A collage of several globes and a sun-like planet. On the left is a large, glowing orange and red sun-like planet. In the center and right are several globes of Earth, some showing realistic cloud patterns, others with color-coded atmospheric or temperature maps. The background is a dark space scene with a nebula or galaxy structure.

ACA-115

Introdução a Ciências Atmosféricas

Os Movimentos da Atmosfera

Aula 2

Conteúdo

A satellite image of Earth showing cloud patterns and cyclones. The image is a composite of several satellite views, showing various cloud formations and weather systems over the globe. The colors are primarily blue for the oceans and green/yellow for the landmasses, with white and grey for the clouds.

- 1. Escala dos movimentos atmosféricos e principais forças**
- 2. Equilíbrio hidrostático e geostrófico**
- 3. Divergência e convergência**
- 4. Circulação geral da atmosfera**
- 5. Circulações locais**
- 6. Turbulência atmosférica**

TIPOS DE "BALANÇOS" ENTRE AS FORÇAS

Como ocorre o balanço de forças nos movimentos atmosféricos ?

Na realidade, essas forças normalmente se combinam e determinam a velocidade e a direção dos ventos. A resultante dessas forças algumas vezes é nula e produzem um estado de equilíbrio ou balanço.

Da Primeira Lei de Newton, quando as forças atuantes sobre uma parcela de ar estão em equilíbrio, não há uma "força líquida" ou "força resultante".

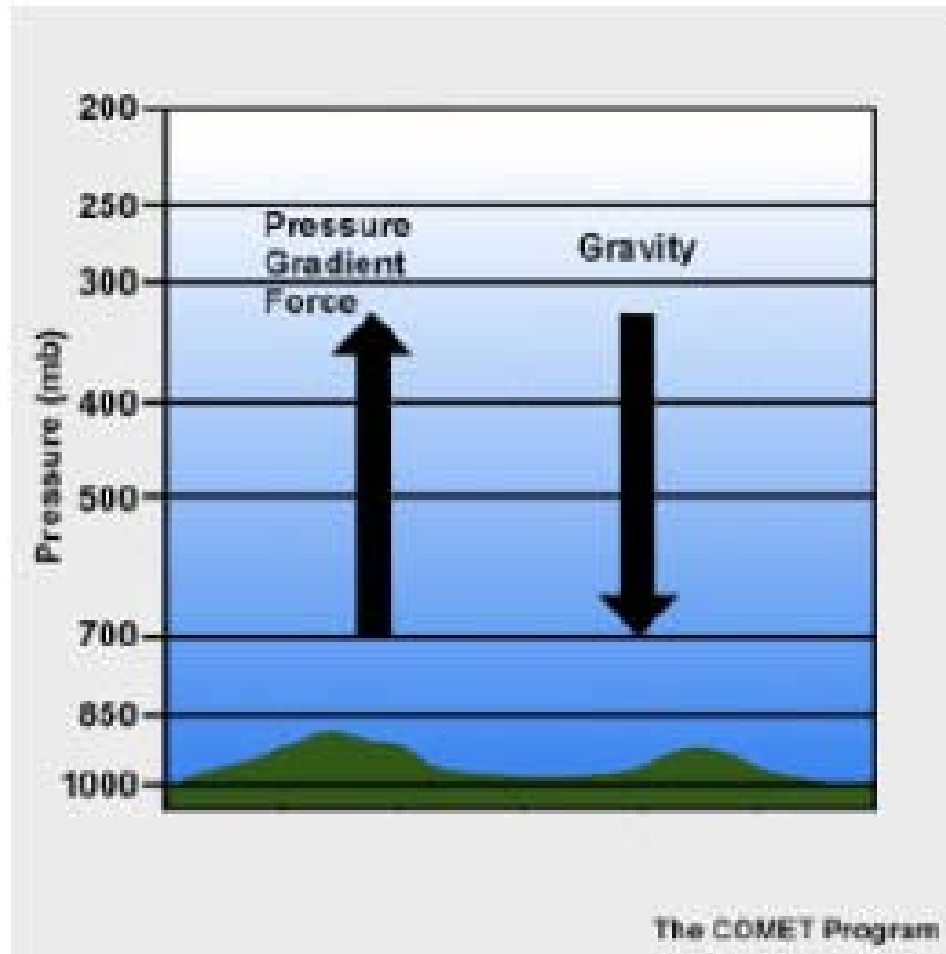
Portanto, a parcela de ar permanece estacionária (se estiver parada) ou continua se movendo em linha reta com velocidade constante (*aceleração nula*)

A seguir, analisa-se como as forças interagem na atmosfera de modo a controlar os movimentos verticais e horizontais do ar.

EQUILÍBRIO HIDROSTÁTICO

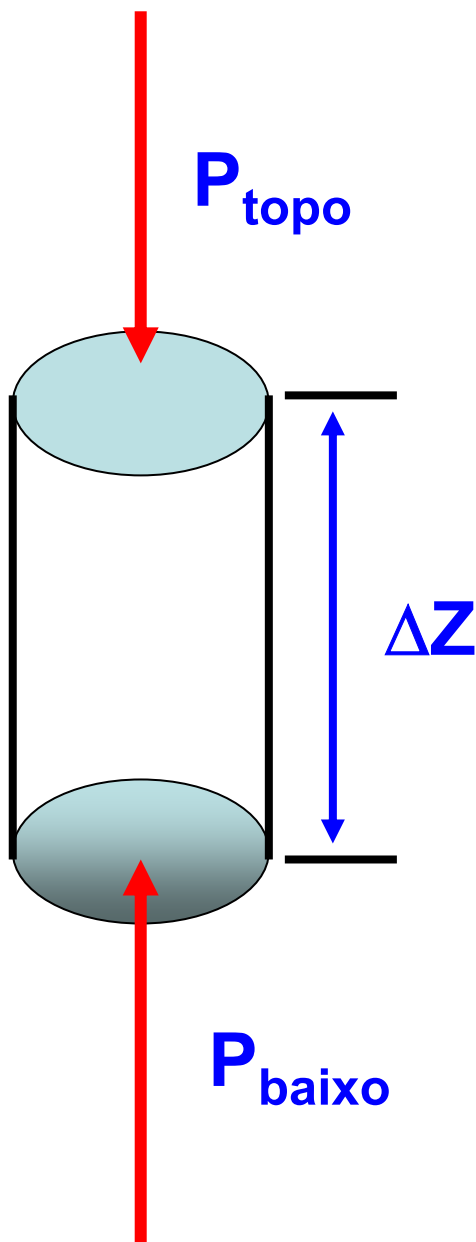
EQUILÍBRIO HIDROSTÁTICO

Equilíbrio Hidrostático representa o balanço entre a *força do gradiente vertical de pressão* e a *força de gravidade*



Esse estado de equilíbrio é um dos mais constantes na atmosfera e acontece em todas as escalas de movimento atmosférico, exceto em pequenas escalas com grande aceleração vertical (< 10 km).

Deve-se novamente ressaltar que o equilíbrio hidrostático não impede o movimento vertical, mas sim apenas sua modificação (*aceleração nula*).



Pressão $P(z)$ é o peso (Força) da atmosfera acima de z por unidade de área:

$$P(z) = \text{Massa} \times g / \text{Área}$$

$$\text{Massa} = \text{Densidade} \times \text{Volume}$$

$$\text{Volume} = \text{Área} \times \Delta z$$

$$\text{Massa} = \rho \times \text{Área} \times \Delta z$$

Logo,

$$P(z) = \rho \times \text{área} \times \Delta z \times g / \text{Área}$$

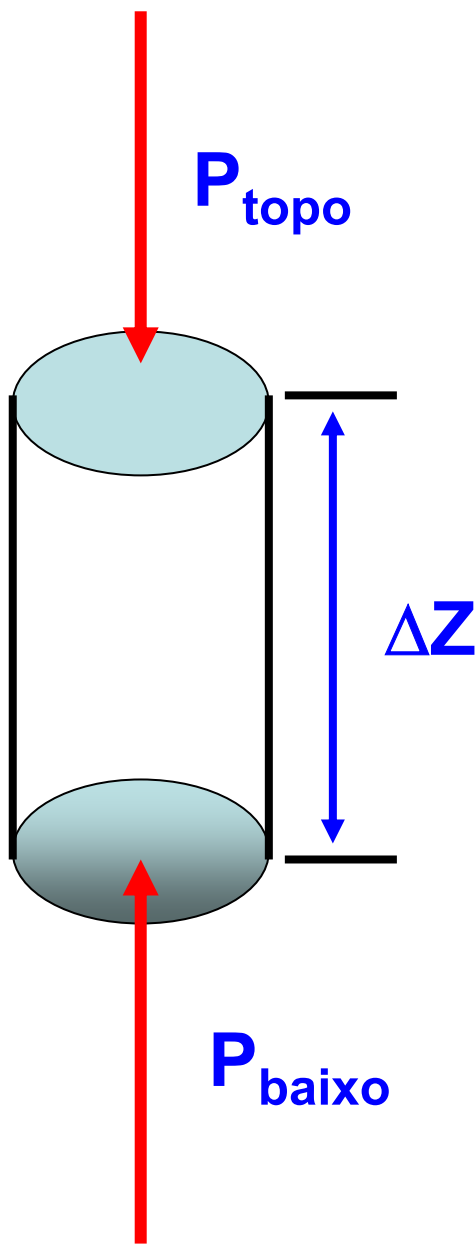
$$P(z) = \rho \times \Delta z \times g$$

Pela lei dos gases a densidade do ar é

$$\rho(z) = P(z)/RT$$

Logo, como P diminui com z , a ρ também diminui – “*o ar é um fluido compressível*”

A atmosfera não fica achatada porque a pressão esta em balanço com o peso.



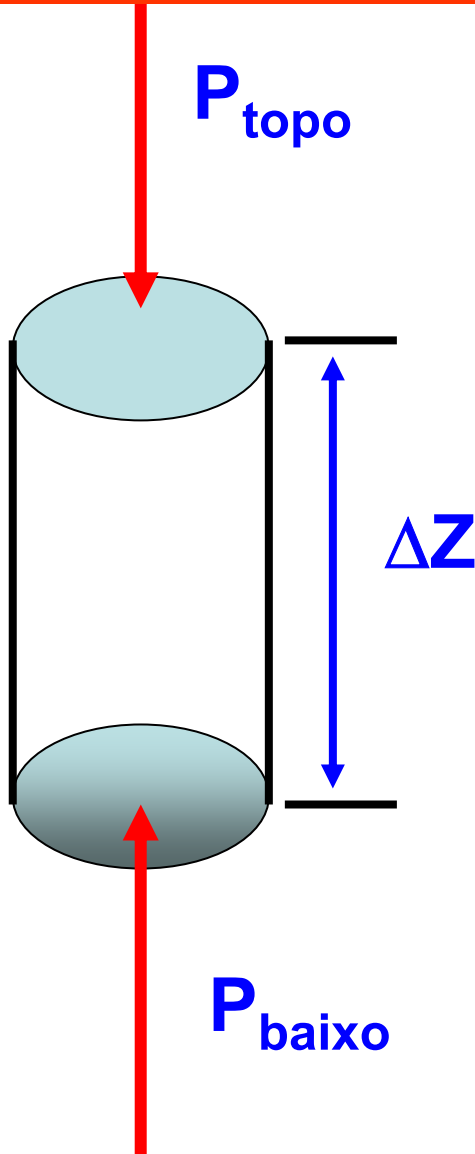
Alta atmosfera

Fazendo este balanço, temos

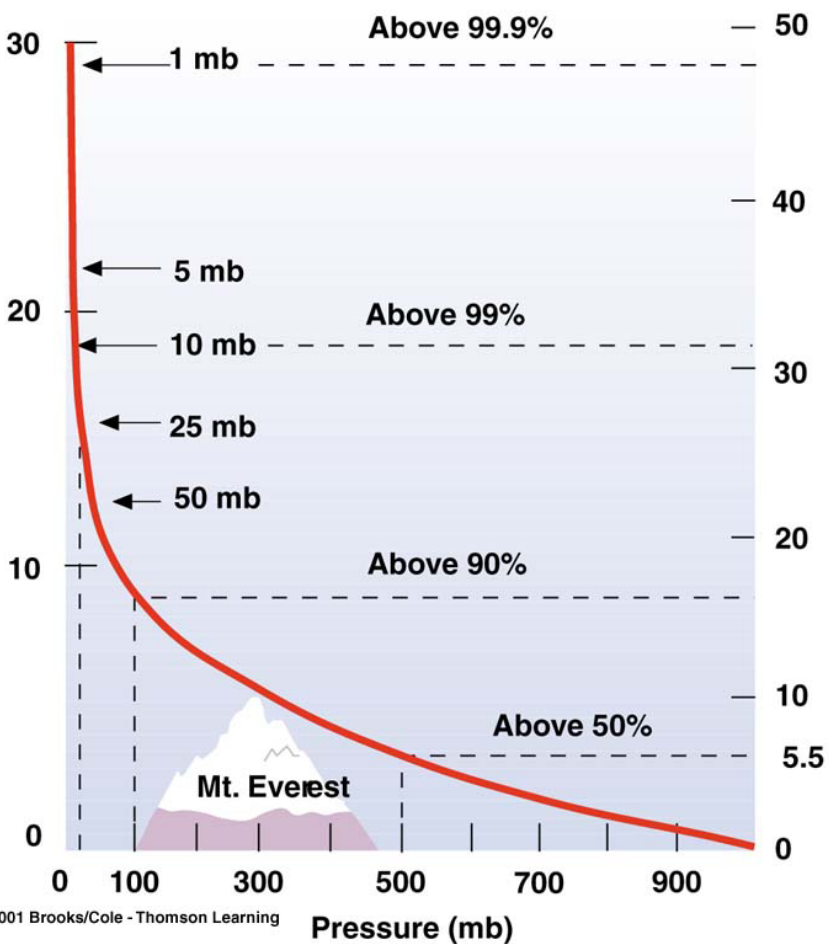
$$\rho g \Delta Z = P_{\text{topo}} - P_{\text{baixo}} = - \Delta P$$

ou $\Delta P / \Delta Z = - \rho g$

A taxa de diminuição da pressão com a altitude depende da densidade.

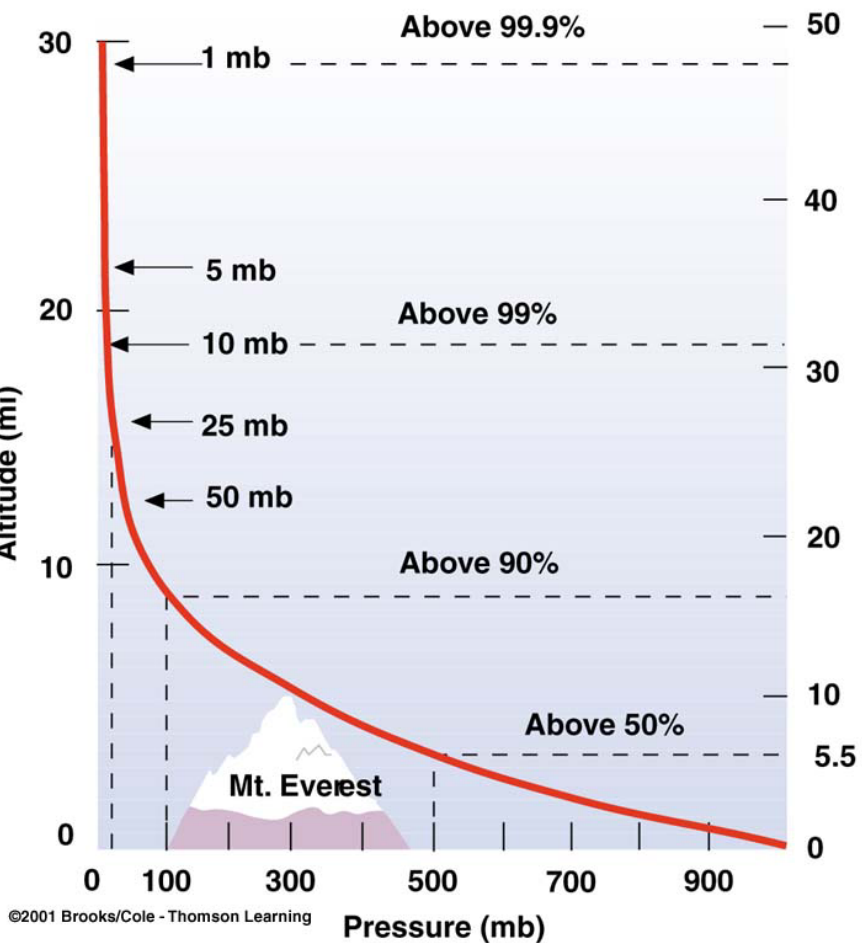


Superfície



Como a pressão atmosférica varia com a altura, pode-se calcular a pressão em um determinado nível supondo certas condições de equilíbrio.

Por exemplo, em um balanço hidrostático e para um gás ideal, implica que a dependência da pressão (densidade) com a altura é **EXPONENCIAL**:



$$\Delta P / \Delta z = -\rho g$$

$$\rho(z) = P(z) / RT$$

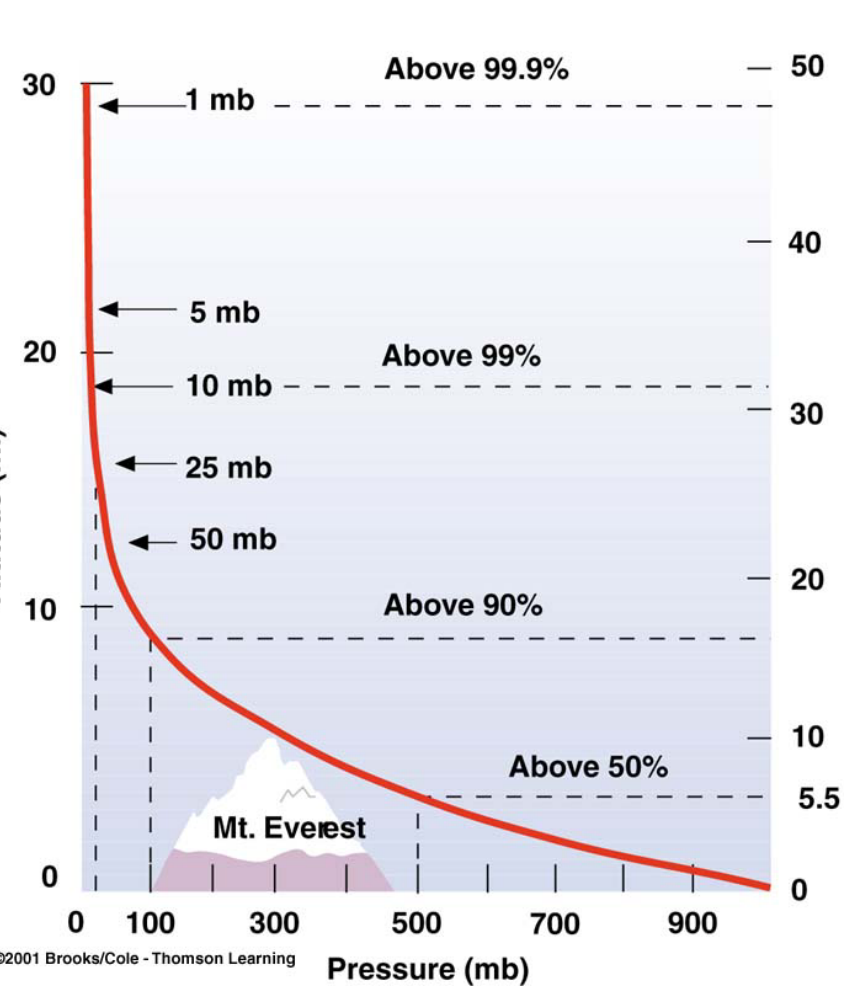
$$\Delta P / \Delta z = -Pg / RT$$

ou

$$\partial P / P = -g / RT \partial Z$$

Pode-se integrar da superfície até um dado nível

$$\int_{P_0}^{P_1} \frac{\partial P}{P} = - \int_0^Z \frac{g}{RT} \partial Z$$



$$P = P_0 e^{-\frac{gZ}{RT}}$$

Onde, “e” é a base do logaritmo natural = 2.718

P_0 = P na superfície

$g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$

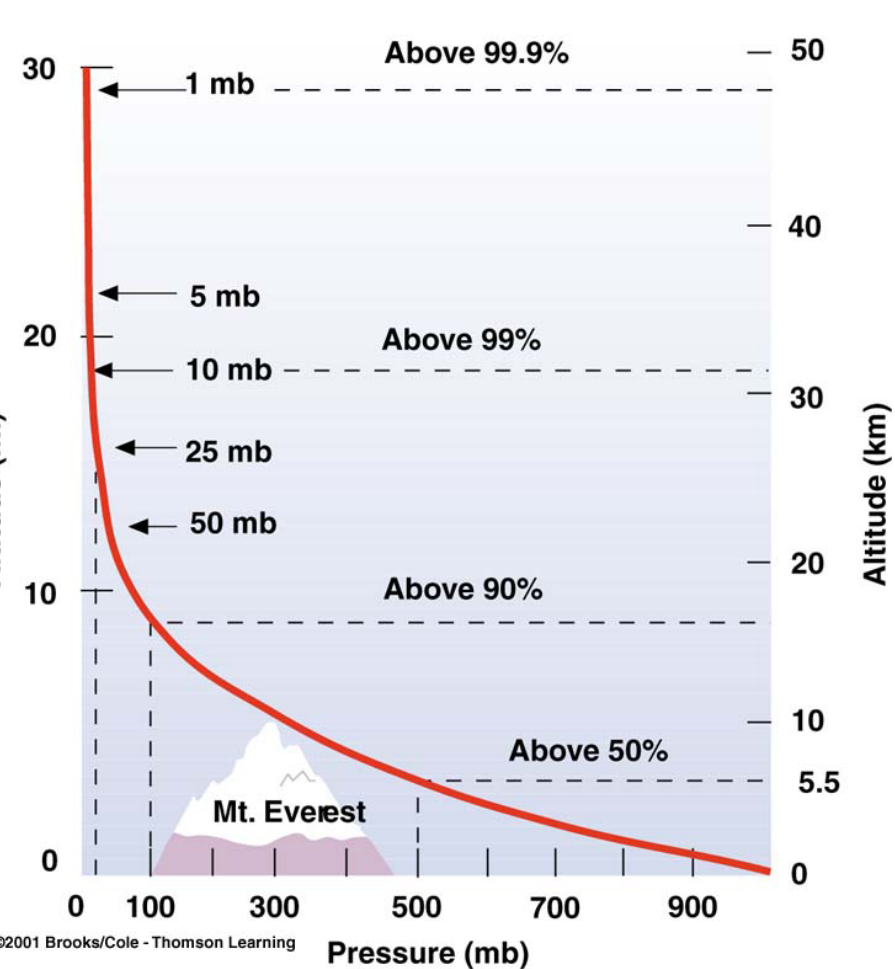
R = constante dos gases
287 J/kgK

T = Temperatura da camada
em Kelvin

z = altitude em metros

©2001 Brooks/Cole - Thomson Learning

1 Joule = kg m² s⁻² = N m



$$P = P_0 e^{-\frac{gZ}{RT}}$$

Exemplo:

T=280. K

P₀ = 1000 mb

z = 1000 m

P = 885.192 mb

e para

Z = 5500 m

P = 511.334 mb

Exemplo em Classe:

Calcule a pressão no equador e no polo para $z = 5$ e 10 km.

- Equador: $T \sim 300$ K
- Polo: $T \sim 250$ K

Exercício

(Entrega: 16 de Maio, 2006)

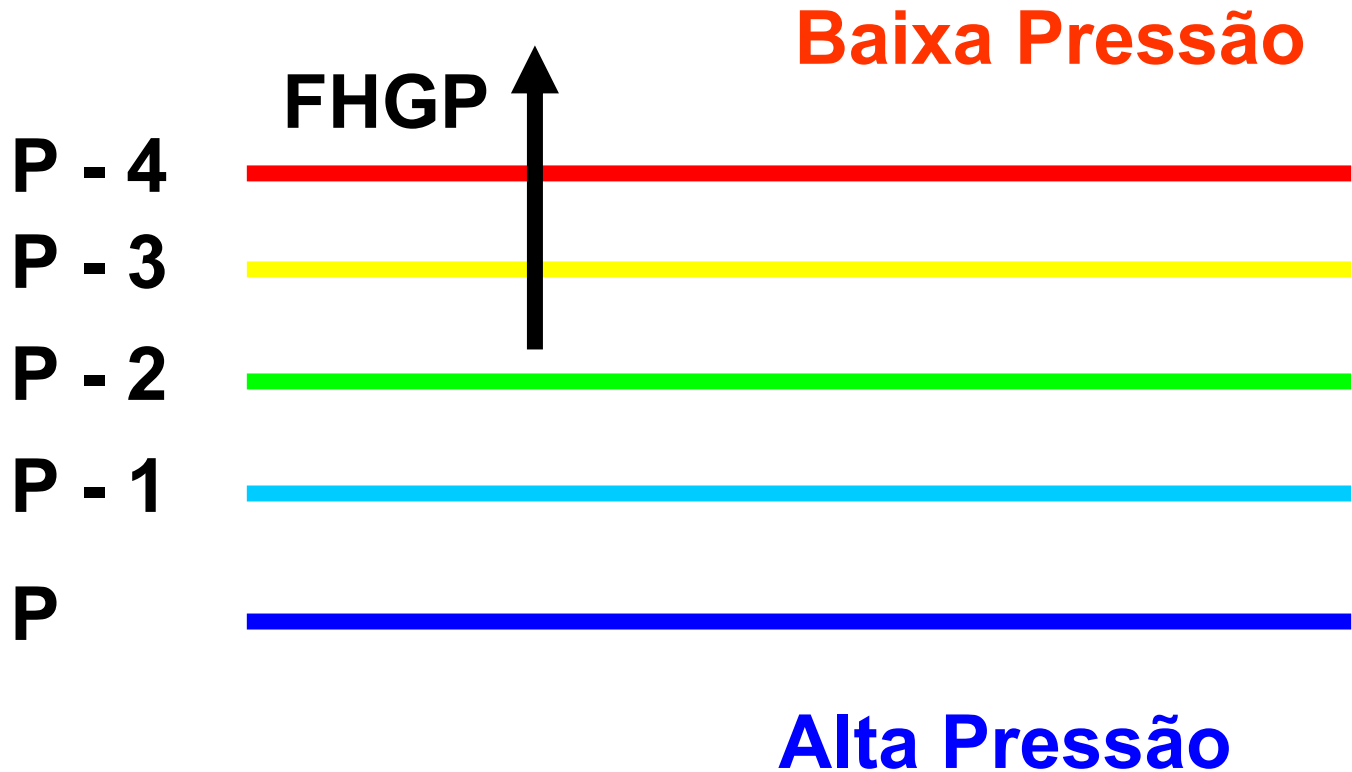
Calcule a altura da atmosfera nos níveis de pressão de 850, 700, 500, 100 e 10 mb, em dois pontos a onde a temperatura média da camada é de 273 K e 210 K. Suponha que haja balanço hidrostático na atmosfera e a considere um gás ideal. $P_0=1000$ mb

BALANÇO GEOSTRÓFICO

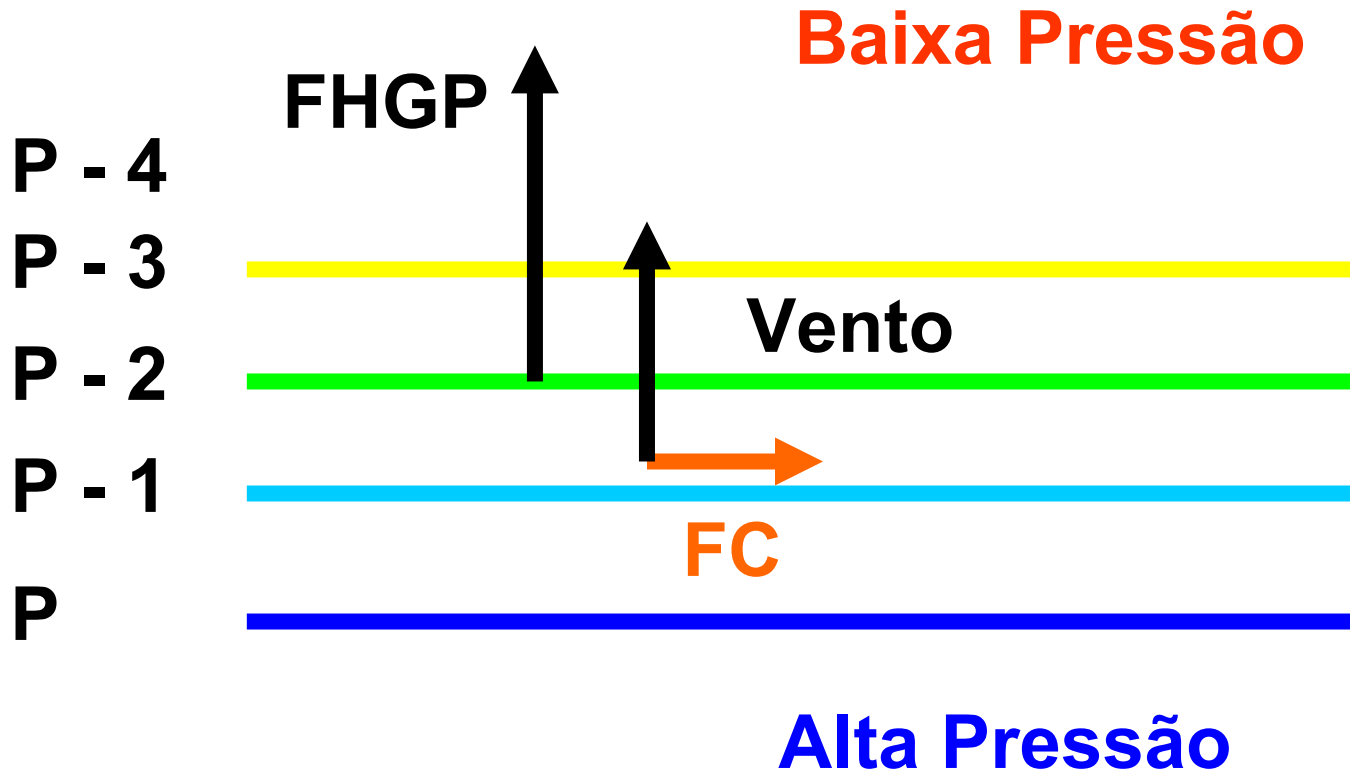
BALANÇO GEOSTRÓFICO é o balanço entre as forças do *gradiente horizontal de pressão* (**FGHP**) e a *força de Coriolis* (**FC**).

Este balanço ocorre nos movimentos horizontais de grande escala acima da camada turbulenta (> 1 km).

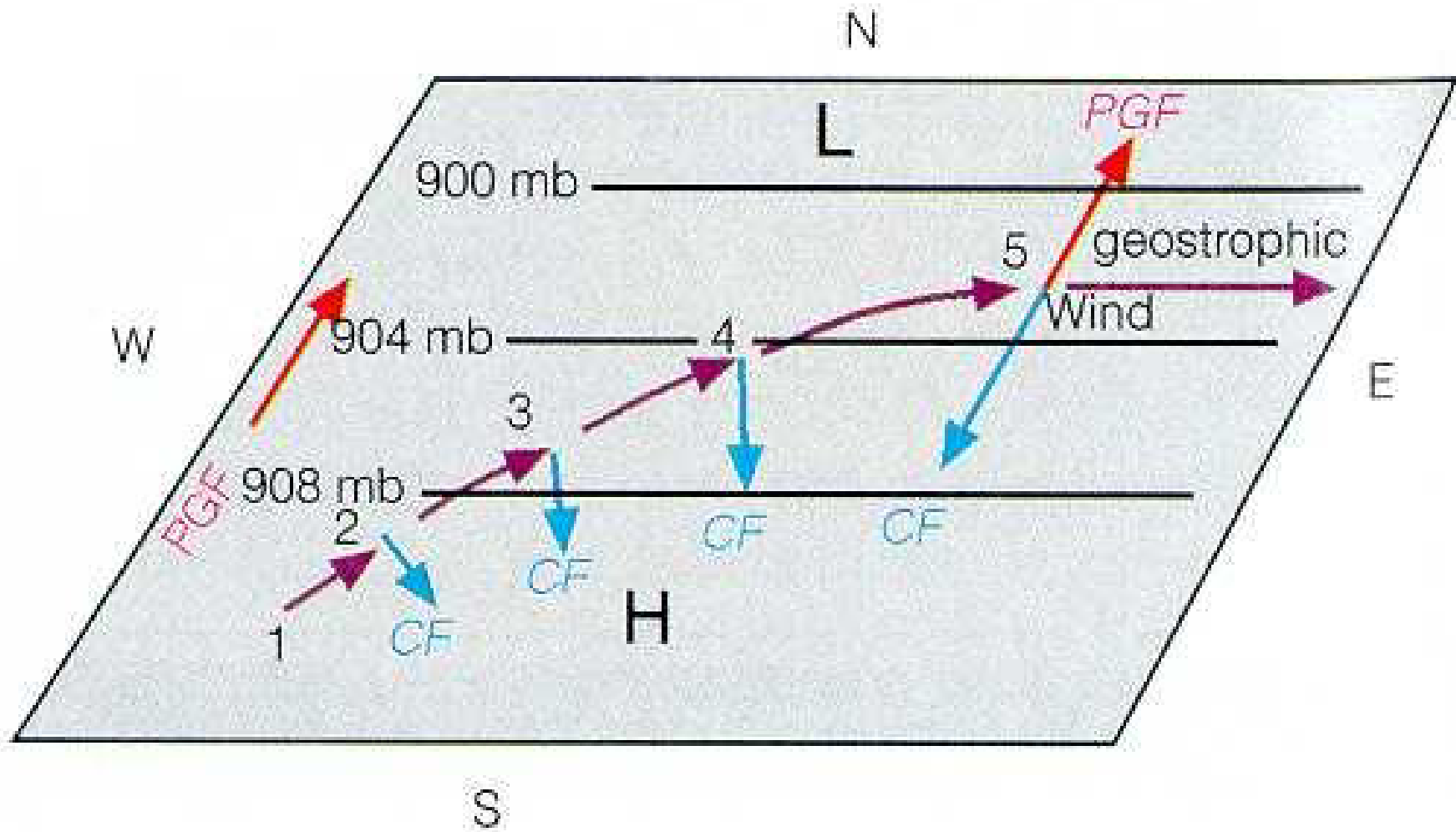
Como funciona este balanço? Supondo que em um instante inicial, uma parcela em repouso sofre a ação da FHGP.



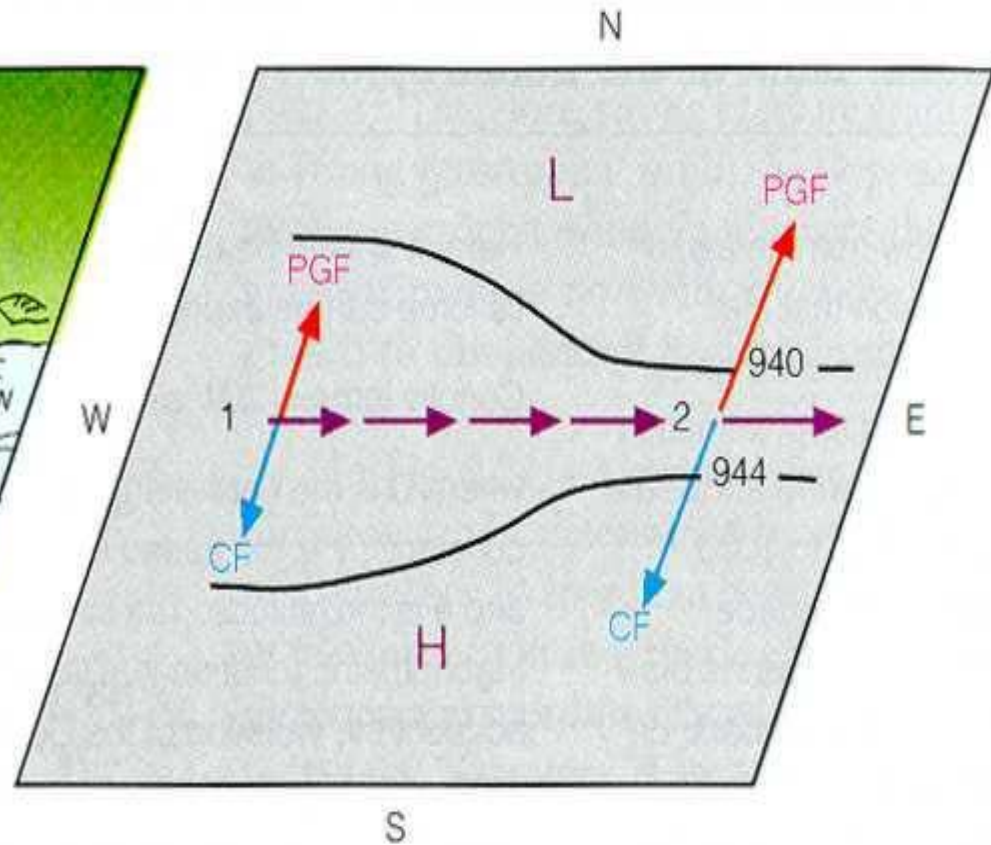
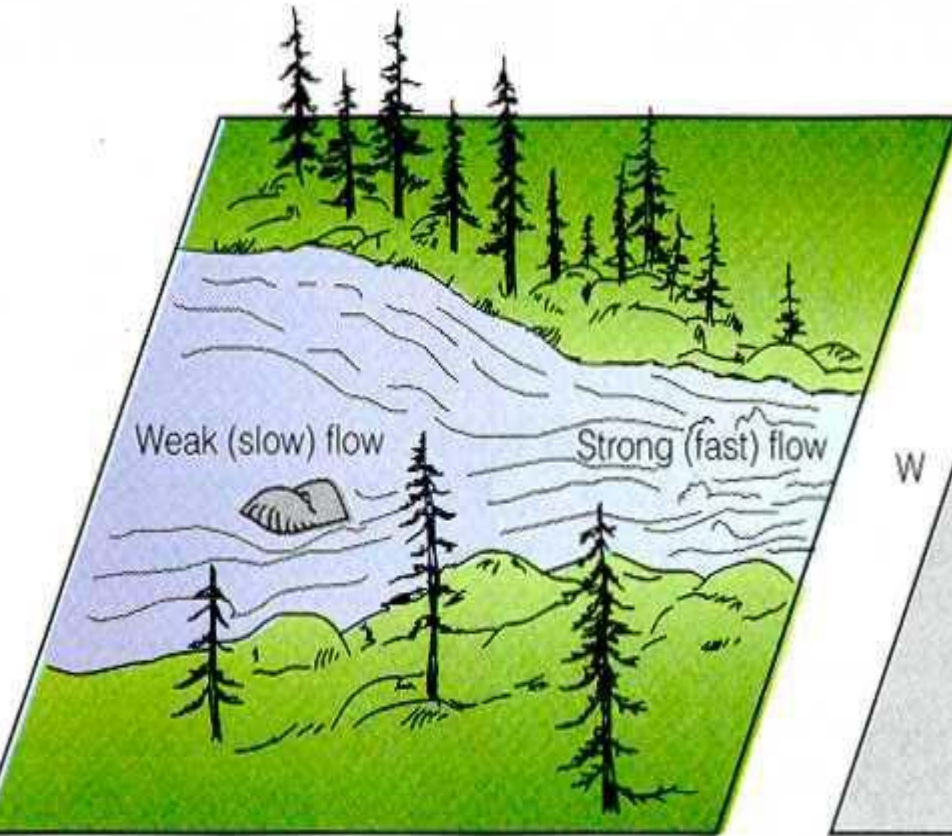
A partir do momento que parcela de ar começa a se movimentar, ela sofre o efeito da FC.



A FC faz com que a parcela de ar se desvie na direção da dessa força.



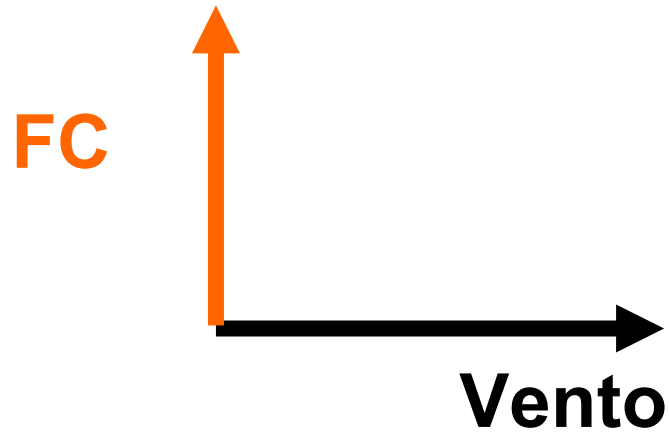
O aumento da FGHP acelera a parcela e, conseqüentemente a FC irá aumentar.



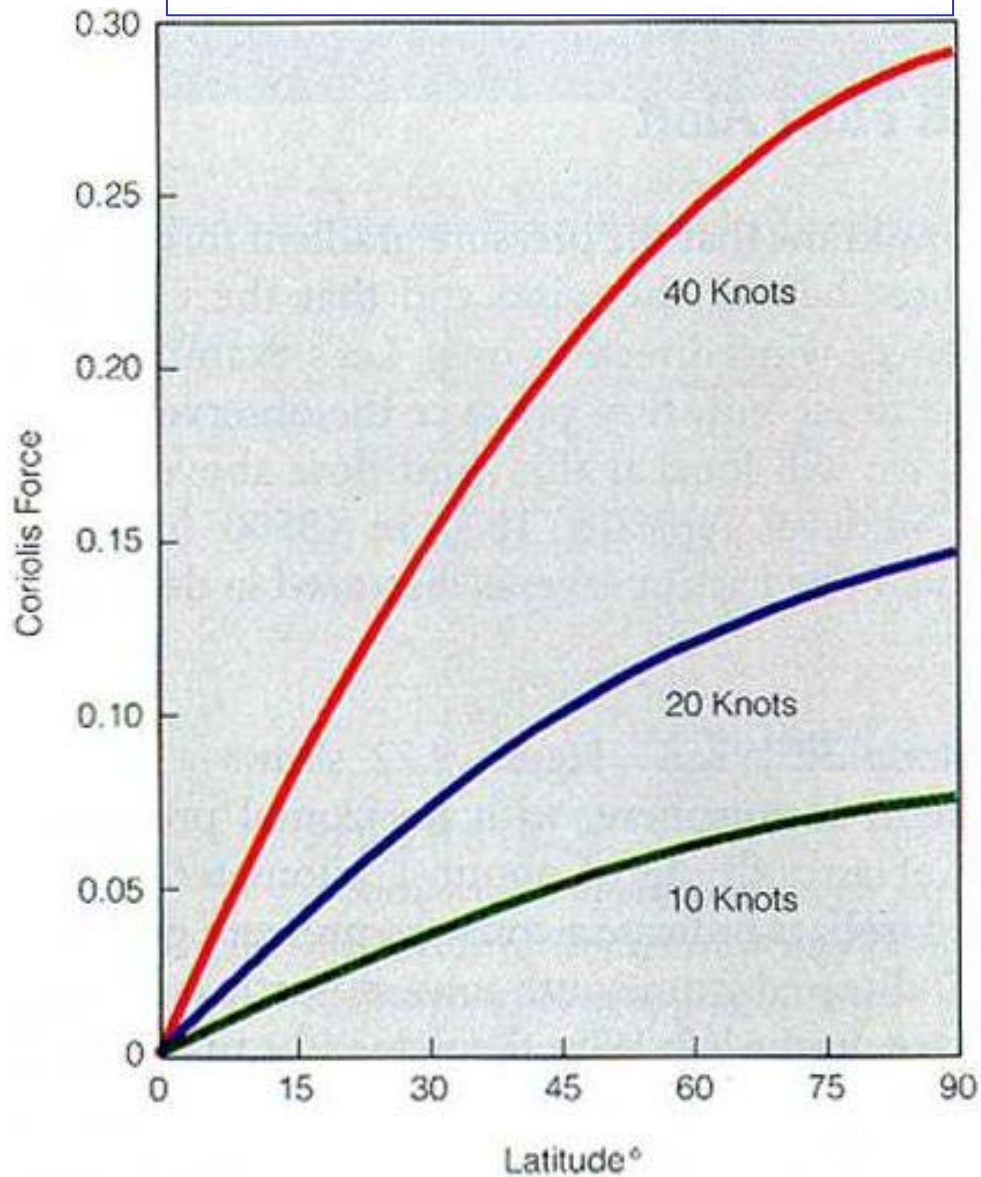
No **Hemisfério Norte**, a parcela de ar “desvia” para a direita do movimento



No **Hemisfério Sul**, a parcela é desviada para a esquerda do movimento.



$$FC = 2\Omega V g \sin \alpha$$



HS: $\alpha < 0$

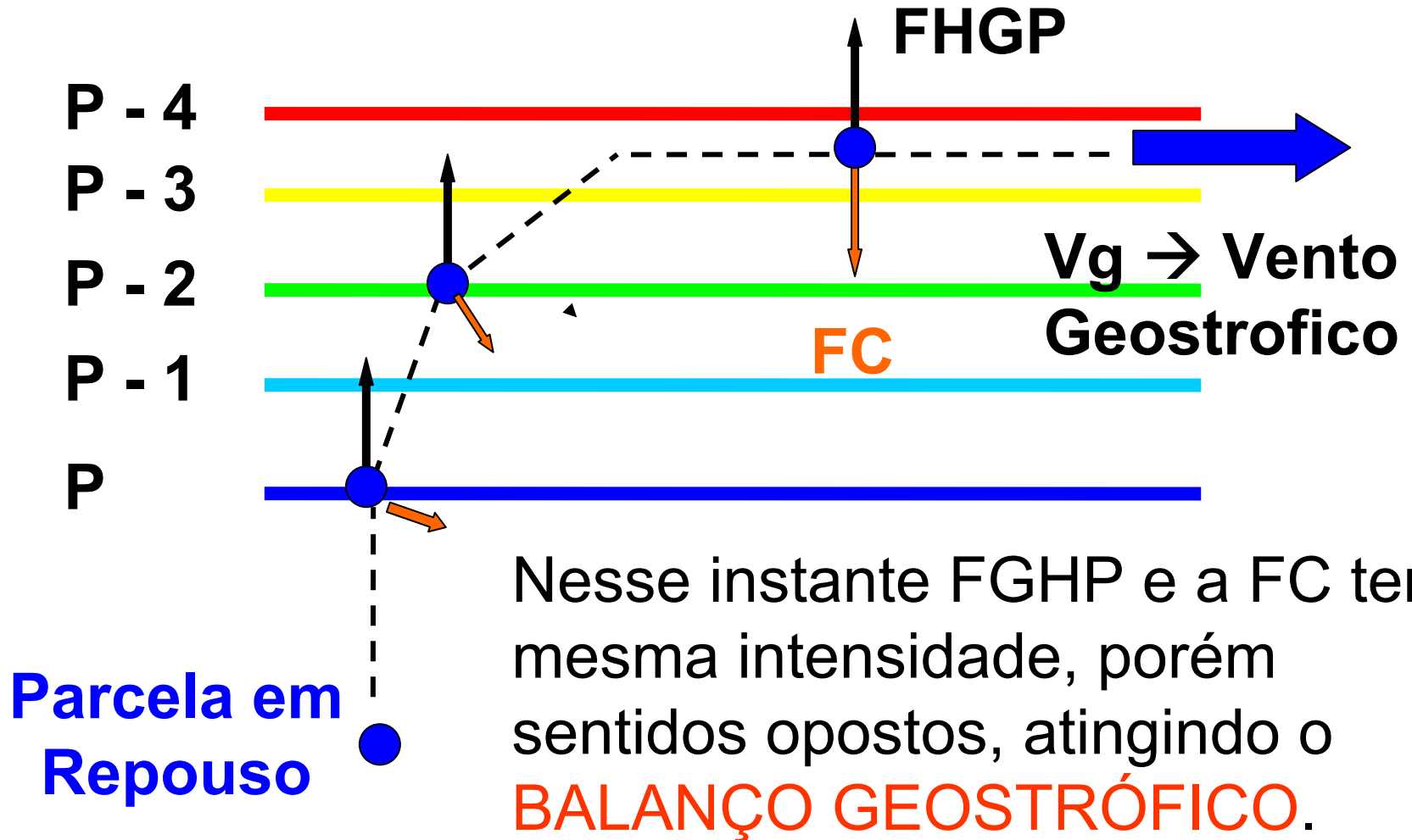
HN: $\alpha > 0$

Unidades de conversão para a velocidade do vento

Multiplicar a unidade pelo fator abaixo para obter:

unidade	$m\ s^{-1}$	nó	$km\ h^{-1}$	$pé\ s^{-1}$	$mi\ h^{-1}$
$m\ s^{-1}$	1,0000	1,9438	3,6000	3,2808	2,2369
nó	0,5144	1,0000	1,8520	1,6878	1,1508
$km\ h^{-1}$	0,2778	0,5400	1,0000	0,9113	0,6214
$pé\ s^{-1}$	0,3048	0,5925	1,0973	1,0000	0,6818
$mi\ h^{-1}$	0,4470	0,8690	1,6093	1,4667	1,0000

A modificação na direção do movimento faz com que a FC se oponha à FGHP, até que a parcela adquira uma direção de deslocamento paralela às *isóbaras*.

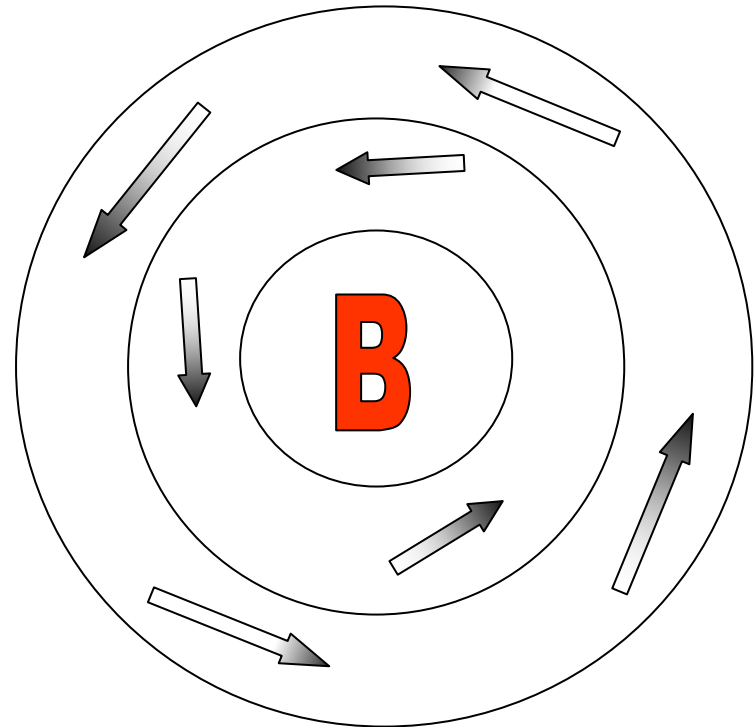
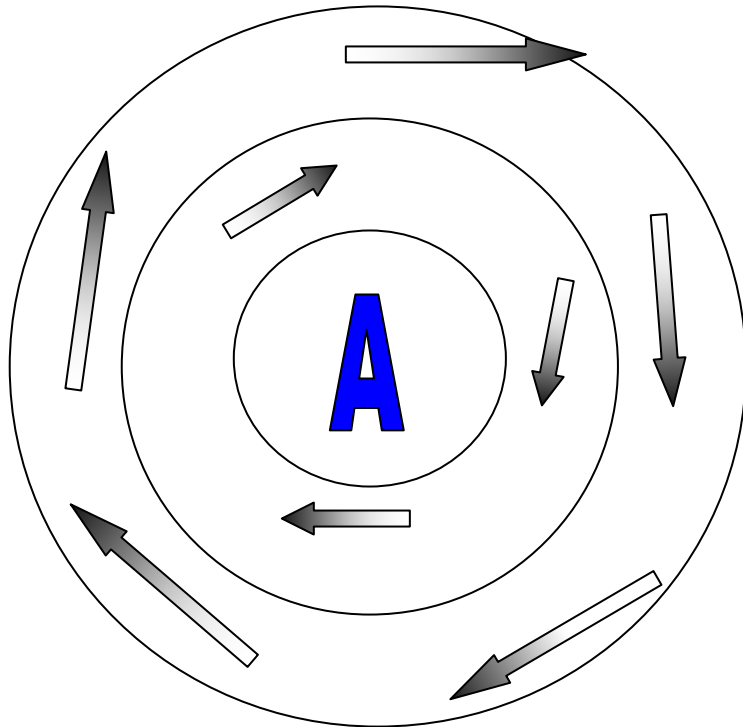


Esse **vento** que flui *paralelo às isóbaras*, com a *região de alta pressão à sua direita e de baixa pressão à esquerda* (*Hemisfério Norte*), é chamado de *vento geostrófico*.

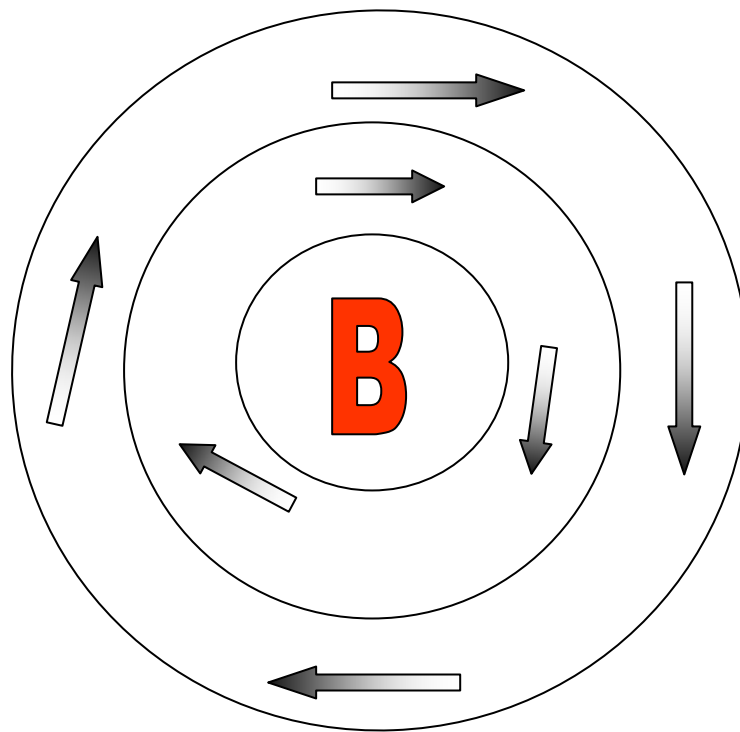
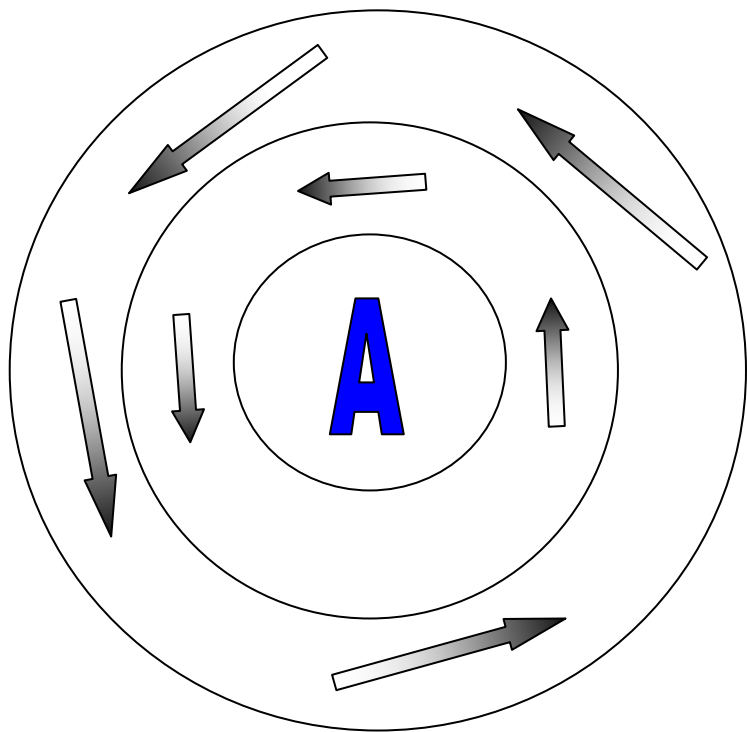
No Hemisfério Sul, o vento geostrófico flui também paralelo às isóbaras, porém com a região de alta pressão à esquerda da direção do movimento e a área de baixa pressão à direita.

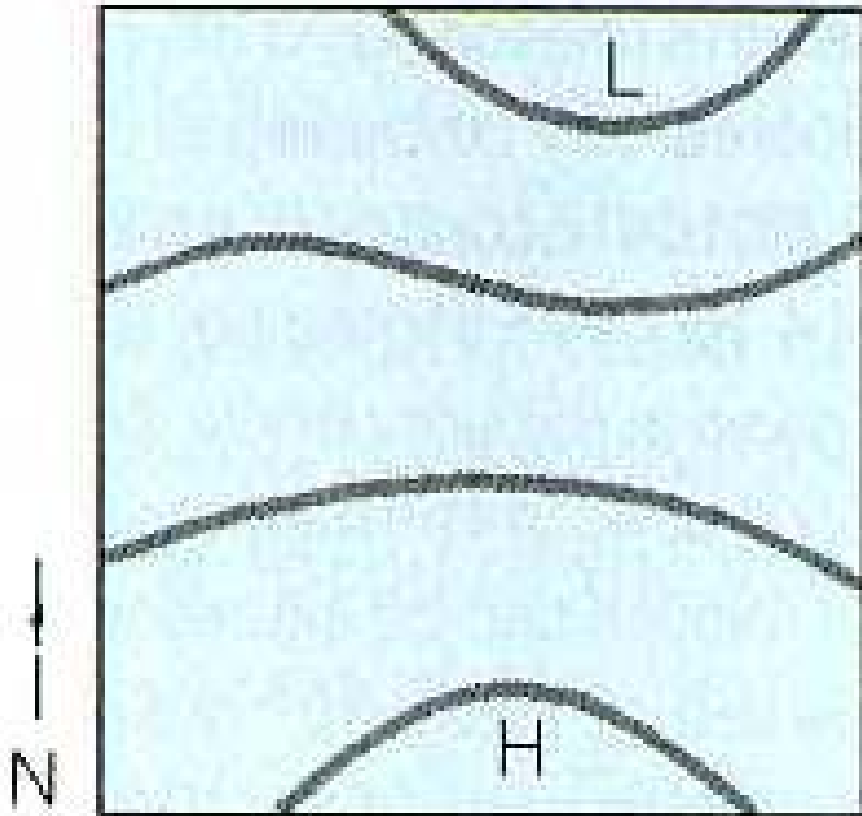
Nos exemplos anteriores supôs-se que as isóbaras eram linhas retas. Na atmosfera real essas linhas costumam ser curvas e, às vezes até se "fecham", formando centros de alta ou baixa pressão.

Hemisfério Norte

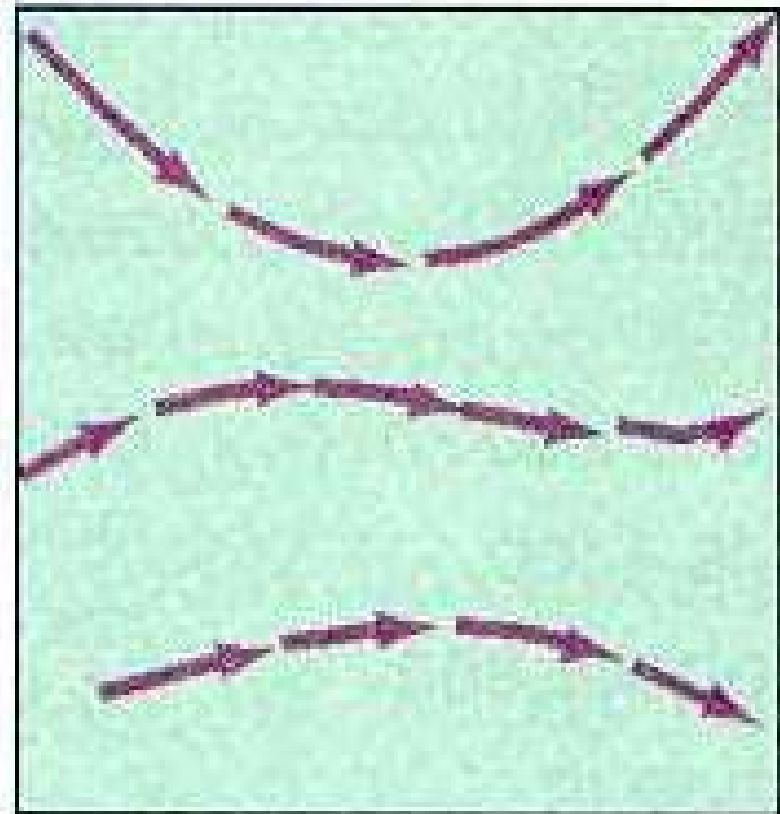


Hemisfério Sul



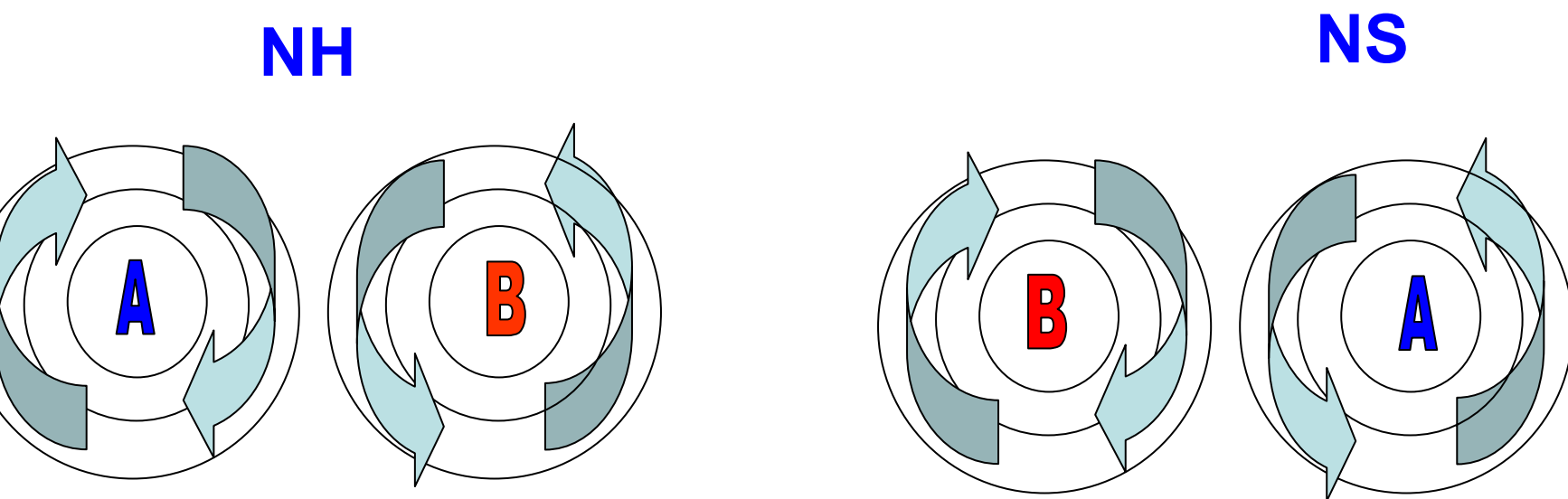


(a) Isobar or contour pattern



(b) Wind pattern

em meteorologia, os *centros de baixa pressão* são chamados de “*ciclones*”, e os de alta pressão de “*anticiclones*”.



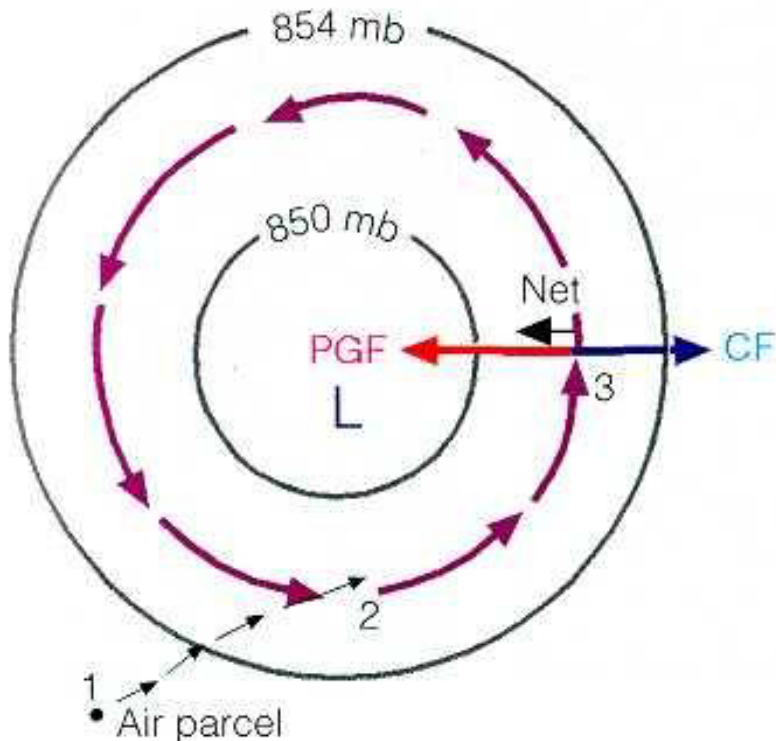
Devido ao balanço (quase) geostrófico, os ventos têm um **giro horário** (visto "de cima") ao redor dos **anticiclones** no Hemisfério Norte, e um **giro anti-horário** ao redor dos **ciclones**. No Hemisfério Sul esses giros são ao contrário.

O balanço geostrófico ocorre somente na atmosfera na ausência de atrito, acima da camada turbulenta (Camada Limite Planetária).

Mas, como seria modificado o balanço geostrófico, na presença de uma terceira força representada pelo atrito?

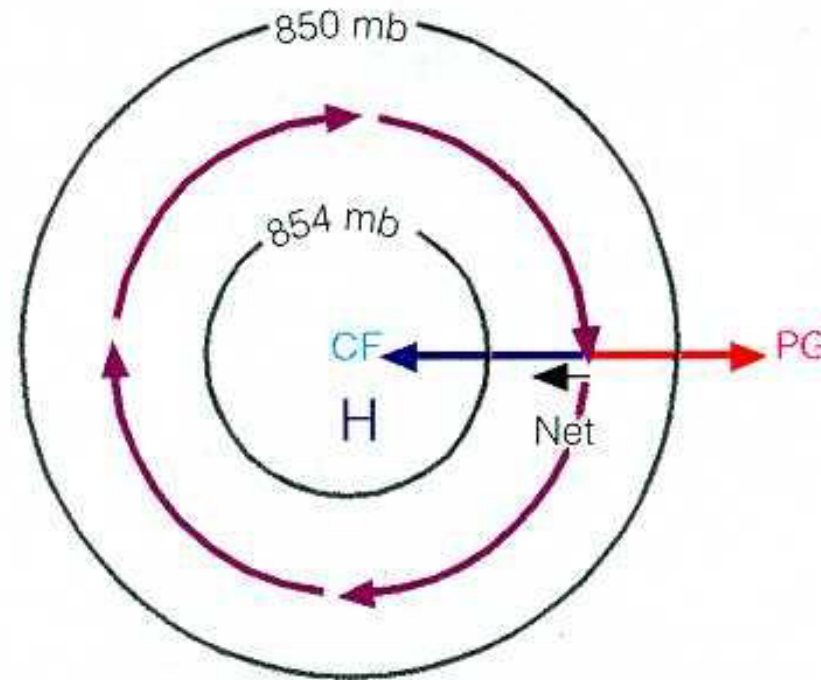
Escoamento ao redor de Alta e Baixa pressão no HN na ausência de atrito.

CYCLONIC FLOW



(a) Low pressure area (cyclone)

ANTICYCLONIC FLOW



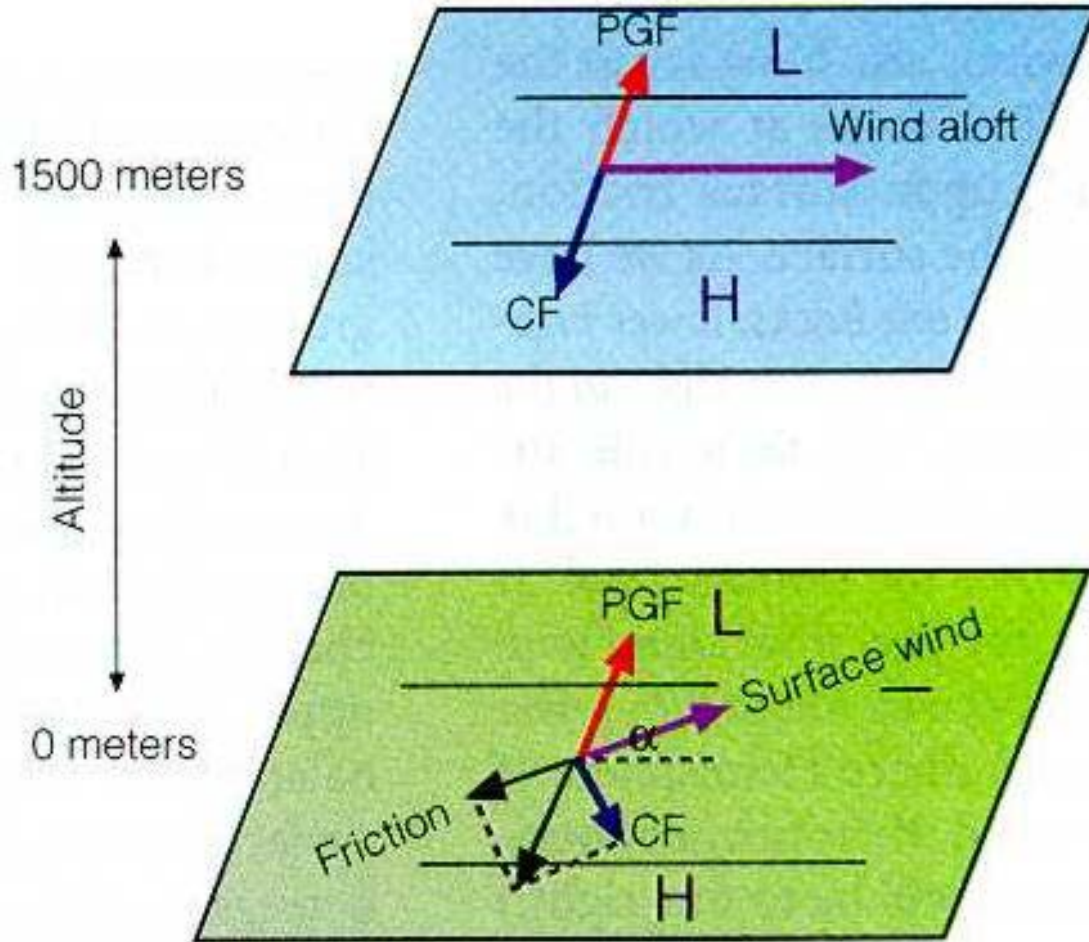
(b) High pressure area (anticyclone)

Mas, como seria modificado o balanço geostrófico, na presença de uma terceira força representada pelo atrito?

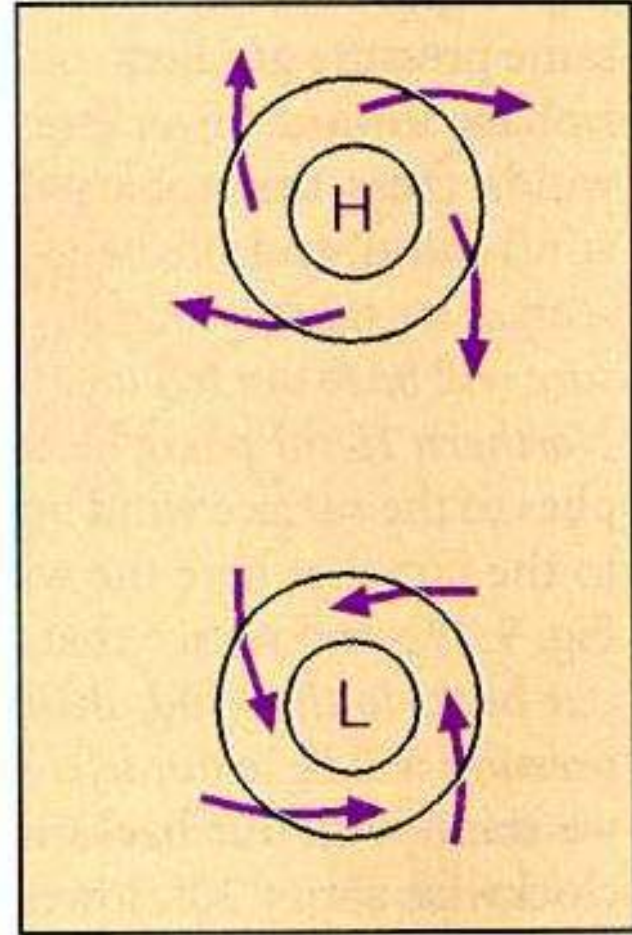
A força de fricção diminui a velocidade do vento e altera a direção do vento.

Com a diminuição da velocidade, diminui também a força de Coriolis. Como a FGHP não depende da velocidade, ela se mantém a mesma, provocando então um desequilíbrio entre essas duas forças.

Dessa maneira, este efeito faz com o vento que fluía paralelo às isóbaras cruze as linhas de pressão constante (isóbaras) da região de alta pressão para a região de baixa pressão.

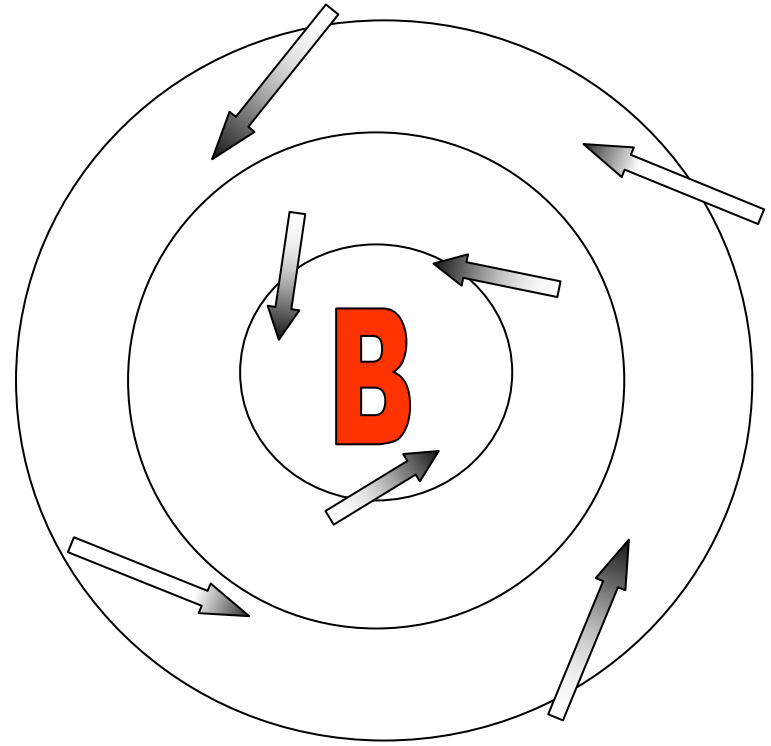
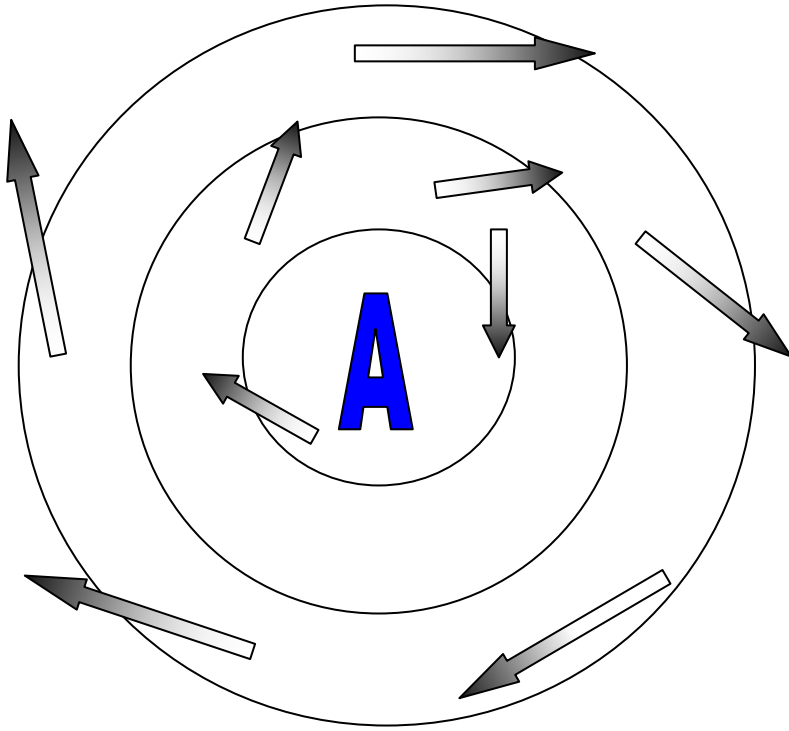


(a)

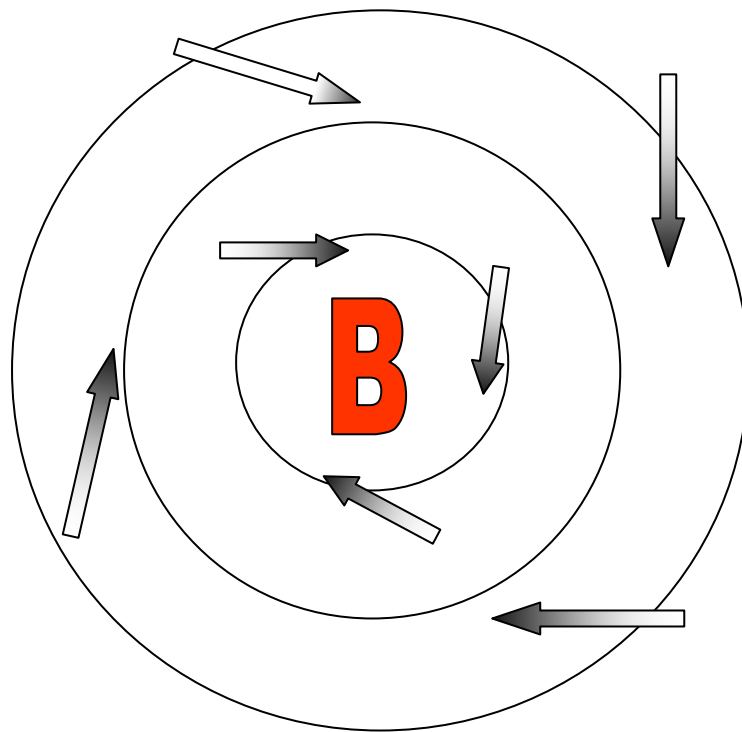
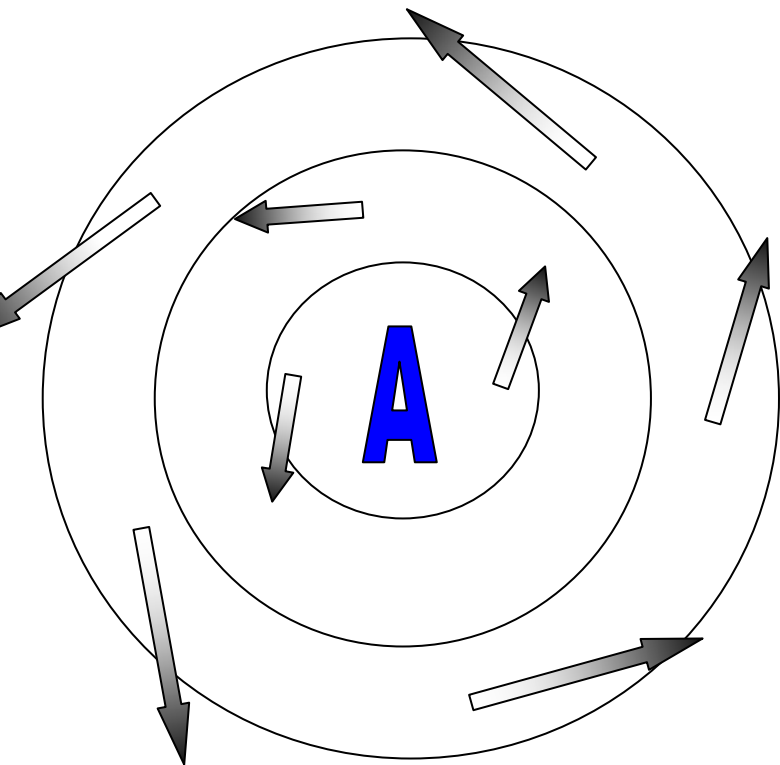


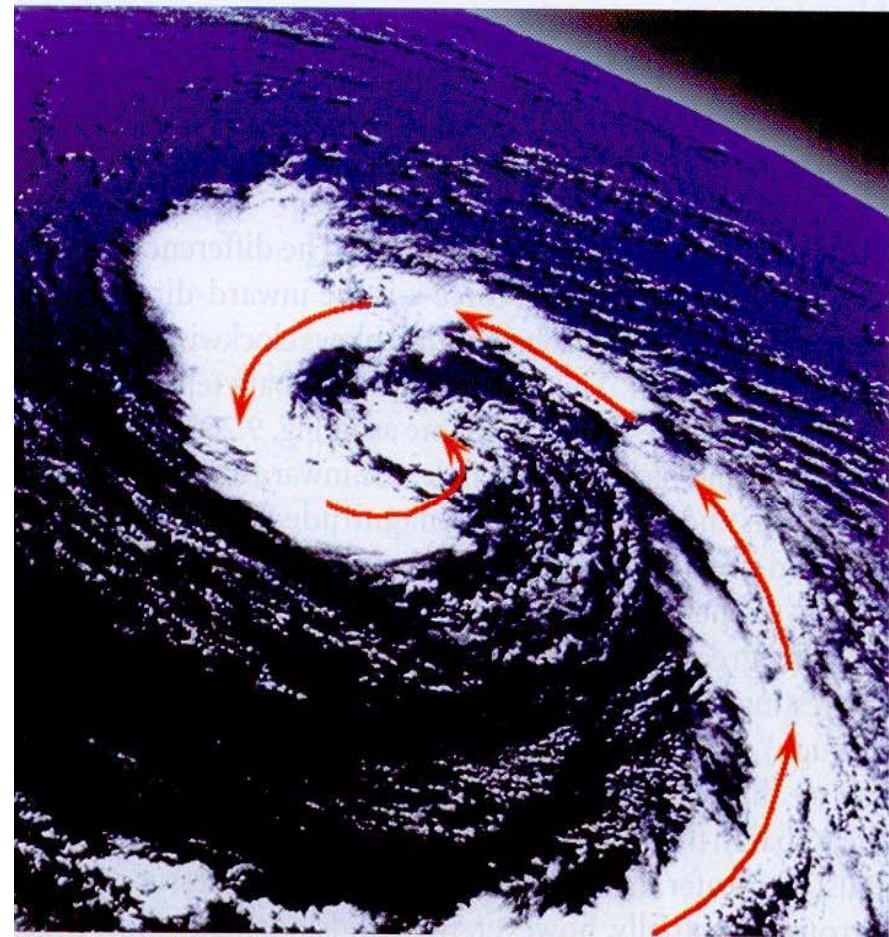
(b) Surface map
Northern Hemisphere

Hemisfério Norte

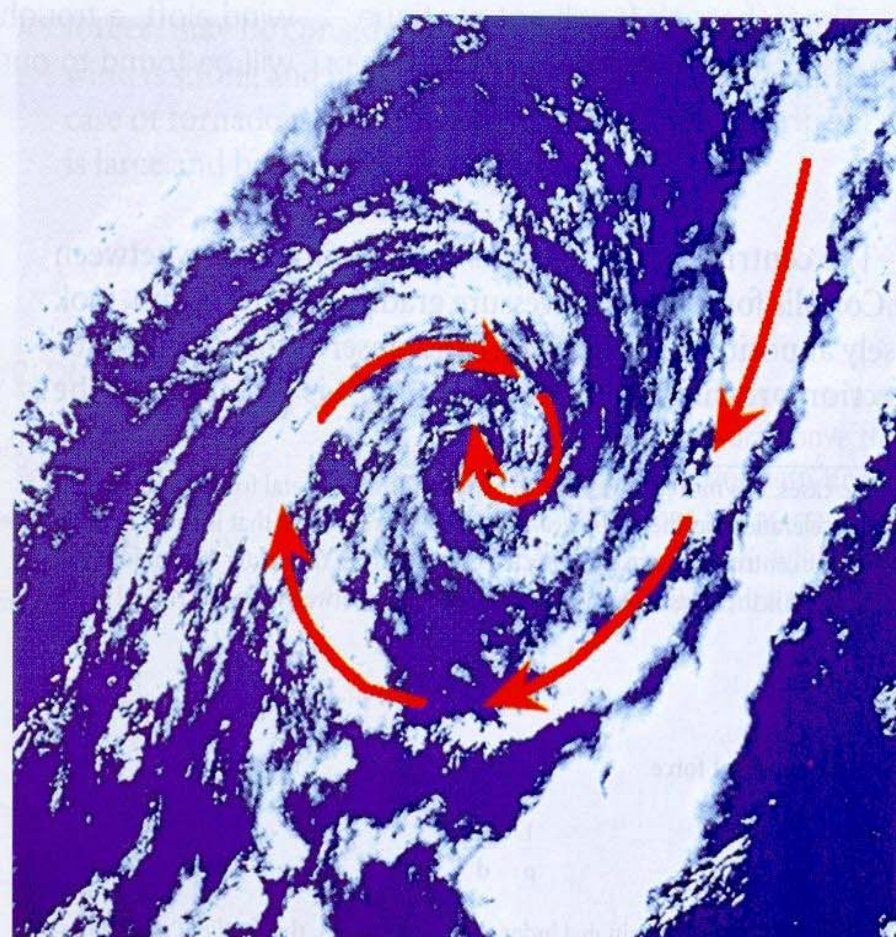


Hemisfério SUL





a) Northern Hemisphere



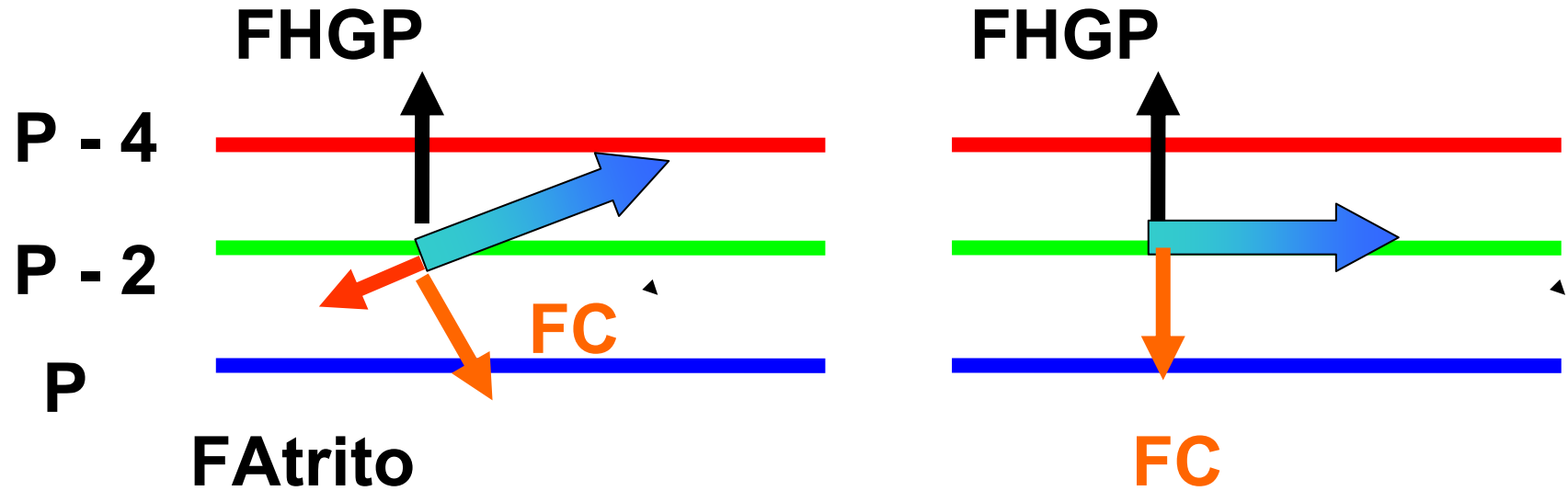
(b) Southern Hemisphere

A rugosidade do terreno é que determina o decréscimo no módulo da velocidade e o ângulo entre as isóbaras e a direção do vento.

Sobre a superfície do oceano calmo, a rugosidade é baixa e o ar se move em um ângulo de 10 a 20 graus em relação às isóbaras, e a uma velocidade de cerca de $1/3$ da velocidade geostrófica.

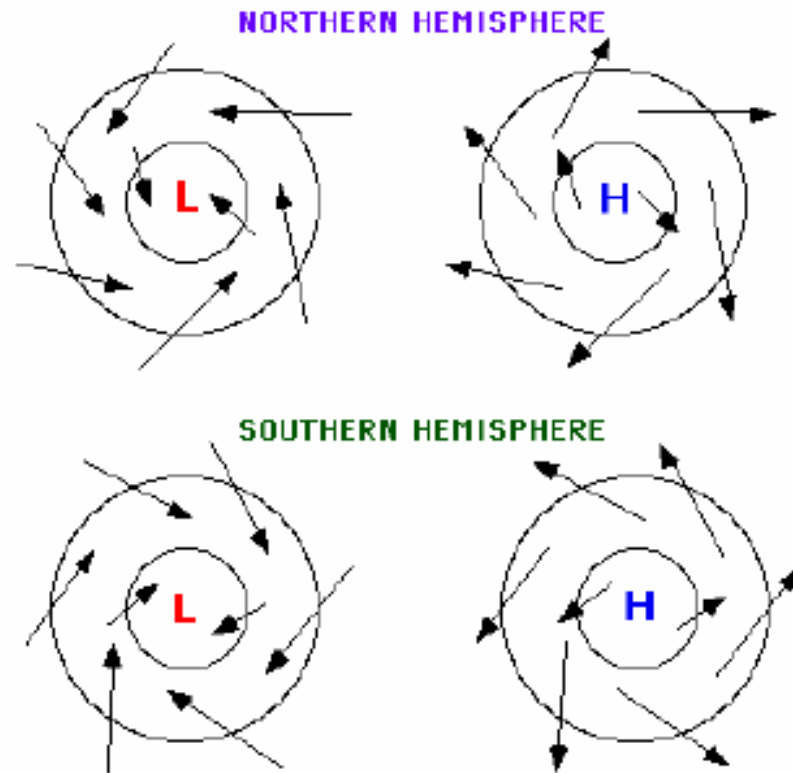
Sobre um terreno rugoso, onde a fricção é alta, esse ângulo pode ser até de 45 graus, com a velocidade reduzida em até 50%.

Baixa Pressão



Alta Pressão

A Figura 10 ilustra o comportamento dos escoamentos ciclônicos e anticiclônicos na camada limite planetária. Mudando a direção do vento, a fricção exerce um importante papel na redistribuição do ar na atmosfera, principalmente quando consideramos o movimento do ar ao redor dos centros de baixa e alta pressão na superfície, isto é, nos ciclones e anticiclones.

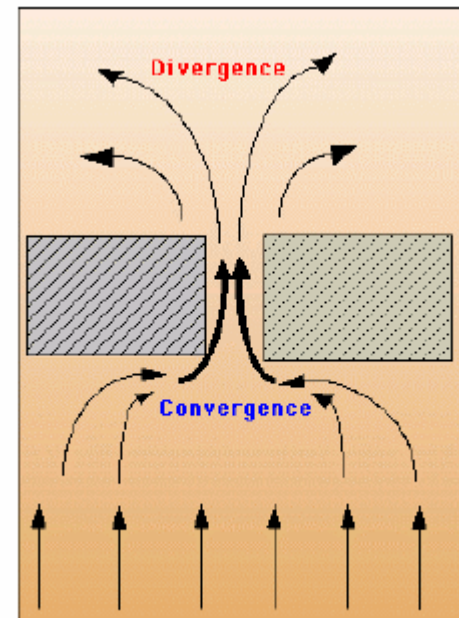
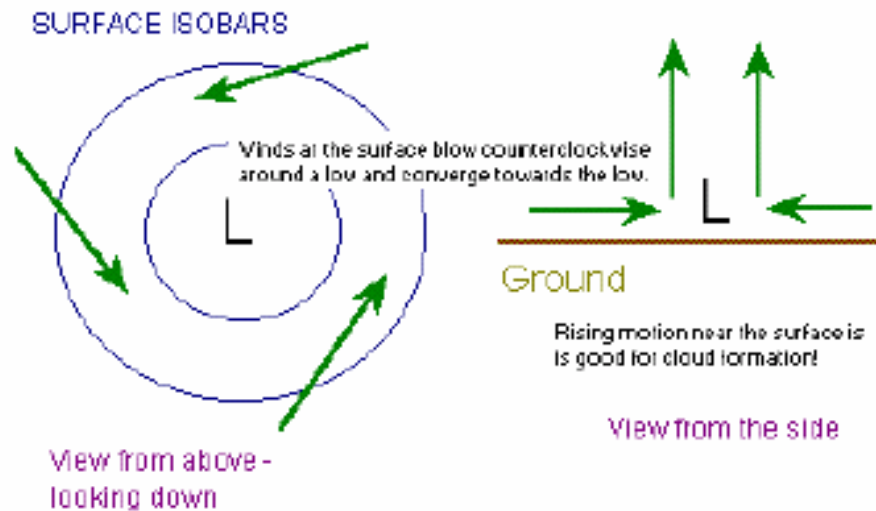


Considerando-se primeiro o caso do escoamento em um ciclone, onde o ar flui para o centro de baixa pressão, num processo que em meteorologia é denominado de **CONVERGÊNCIA**

Quando o ar converge horizontalmente, existe um acúmulo de massa na região central, o que deve aumentar a pressão e portanto enfraquecer o ciclone.

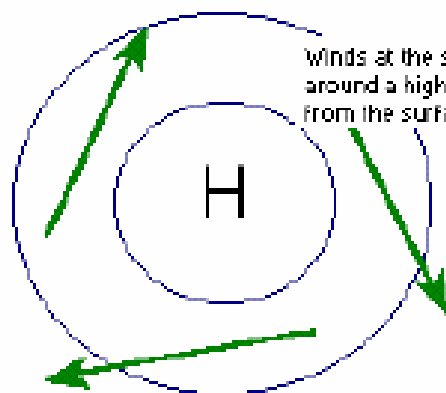
É de se esperar que, para o ciclone continuar existindo como tal, por um certo tempo, deva existir uma compensação para esse acúmulo de massa. Essa compensação se dá na forma de um movimento ascendente do ar na região central do ciclone, e uma posterior **DIVERGÊNCIA** em níveis superiores.

As figuras abaixo ilustram a relação entre a convergência (*afluxo* de ar) na superfície e a divergência (*efluxo* de ar) em níveis superiores, que é necessária para manter um centro de baixa pressão. A velocidade vertical nessas regiões é bastante baixa (da ordem de poucos cm/seg), se comparada com as velocidades horizontais do vento. Porém, como o ar que converge próximo à superfície possui vapor d'água, essa ascensão é suficiente para provocar a formação de nuvens e de precipitação.



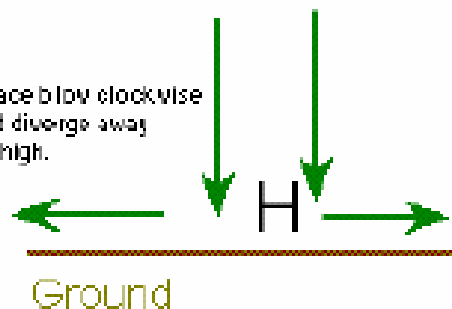
No caso dos anticiclones a situação é exatamente a oposta da exposta acima. A divergência a partir do centro do anticiclone é compensada com um movimento descendente do ar na coluna, que por sua vez gera uma convergência em níveis superiores. O movimento descendente do ar sobre o anticiclone inibe a formação de nuvens nessa região.

SURFACE ISOBARS



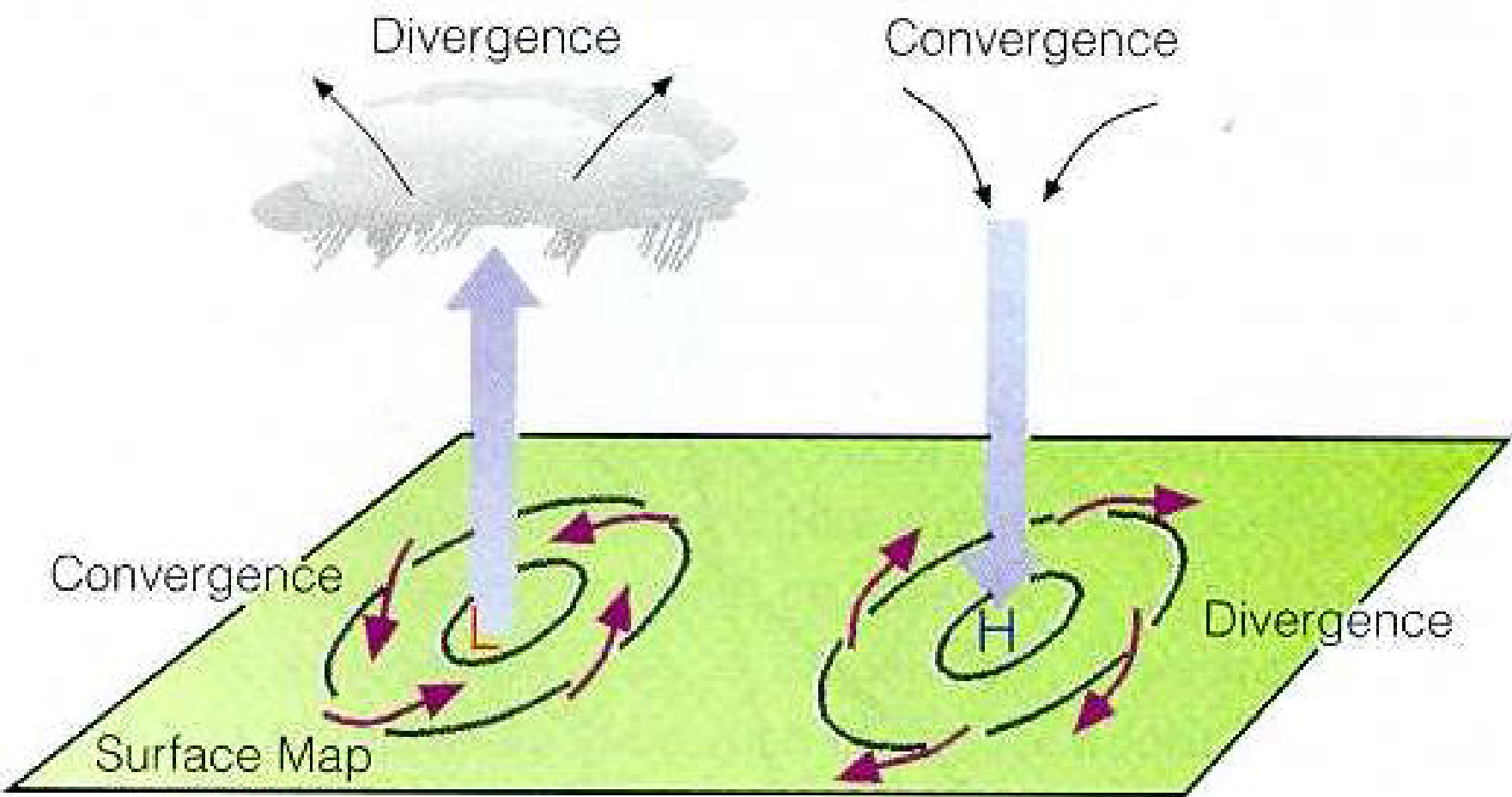
Winds at the surface blow clockwise around a high and diverge away from the surface high.

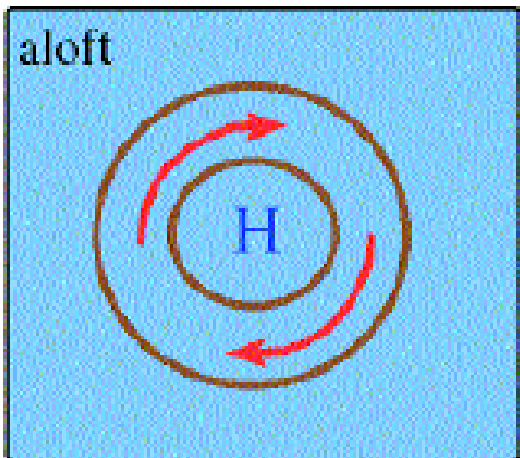
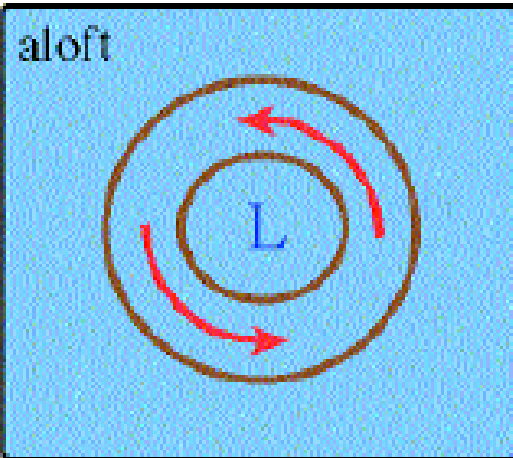
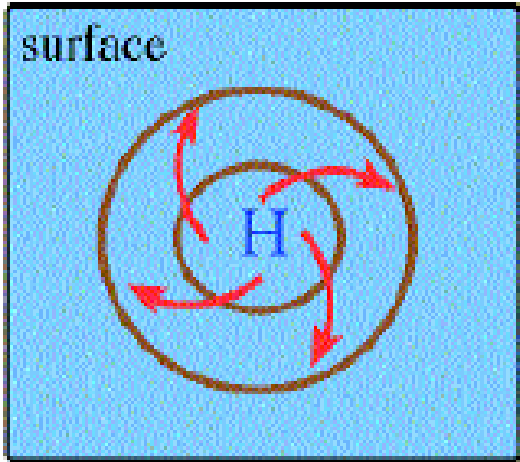
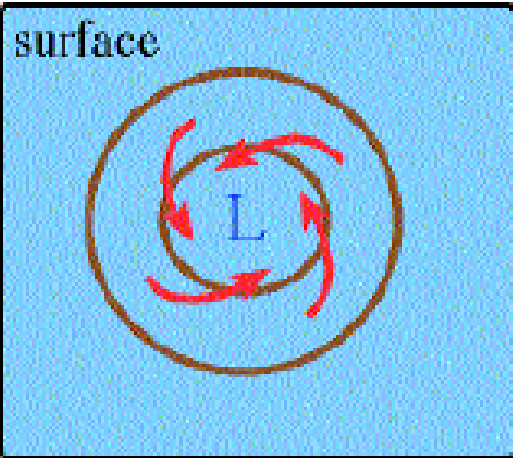
View from above -
looking down



Sinking motion (subsidence) from above is not good for cloud formation!

View from the side





INTENSIDADE DO VENTO GEOSTRÓFICO

O equilíbrio geostrófico é o equilíbrio entre a força de Coriolis (FC) e a FGHP.

Matematicamente:

$$FGHP = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{d}$$

Onde, onde ΔP é a variação de pressão, ρ é a densidade do ar e d é a distância.

A força de Coriolis, $FC = 2\Omega V_g \text{sen } \theta$

onde, Ω é a taxa de rotação da Terra, V_g é o vento geostrófico e θ é a latitude do local.

O parâmetro de Coriolis (f):

$$f = 2\Omega \sin \theta$$

Desta forma, sendo $FGHP=FC$,

Resolvendo para V_g tem-se:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{d} = 2\Omega V_g \sin \theta$$

$$V_g = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{d} \frac{1}{2\Omega \sin \theta}$$

Portanto, em uma dada latitude a intensidade do vento geostrófico será determinada pelo gradiente horizontal de pressão ($\Delta P/d$).

- As forças discutidas hoje estão presentes na circulação atmosférica em todas as escalas.
- Essas forças são mais ou menos importantes de acordo com a escala do movimento.
- Em primeira aproximação, as forças de menor importância podem ser desprezadas, o que facilita a análise do problema.
- Existe uma grande inter-dependência entre as diversas escalas de movimento.
- Os fenômenos de escala sinótica, que afetam o tempo, no dia a dia, se inserem numa circulação de escala maior, chamada CIRCULAÇÃO GERAL (ou GLOBAL) DA ATMOSFERA.

FIM