

# Динамика океана

## Течения в океане

### Причины, вызывающие течения:

- внешние - ветер, приливобразующие силы, атмосфер. давление (перепады), испарение, осадки, сток рек, таяние льда, шлоя приливы, вызывающие перепады уровня поверхности океана
- внутренние - неоднородность плотности воды  $\rho$

### Силы, вызывающие течения:

- первичные - существующие независимо от того, есть ли течение или нет.
- вторичные - возникающие только тогда, когда возникает течение (сила Кориолиса и сила трения).

### Основные типы течений:

- 1) дрейфовые - вызванные силой трения ветра о водную поверхность
- 2) градиентные - вызванные перепадами (градиентами) гидростатического давления (уровня океана); а также перепадами атмосферного давления (бароградиентные течения)
- 3) приливные - вызванные притяжением Луны или Солнца; характеризуются периодичностью ("полусуточные" или суточные); например,  $M_2 = 12 \times 25 \text{ мин}$  (вторая лунная гармоника); создают фронт турбулентности на экваторе.

4) плотностные:

- термohалинные - вызваны неоднородностью плотности воды из-за неоднородностей температур и солёности  $\rho = \rho(T, S)$ .

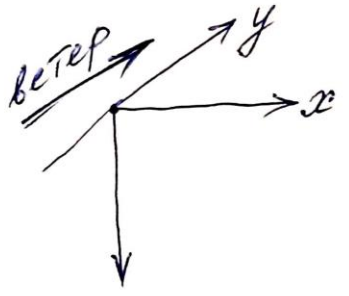
- мутьевые (турбидитные, суспензионные) - вызванные неоднородностью плотности воды из-за присутствия в ней взвешенных твёрдых частиц

5) сейшевые - вызванные сейшами (колебаниями уровня в "замкнутых" водных бассейнах)

6) волновые - вызванные волнами на поверхности (капильные)

Дрейфовые течения. Эмановская теория.

1893-96 Ф. Мансен (судно "Фрам"), 1905 - Эман (теория)



Основные предположения: море безбрежное, бездонное, однородное, ветер постоянный по всей акватории, вода несжимаемая; на удалении от экватора.

Уравнения Навье - Стокса:

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = \rho \vec{g} + \vec{F} - \rho [\nabla \vec{\omega} \vec{v}] - \text{grad} P + \eta \Delta \vec{v} + \left(\frac{\eta}{3} + \epsilon\right) \text{grad} \text{div} \vec{v}$$

$$\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с} \quad \left(\frac{2\pi}{\text{сутки}}\right)$$

$$\text{div} \vec{v} = 0 \quad ; \quad \vec{v} = \vec{v} + \vec{v}'$$

нестационарность      турбулентн. вращающ. скорости

Буссинеск, 1877: в плоскопараллельных морских течениях

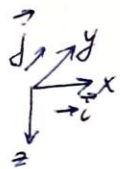
$$-\rho \overline{v'_x v'_z} = \rho K_v \frac{\partial \overline{v_x}}{\partial z} \rightarrow \eta + \rho K_v = A_v \leftarrow \begin{matrix} \text{коэффициент} \\ \text{турбулентной} \\ \text{вязкости (прения)} \end{matrix}$$

$\eta \ll \rho K_v$

$K_v$  — не физическая константа вязкости, это эмпирич. коэффициент, зависящий от параметров течения, ③

Учитывая другие упрощения ( $\rho \vec{g} \approx \rho \text{grad } P$ ,  $\vec{F} = 0$ ,  $\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = 0$ ,  $\text{div } \vec{v} = 0$ ), получаем уравнение Рейнольдса для рассматриваемого случая течения:

$$A_v \Delta \vec{v} - \rho [2\vec{\omega} \vec{v}] = 0$$



$$\vec{v} = u \cdot \vec{i} + v \cdot \vec{j} \quad (v \text{ — не модуль средней скорости!}, \text{ а } \vec{v}_y \text{ — составляющая по } y)$$

$$\begin{cases} \frac{A}{\rho} \frac{d^2 u}{dz^2} + 2\omega v \sin \varphi = 0 \\ \frac{A}{\rho} \frac{d^2 v}{dz^2} - 2\omega u \sin \varphi = 0 \end{cases} \quad \begin{array}{l} \text{где } \varphi \text{ — географич. широта,} \\ \text{знаки соответствуют северному полушарию} \end{array}$$

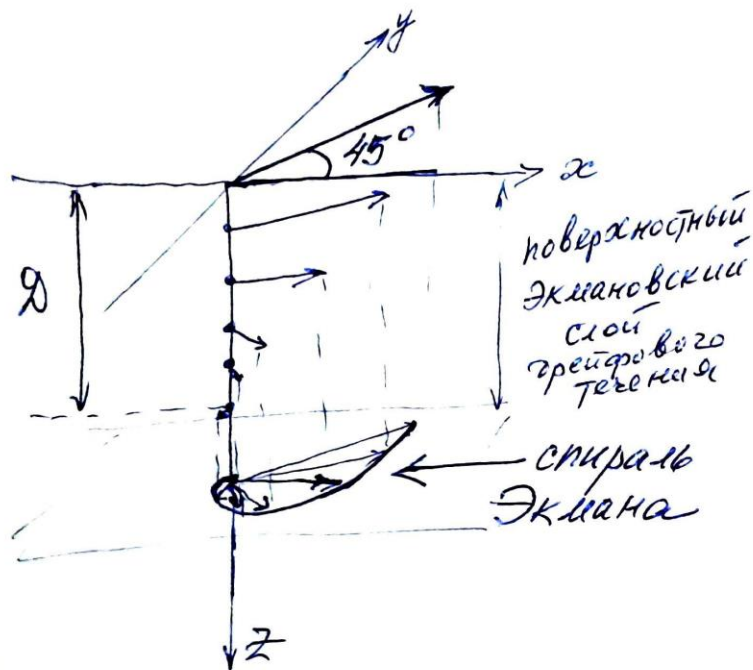
$$\begin{cases} \frac{d^2 u}{dz^2} + 2a^2 v = 0 \\ \frac{d^2 v}{dz^2} - 2a^2 u = 0 \end{cases} \quad \text{где } a = \sqrt{\frac{\rho \omega \sin \varphi}{A_v}}; \quad f = 2\omega \sin \varphi \text{ — параметр Корiolиса}$$

Граничные условия: 1) на поверхности:  $-A_v \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0$ ;  $-A_v \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_{z=0} = \tau_0$  ( $\tau_0 = \frac{F}{S}$  — напряжение трения ветра);  
2)  $u, v \rightarrow 0$  при  $z \rightarrow \infty$

Решение:

$$\begin{cases} u = U_0 e^{-az} \cos\left(\frac{\pi}{4} - az\right) \\ v = U_0 e^{-az} \sin\left(\frac{\pi}{4} - az\right) \end{cases} \quad \text{где } a = \sqrt{\frac{\rho \omega \sin \varphi}{A_v}}, \quad U_0 = \frac{\tau}{\sqrt{2\rho A_v \omega \sin \varphi}}$$

на экваторе эффект не работает



④

На глубине  $D = \frac{\pi}{\alpha}$   $|\vec{v}| \approx \frac{U_0}{2.3}$ , скорость течения направлена в обратную сторону по отношению к вектору скорости течения на поверхности океана  $D$  — "глубина трения".

Для  $A_v = 20 \frac{\text{кг}}{\text{м}\cdot\text{с}}$ :

$\varphi$	$90^\circ$	$60^\circ$	$30^\circ$	$10^\circ$
$D, \text{м}$	50	56	73	127

Полный поток (перенос воды, <sup>интегрированный</sup> усредненный по глубине):  $\vec{S} = \int_0^\infty \vec{v} dz$

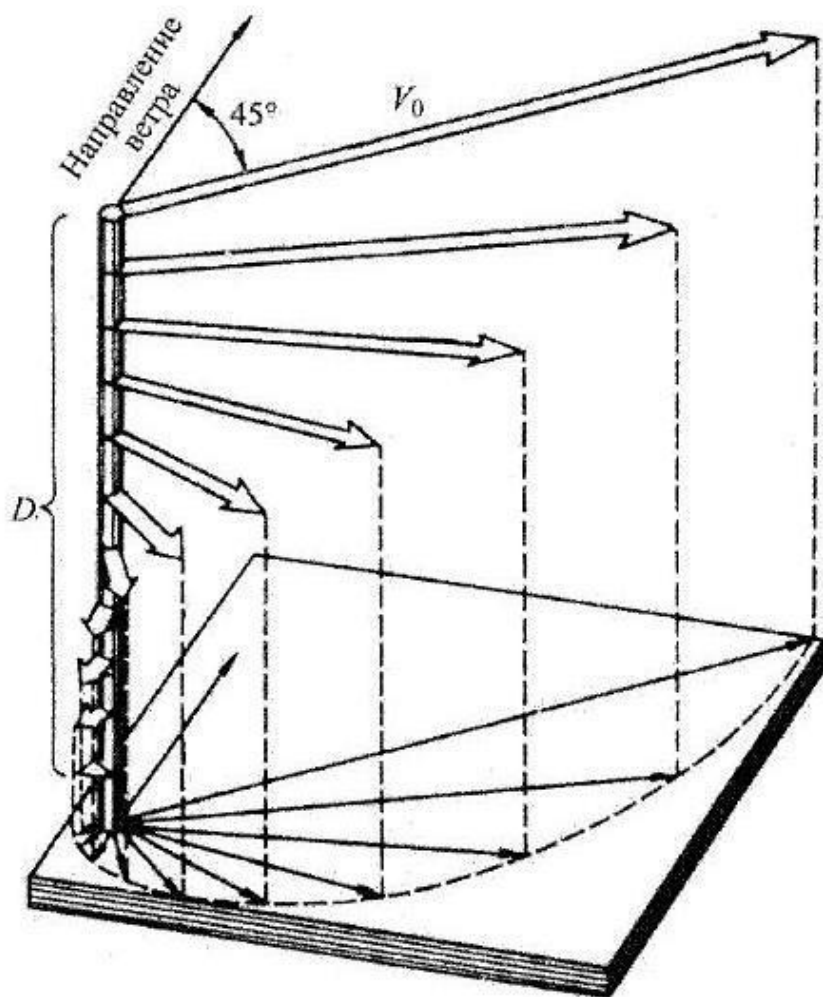
$$S_x = \frac{U_0 \sqrt{2} \cdot D}{2\pi}$$

$$S_y = 0 \quad (!)$$

т.е. перенос воды дрейфовым течением перпендикулярен направлению ветра, вызвавшего это течение.



Анализ выражений (7.26) показывает, что на поверхности ( $z = 0$ ) течение отклоняется от направления ветра (который направлен вдоль оси  $Y$ ) на  $45^\circ$  вправо в северном полушарии и влево — в южном полушарии. С глубиной скорость уменьшается по экспоненте, отклоняясь вправо, поэтому кривая, проходящая через концы векторов скорости (годограф), представляет собой логарифмическую спираль — спираль Экмана (рис. 7.15). На горизонте  $z = \pi/\alpha$  течение направлено противоположно поверхностному, причем скорость его равна  $1/23$  от  $V_0$ , т. е. оно практически затухает. Этот горизонт  $z = D$  называется глубиной трения.

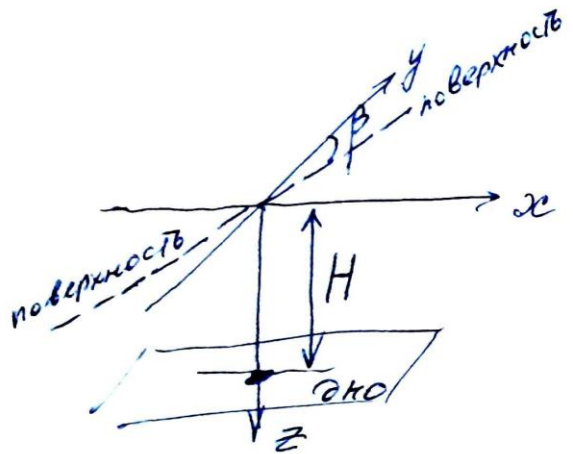


ставляет собой логарифмическую спираль — спираль Экмана (рис. 7.15). На горизонте  $z = \pi/\alpha$  течение направлено противоположно поверхностному, причем скорость его равна  $1/23$  от  $V_0$ , т. е. оно практически затухает. Этот горизонт  $z = D$  называется глубиной трения.

Рис. 7.15. Изменение скорости и направления чисто дрейфового течения с глубиной в бесконечно глубоком море в северном полушарии.

# Градиентные течения. Экмановская теория.

(5)



Основные предположения: море безбрежное, однородное, вода нестиская, дно горизонтальное постоянной глубины  $H$ , поверхность имеет постоянный уклон по оси  $y$  (угол наклона  $\beta$ ).

Градиент гидростатического давления:



$$dP = \rho g dh = -\rho g \tan \beta dy$$

$$\frac{dP}{dy} = -\rho g \tan \beta$$



Проекция  $\frac{dP}{dy}$  на поверхность океана ("скапливающая" сила).



$$-\rho g \tan \beta \cdot \cos \beta = \underline{-\rho g \sin \beta}$$

Получаем уравнения градиентного течения:

$$\begin{cases} \frac{d^2 u}{dz^2} + 2a^2 v = 0 \\ \frac{d^2 v}{dz^2} - 2a^2 v + \frac{\rho g \sin \beta}{A_v} = 0 \end{cases}$$

(Знаки для северного полушария)

$$\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \frac{\text{рад}}{\text{с}}$$

$$a = \sqrt{\frac{\rho \omega \sin \varphi}{A_v}}$$

$A_v$  - коэффициент турбулентной вязкости,  
 $\varphi$  - географич. широта

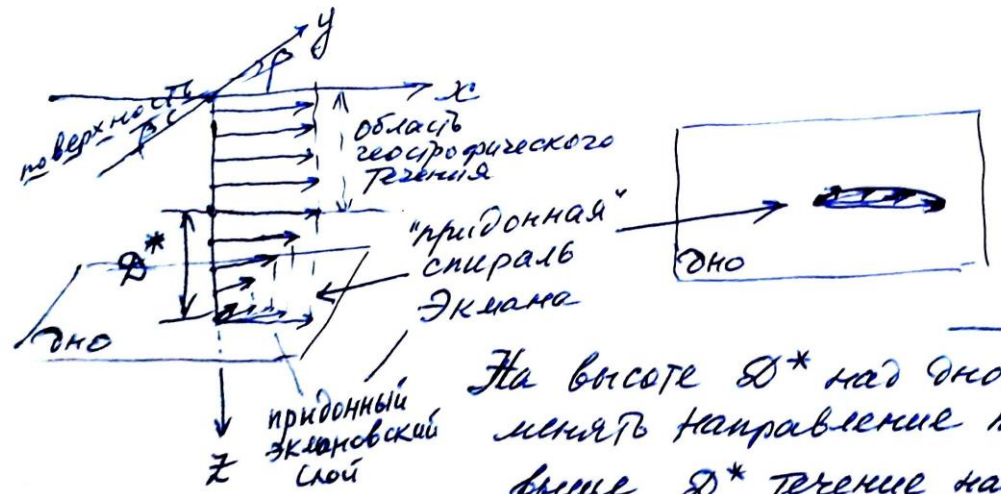
Граничные условия: 1) на поверхности:  $A_v \frac{du}{dz} \Big|_{z=0} = 0$ ;  $A_v \frac{dv}{dz} \Big|_{z=0} = 0$  (ветра нет).

2) на дне  $u \Big|_{z=H} = 0$ ;  $v \Big|_{z=H} = 0$  (условия прилипания вязкой жидкости на дне).

Решение:

$$u = \frac{g \sin \beta}{2\omega \sin \varphi} \left[ 1 - \frac{\operatorname{ch} a(H-z) \cdot \operatorname{cose} a(H-z) + \operatorname{ch} a(H-z) \cdot \operatorname{cose} a(H+z)}{\operatorname{ch} 2aH + \operatorname{cose} 2aH} \right]$$

$$v = \frac{g \sin \beta}{2\omega \sin \varphi} \left[ \frac{\operatorname{sh} a(H+z) \operatorname{sina}(H-z) + \operatorname{sh} a(H-z) \operatorname{sina}(H+z)}{\operatorname{ch} 2aH + \operatorname{cose} 2aH} \right]$$



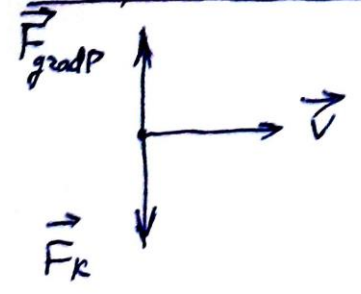
$$D^* = \frac{T}{a^*}, \quad a^* = \sqrt{\frac{2\rho\omega \sin \varphi}{A_V^*}}$$

"придонная" глубина трения,  
 $A_V^*$  - коэффициент турбулентного трения в придонном слое

На высоте  $D^*$  над дном скорость течения перестаёт менять направление по мере удаления от дна, выше  $D^*$  течение направлено перпендикулярно  $\text{grad } P$

↓  
 область геострофического течения

Геострофический баланс сил



геострофическое течение обтекает возвышенные области на поверхности океана ("обтекает гору")

# Элементарная система течений по Экману

7

поверхность

поверхн. слой: дрейфовое т.к. + геостроф. течение  
(часть градиентного)

- суперпозиция дрейфового и градиентного течений

геострофическое течение

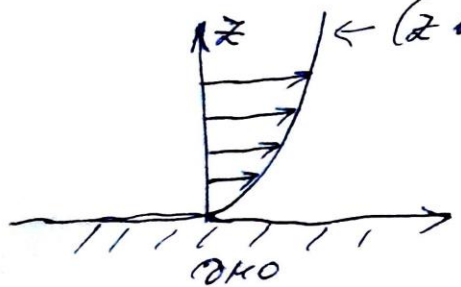
поверхностный и придонный Экмановские слои (течение сильно меняется с глубиной по направлению и модулю скорости).

придонный слой градиентного течения

дно

## Логарифмический придонный слой

Из-за близости дна доминирует сила турбулентного трения, роль силы Кориолиса становится незначительной → течение плоское.  
ln-слой — под экмановским.



$$v(z) = \frac{U_*}{\alpha} \ln \frac{z}{z_0}, \text{ где } U_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad \tau \text{ — напряжение турбул. трения}$$

(эмпирическая формула:  $U_* = 0,03 \cdot U_{\text{внешн.}}$ ),

$\alpha = 0,4$  (постоянная Кармана),

$z_0$  — параметр, зависящий от размеров и характера шероховатостей на дне (зависит в т.ч. от скорости придонного течения)

Толщина ln-слоя: от см до ~1м

↳ придонные штирля