Oceanografia por Satélites

Introdução ao uso de Satélites Oceanográficos

Paulo S. Polito, Ph.D. `polito@usp.br`

Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
`http://los.io.usp.br`
Laboratório de Oceanografia por Satélites

Roteiro

1. Equação de Navier–Stokes
   - O Balanço de Forças
   - Eliminando a Hidrostática
   - Eliminando a Viscosidade e a Compressibilidade
   - Horizontal $\times$ Vertical
2. Geostrofia
   - Geostrofia e Altimetria
3. Ageostrofia
   - Colocando o Atrito de Volta
   - Dinâmica de Ekman

Roteiro

Balanço de Forças (por Unidade de Massa)

$$\underbrace{\frac{D\vec{u}}{Dt}}_{\text{aceleração}} + \overbrace{2\vec{\Omega} \times \vec{u}}^{\text{Coriolis}} = \underbrace{-\frac{1}{\rho}\vec{\nabla} p}_{\text{gradiente de pressão}} \overbrace{-\vec{g}}^{\text{gravidade}} \underbrace{+\frac{\mu}{\rho}\nabla^2\vec{u}}_{\text{atrito}}$$

- $\Omega = \frac{2\pi}{86400\ s}$ é a velocidade angular da Terra,
- ρ é a densidade e
- μ é a viscosidade.

Esta equação inclui a parte hidrostática e a dinâmica. Os termos hidrostáticos são dominantes por um fator de 10^5.

LOS Laboratório de Oceanografia por Satélites

Hidrostática é Dominante (e sem Graça)

Definindo a pressão hidrostática p_0 e seu efeito na densidade ρ_0:

$$p = p_0(z) + p'(x, y, z, t) \quad \rho = \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t)$$

a hidrostática domina o movimento vertical:

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -\rho_0 g$$

a equação de Navier-Stokes fica apenas com a parte dinâmica:

$$\underbrace{\frac{D\vec{u}}{Dt}}_{\text{aceleração}} + \overbrace{2\vec{\Omega} \times \vec{u}}^{\text{Coriolis}} = \underbrace{-\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p'}_{\text{gradiente de pressão}} \quad \overbrace{\frac{-\rho'}{\rho}}^{\text{empuxo}}\vec{g} \quad \underbrace{+\frac{\mu}{\rho}\nabla^2\vec{u}}_{\text{atrito}}$$

Fluxo Incompressível e Invíscido

Se o fluxo apresenta

- atrito desprezível (longe das bordas)
- velocidade das partículas muito menor que a velocidade do som
- velocidade de fase muito menor que a velocidade do som
- escala vertical do movimento muito menor que $\dfrac{\rho}{\left|\frac{\partial \rho}{\partial z}\right|}$

ele pode ser considerado incompressível ($\vec{\nabla} \bullet \vec{u} = 0$) e a equação de Navier-Stokes pode ser simplificada:

$$\underbrace{\frac{D\vec{u}}{Dt}}_{\text{aceleração}} + \overbrace{2\vec{\Omega} \times \vec{u}}^{\text{Coriolis}} = \underbrace{-\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p'}_{\text{gradiente de pressão}} \quad \overbrace{-\frac{\rho'}{\rho_0}\vec{g}}^{\text{empuxo}}$$

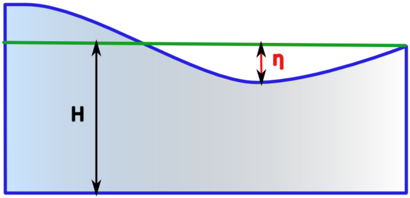
Águas Rasas - Continuidade

Cosiderando escala horizontal $\gg$ vertical, oceano homogêneo, fundo plano, integrando a continuidade de $z = 0$ a $z = H + \eta$:

$$\int_0^{H+\eta} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} dz = (H+\eta)\frac{\partial u}{\partial x} + (H+\eta)\frac{\partial v}{\partial y} + w(\eta) - w(0) = 0$$

Usando $w(0) = 0$ e $w(\eta) = \frac{D\eta}{Dt}$ e eliminando os termos não lineares:

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



Águas Rasas - Momentum

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p' - \frac{\rho'}{\rho_0}\vec{g}$$

- O movimento é independente de z, w é desprezível.
- Termos advectivos, não lineares, são pequenos.
- A componente vertical de Coriolis (centrífuga) é pequena.
- O parâmetro de Coriolis é $f = 2\Omega \sin\theta$.

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial y}$$

Roteiro

LOS
Laboratório de Oceanografia por Satélites

Geostrofia e Altura da Superfície

Para movimentos quase estacionários:

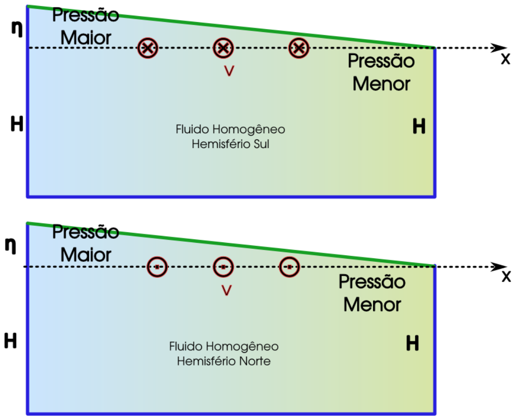
$$-fv = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x}$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial y}$$

Substituindo $p = \rho_0 g \eta$, a velocidade fica em função de η:

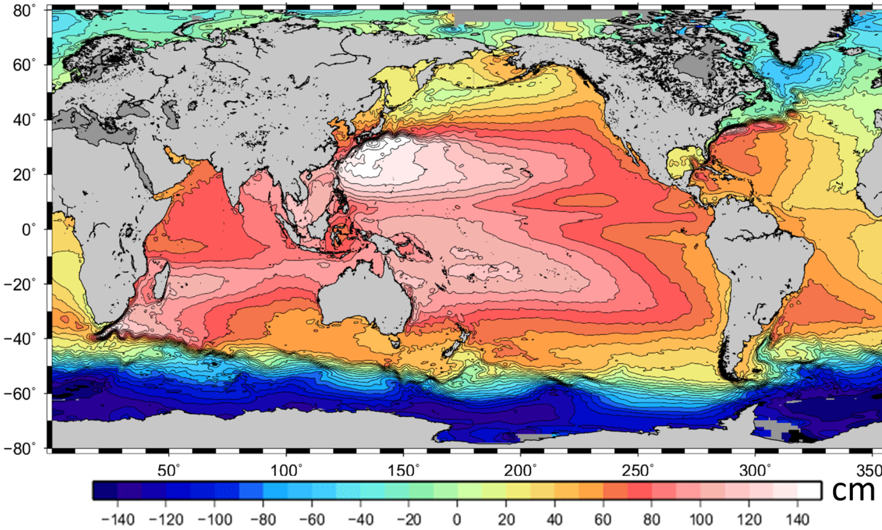
$$v = \frac{g}{f}\frac{\partial \eta}{\partial x}$$

$$u = \frac{-g}{f}\frac{\partial \eta}{\partial y}$$



Podemos medir η com o altímetro e inferir correntes geostróficas superficiais absolutas!

Medidas AVISO/GRACE



Rio et al. JGR 2011. Altura ⇝ Linhas de Corrente.

Roteiro

Transporte Ageostrófico de Ekman

Com o termo viscoso no lugar do gradiente de pressão

$$-fv_E = \frac{\mu}{\rho_0}\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \qquad fu_E = \frac{\mu}{\rho_0}\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

Considerando o *stress* do vento $\mu\frac{\partial \vec{v}}{\partial z} = \vec{\tau}$ como forçante em $z = 0$ e integrando na camada de Ekman (de $z = 0$ até $z = z_E$) onde a viscosidade turbulenta atua:

$$\int_0^{Z_E} -\rho_0 f v_E dz = \int_0^{Z_E} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} dz \qquad \int_0^{Z_E} \rho_0 f u_E dz = \int_0^{Z_E} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} dz$$

$$-\rho_0 f V_E = \tau_x \qquad \rho_0 f U_E = \tau_y$$

Onde U_E e V_E são os transportes de volume na camada de Ekman.

Bombeamento de Ekman

Integrando a equação da continuidade na camada de Ekman com $w = 0$ na superfície:

$$\int_0^{z_E} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} dz = \frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} + w_E = 0$$

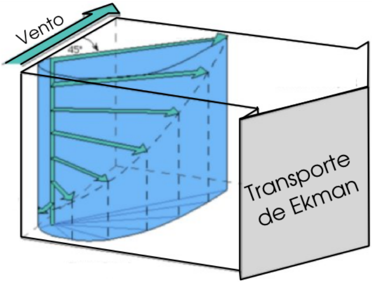
Onde w_E é a velocidade vertical na base da camada de Ekman.

Usando

$$V_E = -\frac{\tau_x}{\rho_0 f} \qquad U_E = \frac{\tau_y}{\rho_0 f}$$

$$w_E = -\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\tau_y}{\rho_0 f}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\tau_x}{\rho_0 f}\right)$$

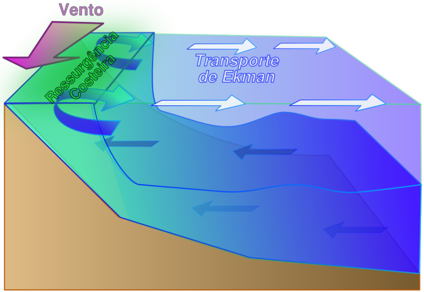
$$w_E = \frac{\vec{\nabla}_H \times \vec{\tau}}{\rho_0 f}$$

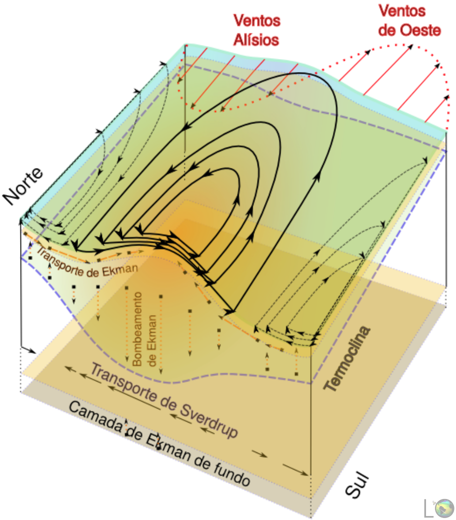


No Hemisfério Norte

Importância da Dinâmica de Ekman

No Hemisfério Sul o transporte é à esquerda do vento.

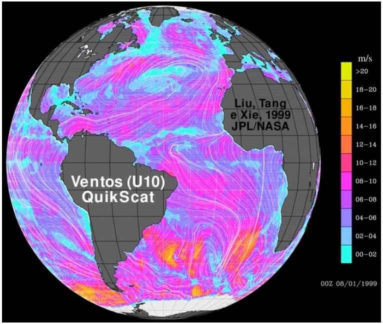




Tanto para a circulação de larga escala como costeira, o transporte de Ekman tem papel fundamental.

O que Conseguimos Medir?

- Dois tipos de sensores medem o vento (rugosidade):
  - Escaterômetro
  - Radiômetro de Microondas
- A rugosidade O(1-5cm)é causada por ondas capilar–gravidade.



- Do vento se calcula o *stress* via *bulk formula*: $\vec{\tau} = \rho_{ar} C_D \vec{u}|u|$.
- C_D é obtido empiricamente (e.g. Large & Pond 1981).

Muito Obrigado!