

Aula 4: Densidade
Fundamentos de Oceanografia Física

Prof. Dr. Marcelo Dottori

Departamento de Oceanografia Física, Química e
Geológica

Instituto Oceanográfico

12 de dezembro de 2018

Aula 4: Pressão e densidade

Assuntos

- Unidades de medida;
- Equilíbrio hidrostático;
- Equação de estado da água do mar;
- Outras grandezas associadas;
- Distribuição espacial e temporal de densidade;
- Estabilidade da coluna d'água.

Referências bibliográficas

- Notas de aula;
- Livro em preparação.

1 Unidade de medida

A unidade de medida para densidade é a do sistema internacional, ou seja, $kg.m^{-3}$. No sistema internacional, a unidade de pressão é dada em Pascal (Pa), que equivale a $N.m^{-2}$. Entretanto, a pressão pode ser apresentada de diversas maneiras, dependendo do propósito. Por exemplo, a pressão pode ser dada em atmosferas (atm ; $1atm \approx 1.013 \times 10^5 Pa$) ou em decibares ($dbar$; $1bar \approx 10^5 Pa$ e $1dbar = 10^{-1}bar$), uma vez que a pressão no oceano aumenta cerca de $1dbar$ por metro, facilitando esta relação entre pressão e profundidade.

2 Equilíbrio hidrostático

Uma das aproximações mais comuns que fazemos nos oceanos é a do equilíbrio hidrostático. Quando assumimos que um sistema encontra-se neste equilíbrio, temos que a pressão (p) é dada por:

$$dp = -\rho g dz, \quad (1)$$

onde ρ é a densidade, g a gravidade e z é a coordenada vertical, com o eixo vertical orientado para cima e sua origem na superfície.

Como solução desta equação, temos:

$$p - p_{atm} = -\bar{\rho}gz \quad (2)$$

onde $\bar{\rho}$ é a densidade média, p_{atm} é a pressão atmosférica e z , neste caso, a profundidade. Nesta equação, o termo $-\bar{\rho}gz$ é a pressão oceanográfica, isto é, a pressão devido ao peso da coluna d'água.

3 Equação de estado da água do mar

A densidade depende da temperatura, salinidade e pressão para ser estimada. Assim, é comum se referir a densidade como $\rho_{S,T,p}$ ou $\rho(S,T,p)$. De maneira simplificada, a densidade aumenta com o aumento da salinidade e pressão, e

com a diminuição da temperatura. Uma primeira aproximação para se estimar a densidade, usando apenas temperatura e salinidade, é dada por:

$$\rho(S, T, p) \approx \rho_0(1 - \alpha\Delta T + \beta\Delta S) \quad (3)$$

onde $\rho_0 = \rho(S_0, T_0, 0)$, $\Delta T = (T - T_0)$ e $\Delta S = (S - S_0)$. Os coeficientes α e β são chamados de coeficiente de expansão térmica e de contração halina, respectivamente.

Atualmente, a salinidade deve ser calculada usando-se a equação de estado da água do mar TEOS-10 (*Thermodynamic Equation Of Seawater-2010*), que é baseada numa formulação que usa função de Gibbs.

4 Outras grandezas associadas

Outras grandezas associadas a densidade também são largamente utilizadas. São elas:

- Volume específico ($\alpha_{S,T,p}$): $\alpha_{S,T,p} = \frac{1}{\rho_{S,T,p}}$
- Densidade convencional (σ): $\sigma_{S,T,p} = \rho_{S,T,p} - 1000$

5 Variabilidade da Salinidade

De maneira geral, as variações de densidade na superfície ocorrem na direção meridional e são dominadas pelas variações de temperatura. Assim, a densidade superficial possui valores mínimos no equador que aumentam em direção aos pólos, com valores entre $1.028kg.m^{-3}$ e $1.028kg.m^{-3}$. Em regiões estuarinas, entretanto, a salinidade é a principal variável para se determinar a densidade. A Figura 1 mostra como varia a densidade na superfície do oceano.

Vale ressaltar que as maiores variações temporais de densidade ocorrem na camada superficial dos oceanos.

Verticalmente, a densidade também pode ser separada em 3 regiões em baixas latitudes, a camada de mistura, com densidade quase constante, a pycnoclina,

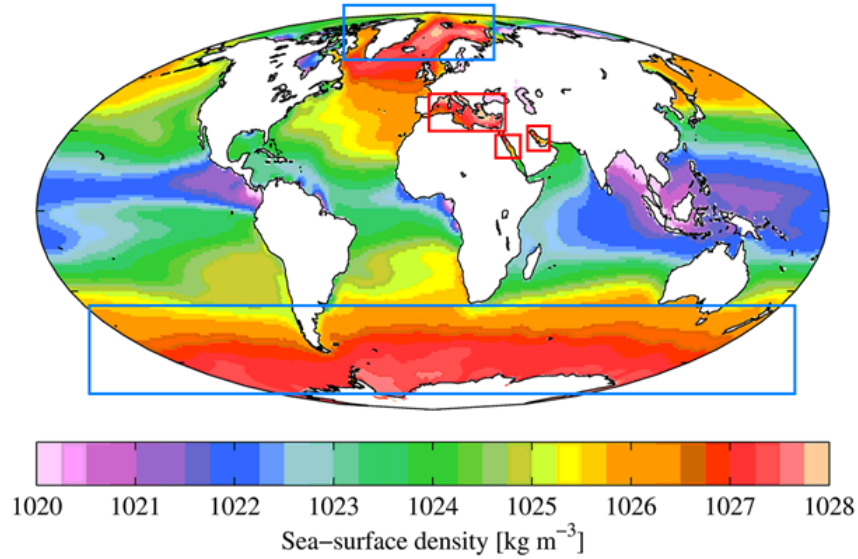


Figura 1: Distribuição superficial de densidade média na superfície dos oceanos.

com grande variação de densidade e associada a variação de temperatura, e a camada de fundo, com aumento suave da densidade e associada ao aumento da pressão. A Figura 2 mostra como a densidade varia com a profundidade em baixas latitudes.

6 Estabilidade da coluna d'água

A estabilidade da coluna d'água, isto é, a tendência que as parcelas d'água têm em permanecer na profundidade em que se encontram, depende da distribuição vertical da densidade. Assim, este parâmetro de estabilidade (E) pode ser definido por:

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (4)$$

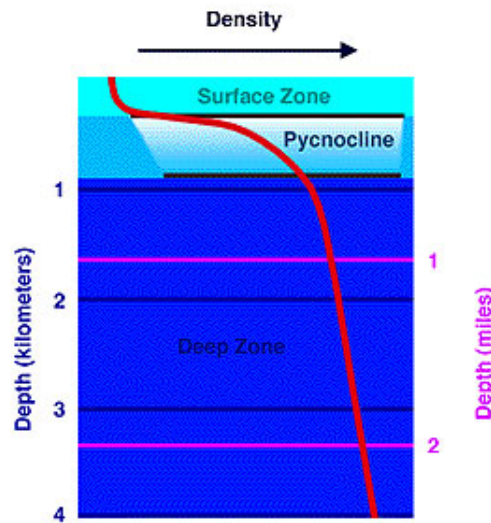


Figura 2: Perfil vertical de densidade em baixas latitudes.

No oceano, E tem valores típicos entre 1×10^{-6} e 1×10^{-5} , com os maiores valores na região da pycnocline. Para valores de E negativos, a coluna d'água é instável e, para valores nulos, a coluna d'água é neutra.