг воды, при условии, что карбонаты превращены в оксиды, галогены (Br, I) заменены хлором, и все органические вещества сожжены при температуре $480^\circ C$.

Типичная соленость: в океане – 3.5% , в реках 0.05%

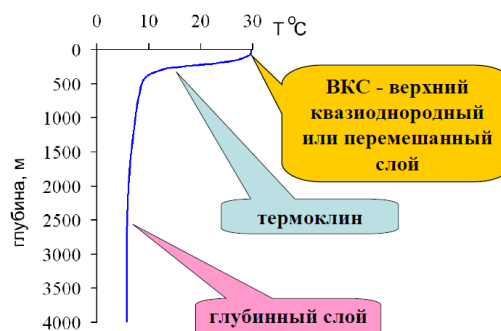
$$S = \frac{m_{\text{примеси}}}{m_{\text{примеси}} + m_{\text{чистой воды}}}$$

Температура поверхности океана

FNMOG OTIS 4.0: SST Analysis (C) 31 Dec 2001 00Z



Типичный вертикальный профиль температуры в океане



4. Законы теплового излучения. Спектры излучения солнца и планет. Солнечная постоянная. Альbedo.

Абсолютно черное тело (АЧТ) – понятие теории теплового излучения, означающее тело, которое полностью поглощает любое падающее на его поверхность электромагнитное излучение, независимо от температуры этого тела.

Свойства АЧТ

1. Поглощательная способность равна 1 при излучениях всех частот, всех направлений и любых поляризации;
2. Плотность энергии и спектральный состав излучения, испускаемого единицей поверхности, зависят только от его температуры, но не от природы излучающего вещества;
3. Излучение АЧТ (*) может находиться в равновесии с веществом при равенстве потоков излучения, испускаемого и поглощаемого АЧТ, имеющим определенную температуру.

Формула Планка:

$$\varepsilon(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\exp\left[\frac{hc}{\lambda kT}\right] - 1}$$

Закон смещения Вина [W. Wien, 1893]

$$\varepsilon(\lambda, T)d\lambda = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\exp\left[\frac{hc}{\lambda kT}\right] - 1} d\lambda$$

$$\varepsilon(\lambda, T)d\lambda = \{\alpha \equiv \lambda T\} = \frac{F(\alpha)}{\alpha^5} d\alpha$$

$$\frac{d}{d\alpha} \left(\frac{F(\alpha)}{\alpha^5} \right) = 0 \Rightarrow \alpha_{\max}$$

* трансцендентное уравнение

$$\alpha_{\max} = 2.898 \cdot 10^{-3} \text{ [м} \cdot \text{К]} - \text{постоянная Вина}$$

$$\lambda_{\max} T = \alpha_{\max}$$

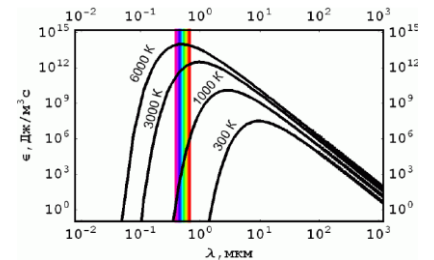
Закон Стефана-Больцмана [J. Stefan, 1879; L. Boltzmann, 1884]

$$\varepsilon(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\exp\left[\frac{hc}{\lambda kT}\right] - 1}$$

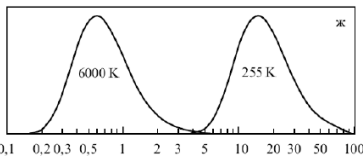
$$E = \int_0^{\infty} \varepsilon(\lambda, T) d\lambda = \sigma T^4$$

$$\sigma = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} = 5.67 \cdot 10^{-8} \left[\frac{\text{Дж}}{\text{м}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{К}^4} \right]$$

* постоянная Стефана-Больцмана



Тело, коэффициент поглощения которого меньше 1 и не зависит от длины волны излучения и абсолютной температуры, называется «**СЕРОЕ ТЕЛО**». $E_{\text{СТ}} = b E_{\text{АЧТ}}$, $b < 1$ - к. черноты. b угля – 0.8



Нормированные спектры излучения Солнца и Земли

Окна прозрачности атмосферы Земли:

- "большое окно": 0.3-1.3 мкм (видимый диапазон)
- 1.5-1.8 мкм (ИК диапазон)
- 2.0-2.6 мкм (ИК диапазон)
- 7.0-15.0 мкм (тепловой ИК диапазон)
- 0.5 мм и более 10м (микроволны радиодиапазон)

В спектре планет всегда присутствуют два максимума: 1. отраженное солнечное излучение; 2. тепловое излучение.

Альbedo – доля солнечной энергии, отраженной от планеты (поток отр./ поток пад.)

А земли ~ 0.3. Океан 2-10%, Леса 6-18%, Города 14-18%, Песок 35-45% Снег 40 – 95%, облака 75-95%

СОЛНЕЧНАЯ ПОСТОЯННАЯ (S0) - суммарный поток солнечного излучения, проходящий через единичную площадку, перпендикулярную направлению лучей и находящуюся вне земной атмосферы на среднем расстоянии Земли от Солнца $r=1$ а. е. ($149.6 \cdot 10^9$ м). $S_0 = 1367 \text{ Вт/м}^2$

Светимость Солнца

Доля энергии, получаемая Землей

$$L_{\odot} = S_0 \cdot 4\pi r^2 \approx 3.84 \cdot 10^{26} \text{ Вт} \quad L_{\oplus} = S_0 \pi R_{\oplus}^2 \approx 1.75 \cdot 10^{17} \text{ Вт} \quad L_{\oplus} / L_{\odot} = \pi R_{\oplus}^2 / 4\pi r^2 \approx 4.4 \cdot 10^{-10}$$

Все существующие на Земле запасы каменного угля равноценны 30-летнему притоку солнечной радиации к Земле.

За 1,5 суток Солнце дает Земле столько же энергии, сколько дают электростанции всех стран в течение 1 года.

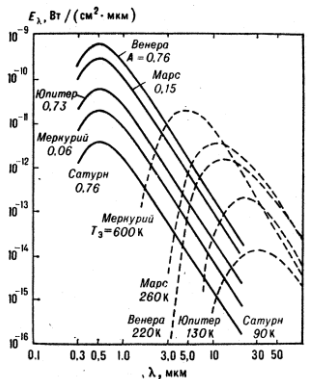


Рис. 3. Схема распределения энергии в спектре излучения планет. Сплошные кривые соответствуют отраженному солнечному излучению, прерывистые — тепловому излучению планет (рядом указаны значения альbedo A планет и эффективной температуры T, их поверхности).

5. Оценка радиационной температуры земли. Окна прозрачности атмосферы. Парниковый эффект.

Оценка радиационной температуры земли

Начальные предположения:

1. Излучение по Стефану-Больцману.
2. Стационарный случай.

$$L_{\odot} = \sigma T_{\odot}^4 S_{\text{пов-ти Солнца}} = \sigma T_{\odot}^4 (4\pi R_{\odot}^2)$$

$$\Phi_{\odot} = L_{\odot} \frac{\pi R_{\oplus}^2}{4\pi r^2} = \pi \sigma T_{\odot}^4 R_{\odot}^2 \frac{R_{\oplus}^2}{r^2}$$

Почему такая низкая температура?!
Средняя температура Земли ≈ 288 К

$$\Phi_{\oplus} = \sigma T_{\oplus}^4 S_{\text{пов-ти Земли}} = \sigma T_{\oplus}^4 (4\pi R_{\oplus}^2)$$

$$\Phi_{\odot} (1-A) = \Phi_{\oplus}$$

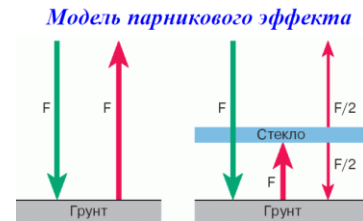
$$T_{\oplus} = T_{\odot} \sqrt{\frac{R_{\odot}}{2r}} (1-A)^{1/4} \approx 255 \text{ K} \approx -18 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$T_{\odot} = 5770 \text{ K}$$

$$A \approx 0.3$$

$$R_{\odot} = 6.96 \cdot 10^8 \text{ м}$$

$$r = 149.6 \cdot 10^9 \text{ м}$$



Из за парникового эффекта температура земли выше, чем должна быть.

$$\cancel{\Phi_{\odot} (1-A) = \Phi_{\oplus}} \Rightarrow \Phi_{\odot} (1-A) = B \Phi_{\oplus}$$

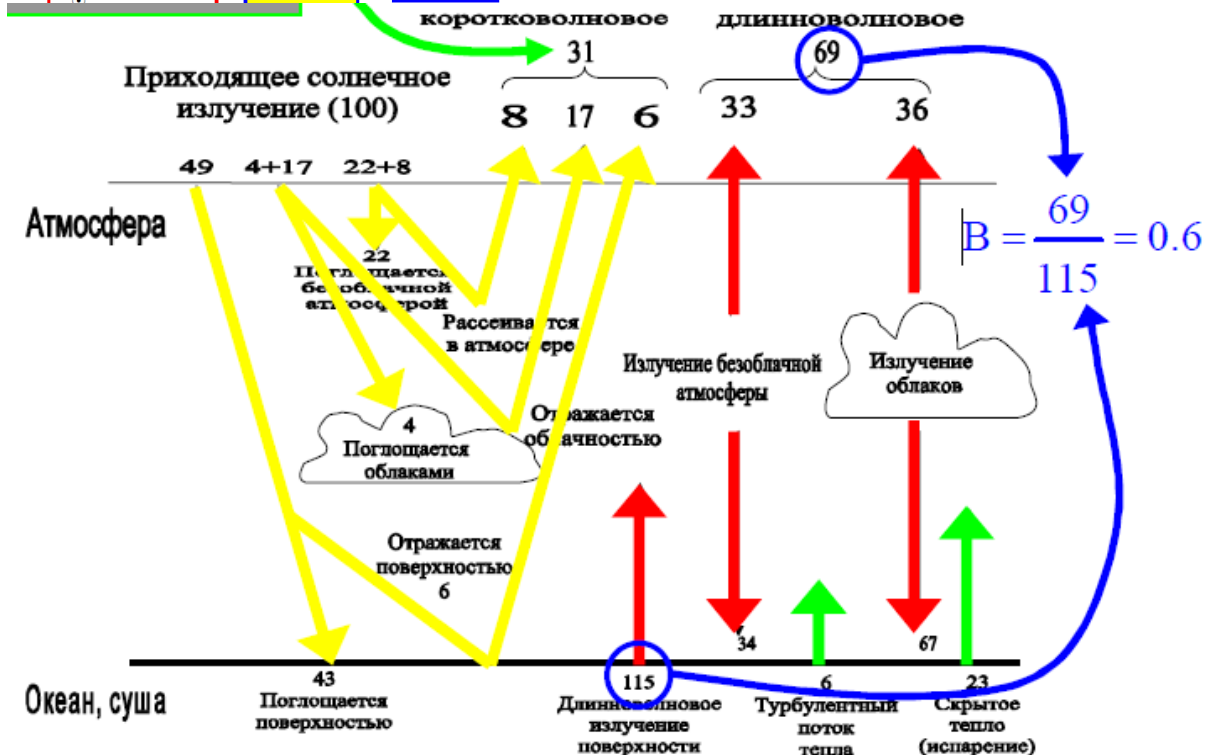
$$B < 1$$

$$T_{\oplus} = T_{\odot} \sqrt{\frac{R_{\odot}}{2r}} \left(\frac{1-A}{B} \right)^{1/4} \approx 288 \text{ K} \approx 15 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$T_{\odot} = 5770 \text{ K}$$

$$B \approx 0.6$$

$$A \approx 0.3$$



Окна прозрачности атмосферы Земли:

"большое окно": 0.3-1.3 мкм (видимый диапазон) – входное окно.

1.5-1.8 мкм (ИК диапазон)

2.0-2.6 мкм (ИК диапазон)

7.0-15.0 мкм (тепловой ИК диапазон)

0.5 мм и более 10м (микроволны и радиодиапазон)

6. Климат и погода. Блоки климатической системы. Циклы Миланковича.

Термин **климат** (в переводе с греческого – «наклон») ввел древнегреческий астроном Гиппарх, который разделил Землю на 5 широтных зон: полярные, умеренные и тропическую. Они различаются наклоном солнечных лучей.

Александр фон Гумбольдт добавил к «наклону» влияние подстилающей поверхности океана и суши на атмосферу

Василий Вас. Докучаев развил и детализировал представления о широтной, а затем и вертикальной, зональности поверхности суши. Построены климатические карты – средние температуры, осадки, давление для различных сезонов и среднегодовые.

Погода – мгновенное состояние атмосферы.

Климатом называется статистический ансамбль состояний, проходимых климатической системой «Океан-Суша-Атмосфера» за период в несколько десятилетий (~30 лет)

Климат НЕ ЯВЛЯЕТСЯ некоторым устойчивым средним состоянием, флуктуации которого – второстепенные характеристики. Климат подвержен хаотичной изменчивости.

Блоки климатической системы (проявление сезонных колебаний).

1. **Атмосфера в целом.** Масса = 1. Теплоемкость = 1.1. Малоинерционный блок, приспособляющийся к состоянию океана и суши.
2. **Верхний «деятельный» слой океана ~ 250 м.** Масса = 16.4. Теплоемкость = 77. Самый инерционный блок.
3. **Верхний «деятельный» слой суши ~ 10м.** Масса = 0.55. Теплоемкость = 0.5. За счет ледяных щитов возникает высокая тепловая инерция.

Циклы Миланковича - колебания количества солнечного излучения падающего на поверхность земли за большие промежутки времени. Складываются из трех составляющих:

1. **Колебания эксцентриситета орбиты:** 0.0007-0.0658 с периодами 100 и 400 тыс. лет
2. **Колебания наклона земной оси:** 22.1°-24.5° с периодом 41 тыс. лет.
3. **Прецессия:** 23 тыс. лет (климатическая прецессия – вариации направления оси вращения Земли относительно плоскости орбиты).

Эпохи, способствующие возникновению оледенения:

- Эксцентриситет орбиты Земли достигает умеренных и высоких значений;
- Дата прохождения Земли перигелия близка к дате зимнего солнцестояния в северном полушарии. Когда в северном полушарии лето, Земля движется по удалённой части орбиты. Лето северного полушария становится более длительным, но более холодным.

Спустя ~11 000 лет, с перигелием совпадает момент летнего солнцестояния, а эксцентриситет не успевает измениться. Теперь лето в северном полушарии становится коротким и жарким, что ведёт к уменьшению ледникового покрова.

Расчеты соответствуют палеоданным о хронологии ледниковых периодов

7. Уравнения состояния сухого и влажного воздуха. Уравнение состояния морской воды. Температура замерзания и температура максимальной плотности.

Уравнение состояния: $\rho = \rho(p, T, \dots)$.

Воздух: $\rho = \rho(p, T, e)$, e – парциальное давление водяного пара.

Вода: $\rho = \rho(p, T, s)$, s – соленость.

Уравнение состояния сухого воздуха:

$$\rho = \frac{m}{V} = \frac{R}{\mu} T = \rho_a \frac{R}{\mu} T \equiv \rho_a R_a T$$

$$\rho = p / (R_a * T). \quad \text{При Н.У. } \rho = 1.29 \text{ кг/м}^3 \quad R_a = R/\mu = 8.31/0.029 = 287 \text{ Дж*к/кг}$$

Уравнение состояния влажного воздуха:

$$p_a = \rho_a R_a T \quad \text{водяной пар} \quad e = \rho_w R_w T$$

$$\rho = \rho_a + \rho_w = \frac{p_a}{R_a T} + \frac{e}{R_w T} = \frac{p-e}{R_a T} + \frac{e}{R_w T}$$

$$\rho = \frac{p}{R_a T} \left(1 - \frac{e}{p} \left[1 - \frac{R_a}{R_w} \right] \right) \approx \frac{p}{R_a T} \left(1 - 0.38 \frac{e}{p} \right)$$

$$e \sim 10^3 \text{ Па} \Rightarrow \frac{e}{p} \ll 1$$

Уравнение Чена-Миллера содержит 48 эмпирических констант/

Уравнение состояния морской воды:

$$\rho = 1 + 10^{-3} (\varepsilon_1 s + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 s T - \varepsilon_4 T^2 + \varepsilon_5 p) \quad [\text{г/см}^3]$$

$$\varepsilon_1 = 0.82$$

$$\varepsilon_2 = 0.0689 \quad s \quad [^\circ/\text{‰}]$$

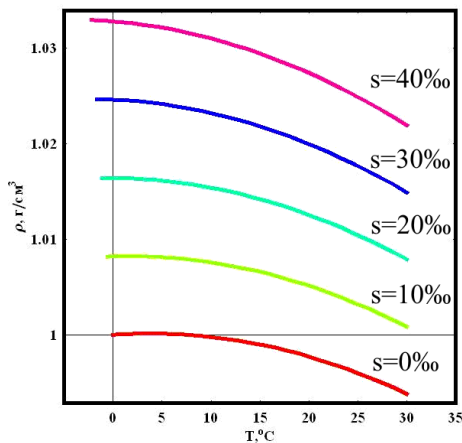
$$\varepsilon_3 = 0.0039 \quad T \quad [^\circ\text{C}]$$

$$\varepsilon_4 = 0.00918 \quad p \quad [\text{дбар}]$$

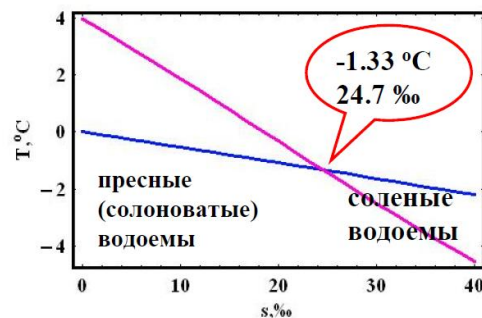
$$\varepsilon_5 = 4.5 \cdot 10^{-3}$$

У пресных (мало соленых) вод есть **температура максимальной плотности**.

При $T = +4^\circ\text{C}$ плотность воды имеет макс – 1.0001 г/см^3 .



Температура замерзания и максимальной плотности как функция солености



Уникальные свойства воды:

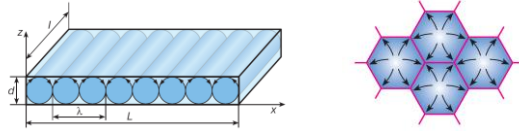
- Плотность льда < плотности воды (917 кг/м^3 и 999.8).
- Существование температуры максимальной плотности у пресных (солончатых) вод.
 - теплоемкости 4186 Дж/кг К
 - теплота плавления 332400 Дж/кг
- теплота парообразования 2256200 Дж/кг
- Вода – эффективный растворитель
- На Земле вода встречается в трех фазах
- Широкий диапазон существования жидкой фазы

8. Термогравитационная конвекция в геосферах. Число Релея.

Конвекция — перенос теплоты потоками вещества.

Термогравитационная конвекция — возникает под действием разности температур в поле гравитации, из-за силы Архимеда.

Ячейки Бенара — упорядоченности в виде конвективных ячеек в форме цилиндрических валов или правильных шестигранных структур в слое вязкой жидкости с вертикальным градиентом температуры.



Конвективной неустойчивостью называется неустойчивость в газовой или жидкой среде, находящейся в поле силы тяжести, которая пронизывается потоком тепла в направлении противоположном вектору \mathbf{g} .

На элемент жидкости или газа действуют две силы: Сила Архимеда F_A и сила вязкого трения F_V .

$$F_A \sim g\alpha\rho_0\Delta T r^3, \quad F_V \sim 6\pi\eta rV,$$

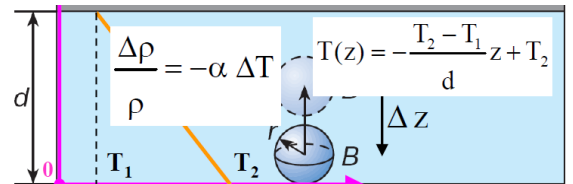
α – коэффициент объемного расширения.

r^3 – элементарный объем.

η – динамическая вязкость.

V – скорость элемента жидкости радиуса r .

Силы равны \Rightarrow Характерное время перемещения:



$$t = \frac{d}{V} = \frac{6\pi d\eta}{g\alpha\rho_0\Delta T r^2}.$$

$$\tau_T \sim \frac{r^2}{\chi}$$

$$\frac{\tau_T}{\tau_{\Delta z}} = \frac{g\alpha(T_2 - T_1)r^4}{\chi v d}$$

Температуропроводность

$\tau_T / \tau_{dz} = R_A$ – Число Рэлея.

Если **число Рэлея** больше некоторого критического значения, то равновесие жидкости становится неустойчивым и возникают конвективные потоки.

Характер границ поверхности	$R_{a,kr}$
Обе свободные	657,11
Обе жесткие	1707,76
Верхняя свободная, нижняя жесткая	1100,65

Вода

1 м $T_2 - T_1 \sim 10^{-7} \text{ }^\circ\text{C}$

1 см $T_2 - T_1 \sim 10^{-1} \text{ }^\circ\text{C}$

1 мм $T_2 - T_1 \sim 100 \text{ }^\circ\text{C}$ **Абсолютная устойчивость**

9 Устойчивость стратификации. Адиабатический градиент. Частота Вейселя-Брента.

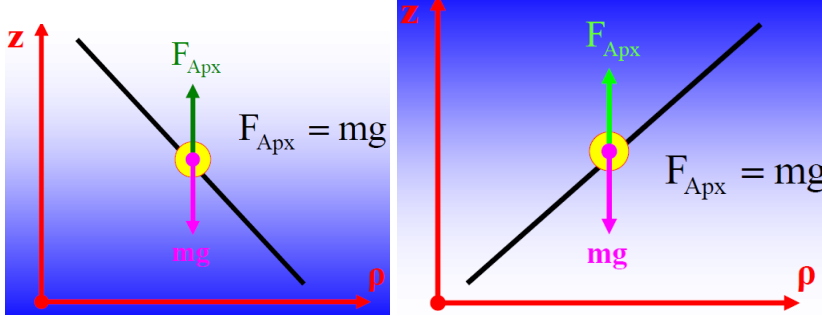
Стратификация – (лат. stratum настил слой + facere делать) распределение по вертикали слоев воды или воздуха с различной плотностью, температурой, соленостью...

Устойчивое равновесие – при малом отклонении система стремится вернуться в положении равновесия (минимум потенциальной энергии).

Неустойчивое равновесие – при малом отклонении от положения равновесия система продолжит удаляться от этого положения. (максимум потенциальной энергии).

В атмосфере действуют две основные силы: mg и $F_{\text{Арх}}^{\text{меда}}$

Устойчивое равновесие: Неустойчивое равновесие:



Нейтральное состояние (безразличное равновесие). Адиабатический процесс ($S = \text{const}$)

$$\left. \frac{d\rho}{dz} \right|_{\text{нейтр}} = \left. \left(\frac{d\rho}{dz} \right)_s = \left. \left(\frac{d\rho(p(z))}{dz} \right)_s = \left. \left(\frac{d\rho}{dp} \right)_s \frac{dp}{dz} \right|_s ; \quad \left. \left(\frac{d\rho}{dp} \right)_s = \frac{1}{c^2} ; \quad \frac{dp}{dz} = -\rho g \quad \Rightarrow$$

$$\left. \frac{d\rho}{dz} \right|_{\text{нейтр}} = -\frac{\rho g}{c^2} \equiv \left. \left(\frac{d\rho}{dz} \right)_s \quad \text{адиабатический градиент} \quad - \text{Адиабатический градиент плотности}$$

Состояние устойчиво, если $(d\rho/dz) < (d\rho/dz)_s$

Адиабатический градиент температуры - величина изменения температуры в массе (частице) воздуха при ее адиабатическом перемещении на единицу высоты (на 100 м).

Частота малых колебаний устойчиво стратифицированной жидкости (газа)

$$m \ddot{z} = F_{\text{Арх}} - mg$$

$$\rho V \ddot{z} = Vg(\rho_{\text{среды}} - \rho_{\text{частицы}}) \quad \ddot{z} - \frac{g}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dz} - \left. \left(\frac{d\rho}{dz} \right)_s \right) z = 0$$

$$\ddot{z} = g(\rho_{\text{среды}} - \rho_{\text{частицы}}) / \rho$$

$$\rho_{\text{среды}} = \rho_0 + (d\rho/dz) * z; \quad \rho_{\text{частицы}} = \rho_0 + (d\rho/dz)_s * z$$

Частота Вейселя-Брента

$$\ddot{z} + N^2 z = 0 \quad N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dz} + \frac{\rho g}{c^2} \right)} \quad z(t) = A \cdot \sin(N \cdot t) + B \cdot \cos(N \cdot t)$$

N – действительная величина – устойчивая стратификация, N – комплексная – неустойчивая S .
В океане / атмосфере $N \sim 10^{-4} - 10^{-1}$ Гц.

10. Адиабатический градиент температуры и устойчивость атмосферы.

Адиабатический градиент температуры - величина изменения температуры в массе (частице) воздуха при ее адиабатическом перемещении на единицу высоты (на 100 м).

$$\delta Q = C_v dT + p dV$$

1-е начало ТД

$$C_v dT + p dV = 0$$

адиабатич. процесс

$$d \left(\ln \left[\frac{pV}{T} = R \right] \right) \Rightarrow \frac{dp}{p} + \frac{dV}{V} = \frac{dT}{T}$$

$$C_v dT + pV \left(\frac{dT}{T} - \frac{dp}{p} \right) = 0$$

тождество Майера

$$C_v dT + R dT - RT \frac{dp}{p} = 0$$

$$C_p dT + (C_p - C_v) dT - RT \frac{dp}{p} = 0$$

$$C_p \frac{dT}{T} = R \frac{dp}{p}$$

уравнение адиабатич. процесса

$$C_p \frac{dT}{T} = R \frac{dp}{p}$$

$$p = \frac{\rho}{\mu} RT$$

$$dp = -\rho g dz$$

Адиабатический градиент температуры

$$\frac{dT}{dz} = -\mu \frac{g}{C_p} = -\frac{g}{c_p}$$

удельная теплоемкость

Соответствие адиабатических градиентов плотности и температуры

$$C_v \left(\frac{dp}{p} - \frac{d\rho}{\rho} \right) T = pV \frac{d\rho}{\rho}$$

$$C_v \left(\frac{dp}{p} - \frac{d\rho}{\rho} \right) T = RT \frac{d\rho}{\rho}$$

$$C_v \frac{dp}{p} = \frac{d\rho}{\rho} (C_v + R)$$

$$C_p = C_v + R$$

$$\rho = \frac{m}{V} \Rightarrow \frac{d\rho}{\rho} = -\frac{dV}{V} \Rightarrow dV = -V \frac{d\rho}{\rho}$$

$$C_v dT + p dV = 0 \Rightarrow C_v dT - pV \frac{d\rho}{\rho} = 0$$

$$\frac{dp}{p} = \frac{d\rho}{\rho} \frac{C_p}{C_v}$$

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{\rho g}{C_p} \frac{RT}{\mu} = -\frac{\rho g}{c_p}$$

квадрат скорости в языке $\left(\frac{dp}{dz} \right)_s = c^2$

Сухоадиабатический градиент температуры - адиабатическое изменение температуры вертикально движущейся индивидуальной частице сухого воздуха на единицу изменения высоты

$$\frac{dT}{dz} = -\mu \frac{g}{C_p} = 0.029 \left[\frac{\text{кг}}{\text{моль}} \right] \frac{9.8 \text{ [М/с}^2\text{]}}{2 \cdot 8.31 \left[\frac{\text{Дж} \cdot \text{К}}{\text{моль}} \right]} \approx 0.01 \text{ К/м}$$

Сухо-адиабатический градиент температуры

= 10 К/км

Влажноадиабатический градиент температуры -

убывание (возрастание) температуры поднимающегося (опускающегося) насыщенного воздуха на единицу изменения его высоты при влажно-адиабатическом процессе.

Влажноадиабатический процесс - адиабатический процесс во влажном насыщенном воздухе. Из-за наличия скрытой теплоты конденсации/парообразования нагрев/охлаждение замедляются.

$$C_p \frac{dT}{T} = R \frac{dp}{p} \Rightarrow C_p dT - \mu \frac{dp}{p} = 0$$

$$C_p dT - \mu \frac{dp}{p} = -\mu L dq$$

удельная теплота парообразования

относительное содержание влаги в воздухе

$$C_p dT + \mu \frac{\rho g dz}{\rho} = -\mu L dq$$

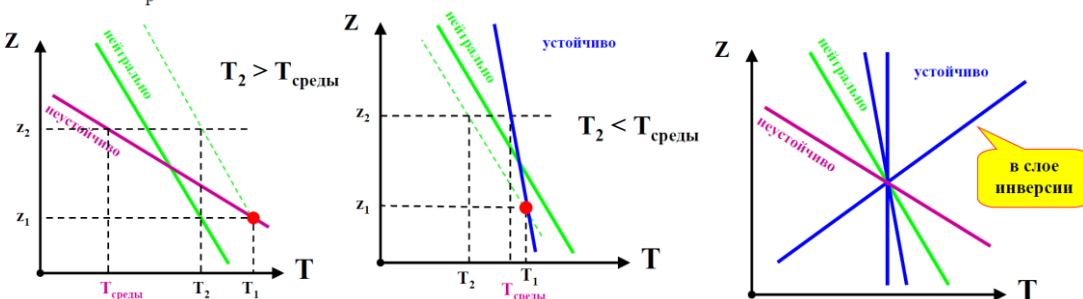
$q(z) = q[T(z)]$

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} - \frac{L}{c_p} \frac{dq}{dz}$$

$\frac{dq}{dz} = \frac{dq}{dT} \frac{dT}{dz}$

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g/c_p}{1 + \frac{L}{c_p} \frac{dq}{dT}}$$

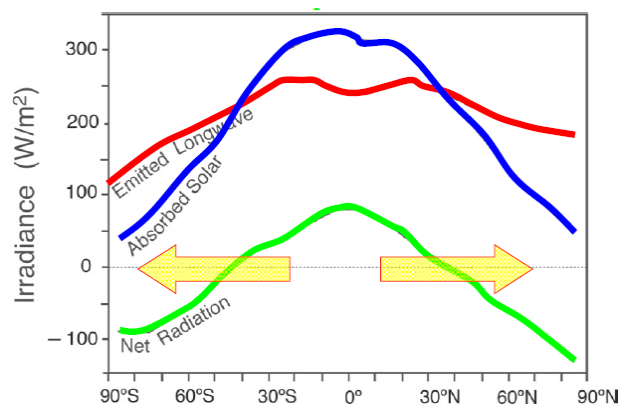
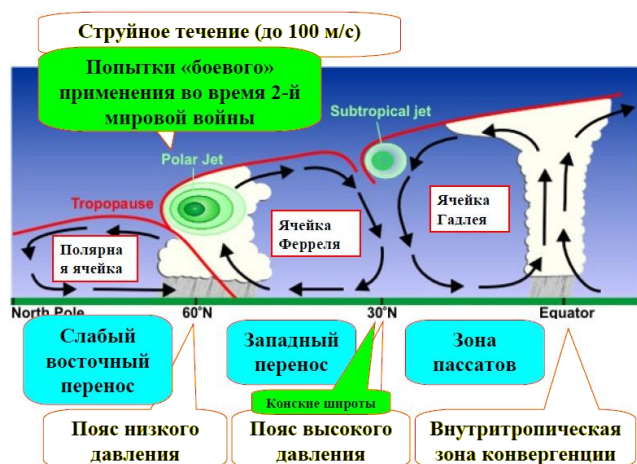
$$\frac{L}{c_p} \frac{dq}{dT} > 0 \Rightarrow \left| \frac{dT}{dz} \right| < \frac{g}{c_p}$$



11. Общая циркуляция атмосферы и её связь с циркуляцией вод Мирового океана. Местные ветры (бриз, муссон, фён).

Среднегодовые широтные распределения радиации ($Вт/м^2$): поглощенной солнечной, излученной длинноволновой и их разница.

Существует поток тепла от экватора к полюсам.



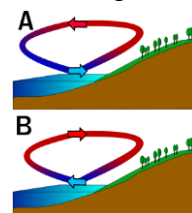
Пассаты - ветра, дующие между тропиками круглый год. В Северном полушарии они дуют с северо-востока, в Южном - с юго-востока, отделяясь друг от друга безветренной полосой.

Вследствие действия солнечных лучей в экваториальной полосе нижние слои атмосферы, сильнее нагреваясь, поднимаются вверх и стремятся по направлению к полюсам, между тем как внизу приходят новые более холодные потоки воздуха с севера и с юга; вследствие суточного вращения Земли согласно силе Кориолиса эти течения воздуха принимают в Северном полушарии направление в сторону юго-запада (северо-восточный пассат), а в Южном полушарии — направление на северо-запад (юго-восточный пассат).

Когда холодный воздух из умеренных широт поступает в субтропики, происходит нагревание и конвекционный подъем воздуха скоростью $4 м/с$. Образуются кучевые облака.

Местные ветры - ветры, отличающиеся какими-либо особенностями от главного характера общей циркуляции атмосферы, но, как и постоянные ветры, закономерно повторяющиеся и оказывающие заметное влияние на режим погоды в ограниченной части ландшафта или акватории.

Бриз - ветер, который дует на побережье морей и больших озёр. Направление бриза меняется дважды в сутки: дневной (или морской) бриз дует с моря на разогретое побережье (А). Ночной (или береговой) бриз имеет обратное направление (В). Скорость бриза небольшая, и составляет $1-5 м/с$, редко больше. На большей высоте наблюдается обратное течение — **антибриз**. Высота воздушного слоя — днем до $1-2 км$, ночью — несколько меньше.



Муссон - устойчивые ветры, летом дуют с океана, зимой с суши; свойственны тропическим областям и некоторым приморским странам умеренного пояса (Дальний Восток). Устойчивость муссонов связана с устойчивым распределением атмосферного давления в течение каждого сезона.

Фён - сильный, порывистый, тёплый и сухой местный ветер, дующий с гор в долины. Холодный воздух с высокогорий быстро опускается вниз по сравнительно узким межгорным долинам, что приводит к его адиабатическому нагреванию. При опускании на каждые $100 м$ воздух нагревается примерно на $1 °C$. Спускаясь с высоты $2500 м$, он нагревается на 25 градусов и становится тёплым, даже горячим.

12. Силы, действующие в атмосфере и океане. Уравнения аэрогидромеханики.

Силы, действующие в атмосфере и океане

1. Массовые силы – силы, действующие на элементы массы. $F_{\text{масс}} \sim dm = dx dy dz \rho$

Примеры: сила притяжения (Земля, Луна, Солнце...), силы инерции (Кориолиса, центробежная).

2. Поверхностные силы - силы, действующие на элемент поверхности.

$$F_{\text{поверхн}} = [\tau(x + dx) - \tau(x)] dy dz$$

τ_{ab} a – нормаль (поверхность), b - направление силы. Существует $\{\tau_{ij}\}$ тензор напряжений (3x3)/

Для несжимаемой жидкости: $\tau_{ij} = -p\delta_{ij} + \eta (du_i/dx_j + du_j/dx_i)$. η – динамическая вязкость.

3. Сила градиента давления. напряжение действует в направлении противоположном нормали.

$$F_x^{\text{gradp}} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad \vec{F}^{\text{gradp}} = -\frac{1}{\rho} \vec{\text{grad}} p$$

$$p(x + dx, y, z) dy dz$$

4. Сила вязкого трения

$$F_x^{\text{вязк. трения}} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial z} \right) = \frac{\eta}{\rho} \Delta u = \nu \Delta u$$

ν – кинематическая вязкость.

	η , кг/с·м	ν , м ² /с
вода	10^{-3}	10^{-6}
воздух	$2 \cdot 10^{-5}$	$15 \cdot 10^{-6}$

$$\nu_{\text{глицерин}} \approx 680 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с} \quad \nu_{\text{мантии}} \approx 10^{17} \text{ м}^2/\text{с}$$

$$m\vec{a} = \sum \vec{F}_{\text{масс}} + \sum \vec{F}_{\text{поверхн}}$$

$$\vec{v} = \vec{v}(x, y, z, t)$$

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \left(\vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] \right) - \frac{\vec{\nabla} p}{\rho} + \nu \Delta \vec{v} \quad \frac{d\vec{v}}{dt} = \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v}$$

$\frac{d\vec{v}}{dt}$ — полная = материальная = субстанциальная п.

Уравнения аэрогидромеханики

1. Уравнение неразрывности (закон сохранения массы).

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}[\rho \vec{v}] = 0$$

2. Уравнение Навье_Стокса

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v} = \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] - \frac{\vec{\nabla} p}{\rho} + \nu \Delta \vec{v} + \left(\zeta + \frac{\nu}{3} \right) \text{grad div } \vec{v}$$

3. Уравнение состояния $\rho = \rho(p)$

Уравнения переноса тепла и соли (или иной примеси)

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) T = \chi \Delta T \quad \frac{\partial s}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) s = \vartheta \Delta s \quad \rho = \rho(p, T, s)$$

Граничные условия на поверхностях, ограничивающих область решения задачи.

Поверхности могут быть подвижными и неизвестными,

т.е. их положение определяется из решения задачи

Примеры:

- волны на поверхности воды
- течения с возможностью фазовых переходов (лед вода, мантия-ядро Земли)
- размыв или выветривание

+ **Начальные условия** (все параметры системы при $t = 0$)

$$\vec{v} = 0 \quad \text{или} \quad \vec{v} = \vec{v}_0 \quad \text{заданный поток тепла}$$

$$-\text{C} \rho \chi \frac{\partial T}{\partial z} = Q$$

$$\eta \frac{\partial u}{\partial z} = \tau \quad \text{заданная температура}$$

$$p = p_0 \quad \text{заданное давление}$$

$$T = T_0$$

13. Основные подходы к упрощению уравнений аэрогидромеханики. Гидростатическое и геострофическое приближения.

Приближение №1 Несжимаемая жидкость (газ)

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \nabla) \vec{v} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \nu \Delta \vec{v} \quad \text{div } \vec{v} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{v}) = 0 \quad \rho = \rho(p)$$

$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \sim \frac{u_{гориз}}{L}$
 $\frac{\partial w}{\partial z} \sim \frac{w_{верт}}{H}$
 В крупномасштабных течениях атмосферы и океана $H \ll L \Rightarrow w_{верт} \ll u_{гориз}$

$$|w_{верт}| \sim \frac{H}{L} |u_{гориз}|$$

Приближение №2 Стационарное течение

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \nabla) \vec{v} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \nu \Delta \vec{v} \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{v}) = 0$$

Приближение №3 Идеальная невязкая жидкость

понижается порядок уравнения

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \nabla) \vec{v} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \nu \Delta \vec{v}$$

Приближение №4 Идеальная несжимаемая жидкость линейное приближение

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \nabla) \vec{v} = -\frac{\nabla p}{\rho_0} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] \quad \text{div } \vec{v} = 0$$

если $\begin{cases} \vec{v}_1, p_1 \\ \vec{v}_2, p_2 \end{cases}$ – решения системы, то \Rightarrow
 $A\vec{v}_1 + B\vec{v}_2, Ap_1 + Bp_2$ – решения системы
 где A, B – константы

«Геофизические» приближения

Крупномасштабные течения атмосферы и океана обычно происходят в условиях гидростатического (по вертикали) и геострофического (по горизонтали) баланса.

$$z: -\frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g} = 0 \quad \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix}: -\frac{\nabla p}{\rho} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] = 0$$

1. Гидростатическое приближение

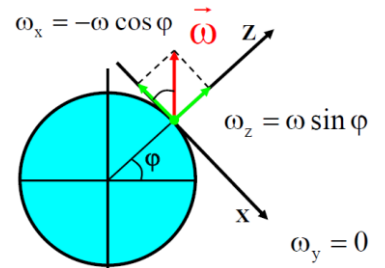
$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

$\rho = \rho_0 = \text{const}$
 $g = \text{const}$
 $|w_{верт}| \sim \frac{H}{L} |u_{гориз}|$
 $H \ll L$

2. Геострофическое приближение

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \nabla) \vec{v} = -\frac{\nabla p}{\rho_0} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}]$$

по горизонтали не действует!



$$\frac{dp}{dz} = -\rho_0 g \Rightarrow p(z) = p_0 - \rho_0 g z \quad \text{div}(\vec{v}) = 0$$

Число Россби $\frac{T}{t} = \frac{T \cdot U}{L} \equiv R_o$ Масштаб времени течения $t = L/U$

T - период вращения.

R_o атмосферы ~ 0.1 ; R_o океана ~ 0.01

Геострофическое приближение:

$$-\frac{\nabla p}{\rho_0} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] = 0 \quad -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega v \sin \varphi = 0 \quad -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\omega u \sin \varphi = 0$$

$$2[\vec{v} \times \vec{\omega}] \approx \begin{pmatrix} 2\omega v \sin \varphi \\ -2\omega u \sin \varphi \\ 0 \end{pmatrix}$$

$$2[\vec{v} \times \vec{\omega}] = \begin{pmatrix} f v \\ -f u \\ 0 \end{pmatrix}$$

$f = 2\omega \sin \varphi$ параметр Корнолиса

$$\begin{cases} -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega v \sin \varphi = 0 & -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} \\ -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\omega u \sin \varphi = 0 & \frac{\partial p}{\partial y} = 0 \end{cases}$$

$$\frac{dp}{dz} = -g \rho_0 \quad -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} = -g \frac{\partial \xi}{\partial x}$$

$$u = 0 \quad v = \frac{g}{2\omega \sin \varphi} \frac{\partial \xi}{\partial x}$$

14. Барометрическая формула. Высота однородной атмосферы.

Барометрическая формула

$\frac{dp}{dz} = -g \rho(z)$ $\rho(z) = \frac{p(z)}{R_a T}$

$\frac{dp}{dz} = -g \frac{p}{R_a T} \Rightarrow \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_a T} dz$

$\{T, g, R_a\} \neq f(z)$

$H \equiv \frac{R_a T}{g}$

Барометрическая формула

$\frac{dp}{p} = -\frac{dz}{H}$ $\ln p \Big|_{p_0}^{p(z)} = -\frac{z}{H} \Big|_0^z$

$\ln p(z) - \ln p_0 = -\frac{z}{H}$ $\ln \frac{p(z)}{p_0} = -\frac{z}{H}$

$p(z) = p_0 e^{-z/H}$

$H = \frac{R_a T}{g}$

H – высота однородной атмосферы

Высота однородной атмосферы

$$R_a = \frac{R}{\mu} = \frac{8.31 [\text{Дж} / \text{моль} \cdot \text{К}]}{0.029 [\text{кг} / \text{моль}]} \approx 287 [\text{Дж} / \text{кг} \cdot \text{К}]$$

$$H = \frac{R_a T}{g} = \frac{287 [\text{Дж} / \text{кг} \cdot \text{К}] \cdot 288 [\text{К}]}{9.8 [\text{м} / \text{с}^2]} \approx 8434 [\text{м}]$$

15. Задача Экмана о дрейфовом течении. Экмановский «насос».

Во время экспедиции на «Фраме», Фритъоф Нансен отметил, что айсберги имеют тенденцию дрейфовать не по направлению преобладающего ветра, а под углом 20°-40° вправо. Бьеркнес предложил своему студенту Экману.

Предположения: течение стационарно, однородно и безгранично по горизонтали, $\rho = \text{const}$.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{v}) = 0 &\Rightarrow \text{div} \vec{v} = 0 & \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} = -\frac{\nabla p}{\rho_0} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \nu \Delta \vec{v} + \vec{g} \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 &\Rightarrow \frac{\partial w}{\partial z} = 0 & \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - g = 0 \Rightarrow p(z) = p_{\text{атм}} - \rho g z \\ w = \text{const} & & \left\{ \begin{aligned} f v + \nu \frac{d^2 u}{dz^2} &= 0 \\ -f u + \nu \frac{d^2 v}{dz^2} &= 0 \end{aligned} \right. \\ w(z = -H) = 0 &\Rightarrow w = 0 & \end{aligned}$$

Система обыкновенных дифференциальных уравнений

Граничные условия

Поверхность воды: $\rho v \frac{du}{dz} \Big|_{z=0} = 0$, $\rho v \frac{dv}{dz} \Big|_{z=0} = \tau$

Поведение решения на глубине: $u_{z \rightarrow -\infty} = 0$, $v_{z \rightarrow -\infty} = 0$

Напряжение гребня ветра

$$\begin{cases} u'' + \frac{f}{\nu} v = 0 \\ v'' - \frac{f}{\nu} u = 0 \end{cases} \quad \begin{cases} Z = u + i v \\ u = \text{Re}(Z) \\ v = \text{Im}(Z) \end{cases}$$

$$Z'' - \alpha^2 Z = 0, \text{ где } \alpha = \sqrt{i \cdot f / \nu}$$

$$Z = A e^{\alpha z} + B e^{-\alpha z}$$

$$\sqrt{i} = e^{i\pi/4} = \frac{1+i}{\sqrt{2}}, \quad \alpha = (1+i)\sqrt{f/2\nu}$$

$$i = e^{i\pi/2}$$

$$\text{Re}(\alpha) > 0$$

$$\lim_{z \rightarrow -\infty} Z = 0 \Rightarrow B = 0$$

$$Z'' - i \frac{f}{\nu} Z = 0$$

Решение (спираль Экмана)

$A_1 - A_2 = 0$, $(A_1 + A_2)\sqrt{f/2\nu} = \tau/\rho\nu$

$A_1 = A_2$, $2A_1\sqrt{f/2\nu} = \tau/\rho\nu$

$A_1 = \frac{\tau}{2\rho\nu\sqrt{f/2\nu}}$

$Z = \frac{\tau(1+i)}{2\rho\nu\sqrt{f/2\nu}} e^{\alpha z}$

$u = \text{Re}(Z), \quad v = \text{Im}(Z)$

Направление интегрального переноса вод

$u(z) = V_0 e^{z/d} \cos(z/d + \pi/4)$

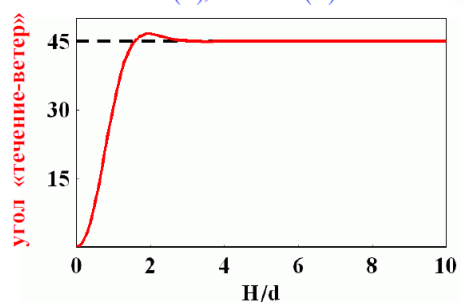
$v(z) = V_0 e^{z/d} \sin(z/d + \pi/4)$

$V_0 = \frac{\tau d}{\sqrt{2} \rho \nu}$, $d = \sqrt{\frac{2\nu}{f}} = \sqrt{\frac{\nu}{\omega \sin \varphi}}$

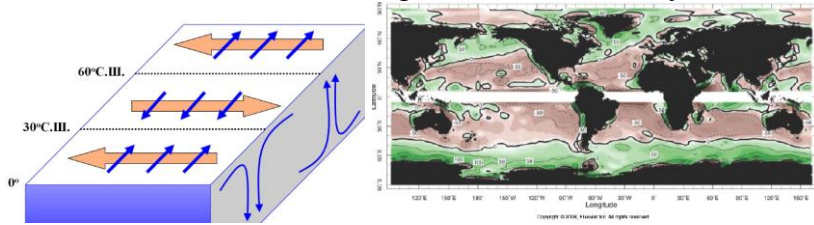
$\int_{-\infty}^0 u(z) dz = \frac{V_0 d}{\sqrt{2}} > 0$

$\int_{-\infty}^0 v(z) dz = 0$

Интегральный перенос вод перпендикулярен направлению ветра!!!



«Экмановский насос». Скорость поднятия / опускания воды до 50 м/год



16. Циклоны и антициклоны. Тропические циклоны.

Геострофический ветер – (гипотетический) ветер, который является результатом полного баланса между **силой Кориолиса** и **градиентом давления**. При движении воздуха под действием градиента давлений, возникает сила Кориолиса, которая изменяет направление движения воздуха. Отклонение увеличивается до тех пор, пока сила Кориолиса и сила барического градиента не сбалансируют друг друга. В итоге воздух движется **вдоль изобар**.

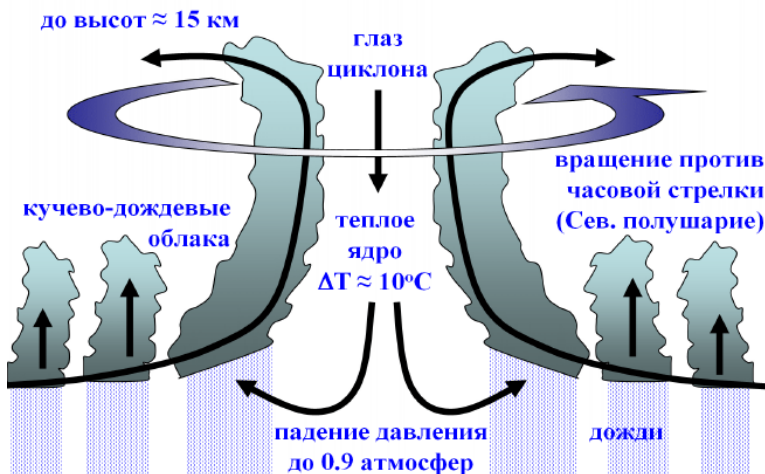
Циклон - атмосферный вихрь огромного (от сотен до нескольких тысяч километров) диаметра с пониженным давлением воздуха в центре.

У поверхности земли, где сила трения велика, происходит заток воздуха в область низкого давления и отток воздуха из области высокого давления.

Циклоны постоянно и естественным образом появляются из-за вращения Земли, благодаря силе Кориолиса.

Тропический циклон — возникает над теплой морской поверхностью и сопровождается сильными грозами, ливнями и штормами. Тропические циклоны получают энергию от поднятия влажного воздуха вверх, конденсации водяных паров в виде дождей и опускания более сухого воздуха вниз. Характерная особенность - «теплое ядро».

Схема тропического циклона



Категория	Скорость ветра (км/ч)	Штормовой нагон (м)
1	119- 153	1.2 - 1.5
2	154-177	1.8 – 2.4
3	178-209	2.7 – 3.7
4	210-249	4.0 – 5.5
5	≥ 250	> 5.5

Условия возникновения: широты выше 5-10°, температура поверхности океана > 26.5 °С

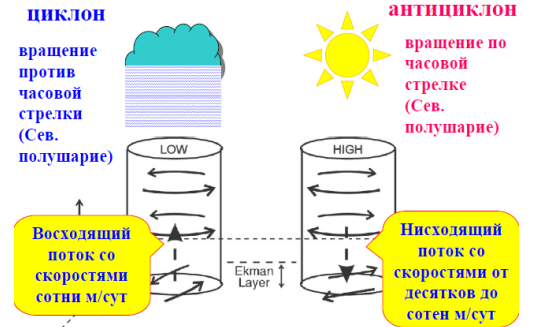
Тропический циклон сопровождают:

- Ветер
- Дожди (0.5 м за сутки и более)
- Волны (до 30 м)
- Штормовые

Ветер/течение с учетом сил трения



Синоптические вихри



17. Крупнейшие океанические течения. Неустойчивость течений. Сдвиговая неустойчивость. Синоптические вихри в океане.

Крупнейшие океанические течения

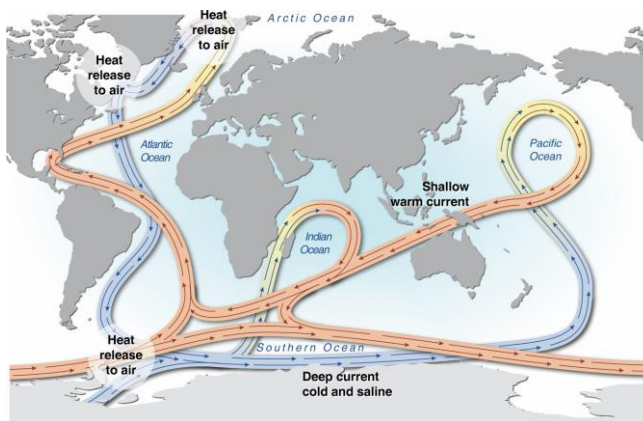
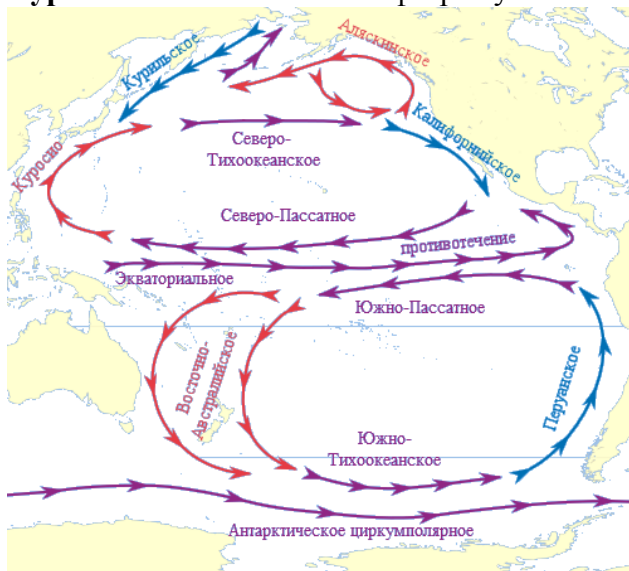
Зональные течения: Пассатное течение, Антарктическое циркумполярное.

Зональные течения замыкаются **меридиональными течениями**. **Западные пограничные:** Гольфстрим, Бразильское, Агульясово, Курсио. **Восточные пограничные:** Канарское, Калифорнийское, Перуанское.

Антарктическое циркумполярное течение - самое крупное течение. Ширина потока 2500 км. Расход $2 \cdot 10^8 \text{ м}^3 / \text{с}$

Гольфстрим Поверхностная скорость 2.0 -2.6 м/с. На глубине два километра – 10 – 20 см/с. Глубина 700-800 м., ширина ~ 100км. Т 25-26° Расход $10 \cdot 10^7 \text{ м}^3 / \text{с}$

Курсио – аналогично Гольфстриму.



Сдвиговая неустойчивость – неустойчивость к образованию вихрей при сдвиге слоев.

Пример: Волны Кельвина-Гельмгольца

Парадокс гидромеханики. Уравнение Бернулли. $U^2/2 + P/\rho = \text{const}$.

Синоптические вихри – нестационарные вихревые образования в поле скоростей океанических течений. Горизонтальные размеры ~100 км. Вертикальные размеры ≥ 100 м.

Оказывают существенное влияние на термогидродинамику океана.

Существуют **фронтальные вихри** (образуются во фронтальных течениях типа Гольфстрима) и **вихри открытого океана**. Вихри могут перемещаться по океану со скоростью 5-10 см/с и вращаются со скоростью ~2 м/с.

Вихри появляются из-за различия характеристик водных масс внутри и снаружи вихря.

18. Турбулентное и ламинарное течение. Число Рейнольдса. Роль турбулентности в океане и атмосфере.

Ламинарное течение – стационарное течение, при котором жидкость или газ перемещается слоями без перемешивания и пульсаций. меняющиеся лишь в связи с изменениями действующих сил или внешних условий.

Турбулентное течение – течения, в которых гидродинамические величины испытывают хаотические флуктуации, создаваемые наличием многочисленных вихрей.

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \nabla) \vec{v} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \nu \Delta \vec{v}$$

U – масштаб скорости

L – масштаб длины

$$\frac{(\vec{v} \nabla) \vec{v}}{\nu \Delta \vec{v}} \approx \frac{U^2/L}{\nu U/L^2} = \frac{UL}{\nu} = Re$$

число Рейнольдса

$Re < Re_c$ – течение ламинарное

$Re > Re_c$ – течение турбулентное

$$Re_c = \frac{UL}{\nu} \sim 10^2 - 10^3$$

$$Re_{\text{океан}} \sim \frac{1[\text{м/с}] \times 10^3[\text{м}]}{10^{-6}[\text{м}^2/\text{с}]} = 10^9$$

$$Re_{\text{атмосфера}} \sim \frac{10[\text{м/с}] \times 10^3[\text{м}]}{1.5 \cdot 10^{-5}[\text{м}^2/\text{с}]} \approx 10^9$$

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \nabla) \vec{v} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \nu \Delta \vec{v}$$

$$\frac{U}{L/U} \frac{\partial \vec{v}^*}{\partial t^*} + \frac{U^2}{L} (\vec{v}^* \nabla^*) \vec{v}^* = -\frac{\rho U^2}{L} \frac{\nabla^* p^*}{\rho} + \frac{U}{L^2} \nu \Delta^* \vec{v}^*$$

При $Re \gg 1$ силой вязкого трения можно пренебречь?

$$= -\frac{\rho U^2}{L} \frac{\nabla^* p^*}{\rho} + \frac{U}{L^2} \nu \Delta^* \vec{v}^*$$

$$\frac{\partial \vec{v}^*}{\partial t^*} + (\vec{v}^* \nabla^*) \vec{v}^* = -\nabla^* p^* + \frac{1}{Re} \Delta^* \vec{v}^*$$

$$10^3 < Re_c < 4.5 \cdot 10^4$$

Высокий уровень фоновых возмущений

Минимальный уровень фоновых возмущений

Важность изучения турбулентности для динамики атмосферы и океана обусловлена ее определяющей ролью в процессах обмена импульсом, теплом и веществом.

- погода и климат
- первичная продуктивность
- транспорт примесей (в т.ч. загрязнений)
- ...многие иные задачи

19. Теплообмен на границе «воздух-вода». Холодная пленка.

Солнечное излучение проходит в океан на глубину ~ 100 м

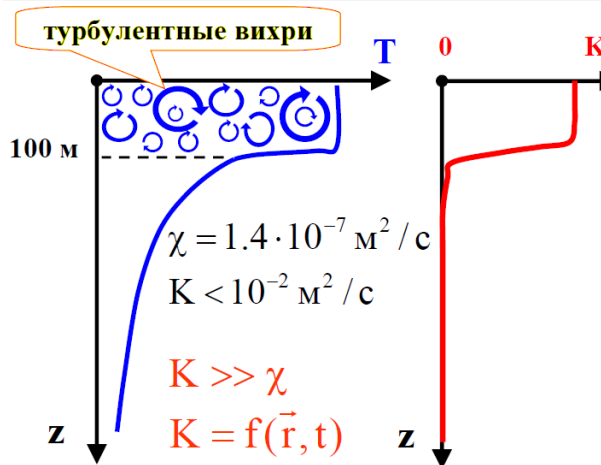
Поток тепла из океана в атмосферу состоит из 3-х компонент: **испарения, теплопроводности и ИК излучения.**

~~$$\frac{\partial T}{\partial t} = \chi \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + Q(z)$$~~

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\chi(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q(z)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left([\chi + K(z)] \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q(z)$$

Коэффициент турбулентного обмена теплом



$$b = \frac{u'^2 + v'^2 + w'^2}{2} \left[\frac{M^2}{c^2} \right] \text{ энергия турбулентности на единицу массы}$$

L [M] масштаб турбулентности

K $\left[\frac{M^2}{c} \right]$ коэффициент турбулентного обмена

Молекулярные коэффициенты
 $\chi = 1.4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2 / \text{с}$

$\nu = 10^{-6} \text{ м}^2 / \text{с}$

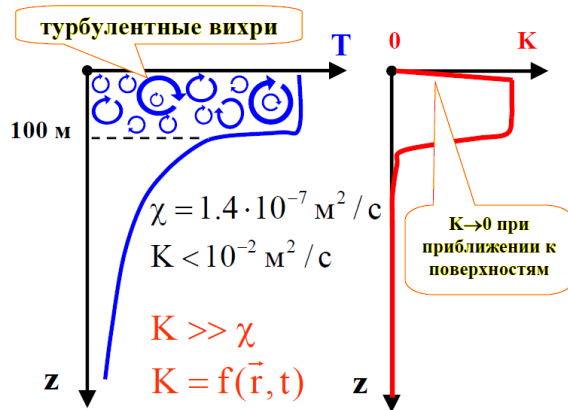
$$K \approx L\sqrt{b} \approx LU$$

$$Re \equiv \frac{LU}{\nu} = \frac{K}{\nu}$$

Турбулентные коэффициенты

$K_{\text{верт.}} = f^{\text{верт.}}(\vec{r}, t) < 10^{-2} \text{ м}^2 / \text{с}$

$K_{\text{гориз.}} = f^{\text{гориз.}}(\vec{r}, t) < 10^4 \text{ м}^2 / \text{с}$



У поверхности воды течение ламинарное. Ниже течение становится турбулентным. Коэффициент теплопроводности турбулентного течения на 3 порядка выше, чем ламинарного. В результате, от этого тонкого слоя очень быстро в две стороны отводится тепло.

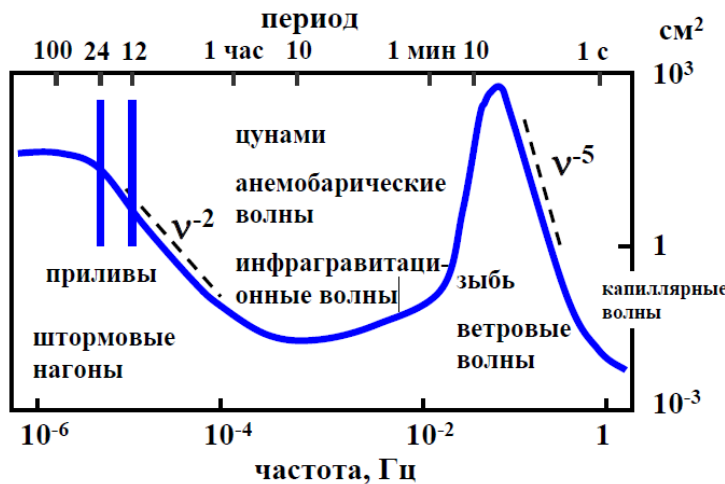
20. Многообразие волновых движений в океане. Силы, существенные для различных типов волн. Причины, вызывающие волновые движения.

Классификация волн

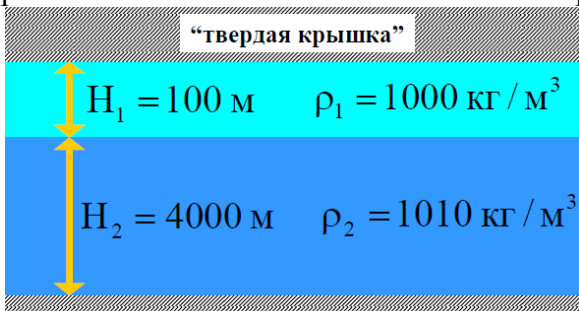
По типу возвращающей силы	
сила тяжести	гравитационные пов. и внутр.
сила поверхностного натяжения	капиллярные
сила упругости	(гидро)акустические
сила Кориолиса	гироскопические

По причине возникновения
ветровые
приливные
анемобарические (ветер, атм. давление)
сейсмические (цунами)
оползневые (цунами)
штормовые нагоны
корабельные

Спектр гравитационных поверхностных волн в океане



Внутренние волны могут существовать в океане и в атмосфере при устойчивой стратификации. Внутренние волны захватываются областью термоклина (см частоту Вайсяля-Брента).



$$V = \sqrt{g \frac{(\rho_2 - \rho_1) H_1 H_2}{\rho_1 H_2 + \rho_2 H_1}} \approx 3 \text{ м/с}$$

Из-за конденсации паров возможна естественная визуализация внутренних волн в атмосфере.

Акустические волны. В идеальных газах при $T = \text{const}$ скорость звука не зависит от давления. В атмосфере (гомосфере) скорость звука определяется только температурой.

$$c \equiv \sqrt{\left(\frac{\partial p}{\partial \rho}\right)_s} = \sqrt{\frac{C_p R T}{C_v \mu}} \approx 340 \text{ м/с}$$

Длинные волны – гравитационные волны в неглубоких водоемах. Используется приближение

$$\lambda \gg H \quad c = \sqrt{gH}$$

21. Длинные волны в океане. Влияние рельефа дна на распространение длинных волн.

Волновое уравнение

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = c^2 \left(\frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) \quad \text{Решение:} \quad \xi(x, t) = f(x \pm c \cdot t) \quad c = \sqrt{gH(x, y)}$$

Рельеф дна влияет на распространение длинных волн в океане.

Приближения геометрической оптики:

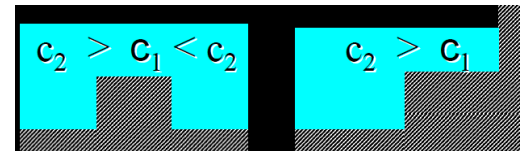
- Закон Снеллиуса:** $\sin(a_1) / \sin(a_2) = C_1 / C_2$
- Рефракция** – изменение направления волновых лучей в среде с (плавно) изменяющейся в пространстве скоростью.
 $\sin(a(z))/c(z) = \text{const}$



3. Полное внутреннее отражение. $n_2 < n_1$; $C_2 > C_1$

Из-за рефракции волны подходят к побережью по нормали.

Из-за полного внутреннего отражения волны могут захватываться подводными хребтами и отмелями.



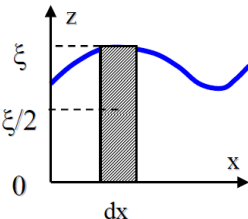
Закон Грина (закон "1/4")

$$dW_p = "mgh"$$

$$dW_p = \rho \xi dx g \frac{\xi}{2}$$

$$W_k = W_p$$

только для волн малой амплитуды (линейных)



$$dW = \rho g \xi^2 dx$$

$$W = \rho g \int_x^{x+\lambda} \xi^2 dx$$

$$W = \rho g \int_t^{t+T} \xi^2 \sqrt{gH} dt$$

$$\rho g \xi_0^2 \sqrt{gH} C_0 = \text{const}$$

$$\xi_0 H^{1/4} = \text{const}$$

будем рассматривать синусоидальную волну длины λ и амплитуды ξ_0

$$dx = \sqrt{gH} dt$$

Закон Грина

$$dW = 2dW_p = \rho g \xi^2 dx$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Линейная теория длинных волн

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

или теория "мелкой воды" ($\lambda \gg H$)

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

приближение гидростатики

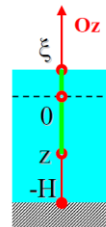
$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \Rightarrow |w| \sim \frac{H}{\lambda} |u|_{\text{гориз.}}$$

$$p(\xi) = p_{\text{атм}} = \text{const}$$

$$\int_z^{\xi} dz \left| \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \right.$$

$$p(\xi) - p(z) = -\rho g \xi + \rho g z$$

$$p(x, y, z, t) = p_{\text{атм}} + \rho g \xi(x, y, t) - \rho g z$$



$$p(x, y, z, t) = p_{\text{атм}} + \rho g \xi(x, y, t) - \rho g z$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \Rightarrow \frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \Rightarrow \frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi}{\partial y}$$

(u, v) ≠ f(z)

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$(H + \xi) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + w(\xi) - w(-H) = 0$$

$$H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi}{\partial y}$$

$$H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial^2 u}{\partial t \partial x} = -g \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2}$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial^2 v}{\partial t \partial y} = -g \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x \partial t} + \frac{\partial^2 v}{\partial y \partial t} \right) + \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = 0$$

22. Звуковые волны в атмосфере и океане. Параметры, определяющие скорость звука в воздухе и воде. Подводный звуковой канал.

Акустические волны – волны сжатия и разрежения => жидкость сжимаема.

Можно провести аналогию с геометрической оптикой.

Полное внутреннее отражение. $n_2 < n_1$; $C_2 > C_1$

Из-за преломления возможно возникновение каустик зон тени.

Каустика — огибающая семейства лучей, не сходящихся в одной точке. Каустики в оптике — это особые линии, вблизи которых резко возрастает интенсивность светового поля.

Рефракция – изменение направления волновых лучей в среде с (плавно) изменяющейся в пространстве скоростью. $\sin(a(z))/c(z) = \text{const}$

Область с пониженной скоростью звука может захватывать звуковые волны. Возникают подводные звуковые каналы.

Подводный звуковой канал — слой воды в морях и океанах, в котором возможно сверхдальнее распространение звука вследствие рефракции.

На глубине 200 м слой с наименьшей скоростью звука; выше этой глубины скорость звука увеличивается из-за повышения температуры, а ниже — вследствие увеличения гидростатического давления с глубиной.

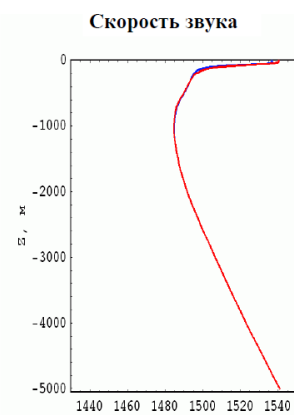
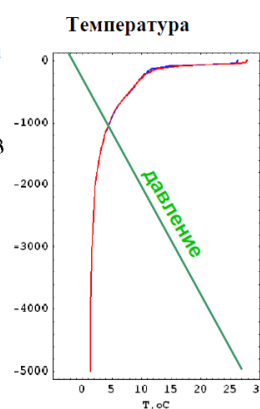
Эмпирическая зависимость скорости звука в воде от температуры T, солености S и глубины z (давления)

$$c = 1449.2 + 4.6T - 0.055T^2 + 0.00029T^3 + (1.34 - 0.010T)(S - 35) + 0.016z.$$

$$1480 \text{ м/с} < c < 1545 \text{ м/с}$$

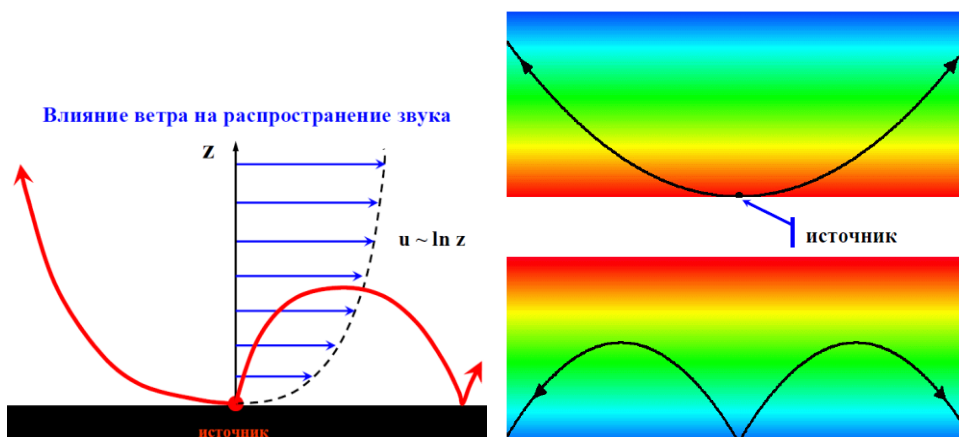
$$\frac{\partial c}{\partial T} > 0$$

$$\frac{\partial c}{\partial p} > 0$$



Акустические волны в атмосфере. В идеальных газах при $T=\text{const}$ скорость звука не зависит от давления. атмосфере (гомосфере) скорость звука определяется только температурой.

$$c \equiv \sqrt{\left(\frac{\partial p}{\partial \rho}\right)_s} = \sqrt{\frac{C_p R T}{C_v \mu}} \approx 340 \text{ м/с}$$



22.2

$$\begin{cases} \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = -\frac{\vec{\nabla} p}{\rho} + \vec{g} \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div } \rho \vec{v} = 0 \end{cases}$$

Система для описания линейных упругих волн в идеальной жидкости/газе

Предположения:

\vec{v}' - малая величина
 $\vec{\nabla} p_0 = \vec{g}$
 $\vec{v} = \vec{v}_0 + \vec{v}'$ $\vec{v}_0 = 0$
 $p = p_0 + p'$ $p' \ll p_0$
 $\rho = \rho_0 + \rho'$ $\rho' \ll \rho_0$

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = -\frac{\vec{\nabla} p}{\rho} + \vec{g} \Rightarrow \frac{\partial \vec{v}'}{\partial t} = -\frac{\vec{\nabla}(p_0 + p')}{\rho_0 + \rho'} + \vec{g}$$

$$\frac{\partial \vec{v}'}{\partial t} = -\frac{\vec{\nabla} p_0}{\rho_0} - \frac{\vec{\nabla} p'}{\rho_0} + \vec{g}$$

$$\frac{\partial \vec{v}'}{\partial t} = -\frac{\vec{\nabla} p'}{\rho_0}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div } \rho \vec{v} = 0$$

$$\frac{\partial(\rho_0 + \rho')}{\partial t} + \text{div}(\rho_0 + \rho') \vec{v}' = 0$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + \text{div}(\rho_0 \vec{v}' + \rho' \vec{v}') = 0$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + \rho_0 \text{div } \vec{v}' = 0$$

$$\begin{cases} \frac{\partial \vec{v}'}{\partial t} = -\frac{\vec{\nabla} p'}{\rho_0} \\ \frac{\partial \rho'}{\partial t} + \rho_0 \text{div } \vec{v}' = 0 \end{cases}$$

$$\frac{\partial(\vec{\nabla} F)}{\partial t} = -\frac{\vec{\nabla} p'}{\rho_0}$$

$$\frac{1}{c^2} \frac{\partial p'}{\partial t} + \rho_0 \text{div } \vec{\nabla} F = 0$$

$$\frac{\partial(\vec{\nabla} F)}{\partial t} = -\frac{\vec{\nabla} p'}{\rho_0} \Rightarrow \frac{\partial F}{\partial t} = -\frac{p'}{\rho_0}$$

$$\frac{1}{c^2} \frac{\partial p'}{\partial t} + \rho_0 \text{div } \vec{\nabla} F = 0$$

$$p' = \left(\frac{\partial p}{\partial \rho} \right)_s \rho' = c^2 \rho'$$

потенциал скорости

$$\vec{v}' = \vec{\nabla} F$$

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

Волновое уравнение

$$\vec{v}' = \vec{\nabla} F$$

$$p' = -\rho_0 \frac{\partial F}{\partial t}$$

Граничные условия (1)

коэффициент отражения $R = \frac{\rho_2 c_2 - \rho_1 c_1}{\rho_2 c_2 + \rho_1 c_1}$ ρc - акустическая жесткость

$\rho c = 1.26 \cdot 340 \approx 430 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$	воздух
отражение R = -1	$p' = 0$
$\rho c = 1000 \cdot 1500 \approx 1.5 \cdot 10^6 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$	вода
отражение R = 1	$w' = 0$
$\rho c = 3000 \cdot 4000 \approx 12 \cdot 10^6 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$	дно

$\rho c = 1.26 \cdot 340 \approx 430 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$	воздух
рассеяние	
$\rho c = 1000 \cdot 1500 \approx 1.5 \cdot 10^6 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$	вода
рассеяние и преломление	
$\rho c = 3000 \cdot 4000 \approx 12 \cdot 10^6 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$	дно

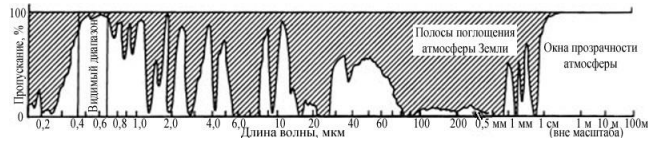
23. Рассеяние и поглощение электромагнитных волн в атмосфере и океане. Закон Бугера. Рассеяние Ми и Рэлея. Оптические явления, вызываемые поглощением и рассеянием.

Закон Бугера определяющий ослабление параллельного монохроматического пучка света при распространении его в поглощающей среде.

$$dI = -\sigma I dx \Rightarrow I(x) = I_0 e^{-\sigma \cdot x}, \text{ где } \sigma = \sigma(\lambda) - \text{показатель ослабления}$$

Окна прозрачности атмосферы Земли:

- "большое окно": 0.3-1.3 мкм (видимый диапазон)
- 1.5-1.8 мкм (ИК диапазон)
- 2.0-2.6 мкм (ИК диапазон)
- 7.0-15.0 мкм (тепловой ИК диапазон)
- 0.5 мм и более 10м (микроволны и радиодиапазон)



Показатель ослабления: $\sigma_R = 0.27 \text{ м}^{-1}$; $\sigma_G = 0.023 \text{ м}^{-1}$; $\sigma_B = 0.005 \text{ м}^{-1}$;

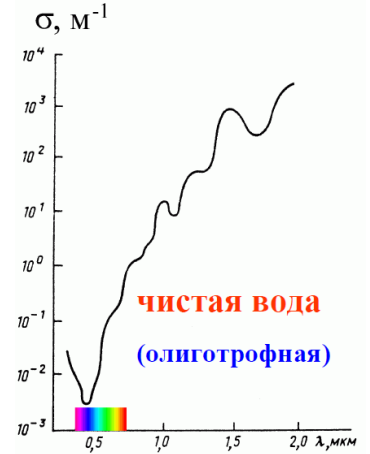
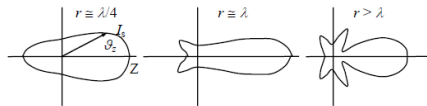
На ослабление ЭМ излучения влияют два фактора:

1. Поглощение (переход энергии в тепло)
2. Рассеяние (переизлучение)

Индикатриса рассеяния – пространственная диаграмма зависимости интенсивности рассеянного света от телесного угла.

Рассеяние Ми - рассеяние на крупных частицах ($D \gg \lambda$).

С увеличением λ составляющая в направлении распространения увеличивается. Возникают резкие максимумы.



Рассеяние Рэлея (молекулярное) – на мелких частицах ($D \ll \lambda$).

Рассеяние определяет цвет неба и солнца на закате.

Типичные значения ($\lambda = 0.55 \text{ мкм}$)

Среда	Показатель поглощения $\kappa, \text{ м}^{-1}$	Показатель рассеяния $\epsilon, \text{ м}^{-1}$	Показатель ослабления $\sigma, \text{ м}^{-1}$
Океан	0.07	0.16	0.23
Атмосфера	0	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$

$$\sigma = \kappa + \epsilon$$

показатель поглощения

показатель рассеяния

Экстремальные значения показателя ослабления в океане

Саргассово море

$$0.023 < \sigma < 3.3 \text{ м}^{-1}$$

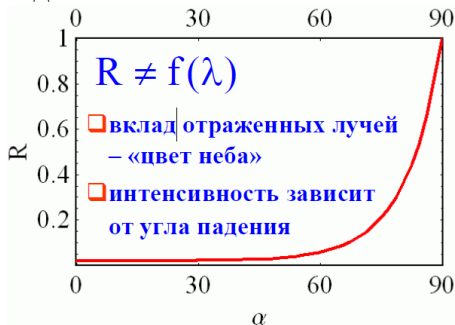
Перуанский шельф

$$I \sim \frac{1}{\lambda^4} [1 + \cos^2 \theta] \quad (c)$$

Цвет океанов, морей и вод суши определяется спектральным составом лучей:

1. отраженных поверхностью воды
2. рассеянных в толще воды

Коэффициент отражения неполяризованного излучения на границе «воздух-вода» как функция угла падения



Оптические явления, вызванные поглощением и рассеянием:

Зеленый луч, голубое небо, сумерек

Зелёный луч — оптическое явление, вспышка зелёного света в момент исчезновения солнечного диска за горизонтом.

В результате наложения друг на друга цветовых лучей от отдельных точек солнечного диска центральная часть его останется белой (а точнее, за счёт рассеяния весь диск становится красным) и только верхняя и нижняя каёмки диска оказываются в преимущественном положении. Верхняя становится сине-зелёной, нижняя — оранжево-красной. Красная и оранжевая части диска Солнца заходят за горизонт раньше зелёной и голубой

24. Оптические явления в атмосфере, вызываемые преломлением в воздухе и ядрами конденсации.

Оптические явления, вызываемые преломлением

Скорость света в среде зависит от длины волны. $c = c_0 / n = f(\lambda)$

n воздуха = 1.00029; n воды = 1.33

Рефракция – изменение направления волновых лучей в среде с (плавно) изменяющейся в пространстве скоростью. $\sin(a(z))/c(z) = \text{const}$

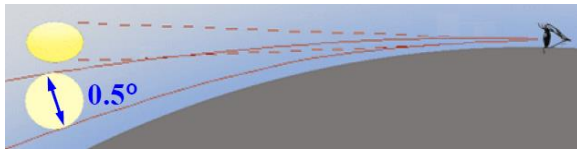
Изменение показателя преломления воздуха с высотой.

$$\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2\rho} = \gamma \quad \text{Удельная рефракция} \quad \text{Формула Лоренц-Лорентца} \quad n = 1 + \Delta n, \quad \Delta n \ll 1$$

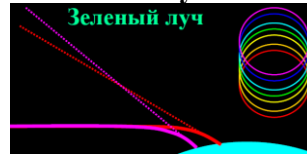
$$\frac{\Delta n}{\rho} = \text{const} \quad \rho(z) = \rho_0 e^{-z/H} \quad \text{«Барометрическая формула» для показателя преломления}$$

$$n(z) = 1 + (n_0 - 1)e^{-z/H}$$

Искажение формы небесных тел.



Зеленый луч



Миражи - оптическое явление в атмосфере, состоящее в том, что вместе с отдалённым предметом (или участком неба) видно его мнимое изображение, смещенное относительно предмета

Причина образования – **полное внутренне отражение** света на границах, разделяющих слои воздуха с различной температурой.

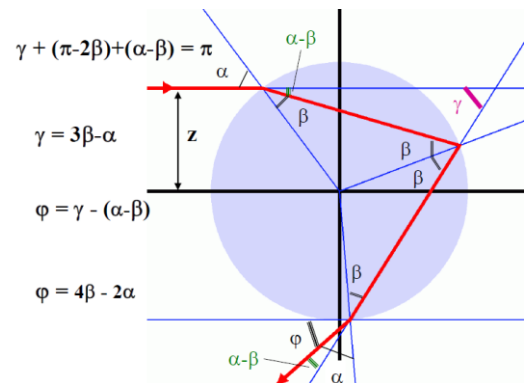
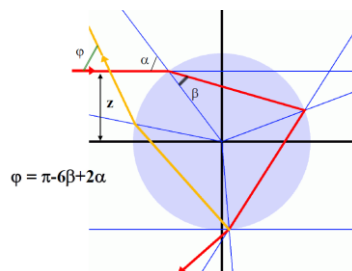
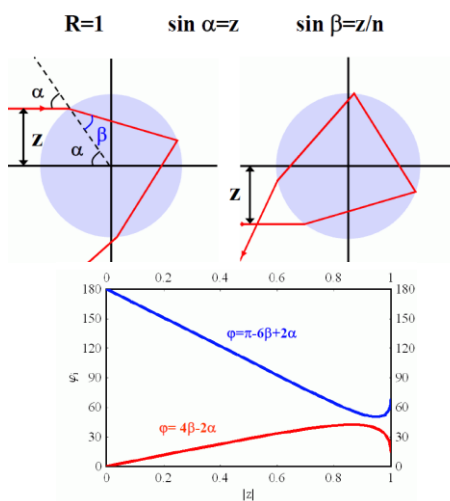
В зависимости от расположения различают **верхний, нижний и боковой** миражи.

Мираж всегда виден в той области, где выше температура воздуха.

Оптические явления, вызываемые ядрами конденсации

Ядра конденсации – взвешенные в воздухе частицы, на поверхности которых могут конденсироваться водяные пары.

Радуга. При $R \gg \lambda$ размер капли роли не играет

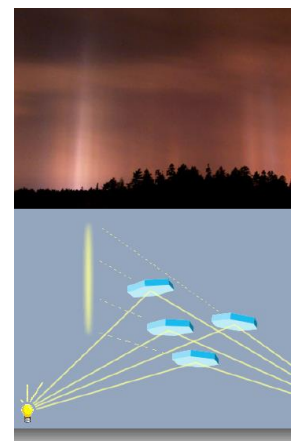
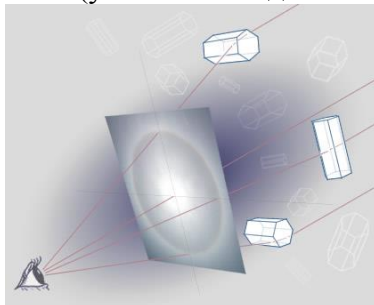


Оптические эффекты, вызываемые кристаллами льда

Гало (угол отклон. до 21.7°)

Ложные солнца

Световые столбы



25. Гравитационный потенциал и его составляющие. Фигура земли. Сжатие земли.

Гравитационное поле земли складывается из двух основных частей: потенциальное поле **силы тяжести** и поле **центробежной силы**. Также оно зависит и от притяжения Луны, Солнца и других небесных тел и масс земной атмосферы.

В потенциальных полях работа по перемещению определяется только начальным и конечным положениями.

Потенциал силы тяжести (w) складывается из гравитационного (U) и центробежного (Q):

$$W=U+Q$$

Гравитационный потенциал элемента массы

$$dU(r) = -\frac{GdM}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^n P_n(\cos\varphi)$$

$$\begin{aligned} P_0(\cos\varphi) &= 1 \\ P_1(\cos\varphi) &= \cos\varphi \\ P_2(\cos\varphi) &= \left(\frac{3}{2}\cos^2\varphi - \frac{1}{2}\right) \end{aligned}$$

φ - широта

R - радиус Земли

r - расстояние до наблюдателя

полином лежандра

Гравитационный потенциал определяется из решения системы уравнений. внутри земли уравнение Пуассона, вне земли – уравнение Лапласа.

$$\begin{aligned} \nabla^2 U &= -4\pi G\rho(r) \\ \nabla^2 U &= 0 \end{aligned}$$

Нормальный гравитационный потенциал:

$$U = -\frac{GM}{r} \left[1 - J_2 \left(\frac{a}{r}\right)^2 P_2(\cos\theta) + \dots \right]$$

$$J_2 = 1.0826 \times 10^{-3} \quad \text{динамический гравитационный момент}$$

$$\alpha = \frac{3}{2} J_2 + \frac{1}{2} \frac{\omega^2 a^3}{GM} \quad GM = 3.98 \times 10^{14} \frac{\text{м}^3}{\text{с}^2}$$

Потенциал центробежных сил: $Q = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos\varphi$
 $\omega = 7.29 \times 10^{-5} 1/\text{с}$ - угловая скорость вращения, φ - широта

Фигура земли.

Геоид (греч geoeideas, гео – земля, ideas – вид). фигура, которую образовала бы поверхность мирового океана и сообщающихся с ним морей при некотором среднем уровне воды, свободной от возмущений приливами, течениями, разностями атмосферного давления...

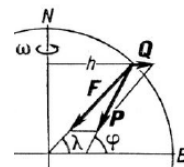
На суше поверхность геоида является внутренней поверхностью.

Сжатие земли: $\alpha = (a-b) / a = 1 / 298.5$ (открыто Ньютоном)

Экваториальный радиус: $a = 6378$ км. Полярный радиус $b = 6356$ км.

26. Ускорение силы тяжести на поверхности земли и в её недрах. Формула Клеро. Момент инерции Земли и её оболочек. Изостазия.

Сила тяжести $P = m g h$ – сила, действующая на любую материальную точку, находящуюся вблизи земной поверхности. Определяется, как сумма силы тяготения Земли F и центробежной силы Q .



Сила инерции удерживает тела на поверхности земли.

$g = -grad(W)$ – Ускорение силы тяжести.

$$g_{\text{на экваторе}} = 9.78 \text{ м/с}^2; \quad g_{\text{на полюсе}} = 9.83 \text{ м/с}^2 \quad q = \omega^2 a / g_{\text{ЭКВ}} = 3.45 \cdot 10^{-3}$$

<p style="text-align: center;">Потенциал силы тяжести.</p> $W = -\frac{GM}{r} \left[1 - J_2 \left(\frac{a}{r} \right)^2 P_2(\cos\theta) \right] - \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta$	<p style="text-align: center;">Ускорение силы тяжести $g = -gradW$</p> $g = -\frac{\partial W}{\partial r} = \frac{GM}{a} \left[-\frac{a}{r^2} + \frac{3}{2} J_2 \frac{a^2}{r^4} (3\cos^2 \theta - 1) + q \frac{r}{a^2} \sin^2 \theta \right]$
---	--

Формула Клеро. Ускорение, направленное по нормали к поверхности геоида не зависит от массы тела, но зависит от положения тела на поверхности Земли.

$g = g_{\text{ЭКВ}} (1 + \beta \sin^2 \varphi)$ Параметр, выражающий связь ускорения силы тяжести со сжатием.

$$\beta = 5/2 q - \alpha; \quad q = \omega^2 a / g_{\text{ЭКВ}} = 3.45 \cdot 10^{-3}; \quad \alpha = (a-b) / a = 1 / 298.5$$

Схема внутреннего строения земли.

Земля состоит из твердых силикатных оболочек:

коры, мантии и металлического ядра.

Внешняя часть ядра жидкая (значительно меняя вязкая, чем мантия), а внутренняя твердая.

А граница между земной корой и мантией

(Мохоровича)

В – граница между мантией и внешним ядром

(Гуттенберга)

С – граница между внешним и внутренним ядром (Леманн)

1 – континентальная кора

2 – океаническая кора

3 – верхняя верхняя мантия

4 – нижняя мантия

5 – внешнее ядро

6 - внутреннее ядро

D – высота орбит спутников

Момент инерции - мера инертности тела во вращательном движении.

$$M_{\text{земли}} = 5.07 \cdot 10^{24} \text{ кг}$$

Момент относительно полярной оси

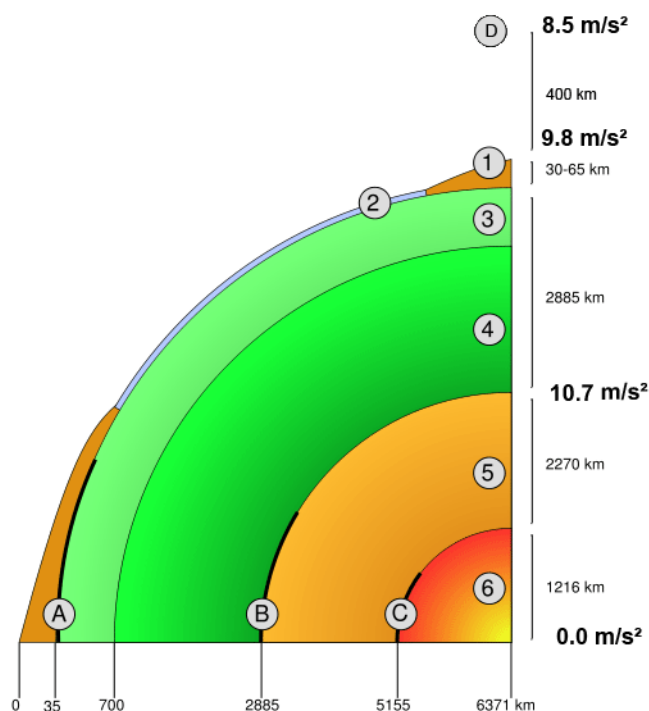
Момент относительно экваториальной оси

$$C = \int_V \rho l_1^2 dV = 0,3307 M_3 R^2$$

$$A = \int_V \rho l_2^2 dV = 0,3296 M_3 R^2$$

$$l_1 = r \sin \theta$$

$$l_2 = r \sqrt{1 - \sin^2 \theta \cos^2 \lambda}$$



	A, кг м ²	C, кг м ²	M, кг
Внутренне ядро	5,86*10 ³⁴	5,87*10 ³⁴	9,85*10 ²²
Внешнее ядро	9,06*10 ³⁶	9,08*10 ³⁶	1,84*10 ²⁴
Мантия	7,01*10 ³⁷	7,04*10 ³⁷	4,00*10 ²⁴
Земная кора	8,34*10 ³⁵	8,36*10 ³⁵	3,098*10 ²²
Сумма	8,01*10 ³⁷	8,04*10 ³⁷	5,97*10 ²⁴

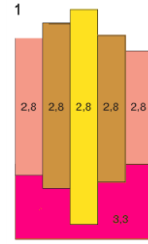
26.2

Изостазия гидростатически равновесное состояние земной коры, при котором менее плотная земная кора ($\rho = 2.8 \text{ г/см}^3$) «плавает» в более плотном слое верхней мантии — астеносфере ($\rho = 3.3 \text{ г/см}^3$), по закону Архимеда. В изостатическом равновесии находятся достаточно крупные (100—200 км) блоки.

Изостазия по Эйри: Земная кора состоит из блоков, имеющих одинаковую плотность, но разную толщину.

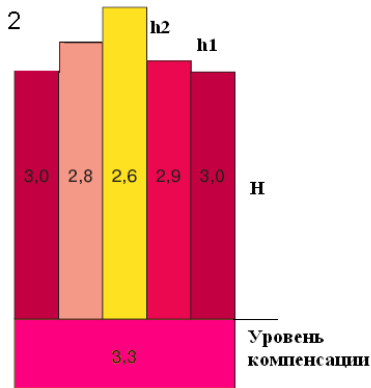
Толщина блоков глубина их погружения наиболее велики в горных районах и минимальны океанических впадинах. При этом материал субстрата перетекает от погружающихся частей поднимающимся.

Компенсация осуществляется как за счет изменения плотности самой так и за счет изменения ее толщины.



коры,

Изостазия по Пратту: Разности высот рельефа обусловлены разной плотностью блоков земной коры: возвышенностям соответствует меньшая плотность, низменностям — большая.



$$\rho_1 H = \rho_2 (H + h_1) = \rho_3 (H + h_2)$$

$$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$$

$$H < H + h_1 < H + h_2$$

Параметры Земли

Масса Земли	$5,97 \cdot 10^{24} \text{ кг}$
Средний радиус	6371 км
Экваториальный радиус	6378 км
Полярный радиус	6357 км
Сжатие	1/298,257
Ускорение на экваторе	9,78 м/с ²
Ускорение на полюсе	9,83 м/с ²
Гравитационный момент	$1082,6 \cdot 10^{-6}$
Средний момент инерции	$0,3307 MR^2$
Угловая скорость вращения	$7,29 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с}$

27. Сейсмичность Земли. Закон повторяемости землетрясений. Магнитуды землетрясений.

Сейсмичность земли - способность недр Земли порождать очаги землетрясений.

Характеризуется территориальным распределением эпицентров эпицентров, интенсивностью землетрясений и др

Наиболее сейсмически активны Тихоокеанский, Средиземноморский, Срединно Срединно-Атлантический, Восточноафриканский пояса.

Очаг землетрясения - область в литосфере, где происходит быстрое перемещение масс вдоль образующегося или развивающегося тектонического разрыва, возникают упругие колебания и высвобождение накопленной энергии.

Закон **повторяемости землетрясений Гуттенберга-Рихтера** отражает зависимость частоты возникновения землетрясений от их энергии E (магнитуды M) в области сейсмически активных зон.

$$\lg(N) = A - \gamma \lg(E); \quad \lg(N) = a - bM; \quad \lg(E) = 11.8 + 1.5M$$

N - число землетрясений, γ , b - параметры среды и процесса разрушения, A, a - сейсмическая активность

Магнитуда землетрясения — величина, характеризующая энергию, выделившуюся при землетрясении в виде сейсмических волн.

$$\text{Магнитуда объемных волн} - m_b = \lg(A/T) + Q(D, h)$$

$$\text{Магнитуда поверхностных волн} - M_s = \lg(A/T) + 1,66 \lg D + 3,30$$

A — амплитуда колебаний земли (в микрометрах), T — период волны (в секундах), и Q — поправка, зависящая от расстояния до эпицентра D и глубины очага землетрясения h .

Эти шкалы плохо работают для самых крупных землетрясений — при $M \sim 8$ наступает насыщение.

За год на Земле происходит примерно:

1 землетрясение с магнитудой 8,0 и выше;

10 — с магнитудой 7,0—7,9;

100 — с магнитудой 6,0—6,9;

1000 — с магнитудой 5,0—5,9.

28. Основные типы сейсмических волн и их характеристики. Закон Снеллиуса. Годографы сейсмических волн. Параметры луча.

Основные типы сейсмических волн в: P и S объемные волны.

Продольные (P- волны) - волны сжатия, вызывают колебания частиц пород вдоль направления распространения волны, обуславливая чередование участков сжатия и разрежения в породах.

Поперечные (S-волны) - волны сдвига, заставляют частицы пород колебаться перпендикулярно направлению распространения волны. SV- вертикально поляризованная компонента, SH- горизонтально поляризованная компонента.

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \mathbf{V_P = 1,73 V_S} \quad \mathbf{K, \mu - \text{Упругие модули сжатия и сдвига}}$$

Отражение и P преломление волны при падении на границу раздела двух сред

1. Закон Снеллиуса

$$\frac{\sin i}{v} = \text{const} \quad \frac{\sin i}{\sin i'} = \frac{v}{v'}$$

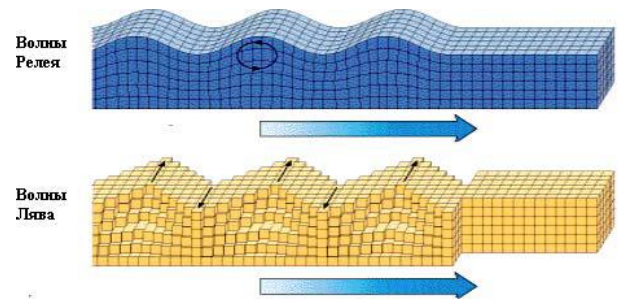
2. Угол падения = углу отражения

3. Существует критический угол:

$$i_{\text{критический}} = \arcsin(V_1/V_2)$$

Поверхностные сейсмические волны.

В Рэлеевской (интерференционной P+SV) волне частицы грунта смещаются в вертикальной плоскости, ориентированной вдоль направления распространения волн, а траектории их движения представляют собой эллипсы.



В волне Лява (интерференция SH волн) частицы движутся в горизонтальной плоскости поперек направления распространения волны.

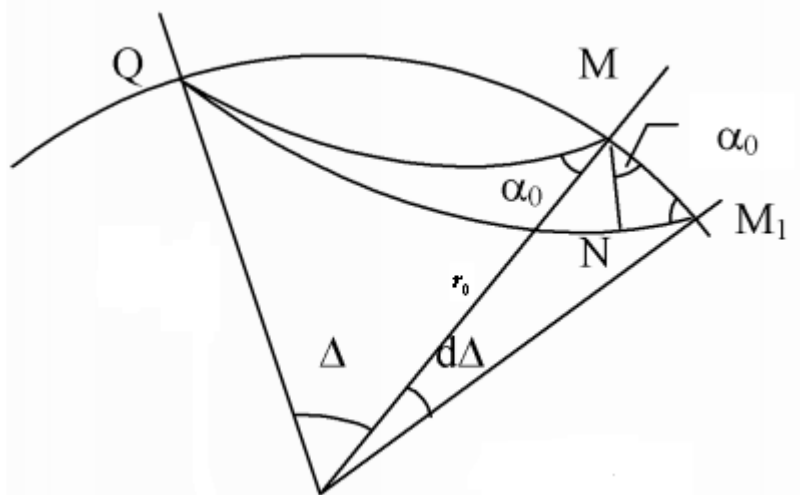
Годографом сейсмической волны называется график зависимости времени пробега волны от эпицентрального расстояния: $T(\Delta)$.

Q – источник (очаг землетрясения)

M, M₁ – сейсмические станции

Δ - эпицентрального расстояния (угол с вершиной в центре Земли)

$r_0 = 111,1 \text{ км}$



Производная годографа является параметром луча ($i_0 = \alpha_0$)

$$\frac{dt}{d\Delta} = \frac{r_0 \sin i_0}{v_0} = p$$

Построение скоростного разреза Земли по заданному годографу называется задачей обращения годографа/

29. Модель внутреннего строения земли. Изменение физических параметров в теле земли: скоростей сейсмических волн, плотности, ускорения силы тяжести, давления, добротности.

Схема внутреннего строения земли.

Земля состоит из твердых силикатных оболочек: **коры, мантии и металлического ядра.**

Внешняя часть ядра жидкая (значительно меняя вязкая, чем мантия), а внутренняя твердая.

А – граница между земной корой и мантией (Мохоровичича)

В – граница между мантией и внешним ядром (Гуттенберга)

С – граница между внешним и внутренним ядром (Леманн)

1 – континентальная кора

2 – океаническая кора

3 – верхняя мантия

4 – нижняя мантия

5 – внешнее ядро

6 – внутреннее ядро

D – высота орбит спутников



Изменение плотности с глубиной. Уравнение Вильямсона-Адамса.

Гидростатическое давление $dp = -\rho g dr$

$$d\rho/dr = -\rho g/\phi$$

Модуль сжатия: $K = \rho dp/d\rho$

Сейсмический параметр $v_s^2 = \mu/\rho$; $K/\rho = v_p^2 - (4/3)v_s^2 = \phi$

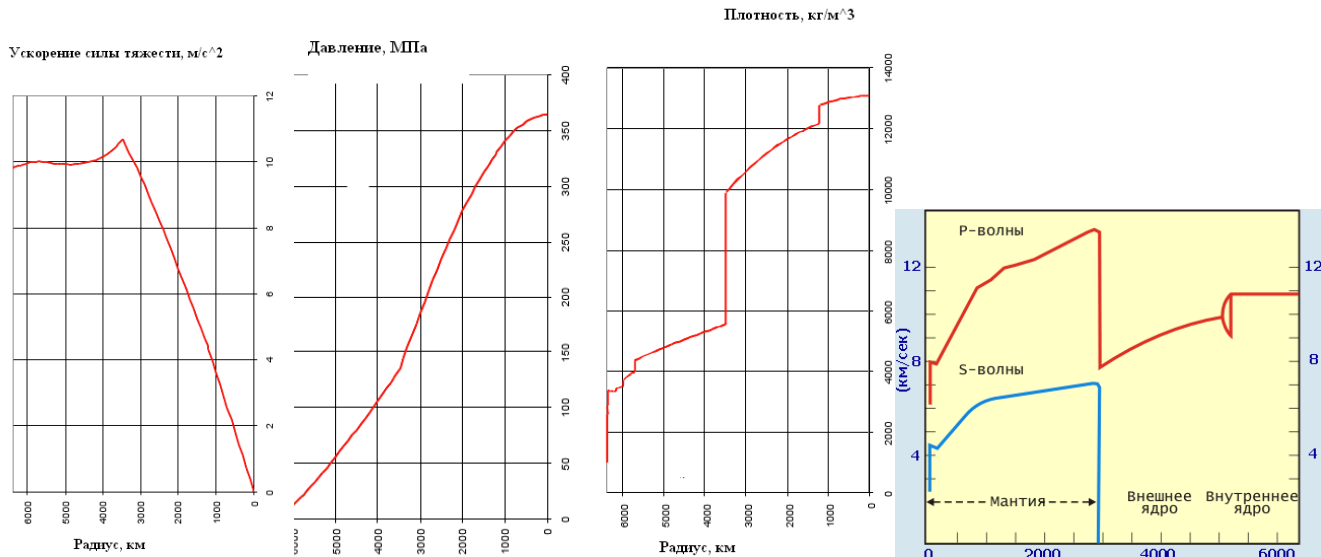
Литологическое давление: $\Delta P = \Delta \rho \Phi = \rho g \Delta h$

g

P

ρ

скорость P и S волн



	Радиус	Глубина	Плотность, ρ , кг/м³	V_P , км/с	V_S , км/с	Q_μ
1	0	6371.0	13.08	11.26	3.66	85
2	1221.5	5149.5	12.76	11.02	3.5	85
3	1221.5	5149.5	12.16	10.35	0	0
4	3480.0	2891.0	9.90	8.06	0	0
5	3480.0	2891.0	5.56	13.71	7.26	312
6	3630.0	2741.0	5.49	13.68	7.26	312
7	5600.0	771.0	4.44	11.06	6.24	312
8	5701.0	670.0	4.38	10.75	5.94	312
9	5701.0	670.0	3.99	10.26	5.57	143
10	5771.0	600.0	3.97	10.15	5.51	143
11	5971.0	400.0	3.72	9.13	4.93	143
12	5971.0	400.0	3.54	8.90	4.76	143
13	6151.0	220.0	3.43	8.55	4.64	143

Модель PREM (Preliminary References Earth Model)

29.2

Собственные колебания Земли

Собственные колебания Земли относятся к категории колебаний планетарного масштаба со значением периодов от десятка минут до часов и более. Они делятся на два больших класса

а) **сфероидальные** (вектор смещения материальных “точек” имеет составляющие как по радиусу, так и по направлению перемещения) и

б) **крутильные**, или тороидальные (не связаны с изменением объема и формы Земли; материальные частицы перемещаются только по сферическим поверхностям)

Затухание сейсмических волн

Амплитуда монохроматической волны:

$$A(\Delta, t) = A_0 \Delta^n e^{-(\alpha_r + \alpha_d)\Delta} \cos 2\pi \left(t - \frac{\Delta}{c} \right)$$

A_0 - Амплитуда волн в источнике
 Δ - Эпицентрально расстояние
 t - время
 c - Фазовая скорость

Затухание: $\alpha = \alpha_r + \alpha_d$

α_r - Коэффициент рассеяния
 α_d - Коэффициент поглощения

Добротность:

$$Q_{P,S} = \frac{\pi f}{\alpha V_{P,S}}$$

f - частота

Распределение механической добротности в коре и мантии Земли

A (0–38 км) – 1-я зона высоких Q μ (упругая литосфера);

B (38–90 км) – неупругая литосфера

C (90–450 км) – 1-я зона низких Q μ;

D (450–1600) – 1-я зона промежуточных Q μ;

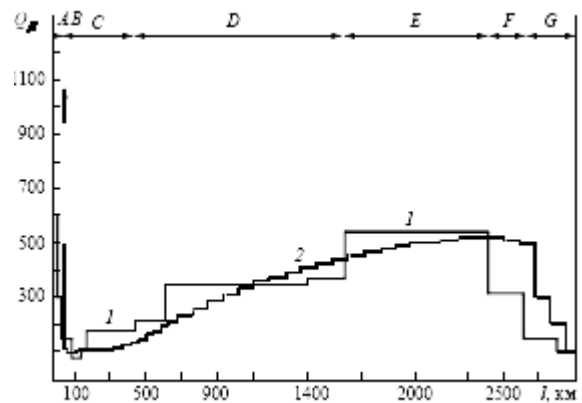
E (1600–2400 км) – 2-я зона высоких Q μ;

F (2400–2600 км) – 2-я зона промежуточных Q μ;

G (2600–2885 км) – 2-я зона низких Q μ.

1 – модифицированное распределение Q μ из [Жарков Жарков, 1978]; ,1978];

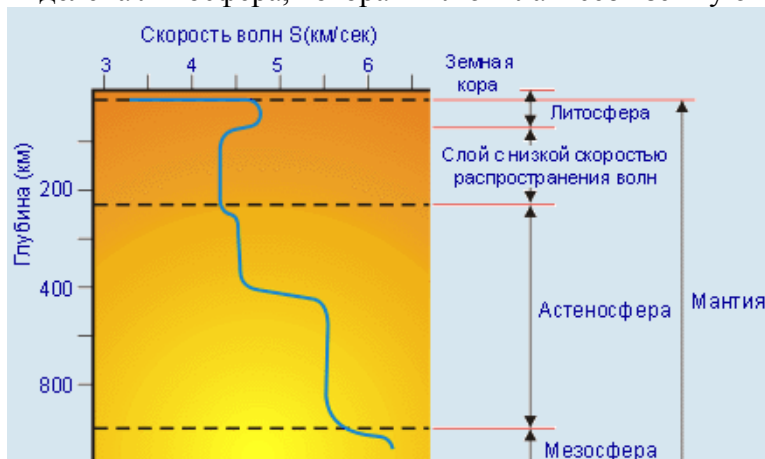
2 – модель SLS [Anderson, 1978]



Современная реальная модель Земли в

соответствии с которой, на глубине от 70 до 250 км

была выделена литосфера, которая включила в себя земную кору и верхнюю часть мантии.



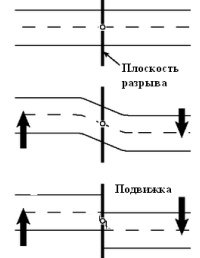
30. Очаг землетрясения. Механизмы очагов землетрясений. Связь механизма очага с напряжениями в окружающей среде. Источники напряжений в литосфере.

Очаг землетрясения - область в литосфере, где происходит быстрое перемещение масс вдоль образующегося или развивающегося тектонического разрыва, возникают упругие колебания и высвобождение накопленной энергии.

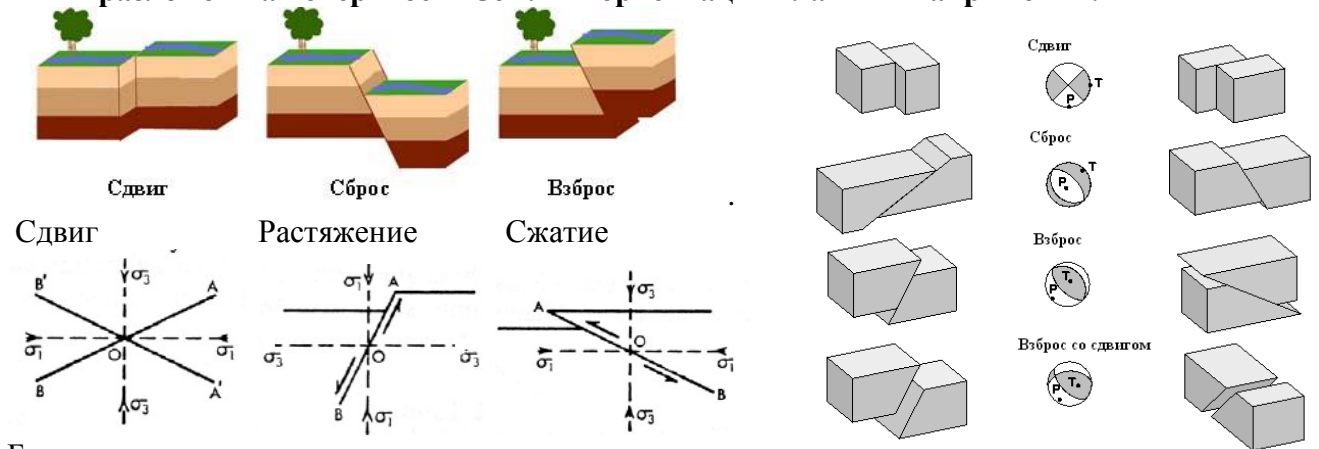
Механизм очага описывает неупругие деформации, возникающие в области очага землетрясения (подвижку) и генерирующие упругие сейсмические волны. Механизм очага определяет ориентацию разрыва и направление подвижки, а также – ориентацию главных осей напряжений сжатия и растяжения в пространстве.

Графически представляется в виде стереографической проекции очаговой сферы на поверхность Земли.

Очаг землетрясения – разрыв сплошности среды. Разрыв возникает когда величина внешних напряжений превосходит предел прочности горных пород. Разрыв сопровождается сдвигом. Разрыв распространяется в среде со скоростью, меньшей скорости S волн. Сложный очаг состоит из нескольких разрывов.

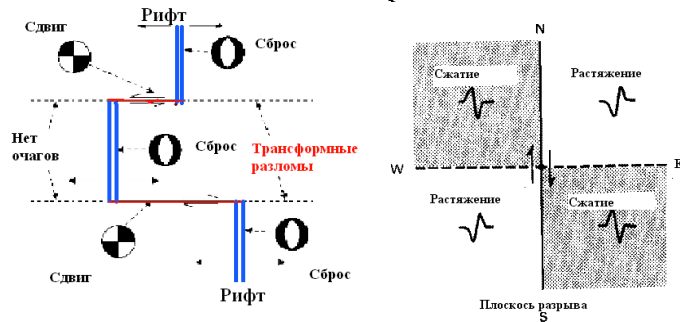


Типы разломов на поверхности Земли и ориентация главных напряжений.



Большинство очагов – сдвиг

Сейсмичность в области срединно-океанических хребтов.



Источники напряженного состояния литосферы Земли

Эндогенные - связаны с внутренними процессами в недрах, такими как термогравитационная неустойчивость вещества Земли. Это основная составляющая, варьирующая в интервале 50-500 МПа.

Экзогенные – связаны с процессами на поверхности Земли:

1. ледниковые покровы,
2. заполнения водохранилищ,
3. откачка нефти и газа и другими последствиями деятельности человека.

Космические:

1. изменение скорости вращения Земли изменяет напряжения в диапазоне 0,1-1 МПа,
2. Приливное взаимодействие приводит к вариации напряжений в интервале 1-10 МПа.

31. Реологические свойства и основные модели вещества земли. Дислокационная, диффузионная и эффективная вязкость в мантии Земли.

РЕОЛОГИЯ - (от греч. rheos-течение, logos-слово), наука, изучающая деформационные свойства реальных тел.

Реологические свойства определяют способность горных пород изменять во времени напряжённо-деформированное состояние в поле действия механических сил.

Основные реологические свойства

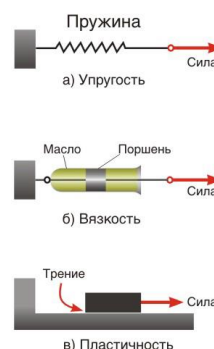
Упругость — свойство горных пород восстанавливать исходную форму и размеры после снятия механической нагрузки.

Пластичность способность горной породы деформироваться под действием внешнего давления без разрыва сплошности среды и изменять природную форму после прекращения воздействия внешних сил.

Вязкость обусловлена пластической деформацией. Различают вязкость динамическую η и кинематическую ν , $\nu = \eta/\rho$. $[\eta] = \text{Н с}/\text{м}^2 = \text{Па} \cdot \text{с}$; $[\nu] = \text{м}^2/\text{с}$.

Ползучесть — медленная непрерывная пластическая деформация горных пород под воздействием постоянной нагрузки или механических напряжений.

Релаксация напряжений состоит в убывании упругой и возрастании пластической деформации при неизменной общей деформации.



Элементы моделей реологической среды

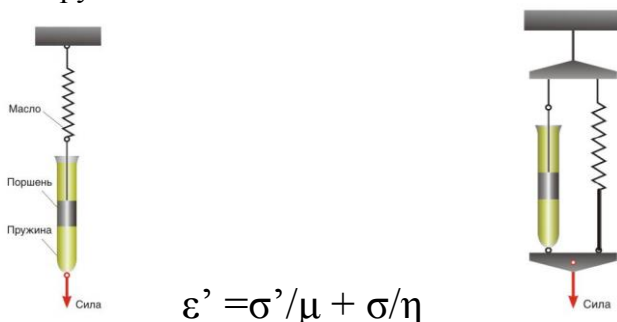
Тело Гука –упругая модель $\sigma = \mu \epsilon$

Тело Ньютона –вязкая модель $\sigma = \eta \epsilon'$

Тело Сен - Венана - идеально пластичная модель

Модели вязкоупругой среды:

релаксирующее тело Максвелла и тело Кельвина. Реологические уравнения



$$\epsilon' = \sigma'/\mu + \sigma/\eta$$

$$\sigma = \mu \epsilon + \eta \epsilon'$$

Модель вязкопластической среды Бингама

$\sigma < \sigma_T$ – упругое тело.

$\sigma > \sigma_T$: $\epsilon' = \sigma'/\mu + (\sigma - \sigma_T)/\eta$

σ_T – предел текучести.

Описывает поведение густых смазок.

Диффузионная вязкость - описывает течение вещества при температурах, близких к температурам плавления.

l - средний размер кристаллических зерен/

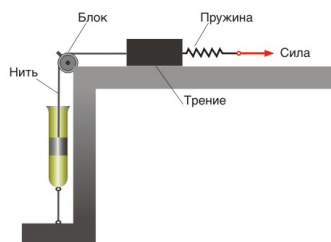
α - постоянная кристаллической решетки

$1500 < T < 1800 \text{ К}$

D – коэффициент самодиффузии

$A = 1/30 = \text{const}$

$$\left(\frac{l}{\alpha}\right)^2 \approx 10^{10}$$



$$\eta_1 = A \frac{kT}{D\alpha} \left(\frac{l}{\alpha}\right)^2$$

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{E(\rho)}{kT}\right)$$

31.2

Дислокационная вязкость мантии Земли обратно пропорциональна квадрату сдвиговых напряжений и имеет место при температурах близких к температурам поверхности Земли/

$$\eta_2 = \frac{1}{2} \frac{\tau}{\gamma_0} \left(\frac{\mu}{\tau} \right)^3 e^{\beta} \quad \begin{array}{l} \tau \text{ - касательное напряжение,} \\ \mu \text{ - модуль сдвига} \end{array} \quad \eta_2 \sim \tau^{-2} \quad \beta = \frac{E(\rho)}{T}$$

Эффективная вязкость

Критическое напряжение разграничивает действие механизмов диффузионной и дислокационной вязкости

$$\eta_m = \frac{\eta_1 \eta_2}{\eta_1 + \eta_2} \quad \eta_m = \begin{cases} \eta_1, \tau < \tau_c \\ \eta_2, \tau > \tau_c \end{cases}$$

Критическое касательное напряжение. $0,1 \leq \tau_c \leq 1 \text{ МПа}$

32. Источники тепла в недрах земли. Механизмы теплопередачи. Тепловой поток на поверхности земли. Геотермический градиент.

Источники тепловой энергии Земли.

Тепло, унаследованное от протопланетного диска, обеспечивало нагрев до 1200 К;

Тепло - результате превращений радиоактивных элементов в теле Земли $\Delta T \sim 1700\text{K}$;

Тепло, выделившееся в процессе адиабатического гравитационного сжатия $\Delta T \sim 900\text{K}$;

Тепло из-за плотностной дифференциации вещества при химических и фазовых превращениях $\Delta T \sim 2700\text{K}$;

Тепло, образующееся в результате приливного трения $\Delta T \sim 500\text{K}$.

Суточные колебания температуры воздуха проявляются в почвенном слое глубиной 1 - 1,5 м. Это связано с переносом солнечного теплового потока за счет молекулярной теплопроводности пород и конвекции воздуха.

Сезонные (годовые) колебания вызывают изменения температур на глубинах до 20 - 40 м

Тепловой поток: $\Phi = Q/t$; Закон Фурье: $Q = -\chi dT/dh$; dT/dh геотермический градиент.

Средний тепловой поток в различных тектонических структурах

Тепловой поток	мВт/м ²
Древние щиты (Балтийский, Африканский и др.)	50
Горные районы	63
Рифты (срединно-океанические)	75
Вулканы	90-190
Средний поток на континентах	65±1,6
Средний поток в океанах	101±2,2
Средний поток на поверхности Земли	83±5,3

Энергетический баланс земли

Источник энергии	Дж/год
Энергия Солнца	$5,5 \cdot 10^{24}$
Упругая энергия землетрясений	$3 \cdot 10^{19}$
Приливное трение	$3 \cdot 10^{19}$
Вулканы	10^{18}
Тепло, выделяемое срединно-океаническими хребтами	10^{18}
Гидротермальные источники на суше	$2 \cdot 10^{18}$
Процессы складкообразования	$2 \cdot 10^{17}$
Вынос тепла за счет кондуктивной теплопередачи	10^{21}
Суммарные теплопотери Земли	$1,3 \cdot 10^{21}$

Механизмы передачи тепла

Кондуктивный- медленный, при соприкосновении горячего тела с холодным.

Хорошие проводники – металлы; плохие – горные породы, изоляторы – асбест, дерево, воздух.

Конвективный – быстрый, за счет движения вещества при различной его плотности.

Радиационный – на глубине, небольшие примеси радиоактивных элементов (урана, тория, калия, радона) в горных породах, сопровождается излучением.

Геотермический градиент - нарастание температуры на единицу глубины.

У поверхности Земли, на глубине до 100 км, он равен 15°C/км. На глубине 400 км - 5°C/км.

Средний градиент температур – 1°C/км.

Температура солидуса – переход горной породы в твердое состояние.

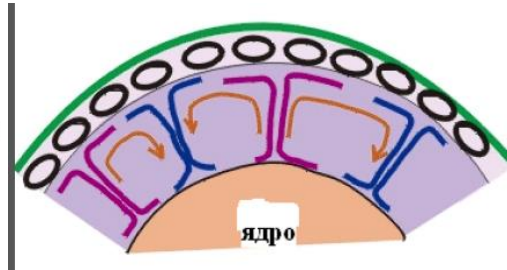
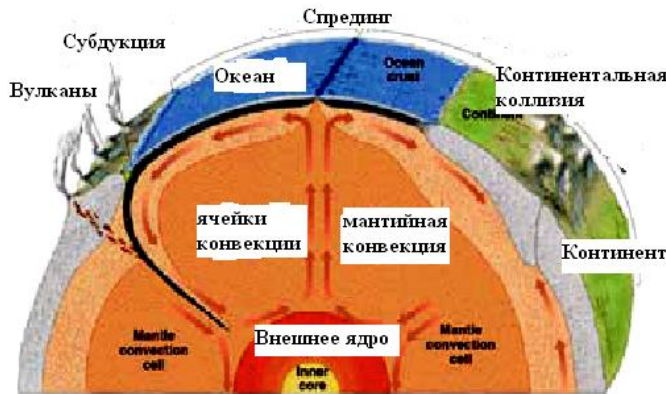
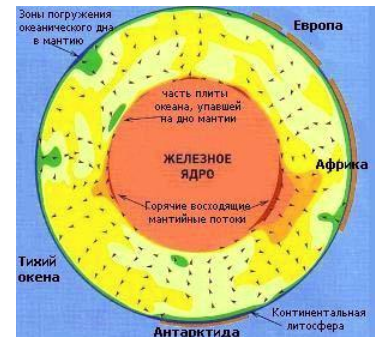
33. Распределение температур в недрах земли. Адиабатический градиент температур и температура плавления. Эффективная температура остывания земли.

Тепловые потоки в мантии Земли

Существует два больших горячих поднимающихся и холодных опускающихся потока. Они передвигают континенты, управляют землетрясениями, влияют на изменение климата.

Конвекция в мантии Земли. Интенсивность уменьшается.

Конвекция происходит во всех слоях, включая ядро и мантию.



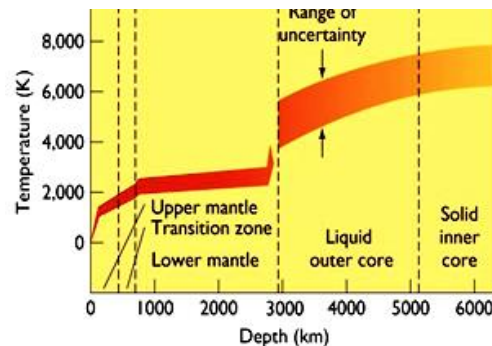
Под холодной плитой образуются горячие **мантийные плюмы**, и плита дрейфует с переменной скоростью (0.4-5.0) см/год.

Плюм – горячий мантийный поток, образующий конвекцию.

Средний возраст дна океанов –60 млн. лет; За 200 млн. лет ложе всех океанов обновляется

Температура в недрах земли

Область	Температура, К
Поверхность	273
Литосфера	1300±100
Основание литосферы	1600±100
Сейсмическая граница на глубине 410 км	1800±200
Переходная граница на глубине 670 км	2000±250
Переходной зоны верхней и нижней мантии	1900–2900
Адиабата в нижней мантии	700±200
Граница ядро–мантия	3900±600
Адиабата во внешнем ядре	1000±400
Граница внешнее–внутреннее ядро	4900±900
Центр Земли	6000±1000



Адиабатический градиент температур

$$\frac{dT}{dP} = \frac{\alpha T}{c_p \rho} \quad c_p = 0,3 \text{ кал} / \text{г} \cdot \text{град}$$

$$\alpha = \frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P \approx 4 \cdot 10^{-5} / \text{град}$$

P - давление $\frac{dT}{dh} \cong 0,5 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{км}$

α - коэффициент объемного расширения

ρ - плотность $1 \text{ кал} = 4,18 \text{ Дж} [\text{Н} \cdot \text{м}]$

c_p - теплоемкость при постоянном давлении

Эффективная температура остывания Земли

$$\Delta T \cong \frac{\bar{Q}}{c}; \quad \bar{Q} \text{ - средняя потеря тепла}$$

$$c \text{ - средняя теплоемкость пород}$$

$$\bar{Q} \approx 2,4 \cdot 10^{20} \text{ кал} / \text{год} \times 4,6 \cdot 10^9 \text{ лет} \cong 1,1 \cdot 10^{30} \text{ кал}$$

Средняя теплоемкость Земли:

$$C = c_{\text{сил}} m_{\text{мантии}} + c_{\text{жсл}} m_{\text{ядра}}$$

$$c_{\text{сил}} = 0,3 \text{ кал} / \text{град} \quad c_{\text{жсл}} = 0,1 \text{ кал} / \text{град},$$

$$m_{\text{мантии}} = 4 \cdot 10^{27} \text{ г} \quad m_{\text{ядра}} \cong 2 \cdot 10^{27} \text{ г}$$

Получим:

$$C = 0,3 \cdot 4 \cdot 10^{27} + 0,1 \cdot 2 \cdot 10^{27} = 1,4 \cdot 10^{27} \text{ кал} / \text{град}$$

Следовательно:

$$\Delta T = \frac{1,1 \cdot 10^{30}}{1,4 \cdot 10^{27}} \cong 800 \text{ } ^\circ\text{C}$$

34. Характеристики главного геомагнитного поля. Элементы геомагнитного поля и соотношения между ними.

Составляющие магнитного поля Земли

Главное магнитное поле с источником в области ядра Земли -**95 95%**

Аномальное магнитное поле с источниками в области земной коры -**4%**

Электромагнитное поле с источниками в околоземном пространстве -**1%**. Возникает за счет обтекания магнитосферы Земли солнечным ветром.

Характерной особенностью магнитного поля Земли является его изменчивость во времени и пространстве, которая называется **вариациями магнитного поля**.

Магнитосфера — область вокруг планеты, которая образуется, когда поток заряженных частиц, (напр. солнечного ветра), отклоняется от своей первоначальной траектории под воздействием внутреннего магнитного поля планеты. Размер магнитосферы 10-12 радиусов Земли.

Радиационный пояс — область магнитосфер планет, в которой накапливаются и удерживаются проникающие в магнитосферу высокоэнергичные заряженные частицы (в основном **p** и **n**).

Геомагнитное поле — магнитное поле Земли, генерируется внутри земными источниками

На небольшом удалении от поверхности Земли, магнитные силовые линии имеют дипольподобное расположение. Эта область называется **плазмосферой** Земли.

По мере удаления от поверхности Земли усиливается воздействие солнечного ветра: со стороны Солнца геомагнитное поле сжимается, а с противоположной, - вытягивается в длинный хвост.

Характеристики магнитного диполя.

Главное магнитное поле представляет собой магнитный диполь. Возникновение магнитного поля Земли связано с турбулентным движением токов в жидком ядре.

Прямая, проходящая через магнитные полюсы, называется **магнитной осью** Земли. Она наклонена под углом **11,5 °** относительно географической оси Земли.

Окружность в плоскости, перпендикулярной к магнитной оси, называется **магнитным экватором**.

Центр магнитного диполя смещен относительно центра Земли, поэтому он называется **эксцентрическим диполем**.

Магнитный полюс прецессирует относительно географического с периодом ~1200 лет.

Элементы геомагнитного поля

Силовые: Изолинии - изодины

1. Напряженность – H (A/m), на экваторе ~27 A/m, у полюсов ~ 52.5 A/M (1 эрстед = 79,6 A/m)

2. Магнитная индукция –B (тесла), на экваторе ~35 нТл, на полюсе ~65нТл,

3. Намагниченность – I (A/m),

4. Магнитный момент – M (A * m m2) и др др.

Угловые:

1. Магнитное склонение – D - угол между географическим и магнитным меридианами.

Изолинии равных склонений –изогоны.

2. Магнитное наклонение –J– угол между горизонтальной составляющей и направлением силового вектора. Изолинии равных наклонений – изоклины.

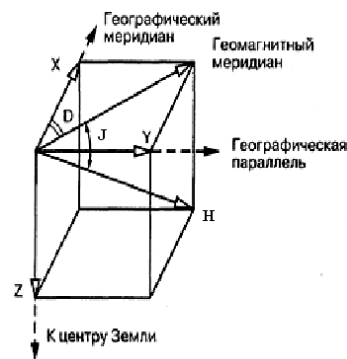
Соотношения между элементами геомагнитного поля

$$H = \sqrt{H_x^2 + H_y^2 + H_z^2} = \frac{H_x}{\cos D \cos J};$$

$$\operatorname{tg} D = \frac{H_y}{H_x};$$

$$\operatorname{tg} J = \frac{H_z}{\sqrt{H_x^2 + H_y^2}}$$

Вертикальная составляющая силовой компоненты поля считается положительной, если ее вектор в северном полушарии направлен вниз.



35. Скалярный геомагнитный потенциал и коэффициенты Гаусса. Движение магнитных полюсов. Западный дрейф. Курская магнитная аномалия.

Скалярный потенциал магнитного поля Земли

$$U(r, \theta, \lambda, t) = \sum_{n=1}^N \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \times$$

$$\sum_{m=0}^n [g_n^m(t) \cos m \lambda + h_n^m(t) \sin m \lambda] P_n^m(\cos \theta)$$

Где: $R = 6371 \text{ км}$ - радиус Земли
 r, θ, λ, t - сферические координаты и время
 $g_n^m(t), h_n^m(t)$ - коэффициенты Гаусса
 $P_n^m(\cos \theta)$ - присоединенные функции Лежандра

$$B_\theta = -\frac{\partial U}{r \partial \theta}$$

$$B_\lambda = -\frac{\partial U}{r \sin \theta \partial \lambda}$$

$$B_z = -\frac{\partial U}{\partial r}$$

$$\begin{aligned} B_x &= -B_\theta \\ B_y &= B_\lambda \\ B_z &= -B_r \end{aligned}$$

Коэффициенты Гаусса

$$g_1^0 = \frac{M_z}{R^3} \cos \theta_0;$$

$$g_1^1 = \frac{M_x}{R^3} \sin \theta_0 \cos \lambda_0;$$

$$h_1^1 = \frac{M_y}{R^3} \sin \theta_0 \sin \lambda_0$$

θ_0, λ_0 -
координаты магнитного полюса

$$\varphi_0 = 78,5^\circ \text{ с. ш.}$$

$$\lambda_0 = 70^\circ \text{ з. д.}$$

Смещение магнитных полюсов Земли

За последние 100 лет магнитный полюс в южном полушарии переместился почти на 900 км и вышел в Индийский океан

Скорость дрейфа арктического магнитного полюса (движущегося по направлению к Восточносибирской мировой магнитной аномалии через Ледовитый океан) увеличилась с 10 км/год в (1970), до 60 км/год (2004).

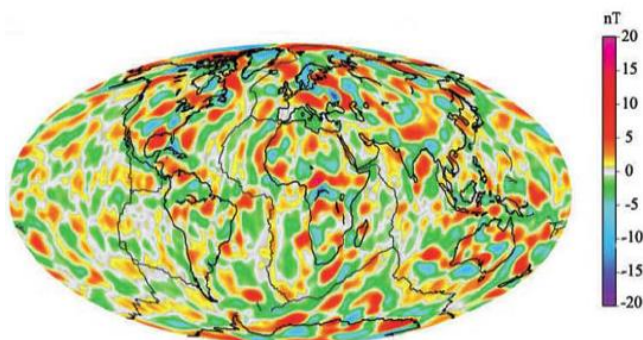
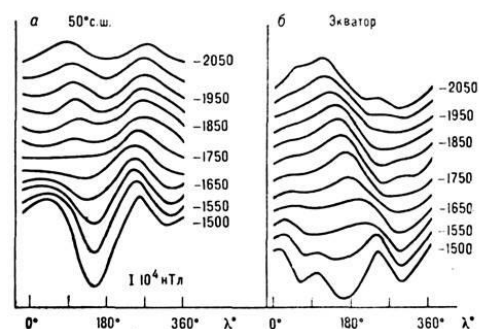
Вековые вариации связаны с процессами во внешнем ядре, где сложная турбулентная конвекция генерирует геомагнитное поле. Земли Периоды от 10 до 10 000 лет.

Западный дрейф вертикальной составляющей в экваториальных широтах

Недипольная составляющая поля дрейфует к западу со скоростью 22 км/ год (с периодом 1800 лет).

Аномальная составляющая магнитного поля Земли несет информацию о строении верхних оболочек Земли.

Напряженность аномального магнитного поля **Курской магнитной аномалии** в два-три раза превышает напряженность магнитного поля Земли.



36. Палеомагнетизм. Намагничивание ферромагнетиков. Термоостаточная намагниченность горных пород. Магнитохронологическая шкала. Инверсии.

Палеомагнетизм - свойство горных пород намагничиваться в период своего формирования под действием магнитного поля Земли и сохранять приобретённую остаточную намагниченность в последующие эпохи.

$$I = \chi\mu_0 H + I_n \quad \mu_0 = 1.25 \cdot 10^{-6} \text{ В с/(А м)}$$

$\chi\mu_0 H + I_n$ - **индуктивная намагниченность**, всегда направлена по современному полю.

I_n - **естественная остаточная намагниченность**, возникла в момент образования пород и отражает направление древнего поля

Типы намагничивания горных пород

1. Термоостаточная намагниченность образуется при охлаждении ферромагнитных минералов до температур ниже точки Кюри. Основная составляющая. Точка Кюри: железа – 770 С; никеля – 358 С; магнетита – 572 С.

2. Химическая намагниченность образуется в процессе метаморфизма при образовании новых минералов (окисление магнетита в гематит гематит)

3. Детритная или ориентационная – в осадочных породах зерна минералов ориентированы по направлению отложения осадков

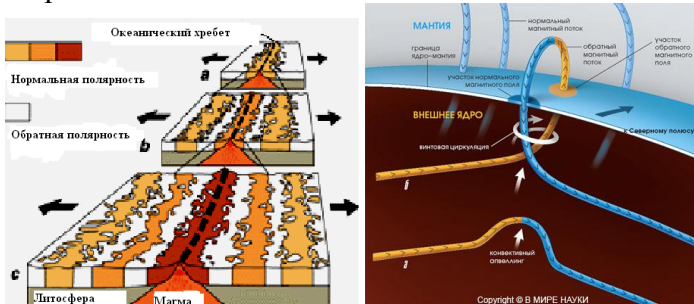
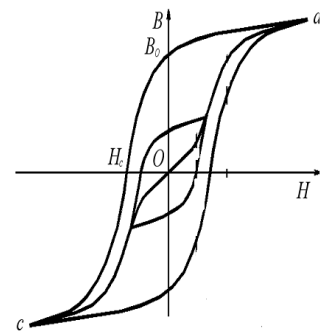
4. Вязкая – в слабом магнитном поле при низких температурах температурах, нестабильная составляющая

Намагничивание ферромагнетиков

$B = \mu \mu_0 H$, $\mu < 1$ – диамагнетик; $\mu > 1$ – парамагнетик;

$\mu \gg 1$ – ферромагнетик

Домены – макроскопические области ферромагнетика с различно ориентированной намагниченностью.

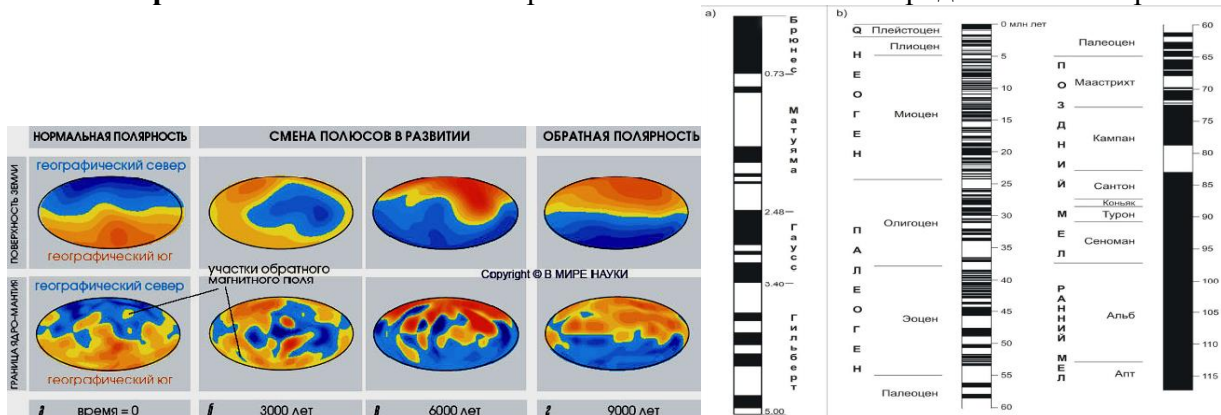


Начало инверсий отмечается появлением нескольких ареалов обратного магнитного поля, напоминающих об образовании его участков на границе ядро-мантия.

Период инверсий ~ 1 миллион лет.

Турбулентные перемещения могут закручивать линии тороидальных полей в петли, называемые полоидальными полями. Иногда закручивание происходит при поднятии текучей массы. Если такое излияние достаточно мощно, то вершина полоидальной петли выталкивается из ядра В результате образуются два участка, на которых петля пересекает границу ядро- мантия.

Магнитохронологическая шкала отражает намагниченность пород с течением времени.



Полярное сияние — свечение верхних слоёв атмосфер планет, обладающих магнитосферой, вследствие их взаимодействия с заряженными частицами солнечного ветра.