

Universidad de Chile
Departamento de Geofísica

Introducción a la Meteorología

Viento Térmico (Cizalle del Viento)

Prof. René Garreaud
www.dgf.uchile.cl/rene

Viento Térmico. El Viento térmico NO es un viento...es la diferencia del viento entre dos niveles verticales y también se conoce como Cizalle.



Clase anterior...En Resumen....

Ecuación de Momentum
3D en sistema tierra

$$\frac{d\vec{V}_{3D}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - 2\Omega \times \vec{V}_{3D} + \vec{F}_{roce} + \vec{g}^* \quad \vec{V}_{3D} = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$$

para movimientos atmosféricos en la gran escala y latitudes medias

Ecuación simplificada de
Momentum 2D (Hor)

$$\frac{d\vec{V}_{Hor}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - f\hat{k} \times \vec{V}_{Hor} + \vec{F}_{roce} \quad \vec{V}_{Hor} = u\hat{i} + v\hat{j}$$

Si sacrificamos las aceleraciones obtenemos ecuación diagnostica

Balance geostrofico
(Coriolis = FGP)

$$+fk \times \vec{V}_{geos} = -\frac{1}{\rho}\nabla p$$

$$\vec{V}_{geos} = u_{geos}\hat{i} + v_{geos}\hat{j}$$

Viento geostrófico
(forma vectorial)

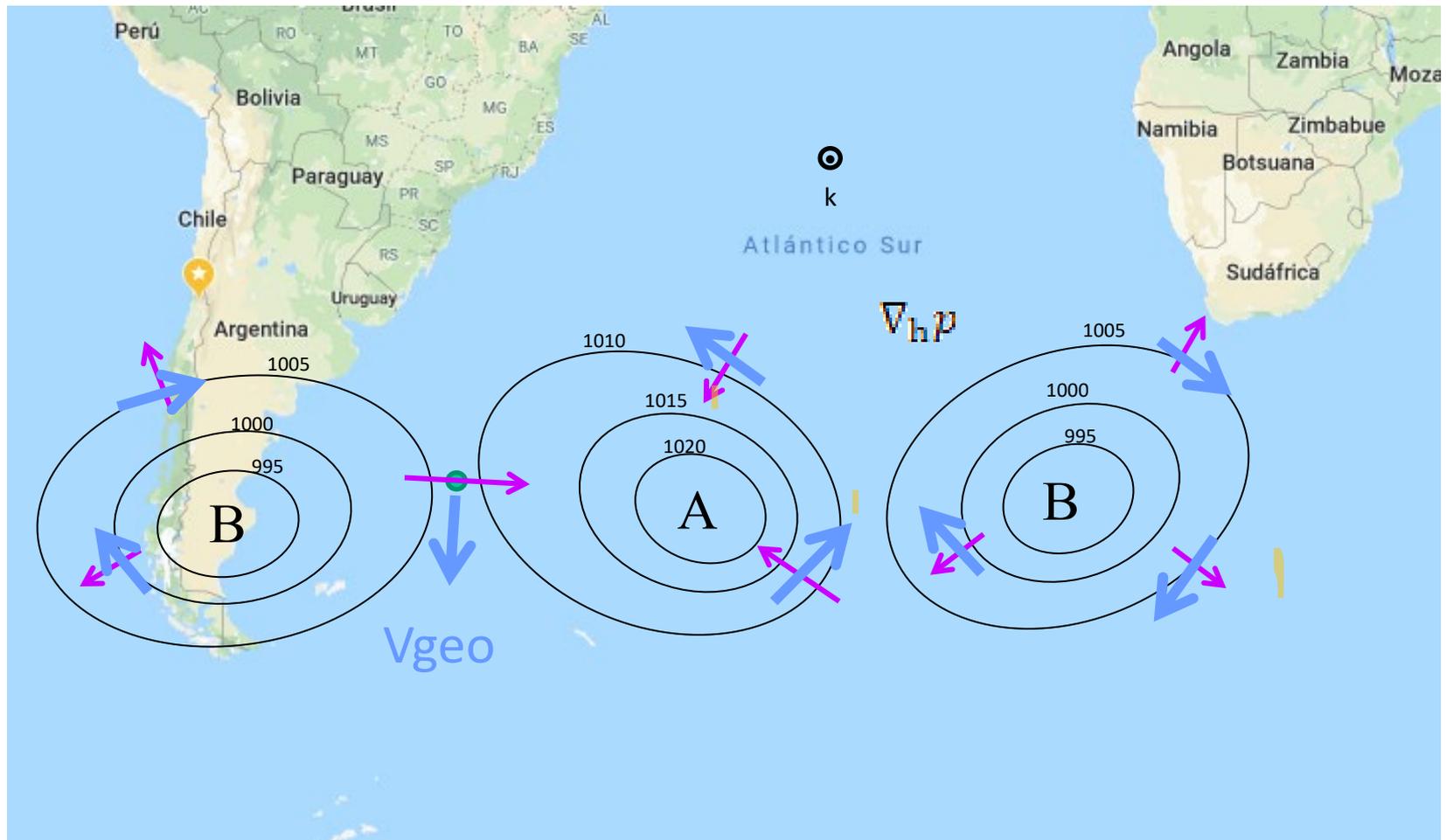
$$\vec{V}_{geos} = +\frac{1}{\rho f}\hat{k} \times \nabla_{hp}$$

Viento geostrófico
(por componentes)

$$u_{geos} = -\frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial y} \quad v_{geos} = +\frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial x}$$

¿Como circula el aire en torno a los centros de alta y baja presión (HS)?

Podemos repetir este calculo en varios lugares...y comenzamos a ver el patrón general....el viento circula a favor de los punteros del reloj en torno a una baja (circulación ciclónica) y en contra de los punteros del reloj en torno a una alta (circulación anticiclónica)



Viento geostrofico ...forma alternativa

La fórmula inicial del viento geostrofico tiene un problema practico...necesita conocer la densidad del aire (ρ)...variable siempre difícil de obtener

$$u_{geos} = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad v_{geos} = +\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Sin embargo, podemos usar el balance hidrostático $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$ junto a la ecuación de gases ideales para obtener una forma alternativa del viento geostrofico. Las componentes zonal y meridional resultan entonces:

$$u_{geos} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad v_{geos} = +\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x}$$

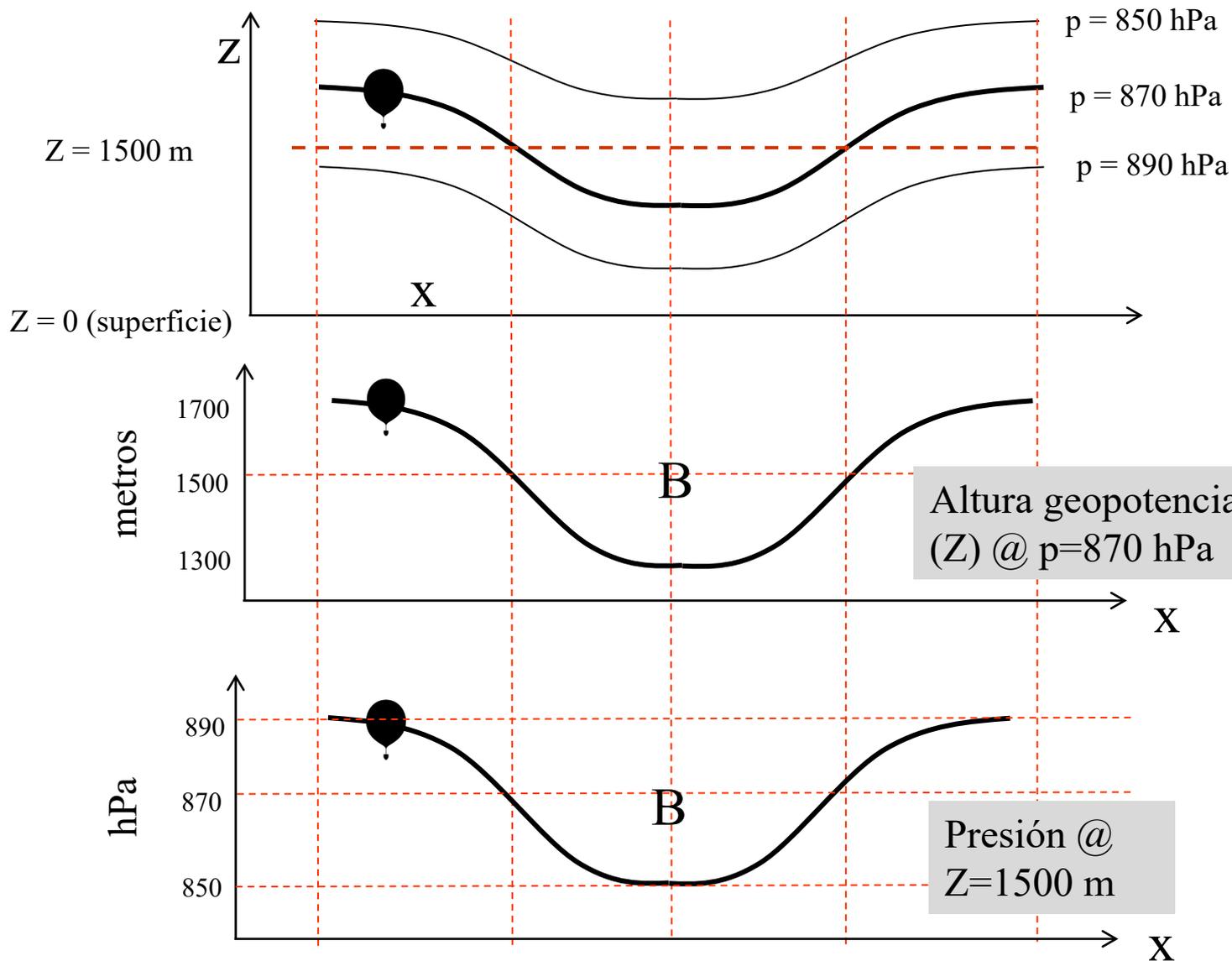
Donde se emplea el geopotencial $\phi = gZ$

$$\vec{V}_{geos} = +\frac{1}{\rho f} \hat{k} \times \nabla_{hp} \quad \longrightarrow \quad \vec{V}_{geos} = +\frac{g}{f} \hat{k} \times \nabla_p Z$$

Notar que, en este caso, la nueva variable vertical es el **geopotencial** (ϕ) la cual se debe evaluar a un nivel constante de presión. Para esto, se mide con globos radiosondas lanzados en distintos puntos del planeta la altura geopotencial (Z) a la cual alcanzan, por ejemplo, 500 hPa. Esta altura luego se multiplica por la aceleración de gravedad para obtener ϕ .

Introducción a la Meteorología – Dinámica

UCh/FCFM/DGF – R. Garreaud

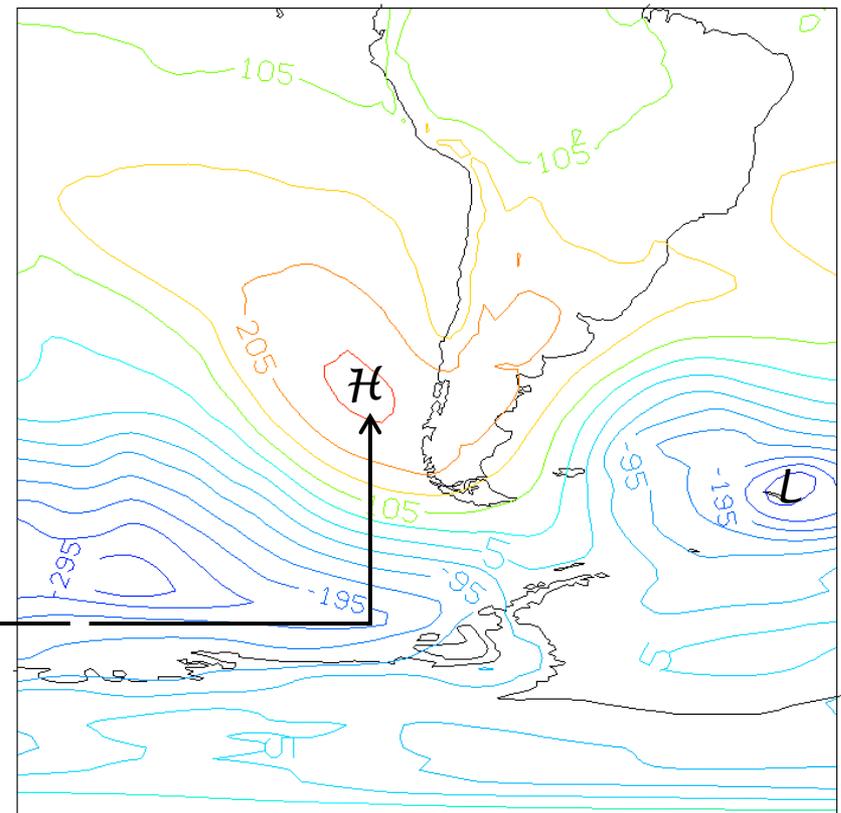
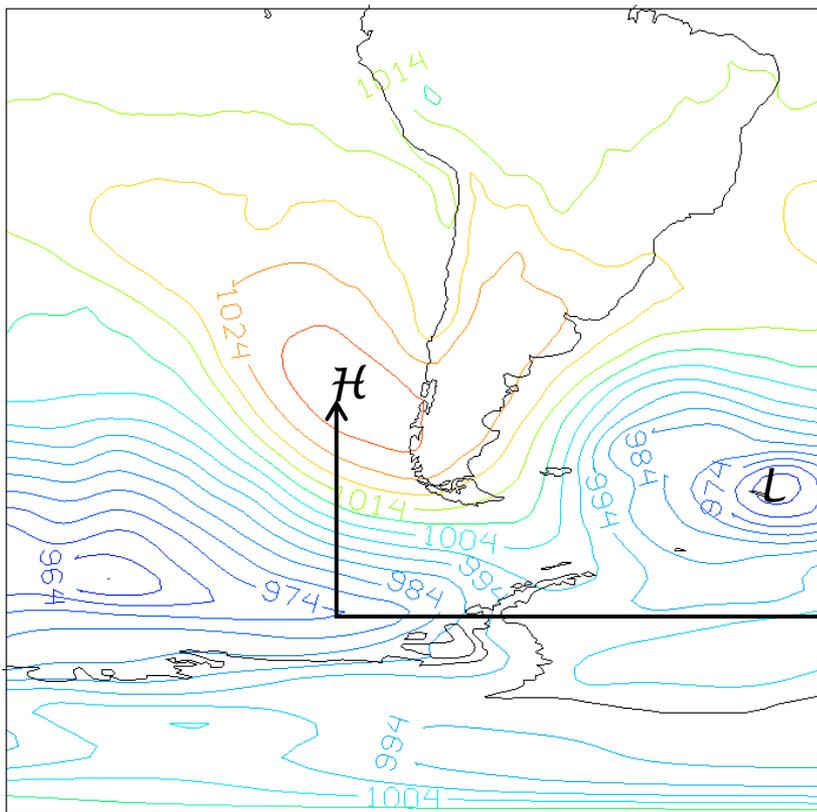


Viento geostrofico ...forma alternativa

La formula inicial del viento geostrofico tiene un problema practico...necesita conocer la densidad del aire (ρ)...variable siempre difícil de obtener

Presión @ $z = 0$ m (PNM)

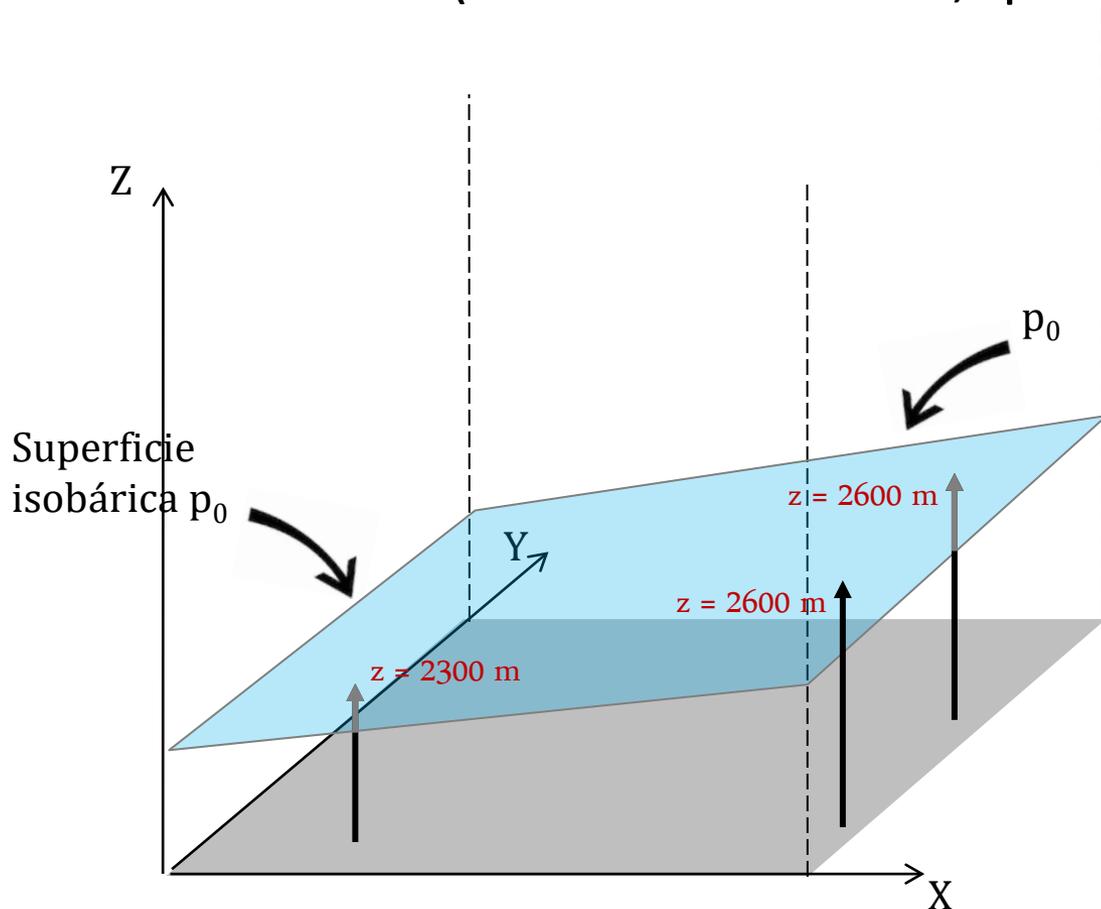
Altura geopotencial @ $p = 1000$ hPa



Noten que el campo de presión a una altura fija (panel izquierda) es casi idéntico al campo de altura geopotencial a una presión fija (panel derecho). Así, el viento geostrofico es el mismo con cualquier fórmula que se evalué....

Viento Geostrófico

Recordemos que magnitud del viento geostrófico es proporcional al **gradiente de presión a una altura constante** (versión original), lo cual es equivalente al **gradiente de altura a un nivel de presión constante** (versión alternativa, que empleamos aquí)



$$\vec{U}_{geos} = \frac{1}{\rho f} \hat{k} \times \nabla_{hp}$$

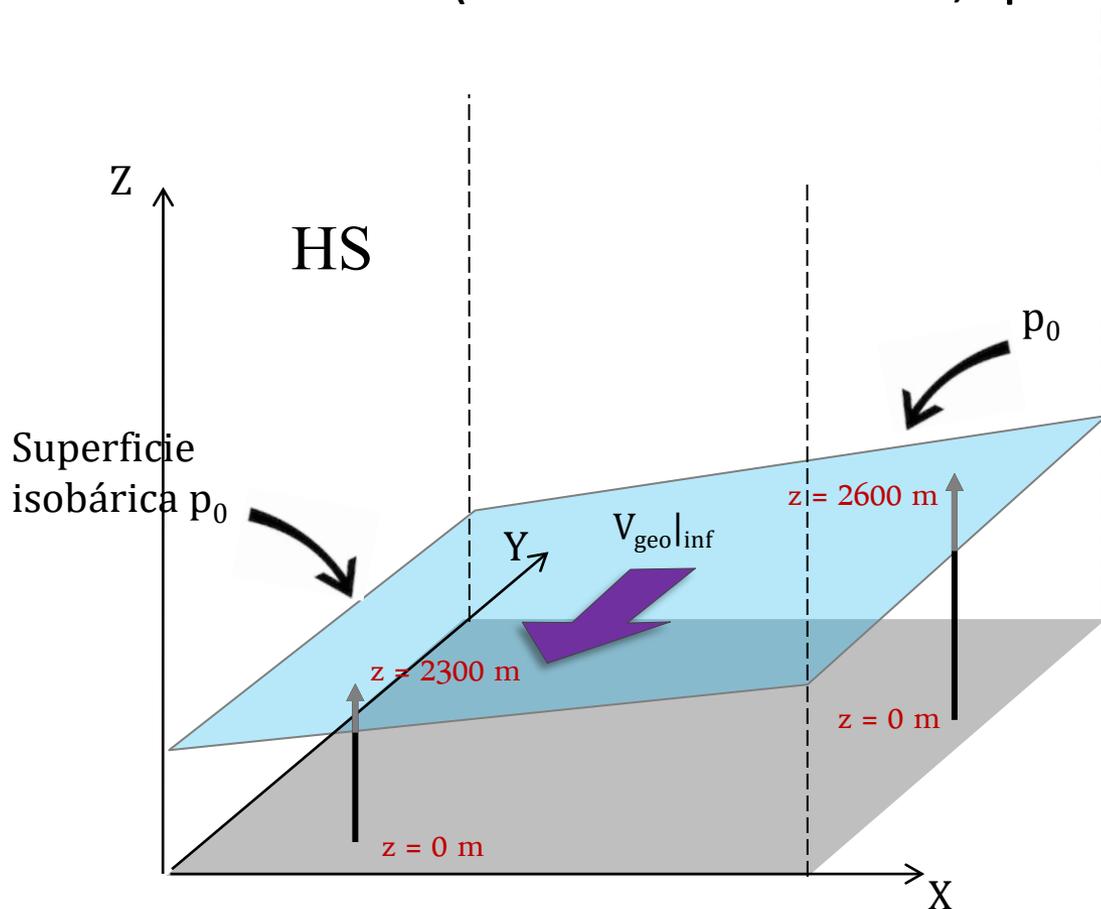
$$\vec{U}_{geos} = \frac{g}{f} \hat{k} \times \nabla_p Z$$

$$u_{geos} = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial y} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial y} \approx 0$$

$$v_{geos} = +\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial x} = +\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x} > 0$$

Viento Geostrófico

Recordemos que magnitud del viento geostrófico es proporcional al **gradiente de presión a una altura constante** (versión original), lo cual es equivalente al **gradiente de altura a un nivel de presión constante** (versión alternativa, que empleamos aquí)



$$\bar{U}_{geos} = \frac{1}{\rho f} \hat{k} \times \nabla_{hp}$$

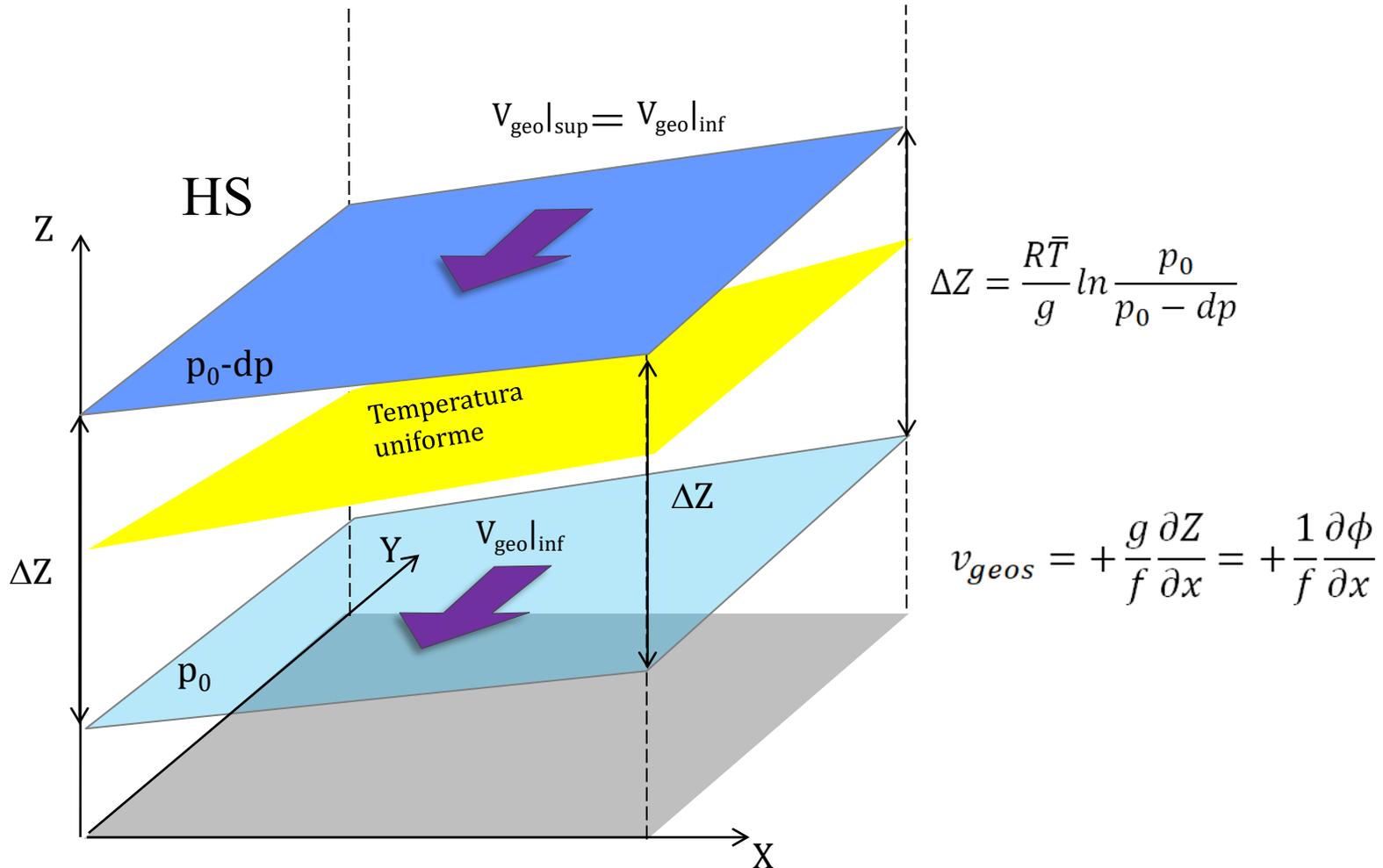
$$\bar{U}_{geos} = \frac{g}{f} \hat{k} \times \nabla_p Z$$

$$u_{geos} = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial y} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial y} \approx 0$$

$$v_{geos} = +\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial x} = +\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x} < 0$$

Atmosfera barotrópica

Temperatura constante en la horizontal
Viento (geostrófico) no cambia con la altura

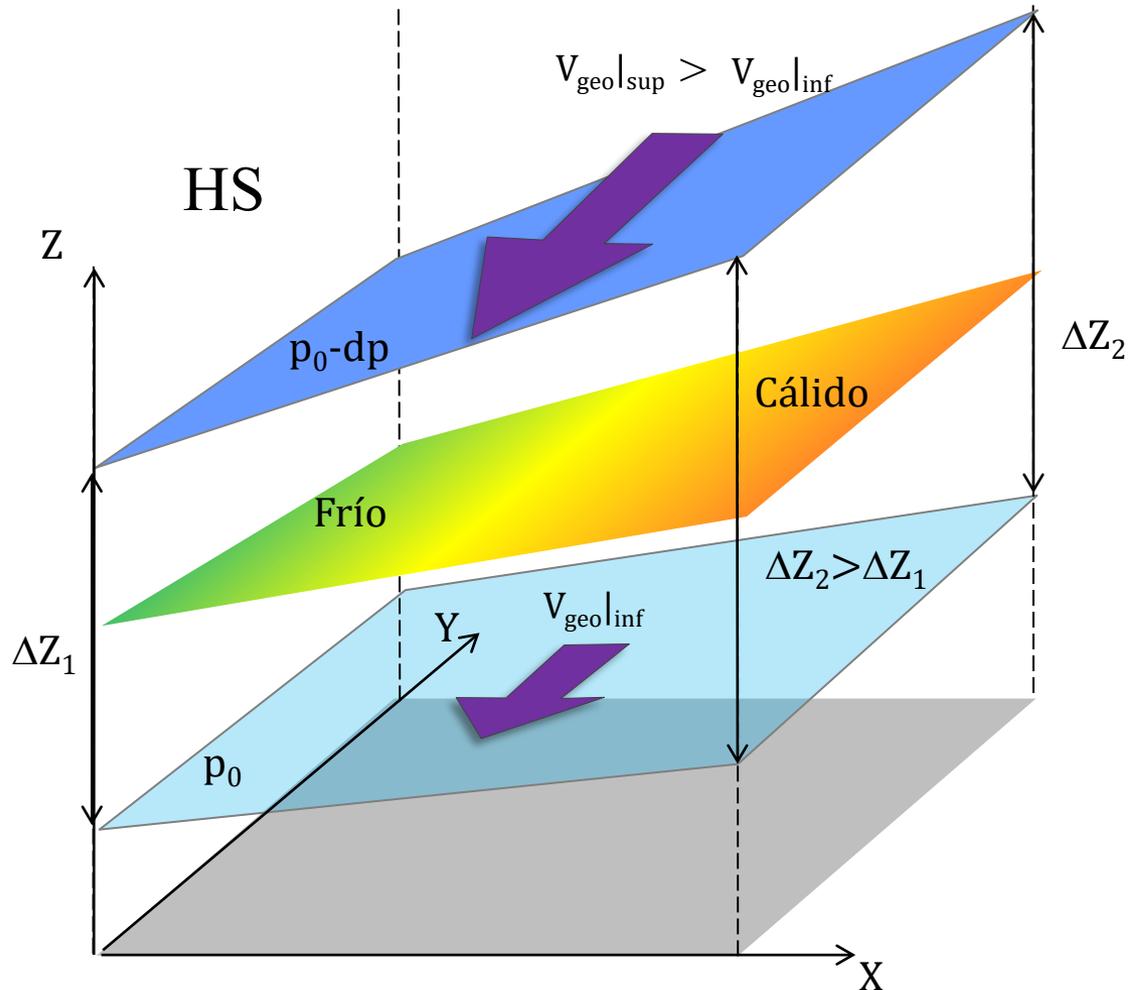


Atmosfera baroclinica

Temperatura cambia en la dirección zonal (x)

Viento (geostrófico) cambia con la altura

Cizalle del viento



Variación $T(x)$ induce un cambio en el espesor de la capa comprendida entre dos niveles de presión, lo cual aumenta la inclinación de la superficie isobárica superior, y en consecuencia un aumento del viento geostrofico con la altura.

$$\Delta Z = \frac{R\bar{T}}{g} \ln \frac{p_0}{p_0 - dp}$$

$$v_{geos} = + \frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial x} = + \frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x}$$

Viento térmico

Nos interesa conocer la variación del viento (geostrofico) en la vertical.

Para eso definimos el **Viento Térmico** como la diferencia del viento entre un nivel superior y un nivel inferior:

$$\vec{V}_{Termico} \equiv \vec{V}_{geos}|_{superior} - \vec{V}_{geos}|_{inferior}$$

Ahora , un poco de algebra. Primero combinamos la ecuación hidrostática con la de gases ideales para obtener la variación vertical del geopotencial:

$$\partial p = -\rho g \partial z = -\rho \partial \phi \quad + \quad p = \rho RT \quad \longrightarrow \quad \frac{\partial \phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p}$$

Consideremos la componente meridional del viento geostrofico: $v_{geos} = +\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x}$

Ahora derivamos esta componente respecto a la presión (escala vertical) :

$$\frac{\partial v_{geos}}{\partial p} = \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{RT}{p} \right)$$

Intercambio de derivadas Sustituimos ec. Hidrostática++

Viento térmico

Así obtenemos una expresión que muestra como la componente meridional del viento geostrófico varía en la vertical (en este caso la escala vertical es el logaritmo de la presión):

$$\frac{\partial v_{geos}}{\partial \ln(p)} = -\frac{R}{f} \frac{\partial T}{\partial x}$$

La misma algebra se aplica a la componente zonal para obtener:

$$\frac{\partial u_{geos}}{\partial \ln(p)} = +\frac{R}{f} \frac{\partial T}{\partial y}$$

Podemos combinar ambas componentes para obtener la ecuación del viento térmico :

$$\frac{\partial \vec{V}_{geos}}{\partial \ln(p)} = -\frac{R}{f} \hat{k} \times \nabla_p T$$

Finalmente podemos obtener el **Viento Térmico** (ver diapo anterior) integrando la ecuación anterior:

$$\vec{V}_T = -\frac{R}{f} \int_{p_{sup}}^{p_{inf}} (\hat{k} \times \nabla_p T) d \ln(p)$$

Se ve complicada esta integral, pero si los niveles no están muy separados podemos emplear un gradiente promedio de temperatura con lo cual:

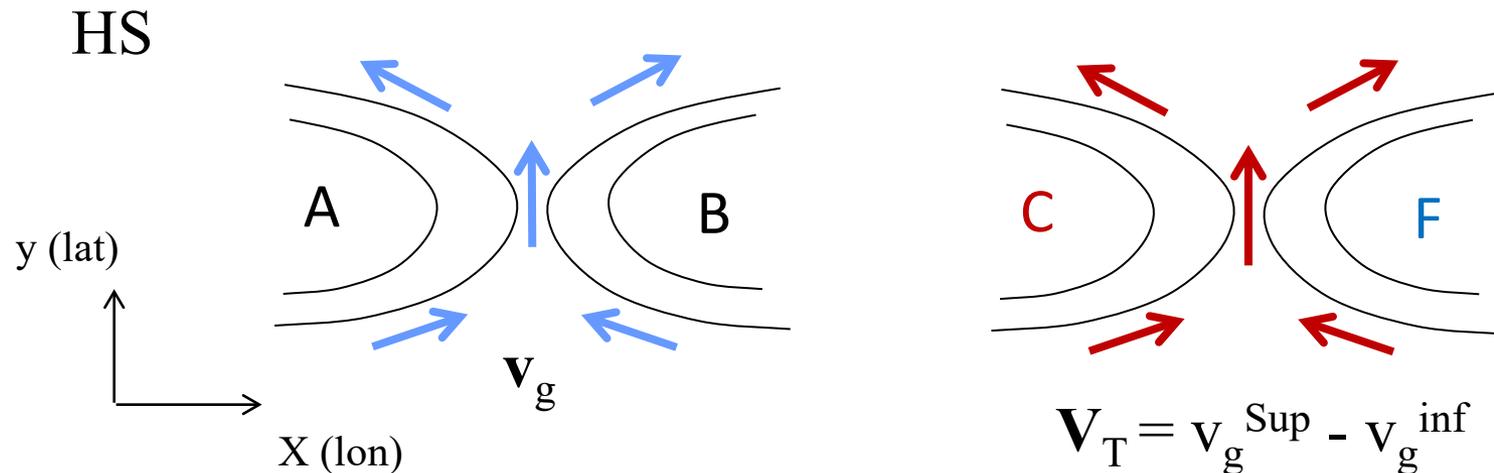
$$\vec{V}_T = -\frac{R}{f} \ln \left(\frac{p_{inf}}{p_{sup}} \right) \hat{k} \times \nabla_p \bar{T}$$

Viento térmico

Noten la simetría formal entre la ecuación de **viento térmico** y la de **viento geostrófico**. En ambos casos hay un escalar (que incluye $-1/f$) y un producto cruz entre el vector unitario \hat{k} y un gradiente vectorial

$$\vec{V}_T = \frac{R}{f} \ln \left(\frac{p_{inf}}{p_{sup}} \right) \hat{k} \times \nabla_p \bar{T} \quad \vec{V}_{geos} = \frac{g}{f} \hat{k} \times \nabla_p Z$$

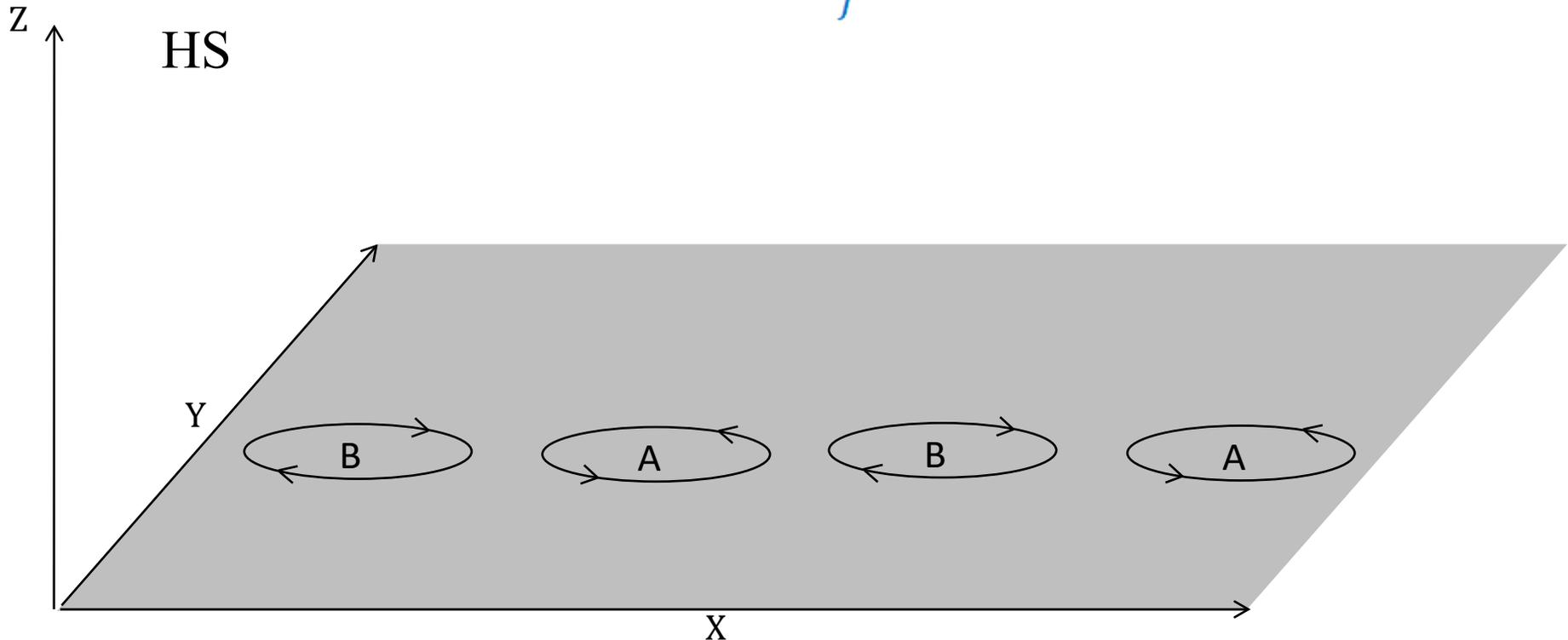
Podemos usar esta similitud para aplicar al viento térmico lo que ya sabemos del viento geostrófico. El viento térmico circula en forma en contra de los punteros del reloj en torno a un núcleo cálido, y a favor de los punteros en torno a un núcleo frío.



Viento térmico

Consideremos por ejemplo como cambia la circulación con la altura sobre un centro de alta o baja presión dependiendo de la temperatura de la columna

$$\vec{V}_{geos} = -\frac{g}{f} \hat{k} \times \nabla_p Z$$

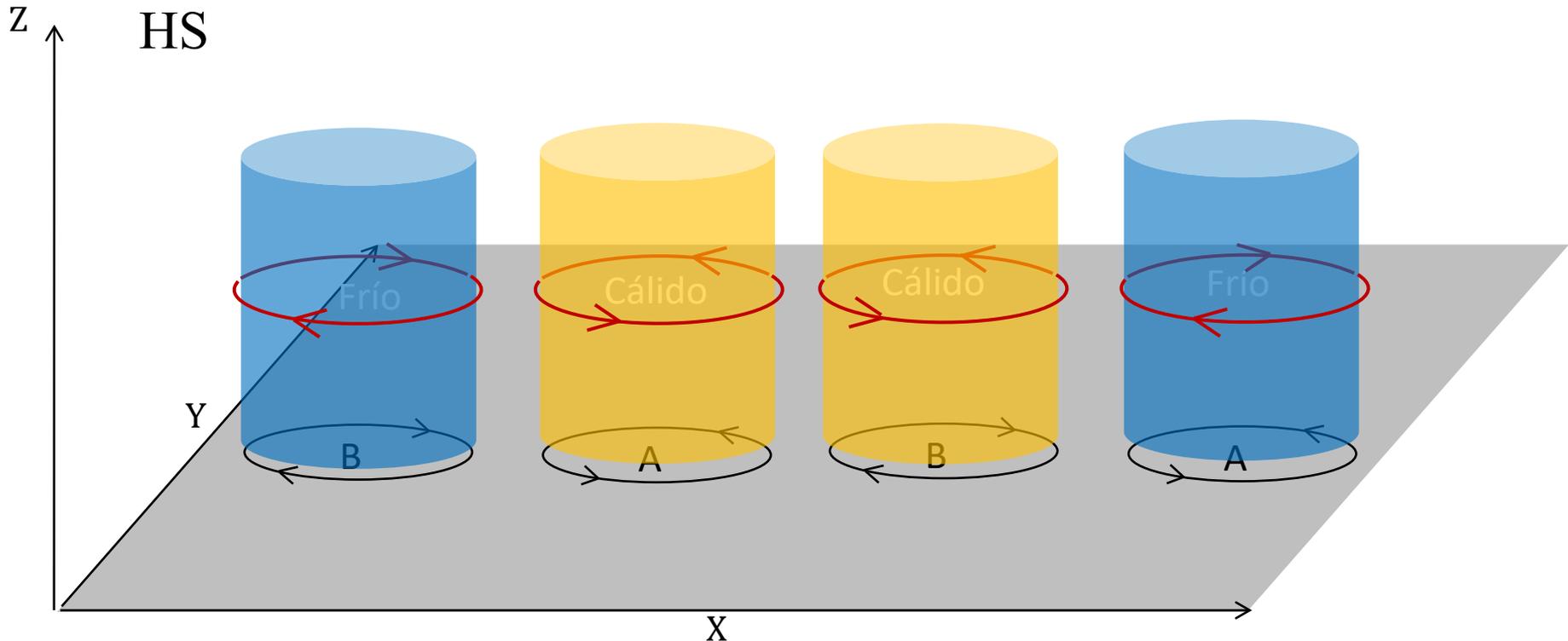


Viento térmico

Consideremos por ejemplo como cambia la circulación con la altura sobre un centro de alta o baja presión dependiendo de la temperatura de la columna

$$\vec{V}_{geos} = \frac{g}{f} \hat{k} \times \nabla_p Z$$

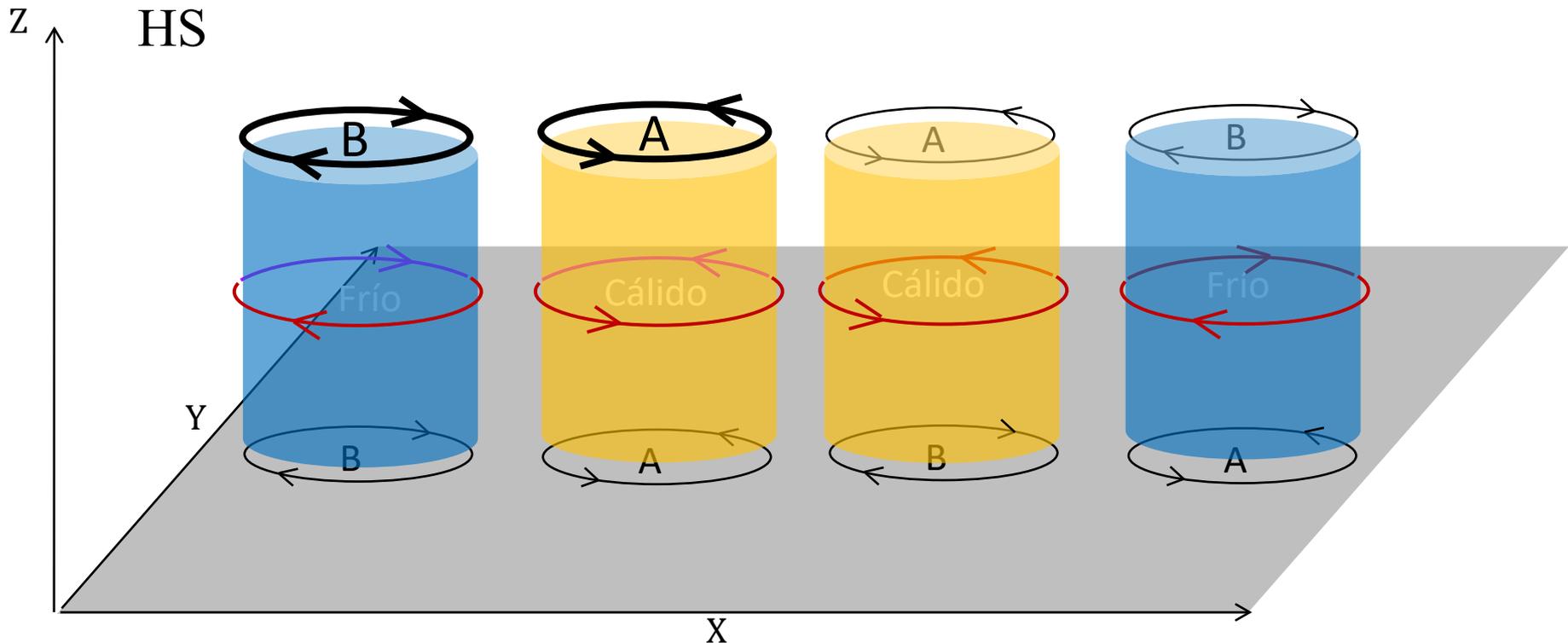
$$\vec{V}_T = \frac{R}{f} \ln \left(\frac{p_{inf}}{p_{sup}} \right) \hat{k} \times \nabla_p \bar{T}$$



Viento térmico

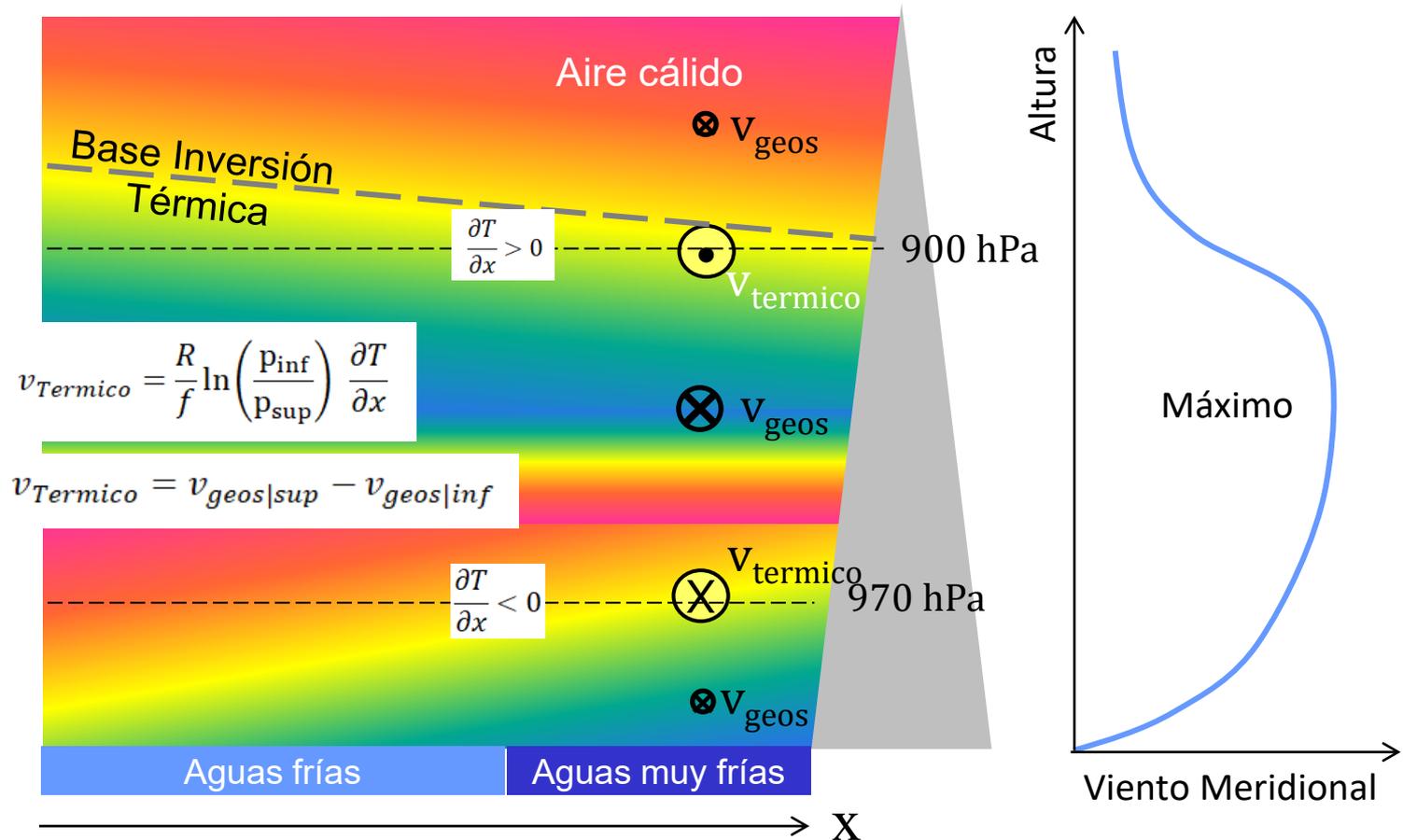
Consideremos por ejemplo como cambia la circulación con la altura sobre un centro de alta o baja presión dependiendo de la temperatura de la columna

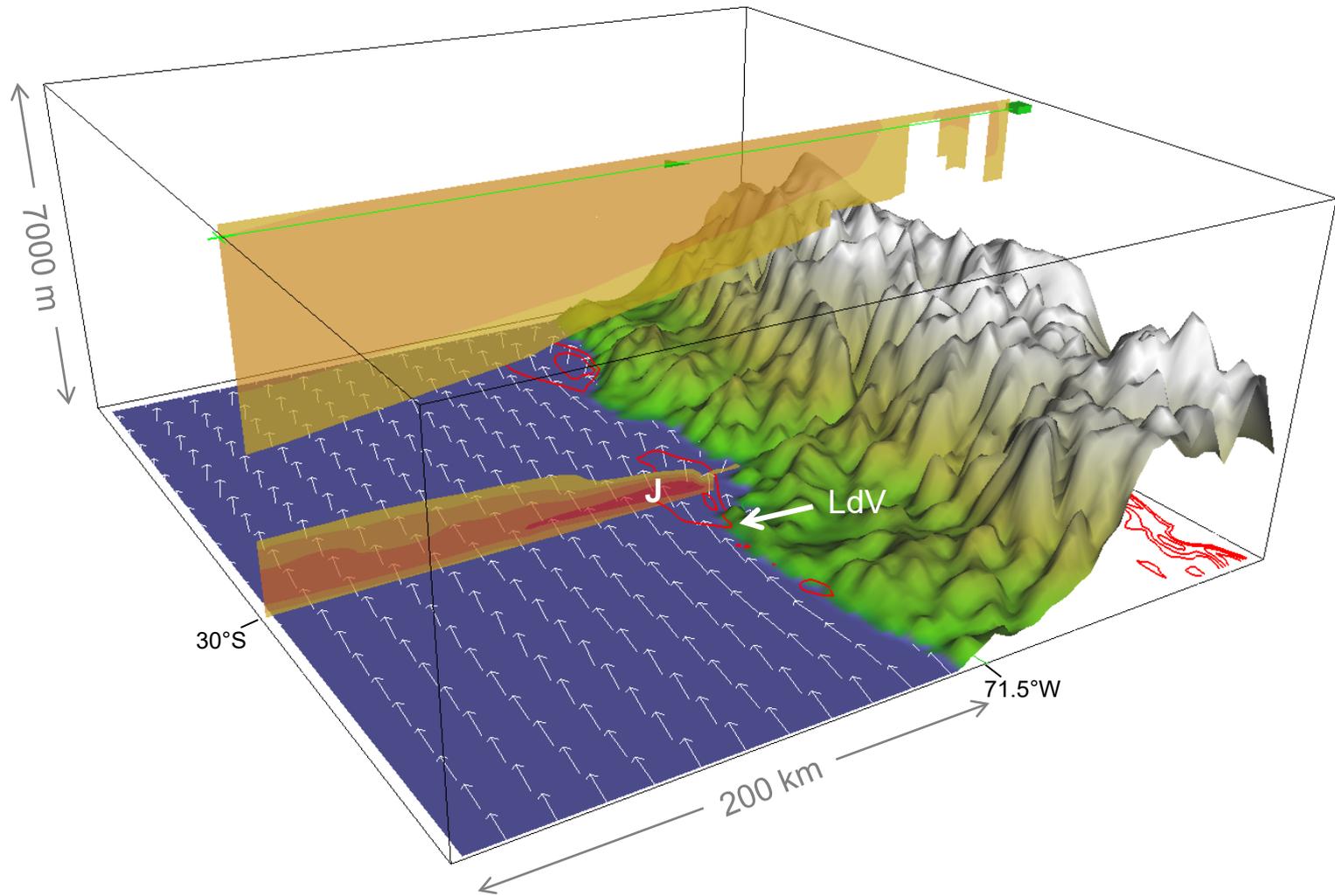
$$\vec{V}_{Termico} \equiv \vec{V}_{geos}|_{superior} - \vec{V}_{geos}|_{inferior}$$



Aplicación cualitativa de viento térmico

A lo largo de la costa de Chile central, el viento cerca de la superficie es predominantemente del sur. Esto produce afloramiento de aguas muy frías, de manera que en los primeros cientos de metros de la atmosfera, la temperatura del aire aumenta mar adentro. Mas arriba, cerca de los 1000 metros de altura hay una capa de inversión térmica que se inclina hacia abajo a medida que nos acercamos a la costa. Esto produce que en torno a ese nivel la temperatura del aire aumente hacia la costa. Hagamos una inferencia del perfil vertical del viento meridional cerca de la costa....





Misión Tongoy 02

La Serena (SCSE) – Santiago (SCEL) leg
Wind speed; Altitude range: 170-220 m ASL

04-01-2011 15-16 HL

