CAPÍTULO 9 - CORRENTES DEVIDAS À DISTRIBUIÇÃO DE MASSA

1. Pressão hidrostática

Num fluido, a pressão hidrostática p varia com a profundidade z segundo a relação (Fig 1):

$$\Delta p = \rho \, g \, \Delta z \tag{1}$$

onde g é a aceleração da gravidade e ρ é a densidade do fluido. No limite quando Δz se aproxima de zero:

$$dp = \rho \; g \; dz \tag{2}$$

que integrado leva a

$$p = p_0 + \int_0^z \rho \, g \, dz \tag{3}$$

onde p_0 é a pressão em z = 0. Como z = 0 normalmente é a superfície do mar, p_0 representa a pressão atmosférica. Em termos de volume específico $\alpha = 1 / \rho$, (2) pode ser escrito como:

$$\alpha \, dp = g \, dz \tag{4}$$

2. Determinação do geopotencial e da "profundidade dinâmica"

A variação de energia potencial por unidade de massa associada com a mudança de posição de uma partícula no oceano é expressa como

$$d\phi = - \alpha \, dp \tag{5}$$

Integrando de um nível 1 a um nível 2

$$\int_1^2 d\phi = -\int_1^2 \alpha \; dp \tag{6}$$

Sendo α escrito como $\alpha = \alpha_{35,0,p} + \delta$, (6) se toma:

$$\phi_2 - \phi_1 = -\int_1^2 \alpha_{35,0,p} \, dp - \int_1^2 \delta \, dp \tag{7}$$

A profundidade dinâmica D é definida como

$$D_{z,0} = -\frac{1}{10}\ \phi_{z,ref\,0} \tag{8}$$

E assim,

$$D_2 - D_1 = \frac{1}{10}\int_1^2 \alpha_{35,0,p}\, dp + \frac{1}{10}\int_1^2 \delta\, dp \tag{9}$$

Como $\int_1^2 \alpha_{35,0,p}$ dp tem um único valor para uma faixa de variação de p, se define o "intervalo de geopotencial padrão" como

$$\Delta D_{std} = \frac{1}{10}\int_1^2 \alpha_{35,0,p}\, \mathrm{dp} \tag{10}$$

E a "anomalia do geopotencial" é definida como

$$\Delta D_{anom} = \frac{1}{10}\int_1^2 \delta\, dp \tag{11}$$

Nos cálculos práticos de determinação do geopotencial, as integrais são substituídas por somatórias e os incrementos Δp são obtidos da lei hidrostática (equação 1), segundo a relação $\Delta z = 1$ m corresponde a $\Delta p = 10^4$ Pa:

$$\Delta D_{std} = \frac{1}{10}\sum \overline{\alpha}_{35,0,p}\, \Delta p \tag{12}$$

$$\Delta D_{anom} = \frac{1}{10}\sum \overline{\delta}\, \Delta p \tag{13}$$

E portanto

$$\Delta D = \frac{1}{10}\sum \overline{\alpha}\, \Delta p \tag{14}$$

As barras representam médias de α, $\alpha_{35,0,p}$ e de δ entre os níveis de interesse. Se as variáveis do segundo membro de (12), (13) e (14) estiverem no sistema Sistema Internacional de Unidades (SI), ou seja, volumes específicos em m^3/kg e pressões em Pa, então a profundidade dinâmica D é em metros dinâmicos.

3. Aceleração do gradiente de pressão

Uma superfície de geopotencial constante é chamada "superfície de nível". Uma superfície de pressão constante é chamada "superfície isobárica". Num fluido em repouso, sem acelerações, as superfícies de nível coincidem com as superfícies isobáricas. Já para um fluido em movimento, isto não é necessariamente observado, mesmo que o movimento seja estacionário.

A inclinação θ de uma superfície isobárica ($p = p_0$) em relação a uma superfície de nível (z = constante) provoca "aceleração do gradiente de pressão".

Na Figura 2 considera-se um elemento de volume com dimensões Δx, Δy e Δz. A força na face esquerda do elemento de volume é dada por $(p_0 + \rho\, g\, h)\, \Delta y\, \Delta z$, no sentido positivo de x. A força na face direita é $[p_0 + \rho\, g\, (h + \Delta h)]\, \Delta y\, \Delta z$, no sentido negativo de x. E a resultante é no sentido de x negativo:

$$F_x = -\rho\, g\, \Delta h\, \Delta y\, \Delta z \tag{15}$$

Dividindo a expressão acima pela massa do elemento de volume resulta a aceleração na direção x:

$$\frac{d^2 x}{d t^2} = \frac{F_x}{\rho\, \Delta x\, \Delta y\, \Delta z} = -g \frac{\Delta h}{\Delta x} \tag{16}$$

e, no limite:

$$\frac{d^2 x}{d t^2} = -g \frac{d h}{d x} = -g \operatorname{tg} \theta \tag{17}$$

A equação (2) pode ser aplicada, de modo que:

$$dp = \rho\, g\, dh \tag{18}$$

ou seja,

$$\frac{1}{\rho} \frac{d p}{d x} = g \frac{d h}{d x} \tag{19}$$

e portanto

$$\frac{d^2 x}{d t^2} = -\frac{1}{\rho} \frac{d p}{d x} \tag{20}$$

É importante notar que gradientes de pressão no oceano podem ser devidos a:
1) inclinações da superfície livre do mar (variações espaciais do nível médio do mar),
2) variações espaciais (gradientes) de pressão atmosférica na superfície ou
3) variações horizontais (gradientes horizontais) de densidade da água do mar.

Nos casos de inclinações da superfície ou gradientes de pressão atmosférica, resultam acelerações de gradiente de pressão uniformes ao longo de toda a coluna (Figura 3); já no caso de gradientes de pressão interna, é necessário calcular a distribuição da pressão por camadas aproximadamente homogêneas (pela relação hidrostática), de modo a ter seus valores exatos em profundidade (Figura 4).

Portanto, se houver inclinação da superfície livre do mar em relação ao repouso, se usa (17) para calcular a aceleração do gradiente de pressão em toda a coluna d'água; se houver um gradiente de pressão atmosférica na superfície, se usa (20) para ter a aceleração do gradiente de pressão em toda a coluna; por outro lado, no caso de gradientes de pressão interna, se deve usar a equação (20) a cada nível de interesse.

Evidentemente, é necessário haver variações (espaciais) de temperatura e / ou salinidade numa região oceânica (condições baroclínicas) para que haja gradientes de pressão interna; se numa área os campos de temperatura e salinidade (e densidade) não apresentam variações horizontais (condições barotrópicas), então os gradientes de pressão interna são nulos.

Deve-se notar que a aceleração do gradiente de pressão é na direção tal que tende a redistribuir a massa até que as superfícies isobáricas coincidam com as superfícies de nível.

Na superfície, a inclinação da superfície isobárica em relação à superfície de nível pode ser provocada por diversos fatores, tais como o sistema de ventos gerando um empilhamento de água contra a costa; neste caso, as correntes resultantes são chamadas "correntes de declive".

FORMULÁRIO

$$\Delta p = \rho \, g \, \Delta z \qquad dp = \rho \, g \, dz \qquad \alpha \, dp = g \, dz$$

$$d\phi = - \alpha \, dp \qquad D_{z,0} = -\frac{1}{10} \, \phi_{z,ref0}$$

$$\Delta D_{std} = \frac{1}{10} \sum \bar{\alpha}_{35,0,p} \, \Delta p \qquad \Delta D_{anom} = \frac{1}{10} \sum \bar{\delta} \, \Delta p \qquad \Delta D = \frac{1}{10} \sum \bar{\alpha} \, \Delta p$$

$$\frac{d^2 x}{d t^2} = -g \frac{d h}{d x} = -g \, tg \, \theta \qquad \frac{d^2 x}{d t^2} = -\frac{1}{\rho} \frac{d p}{d x}$$

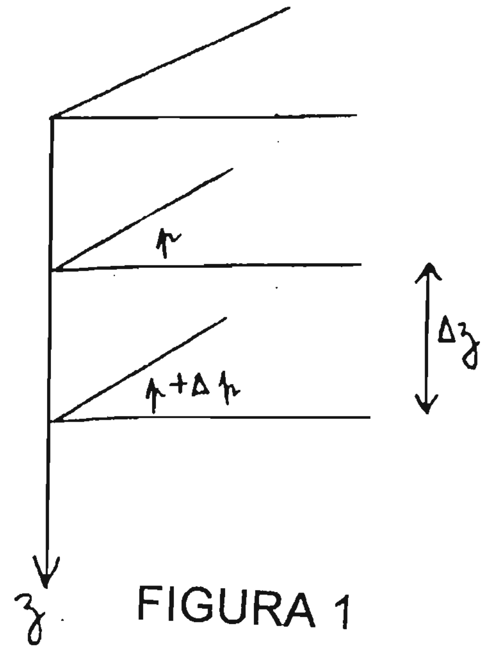


FIGURA 1

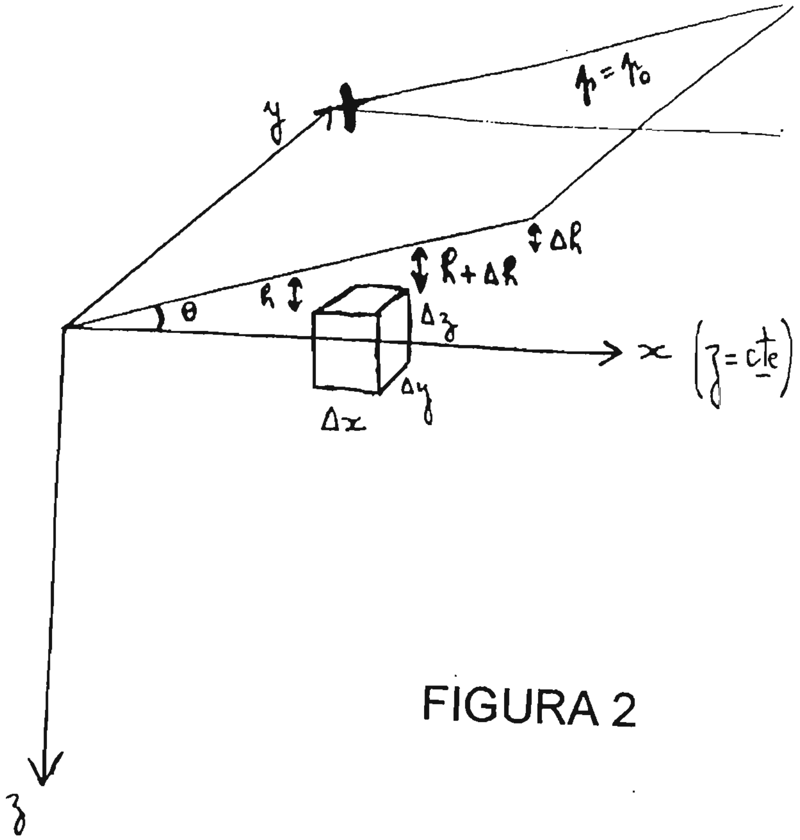


FIGURA 2

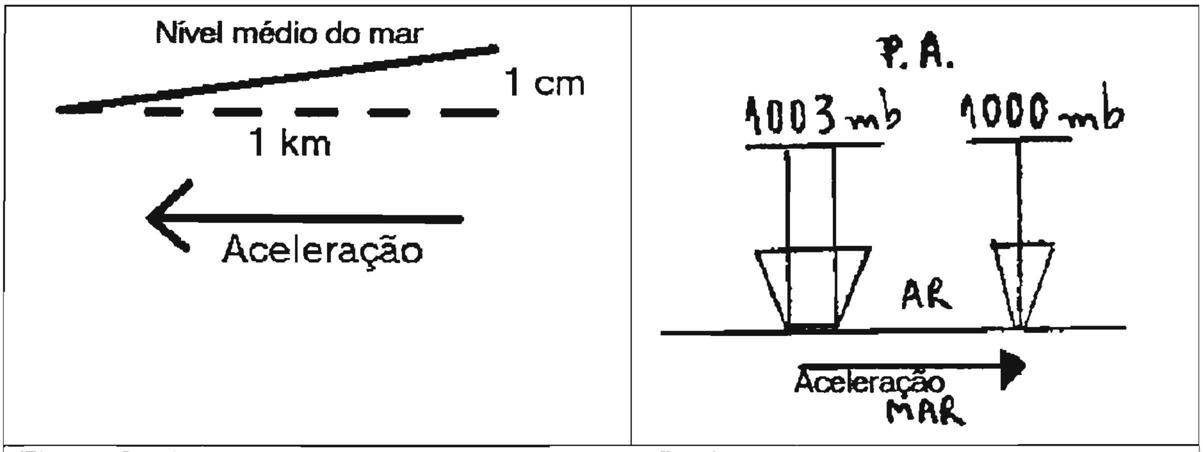
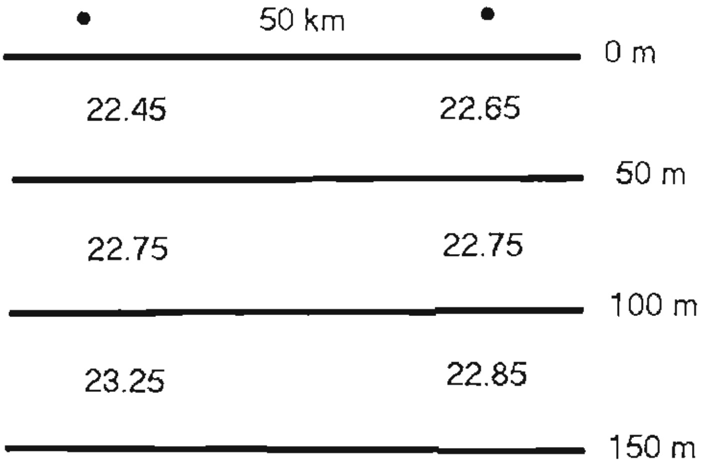


Figura 3 - Acelerações do gradiente de pressão devidas a inclinações do nível médio do mar e variações de pressão atmosférica (em toda a coluna d'água)

Valores de Sigma-t ao longo da coluna
(em duas estações)



Acelerações do gradiente de pressão (interna)
a cada nível de profundidade

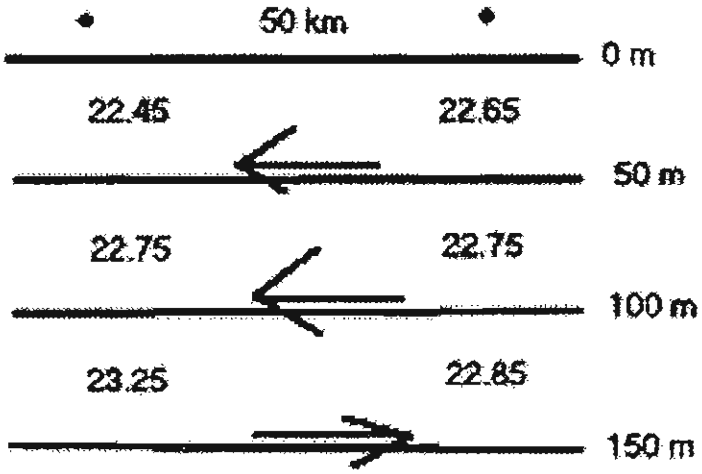


FIGURA 4