



## **Título: Origem dos Ventos**

---

**Autor: Danilo Lima**

---

### **CONTEÚDO**

<b>A. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>B. MECANISMO DE FORMAÇÃO DOS VENTOS.....</b>	<b>2</b>
<b>C. FORÇAS ATUANTES NA ATMOSFERA.....</b>	<b>3</b>
<b>D. SISTEMAS DE VENTO GLOBAL E LOCAL .....</b>	<b>10</b>
<b>E. ESTRUTURA VERTICAL DA ATMOSFERA .....</b>	<b>14</b>
<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>16</b>

### **A. Introdução**

Em simples palavras, o vento é o ar em movimento. Apesar de simples, o modo como o vento é formado é alvo de estudos com os mais variados objetivos.

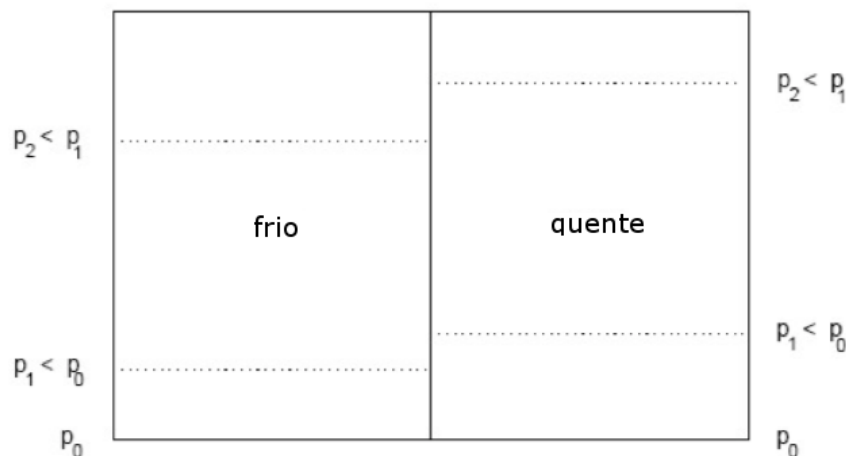
Neste capítulo, iremos estudar qual a origem e quais são os mecanismos de formação dos ventos e suas características para, em breve, sermos capazes de avaliar este recurso energético.

## B. Mecanismo de Formação dos Ventos

O responsável pela origem dos ventos, como na maior parte dos recursos energéticos da Terra, é o Sol. Mais precisamente, o aquecimento de forma desigual das partes do planeta gera a circulação das camadas de ar.

A energia disponível na atmosfera pode ser dividida em energia interna, energia gravitacional e energia cinética. A energia cinética representa a energia contida nos ventos, cujo aproveitamento é o alvo de nosso estudo.

A energia cinética disponível na atmosfera pode ser demonstrada pelo exemplo da atmosfera simplificada da Figura 1 abaixo. Duas massas de ar a temperaturas distintas estão separadas por uma barreira. Através desta barreira, foram estabelecidos gradientes horizontais de temperatura ( $T$ ), pressão ( $p$ ) e densidade ( $\rho$ ).



**Figura 1 – Colunas de ar a diferentes temperaturas resultando num gradiente horizontal de pressão. Fonte: (Heinemann, 2002)**

A remoção desta barreira levará à reorganização das massas de ar, ao equilíbrio hidrostático e ao posicionamento da massa de ar quente sobre a massa de ar frio. A diferença entre a energia potencial nos instantes inicial e final desta reorganização é chamada de energia potencial disponível. Logo, conclui-se que um alto gradiente horizontal de pressão gera uma alta energia potencial disponível.

O que acontece na atmosfera terrestre é semelhante ao exemplo citado.

O balanço de radiação no topo da atmosfera terrestre é equilibrado ao longo do tempo. Em outras palavras, a radiação de ondas curtas absorvida do Sol equivale à radiação de ondas longas emitida pela Terra, conduzindo a um regime de temperatura estável para o sistema Terra-Atmosfera.

Na Figura 2 é possível visualizar a distribuição de energia na atmosfera resultante do aquecimento diferencial. Como resultado desta distribuição, há o transporte meridional de energia do Equador para os Polos.

O aquecimento diferencial da Terra resulta na disponibilidade de parte da energia potencial total da atmosfera para a conversão em energia cinética. Uma atmosfera que esteja em equilíbrio hidrostático, isto é, sem gradiente horizontal de pressão, densidade e temperatura, não possui energia cinética.

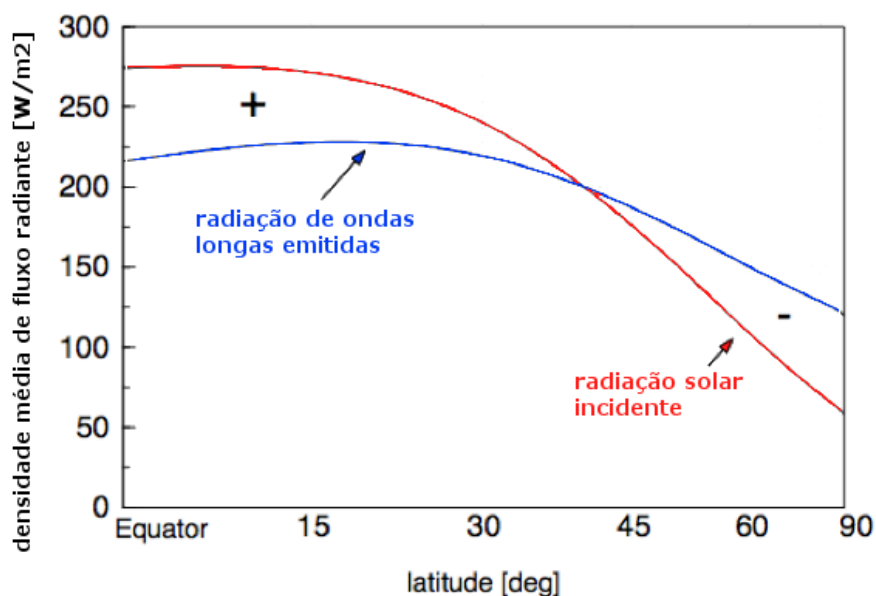


Figura 2 – Estimativas anuais médias de radiação solar absorvida e radiação de onda longa emitida pela Terra. Fonte: (Heinemann, 2002)

### C. Forças Atuantes na Atmosfera

O fluxo de ar na atmosfera é basicamente descrito pela Segunda Lei de Newton, conhecida da Mecânica Clássica, que descreve a relação entre as forças que atuam sobre um objeto e a aceleração que elas provocam:

$$\mathbf{F} = m \cdot \mathbf{a}$$

Onde é  $m$  a massa do objeto e " $a$ " é a aceleração. A equação acima tem forma vetorial e sua forma final depende das forças que dominam o determinado fluxo.

As forças atuantes na atmosfera são quatro: gradiente de pressão, gravidade, atrito e força de Coriolis. A Tabela 1 abaixo ilustra qualitativamente a influência de cada força sobre os movimentos horizontal e vertical do ar.

Tabela 1 – Influência das forças atuantes na atmosfera no movimento do ar

	Horizontal	Vertical
<b>Gradiente de Pressão</b>	Forte	Forte
<b>Gravidade</b>	Nenhuma	Forte
<b>Atrito</b>	Forte	Fraca
<b>Força de Coriolis</b>	Forte	Fraca

Com o objetivo de analisar o somatório das forças atuantes na atmosfera nas direções horizontal e vertical, as forças acima citadas são explicadas abaixo.

### **Gradiente de Pressão**

A pressão é definida pelo quociente entre uma força atuante sobre uma determinada área:

$$p = \frac{F}{A}$$

Tomemos como exemplo uma fina camada de ar da Figura 3. Havendo um gradiente horizontal de pressão, haverá uma força resultante.

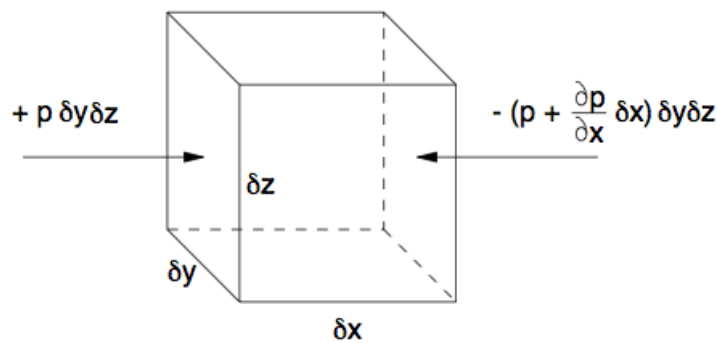


Figura 3 – Gradiente de pressão e força resultante em uma fina camada de ar. Fonte: (Heinemann, 2002)

A força resultante na camada de ar pode ser descrita como:

$$F_p = p \delta y \delta z - \left( p + \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \right) \delta y \delta z$$

$$F_p = - \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \delta y \delta z$$

$$F_p = - \frac{\partial p}{\partial x} \delta V = - \frac{m}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Logo, gradientes horizontais de pressão originam forças perpendiculares às linhas isobáricas (linhas onde a pressão é constante), direcionadas da alta para a baixa pressão.

### **Gravidade**

A força gravitacional pode ser deduzida diretamente da Segunda Lei de Newton:

$$F_g = m \cdot a = m \cdot g$$

### **Atrito**

O movimento do ar é reduzido próximo à superfície terrestre devido às forças de atrito atuando nas camadas mais baixas da atmosfera. Para uma altura nula, isto é, na superfície terrestre, temos que a velocidade horizontal do ar também nula.

A força de atrito é determinada pela velocidade do vento, pela rugosidade da superfície terrestre e pela estabilidade térmica da atmosfera. A relação para a força de atrito traduz-se por:

$$F_a = -m\mu v$$

Onde  $\mu$  é o coeficiente de atrito. A força de atrito é sempre oposta ao movimento do ar.

### **Força de Coriolis**

Primeiramente, a força de Coriolis não é exatamente uma força, mas sim um efeito. Esse efeito só pode ser observado em objetos em movimento e em sistemas girantes (como a Terra). Além disso, esse efeito só é percebido por observadores solidários ao sistema girante.

O efeito Coriolis causa uma alteração aparente na trajetória de um objeto que se movimenta em linha reta em um sistema de girante. O objeto na verdade mantém sua trajetória em linha, mas aparenta desviar-se em função do movimento da superfície abaixo dele.

Tomemos um exemplo simples de um carrossel. Duas pessoas sentadas uma de frente para a outra jogam entre si uma pequena bola. Para um observador situado fora do carrossel, a bola viaja em uma trajetória em linha reta. Para um observador situado dentro do carrossel, a bola viaja em uma trajetória curvilínea. Esse efeito aparente de mudança na trajetória é o chamado efeito Coriolis.

Os dois links abaixo trazem vídeos que exibem o efeito explicado acima. Apesar de ambos estarem em inglês, as imagens mostram perfeitamente o conceito.

- <http://www.youtube.com/watch?v=BPNLZyBNPTE>
- [http://www.youtube.com/watch?v=\\_36MiCUS1ro](http://www.youtube.com/watch?v=_36MiCUS1ro)

Sob o referencial da Terra e devido ao movimento de rotação em torno de seu eixo, objetos se movendo no hemisfério sul terão movimento curvilíneo aparente para a esquerda, enquanto que objetos se movendo no hemisfério norte terão movimento curvilíneo aparente para a direita. Esse efeito pode ser visto na Figura 4.

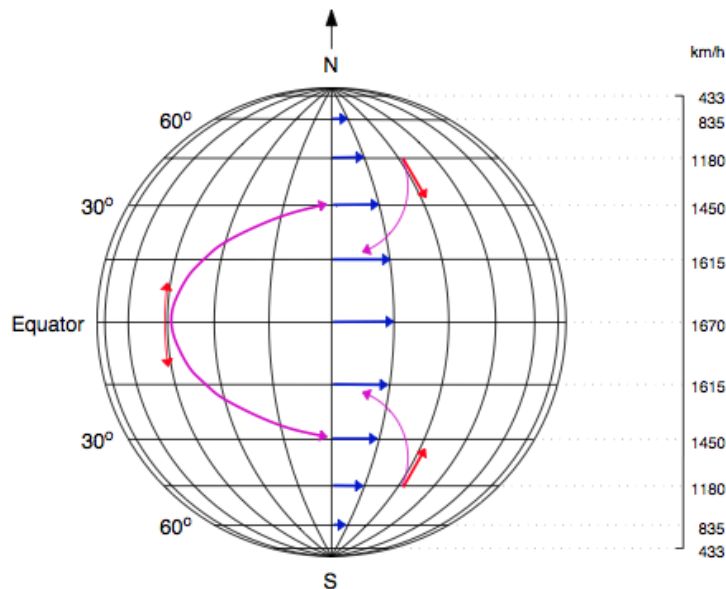


Figura 4 – Efeito Coriolis agindo em objetos se movendo no sentido meridional. A escala à direita mostra a velocidade da superfície terrestre em função da latitude. Fonte: (Heinemann, 2002)

O efeito Coriolis aplicado ao referencial terrestre pode ser visto também nos vídeos abaixo:

- <http://www.youtube.com/watch?v=KwkrNMnLH78>
- <http://www.youtube.com/watch?v=QfDQeKAYVag> (em inglês)

A forma matemática vetorial da força de Coriolis é dada por:

$$\mathbf{F}_c = -2m[\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}]$$

onde  $\boldsymbol{\Omega}$  é o vetor de rotação da Terra, cujo módulo  $|\boldsymbol{\Omega}| = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ rad/s}$ .

Duas características importantes devem ser ressaltadas sobre o efeito Coriolis. A primeira é que ele é proporcional à velocidade do objeto e do referencial girante. Em outras palavras, o efeito Coriolis na atmosfera é sentido de maneira distinta de acordo com a latitude do local. Ele é nulo no Equador e máximo nos Polos.

A segunda é que o efeito Coriolis atua de forma perpendicular à direção do movimento do objeto. Logo, ele afeta somente a direção do movimento e não a sua magnitude.

### **Movimento Vertical do Ar**

Como visto na Tabela 1, as forças predominantes no movimento vertical do ar são: gradiente de pressão e gravidade. Logo:

$$\mathbf{F}_v = \mathbf{F}_p + \mathbf{F}_g$$

Levando-se em conta as magnitudes típicas para as forças do gradiente de pressão e da gravidade, a força vertical resultante é aproximadamente nula. Assim, a força do gradiente vertical de pressão e a força gravitacional são equilibradas (em larga escala). Este estado é chamado de equilíbrio hidrostático.

### **Movimento Horizontal do Ar**

Segundo a Tabela 1, as forças predominantes no movimento horizontal do ar são: gradiente de pressão, atrito e força de Coriolis. Logo:

$$\mathbf{F}_h = \mathbf{F}_p + \mathbf{F}_a + \mathbf{F}_c$$

Esta equação é conhecida como a Equação do Movimento Horizontal.

Vamos supor uma fina camada de ar a uma altura suficientemente acima da superfície, onde o efeito do atrito não possa ser sentido. Nesta situação, há o balanço entre a força de Coriolis e o gradiente horizontal de pressão. Esta situação é chamada de Equilíbrio Geostrófico. O vento, cuja velocidade  $v_g$  representa esta situação, é chamado de *Vento Geostrófico*.

A Figura 5 mostra que o Vento Geostrófico é perpendicular ao gradiente de pressão e paralelo às linhas isobáricas. O Vento Geostrófico é uma boa medida para o fluxo genérico de ar em uma determinada região, pois é independente de características específicas da superfície, como orografia, obstáculos e rugosidade.

Nota: a aproximação geostrófica não é válida nas regiões equatoriais, uma vez que a força de Coriolis é nula.

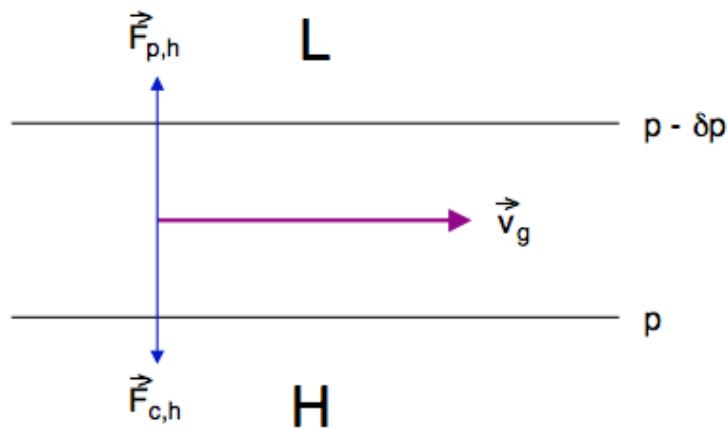


Figura 5 – O Equilíbrio Geostrófico. Fonte: (Heinemann, 2002)

Levando-se em consideração a superfície terrestre, o atrito causa uma redução na velocidade do vento. Como consequência, a força de Coriolis também diminui. Assim, a força do gradiente de pressão torna-se mais significativo e o vento tem que mudar de direção, inclinando-se para dentro da zona de baixa pressão (Figura 6).

O ângulo de deflexão  $\alpha$  depende da rugosidade da superfície, da latitude e da turbulência. Valores típicos para  $\alpha$  são de  $15^\circ$  a  $30^\circ$  sobre os mares e  $25^\circ$  a  $50^\circ$  sobre a terra. Devido à redução da força de Coriolis,  $\alpha$  diminui com a latitude.

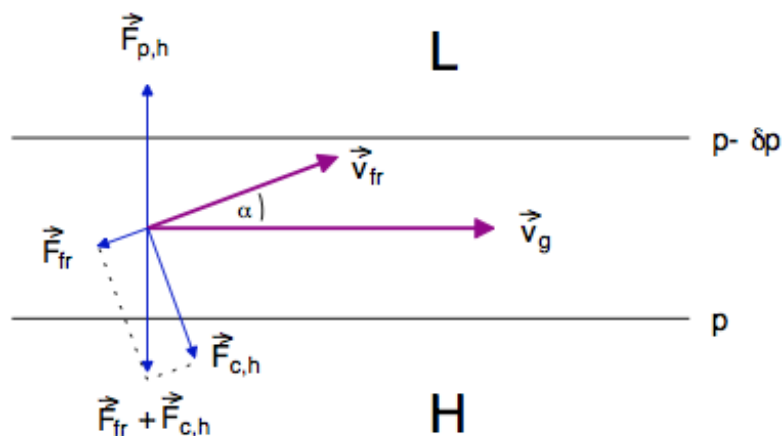


Figura 6 – Vento com atrito. Fonte: (Heinemann, 2002)

Como consequência da soma das forças atuantes na atmosfera, a Figura 7 abaixo mostra os padrões de circulação do vento na superfície terrestre para os hemisférios norte e sul.



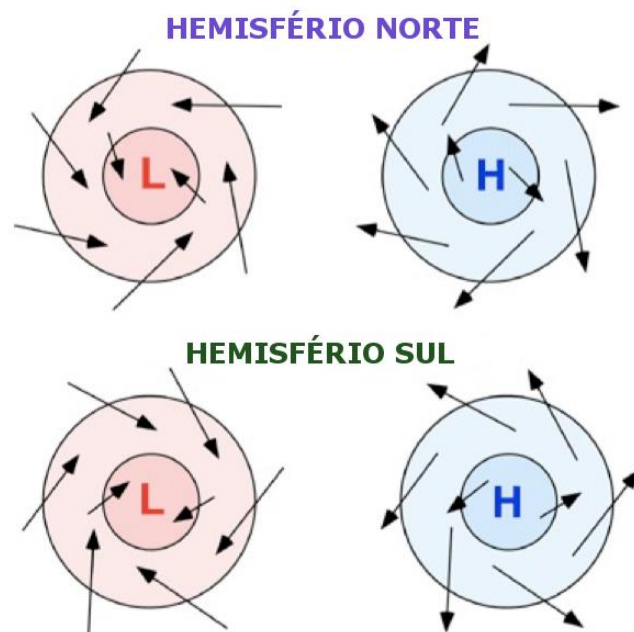


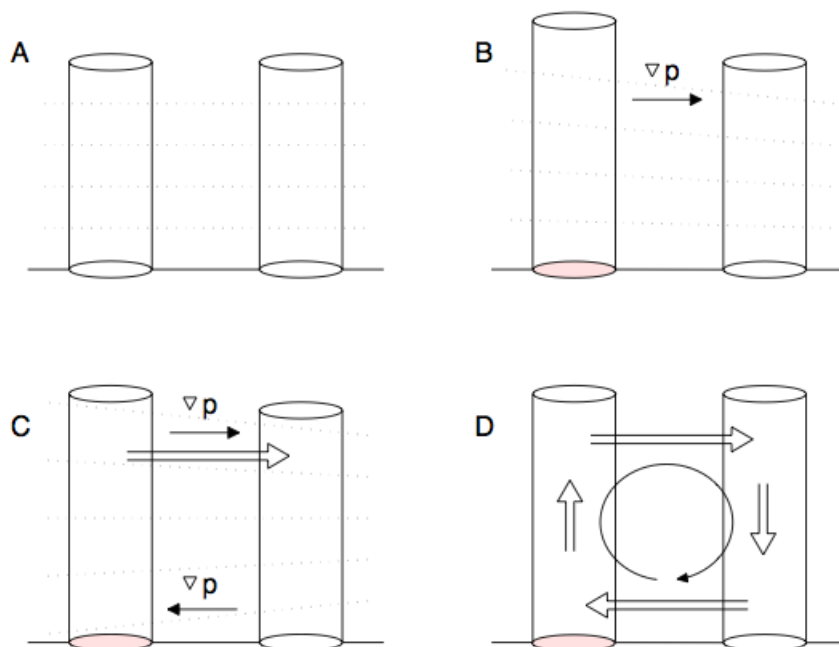
Figura 7 – Padrões de circulação do vento na superfície. Fonte: (Heinemann, 2002)

Onde L e H denotam zonas de baixa (*low*) e alta (*high*) pressão, respectivamente.

#### D. Sistemas de Vento Global e Local

Os passos principais no desenvolvimento de um sistema de vento, devido ao aquecimento diferencial, são mostrados na Figura 8 abaixo.

- Duas colunas de ar encontram-se em equilíbrio hidrostático. O ar está parado;
- O aquecimento diferencial causa um aumento de temperatura na coluna da esquerda, instituindo um gradiente horizontal de pressão nas camadas mais altas entre as duas colunas;
- Isso resulta num fluxo horizontal de vento na direção da baixa pressão, produzindo um gradiente horizontal de pressão (e um fluxo de vento) na superfície abaixo, com direção oposta;
- Devido à conservação de massa, um movimento vertical de ar é necessário para fechar a circulação.



**Figura 8 – Esquema do desenvolvimento de um sistema de vento. Fonte: (Heinemann, 2002)**

Na Terra, o forte aquecimento das camadas tropicais da atmosfera conduz ao movimento global norte-sul mostrado esquematicamente em (a) na Figura 9.

O ar em movimento na direção dos Polos nas camadas superiores da atmosfera, na tentativa de conservar o momento angular adquirido através do atrito na superfície, acelera rapidamente na direção leste relativa à superfície da Terra, como mostrado em (b) na Figura 9. Esses ventos são conhecidos como Ventos do Oeste.

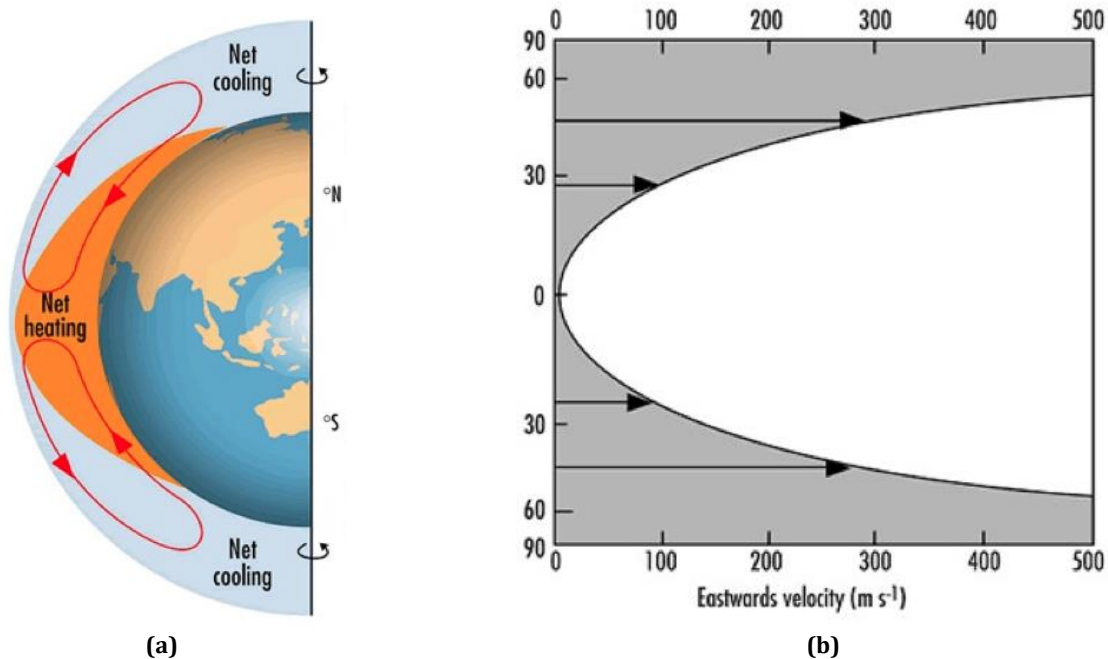


Figura 9 – Origem da circulação atmosférica. Fonte: (Heinemann, 2002)

Já na região das latitudes intertropicais, há a predominância de ventos vindos do leste em direção ao Equador. A faixa de encontro desses ventos, chamados de Alísios, é conhecida como Zona de Convergência Intertropical e sua posição acontece justamente no Equador.

A Figura 10 mostra os principais sistemas de vento global.

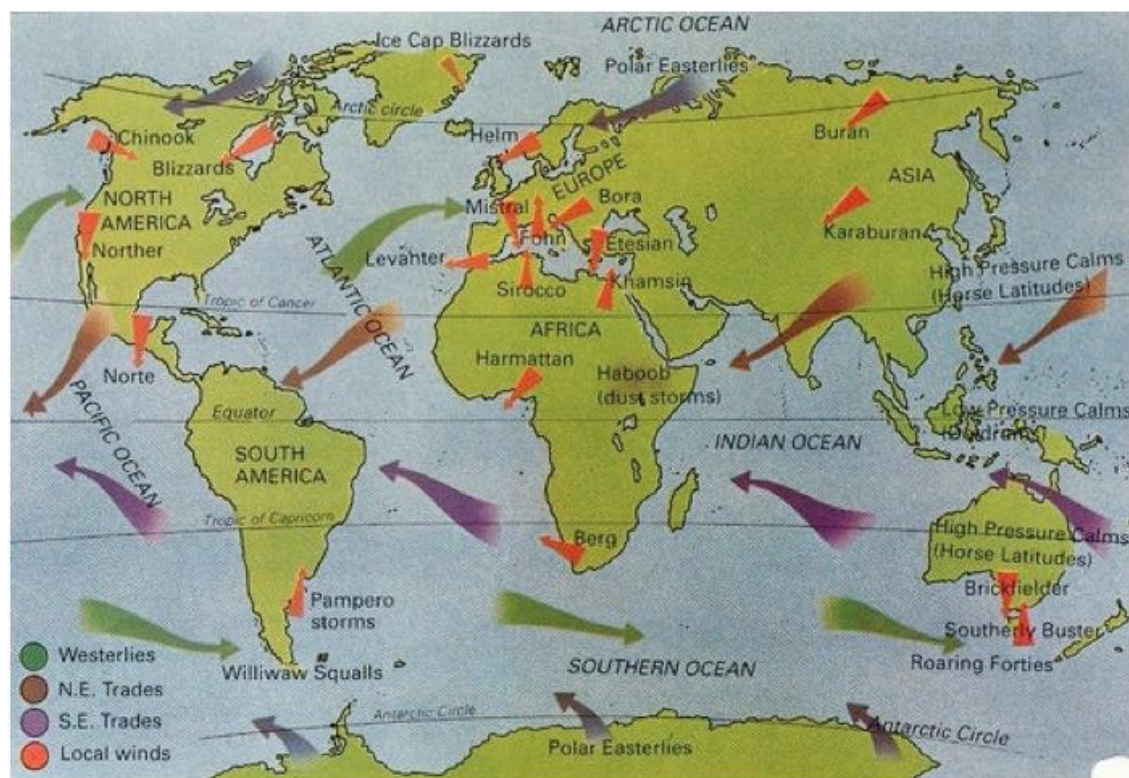


Figura 10 – Sistemas de vento global. Fonte: (Heinemann, 2002)

Para distâncias menores que 100 km, os efeitos da força de Coriolis são mínimas e o fluxo de ar deve-se principalmente aos gradientes de pressão. Logo, sistemas de vento local gerados.

Exemplos de sistemas de vento local baseados nesse conceito são as brisas marítimas e terrestres, os ventos de montanha e vale e as monções.

A Figura 11 apresenta o exemplo para as brisas marítima e terrestre. Neste sistema, o aquecimento diferencial se dá por meio dos diferentes valores de capacidade térmica da água e da terra.



Figura 11 – Brisa marítima e brisa terrestre. Fonte: Wikipedia

Os sistemas de montanha e vale têm princípio similar, onde o alto das montanhas recebe mais calor durante o dia (por estar em posição mais elevada), mas também perdendo o calor absorvido mais rapidamente durante a noite. A Figura 12 mostra esse conceito.

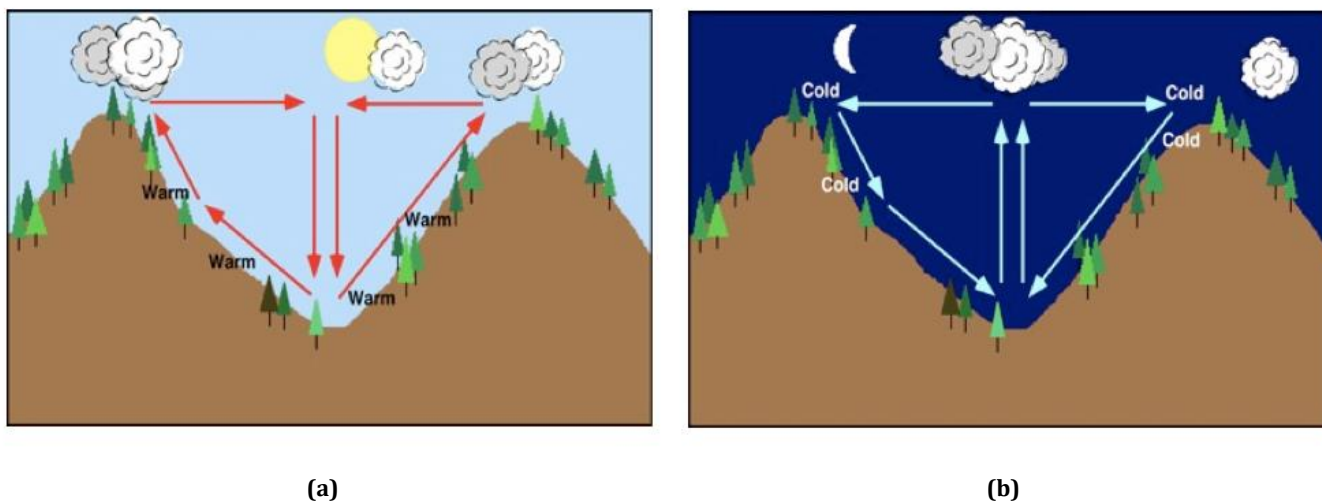


Figura 12 - Origem da brisa de montanha e vale. Fonte: (Heinemann, 2002)

Finalmente, as monções funcionam similarmente, porém em escalas de tempo um pouco maiores (em estações do ano). Durante o inverno no sudeste asiático (Figura 13), o oceano Índico é

bastante aquecido causando grandes zonas de baixa pressão sobre ele e zonas de alta pressão sobre o continente. Esse efeito acaba causando estiagem e secas prolongadas.

Durante o verão, o oposto ocorre, de forma que o continente recebe mais calor e se torna alvo de zonas de baixa pressão. Assim, ventos fortes carregados de chuva acabam inundando e provocando enchentes no continente.

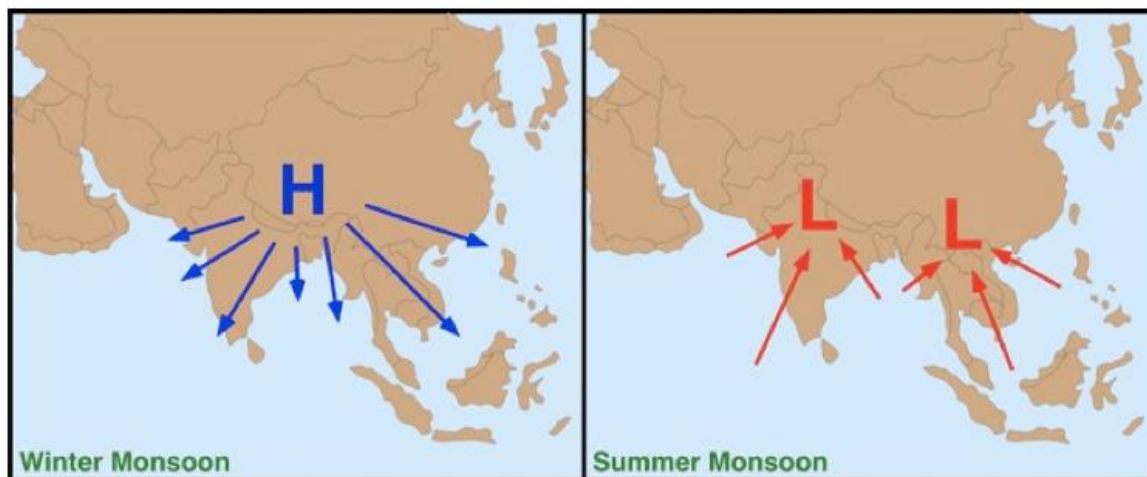


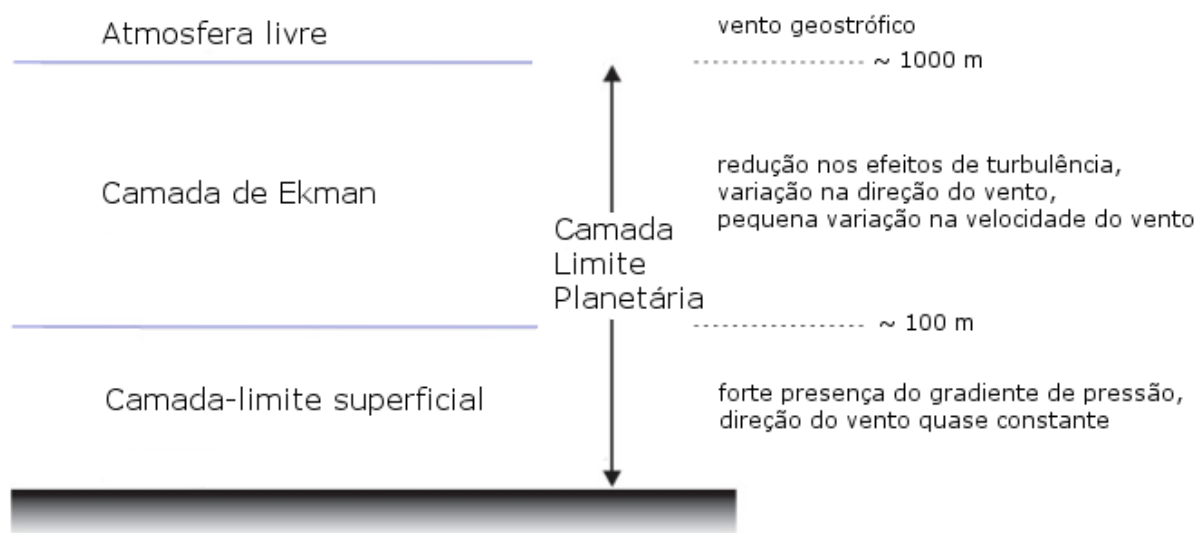
Figura 13 - Monções no sudeste asiático. Fonte: (Heinemann, 2002)

## E. Estrutura Vertical da Atmosfera

Levando-se em conta os princípios até agora descritos, é possível identificar na atmosfera diferentes zonas onde algumas forças predominam e outras não. Entretanto, não há um limite claro entre tais zonas. Além disso, deve-se levar em consideração o efeito que a superfície terrestre provoca sobre o movimento de ar e também o efeito do estado térmico da atmosfera.

Costuma-se dividir a atmosfera em duas regiões. A primeira é chamada de atmosfera livre, onde se desconsidera a influência direta da superfície terrestre sobre o escoamento do ar (sem a presença do atrito). Essa camada encontra-se bem acima da superfície terrestre.

A segunda região é chamada de camada-limite planetária, camada esta justaposta à superfície terrestre. Nela, deve-se considerar o atrito causado pela rugosidade natural da superfície, que afeta profundamente o escoamento do ar. A Figura 14 abaixo apresenta estas regiões.



**Figura 14 – Estrutura vertical da camada-limite planetária. Fonte: adaptado de (Heinemann, 2002)**

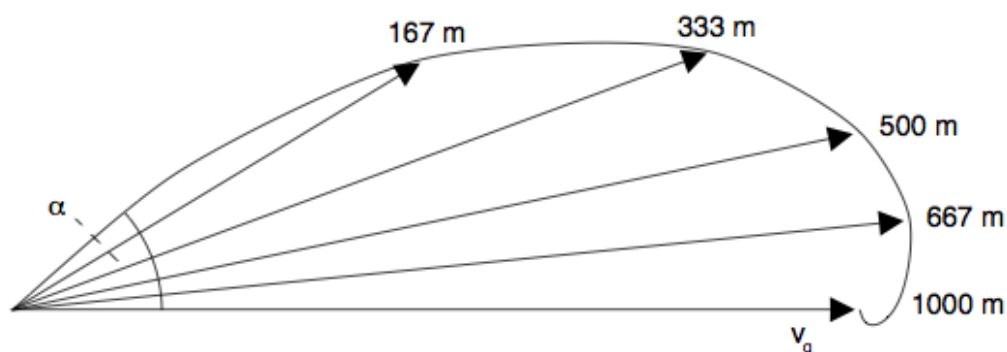
Em condições normais, a divisão entre a atmosfera livre e camada-limite planetária se dá a uma altura de 1000 metros. Em condições instáveis da atmosfera, por exemplo, quando a superfície terrestre encontra-se mais quente que o ar, essa divisão pode se dar a 3000 metros de altitude. Já em condições estáveis, quando o ar encontra-se mais quente que a superfície terrestre, essa divisão pode se dar a 600 metros.

Devido à complexidade do escoamento do ar na camada-limite planetária, costuma-se dividi-la em duas subcamadas: a camada-limite superficial, logo acima da superfície; e a camada de Ekman, última camada antes da atmosfera livre.



A camada-limite superficial é caracterizada pela forte influência do gradiente de pressão e pela presença da superfície. Nesta subcamada, o atrito é predominante e pode ser aproximado a uma constante, fazendo com que o vento tenha direção quase constante.

Já a camada de Ekman é caracterizada pela gradual redução da influência da superfície terrestre (e logo, do atrito) e já não se pode desprezar a influência da força de Coriolis. Na camada de Ekman, a velocidade do vento aumenta com a altura e sua direção varia gradualmente. Essa mudança de velocidade e direção dá origem à Espiral de Ekman, apresentada na Figura 15. No limite entre a camada de Ekman e a atmosfera livre, o vento tende à aproximação geostrófica.



**Figura 15 – A Espiral de Ekman descrevendo como a velocidade e direção do vento são dependentes da altura. Fonte: (Heinemann, 2002)**

Em condições normais, a divisão entre a camada-limite superficial e a camada de Ekman se dá a uma altura de 100 metros, podendo variar o estado térmico da atmosfera. Esse limite varia de 300 metros, em condições instáveis, a 50 metros, em condições estáveis.

Para informações mais aprofundadas sobre este assunto, consultar (Varejão-Silva, 2006)

É importante ressaltar que a altura dos aerogeradores modernos (como veremos nas unidades seguintes) encontra-se exatamente na transição entre estas duas subcamadas. Por isso a importância de conhecer suas características.

## **BIBLIOGRAFIA**

HEINEMANN, D. **Energy Meteorology**. Oldenburg, Alemanha: Carl von Ossietzky University, 2002.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife, Pernambuco: [s.n.].