

№1 Образование Солнечной системы и Земли **Образование Вселенной 20 млрд. лет назад в результате «Большого взрыва»**

Вселенная была заполнена: Излучением и «легкими» частицами (протоны, электроны, ядра гелия, нейтрино и др.)

***** Тяжелых элементов не существовало**

Гравитационный коллапс, взрыв сверхновой > «Строительный материал» для звезд следующего поколения > Гравитационная неустойчивость > Водородно-Гелиевые протозвезды > «Выгорание» от H до Fe, Ni > Гравитационный коллапс, взрыв сверхновой

Происхождение Земли

Гипотеза №1

конец 18 века

Гипотеза Канта-Лапласа о «горячем» происхождении Земли из сжимающегося сгустка разогретой газообразной материи

Гипотеза №2

конец 19 века

Гипотеза Мульттона-Чемберлена об образовании планет путем застывания вещества, выброшенного Солнцем в виде огромных протуберанцев

Гипотеза №3

20-30 годы 20 века

Гипотеза Джинса об образовании планет из вещества, вырванного из Солнца притяжением пролетевшей поблизости звезды

Гипотеза №4

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

• **Планеты и Солнце сформировались в едином процессе**

Все планеты движутся по эллиптическим орбитам, лежащим в одной плоскости

Солнце вращается в том же направлении вокруг оси перпендикулярной этой плоскости
 Закономерное возрастание расстояний планет от Солнца
 Закономерное изменение средней плотности по мере удаления от Солнца

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

«Строительный материал» образовался в результате взрыва двух сверхновых звезд **в метеоритах встречаются следы короткоживущих изотопов***

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

В настоящее время известно:

- 3000 дисков около молодых звезд
- 100 сформировавшихся планетных систем
- 180 планет

Данные наблюдений подтверждают:

- правдоподобность «стандартного сценария» формирования планетных систем
- оценку времени формирования (десятки млн. лет)

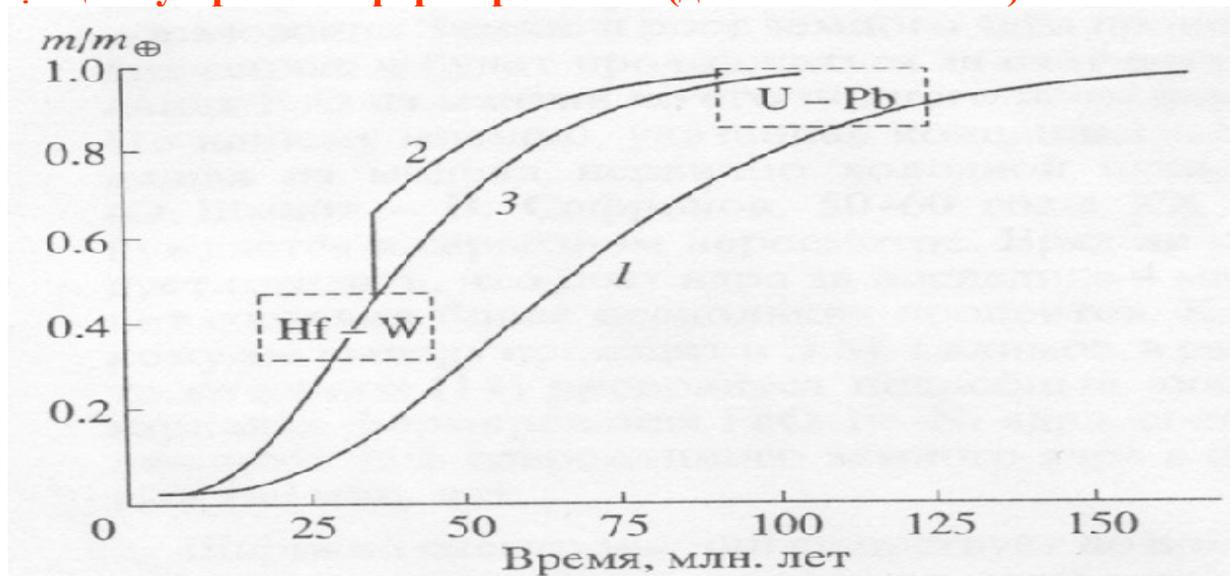
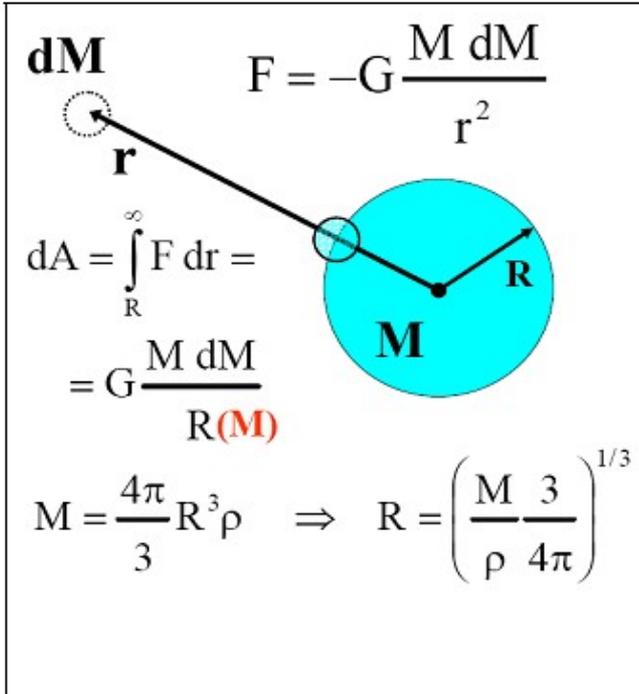


Рис. 1. Рост относительной массы Земли (m/m_{\oplus}) и данные по изотопным хронометрам

1 – модель Шмидта-Сафронова (1969), 2 – модель мегаимпактом (Камерон, 2000), 3 – модель, учитывающая распределения по массам и скоростям допланетных тел (Печерникова, 2005)



$F = -G \frac{M dM}{r^2}$

$dA = \int_R^{\infty} F dr =$
 $= G \frac{M dM}{R(M)}$

$M = \frac{4\pi}{3} R^3 \rho \Rightarrow R = \left(\frac{M \cdot 3}{\rho \cdot 4\pi} \right)^{1/3}$

$A = G\rho^{1/3} \left(\frac{4\pi}{3} \right)^{1/3} \int_0^{M_3} M^{2/3} dM$

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

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

$\rho = 5518 \text{ кг/м}^3$

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

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

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

$A \approx 2.3 \cdot 10^{32} \text{ Дж}$

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

При аккреции Земли выделилось $\sim 2.3 \cdot 10^{32}$ Дж

Этой энергии достаточно для испарения вещества Земли при 30000 оС

Рост Земли 100 млн. лет

Солнце → Земля

$$L_{\oplus} = S_0 \pi R_{\oplus}^2 \approx 1.75 \cdot 10^{17} \text{ Вт}$$

$$T = A / L_{\oplus} \approx 1.3 \cdot 10^{15} \text{ с} \approx 40 \text{ млн. лет}$$

Общие сведения о планете Земля

| | |
|----------------------------|--------------------------|
| Расстояние до Солнца | 149.6 млн. км |
| Масса | $5.978 \cdot 10^{24}$ кг |
| Период вращения вокруг оси | 23ч. 56мин. 04с. |
| Средний радиус | 6371 км |
| Средняя плотность | 5518 кг/м ³ |
| Наклон экватора к орбите | 23о27' |
| Сжатие | 1/298.25 |

№2 Образование атмосферы и гидросферы

Атмосфера Земли: происхождение, структура и состав

Гипотеза 1

Атмосфера была захвачена из протопланетного облака в процессе аккреции

Масса ~10²²-10²³ кг

Давление у поверхности ~10⁴ атм

Сильный парниковый эффект

Температура у пов-ти Земли ~10 000оС

Гипотеза 1: неразрешимые проблемы

1.Отсутствуют геологические следы существования у Земли столь экзотической атмосферы;

2.Непонятны механизмы диссипации первичной атмосферы

Гипотеза 2

Атмосфера и гидросфера Земли образовались около 4 млрд. лет назад в результате дегазации мантии. Первичная атмосфера состояла из **H₂O**, **CO₂** и др. газов (H₂S, CO, H₂, N₂, CH₄, NH₃, HF, HCl, Ar)

O₂ 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 (обыкновен. хондрит класса L)

Выделяются: H₂, N₂, CH₄, CO, H₂O, etc.

«Судьба» основных соединений:

H₂O - гидросфера, атмосфера, ...;

CO₂ - большая часть связана в горных породах и органическом веществе;

N₂ - органическое вещество, осадочные породы, современная атмосфера;

O₂ - в заметном количестве появился 1.5 млрд. лет назад, источники: **фотосинтез** (по мере развития жизни), фотодиссоциация пара.

Диссипация атмосфер и условие их существования

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

$$v_{K2} = \sqrt{2GM/R} \approx \sqrt{2gR} \approx 11.2 \text{ км/с}$$

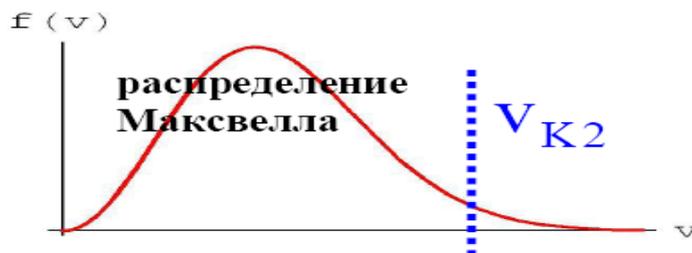
наиболее вероятная тепловая скорость

$$v = \sqrt{2kT/m}$$

при $T = 300 \text{ К}$

$$\left. \begin{array}{l} v_{H_2} \approx 1.5 \text{ км/с} \\ v_{N_2} \approx 0.5 \text{ км/с} \end{array} \right\} < 11.2 \text{ км/с}$$

Атмосфера неоднородна по составу: «тяжелые» молекулы сосредоточены в нижних слоях => они не могут покинуть атмосферу



Время полного улетучивания газов из атмосферы Земли

- Водород – несколько лет
- Гелий – несколько млн. лет

=> должны существовать источники этих газов только водород и гелий эффективно диссипируют из атмосферы Земли

Критерий устойчивости атмосферы

Время диссипации атмосферы превышает время существования планеты

В верхних (!) слоях атмосферы

$$v \ll v_{K2} \quad \Rightarrow \quad \frac{kT}{m} \ll \frac{GM}{R}$$

***диссипация компенсируется источниками

Гидросфера Земли: происхождение, структура и состав

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).

Происхождение 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 (в последние 250 млн. лет).

№3 Структура и состав современной атмосферы

Масса атмосферы $\sim 5 \cdot 10^{18}$ кг

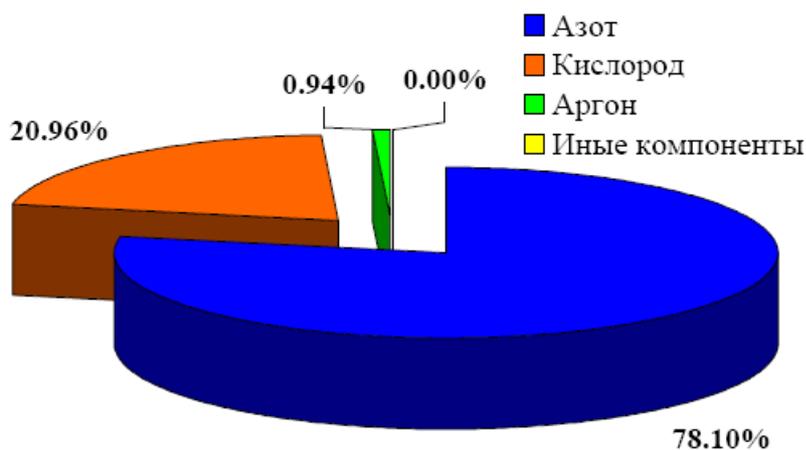
Масса Земли $\sim 6 \cdot 10^{24}$ кг

90% массы атмосферы в слое **16.3 км**

99% массы атмосферы в слое **32.2 км**

Постоянные компоненты воздуха

| Компонента | Формула | Относительная молекулярная масса | % объема |
|-----------------|----------------------|----------------------------------|---------------|
| Азот | N₂ | 28.016 | 78.110 |
| Кислород | O₂ | 31.9986 | 20.957 |
| Аргон | Ar | 39.942 | 0.937 |
| Неон | Ne | 20.182 | 0.001818 |
| Гелий | He | 4.003 | 0.000524 |
| Криптон | Kr | 83.80 | 0.000114 |
| Ксенон | Xe | 131.3 | 0.0000087 |
| Водород | H ₂ | 2.016 | 0.00005 |
| Метан | CH ₄ | 18.043 | 0.0002 |
| Закись азота | N ₂ O | 44.015 | 0.00005 |



Переменные компоненты воздуха

| Компонента | Формула | Относительная молекулярная масса | % объема |
|-------------------|------------------|----------------------------------|--|
| Вода | H ₂ O | 18.005 | 0 – 7 |
| Двуокись углерода | CO ₂ | 44.009 | 0.01 – 0.1 у пов-ти среднее 0.032 |
| Озон | O ₃ | 47.998 | 0 – 0.01 |
| Двуокись серы | SO ₂ | 64.064 | 0 – 0.0001 |
| Двуокись азота | NO ₂ | 46.007 | 0 – 0.000002 |

Вертикальная структура атмосферы (классификация по изменению температуры с высотой)

Тропосфера от гр. tropos – поворот, изменение

- Температура убывает с высотой ~6.5 К/км;
- экватор: T_{min}= – 62оС, полюса: T_{min}= – 45оС;
- Неустойчива, охвачена сильными горизонтальными и вертикальными движениями;
- Погода, климат, облака, осадки;
- Высота от 7-8 км в полярных областях до 15-16 км в районе экватора.

Тропауза - Переходный слой, в котором наблюдается минимум температуры

(открыт в 1899 г)

Стратосфера- от лат. *stratum* –настил, слой

- Простирается до высот ~50 км;
- Незначительное повышение температуры объясняется поглощением солнечной УФ радиации озоном;
- Ограничивает высоту образования облаков

Стратопауза –

- Переходный слой на высоте ~50 км, что значительно выше уровня максимальной концентрации озона;
- Температура достигает 0оС.

Мезосфера- от гр. *mesos* –средний, промежуточный

- На высотах от 50 до 80 км;
- Температура воздуха понижается.

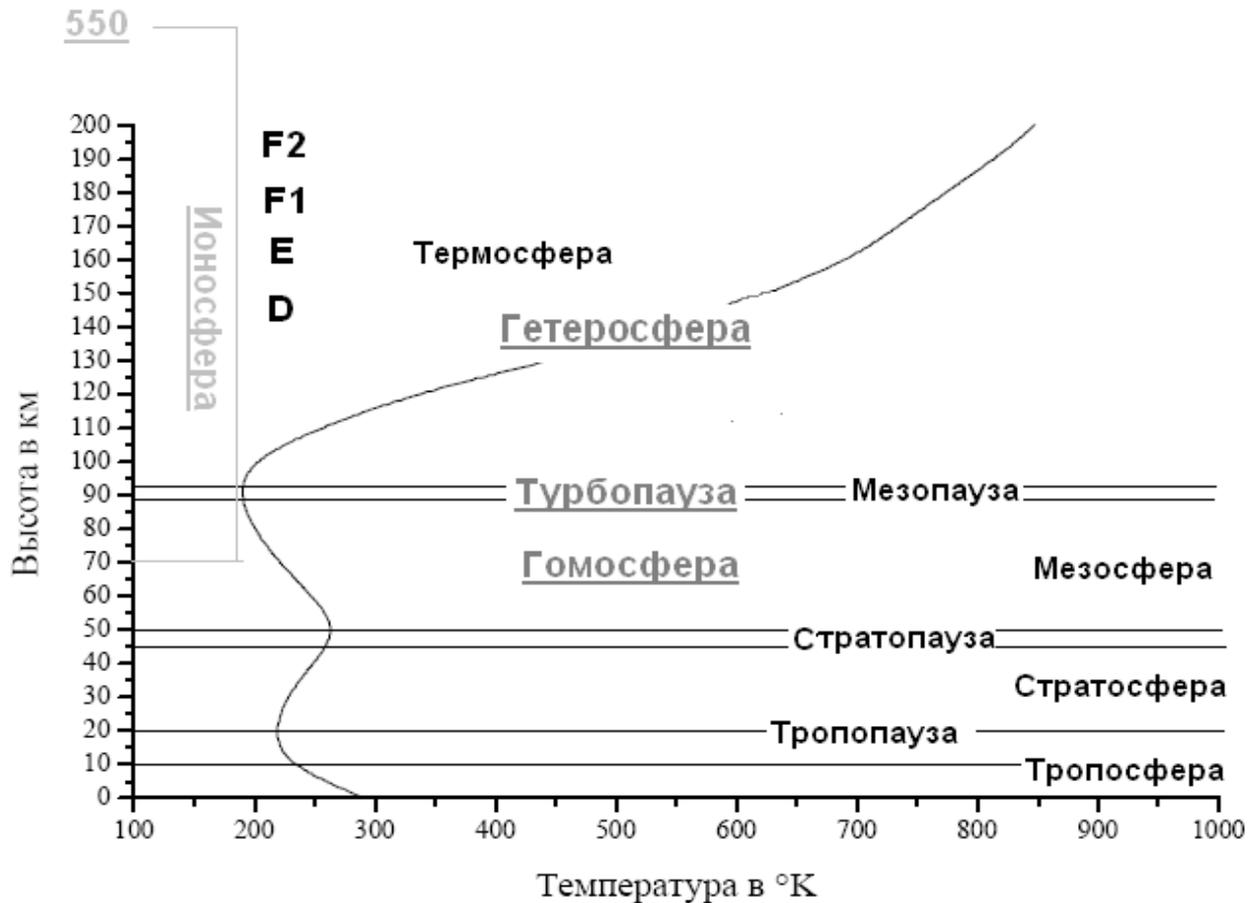
Мезопауза- Переходный слой на высотах ~ 80 км

Термосфера -

- Температура увеличивается до 1000оС за счет поглощения коротковолновой части солнечной радиации;
- Высокая степень ионизации атмосферных газов

Иные способы классификации вертикальной структуры атмосферы

Зависимость температуры воздуха от высоты

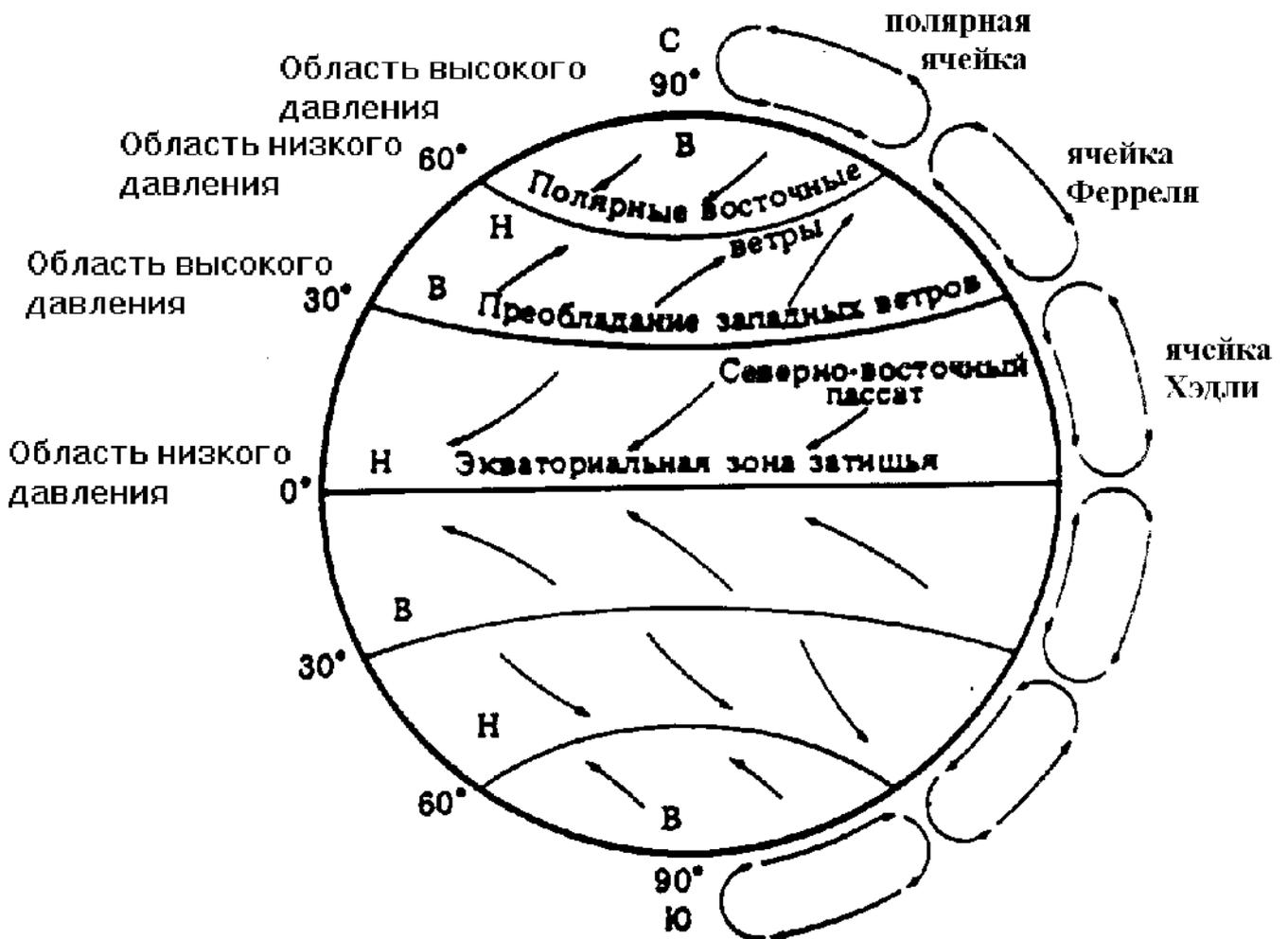
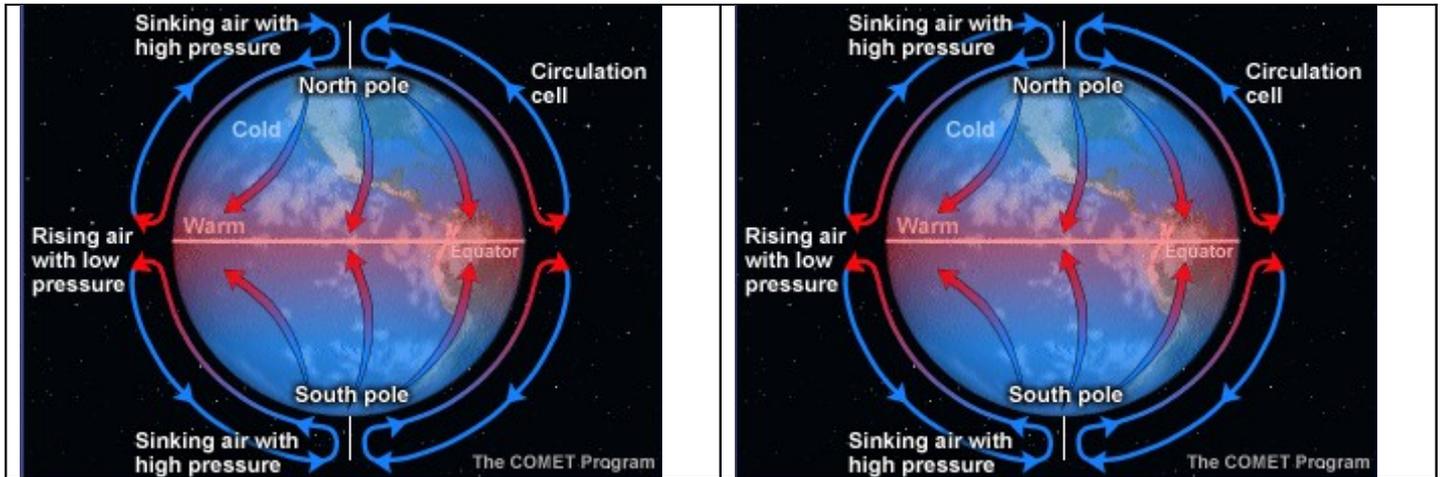


Общая циркуляция атмосферы и океана

Существует поток тепла от экватора к полюсам

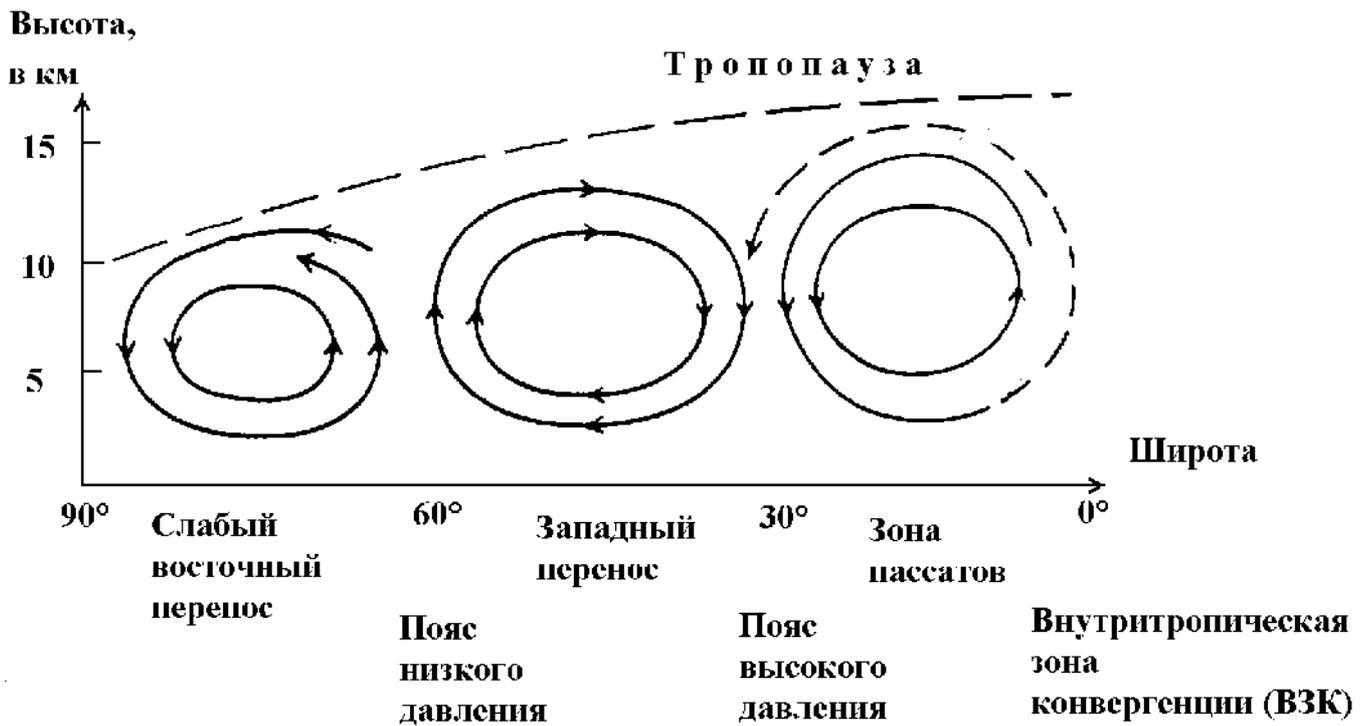
Упрощенная модель циркуляции атмосферы (без учета силы Кориолиса)

Упрощенная модель циркуляции атмосферы (с учетом силы Кориолиса)



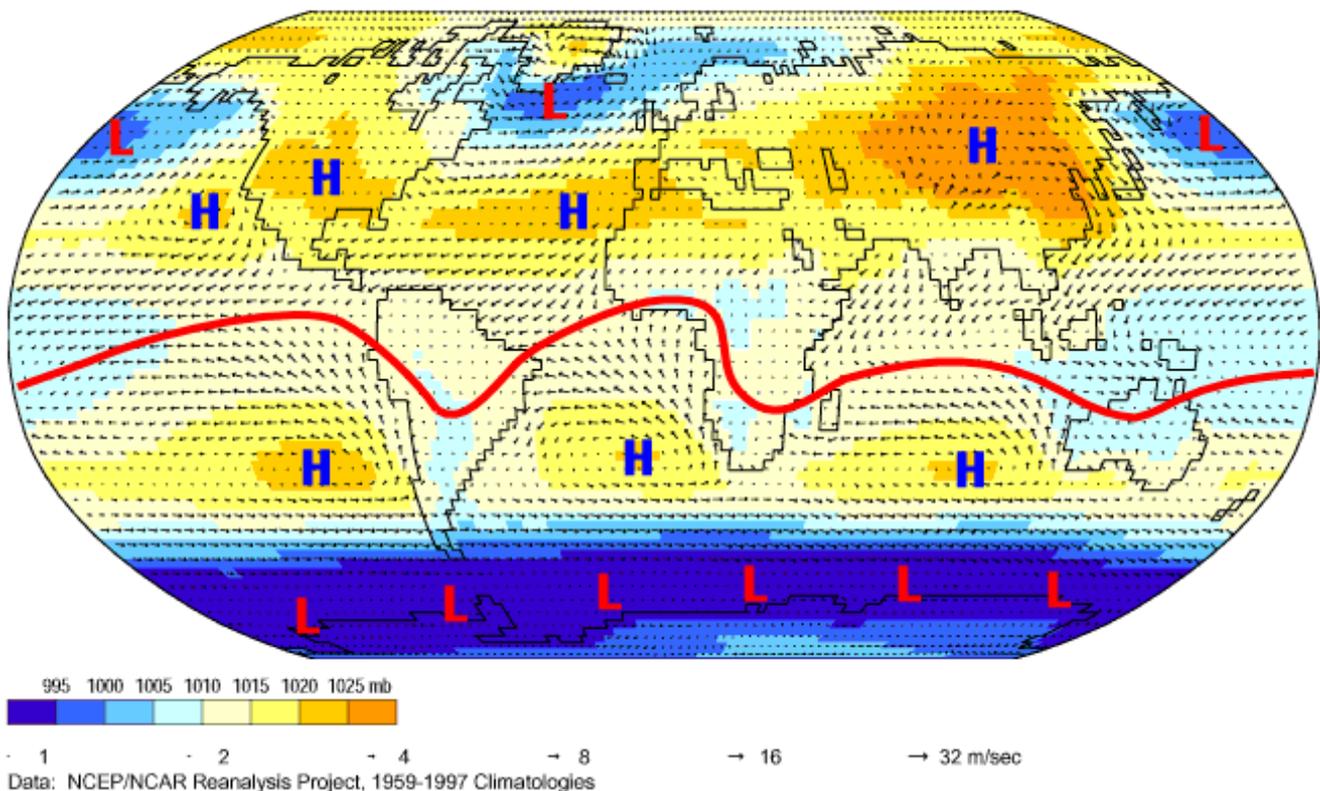
Струйное течение (Jet stream)

сильный ветер в виде узкого воздушного потока в верхней тропосфере или нижней стратосфере, на тропопаузе, для которого характерны большие скорости (обычно на оси более 30 м/с) и градиенты более 5 м/с на 1 км по высоте и более 10 м/с на 100 км по горизонтали.



Sea-Level Pressure and Surface Winds

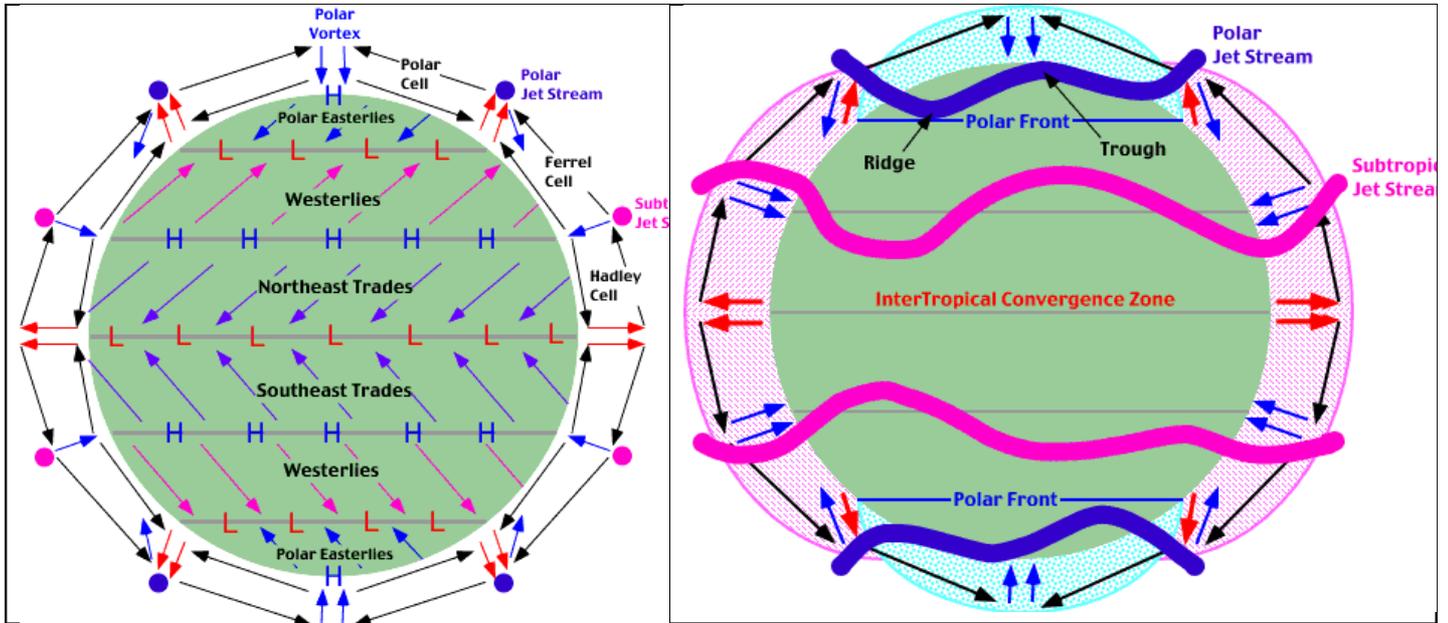
Jan



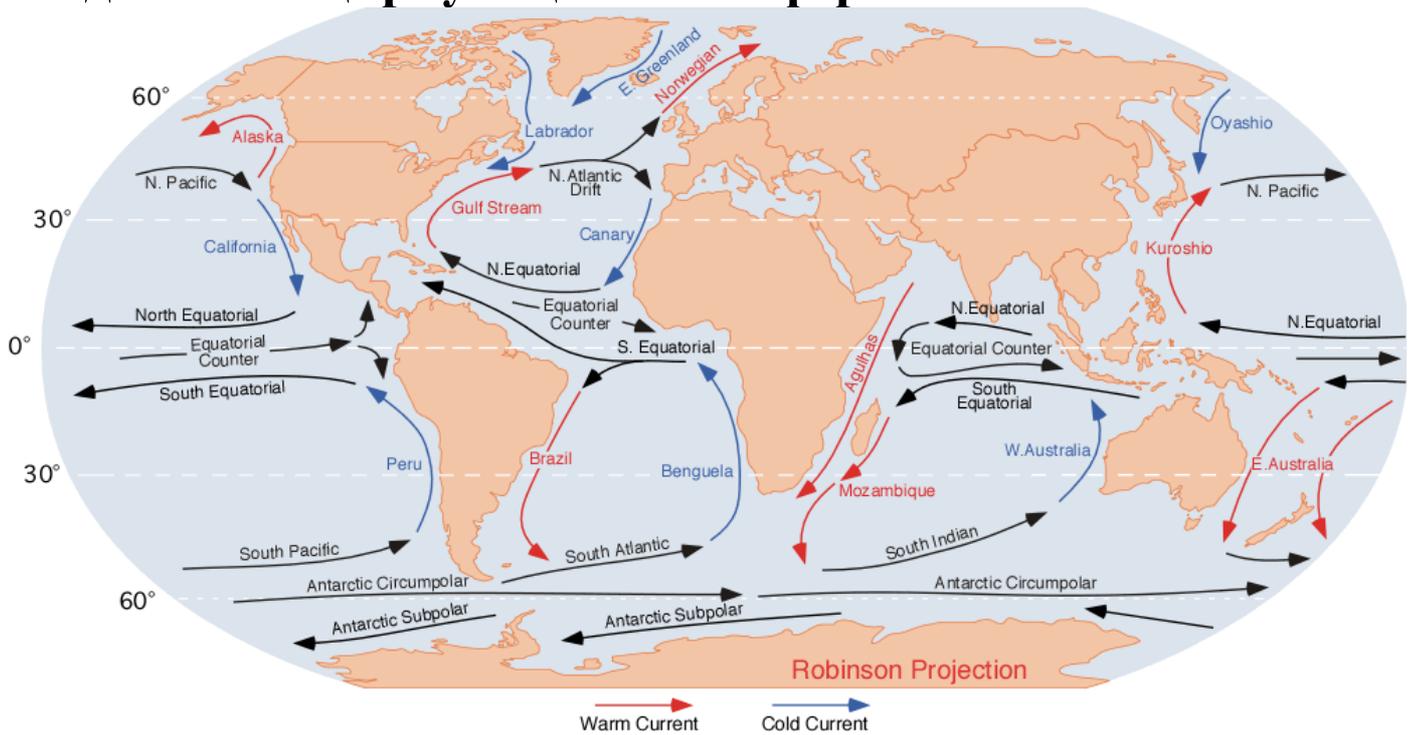
L – зоны низкого давления

H – зоны высокого давления

Внутритропическая зона конвергенции- красная линия



Течения на поверхности Мирового океана – результат воздействия циркуляции атмосферы





№4 КРУПНЕЙШИЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ

Глобальная меж океанская циркуляция вод («глобальный тепловой конвейер»)

1 Sv=106м³/с (109 кг/с) Цифры на рисунке – поток в свердрупах (Sv)

Основные течения как можно видеть по карте образуют "ячейки циркуляции"

1. Атлантический - Бенгальское (хол), Южнопасатное, Бразильское (теп) Южноатлантическое;

Канарское (хол), Севернопасатное, Гольфстрим (теп)

2. Индийский - Севернопасатное, Экваториальное противотечение, Южнопасатное, Мозамбинское(теп), Южноиндийское, Западноавстралийское(хол)

3. Тихий - Южнотихоокеанское, перуанское(хол), Южноэкваториальное, Восточноавстралийское(теп); Северноэкваториальное, Калифорнийское(хол), Южно тихоокеанское, Курасио (теп)

Экваториальное противотечение образуется между

1. Южное и северное пассатное экваториальное течение в тихом, индийском и атлантическом океане недалеко от полюса.

Также не стоит забывать про Антарктическое циркумполярное течение, у которого нет препятствий - материков, которое огибает весь земной шар, разгоняясь до высокой скорости.

Таким образом кратко схему общей циркуляции можно представить следующим образом

- 1. северная и южная тропические конвергенции**
- 2. Субполярная и южная тропические дивергенции**
- 3. полярный фронт, антарктическая дивергенция.**

Основные сведения:

1. Антарктическое круговое. Северная граница - субантарктический фронт, южная граница - антарктическая дивергенция. Расположено у берегов Антарктиды. Ширина - 2500 км, расход течения $2 \cdot 10^8 \text{ м}^3/\text{с}$, особенности взаимодействия с атмосферой, дном и берегами придают ему волнообразный характер.

2. Гольфстрим (рис). Замыкает с запада субтропический антициклонический круговорот в Северной Атлантике. Формируется в результате слияния Антильского и Флоридского течений к северо западу до Малой Багамской Банки. Расход гольфстрима нарастает по мере его движения от 3 до $10 \cdot 10^7 \text{ м}^3/\text{с}$, ширина достигает 200 км. Для гольфстрима характерны образования вихрей у его условных границ, которые могут существовать до пяти лет.

Сдвиговая неустойчивость - неустойчивость к малым колебаниям, которая образуется на границе противоположно направленных течений. Пример Южное, северное пассатное течение и экваториальное противотечение
Неустойчивость течений

Синоптические вихри

Впервые обнаружены в 1970 г. в районе Северного пассатного течения в Атлантическом океане (эксперимент Полигон-70, НИС «Академик Курчатов», «Дмитрий Менделеев», «Андрей Вилькицкий»)

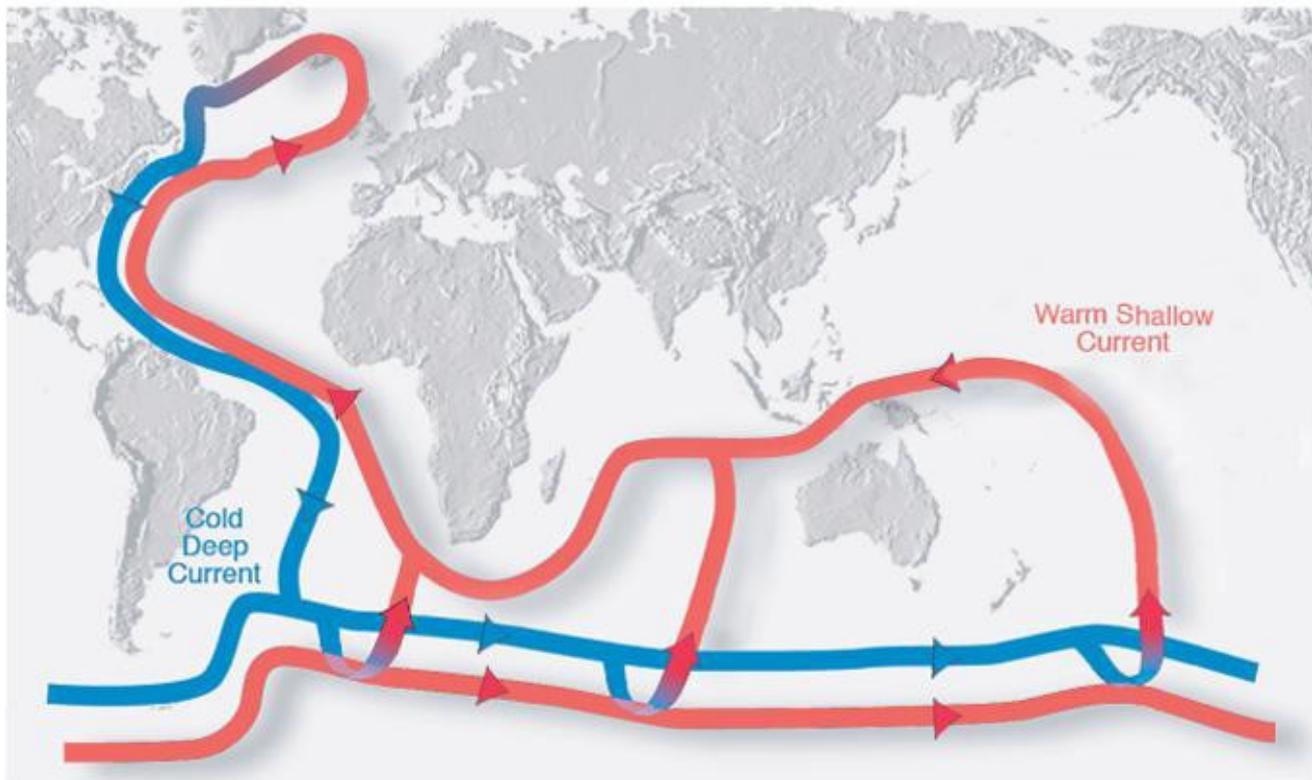
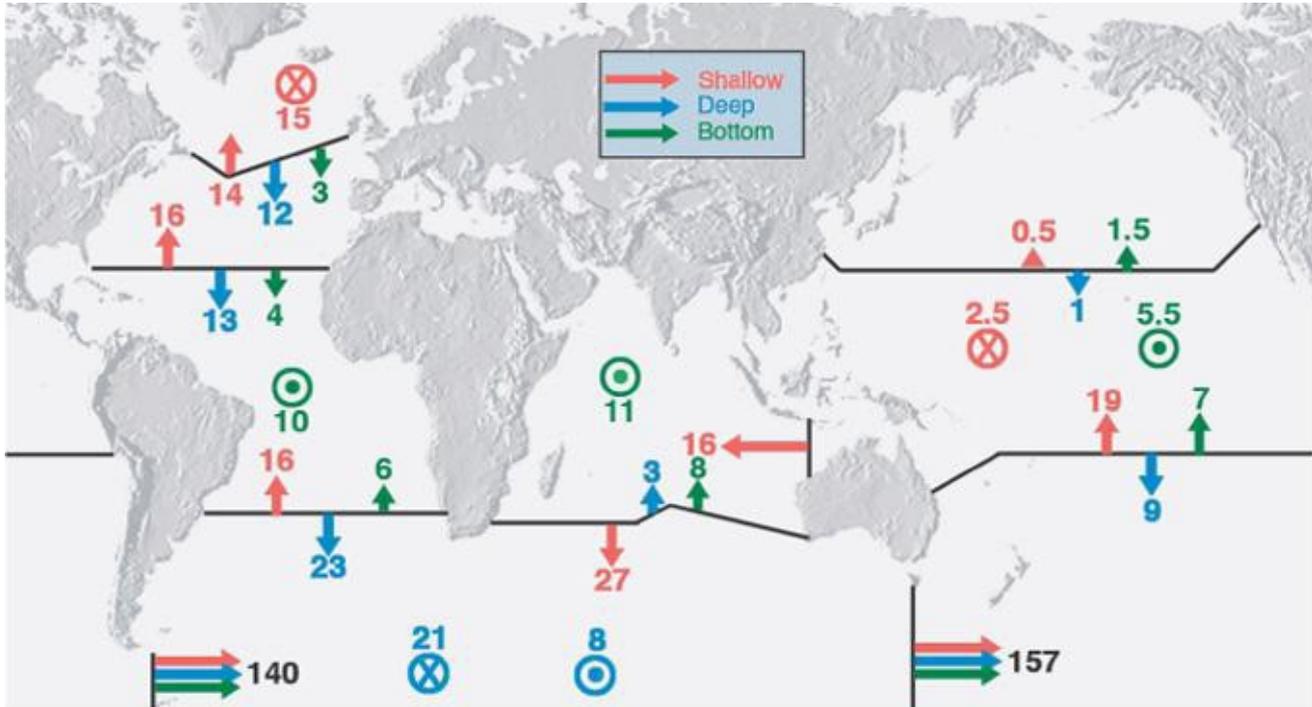
Диаметр 100-150 км, скорость 10-20 см/с, скорость перемещения центра 5 см/с

В 1973 г. существование синоптических вихрей подтверждено американскими океанологами (MODE – Mid Ocean Dynamical Experiment)

1977-1978 эксперимент ПОЛИМОДЕ

■ Обнаружено 20 крупных (200-300 км) и несколько десятков мелких вихрей

- Установлено, вихрям принадлежит не менее 90% кинетической энергии океана
- Причина образования – неустойчивость течений



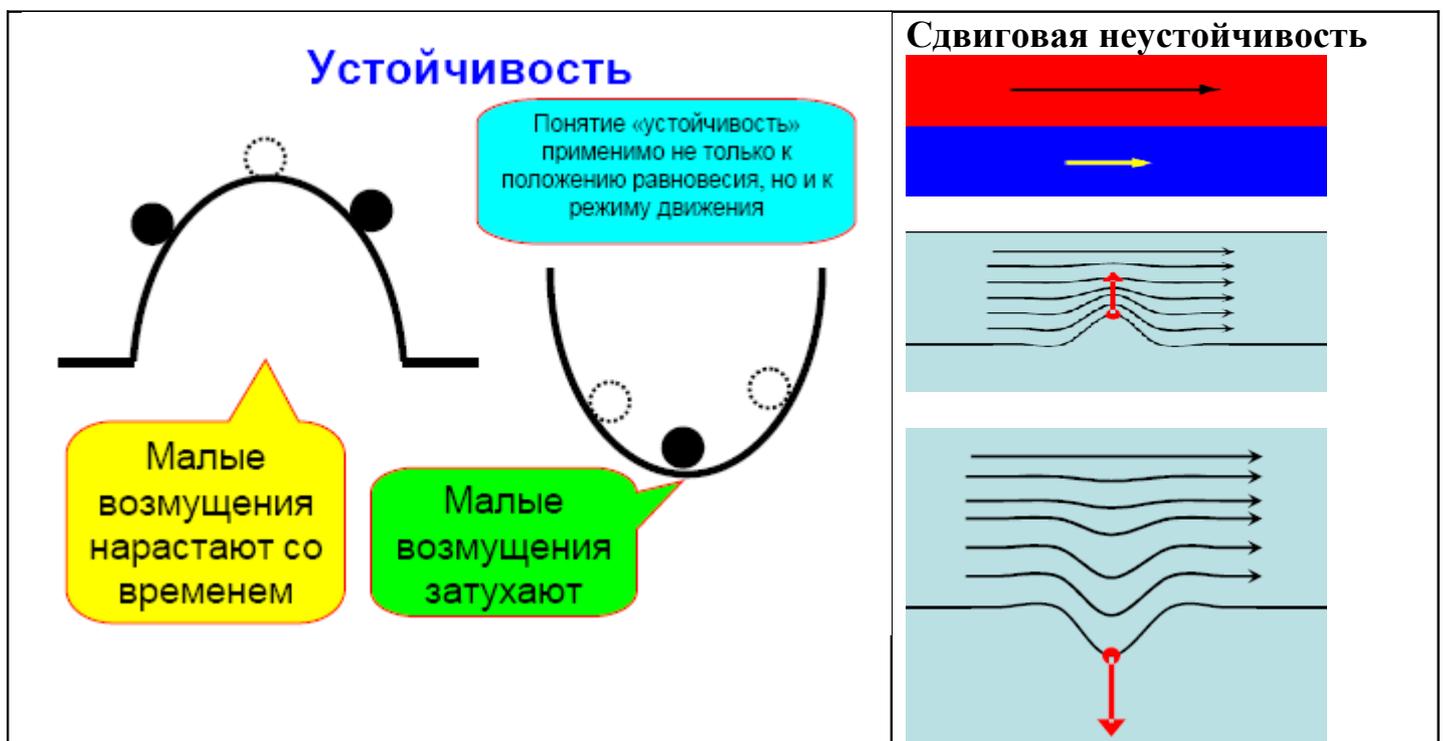
Динамическая теорема Томсона

Циркуляция скорости по замкнутому контуру остается постоянной во время

движения жидкости или газа при условиях

- 1) жидкость (газ) является идеальной;
- 2) давление зависит только от плотности;
- 3) массовые силы потенциальны.

$$\text{Ц.с.} = \oint_L \dot{\mathbf{v}} \delta \mathbf{r} = \int_S \text{rot } \dot{\mathbf{v}} \delta S$$



$Re = UL/\nu$ - число Рейнольдса-критерий устойчивости

U масштаб скорости

L масштаб длины

ν - кинематическая вязкость

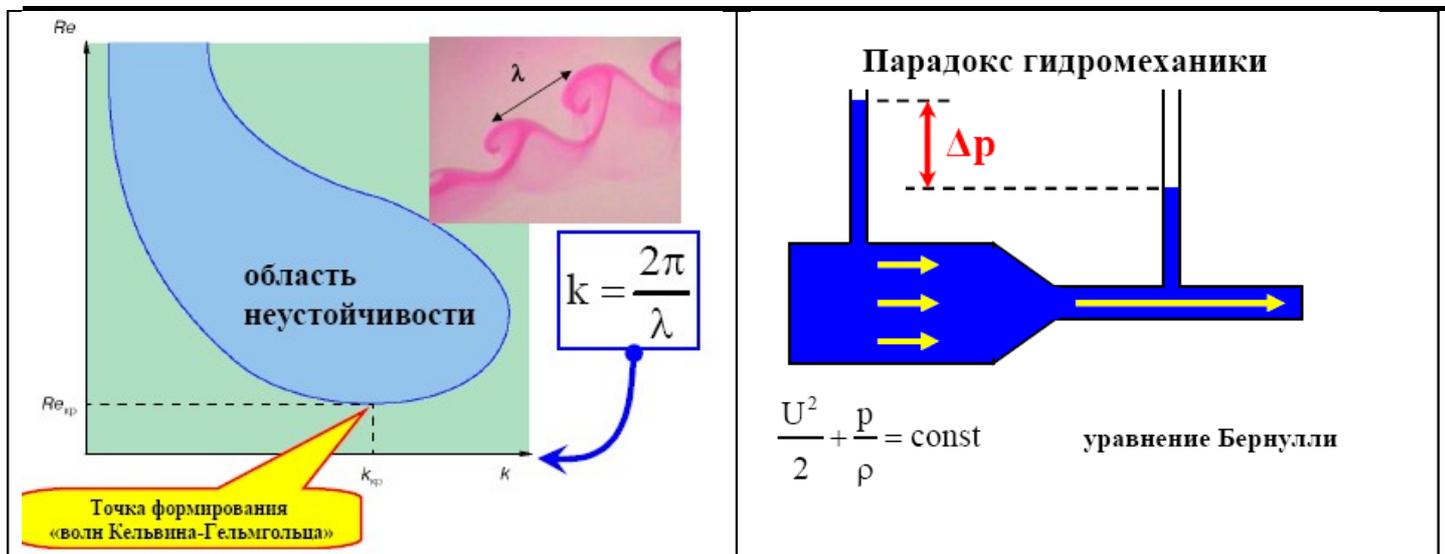
$Re < Re_c$ - течение ламинарное

$Re > Re_c$ - течение турбулентное

$Re_c \sim 10^2 - 10^3$

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

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



№5 Уравнение состояния Воздуха. Барометрическая формула.

Как известно, Атмосфера в основном состоит из Азота, Кислорода и немного водяного пара, которые, как показывает опыт. ведут себя как идеальный газ. Средняя молекулярная масса воздуха $M_a = 29 \cdot 10^{-3}$ кг/моль, а водяного пара $M_w = 18 \cdot 10^{-3}$ кг/моль. Термическое состояние описывается законом Клапейрона-Менделеева.

$$pV = \frac{m}{\mu} RT$$

$$p = \frac{m}{V} \frac{R}{\mu} T = \rho \frac{R}{\mu} T$$

$$p = \rho \frac{R}{\mu} T \equiv \rho R_a T,$$

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

$$\rho = \frac{p}{R_a T},$$

при Н.У. $p = 101325 \text{ Па}$, $T = 273.16 \text{ К}$

$$\rho \approx 1.29 \text{ кг} / \text{м}^3$$

Уравнение состояния воздуха с учетом водяного пара

$$p_a = \rho_a R_a T$$

$$e = \rho_w R_w T$$

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

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

$$e \sim 30 - 50 \text{ мбар} \quad \Rightarrow \quad \frac{e}{p} \ll 1$$

Барометрическая формула



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

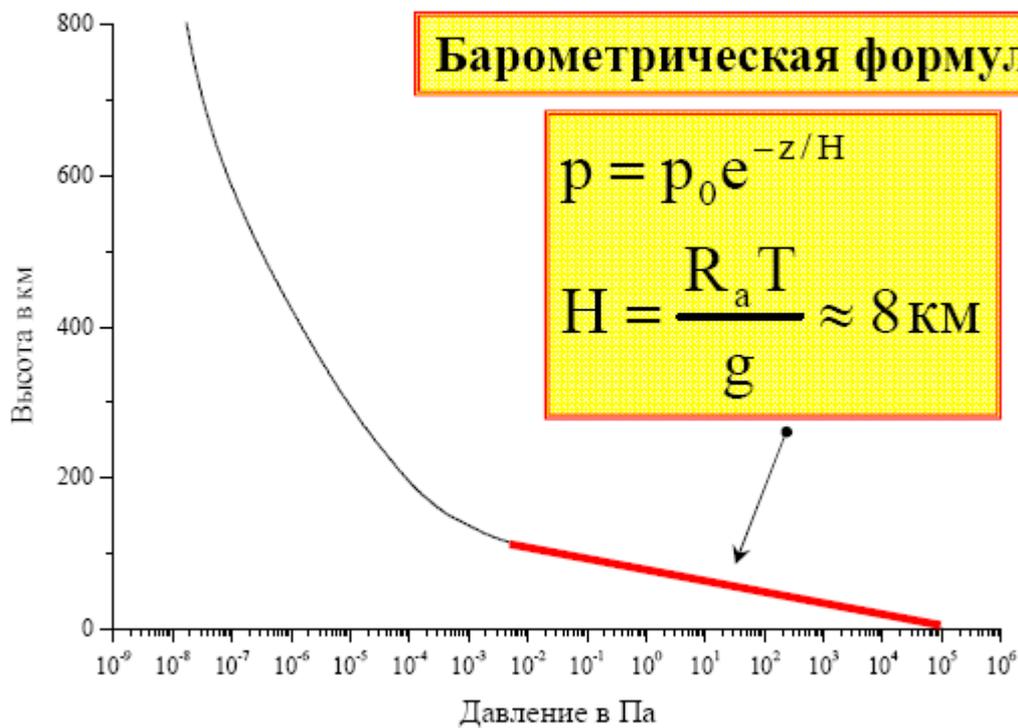
$$\frac{dp}{dz} = -g \frac{p}{R_a T} \quad \Rightarrow \quad \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_a T} dz$$

пусть $T = \text{const} \neq f(z)$

$$p = p_0 e^{-\frac{g}{R_a T} z} \equiv p_0 e^{-z/H}, \quad H = \frac{R_a T}{g}$$

H – высота однородной атмосферы

Зависимость давления воздуха от высоты



Высота однородной атмосферы

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

$$\approx 287 [\text{Дж} / \text{кг} \cdot \text{К}]$$

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

$$\approx 8434 [\text{м}]$$

Барометрическая формула неоднородная атмосфера: $T=T(z)$

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

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

$$\ln p - \ln p_0 = -\int_0^z \frac{g}{R_a T(z^*)} dz^*$$

$$\ln \frac{p}{p_0} = -\int_0^z \frac{g}{R_a T(z^*)} dz^* \quad \Rightarrow \quad p = p_0 e^{-\int_0^z \frac{g}{R_a T(z^*)} dz^*}$$

№6 Состав морской воды. Соленость. Уравнение состояния морской воды. Температура замерзания и температура максимальной плотности.

Химически чистая вода - соединение кислорода с водородом, встречается в виде водяного пара. В жидкой воде встречается соединение двух или трех молекул соединенных водородным связями - $(\text{H}_2\text{O})_2$ - дигидроль, $(\text{H}_2\text{O})_3$ - тригидроль.

Уникальные свойства воды:

1. Высокие значения

- Теплоемкость 4200 Дж/кг*К
- Теплота плавления $0,33 \cdot 10^6$ Дж/кг
- Теплота парообразования $0,33 \cdot 10^6$ Дж/кг
- Поверхностное натяжение 0,075 Н/м

2. Отличный растворитель

3. Встречается на земле в трех вазах в месте с тем

4. Имеет достаточно широкий диапазон жидкой фазы.

5. Низкая сжимаемость

6. Падение вязкости с ростом давления

7. Необычная зависимость плотности от температуры, пик чистой воды на четыре градуса а плотность льда (917) меньше плотности воды (1000)

Современный состав морской воды сформировался примерно 1 млрд. лет назад. В настоящее время морская вода состоит из 96,5% воды и 3,5% примесей в среднем.

В воде 11 основных примесных катионов и анионов (99,99%), их состав практически не меняется

Главные компоненты примеси в морской воде

| компонента | | % массы |
|----------------|--------------------------------|---------|
| Натрий | Na ⁺ | 30.6 |
| Магний | Mg ²⁺ | 3.68 |
| Кальций | Ca ²⁺ | 1.17 |
| Калий | K ⁺ | 1.13 |
| Стронций | Sr ²⁺ | 0.0226 |
| Хлор | Cl ⁻ | 55.02 |
| Сульфат | SO ₄ ²⁻ | 7.71 |
| Гидрокарбонат | HCO ₃ ⁻ | 0.405 |
| Бром | Br ⁻ | 0.19 |
| Борная кислота | H ₃ BO ₃ | 0.073 |
| Фтор | F ⁻ | 0.0037 |

Соленость - величина безразмерная, измеряется в промилле (Тысячная доля) равна отношению примеси, к общей массе.

Соленость открытого океана примерно 35 промилле

Экстримальные значения достигаются во внутренних морях (Балтийское -20, Красное -40)

Соленость морской воды

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

$$S = 1000 s \quad [\% \text{ промилле}]$$

!!! Вдали от берегов относительное содержание главных компонент примеси в морской воде постоянно!!!

| | |
|--|--------------------------|
| Средняя соленость Мирового океана | ~35‰ |
| Общее количество соли | ~4.9·10 ¹⁹ кг |
| Соль способна покрыть поверхность суши слоем | ~150 м |

Уравнение состояния морской воды

Зависимость плотности морской воды от температуры, солёности и давления не может быть представлена аналитически, так что приходится пользоваться империческими формулами.

Одна из них

$$\rho = \rho(s, T, p)$$

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

$$\varepsilon_1 = 0.82$$

$$\varepsilon_2 = 0.0689$$

$$\varepsilon_3 = 0.0039$$

$$\varepsilon_4 = 0.00918$$

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

$$s \quad [^\circ / \infty]$$

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

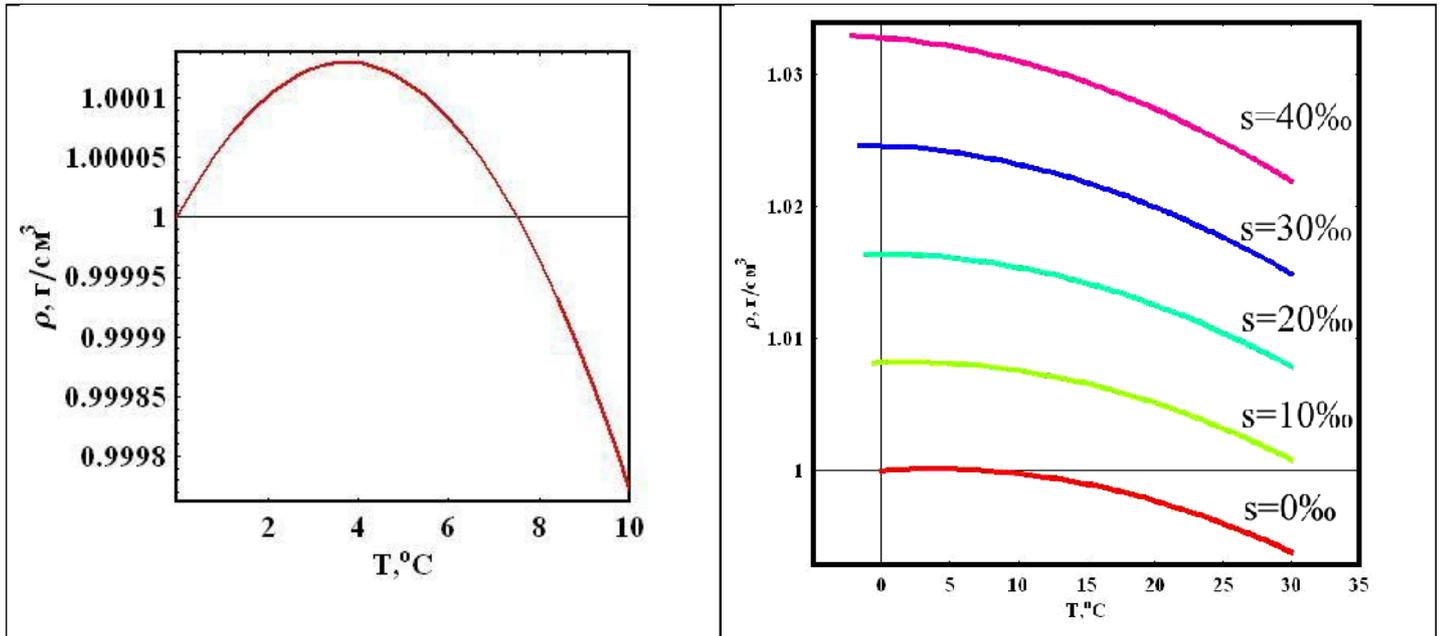
$$p \quad [\text{дбар}]$$

$$\rho = \rho(s, t, p)$$

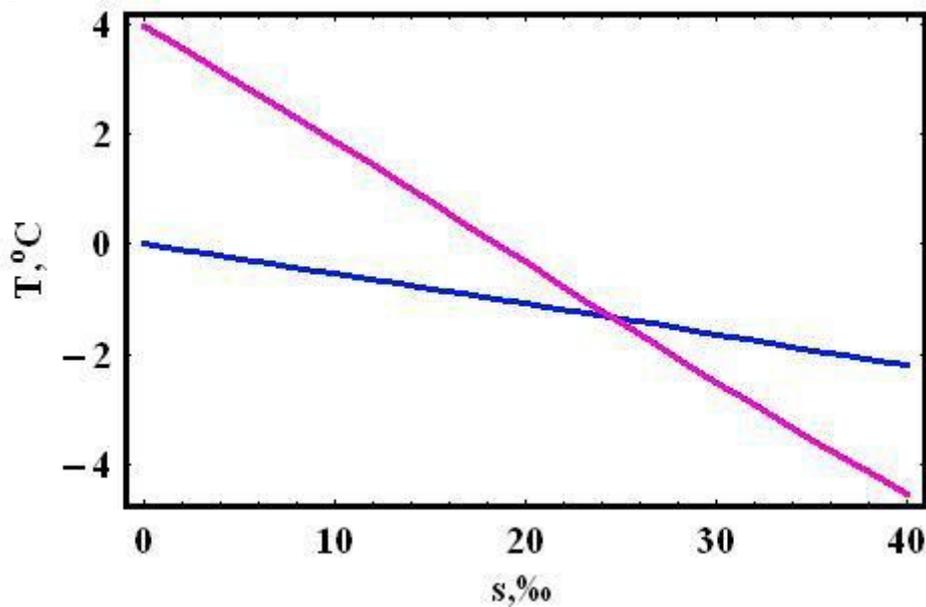
Уравнение Чена-Миллера содержит **48 (!!!)** эмпирических констант

У пресных (солёноватых) вод существует «температура максимальной плотности»

Плотность морской воды как функция температуры солёности



Температура заморзания и максимальной плотности как функция солености



Формула Ганзена

$$T_{\text{fr}} = -3 \cdot 10^{-3} - 5.27 \cdot 10^{-2} s - 4 \cdot 10^{-5} s^2 - 5 \cdot 10^{-7} s^3$$

Формула Кнудсена-Крюммеля

$$\begin{aligned} T_{\rho \max} = & 3.95 - 0.2 s - \\ & - 1.1 \cdot 10^{-3} s^2 + 2 \cdot 10^{-5} s^3 \end{aligned}$$

№7 Вертикальное распределение температуры в океане и в атмосфере. Стратификация. Устойчивость стратификации. Адиабатический градиент.

Стратификация - распределение по вертикали слоев воздуха или воды с различной плотностью температурой и т.п.

Про распределение температурное в атмосфере говорилось ранее (см рис)

Распределение в океане:

Верхний слой ($H \sim 10-100\text{м}$) хорошо перемешан, он получил название ВКС. К нему примыкает слой сезонного термоклина - слой с большим градиентом температур (СТ). ВКС и СТ образуют деятельный слой океана (ОД). Ниже лежит главный термоклин (ГТ), где происходит медленное постепенное изменение температуры.

Рассмотрим атмосферу:

1. Однородная атмосфера $P=pRaT$; $Pv=RaT$; $vdP+Pdv=RadT$; удельный объем постоянен, тогда $vdP=RadT$, но $dP=-pgdT$;
 $-dT/dz=g/Ra=3.42 \text{ K}/100\text{м}$

2. Адиабатическая атмосфера - при вертикальном смещении частицы $dQ=0$, $dQ=CpdT-vdP$; $CpdT=vdP$, но $v=RaT/P$; $dT/T=(Ra/Cp)dP/P$;
 $T/T_0=(P/P_0)^k$, где $k=Ra/Cp$ - уравнение Пуассона.

Плотность воздуха зависит от температуры и давления, если пренебречь водяным паром, то на фиксированном уровне плотность будет отлько функцией температуры. Следовательно распределение температуры по высоте, или как приятно говорить стратификации, определяет условия равновесия в атмосфере.

Адиабатический градиент

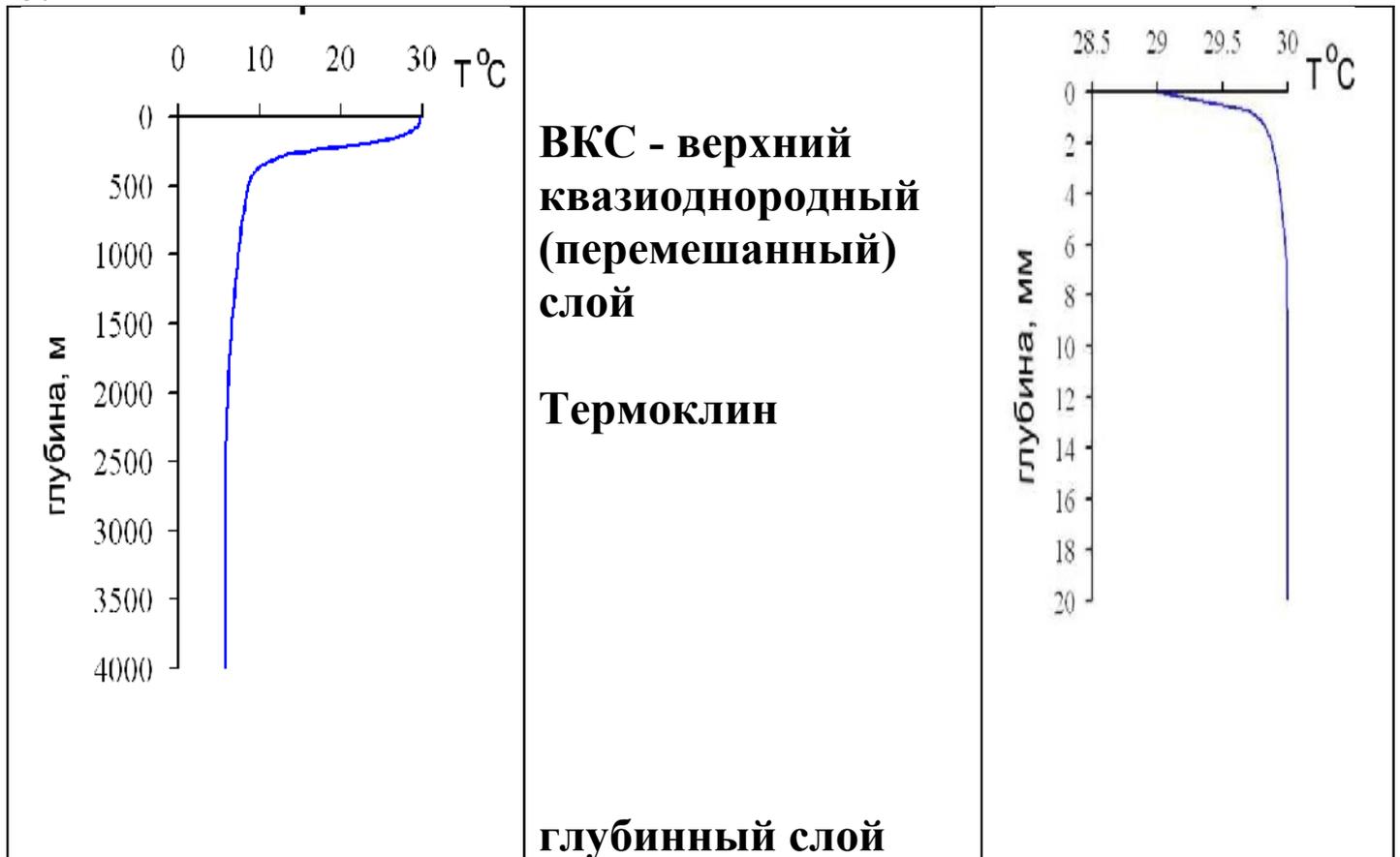
$$dP=-gpdz; \quad p=P/RaT; \quad dp=-g(P/RaT)dz; \quad dP/P=-$$

$$(g/RaT)dz; \quad dT/T=k*dP/P; \quad dT/T=-$$

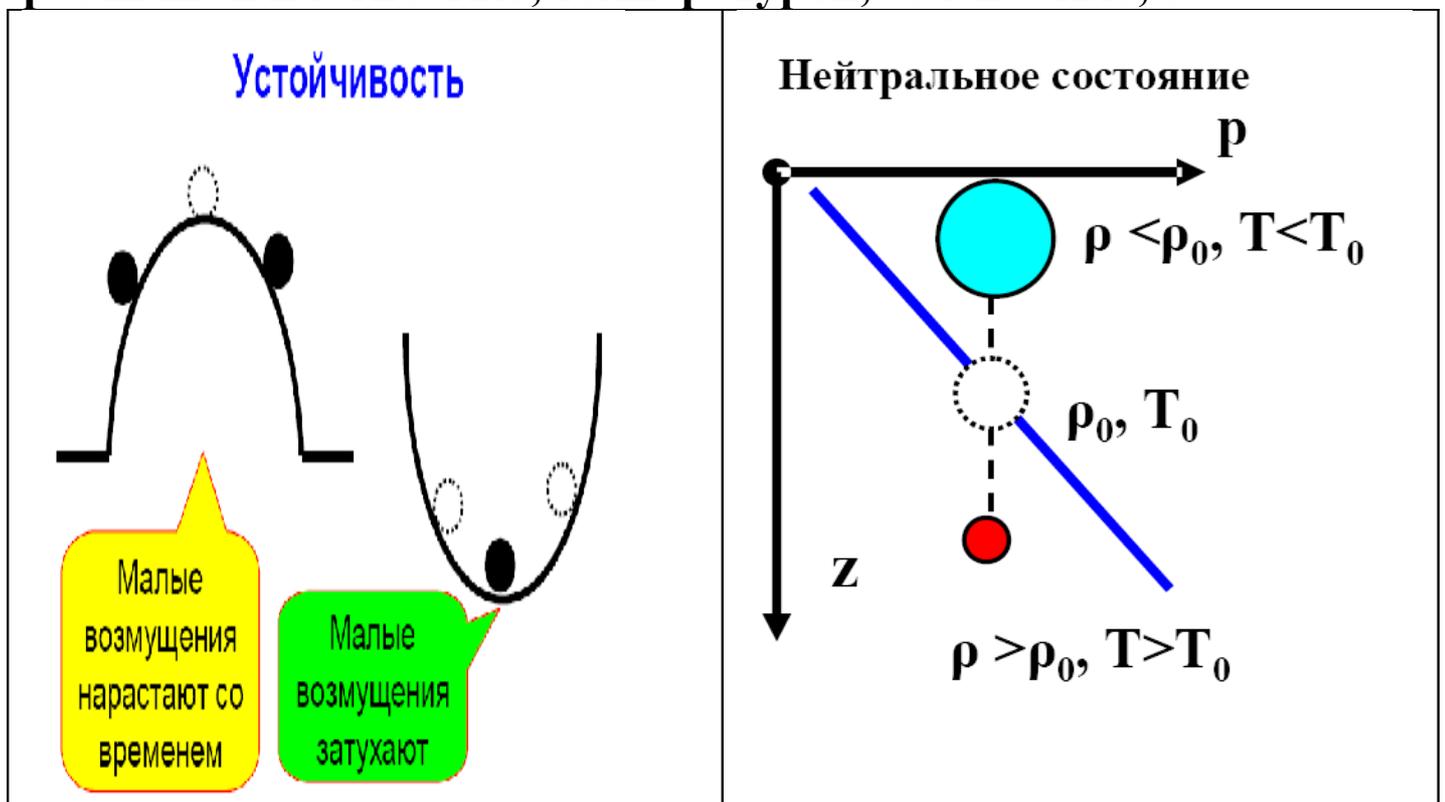
$$(Ra/Cp)*(g/RaT)*dz; \quad dT/dz=-g/Cp;$$

$$\Gamma_a=-dT/dz=g/Cp= 1\text{K}/100\text{м}$$

$$T(z)=T_0-\Gamma_a dz, \text{ где } T_0- \text{ температура при } z=0.$$



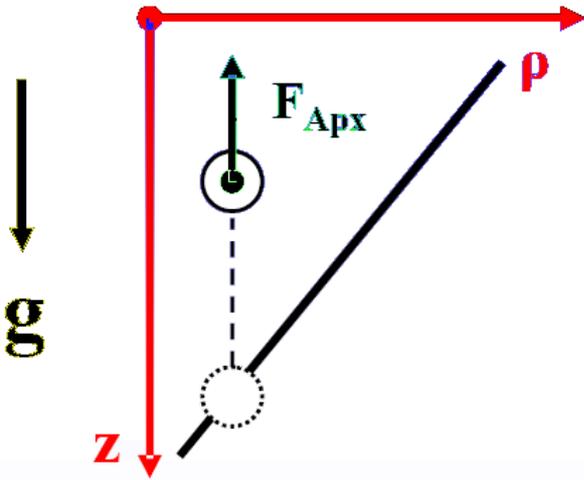
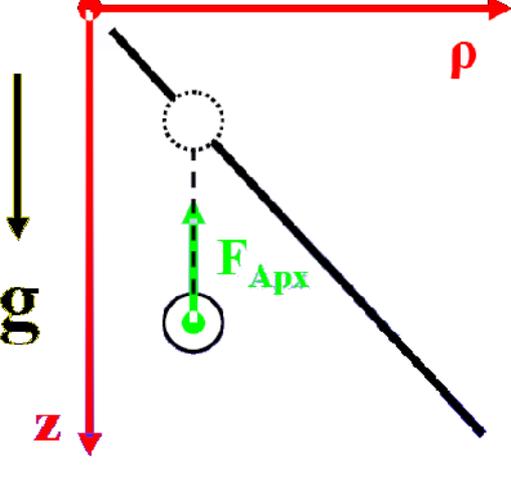
Стратификация – (лат. *stratum* настил слой+ *facere* делать) распределение по вертикали слоев воды или воздуха с различной плотностью, температурой, соленостью, etc.

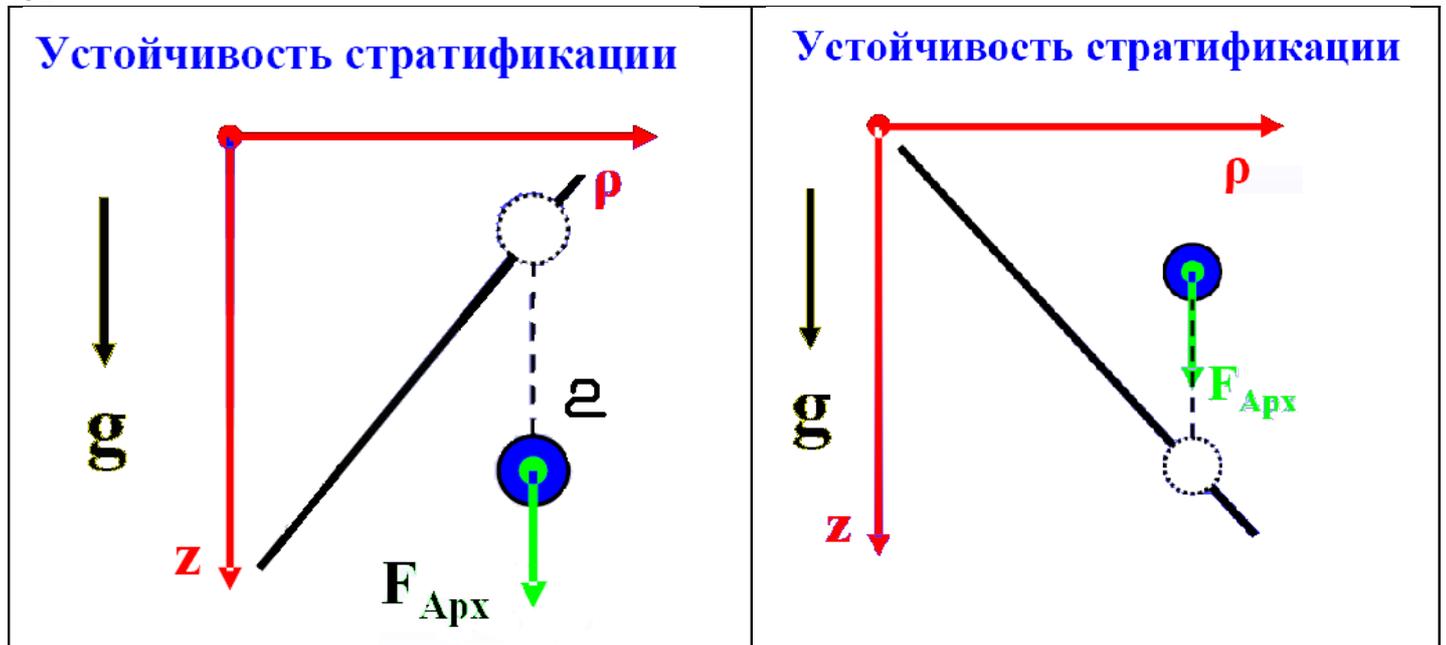


Сила плавучести частицы складывается из силы тяжести и силы Архимеда. Ускорение частицы можно выразить через разность плотностей частицы и окружающей атмосферы или через разность температур. ρ' -плотность частицы ρ -плотность окружающей среды.

Для единичного объема второй закон Ньютона $\rho'a = \rho g - \rho'g$; $a = g(\rho - \rho')/\rho' = g(\Gamma' - \Gamma)/\Gamma$. т.к. $\rho = P/RT$. обозначим неабатический градиент для сверх адиабатического к примеру процесса как a , тогда. $\Gamma(dz) = \Gamma - \Gamma a dz$ - для адиабатической атмосферы и $\Gamma'(dz) = \Gamma_0 - a dz$. Подставляем получаем $a = -(g dz / \Gamma)(\Gamma a - a)$. Параметр устойчивости по определению $S = -a / (g dz)$ получаем

$S = 1/\Gamma(\Gamma a - a)$, если $\Gamma a > a$ - атмосфера устойчива, частица возвращается на прежний уровень $\Gamma a < a$ - частица при смещении вверх продолжает свое движение - атмосфера не устойчива.

| Неустойчивое состояние | Устойчивое состояние |
|---|---|
| $\frac{d\rho}{dz} < 0$ | $\frac{d\rho}{dz} > 0$ |
| <p data-bbox="140 1485 794 1534">Устойчивость стратификации</p>  | <p data-bbox="882 1485 1520 1534">Устойчивость стратификации</p>  |



Нейтральное состояние

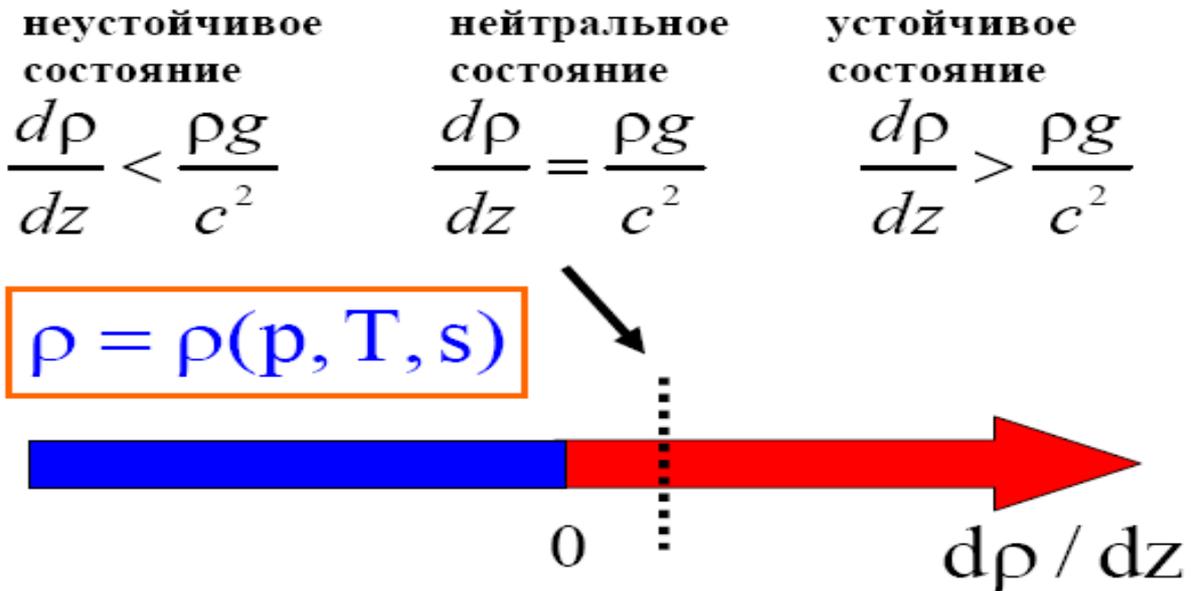
$$\left. \frac{d\rho}{dz} \right|_{\text{нейтр}} = \left(\frac{d\rho}{dz} \right)_s = \left(\frac{d\rho}{dp} \right)_s \frac{dp}{dz}$$

$$\frac{dp}{dz} = \rho g, \quad \left(\frac{d\rho}{dp} \right)_s = \frac{1}{c^2}$$

квадрат
скорости
звука

$$\left. \frac{d\rho}{dz} \right|_{\text{нейтр}} = \frac{\rho g}{c^2}$$

Критерий устойчивости



Адиабатический градиент температуры в атмосфере

$$\delta Q = C_V dT + p dV \quad \text{1-е начало ТД}$$

$$C_V dT + p dV = 0 \quad \text{адиабатич. процесс}$$

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

тождество Майера

$$R = C_p - C_V; \quad C_p = \frac{7}{2}R; \quad C_V = \frac{5}{2}R$$

молярные теплоемкости двухатомного газа (N_2, O_2)

$$C_p \frac{dT}{T} = R \frac{dp}{p} \quad \text{уравнение адиабатического процесса}$$

$$C_V dT + p dV = 0; \quad \frac{pV}{T} = R; \quad \frac{dp}{p} + \frac{dV}{V} = \frac{dT}{T}$$

$$R = C_p - C_V; \quad C_p = \frac{7}{2}R; \quad C_V = \frac{5}{2}R;$$

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

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

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

уравнение
адиабатического
процесса

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

Сухоадиабатический градиент
температуры

$$dp = -\rho g dz; \quad p = \frac{\rho}{\mu} RT$$

$$\frac{dT}{dz} = -\mu \frac{g}{C_p} \equiv -\frac{g}{c_p} \approx 0.01 \text{ K/M}$$

=10 K/км

Но в тропосфере $dT/dz \approx 6.5 \text{ K/км}$

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

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

Влажноадиабатический
градиент меньше
сухоадиабатического

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

Адиабатический градиент плотности

$$\frac{d\rho}{dz} = \frac{\rho g}{c^2} \iff \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}$$

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

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

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

$$C_V \left(\frac{dp}{p} - \frac{d\rho}{\rho} \right) T = pV \frac{d\rho}{\rho} \quad dp = -\rho g dz$$

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

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

$$\frac{dp}{p} = \frac{d\rho}{\rho} \frac{C_p}{C_V} \quad \frac{dp}{dz} = -\frac{\rho g}{\frac{C_p}{C_V} RT} \equiv -\frac{\rho g}{c^2}$$

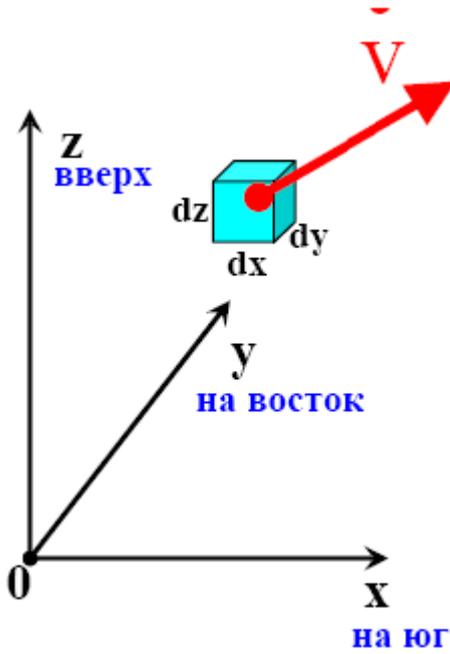
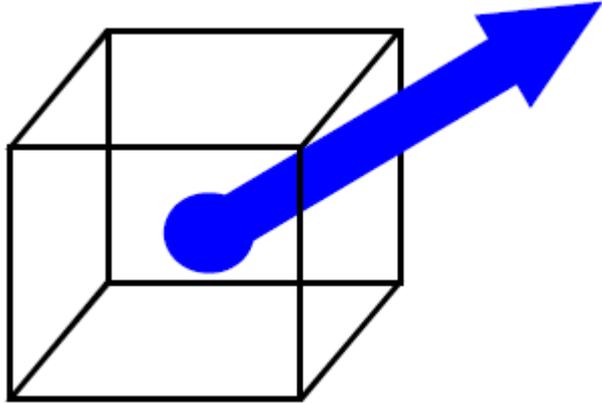
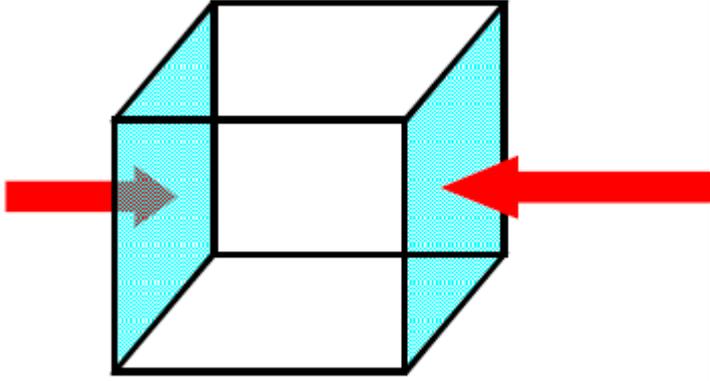
$$C_p \frac{dT}{T} = R \frac{dp}{p} \Rightarrow C_p dT - \mu \frac{dp}{\rho} = 0$$

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

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

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

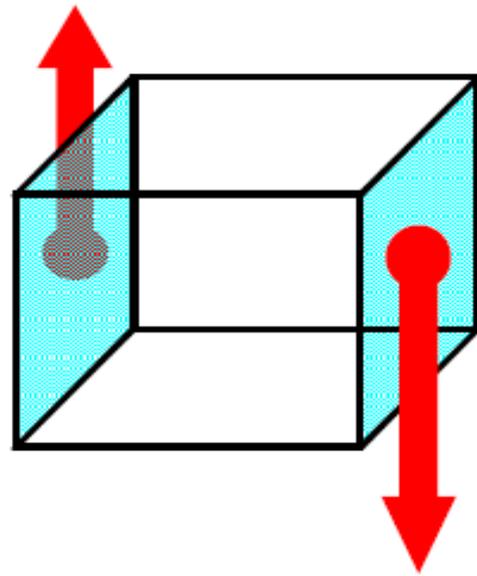
№8 Силы действующие в атмосфере и в океане. Уравнения аэрогидромеханики и основные подходы к их упрощению.

| | |
|--|--|
| $\mathbf{vr} \equiv \{u, v, w\}$ $\mathbf{vr} = \mathbf{vr}(x, y, z, t)$ $p = p(x, y, z, t)$ $\rho = \rho(x, y, z, t)$ |  |
| <p>Массовые силы</p> $F_{\text{масс}} \sim m = dx \, dy \, dz \, \rho$ <ul style="list-style-type: none"> □ сила притяжения (Земля, Луна, Солнце, ...) □ силы инерции (Кориолиса, центробежная) |  |
| <p>«Поверхностные» силы</p> $F_{\text{поверхн}} = F_1 - F_2 \sim dS \, dy \, dz$ |  |

$$m\dot{\mathbf{a}} = \sum \dot{\mathbf{F}}$$

$$m \frac{d\dot{\mathbf{v}}}{dt} = m \left(\dot{\mathbf{g}} + 2[\dot{\mathbf{v}} \times \dot{\boldsymbol{\omega}}] \right)$$

$$\rho dx dy dz \frac{d\dot{\mathbf{v}}}{dt} = \sum_{i=1}^6 dS_i \boldsymbol{\tau}_i$$



Сила Кориолиса

$$\omega_x = -\omega \cos \varphi$$

$$\omega_z = \omega \sin \varphi$$

$$\omega_y = 0$$

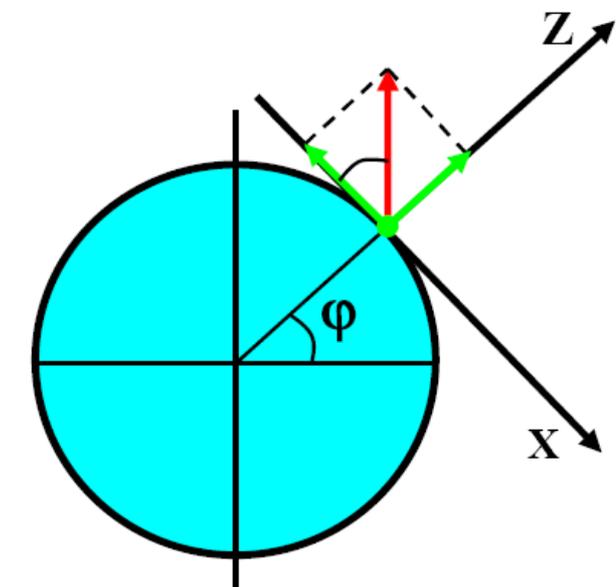
$$\dot{\boldsymbol{\omega}} = (-\dot{\omega} \cos \varphi, 0, \dot{\omega} \sin \varphi)$$

$$\dot{\mathbf{v}} = (u, v, w)$$

$$[\dot{\mathbf{v}} \times \dot{\boldsymbol{\omega}}] = \begin{vmatrix} \mathbf{i} & \mathbf{j} & \mathbf{k} \\ u & v & w \\ \omega_x & \omega_y & \omega_z \end{vmatrix} =$$

$$= \begin{pmatrix} \mathbf{i}(v\omega_z - w\omega_y) \\ \mathbf{j}(w\omega_x - u\omega_z) \\ \mathbf{k}(u\omega_y - v\omega_x) \end{pmatrix} =$$

$$= \begin{pmatrix} \mathbf{i}(\omega v \sin \varphi) \\ \mathbf{j}(-\omega w \cos \varphi - \omega u \sin \varphi) \\ \mathbf{k}(\omega v \cos \varphi) \end{pmatrix} \approx$$



$$\approx \begin{pmatrix} \mathbf{i}(\omega v \sin \varphi) \\ \mathbf{j}(-\omega u \sin \varphi) \\ 0 \end{pmatrix} \approx \begin{pmatrix} 2\omega v \sin \varphi \\ -2\omega u \sin \varphi \\ 0 \end{pmatrix}$$

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

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

параметр
Кориолиса

Сила градиента давления

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

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

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

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

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

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

$$\rho dx dy dz \frac{du}{dt} =$$

$$= [p(x, y, z) - p(x + dx, y, z)] dy dz$$

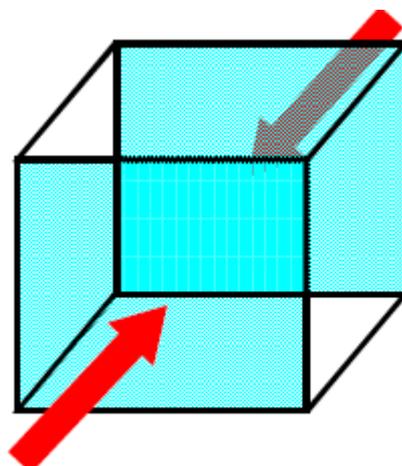
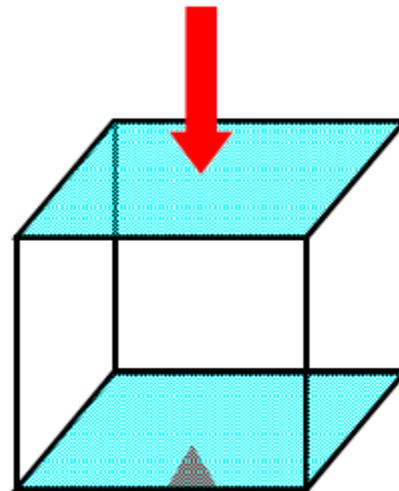
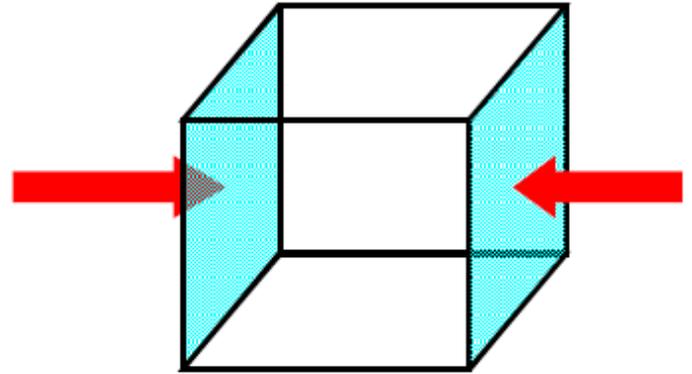
$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{p(x + dx, y, z) - p(x, y, z)}{dx}$$

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Аналогично получаем

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y};$$

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



$$F_{\text{grad } p} = -\frac{1}{\rho} \text{grad } p; \vec{}$$

$$F_{\text{grad } p} = -\frac{1}{\rho} \overset{\bullet}{\nabla} p;$$

$$\overset{\bullet}{\nabla} \equiv \left\{ \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right\}$$

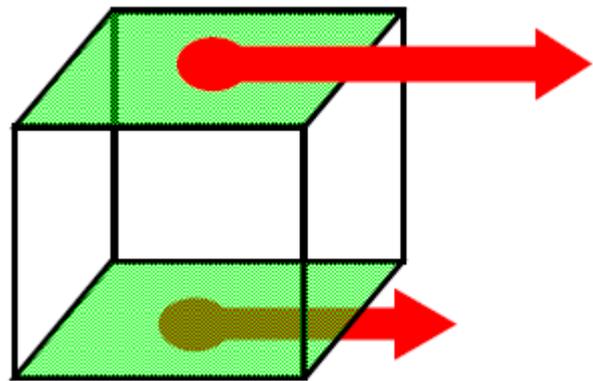
Сила вязкого трения

$$\tau_{xz} = \eta \frac{\partial u}{\partial z}$$

напряжение
трения

динамическая
вязкость

$$\left(\eta \frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z+dz} dx dy$$



$$\left(\eta \frac{\partial u}{\partial z} \right)_z dx dy$$

$$\frac{du}{dt} = \frac{\eta}{\rho} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right)$$

$$\Delta \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2};$$

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ
ВЯЗКОСТЬ

$$\dot{F}_{\text{тр}} = \nu \Delta \dot{v} \quad \nu = \eta / \rho$$

$$\rho \, dx \, dy \, dz \frac{du}{dt} =$$

$$= \left[\left(\eta \frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z+dz} - \left(\eta \frac{\partial u}{\partial z} \right)_z \right] dx \, dy +$$

$$+ \left[\left(\eta \frac{\partial u}{\partial y} \right)_{y+dy} - \left(\eta \frac{\partial u}{\partial y} \right)_y \right] dx \, dz +$$

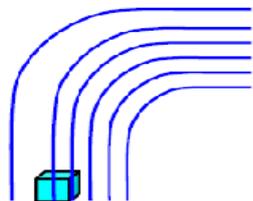
$$+ \left[\left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right)_{x+dx} - \left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right)_x \right] dy \, dz$$

$$\frac{d\dot{v}}{dt} = \dot{F}_{\text{grad p}} + \dot{F}_{\text{масс}} + \dot{F}_{\text{тр}};$$

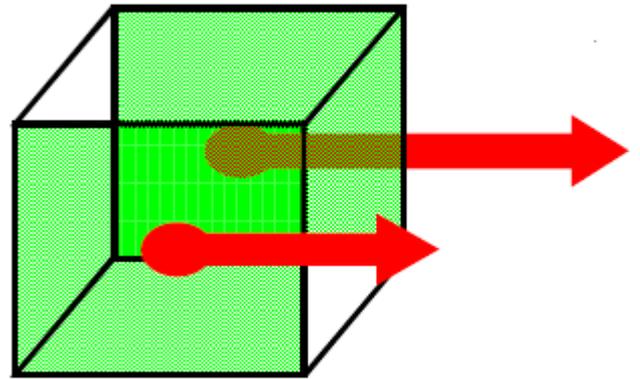
$$\frac{d\dot{v}}{dt} = -\frac{\dot{\nabla} p}{\rho} + \dot{g} + 2[\dot{v} \times \dot{\omega}] + \nu \Delta \dot{v}$$

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

$$\frac{d\dot{v}}{dt} = \frac{\partial \dot{v}}{\partial t} + (\dot{v}, \dot{\nabla}) \dot{v}$$



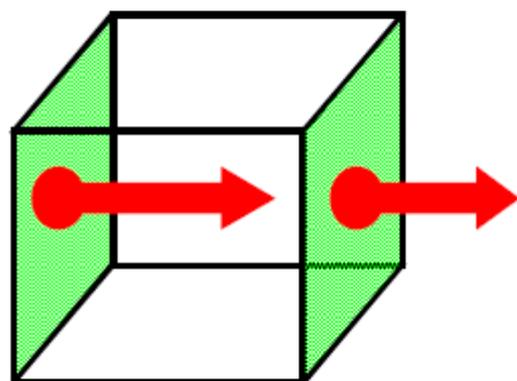
$$\left(\eta \frac{\partial u}{\partial y} \right)_{v+dv} dx \, dz$$



$$\left(\eta \frac{\partial u}{\partial y} \right)_y dx \, dz$$

$$\tau_{xy} = \eta \frac{\partial u}{\partial y}$$

$$\left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right)_{x+dx} dy \, dz$$



$$\left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right)_x dy \, dz$$

$$\tau_{xx} = \eta \frac{\partial u}{\partial x}$$

| | |
|---|---|
| $u = u(x, y, z, t) = u(x(t), y(t), z(t), t)$ $\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial t}$ $\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} u + \frac{\partial u}{\partial y} v + \frac{\partial u}{\partial z} w$ $\frac{du_i}{dt} = \frac{\partial u_i}{\partial t} + \sum_{j=1}^3 \frac{\partial u_i}{\partial x_j} u_j$ | <div style="text-align: right; border: 1px solid black; border-radius: 10px; padding: 5px; display: inline-block; margin-bottom: 10px;">уравнение Навье-Стокса</div> $\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \nabla) \vec{v} =$ $= -\frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \nu \Delta \vec{v}$ <p>3 уравнения</p> <p>5 неизвестных функций</p> |
|---|---|

Упрощения:

1. Несжимаемая жидкость(раз)

$$-1/\rho * \text{grad}(P) = p_0, \rho = \rho(P) = \text{const} = \rho_0, dp/dt = 0$$

2. Стационарное течение

$$\text{часная производная } v \text{ по } t = 0, dp/dt = 0$$

3. Идеальная жидкость(газ)

$$v * \text{дельта}(v) = 0$$

4. Идеальная несжимаемая жидкость(газ)

$$(v, \text{набла})v, \text{ все с векторами.} = 0 \text{ упростить так первое.}$$

Геофизические упрощения

1. Геострофическое приближение. Движение формируется под действием силы градиента давления и силы Кориолиса

2. Приближение Буссинеска. Используется при описании конвективных процессов

3. Циклострофическое приближение. Используется при описании вихревых систем.

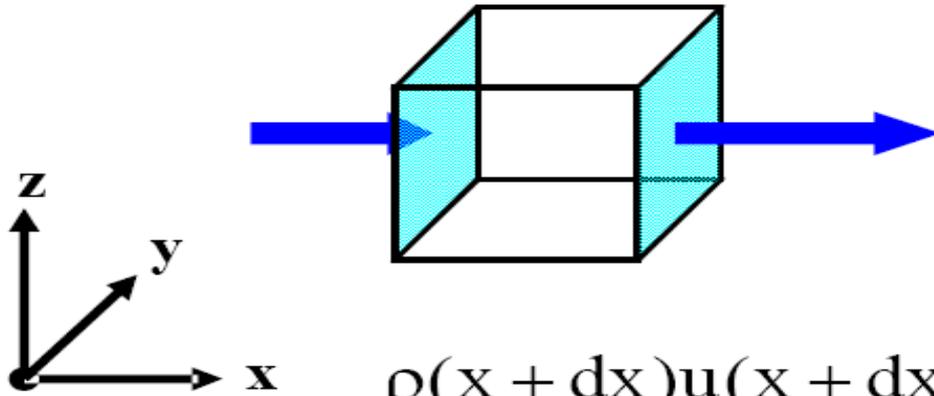
4. Градиентные течения

5. Баротропное приближение $\rho w = \rho w(P)$

6. Пароклинное приближение $\rho w = \rho w(P, T, S)$

Уравнение неразрывности (закон сохранения массы)

$$\rho(x)u(x)dydz$$



$$\rho(x + dx)u(x + dx)dydz$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = dx dy dz \frac{\partial \rho}{\partial t} =$$

$$= -[\rho(x + dx)u(x + dx) - \rho(x)u(x)]dydz$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial[\rho u]}{\partial x} - \frac{\partial[\rho v]}{\partial y} - \frac{\partial[\rho w]}{\partial z}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div}[\rho \dot{\mathbf{v}}] = 0$$

Система уравнений гидродинамики (аэрогидромеханики)

$$\frac{\partial \dot{\mathbf{v}}}{\partial t} + (\dot{\mathbf{v}}, \dot{\nabla}) \dot{\mathbf{v}} =$$

уравнение
Навье-Стокса

$$= -\frac{\dot{\nabla} p}{\rho} + \dot{\mathbf{g}} + 2[\dot{\mathbf{v}} \times \dot{\boldsymbol{\omega}}] + \nu \Delta \dot{\mathbf{v}}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho \dot{\mathbf{v}}) = 0$$

уравнение
неразрывности

$$\rho = \rho(p)$$

уравнение
состояния

Система уравнений замкнута!!!

$$\frac{\partial \dot{\mathbf{v}}}{\partial t} + (\dot{\mathbf{v}}, \dot{\nabla}) \dot{\mathbf{v}} = \boxed{\text{Массовые силы}}$$

$$= -\frac{\dot{\nabla} p}{\rho} + \dot{\mathbf{g}} + 2[\dot{\mathbf{v}} \times \dot{\boldsymbol{\omega}}] + \nu \Delta \dot{\mathbf{v}}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div} (\rho \dot{\mathbf{v}}) = 0$$

$$\rho = \rho(p)$$

Сила градиента давления
Сила вязкого трения

**Система уравнений гидродинамики
+уравнение переноса тепла**

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

$$\boxed{\frac{\partial T}{\partial t} + (\dot{\mathbf{v}}, \dot{\nabla}) T = \chi \Delta T;}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div} (\rho \dot{\mathbf{v}}) = 0;$$

$$\rho = \rho(p, \boxed{T}).$$

**система
остается
замкнутой!!!**

Система уравнений гидродинамики +уравнения переноса тепла и соли

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

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\dot{\mathbf{v}}, \dot{\nabla}) T = \chi \Delta T;$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} + (\dot{\mathbf{v}}, \dot{\nabla}) s = \vartheta \Delta s;$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \dot{\mathbf{v}}) = 0;$$

$$\rho = \rho(p, T, s).$$

для атмосферы:
температура и
концентрация
водяного пара
или иной
примеси

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

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\dot{\mathbf{v}}, \dot{\nabla}) T = \chi \Delta T, \quad u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z}$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} + (\dot{\mathbf{v}}, \dot{\nabla}) s = \vartheta \Delta s; \quad u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \dot{\mathbf{v}}) = 0; \quad u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

$$\rho = \rho(p, T, s).$$

№9 Геострофический ветер и геострофическое течение

Геострофический ветер - прямолинейное равномерное движение воздуха под действием сил Кориолиса и горизонтального градиента давлений.

из системы получаем $V = -(1/2\rho w \sin(\alpha)) * dP/dx$

$U = (1/2\rho w \sin(\alpha)) * dP/dy$

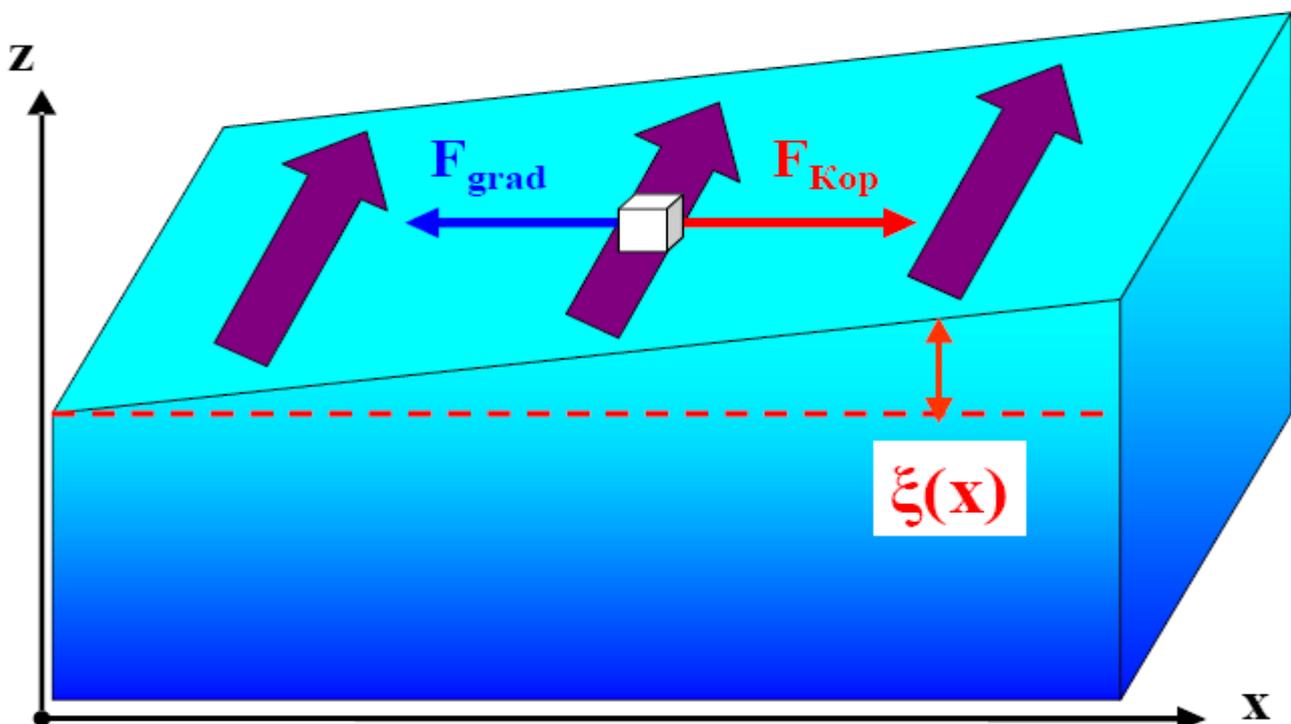
Где V и U - составляющие геострофического ветра, который должен быть направлен перпендикулярно градиенту давления - вдоль изобар, оставляя более низкое давление слева в северном полушарье.

Из Геострофического приближения:

Система $\{-(1/\rho_0) * dP/dx + 2wV \sin(\alpha) = 0; -(1/\rho_0) * dP/dy - 2wU \sin(\alpha) = 0\}$

$dP = \rho_0 g e(x), dP/dx = \rho_0 g * de/dx$, в нашем случае $U = 0$ и получаем $V = (g/2w \sin(\alpha)) * de/dx$ - это и есть геострофическое течение

Геострофическое течение



№10 ДРЕЙФОВОЕ ТЕЧЕНИЕ

Основной причиной всех движений в океане является ветер. Под действием ветра в океанах, морях и пресных водоемах возникают дрейфовые течения. Силой вызывающей дрейфовые течения служит $F_{\text{трения}}$ воздушного потока о подстилающую водную поверхность.

Сила вызывающая дрейфовое течение - сила трения воздушного потока о подстилающую поверхность.

Рассмотрим случай установившегося движения в бесконечно глубоком море и будем считать, что плотность воды всюду постоянна, а вода несжимаема. В этом случае уравнения динамики будут иметь вид

Система $\{d^2U/dz^2 + 2a^2V = 0; d^2V/dz^2 - 2a^2U = 0; \text{div}(V) = 0\}$, где $a^2 = \omega \sin(\phi) / \nu$, ν - кинематическая вязкость, ϕ - широта, ω - угловая скорость земли. U и V - продольная и поперечная составляющие горизонтальной скорости.

Граничные условия

$\rho \nu (dU/dz)(z=0) = 0; \rho \nu (dV/dz)(z=0) = F_{\text{тр}}$. Ось x - направлена по ветру

Решение системы с граничными условиям - Спираль Экмана.

$U = V_0 \exp(-az) \sin(\pi/4 - az); V = V_0 \exp(-az) \cos(\pi/4 - az); V_0 = \text{корень}(2) F_{\text{тр}} / (\rho \nu a); a^2 = \omega \sin(\phi) / \nu,$

Отсюда видно, что абсолютная величина скорости дрейфа V_0 на поверхности океана прямо пропорциональна силе трения. Направление дрейфового потока на поверхности океана составляет с ветром угол в 45 градусов. Направление определяется силой Кореолиса. В северном полушарье отклоняется вправо от направления ветра, в Южном - влево. По мере увеличения глубины абсолютная величина скорости падает по экспоненте. На глубине трения вектор скорости дрейфового течения будет направлен в сторону прямопротивоположную направлению вектора скорости дрейфового течения на поверхности.

$D = \pi/a = \pi * \text{корень}(\nu / \omega \sin(\phi)).$

Полученная логарифмическая спираль будет являться годографом векторов дрейфового течения. из Всего это дерьма следует, что Интегральный перенос вод перпендикулярен направлению ветра.

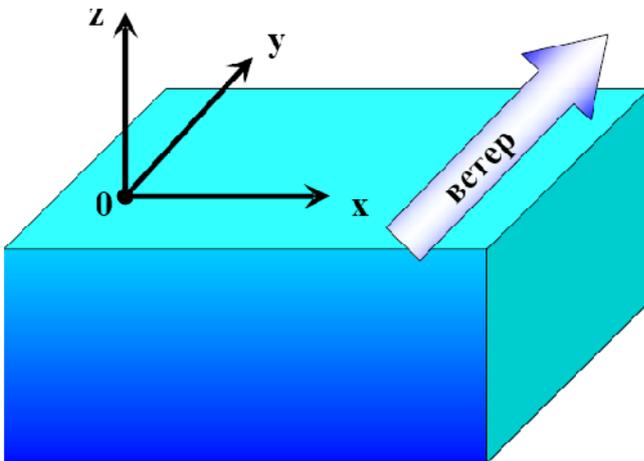
Вблизи экватора этот подход не применим, так как $\phi \sim 0$

Предположения:

- стационарно $\frac{\partial}{\partial t} = 0$
- однородно и безгранично по горизонтали $\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} = 0$
- $\rho = \text{const}$

[Экман, 1902]

Дрейфовое течение
(течение, вызываемое ветром)



$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} = 0, \quad \rho = \text{const}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \dot{\mathbf{v}}) = 0 \quad \Rightarrow \quad \text{div} \dot{\mathbf{v}} = 0$$

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

$$w = \text{const}$$

$$w(0) = 0 \quad \Rightarrow \quad w = 0$$

~~$$\frac{\partial \dot{\mathbf{v}}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \dot{\mathbf{v}} = -\frac{\nabla \dot{p}}{\rho_0} + 2[\dot{\mathbf{v}} \times \dot{\boldsymbol{\omega}}] + \mathbf{v} \Delta \dot{\mathbf{v}} + \dot{\mathbf{g}}$$~~

~~$$\left\{ \begin{array}{l} -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \dot{p}}{\partial x} + 2v\omega \sin \varphi + v \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = 0, \\ -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \dot{p}}{\partial y} - 2u\omega \sin \varphi + v \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) = 0, \\ -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \dot{p}}{\partial z} - g = 0 \end{array} \right.$$~~

$$\begin{cases} 2v\omega \sin \varphi + v \left(\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = 0, \\ -2u\omega \sin \varphi + v \left(\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) = 0, \\ -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - g = 0 \quad \Rightarrow \quad p(z) = p_{\text{атм}} - \rho g z \end{cases}$$

$$\begin{cases} 2v\omega \sin \varphi + v \left(\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = 0, \\ -2u\omega \sin \varphi + v \left(\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) = 0. \end{cases}$$

**Система
обыкновенных
дифференциальных
уравнений**

$$\mathbf{f} = 2\omega \sin \varphi$$

$$\begin{cases} f v + v \left(\frac{d^2 u}{dz^2} \right) = 0, \\ -f u + v \left(\frac{d^2 v}{dz^2} \right) = 0. \end{cases}$$

$$\begin{cases} f v + \nu \left(\frac{d^2 u}{dz^2} \right) = 0, \\ -f u + \nu \left(\frac{d^2 v}{dz^2} \right) = 0. \end{cases}$$

Граничные условия:

$$\begin{aligned} \rho \nu \frac{du}{dz} \Big|_{z=0} &= 0; & u_{z \rightarrow -\infty} &= 0; \\ \rho \nu \frac{dv}{dz} \Big|_{z=0} &= \tau & v_{z \rightarrow -\infty} &= 0 \end{aligned}$$

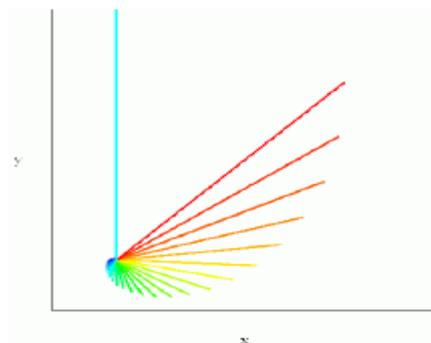
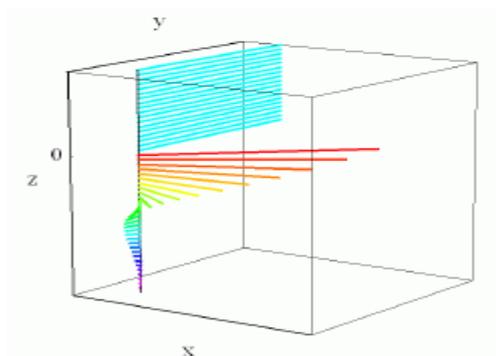
Решение (спираль Экмана)

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

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

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

глубина
Экмана или
глубина
трения



V_0 -абсолютная величина скорости дрейфа
 d -глубина трения(рис-изменение величины и направления
 вектора скорости дрейфового течения)

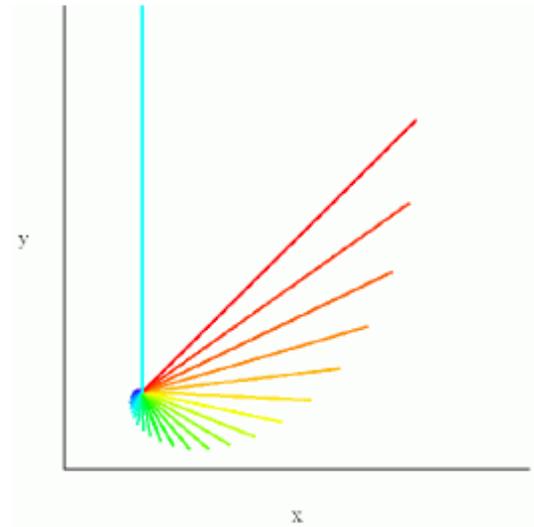
Направление интегрального переноса вод

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

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

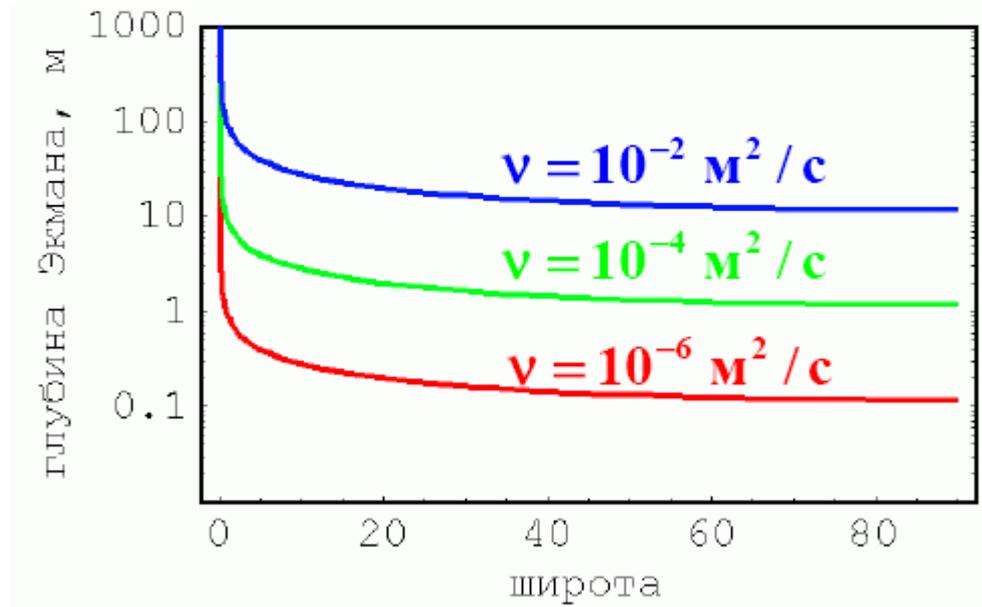
$$\int_{-\infty}^0 u(z) dz = \frac{V_0 d}{\sqrt{2}} > 0$$

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



**Интегральный перенос вод
 перпендикулярен направлению ветра!!!**

Глубина Экмана $d = \sqrt{\frac{\nu}{\omega \sin \varphi}}$



№11 Многообразие волновых движений в океане. Силы, существенные для различных типов волн. Причины вызывающие волновые движения.

ТИПЫ ВОЛН В ОКЕАНЕ

Океанские воды представляют собой слабосжимаемую электропроводящую жидкость, расположенную на вращающейся сфере в магнитном поле.

Типы волн (классификация по типу вызв. силы):

1. Звуковые волны, сжимаемость воды, сила упругости.

Скорость зависит от чего попало (давление, температура, соленость) 1440-1540 м/с. Электропроводность и магнитное поле приводят к существованию волн Альвена, вызывают расщепление звуковой волны на быструю и медленную. Возвращающие силы электромагнитного происхождения обычно малы, поэтому ими обычно пренебрегают.

2. Гравитационные (Поверхностные и внутренние) - ветровые волны, рябь, зыбь, волны прибоя, цунами, внутренние волны и др. Выведем частицу из положения равновесия и она будет колебаться под действием силы тяжести. Силы притяжения объектов.

3. Капиллярные (гравитационно капиллярные) - причина - сила поверхностного натяжения (рябь), или в паре с силой тяжести.

4. Гироскопические и инерционные - сила кореолиса.

Основные типы океанских волн обычно наблюдаются вместе, однако относительны вклад соответствующего вида возвращающих сил будет разным в зависимости от пространственно-временных масштабов, геометрии бассейна и т.п.

Классификация по причине возникновения.

1. Ветровые

2. приливные (сила притяжения Луны и Солнца)

3. анемобарические

4. сейсмические(цунами)

5. корабельные

6. метеоусловия.

еще одна градация.

1. Внутренние 2. Поверхностные (классификация по типу возвращающей силы)

(названия волновых явлений)

- Поророка (Амазонка) • Риссага (о. Менорка) • Абики (о. Кюсю)
- сейши • волны-убийцы (экстремальные волны) • солитоны
- захваченные волны • зыбь

Многообразие волновых явлений в океане.

Особенность океана в наличии свободной границы, которая энергетически неоднородна, поверхность деформируется и неоднородность приводит к возникновению и развитию различных гравитационных поверхностных волн, которые возникают под действием ветра. В качестве возбудителя волны выступает сила трения. Также в качестве возбудителя может выступать сила инерции, такие волны назыв. поверхностными волнами.

Помимо того как существуют пов. волны на границе воздух-вода,

существуют и внутренне волны на границах водных слоев разной плотности.

Силы, существующие для
различных волн.

Для гравитационных
силь тяжести, наличие свободной
поверхности, неоднородность среды
по плотности, сферичность Земли,
ее вращение и взаимодействие с
Луной и Солнцем.

Для ветровых:

Воздействие ~~волн~~ ветра на водную
поверхность, сила тяжести, в
касательный момент волнение воды
также силы поверхностного натяжения.

Для внутренних воен., которые
произрастают практически все тело океана
существенно наличие изменений
плотности в поле силы тяжести.

Для внешних приливоточивых
волновых движений существенно
равноточное взаимодействие
Луны и Солнца с учетом их враще-
ние.

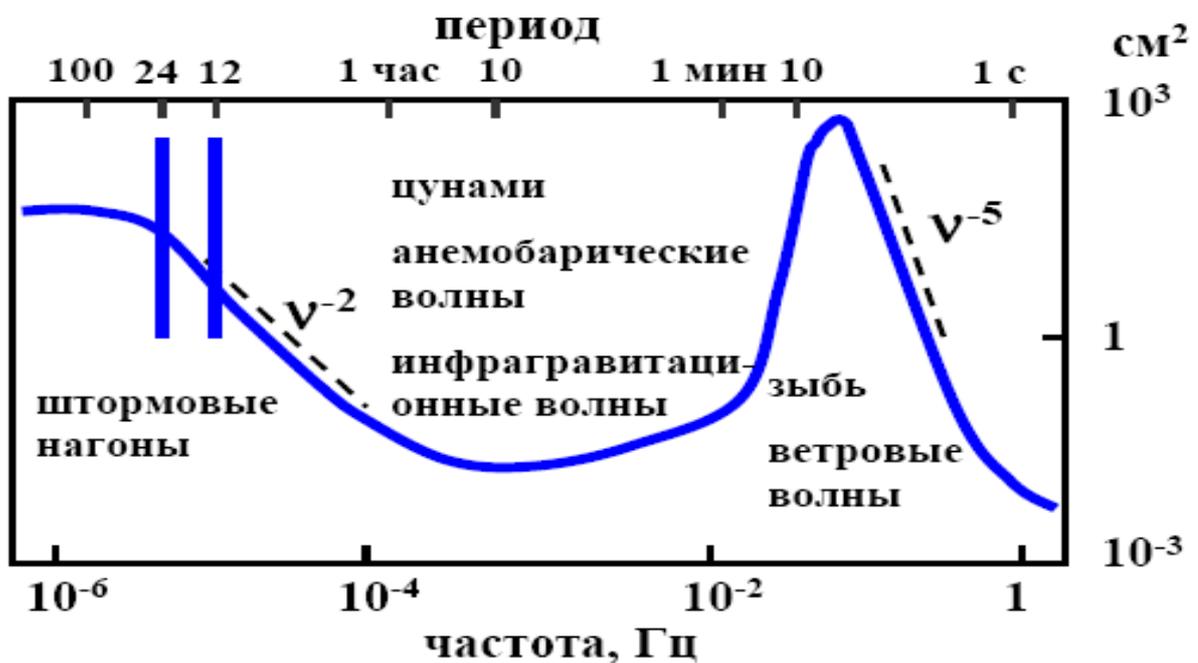
В возмущенности воен России
важную роль играет изменение
равновесной потенциальной
зависимости, а для инерционных
сил Карноиса.

Причины, вызывающие воены
равноточные силы
силы поверхностного натяжения
приливовобразующие силы

интенсивные гравитационные
 волны природы
 трение ветрового потока о
 водную поверхность или танген-
 циальное напряжение ветра
 вращение Земли
 топографии морского дна.

Гравитационные поверхностные волны

Спектр гравитационных поверхностных волн в океане



№12 Длинные волны в океане. Влияние рельефа дна на распространение длинных ВОЛН.

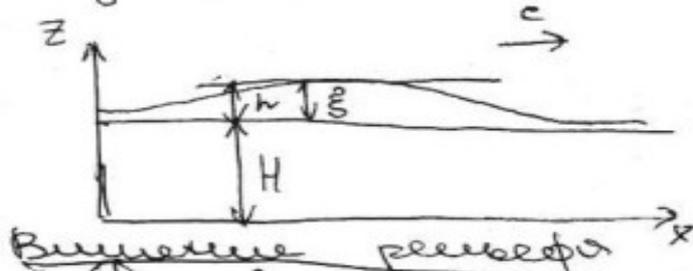
Длинные волны в океане

Длинные наз. волны длина которых много больше глубины водоема, в котором они распространяются.

Примерами могут служить приливные волны. Длинные волны описываются линейризованной и нелинейризованной модификациями уравнения преобразования Картези и де Бриллюэна.

Решению этого уравнения соответствует два вида волн - периодические и уединенные.

Однородные волны



Фазовая скорость длинных приливных волн $c = \sqrt{gH}$

при увеличении глубины амплитуда и волновое число увеличиваются

№13 Основные понятия линейной потенциальной теории волн на поверхности воды. Дисперсионное соотношение. Фазовая и групповая скорости. Нормальная и аномальная дисперсия.

Свободная граница океана, легко деформируема и подвижна, обеспечивает возникновение и развитие морских поверхностных волн, которые образуются под действием ветра и являются проявлением динамического взаимодействия океана и атмосферы.

Если посмотреть на поверхность, то можно прийти к выводу, что волны сменяют друг друга без какой-либо видимой закономерности.

Томсон "...основной закон ветрового волнения- это кажущееся отсутствие какого-либо закона". Все это происходит т.к. волны приходят в какую-либо область из разных зон, часто с близкими частотам, получаем какой-то аналог механического биения. Плотность распределения ординаты может быть с достаточной точностью описана распределением Гауса. в результате получим что

$P(H) = (\pi/2)(H/H_{cp}^2) \exp[-(\pi/4)(H/H_{cp})^2]$. H_{cp} - средняя высота волны.

Ветер является существеннейшим параметром, от которого зависят геометрические характеристики волнения. При устойчивом продолжительном ветре характеристики волн увеличиваются по пути их распространения, пока они находятся под воздействием ветра. Этот путь называется ДЛИННОЙ РАЗГОНА.

Развитие волнение.

1. С неподвижного - резонансный механизм Филиппса.
2. Переход к экспоненциальному росту - механизм неустойчивости Майлсона
3. По мере развития переход к нелинейному распределению энергий между спектральными составляющими.

Линейная потенциальная теория волн

Главное приближение = бесконечно малая амплитуда
(амплитуда волны a много меньше длины волны λ)

Шулейкин исследовал уравнение баланса волновой энергии
 dE/dt (изменение E волны) = W (ветер) - W (диссипативные потери) - W (трение о дно и стенки)

Теория волн бесконечно малой амплитуды позволяет получить дисперсионное соотношение:

$\omega^2 = gk \cdot \tanh(kH)$, где ω -частота волны; $k = 2\pi/\lambda$ - волновое число
 g -ускорение свободного падения H -высота водоема.

$$y = gT^2 / 2\pi = 2\pi g / \omega^2.$$

$$\lambda \ll H \quad \lambda \sim H \quad \lambda \gg H \quad \lambda < H$$

$$\dot{\mathbf{v}} = \dot{\nabla} F$$

$$\dot{\mathbf{g}} = \dot{\nabla} (-g z)$$

потенциал
скорости
течения

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

$$\begin{cases} \dot{\nabla} \left(\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{p}{\rho} + g z \right) = 0 \\ \operatorname{div} \dot{\nabla} F = 0 \end{cases}$$

используется для
постановки граничного
условия

$$\begin{cases} \frac{\partial F^*}{\partial t} + \frac{p}{\rho} + gz = 0 \\ \Delta F = 0 \text{ или } \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} = 0 \end{cases}$$

$$\dot{\mathbf{v}} = \nabla F = \nabla F^*$$

основное уравнение
потенциальной
теории волн

$$z = -H : w = \frac{\partial F}{\partial z} = 0$$

Поверхность:

$$z = \xi(x, y, t) : \rho = \rho_{\text{атм}} = \text{const}$$

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{p}{\rho} + gz = 0$$

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{p_{\text{атм}}}{\rho} + g\xi = 0 \quad \bigg| \frac{\partial}{\partial t}$$

$$\frac{\partial^2 F}{\partial t^2} + g \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0$$

$$\frac{\partial \delta}{\partial t} = W; \quad W = \frac{\partial F}{\partial z};$$

$$\frac{\partial^2 F}{\partial t^2} + g \frac{\partial F}{\partial z} = 0$$

$$z = -H: \frac{\partial F}{\partial z} = 0$$

$$z = 0: \frac{\partial^2 F}{\partial t^2} + g \frac{\partial F}{\partial z} = 0$$

$$F(x, y, z, t) = [A \operatorname{sh}(kz) + B \operatorname{ch}(kz)] \cos(\omega t - kx)$$

$$z = 0: \frac{\partial^2 F}{\partial t^2} + g \frac{\partial F}{\partial z} = 0 \Rightarrow$$

$$\Rightarrow B = A \frac{gk}{\omega^2}$$

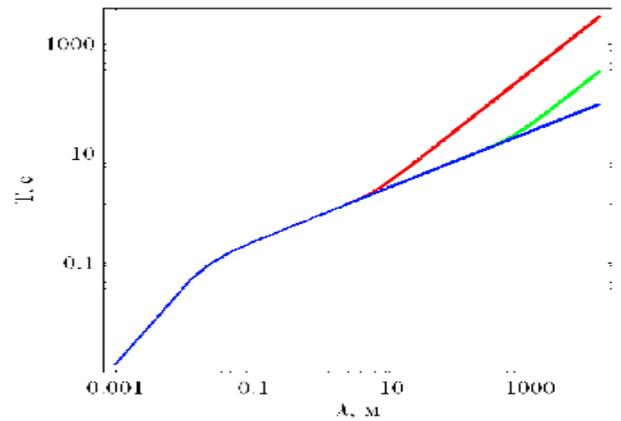
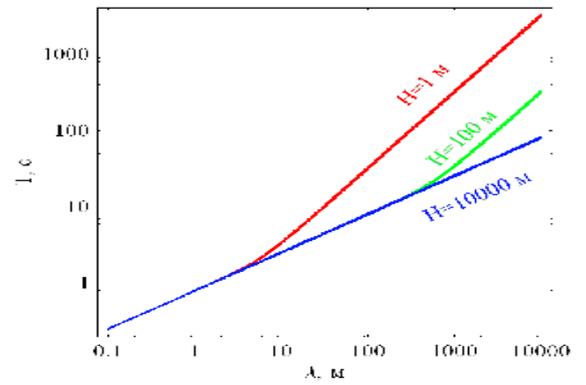
$$z = -H: \frac{\partial F}{\partial z} = 0 \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \operatorname{ch}(kH) = \frac{gk}{\omega^2} \operatorname{sh}(kH)$$

Дисперсионное
соотношение:

$$\omega^2 = gk \operatorname{th}(kH)$$

**однозначная связь между
циклической частотой и
волновым числом или
между периодом и длиной волны**
Дисперсионное соотношение для
гравитационно-капиллярных волн



$$\omega^2 = \left(gk + \frac{\alpha}{\rho} k^3 \right) \tanh(kH)$$

$$\Delta p = \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \text{ - формула Лапласа}$$

Предельные случаи

$$\omega^2 = gk \tanh(kH) \quad (кН)$$

"шурдокая вода"

$$H/\lambda \gg 1 \Leftrightarrow кН \gg 1 \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \omega^2 = gk$$

"мелкая вода"

$$H/\lambda \ll 1 \Leftrightarrow кН \ll 1 \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \omega^2 = gHk^2$$

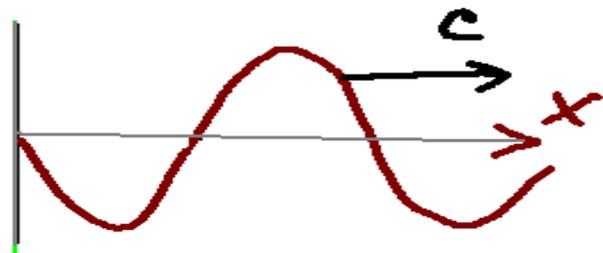
$$\begin{aligned} \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x) &= \\ = 2 \cos\left(\frac{\omega_1 + \omega_2}{2} t - \frac{k_1 + k_2}{2} x\right) * \\ * \cos\left(\frac{\omega_1 - \omega_2}{2} t - \frac{k_1 - k_2}{2} x\right) &= \\ = 2 \cos(c_{\text{фаз}} t - x) \cos(c_{\text{гр}} t - x) \end{aligned}$$

$$c_{\text{фаз}} = \frac{\omega_1 + \omega_2}{k_1 + k_2} \rightarrow \frac{\omega}{k}$$

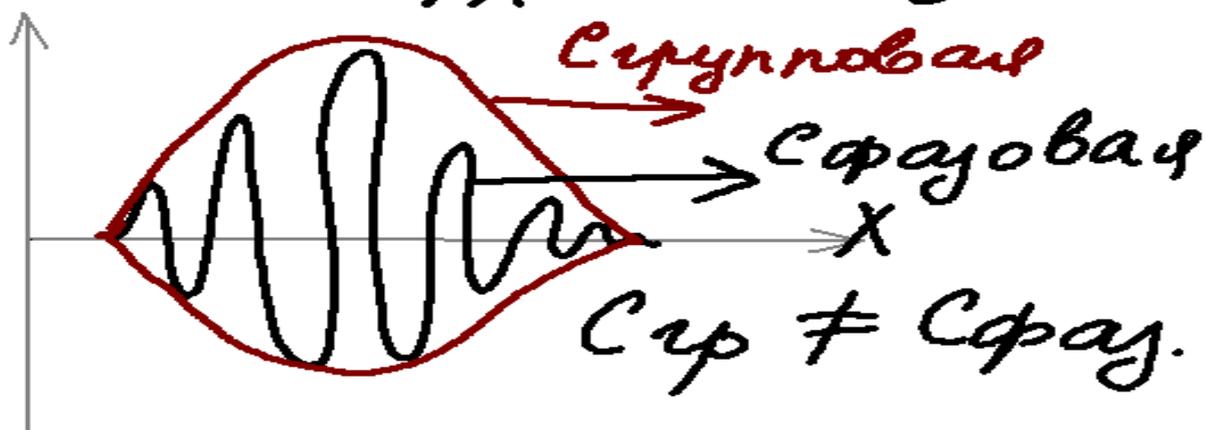
$$c_{\text{гр}} = \frac{\omega_1 - \omega_2}{k_1 - k_2} \rightarrow \frac{d\omega}{dk}$$

Фазовая и групповая скорости волн.

$$\begin{aligned} \cos(\omega t - kx) \\ (ct - x) \\ (t - x/c) \end{aligned}$$



$$c = \frac{\omega}{k} = \frac{2\pi\nu}{2\pi/\lambda} = \lambda\nu = \frac{\lambda}{t}$$



Недиспергирующие волны

$$\omega = c_{\text{фаз}} \cdot k \quad c_{\text{фаз}} \neq f(k)$$

$$c_{\text{гр}} = d\omega/dk = c_{\text{фаз}}$$

Фазовая скорость - скорость движения фронты волны.

Групповая скорость - скорость распространения групп волн

$$c_{\text{гр}} = \frac{\omega_1 - \omega_2}{k_1 - k_2} \approx \frac{d\omega}{dk}$$

т.к. $\omega = ck$

$$c_{\text{гр}} = \frac{d\omega}{dk} = c + k \frac{dc}{dk} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda}$$

Если $\frac{dc}{d\lambda} > 0$ $c_{\text{гр}} = \frac{c}{2}$ нормальный дисперсии

Если $\frac{dc}{d\lambda} = 0$ $c_{\text{гр}} = c_{\text{ф}}$

Если $\frac{dc}{d\lambda} < 0$ $c_{\text{гр}} < c_{\text{ф}}$ аномальная дисперсия.

| | |
|---|--------------------------------------|
| $c_{\text{фаз}} = \frac{\omega}{k}$ | $c_{\text{гр}} = \frac{d\omega}{dk}$ |
| "глубокая вода" | "мелкая вода" |
| $\omega = \sqrt{gk}$ | $\omega = \sqrt{gH}k$ |
| $c_{\text{фаз}} = \sqrt{g/k}$ | $c_{\text{фаз}} = c_{\text{гр}} =$ |
| $c_{\text{гр}} = \frac{1}{2}\sqrt{\frac{g}{k}}$ | $= \sqrt{g \cdot H}$ |

$c_{\text{фаз}} = \sqrt{\frac{g}{k}} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$
 $\lambda = 1 \text{ м} \Rightarrow c_{\text{фаз}} \approx 1.3 \text{ м/с}$
 $\lambda = 10 \text{ м} \Rightarrow c_{\text{фаз}} \approx 4 \text{ м/с}$
 $\lambda = 100 \text{ м} \Rightarrow c_{\text{фаз}} \approx 13 \text{ м/с}$

предельные случаи

1. Глубокая вода $kH \gg 1$, то $\omega^2 = gk$
2. Мелкая вода $kH \ll 1$, то $\omega^2 = gHk^2$

Фазовая скорость $C(\text{фаз}) = \omega/k$

Групповая скорость $C(\text{груп}) = d\omega/dk$

Предельные случаи

1. Глубокая вода $C(\text{фаз}) = 2C(\text{груп}) = \text{корень}(g/k)$
2. Мелкая вода $C(\text{фаз}) = C(\text{груп}) = \text{корень}(gH)$
3. Капиллярные волны $C(\text{фаз}) = 2/3 C(\text{груп}) = \text{корень}(ak/\rho)$

Фазовая и групповая скорости связаны соотношением:

$$C(\text{груп}) = C(\text{фаз}) - \omega \frac{dC(\text{фаз})}{d\omega}$$

Случаи.

1. Групповая скорость меньше фазовой. Для волн на глубокой и мелкой воде
2. равенство. Длинные волны на мелкой воде
3. Аномальная дисперсия Групповая скорость больше фазовой. Характерна для случая капиллярных волн.

Затухание волн с глубиной происходит избирательно короткие быстрее чем длинные - гидродинамическая фильтрация.

№14 Звуковые волны в атмосфере и в океане. Параметры определяющие скорость звука в воздухе и воде. Подводный звуковой канал.

Гидроакустика - наука о подводном звуке, о его излучении распространении, поглощении рассеянии.

Из основной системы уравнений гидромеханики, путем упрощений:

1. Жидкость, газ-идельны
2. Пренебрегаем силой тяжести
3. Пренебрегаем силой Кориолиса

Преобразовав ее получим волновое уравнение - $d^2F/dt^2 - c^2 \Delta(F)$. Где $c = \sqrt{(dP/d\rho)_s}$ - получает смысл скорости распространения, волны-скорости звука.

Звук - продольные упругие волны $C = \sqrt{1/k\rho}$ k -адиабатический коэффициент сжимаемости.

Величины k и ρ зависят от температуры, солености и давления.

$C = f(t, S, P) = C_0 + C_t + C_s + C_p + C_{str}$ - формула Вильсона, где $C_0 = 1449$ м/с, а все остальное поправки.

Формула Вильсона справедлива для $t = -4 - 30$ C, $S = 0 - 37$ 0/00.

Наибольшее изменение скорости звука вызывает изменение температуры. Изменение температуры на один градус - 3 м/с, солености на один промилле - 1,2 м/с, давления на одну атмосферу 0,2 м/с.

В природе звук меняется в диапазоне 1440-1540 м/с.

В океане есть поглощение звука $P(R) = P(0) \exp(-\beta R)$, где β - коэф поглощ [дб/км]

В океане есть рассеяние звука $P(R) = P(0) \exp(-\chi R)$, где χ - коэф рассеяния [дб/км]

Причины - воздушные пузырьки, неоднородности, взвеси и пр.

Вертикальное распределение звука имеет минимум, который как правило лежит на нескольких сотнях метров.

Вверх повышение скорости звука из-за роста температуры, вниз повышение из-за роста давления

Скорость звуковой волны в воздухе (Адиабатически)
 $v = \sqrt{\gamma \cdot (R \cdot T)}$. Как видим скорость звука в воздухе
 зависит от температуры.

Из-за изменения пропускных свойств, происходит рефракция,
 которая работает по тому же закону, что и отражение света (чем
 свет и звук не волны) Образуется подводный звуковой канал,
 который действует как собирающая линза.

Звуковые волны в атмосфере и

в океане

Звук - упругие продольные волны
 его скорость $c_{zv} = \sqrt{\frac{1}{k \cdot \rho}}$

\bar{e} и k_s - адиабатич. модуль объемной
 упругости и модуль объемн. упруг.
 ρ - плотность

Параметры, опред. скорость звука

Температура, влажность (плотность)
 и давление обуславливают

величину скорости звука.

В атмосф. температура, скорость и напр.

Звуковой канал

Слой в океане равнооттененный на
 некоторой глубине, в котором наблю-
 дается сверхдальнее распространение
 звука, обусловленное рефракцией
 звука. (Звуковые лучи всегда поворачи-
 ваются к слою с меньшей скор.)

№15 Частота Вайсяля-Брента. Внутренние волны

-Обнаружены в 1893 г у п-ова Таймыр норвежской

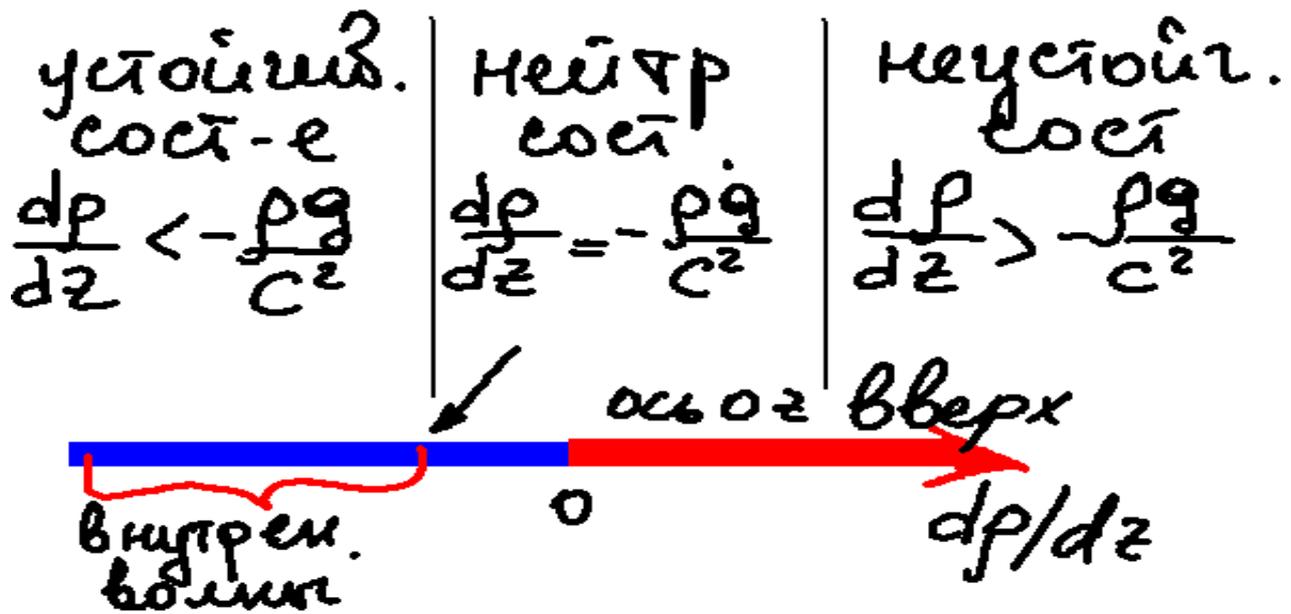
полярной экспедицией Ф.Нансена, работавшей на борту судна «Фрам»

-при устойчивой стратификации могут существовать в океане и в атмосфере

Внутренние волны — возникают в устойчивой стратифицированной среде при выводе частицы из положения равновесия.

Такие частицы под действием силы тяжести и силы Архимеда будут совершать колебательные движения вокруг положения равновесия.

Распространяясь, эти колебания создают внутренние волны



При смещении частицы на новый горизонт z_0+z изменяются:

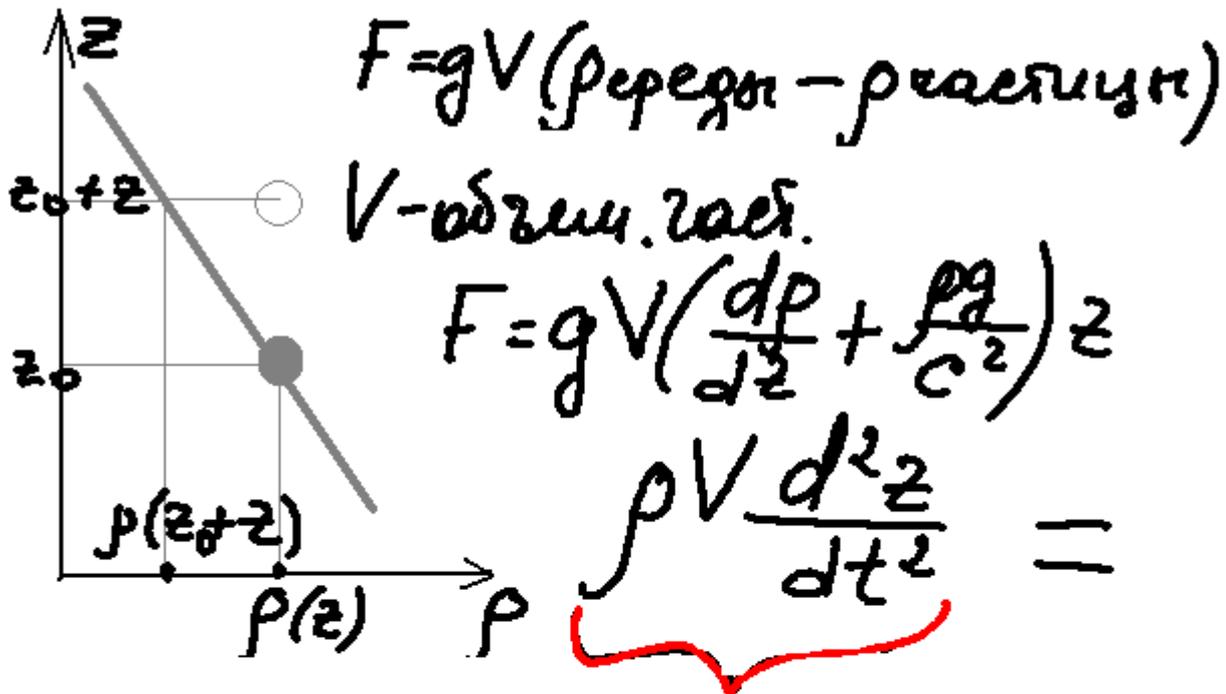
1. Плотность окружающей среды;
2. Плотность самой частицы.

Частота Вейланда-Брента.

При устойчивой стратификации океанических вод выведенной из состояния равновесия общей флуктуиции при возвращении в иск. состояние может возникнуть эффект инерции и тогда возникают инерционно-гравитационные колебания.

Частота N или Частота Вейланда-Брента:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dz} + \frac{\rho g}{c^2} \right)$$



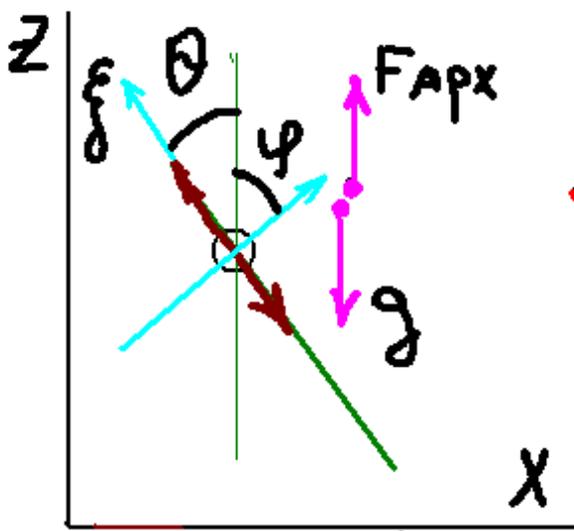
$= \underbrace{gV \left(\frac{d\rho}{dz} + \frac{\rho g}{c^2} \right) z}_{\Sigma F}; \quad \frac{d^2 z}{dt^2} + N^2 z = 0$

ma

$N^2 = -\frac{g}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dz} + \frac{\rho g}{c^2} \right)$ Частота
Вэйселя-
Брента

В океане $10^{-4} \text{ Гц} < N < 10^{-1} \text{ Гц}$

-частота собственных колебаний
стратифицированной жидкости (частота
плавучести)



$$\underbrace{\frac{d^2 z}{dt^2}}_{ma} = \underbrace{-N^2 z}_{\Sigma F}$$

$$\frac{d^2 f}{dt^2} = -N^2 \cos^2 \theta f$$

$$\left. \begin{array}{l} z = f \cos \theta \\ F_f = F_z \cos \theta \end{array} \right\} \Rightarrow \frac{d^2 f}{dt^2} + [N^2 \cos^2 \theta] f = 0$$

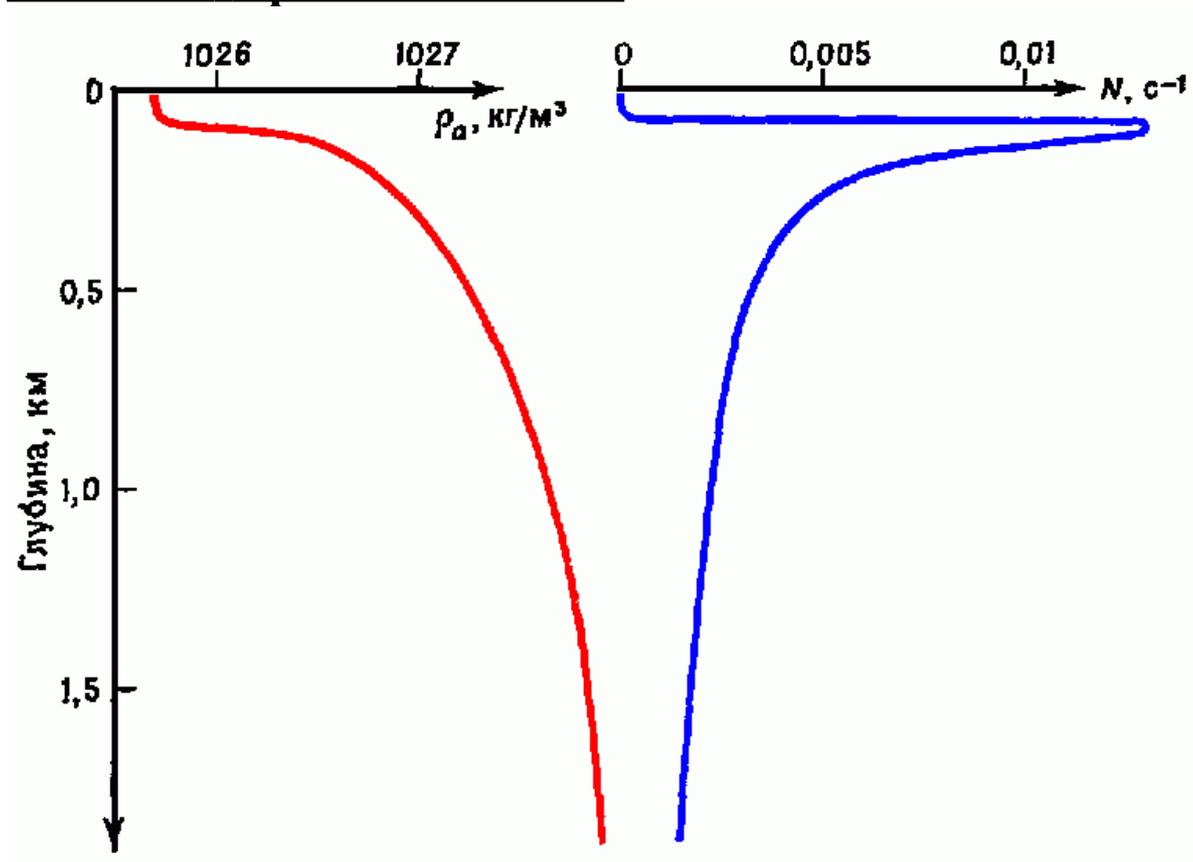
$$\omega^2 = N^2 \cos^2 \theta$$

○ - максимальная частота
внутренних волн

$\psi = \frac{\pi}{2} - \theta$ - угол между волновым
вектором и вертикалью

$\omega^2 = N^2 \sin^2 \psi$ - дисперсионное
соотношение.

Типичное распределение плотности и частоты Вьяйсяля-Брента в океане



№16

Турбулентность (от лат. *turbulentus*– беспорядочный) неупорядоченное во времени и пространстве поведение диссипативной среды (или поля), детали которого не могут быть воспроизведены на больших интервалах времени при сколь угодно точном задании начальных и граничных условий.

Диссипативная среда – распределенная физическая система, в которой энергия одних движений или полей (обычно упорядоченных) необратимым образом переходит в энергию других движений или полей (обычно хаотических).

Течения

| ламинарные | турбулентные |
|---|--|
| спокойные и плавные течения, меняющиеся лишь в связи с изменениями действующих сил или внешних условий | течения, в которых гидродинамические величины испытывают хаотические флуктуации, создаваемые наличием многочисленных вихрей |

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)**
- ...**

Причина становления течения турбулентным – неустойчивость!

Источники турбулентности:

□ Поверхностные волны

□ Внутренние волны

□ Течения

Ренольдс установил общий критерий динамического подобия течений вязкой несжимаемой жидкости. Ламинарное движение переходит в турбулентное, при достижении критического числа ренольда $Re_{кр}$; $Re = uh/\nu$ (u и h – масштабы скоростей и длины), при этом поток теряет устойчивость. Критическое число ренольда порядка 100-1000. Re океана и атмосферы $\sim 10^9$.

По сути Число ренольда – отношение сил инерции и сил вязкости, действующих внутри жидкости

Масштабы турбулентных вихрей

$L_{горизонт} \gg L_{вертик}$

$1 \text{ мм} < L < 1000 \text{ км}$

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

U – масштаб скорости

L – масштаб длины

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

число Рейнольдса

$Re < Re_c$ – течение ламинарное

$Re > Re_c$ – течение турбулентное

$$Re_c \sim 10^2 - 10^3$$

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

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

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

$$\frac{U}{L/U} \frac{\partial \dot{\mathbf{v}}^*}{\partial t^*} + \frac{U^2}{L} (\dot{\mathbf{v}}^* \dot{\nabla}^*) \dot{\mathbf{v}}^* =$$

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

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

Ламинарное - упорядоченное течение жидкости или газа, при котором жидкость или газ перемещается как бы слоями, параллельными направлению течения. Лам. теч. наблюдается или у стенок вязких жидкостей, или при течениях, происходящих с достаточно малыми скоростями, а также при обтекании жидкостью тел малых размеров

Режим течения жидкости характеризуется так назыв. числом Рейнольдса. Re . Когда $Re < Re_{кр}$, то течение ламинарное, если $Re > Re_{кр}$ течение может быть турбулентным.

Турбулентное - форма течения жидкости или газа, при которой их элементы совершают неупорядоченные, неустойчивые движение по сложным траекториям, что приводит к интенсивному перемешиванию между слоями движущихся жидкости или газа.

Ламинарное характеризуется плавным изменением всех характеристик от точки к точке. Особенность же турбулентного течения в неупорядоченности движения как во времени, так и в пространстве. Турбулентное движение переносит массу, тепло, импульс, соль и

Тонкая термохалинная структура в океане

Суть явления Тонкой термохалинной структуры - исследования показали, что вертикальное распределение температуры, плотности, солёности, электропроводимости воды чрезвычайно изрезаны. Эти структуры хорошо воспроизводятся при повторном зондировании, что говорит что эти образования долгоживущие - от нескольких часов до нескольких суток. Оказывается структура океана и атмосферы - слоистая, скажи спасибо турбулентности. Кроме этого безобразия возможен даже инверсный ход какой-то величины. Тонкая термохалинная структура образуется на фоне гидростатической устойчивости подных масс.

Существует два класса процессов, приводящих к ее образованию

1. необходимо наличие внешних источников кинетической энергии.
2. расход доступной потенциальной энергии.

Термохалинная структура определяет генерацию и распределение микротурбулентности в толще вод Мирового океана

Измерения показали, что вертикальные распределения электропроводности воды, скорости звука и скорости течения в океане преимущественно изрезна.

Если обозн. в момент τ в точке (x, y) измеренные распредел. t , скорости, и плотности как $T_{x, y, \tau}(z)$, $S_{x, y, \tau}(z)$, $\rho_{x, y, \tau}(z)$, то

$$T_{x, y, \tau}(z) = \langle T(z) \rangle + T'_{L, \tau}(z) + T''_{x, y, \tau}(z)$$

$$S_{x, y, \tau}(z) = \langle S(z) \rangle + S'_{L, \tau}(z) + S''_{x, y, \tau}(z)$$

$$\rho_{x, y, \tau}(z) = \langle \rho(z) \rangle + \rho'_{L, \tau}(z) + \rho''_{x, y, \tau}(z)$$

τ и L - знак. врем. и простр. масштабов.

Члены T'' , S'' , ρ'' - отражают неоднородности, связ. с микротурбулентностью.

Члены T' , S' , ρ' - отражают неоднородности, которые относятся к основной толстой термохалинной стратификации океанических вод.

Существует два класса процессов приводящих к обр. толстой термохалинной структуры - в первом случае

необход. источниками кинетическ. энергии,
 служит фа. масса процессов
 приводящих к обр. толстой термокаменной
 структуры - в первом случае
 необход. источниками кинетическ. энергии,
 расходуемой на пов. пот. энергии
 фиджости - напр. течения, приливы,
 инерционные колебания и внутренние
 грав. волны. Во втором случае расход
 доступной пот. энергии фиджости, при
 этом часть освобожденной пот. энергии
 теряется. Толстая термокаменная
 структура стратификации определяет
 распределение температурности
 в толще вод.

№17 Теплообмен на границе раздела "вода-воздух".

Холодная пленка

Причины глобальной циркуляции воздушных и водных масс на Земле

1. Процессы испарения (слой толщиной 10^{-9} м)
2. Эффективного излучения океана (слой толщиной 10^{-5} м (Радиационный слой))
3. Контактный перенос тепла

Средне глобальный поток составляет 175 Вт/м^2

Испарение, отток тепла из верхней части Радиационного слоя велико, а солнечная радиация, которую он поглощает, порядка $8 \cdot 10^{-5} \text{ Вт/м}^2$, что пренебрежимо мало. Результат - выхолаживание радиационного слоя, большой перепад температур с нижележащим дневным слоем. ДС- турбулентность, при подъеме к границе раздела она затухает, до ламинарного характера. При этом коэф. теплопроводности ламинарного слоя $<$ коэф. тепл. турбл на несколько порядков. Возникает огромный градиент температур $\sim 1000 \text{ К/м}$. Так образуется особая термическая структура - Холодная пленка, с инверсным распределением температуры по глубине и громадным градиентом у поверхности.

Физическая сущность структуры холодной пленки заключается в природе теплообмена океана.

Теплообмен на границе раздела "вода - воздух"

Ур. радиацион. баланса

$$R_a = j + F_n - U_{\infty}$$

$$R_w = I_n - F_{\text{эф.}}$$

где j и F_n - потоки атмосферной
потери солнечной радиации и части
эффективного излуч. океана, U_{∞} -
тепл. излуч. в космос, I_n -
поток поступающ. в океан солнечн.
радиации, $F_{\text{эф.}}$ - эффективное излуче.
океана.

Приход солнечной энергии на Землю
и дальнейшее ее переизлучение в космос
приводит океан и атмосферу в
термодинамически неравновесное состояние.

Атмосфера, не смотря на это не

состояние ведет к возникновению
теплообмена между океаном и
атмосферой, движет в процессах иста-
рации, ИК-излучения и конвекции.
Тепл етими струя радиат. баланс
атмосферы компенсируется теплом
конденсации водяного пара, поступа-
ет в тропосферу с пов. океана и
конвективными переносом тепла с подг.
поверхности.

Холодная тема

Будущее первоначальной модели
циркуляции воздушных и водных
масс на Земле, процессы в атмосфере
эффективно циркуляции океана и
контактного переноса тепла имеют
место практически на поверхности
океана.

Указанные процессы уносят
с пов. океана огромное количество
тепла $\sim 175 \text{ Вт/м}^2$. Из-за незначитель-
ной толщины радиационного слоя
 $R_C \sim 10^{-5} \text{ м}$ солнечной радиации
недостаточно для поддержки поверхности
процессов. Это приводит к интенсивному
выхолаживанию R_C .

Образ. дефицита тепла приводит к
переносу температуры между R_C и
интерфейсами слоев, более
толстыми - глубже.

Дин. структура глубоко слоя характер.

турбулентностью, то при подходе к поверхности склона, турбулентность затухает, а у самой границы раздела вода-воздух эффект приобретает вихревой характер, когда процесс течения осуществляется поперечными процессами с обильным для воды значением коэфф. теплопроводности.

Все указанные факторы приводит к образованию особой термической структуры - вихревой пленки.

№18 Законы теплового излучения. Спектры излучения солнца и планет

Поступающий на землю радиационный поток энергии есть энергия электромагнитного излучения Солнца, распространяющаяся по всем направлениям косм. пространства со скоростью $3 \cdot 10^8$ м/с

Величины:

1. W - энергия [Дж]
2. Φ - поток [Вт]
3. P - интенсивность или плотность потока [Вт/м²]
4. I - энергетическая сила излучения [Вт/ср]
5. B - энергетическая яркость [Вт/м²*ср]

Экспериментальный закон Ламберта: $P = \pi B$ - связь интенсивности с яркостью излучения.

Модель абсолютно черного тела (АЧТ)- идеальный поглотитель излучения, поглощает все, попадающее на него излучение, независимо от длины волны и направления.

Свойства АЧТ

1. Поглощательная способность = 1
2. Плотность энергии и спектральный состав излучения не зависят от природы вещества, а зависят только от температуры
3. Излучение АЧТ может быть в равновесии с веществом при равенстве потоков излучения, испускаемых и поглощаемых АЧТ, имеющих определенную температуру.

АЧТ также является идеальным излучателем света.

Реальные тела могут быть АЧТ с точностью 99%. Модель АЧТ - сфера с отверстием, у которой стенки имеют одинаковую температуру.

Интересно что: белая краска хорошо отражает видимый свет, но АЧТ в ИК диапазоне.

Серое тело - тело, коэффициент поглощения которого меньше единицы и не зависит от длины волны и абсолютной температуры.

Закон излучения АЧТ (Планка) (Спектральное распределение интенсивности излучения)

$e(y, T) = C_1 / (y^5 \cdot [\exp(C_2 / yT) - 1])$, $C_1 = 2\pi^5 h^3 c^0^2$;
 $C_2 = hc_0/k$, $y = \lambda = \text{длина волны}$, h - постоянная Планка k -
 постоянная Больцмана c_0 - скорость света в вакууме

$\lambda_{\max}(y) = C_3 / T$ - длина волны соответствующая максимуму
 плотности излучения, Закон смещения Вина

$R = aT^4$ - интенсивность от температуры, Закон Стефана
 Больцмана.

Закон Кирхгофа - Отношение испускательной способности
 поверхности непрозрачного тела и его поглотительной
 способности для всех тел, является универсальной функцией
 длины волны и температуры

Спектр излучения солнца можно аппроксимировать спектром
 излучения АЧТ при температуре в 6000 К, что не далеко от
 действительности. Максимум приходится на 0,2-4 мкм.

1. Ультрафиолетовый диапазон 0,2-0,3 мкм
2. Видимый участок 0,3-0,7 мкм
3. инфракрасная область 0,7-4 мкм.

Один квадратный метр солнца излучает такую же мощность,
 как современный турбогенератор ТЭЦ.

В спектре излучения планет всегда существует два максимума

1. Отраженное солнечное излучение.
2. Тепловое излучение.

Тепловое излучение — электромагнитное излучение со сплошным спектром, испускаемое веществом и возникающее за счет его внутренней энергии.

Тепловое излучение можно описать законами Стефана — Больцмана и закон излучае абс тверд. тела.

$$P = S \sigma T^4 \quad P - \text{мощность}$$

$$\sigma = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3}$$

h — конст. Планка

k — конст. Больцмана

$$\sigma \approx 5,67 \cdot 10^{-8} \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2 \text{К}^4} \quad \epsilon - \text{емор. света}$$

коэф. k_n излучения переноса
 $k_n = \frac{16\pi^2 s T^3}{3\epsilon}$ ϵ — коэф. преломл
 n — погл. преломл

Закон Кирхгофа утверждает, что отношение излучательной способности к поглотительной способности всех тел (при данной темп. и для данной частоты) одинаково. (независит от

$$\frac{\epsilon_{\lambda}(\nu, T)}{a_{\lambda}(\nu, T)} + \dots = \epsilon(\nu, T)$$

форма, хим. состава и т.д.)

ε - излучат. способн. α - поглосит. способн.

Спектры излучения Солнца и планеты

планет

На фоне непрерывного спектра Солнца имеется множество темных спектральных линий - линий различной интенсивности. Наличие спектральных линий позволяет определить химический состав Солнца и планет.

Определяется он на основании совпадения линий (или комбинаций) молекулярных линий с линиями более простых или эл.

№19 Солнечная постоянная. Радиационный обмен в системе "Солнце-Земля-Космос". Оценка температуры земли, Парниковый эффект

Солнечная постоянная - Суммарный потоак солнечного излучения, проходящий через единичную площадку, перпендикулярно направлению лучей и находящуюся на расстоянии 1 а.е. (150 млн. км) $S=1370 \text{ Вт/м}^2$

Интенсивность излучения солнца $P=aT^4=6,1*10^4 \text{ кВт/м}$,
 $\Phi=PS=3.8*10^{26} \text{ Вт}$ - излучает солнце.

Закон ламберта $\Phi_3=VcSc*(S_3/d^2)$ S - площадь поперечного сечения солнца и земли соответственно, d - расстояние между ними

$$S=\Phi_3/S_3=\pi Vc*(Rc/d)^2=P*(Rc/d)^2=1370 \text{ Вт/м}^2.$$

Очевидно, что температура солнца выше температуры земли, а температура земли выше температуры космоса. Откуда получаем сразу направление потоков энергии...

примем, что температура земли постоянна, и

$S_c=4\pi R_c^2$ - площадь поверхности солнца,

$S_{сеч}=\pi R_3^2$ - площадь сечения земли,

$S_{пов}=4\pi R_3^2$ - площадь поверхности земли

Плотность потока и яркость связаны отношением

$$P_c=\pi Vc=aT^4.$$

Из предыдущего имеем $\Phi_в=VcSc*(S_3/d^2)=aT_c^4*S_{сеч}*(Rc/d)^2$

поток с поверхности $\Phi_и=aT_3^4*S_{пов}=aT_3^4*S_{пов}$.

Должно сохраняться равенство потоков $(1-A)\Phi_в=\Phi_и$, где A -

Альбедо

В результате получим $T_3=T_c*\text{корень}(Rc/2d)*(1-A)^{1/4}=225 \text{ К}$.
 $A=0,35$

Получилось меньше, так как мы не учитывали влияние атмосферы. Излучение ИК лучей землей будет сильно поглощено атмосферой, т.к. в ней много оптически активных газов. То же самое можно сказать и про некоторые другие диапазоны. Таким образом излучение земли довольно сильно поглощается и тем самым нагревает атмосферу. в этом состоит суть "парникового эффекта"

тогда оценим температуру земли исходя из уравнения
 $T_z = T_c \cdot \sqrt[4]{(R_c/2d) \cdot [(1-A)B]}$ = 288 К = 15 С правдоподобная
 оценка $B=0,6$

Солнечная постоянная

Суммарный поток солнечной энергии, проходящий за единицу времени через единичную площадку, перпендикулярную направлению потока, на расстоянии одной астрономической единицы от ^{(примерно р} Земли ^{Земли} Солнца, вне земной атмосферы равен 1367 Вт/м².

Радиационный обмен в системе

Земля - Земля - Космос.

Φ - поток, W - энергия излуч.

P - интенсивность, I - энерг. сила.

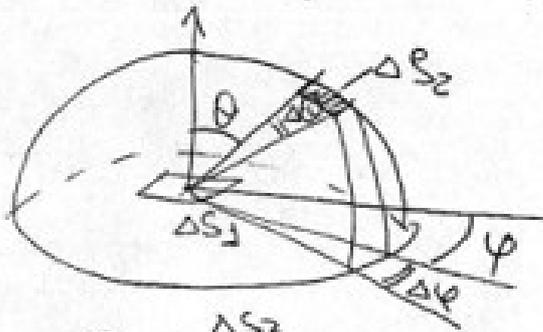
B - энерг. яркость.

Взаимодействие описывается законом Ламберта.

$$\Delta^2 \Phi = B \Delta S_1 \cos \Theta \frac{\Delta S_2}{R^2} = B \Delta S_1 \cos \Theta \Delta \Omega$$

Θ и φ зенитный и азимутальный углы.

ΔS_1 - излучатель, ΔS_2 - приемник.



$$\Delta \Omega = \frac{\Delta S_2}{R^2}$$

$$\Delta P = \frac{\Delta^2 \Phi}{\Delta S_1} = B \cos \theta \Delta \Omega$$

$$P = \int_{\Omega=2\pi} B \cos \theta \Delta \Omega = \pi B$$

Оценка температуры Земли

Ядро $\sim 4600\text{K}$.

Т поверхности $\approx 250\text{K}$

Т в центре ядра 6000K одно в радиусе $= 285\text{K}$

Среднее значение геотермического градиента $20^\circ\text{C}/\text{км}$.

Парниковый эффект

В результате атмосфера прозрачна в видимом участке спектра, прозрачна в видимом участке спектра, однако для ИК-тепловой излучения газа наименьше в атмосфере

такой газ излучение поглощается.

и только меньшая ее часть идет

через окно прозрачности.

№20 Солнечная активность. Солнечный ветер. Геомагнитная ловушка.

Солнечная активность - совокупность нестационарных процессов на солнце (пятна, протуберанцы, возрастание УФ)

Регулярное возникновение в атмосфере Солнца характерных образований: солнечных пятен, факелов в фотосфере, флоккулов и вспышек в хромосфере, протуберанцев в короне. Области, где в совокупности наблюдаются эти явления, называются центрами солнечной активности. В солнечной активности (росте и спаде числа центров солнечной активности, а также их мощности) существует приблизительно 11-летняя периодичность (цикл солнечной активности). Солнечная активность влияет на многие земные процессы

Свойства

1. Все нестационарные процессы связаны с магнитным полем Солнца
2. Характерный период 11 лет (магнитный цикл)
(период оборота солнца - 27 суток)
3. При смене цикла активности меняется полнота общего магнитного поля Солнца.

СОЛНЕЧНАЯ ВСПЫШКА-самое мощное проявление солнечной активности, внезапное местное выделение энергии магнитных полей в короне и хромосфере Солнца (до 10^{25} Дж при наиболее сильных солнечных вспышках). При солнечных вспышках наблюдаются: увеличение яркости хромосферы (8-10 мин), ускорение электронов, протонов и тяжелых ионов (с частичным выбросом их в межпланетное пространство), рентгеновское и радиоизлучение.

Свойства (вспышки)

1. Вспышки солнца наблюдаются вблизи пятен
2. Периодичность: несколько слабых в сутки
3. В рентгеновском диапазоне интенсивность излучения возрастает в 4-5 порядков ($t \sim 10^7$ К)
4. Развитие вспышки 1-15 мин, может жить несколько дней.

"Космической погодой" или "погодой в космосе" называют совокупность явлений, происходящих в верхних слоях земной атмосферы. в ионосфере и околоземном космическом пространстве.

СВ - Солнечный ветер истечение разреженной плазмы из внешних областей солнечной короны в межпланетное пространство

СОЛНЕЧНЫЙ ВЕТЕР-истечение плазмы солнечной короны в межпланетное пространство. На уровне орбиты Земли средняя скорость частиц солнечного ветра (протонов и электронов) около 400 км/с, число частиц - несколько десятков в 1 см³.

Свойства СВ

1. Заполняет пространство до 200 а.е.
2. Основные составляющие - протоны электроны
3. Скорость 300-700 км/с

Геомагнитная ловушка - частица солнечного ветра пролетающая рядом с землей испытывает воздействие магнитного поля. Под действием силы Лоренца она начинает вращаться вокруг земли по направлению к южному магнитному полюсу (северному географическому). Время пребывания 1 мин-1 сутк

ПОЛЯРНОЕ СИЯНИЕ

быстро меняющееся свечение отдельных участков ночного неба, наблюдаемое временами преимущественно в высоких широтах. Происходит в результате свечения разреженных слоев воздуха на высотах 90-1000 км под действием протонов и электронов, проникающих в атмосферу из космоса.

Солнечный ветер - истечение разреженной плазмы из внешних областей солнечной короны в межпланетное пространство

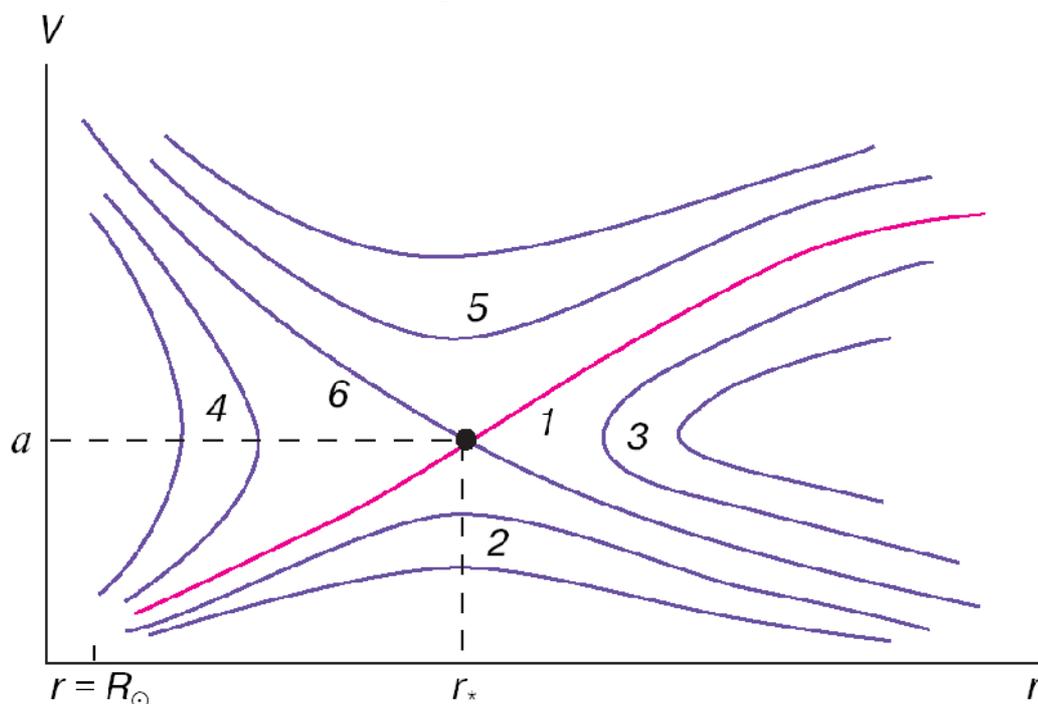
Причина возникновения

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} - G \frac{M}{r^2} \neq 0 \Rightarrow V_r \frac{dV_r}{dr} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} - G \frac{M}{r^2}$$

Свойства СВ:

- заполняет пространство до **200 а.е.**;

- **основные составляющие: протоны и электроны;**
- **скорость частиц 300-700 км/с;**
- **концентрация (при $r=1$ а.е.) $n \sim 10$ частиц/см³ ;**
- **$n \sim 1/r^2$;**
- **число Маха (при $r=1$ а.е.) ~ 7 .**



1950 - первые свидетельства о существовании СВ получены L.Viermann в по анализу сил, действующих на хвосты комет;

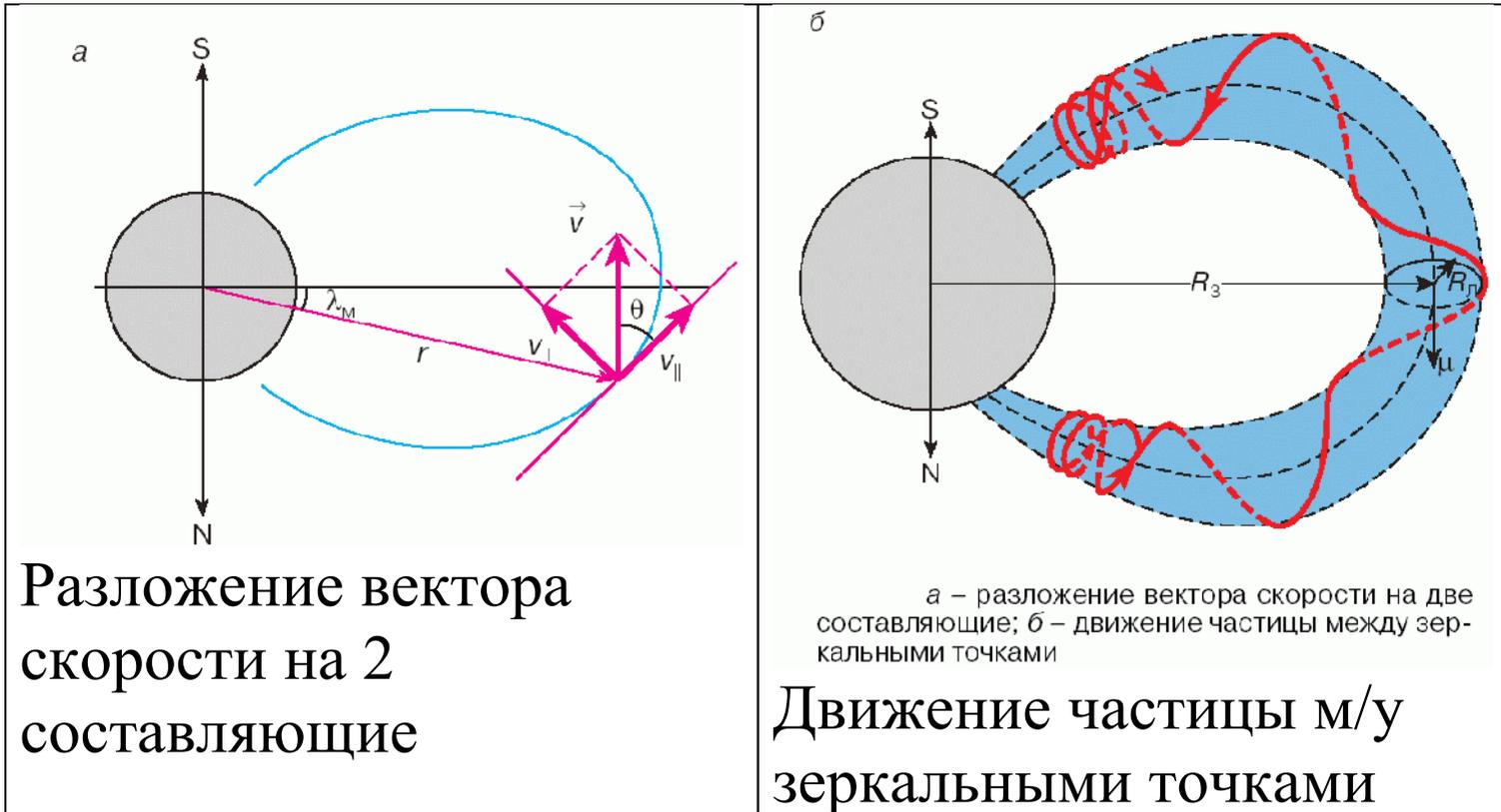
□ 1957 - E.Parker показал, что вещество солнечной короны не может находиться в условиях гидростатического равновесия, а должно расширяться (со сверхзвуковыми скоростями);

□ 1959 - впервые СВ зарегистрирован аппаратом Луна-2;

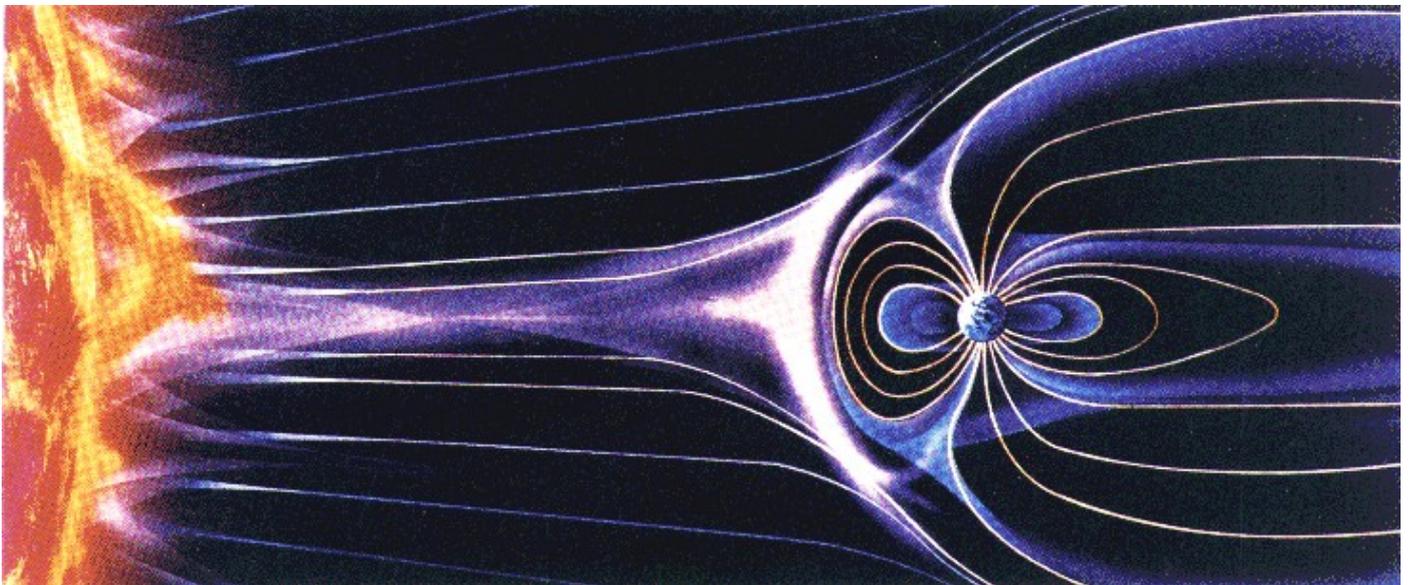
□ 1962 - существование постоянного истечения плазмы доказано измерениями амер. Маринер-2.

При обтекании препятствий (магн. поля планет Меркурия, Земли, Юпитера, Сатурна, или проводящих ионосфер Венера, Марс) СВ разогревается и тормозится, при этом в СВ формируется полость – магнитосфера

Вспышки на Солнце порождают ударные волны, приход которых



к Земле вызывает возмущения магнитосферы - магнитные бури

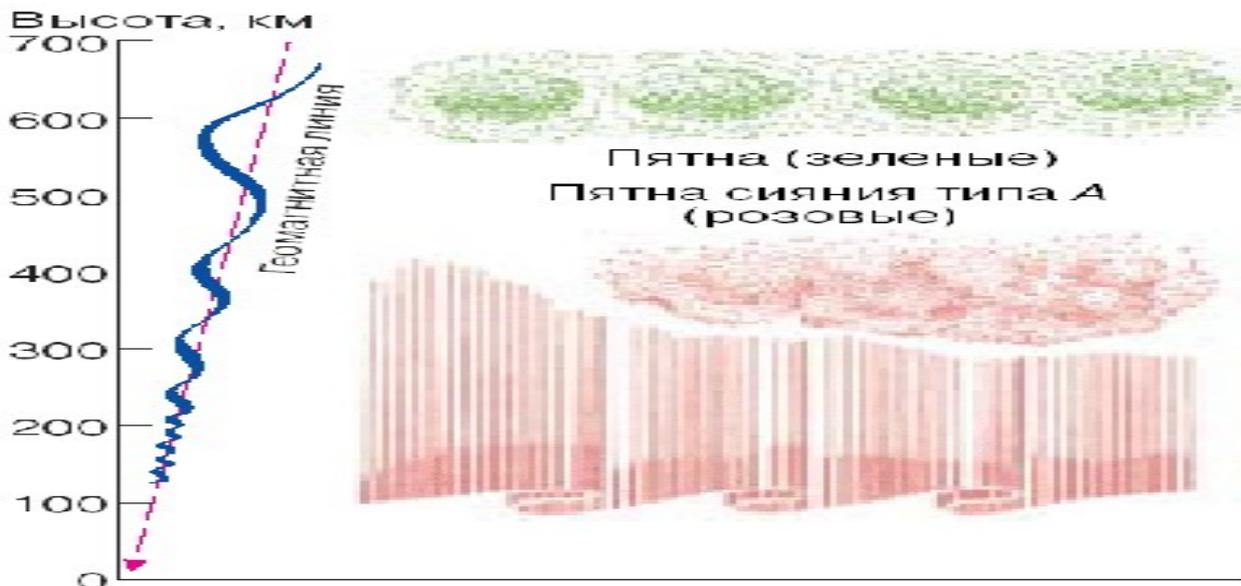


Геомагнитная ловушка

Полярные сияния – излучение атомов атмосферы, возбуждаемых в результате столкновения с частицами, высыпавшимися из радиационного пояса.

Атомы кислорода – зеленое и красное свечение;

Ионизированные молекулы азота – инфракрасное и фиолетовое.



№21 Атмосферное электричество

Основные факты:

- В тропосфере все облака, осадки, туманы, пыль etc. обычно электрически заряжены;
- В чистой атмосфере постоянно существует электрическое поле;
- Земля имеет отрицательный заряд $\sim 3 \cdot 10^5$ Кл;
- Атмосфера в целом заряжена положительно;
- Разница потенциалов Земля-ионосфера $\sim 300\,000$ В.

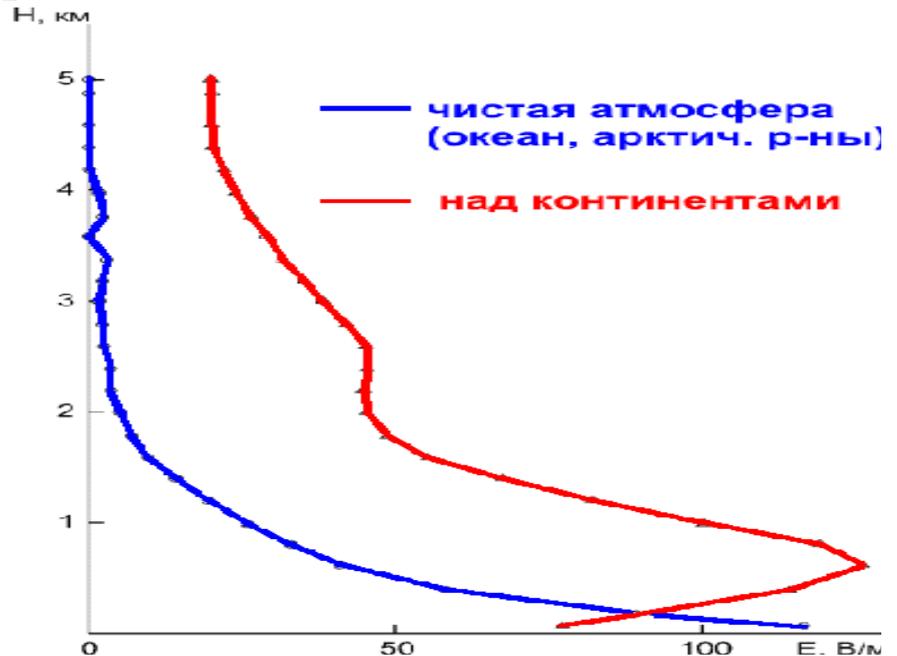
ЗОНЫ

| ХОРОШЕЙ ПОГОДЫ | НАРУШЕННОЙ ПОГОДЫ |
|---|--|
| •Отсутствуют значит. скопления аэрозолей и источников | •Районы гроз, пыльных бурь, осадков, etc.; |

| | |
|---|---|
| <p>ионизации; •В вариациях поля преобладают глобальные факторы.</p> | <p>•В вариациях поля преобладают локальные факторы</p> |
|---|---|

Зависимость напряженности электрического поля от высоты в зонах «хорошей» погоды

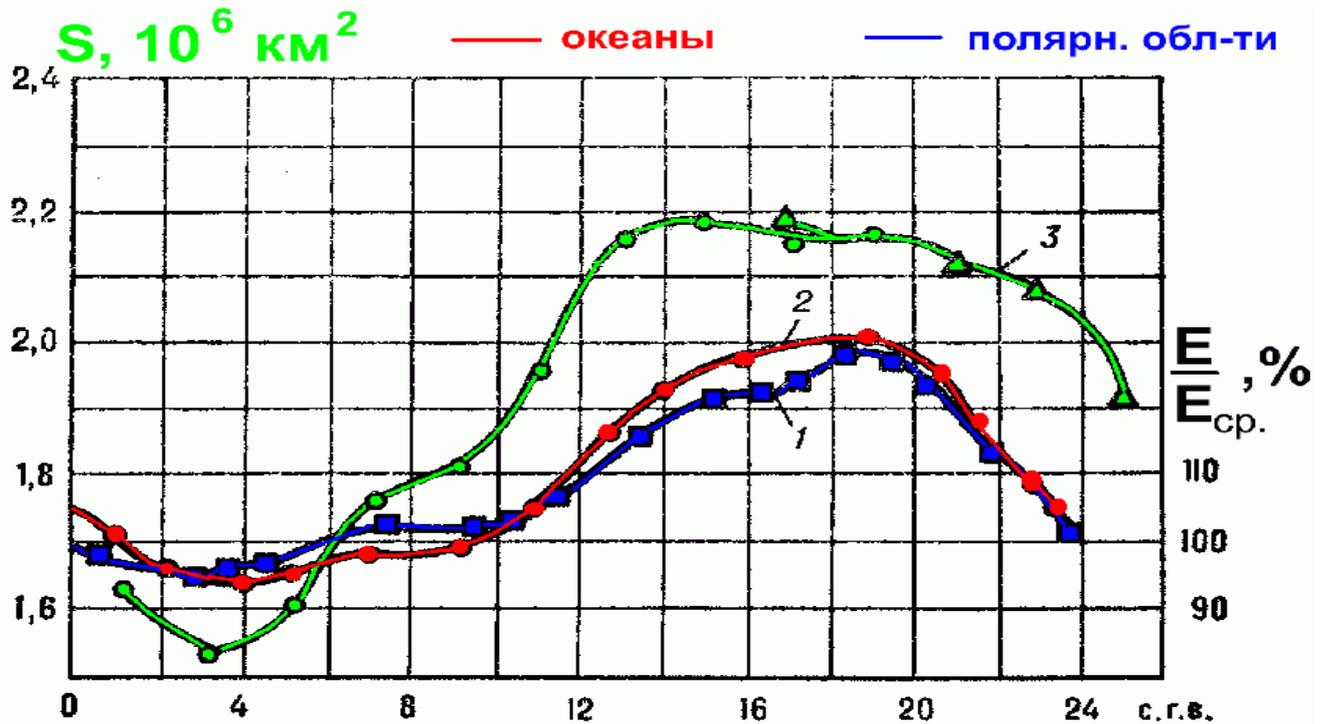
У пов-ти Земли существует поле напряженностью ~ 130 В/м



Вариации напряженности электрического поля во времени

| | |
|--|--|
| <p>Унитарные (синхронные для всех пунктов) - связаны с Изменением заряда Земли в целом</p> | <p>Локальные - связаны с изменениями величины и распределения объемных зарядов в данном районе</p> |
|--|--|

Суточный ход унитарной вариации напряженности поля E и площади, занятой грозами S



Электропроводность атмосферы создается ионами

Электропроводность атмосферы

□ у пов-ти Земли $\lambda \sim (2-3) \cdot 10^{-14}$ Ом⁻¹·м⁻¹,
 $n \sim 20$ ионов/см³;

□ в слое перемешивания $n \sim 10$ ионов/см³, λ растет (незначительно);

□ выше слоя перемешивания λ растет экспоненциально $\lambda \sim 30 \cdot 10^{-14}$ Ом⁻¹·м⁻¹ (на высоте 10 км)

Основные источники ионизации:

- Космические лучи (вся толща атмосферы);
- Излучение радиоактивных веществ, находящихся в земле и атмосфере (убывает с высотой);
- УФи корпускулярное излучение Солнца (на высотах более 50 км)

у пов-ти Земли $n \sim 20$ ионов/см³;
 на высоте 10 км $n \sim 10$ ионов/см³;
 выше 10 км n □

уменьшение концентрации ионов с высотой не противоречит увеличению

$$\lambda = \sum q_i n_i u_i,$$

q_i — заряд;

n_i — концентрация;

u_i — подвижность.

электропроводности, т.к. с высотой растет подвижность ионов, след-но:

у пов-ти Земли $n \sim 20$ ионов/см³;
на высоте 10 км $n \sim 10$ ионов/см³;
выше 10 км n растет

Плотность тока, текущего на поверхность Земли $\sim 10-12$ А/м²

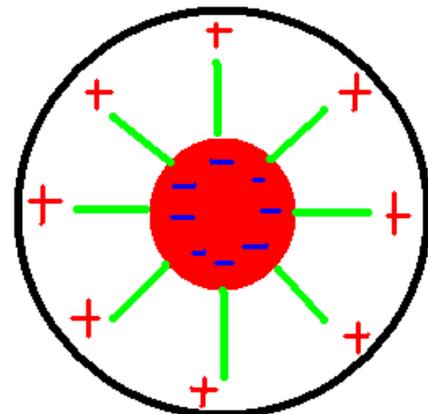
Интегральный ток ~ 1800 А

Должен существовать источник ЭДС

Время разрядки «конденсатора» ~ 10 мин

Генераторы атмосферного электричества:

- Облака и осадки (максимальный вклад);
- Пылевые бури;
- Извержения вулканов;
- Метели;
- Разбрызгивание воды прибоем водопадами...

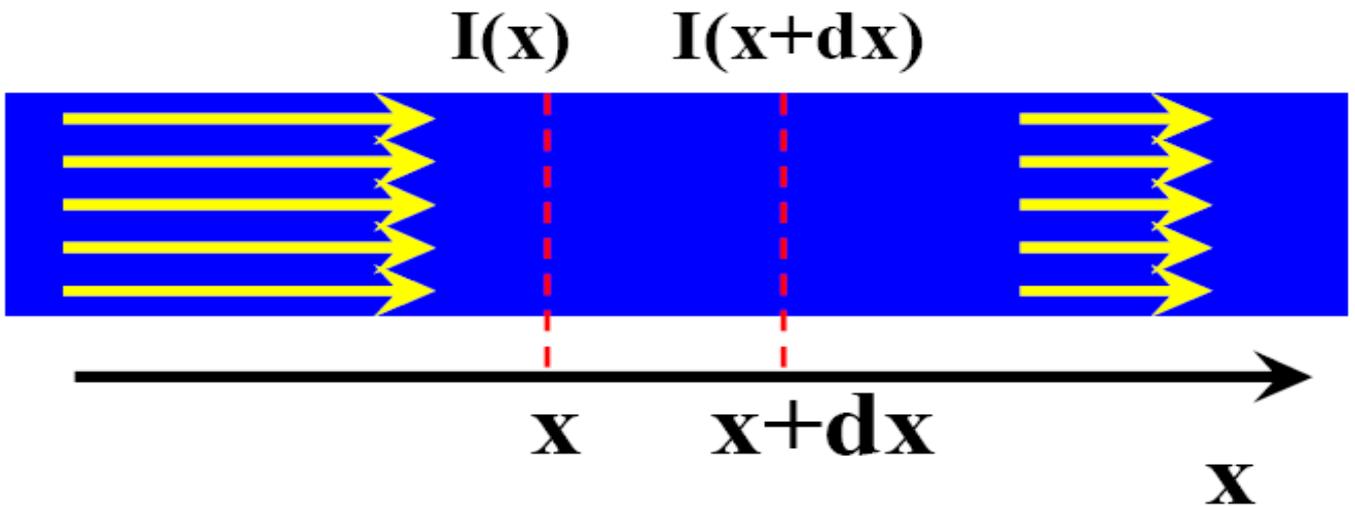


ток одного грозового облака 0.01-1 А



№22 Рассеяние и поглощение электромагнитных волн в атмосфере и океане. Закон Бугера. Рассеяние Ми и Рэля. Явления, вызываемые поглощением и рассеянием.

Закон Бугера (1729 г.)



$$dI = I(x + dx) - I(x) = -\sigma I dx$$

$$dI = -\sigma I dx \quad \Rightarrow \quad \frac{dI}{I} = -\sigma dx;$$

$$\int_{I_0}^I \frac{dI}{I} = -\int_0^x \sigma dx \quad \Rightarrow \quad \ln\left(\frac{I}{I_0}\right) = -\sigma x;$$

$$I(x) = I_0 e^{-\sigma x};$$

σ – коэффициент поглощения
(ослабления)

$$I(x) = I_0 e^{-\sigma x}, \quad \sigma \left[\text{M}^{-1} \right];$$

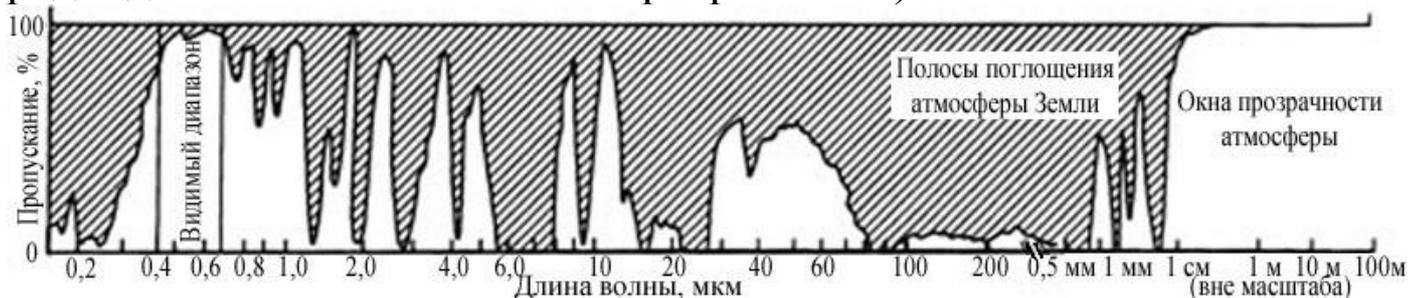
$$I(x) = I_0 e^{-x/\delta}, \quad \delta = \frac{1}{\sigma} \left[\text{M} \right];$$

$$\sigma = \sigma(\lambda).$$

В атмосфере
и в океане

Окна прозрачности атмосферы Земли

- 1) "большое окно": 0.3-1.3 мкм (видимый диапазон);
- 2) 1.5-1.8 мкм (ИК диапазон);
- 3) 2.0-2.6 мкм (ИК диапазон);
- 4) 7.0-15.0 мкм (тепловой ИК диапазон);
- 5) 0.5 мм и более 10м (микроволновый и радиодиапазон - наибольшая прозрачность).



Заштрихованная часть - полосы поглощения;
Белые-окна прозрачности атмосферы.

Коэффициент
ослабления для
морской воды

**Ослабление света с
глубиной в чистой воде**

сигма=0.27 м⁻¹-для

красного света

сигма=0.023 м⁻¹-для

зеленого цвета

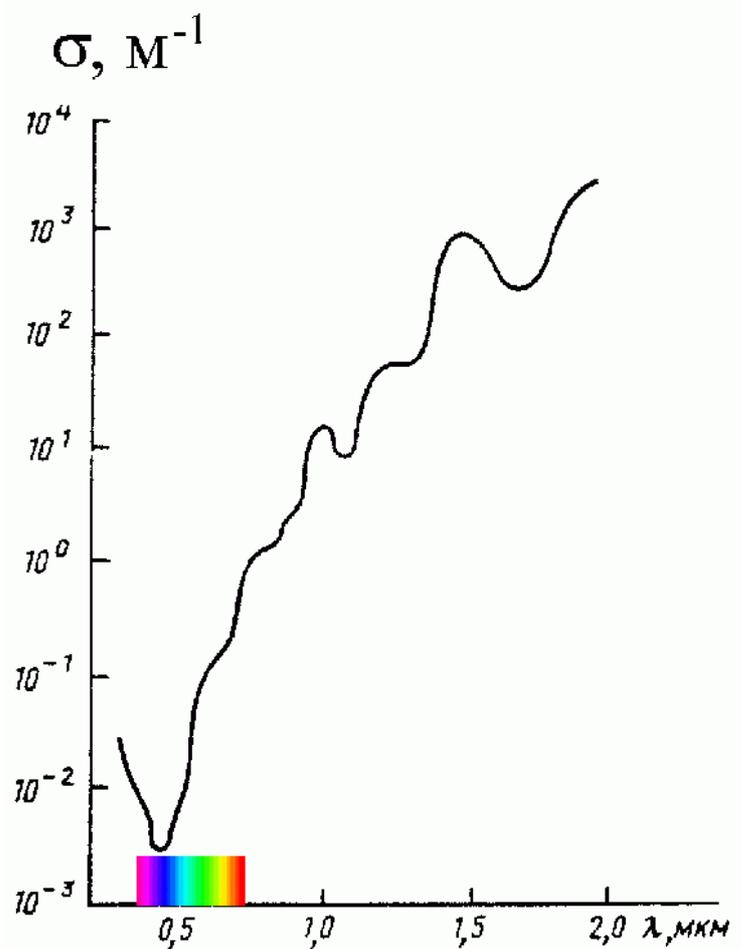
сигма=0.005 м⁻¹для

синего цвета

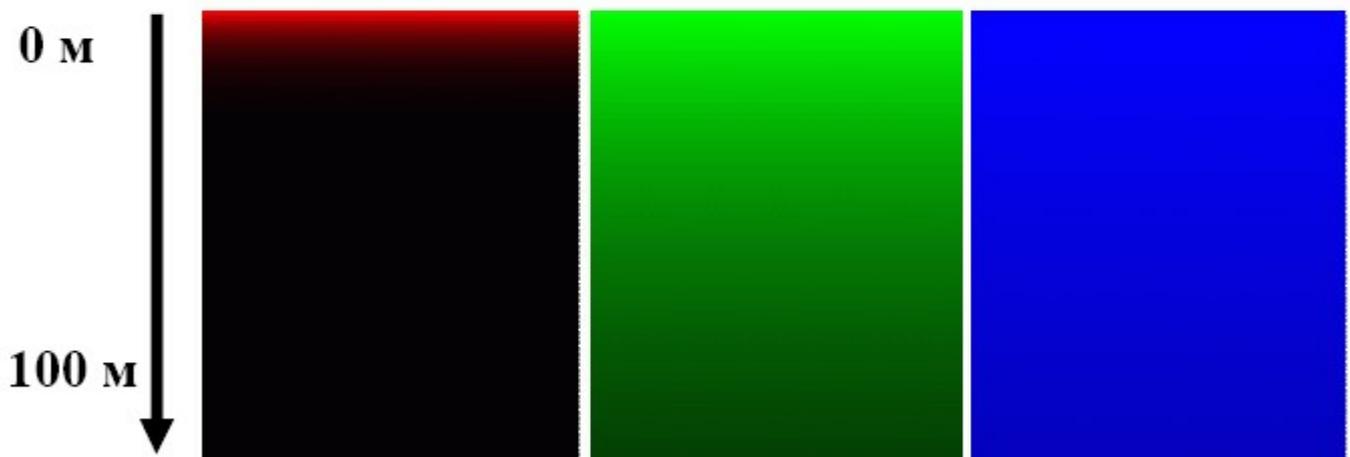
Чем меньше сигма тем

глубже свет проникает в

воде



$$\sigma=0.27 \text{ м}^{-1} \quad \sigma=0.023 \text{ м}^{-1} \quad \sigma=0.005 \text{ м}^{-1}$$



Ослабление электромагнитного излучения есть следствие факторов:

1. Поглощения (переход энергии в тепло);
2. Рассеяния («переизлучения»).

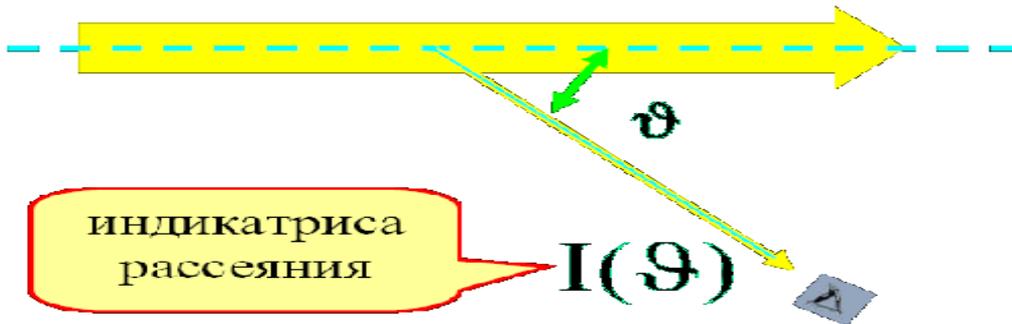
$$\sigma = \kappa + \varepsilon$$

κ -показатель поглощения

ε -показатель преломления

Переизлучения

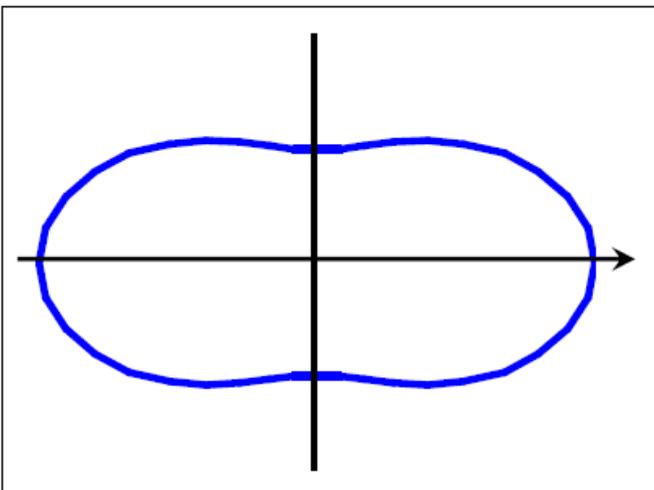
| рассеяние Ми | рассеяние Рэля или молекулярное |
|--|---|
| крупные частицы (неоднородности) $D \gg \lambda$ | мелкие частицы (неоднородности) $D \ll \lambda$ |



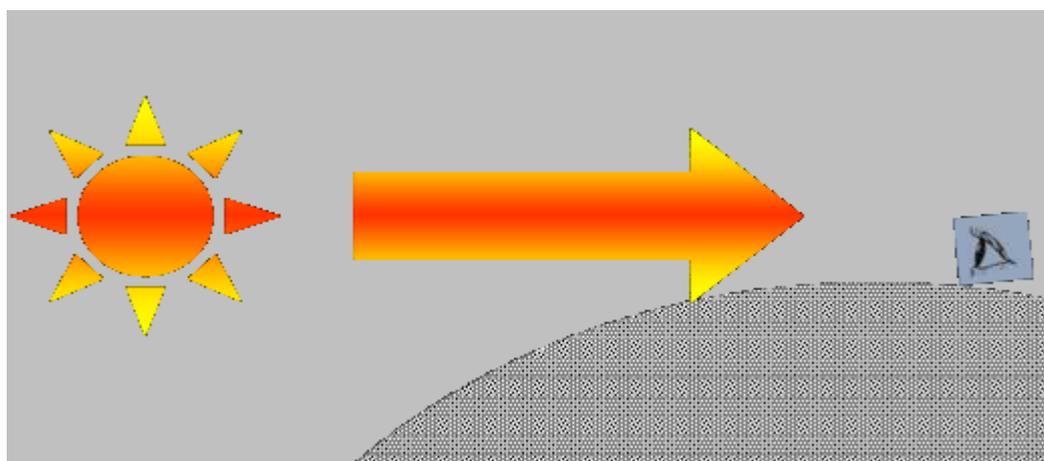
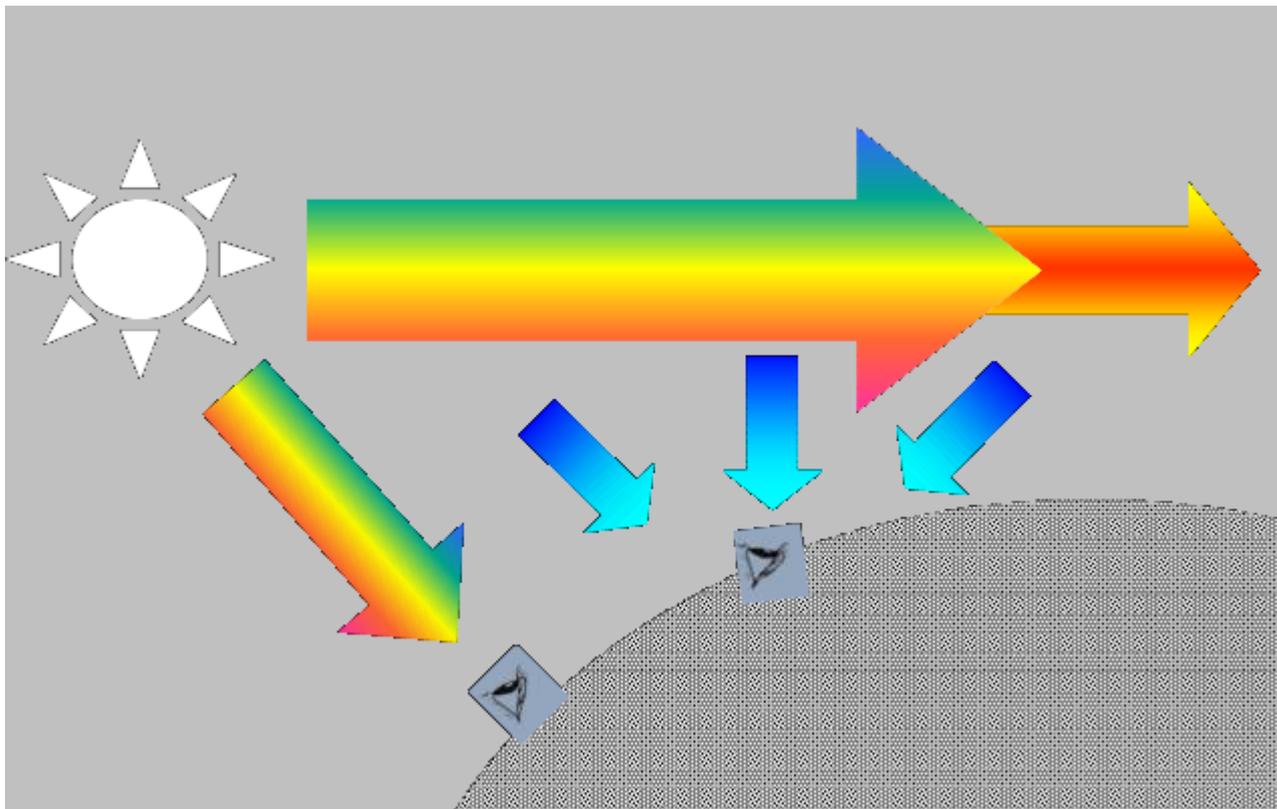
Индикатриса рассеяния Рэля

определяет цвет
неба и цвет
солнца на закате

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



**Чем меньше длина
волны тем больше
индикатриса.**



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

- 1. отраженных поверхностью воды**
- 2. рассеянных в толще воды**

Типичные значения ($\lambda=0.55$ мкм)

| Среда | Показатель поглощения K, M^{-1} | Показатель рассеяния ϵ, M^{-1} | Показатель ослабления σ, M^{-1} |
|-----------|--------------------------------------|--|---|
| Океан | 0.07 | 0.16 | 0.23 |
| Атмосфера | 0 | $2 \cdot 10^{-4}$ | $2 \cdot 10^{-4}$ |

Экстремальные значения показателя ослабления в океане

Саргассово море

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

Перуанский шельф

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

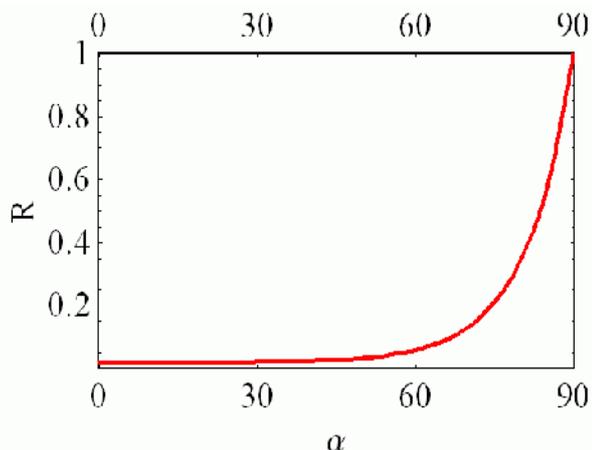
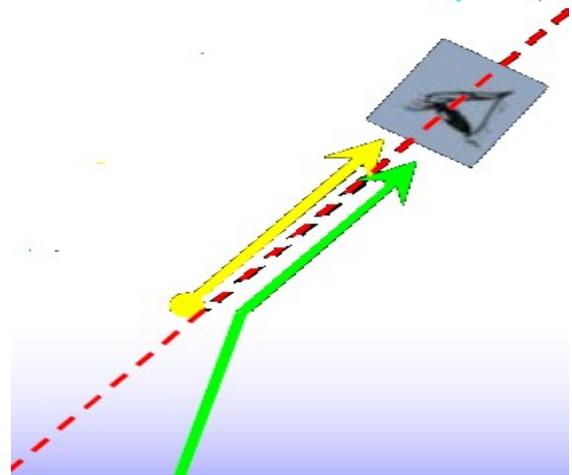
1. отраженных поверхностью воды
2. рассеянных в толще воды

$R \neq R(\lambda)$

2. коэффициент отражения $R = R(\alpha)$

□ вклад отраженных лучей – «цвет неба»

□ интенсивность зависит от угла падения



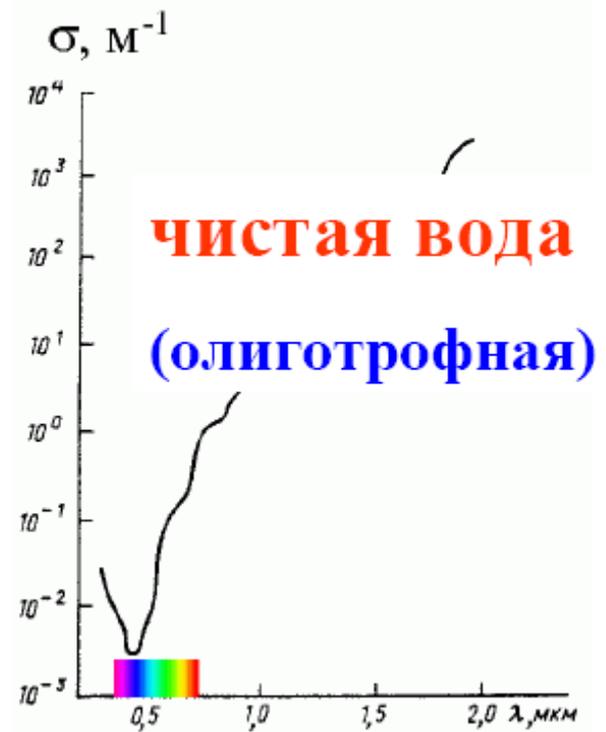
Интенсивность рассеяния зависит от

1. длины волны λ : **растет** при уменьшающемся λ (рассеяние Рэлея $\sim \lambda^{-4}$, рассеяние Ми – слабая зависимость от λ)
2. рассеивающих частиц (концентрации, размера, типа)
3. Спектральный состав рассеянного луча меняется при прохождении через водную толщу

$$I(x) = I_0 e^{-\sigma x}$$

$$\sigma = \sigma(\lambda)$$

наличие
желтого вещества
меняет вид зависимости



№23 Оптические явления в атмосфере вызываемые преломлением (рефракцией)

- миражи, фатаморгана;
- мерцания;
- смещение положения небесных тел;
- искажение формы небесных тел
- цвет океанов, морей и вод суши

Скорость света в вакууме (межпланетном пространстве)

$$c_0 = 2.99792458 \cdot 10^8 \text{ м/с}$$

$$c_0 = \text{const} \neq f(\lambda)$$

из наблюдений за
астрономическими
явлениями

Скорость света в среде

$$c = c_0 / n,$$

$$c = c(\lambda) \Rightarrow n = f(\lambda),$$

n – показатель преломления

| | n |
|-------------|----------|
| Азот | 1.000299 |
| Водород | 1.000139 |
| Углекислота | 1.000449 |
| Вода | 1.33 |

значения
при Н.У.

Рефракция – изменение направления световых лучей в среде с (плавно) изменяющимся в пространстве показателем преломления

$$\sin A / \sin B = n(B) / n(A)$$

$$n(z) \sin \alpha(z) = \text{const}$$

Формула Лоренц-Лорентца

$$1/\rho (n^2 - 1) / (n^2 + 2) = r = \text{const};$$

r - удельная рефракция вещества.

-плотность;

Миражи - оптическое явление в атмосфере,

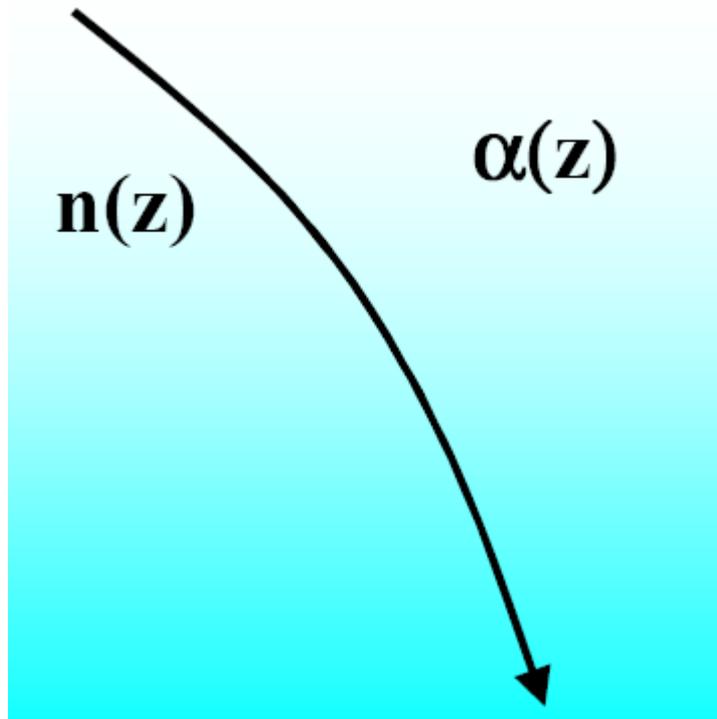
состоящее в том, что вместе с отдалённым предметом (или участком неба) видно его мнимое изображение, смещённое относительно предмета

Причина образования – ПВО света на границах, разделяющих слои воздуха с различной температурой *** в зависимости от расположения по отношению к предмету различают **верхний**, **нижний** и **боковой** миражи

*** мираж всегда виден в той области, где выше температура воздуха

Фата-моргана (итал. fata morgana), сложное оптическое явление в атмосфере, состоящее из нескольких форм миражей, при котором отдалённые предметы видны многократно и с разнообразными искажениями.

Ф.-М. возникает, когда в нижних слоях атмосферы образуется несколько чередующихся слоев воздуха различной плотности. В результате отражения и преломления реально существующие предметы дают



несколько искажённых изображений, частично налагающихся друг на друга и быстро меняющихся во времени.

Мерцание звёзд - быстрые изменения блеска и цвета звёзд, вызываемое преломлением лучей в быстро пробегающих струях воздуха различной плотности.

**** расстояние между красными и фиолетовыми лучами у поверхности Земли может достигать 10 м*

№24 Оптические явления, вызываемые ядрами конденсации

Из-за наличия в воздухе крупных частиц воды и из-за отклонения под воздействием воды воздуха возникают такие явления.

Именно рефракционные эффекты в каплях вызываются причинами этих явлений.

Радуга - разноцветная дуга на небосводе, возникающая в результате дифракции солнечного света в каплях воды на спектральное составление.

Гало - радужное кольцо вокруг солнца или луны наблюдается при рассеянии солнечных лучей на ледяных кристаллах облаков. Дифракция и преломление света ледяными кристаллами может приводить к появлению иррегулярных сияний и лучей, дуг, спириалей и пятен света.

- Общая физическая картина радуги описана в 1611 г. Марком Антонио де Доминисом;
- Рене Декарт в 1635 г. дал полное физическое объяснение радуги;
- В 1729 Исаак Ньютон дополнил теорию радуги в отношении цветов.

№25 Фигура земли, нормальная фигура Земли.

нормальное и аномальное гравитационное поле земли.

| | |
|--|--|
| <p>Равновесная поверхность жидкости такова, что касательная к ней компонента действующей силы равна нулю</p> <ul style="list-style-type: none"> • Равновесная поверхность жидкости совпадает с поверхностью постоянного потенциала – эквипотенциальной поверхностью • Фигура Земли – геоид – это эквипотенциальная поверхность (поверхность равного потенциала). | <ol style="list-style-type: none"> 1. $\vec{g} = -grad W$ 2. Касательная компонента $g_t = (\vec{g} \cdot \vec{n}_t) = 0$ 3. Изменение W: $dW = \sum_{i=1}^{i=3} \frac{\partial W}{\partial x_i} dx_i = (grad W \cdot \vec{dx})$ 4. Изменение W вдоль \vec{n}_t: $\Delta W_t = (grad W \cdot \vec{n}_t) = -(\vec{g} \cdot \vec{n}_t) = 0$ |
|--|--|

Нормальное гравитационное поле и фигура Земли

• Так как значение коэффициента на три – пять порядков превышает значения J_2 остальных коэффициентов ряда для гравитационного потенциала, изучение особенностей поля удобно проводить на фоне трех основных членов, связанных с (1) центрально симметричной частью, (2) вращением и (3) сжатием Земли. Эту преобладающую часть поля и называют «нормальным гравитационным полем (НГП)».

$$W_H = \frac{\gamma M}{r} - \frac{\gamma}{2r^3} M a_e^2 J_2 (1 - 3 \sin^2 \varphi) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \varphi$$

НГП соответствует «нормальная фигура Земли (НФЗ)». НФЗ по определению есть эквипотенциальная поверхность НГП, касающаяся поверхности океана на экваторе. Уравнение этой поверхности есть уравнение сфероида.

$$r_H = a_e (1 - \alpha \sin^2 \varphi), \quad g = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi)$$

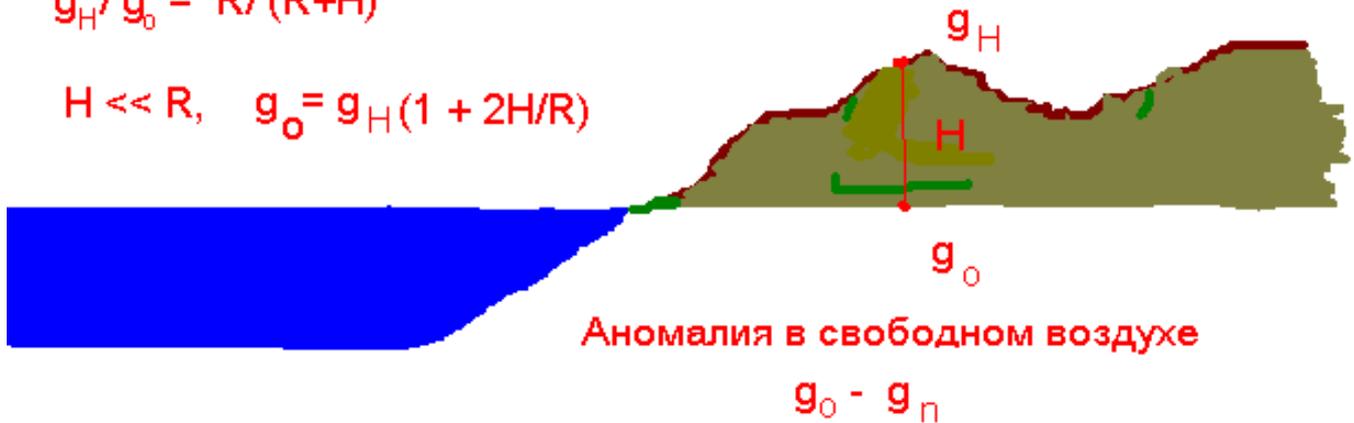
Аномалии гравитационного поля Δg

Масштаб эффекта: $|\Delta g|$ обычно не превышают 50 мгал ($g \sim 980$ гал)

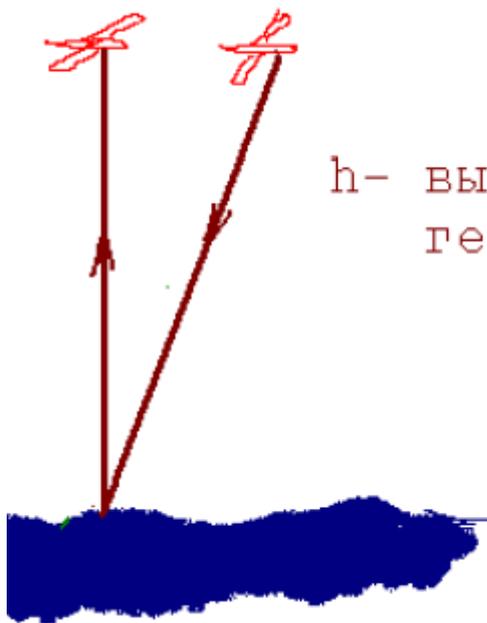
на полюсе $g = 983$ гал, на экваторе $g = 978$ гал

$$g_H / g_0 = R^2 / (R+H)^2$$

$$H \ll R, \quad g_0 = g_H (1 + 2H/R)$$



Гравитационное поле над океанами, спутниковая альтиметрия



h - высота
геоида

Два вида

представления поля

- Аномалии Δg

- Аномалии

эквипотенциальной
поверхности Δh

ГЕОИД

разрешение 25-30 км

№26 Изостазия

Изостазия.

Ожидается Земле от изостатического равновесия имеет порядок величины квадрата радиуса Земли. Согласно принципу изостазии, земная кора, состоящая из гранита и базальта изостатически уравновешена на более тяжелой мантии.

- Блоки земной коры «плавают» в более тяжелой астеносфере
- Астеносфера на геологических масштабах времени ведет себя как вязкая жидкость
- Существует некоторая глубина компенсации, на которой выполняется условие гидростатического равновесия в соответствии с законом Архимеда

Н

$$\int_0^H \rho(z) dz = const$$

У Эри все блоки з.к. имеют одинаковую плотность,

у Пратта – блоки

различной плотности погружены на одинаковую глубину

Основные факты

- Континенты и океаны изостатически скомпенсированы друг относительно друга (по Эри)



- Области скомпенсированные по Эри: большая часть горных сооружений (Анды, Тибет, Гималаи,)
- Области, скомпенсированные в значительной степени по Пратту: вулканические острова
- Области сильнейшего нарушения изостазии — океанические желоба и островные дуги

Гляциоизостатические движения земной коры

Гляциоизостатика.

Вертикальное движение земной коры в областях современного и плейстоценового оледенения, которые вызываются создаваемой ледниковыми покровами динамической нагрузкой и её исчезновением при оттаивании ледников.

Гляциоизостатические движения имеют место на недавно освободившихся от материковых льдов областях, например Канаде.

№27 Сейсмичность Земли. Базовые представления об очаге землетрясения.

Бено Гутенберг,
Чарльз Френсис Рихтер,
США, 1941 г.

Сейсмичность Земли
Способность Земли (в целом или отдельных областей) выражать очаги землетрясений. Характеризуется территориальными расчленениями эпицентров, интенсивностью землетрясений и др.

Распределение землетрясений по энергиям, их связь с региональными особенностями земной поверхности и их географическое распределение

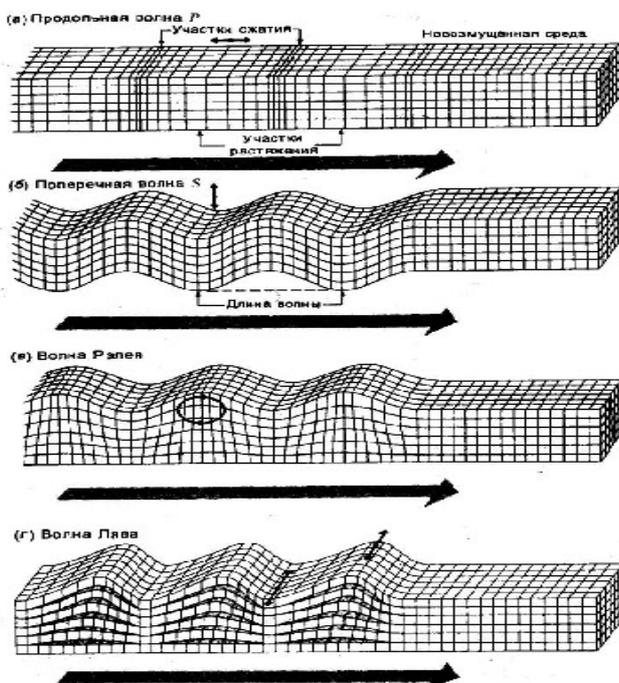
Время между двумя последовательными землетрясениями и Величина сбрасываемого напряжения варьируются от события к событию

Инструментальная эпоха в сейсмологии началась в 1879-1890 гг. с

появлением первых эффективных сейсмографов

Типы сейсмических (упругих)

ВОЛН



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

μ – модуль сдвига

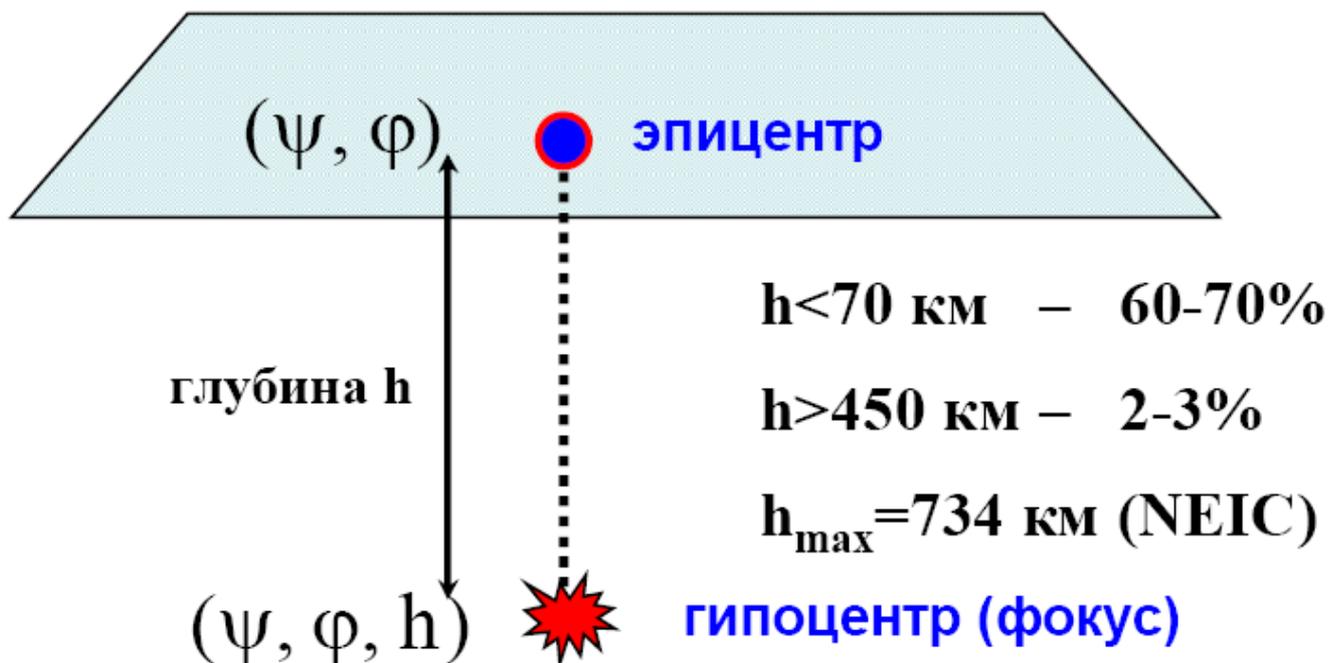
K - модуль всестороннего сжатия

$C_p > C_s$

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

| Объемные | | Поверхностные | |
|-----------------------------|--|-----------------------|--|
| Продольные P (primary) | | волны Лява | |
| Поперечные S (secondary) | | ВОЛНЫ Рэлея | |
| недиспергирующие | | диспергирующие | |

Землетрясение: основные понятия

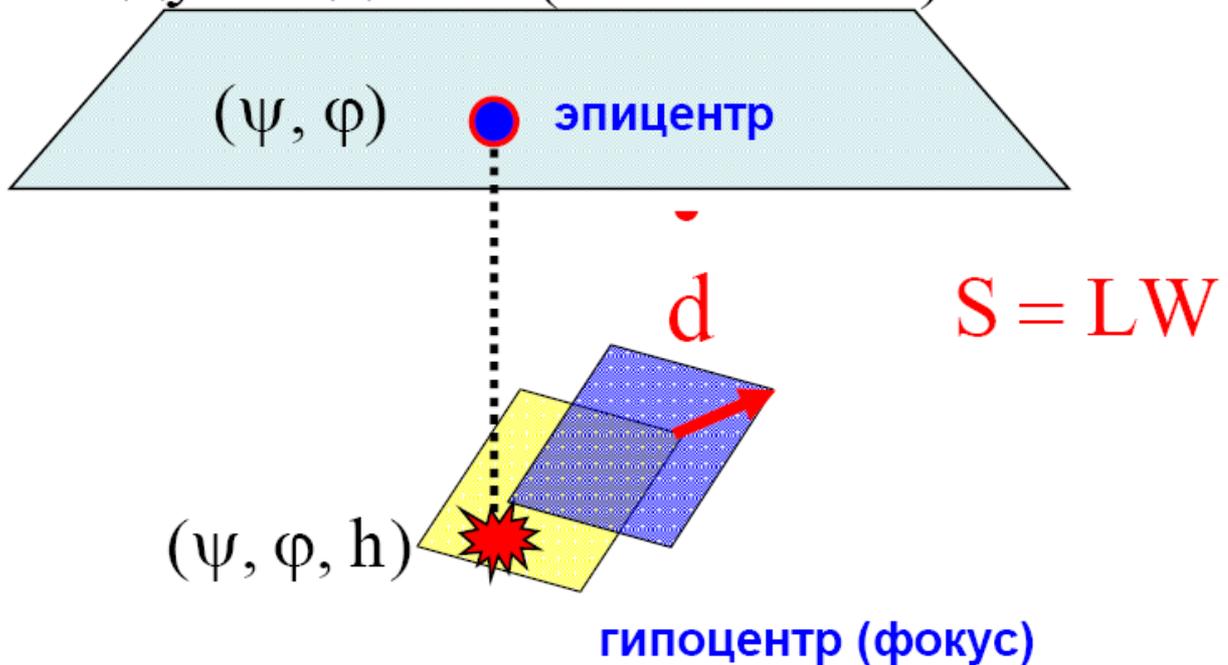


Очаг землетрясения. Основные понятия

$$M_0 = \mu Sd \quad [\text{Н} \cdot \text{м}]$$

сейсмический момент

μ – модуль сдвига ($\approx 3 \cdot 10^{10}$ Па)



Качественная схема механизма очага землетрясения (теория упругой отдачи Рейда)

- Очаг з.т. образуется в результате разрыва сплошности горных пород, когда накопленные напряжения превзошли предел прочности. Разрыв можно считать плоским.
- Разрыв возникает под действием касательных напряжений, которые полностью или частично снимаются на разрыве.
- Скорость вспарывания разрыва конечна и не превосходит скорости поперечных волн. Сейсмические волны возбуждаются на разрыве при его вспарывании.
- Движение в момент землетрясения состоит из касательного перемещения берегов разрыва друг относительно друга с образованием подвижки (дислокации).
- Энергия, высвобождаемая при з.т., есть накопленная энергия упругих деформаций горных пород.

Очаг землетрясения

Теория механизма очага:

- 1) разрыв сплошных горных пород, вызывающий тектоническое землетрясение, наступает в итоге накопления упругих деформаций в зоне разрыва
2. Очаг. процесс. Движение не происходит внезапно, в момент разрыва, а нарастает постепенно
3. Деформация в момент зем-тр. состоит только лишь из упругой стадии.
4. с-Волны возникают на поверхности разрыва.
5. Энергия, освобожденная во время зем-тр. до зем-тр. б-на энергией упругой деф. пород.

№28 Шкала магнитуд и ее связь с энергией землетрясений. Шкала интенсивности.

□ Шкала балльности качественная, характеризует проявления, при сильных землетрясениях – степени повреждения зданий и разрушений (MSK-64, 12- балльная); (Описательная, субъективная шкала (используется для сейсмического районирования)))

□ Шкала магнитуд или шкала Рихтера - Физическая, Объективная шкала

[Шкала MM, 8-балльный толчок \(пример описания\)](#)

«В зданиях, возведенных по специальным проектам, – легкие повреждения, в типовых зданиях – значительные, иногда частичное разрушение... Отрыв панелей от каркасов. Падают печные и фабричные трубы, колонны, памятники... Перемещается тяжелая мебель. Изменяется уровень воды в колодцах и скважинах».

Шкала магнитуд (1)

(существует несколько вариантов!)

Понятие магнитуды введено Чарльзом Рихтером в 1935 г. Первоначальная шкала Рихтера для близких землетрясений <600 км A_{max} - макс. ампл. колебаний в мкм по записи стандартного короткопериодного ($T=0.8$ с) сейсмографа на эпицентральной расстоянии 100 км

Для удаленных землетрясений (>2000 км) введена телесеismicкая магнитудная шкала для поверхностных волн с периодом $T=18-22$ с

D – эпицентральное расстояние в градусах

$$M(L) = \lg A_{\max}$$

$$M_s = \lg(A/T) + 1.66 \lg D + 3.3$$

Шкала магнитуд (2)

(существует несколько вариантов!)

Для глубоких толчков, которые не порождают поверхностных волн, Бено Гутенберг предложил унифицированную магнитуду для эпицентральных расстояний 600-2000 км, определяемую по амплитуде объемных (обычно продольных) волн $Q(D, h)$ – поправка, зависящая от эпицентрального расстояния D и глубины фокуса h Магнитуда, определяемая по сейсмическому моменту M_0 [Н м]

$$m_b = \lg(A/T) + Q(D, h)$$

$$M_w = \lg M_0 / 1.5 - 6.07$$

Энергия землетрясения

эмпирическая зависимость Гутенберга-Рихтера

$$\lg E[\text{Дж}] = 4.8 + 1.5 M_S$$

| M_S | $E, \text{Дж}$ |
|-------|--------------------|
| 6 | 6×10^{13} |
| 7 | 2×10^{15} |
| 8 | 6×10^{16} |
| 9 | 2×10^{18} |

Мегатонная бомба
 $\sim 5 \times 10^{15}$ Дж

За год выделяется
 сейсмическая энергия
 $\sim 10^{18}$ Дж ($\sim 10^{-3}$ теплового
 потока из недр Земли)

К сейсмическим волнам переходит 1-10%
 энергии землетрясения

№29

Упругие волны в безразличии

При землетрясениях возникают и распространяются по всей поверхности твердой Земли низкочастотные упругие волны, называемые сейсмическими.

Скорости волн зависят от плотности и модулей упругости горных пород.

$$V_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

μ - модуль сдвига, ρ - плотность

κ - модуль всестороннего сжатия.

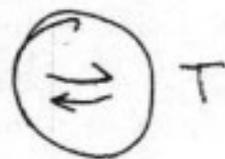
V_p и V_s - скорости прод. и поперечных

Собственные колебания Земли

Существуют два независимых типа собственных колебаний упругого шара. К первому относится мода S или сферические колебания, при которых смещение частицы шара в общем имеет как радиальную, так и тангентальную составляющую. Ко второму типу (мода T) относится крутильные колебания. Смещения при крутильных колебаниях направлены по касательной и не имеют ради. сот.



S



T

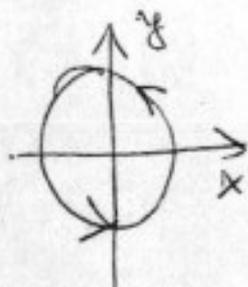
Поверхностные волны

Поверхностные волны возникают под действием объемных сейсмических волн при их выходе на поверхность Земли. Поверхностные волны также могут возникать на разделах границы сред внутри Земли.

Бывают двух типов

Рэлеевские и Лова.

В рэлеевские - смещение по вертикальной плоскости, а частицы движутся эллипс, движется против часовой



Лова волны - смещение в горизонтальной плоскости перпендикулярно к направлению распространения волны

**№30 Годографы сейсмических волн.
Параметр сейсмического луча.**

№34 Магнетизм горных пород.

Магнетизм горных пород

В магнетном поле Земли встречаются минералы, которые связаны с наличием тех или иных магнитных пород.

Магнетизм пород состоит из:

$$I = \chi H_T + I_n$$

χH_T - индуктивная намагниченность,

I_n - естественная остаточная.

Чаще всего $I_n > \chi H_T$ и зверфенная порода и поэтому напр. намагниченность совпадает с I_n .

Намагниченность остаточная называется индукция древнее магнитное поле порода.

Обращен. волновое поле и
полематическая шкала

Из измерений волновое поле
находим. образца I_n мы определяем
 D_{gp} и ширину φ_{gp}

$$\tan \varphi_{gp} = \frac{\tan I_{gp}}{2}$$

Измерения I_n разного времени
возраста можно получить довольно
точно измерением диметрического поля.

Поле времени от времени
меняет свою поперечность -
происходит обращение, измерение
с частотой в $10^5 \div 10^6$ лет.

№35 Конвекция мантии и проблема геодинамики

Конвекция мантии

Механические передачи внутренней энергии Земли на ее поверхность avvieneется конвекцией.

Конвекция в нижней мантии протекает отдельно от конвекции верхней. Из нижней мантии в верхнюю поступает поток тепла, который заметно больше, чем дает теплообразование в области радиохимически активных элементов верхней мантии. Таким образом конвекция обусловлена в верхней мантии подводом тепла снизу.

До сих пор проблемой геодинамики является неизвестность о внутренних источниках тепла в верхней мантии.

При конвекции протекает изменение рельефа, разрастание морей и т.д.

№36 Конвективный теплообмен.

Тепловое конвекция.

В жидкой среде она может вынести большее количество тепла за счет при сравнительно небольшом градиенте. Именно конвекцией передается тепло ~~от~~ ^{вверх} через внешнее тело.

Благодаря конвекции тепло может быть вынесено быстрее из жидкой среды с помощью теплопроводности.

Перенос тепловой энергии из области внешней среды. в область жидкой.

Число Рэлея

Число, характеризующее процесс конвекции. Число Рэлея есть характеристика при наибольшей скорости возмущает конвективное движение.