

⑩ Os mecanismos da circulação oceânica: acção do vento – força de Coriolis e camada de Ekman. Correntes de inércia.

OS MECANISMOS DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA

↪ A acção do vento nas águas superficiais

Quando o vento sopra por cima do oceano, há uma transferência de energia do vento para as camadas superficiais. Alguma desta energia é gasta na geração de Ondas de Gravidade à superfície, que levam a um movimento líquido da água na direcção de propagação da onda. Outra parte da energia do vento gera correntes.

É difícil determinar que parte da energia do vento é que é usada na formação de ondas de superfície e que parte é que vai originar correntes. Da mesma maneira é difícil saber quanta energia de uma onda que se quebra é que é dissipada e quanta é transferida para a corrente de superfície. Algumas regras gerais são no entanto conhecidas:

Quanto maior a velocidade do vento, maior é a força de atrito que actua na superfície do mar e mais forte será a corrente.

A força de atrito que actua sobre a superfície do mar resultante da acção do vento é chamada Wind Stress (tensão do vento). O wind stress é representado usualmente pela letra grega τ ("tau").

$$\tau = cw^2$$

w é a velocidade do vento; c depende das condições atmosféricas - aumenta com o aumento da convecção turbulenta da atmosfera por cima da superfície do mar.

Com o aumento da velocidade do vento, c também aumenta pois a convecção turbulenta da atmosfera também é maior. A rugosidade da superfície do mar também aumenta. Devido ao atrito do vento na superfície do mar, a velocidade do vento vai ser maior com a altitude e portanto c depende fortemente da altitude a que a velocidade do vento é medida. Esta altitude é normalmente de 10m que é a altitude média do "deck" do navio.

Uma velocidade do vento de 10ms^{-1} (20 nós) a 5 - 10m de altitude origina uma tensão do vento na superfície do mar da ordem dos $0,2\text{Nm}^{-2}$ ($1\text{N} = 1\text{Kgms}^{-2}$).

c não é constante. No entanto, um valor para c de 2×10^{-3} dá valores de τ com uma exactidão dentro de um factor de 2 e muitas vezes melhor do que isso.

Outra observação empírica é que **a corrente de superfície é tipicamente cerca de 3% da velocidade do vento**. Assim um vento de 10ms^{-1} originará uma corrente de cerca de $0,3\text{ms}^{-1}$.

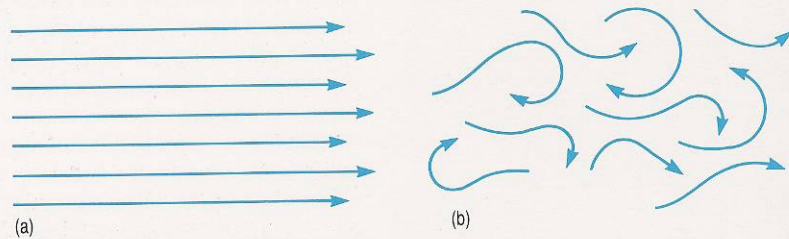
↶ Acoplamento friccional no oceano

O efeito da tensão do vento à superfície é transmitido para baixo como resultado do atrito interno no oceano superficial.

34

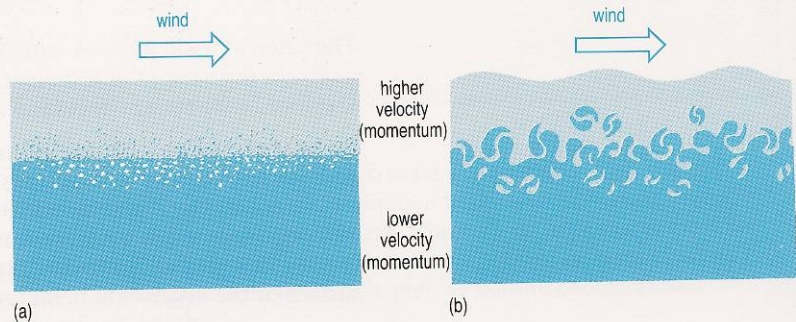
results from turbulence and is not simply the viscosity of a fluid moving in a laminar fashion (see Figure 3.4).

Figure 3.4 The difference between (a) laminar flow and (b) turbulent flow. The arrows represent the paths taken by individual parcels of water.



Friction in a moving fluid results from the transfer of momentum (mass \times velocity) between different parts of the fluid. In a fluid moving in a laminar manner, momentum transfer occurs as a result of the transfer of *molecules* (and their associated masses and velocities) between adjacent layers, as shown schematically in Figure 3.5(a), and should therefore strictly be called **molecular viscosity**. At the sea-surface, as in the rest of the ocean, motion is never laminar, but instead turbulent so that parcels of water, rather than individual molecules, are exchanged between one part of the moving fluid and another (Figure 3.5(b)). The internal friction that results is much greater than that caused by exchange of individual molecules, and is known as **eddy viscosity**.

Figure 3.5 Schematic diagram to illustrate the difference between (a) molecular viscosity and (b) eddy viscosity. In (a), the momentum transferred between layers is that associated with individual molecules, whereas in (b) it is that associated with parcels of fluid. (For simplicity, we have only shown two layers of differing velocity; in reality, of course, there are an infinite number of layers.)



Turbulent eddies in the upper layer of the ocean act as a 'gearing' mechanism that transmits motion at the surface to deeper levels. The extent to which there is turbulent mixing, and hence the magnitude of the eddy viscosity, depend on how well stratified the water column is. If the water column is well mixed and hence fairly homogeneous, density will vary little with depth and the water column will be easily overturned by turbulent mixing; if the water column is well stratified so that density increases relatively sharply with depth, the situation is stable and turbulent mixing is suppressed.

QUESTION 3.3 Between the warm well-mixed surface layer and the cold waters of the main body of the ocean is the **thermocline**, the zone within which temperature decreases markedly with depth. Explain whether you would expect eddy viscosity to be greater in the thermocline or in the mixed surface layer.

O atrito num fluido em movimento resulta da transferência de momento (massa x velocidade) entre as diferentes partes do fluido. Num fluido com fluxo laminar a transferência de momento ocorre como resultado da transferência de moléculas (e as suas massas e velocidades associadas) entre camadas adjacentes e deve ser assim denominado estritamente Viscosidade Molecular.

À superfície do oceano, bem como no resto do oceano, o movimento nunca é laminar mas sim turbulento, donde parcelas de água, em vez de moléculas individuais, são trocadas entre uma parte do fluido em movimento e outra. O atrito interno resultante é muito maior do que a causada por moléculas individuais e é chamada Viscosidade de Vorticidade (Eddy Viscosity).

Vórtices turbulentos na camada superficial do oceano funcionam como um mecanismo de transmissão do movimento da superfície para o fundo. A extensão até onde se propaga (verticalmente) a mistura turbulenta e portanto a magnitude da viscosidade de vorticidade, depende da estratificação da coluna de água. Se a coluna de água está bem misturada, sendo assim homogénea, a densidade varia pouco com a profundidade e a coluna de água será bem misturada por mistura turbulenta.

Se a coluna de água estiver bem estratificada, com a densidade portanto a aumentar rapidamente com a profundidade, a situação é estável e a mistura turbulenta não se verifica.

Quando a termoclina está muito perto da superfície (se a camada superior for excepcionalmente quente ou com água doce) pode acontecer um fenómeno denominado Mar Escorregadio (Slippery Sea) - o acoplamento friccional entre a fina camada superficial e a água logo abaixo é muito pequeno, sendo a energia e momento do vento transmitido apenas à fina camada superficial que efectivamente desliza por cima da água que lhe está por baixo.

Os valores de viscosidade de vorticidade no oceano variam muito dependendo do grau de turbulência. A viscosidade de vorticidade, ou mais correctamente o Coeficiente de Viscosidade de Vorticidade é usualmente representado pela letra A. Podemos distinguir entre A_z , que é o coeficiente de vorticidade resultante de mistura vertical e A_h , que é o coeficiente de vorticidade resultante de mistura horizontal - por exemplo causada pela turbulência entre 2 correntes adjacentes ou entre uma corrente e a costa. Valores típicos são:

$$A_z \rightarrow 10^{-2} - 10^2 \text{Kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$$

$$A_h \rightarrow 10^4 - 10^8 \text{Kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$$

A grande diferença entre os valores de A_z e A_h reflecte a diferente extensão com que os processos de mistura ocorrem nas direcções vertical e horizontal. O oceano é estratificado estavelmente praticamente em todo o lado e a estratificação suprime a mistura vertical. O movimento no oceano é sempre praticamente horizontal ou perto disso. O oceano é também milhares de vezes mais largo do que fundo e assim os

movimentos horizontais devido à vorticidade são muito menos constrangidos do que a mistura vertical.

O facto de o acoplamento friccional ente a atmosfera e o oceano ocorrer através de fenómenos turbulentos em vez da viscosidade molecular tem uma grande importância nas correntes geradas pelo vento. Na ausência de turbulência o efeito de um vento de 10ms^{-1} não seria detectado a partir de 2m abaixo da superfície. Da mesma maneira, quando o vento pára de soprar a corrente de superfície diminui de intensidade muito mais rapidamente devido à mistura turbulenta do que se essa não se verificasse.

A turbulência redistribui e dissipa a energia cinética da corrente. Em último caso, ela é convertida em calor através da viscosidade molecular.

Os tipos de corrente mais fáceis de estudar são aqueles que se verificam quando a superfície do oceano teve tempo de se ajustar ao vento e o oceano e a atmosfera chegaram a um estado de equilíbrio local. Quando o vento começa a soprar sobre uma superfície oceânica parada, a corrente de superfície que é gerada, demora algum tempo a atingir a velocidade máxima que pode resultar daquele vento.

Em outras palavras, a corrente em primeiro lugar, acelera. As situações que são geralmente estudadas são aquelas em que a aceleração já parou e as forças que actuam na água estão em equilíbrio.

MOVIMENTO DE EKMAN (1890)

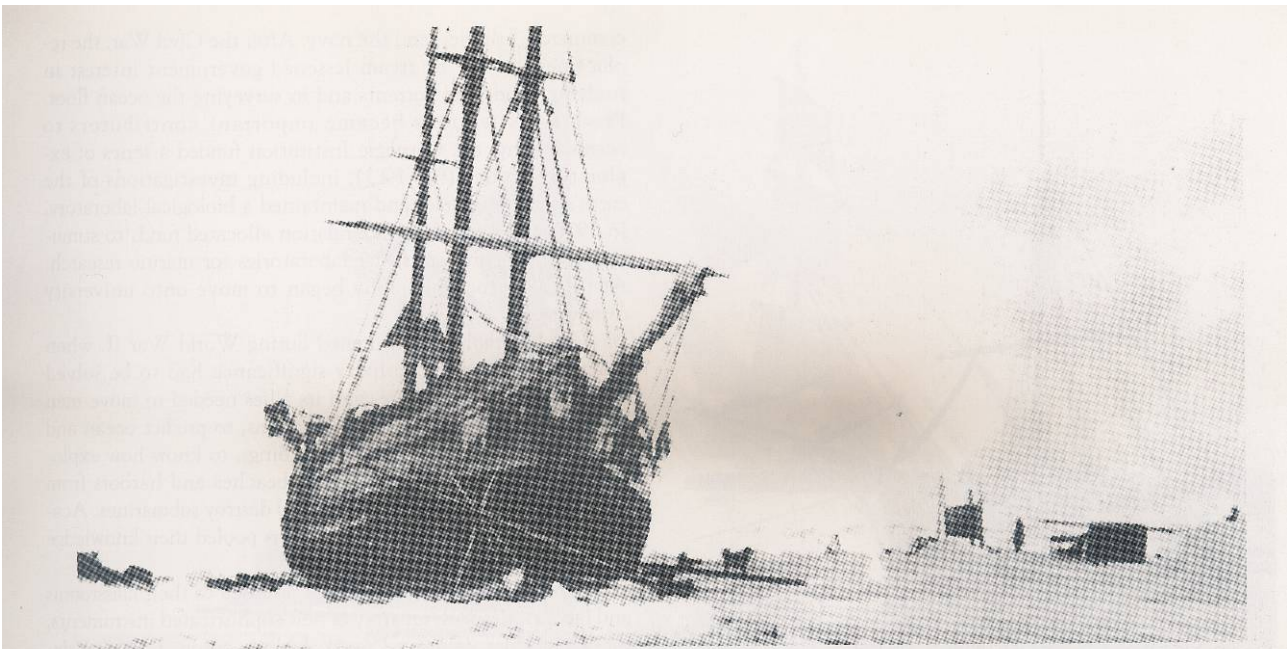


FIGURE 1.11

The *Fram* frozen in the ice. As the ice pressure increased, it lifted the specially designed and strengthened hull so that the ship escaped being crushed.

Em 1890 o cientista norueguês Fridtjof Nansen realizou uma expedição no Ártico com o navio especialmente desenhado para o efeito - FRAM. O Fram deixou-se "congelar" no gelo ártico e seguiu à deriva com os gelos durante mais de 1 ano. Durante este período, Nansen observou que os movimentos do gelo em resposta ao vento não eram paralelos ao vento mas sim num ângulo entre 20 - 40° para a direita do sentido em que o vento soprava.

Ekman desenvolveu a sua teoria das correntes provocadas pelo vento de modo a explicar esta observação.

Ekman considerou um vento constante a soprar sobre um **oceano infinitamente fundo, infinitamente largo e sem variações de densidade**. Também considerou que a superfície do oceano permanece horizontal, e portanto que a pressão a uma dada profundidade é constante. Este hipotético oceano pode ser considerado como sendo formado por um número infinito de camadas horizontais, das quais a superior é sujeita ao atrito do vento (tensão do vento) na superfície superior e ao atrito (viscosidade turbulenta) com a camada que lhe está por baixo na superfície inferior. A segunda camada está sujeita a fricção com a camada de cima na sua superfície superior e a fricção com a camada de baixo na superfície inferior. E assim sucessivamente.

Em adição, como estão em movimento, todas as camadas estão sujeitas à Força de Coriolis.

Considerando o balanço de forças - Atrito e força de Coriolis - no número infinito de camadas da coluna de água, Ekman deduziu que a velocidade da corrente gerada pelo vento decresce exponencialmente com a profundidade. Também encontrou que a direcção da corrente à superfície se desvia 45° da direcção em que o vento sopra e que este ângulo aumenta com a profundidade. Os vectores da corrente formam assim uma espiral e esta forma teórica de corrente é chamada Espiral de Ekman.

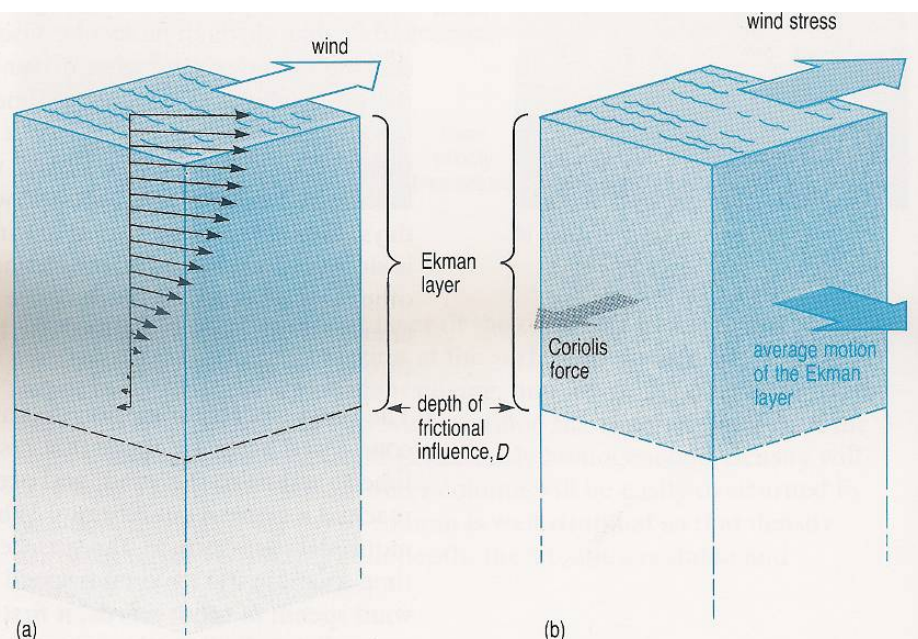


Figure 3.6 (a) The Ekman spiral current pattern believed to result from the action of wind on surface waters. The lengths and directions of the black arrows represent the speed and direction of the wind-driven current. (b) For the Ekman layer as a whole, the force due to the wind is balanced by the Coriolis force, which in the Northern Hemisphere is 90° to the right of the average motion of the layer (broad blue arrow).

Como sabemos, a força de Coriolis actua numa direcção que faz uma ângulo de 90° com a direcção da corrente e aumenta de intensidade com a latitude. Especificando melhor, a força de Coriolis é proporcional ao seno da latitude.

Para uma partícula de massa m movendo-se à velocidade u :

$$\text{Força de Coriolis} = m \times 2\Omega \sin\phi \times u$$

Ω (ómega) é a velocidade angular da Terra em torno do seu eixo ($7,29 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)

ϕ (phi) é a latitude

O termo $2\Omega \sin\phi$ é o chamado Parâmetro de Coriolis e é muitas vezes abreviado para f , donde

$$\text{Força de Coriolis} = mfu$$

Ekman deduziu que num oceano homogéneo e infinito, a velocidade da corrente superficial u_0 é:

$$u_0 = \frac{\tau}{\sqrt{A_z \rho f}}$$

τ - Tensão do vento

A_z - Coeficiente de vorticidade vertical

ρ - Densidade da água do mar

f - parâmetro de Coriolis

Observações em oceano aberto mostram correntes superficiais com velocidades semelhantes às previstas por Ekman mas a direcção da corrente superficial ocorre num ângulo geralmente menor do que 45° em relação ao vento (direita no hemisfério Norte, esquerda no Sul).

A previsão mais importante da teoria de Ekman é o facto de o movimento médio da camada induzida pelo vento (camada de Ekman) fazer um ângulo de 90° com a direcção do vento.

A velocidade da corrente média da camada de Ekman é:

$$u = \frac{\tau}{D\rho f}$$

em que D é a profundidade em que a corrente tem uma direcção oposta à direcção na superfície. A esta profundidade a velocidade é 1/23 do valor à superfície. Nos pólos D assume valores à volta de 40m, 50m nas latitudes médias e perto do Equador aproxima-se rapidamente de infinito. No oceano real a espessura da camada induzida pelo vento situa-se tipicamente nos 100-200m.

O volume total de água transportada em ângulo revto com a direcção do vento, por segundo, pode ser calculada multiplicando a velocidade média pela espessura D . Este volume (em $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) é designado por Transporte de Ekman. Transportes de Ekman em resposta aos campos de vento prevalentes contribuem significativamente para a circulação geral dos oceanos.

CORRENTES DE INÉRCIA

Se o vento deixar de soprar a água não fica imediatamente em repouso, e passa a estar sujeita à acção de apenas uma força - a força de Coriolis. Adquire assim um movimento circular, designando-se a corrente de **Corrente de Inércia**.

Figure 3.7 (a) Various possible paths for inertia currents. (b) Plan view showing inertial motion in the Northern Hemisphere. For details, see text.

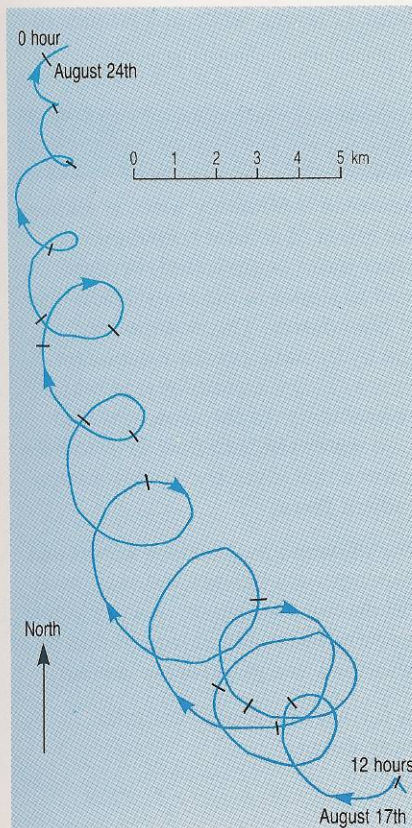
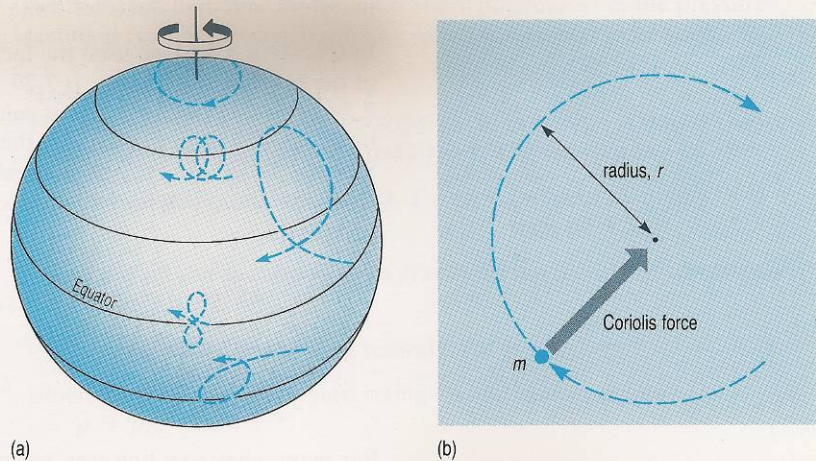


Figure 3.8 Plan view showing inertial motion observed in the Baltic Sea. The diagram shows the path of a parcel of water; if this path was representative of the general flow, the surface water in the region was both rotating and moving north-north-west. The observations were made between 17 and 24 August, 1933, and the tick marks on the path indicate intervals of 12 hours.

In an inertia current, the Coriolis force is acting as a centripetal force, towards the centre of the circle (Figure 3.7(b)). Now, if a body of mass m moves around a circle of radius r at a speed u , the centripetal force is given by

$$\text{centripetal force} = \frac{mu^2}{r} \quad (3.5)$$

In this case, the centripetal force is the Coriolis force (given by mfu , where f is the Coriolis parameter), so we can write:

$$\text{centripetal force} = \text{Coriolis force}$$

$$\text{i.e.} \quad \frac{mu^2}{r} = mfu$$

This equation simplifies to:

$$\frac{u}{r} = f \quad (3.6)$$

If the motion is small-scale and does not involve any appreciable changes in latitude, f is constant and so the water will follow a circular path of radius r , at a constant speed u . The time, T , taken for a water parcel to complete one circuit, i.e. the *period* of the inertia current, is given by the circumference of the circle divided by the speed:

$$T = \frac{2\pi r}{u}$$

and so, from equation 3.6,

$$T = \frac{2\pi}{f} \quad (3.7)$$

This equation shows that in the 'ideal' situation the only variable on which T depends is latitude. For example, at latitude 45° , T is approximately 17 hours, while at the Equator it becomes infinite.

Inertia currents have been identified by current measurement in many parts of the ocean. A classic example, observed in the Baltic Sea, is illustrated in Figure 3.8. Here a north-north-westerly wind-driven current has been superimposed on the inertial motion which had a period of

O período da corrente de inércia será:

$$T = 2\pi / f \quad f = 2\Omega \sin\phi \quad \text{e} \quad \Omega = 2\pi/24 \text{ hr}^{-1}$$

$$\gggg \quad T = (2\pi \cdot 24) / 2 \cdot 2\pi \cdot \sin\phi \quad \ggg \quad T = 12 / \sin\phi$$

No pólo Norte $T = 12\text{h}$; a 45° de latitude 17h ; a 30° latitude será 24h e no Equador é infinito.