



GF3003

Ciencias Atmosféricas

Laura Gallardo Klenner

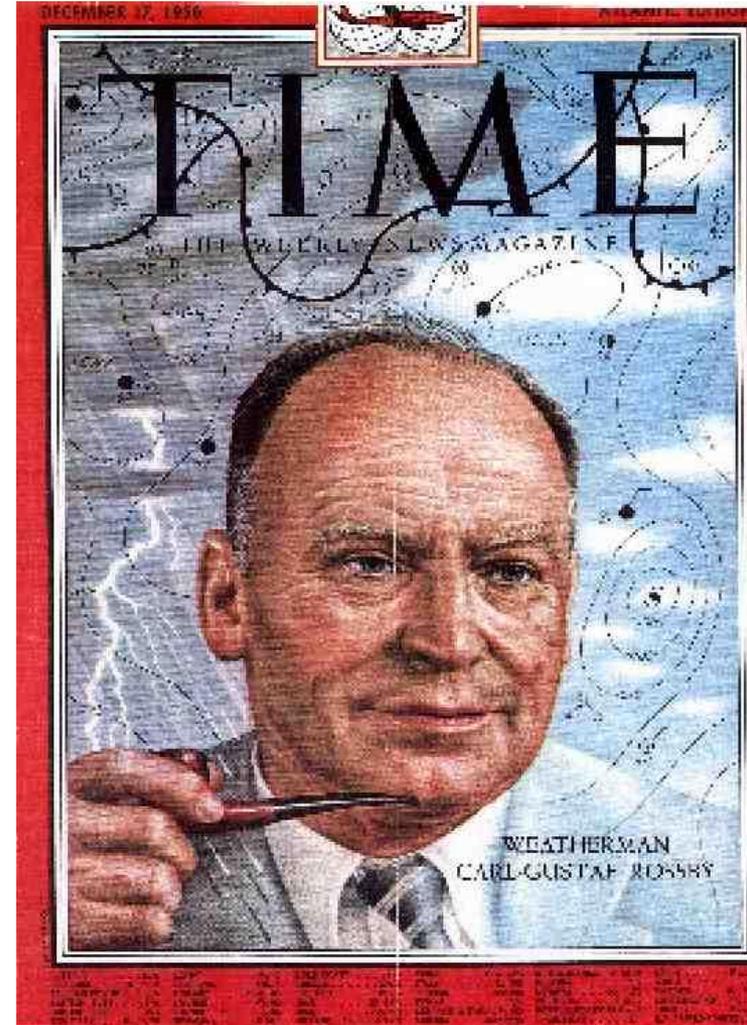
Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile

Primavera 2010

LGK 2010

HOY: Dinámica y circulación

- **Viento térmico y corrientes en chorro**
- **Vorticidad y ondas de Rossby**
- **Circulación atmosférica**
 - **Ciclo de la energía cinética**
 - **La atmósfera como una máquina térmica**



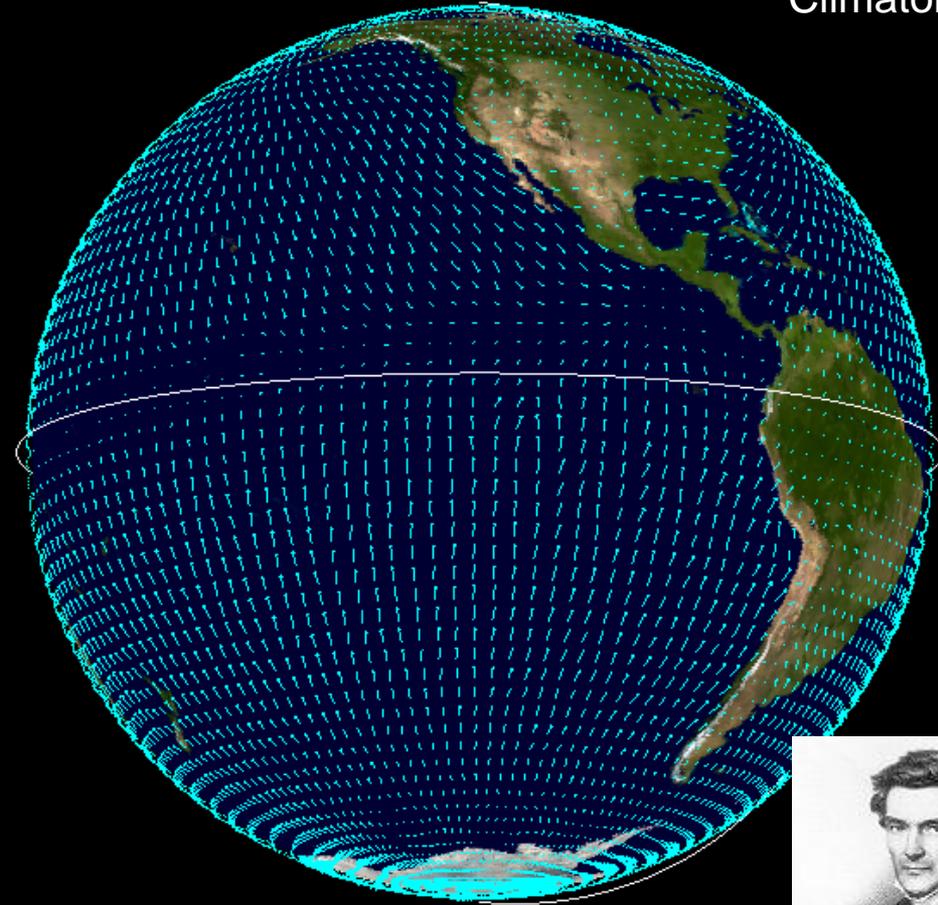
Más específicamente, el/la alumno/a será capaz de:

- Definir y hacer aplicaciones simples de viento térmico
- Reconocer la distribución de corrientes en chorro de gran escala
- Asociar el desarrollo de circulaciones térmicas
- Definir las características de la atmósfera barotrópica y baroclínica
- Identificar las condiciones para la advección de temperatura y otras variables
- Definir y aplicar los conceptos de divergencia y vorticidad para sistemas atmosféricos
- Identificar las condiciones que determinan la existencia de ondas de Rossby
- Describir la circulación troposférica en términos de circulaciones directas
- Reconocer las características principales de la circulación tropical y extratropical

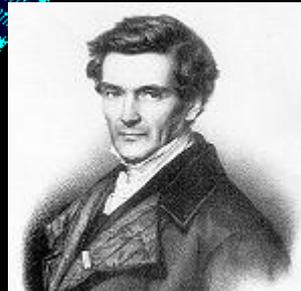


Introducción a la Meteorología – Sist. Latitudes Medias
UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

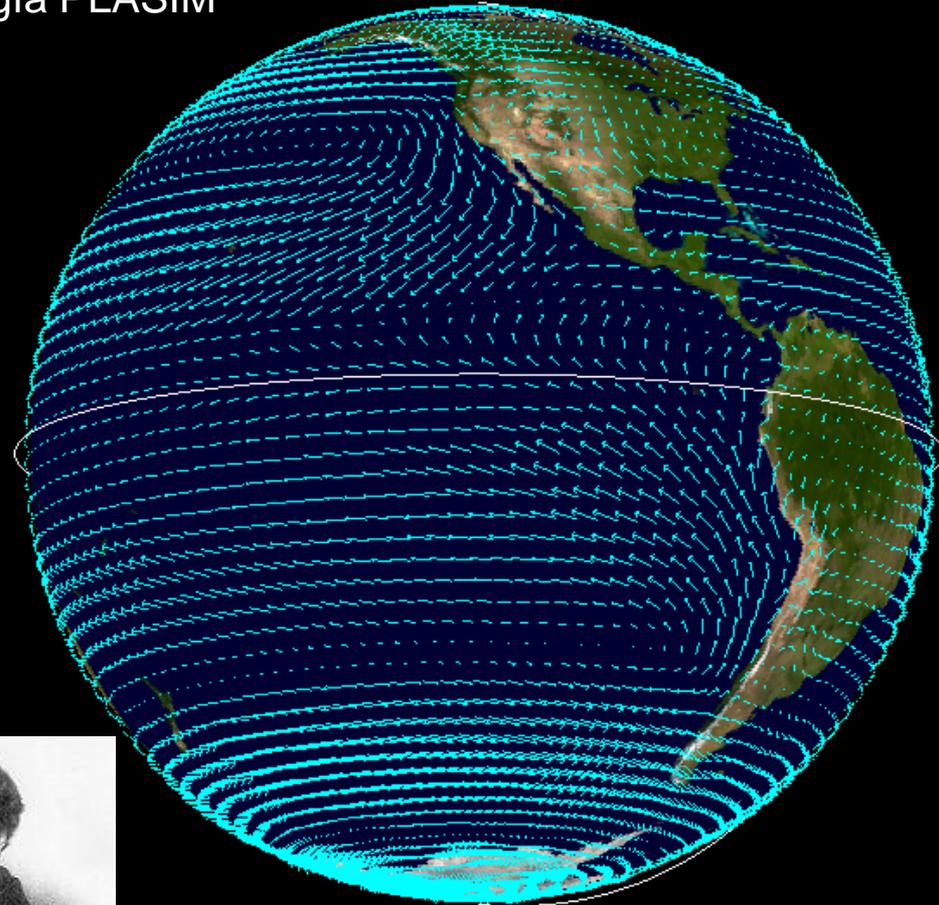
Vientos a 1000 hPa
Climatología PLASIM



$$\Omega = \Omega_0 / 100$$



Gaspard Gustav Coriolis
1792-1843



$$\Omega = \Omega_0 = 2\pi / 24 \text{ hrs}^{-1}$$

Escala sinóptica



$$\vec{v}_{\sigma_g} = \frac{1}{\rho f} \hat{z} \times \nabla p$$

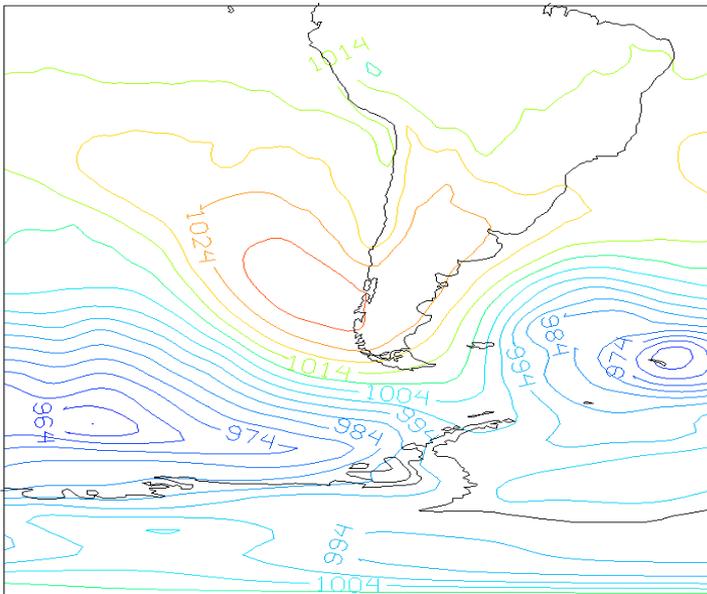
$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

- $U \sim 10 \text{ m s}^{-1}$
- $W \sim 1 \text{ cm s}^{-1}$
- $L \sim 10^6 \text{ m}$
- $H \sim 10^4 \text{ m}$
- $\delta P / \rho \sim 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
- $LIU \sim 10^5 \text{ s}$

Mostrar que usando p como coordenada vertical...

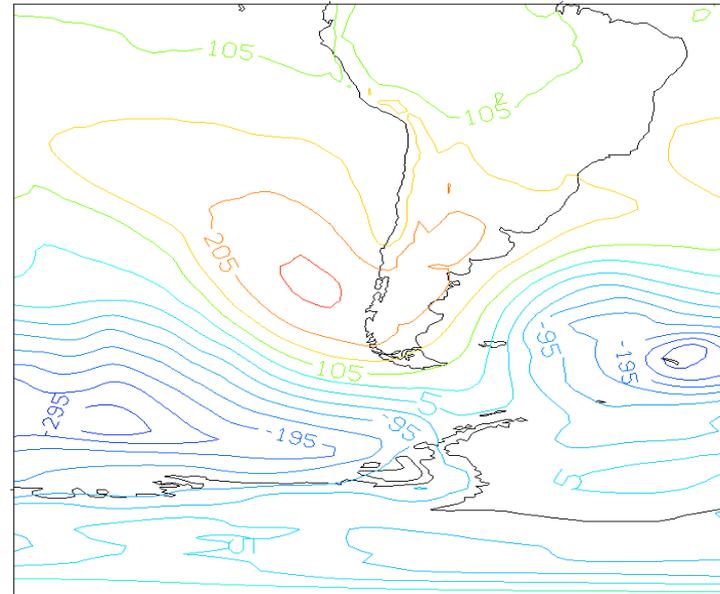
$$\vec{v}_{\sigma_0} = \frac{1}{\rho f} \hat{z} \times \nabla p$$

Isóbaras (p constante)



$$\vec{v}_{\sigma_0} = \frac{1}{f} \hat{z} \times \nabla_p \phi$$

Isohipsas (ϕ constante)



¿Cuán buena es la aproximación geostrófica?

$$\hat{x} : \frac{du}{dt} - \frac{uv \tan \varphi}{a} + \frac{uw}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \varphi - 2\Omega w \cos \varphi$$

$$\frac{U}{L/U} - \frac{UU}{a} + \frac{UW}{a} = \frac{\Delta P}{\rho L} + fU - fW$$

$$10^{-4}$$

$$10^{-5}$$

$$10^{-8}$$

$$10^{-3}$$

$$10^{-3}$$

$$10^{-6}$$

La aproximación geostrófica resulta de despreciar $O(10^{-4})$



Número de Rossby

Compara el término de aceleración con el de Coriolis

1898-1957

$$\hat{x} : \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \varphi$$

$$R_o \equiv \frac{U}{fL}$$

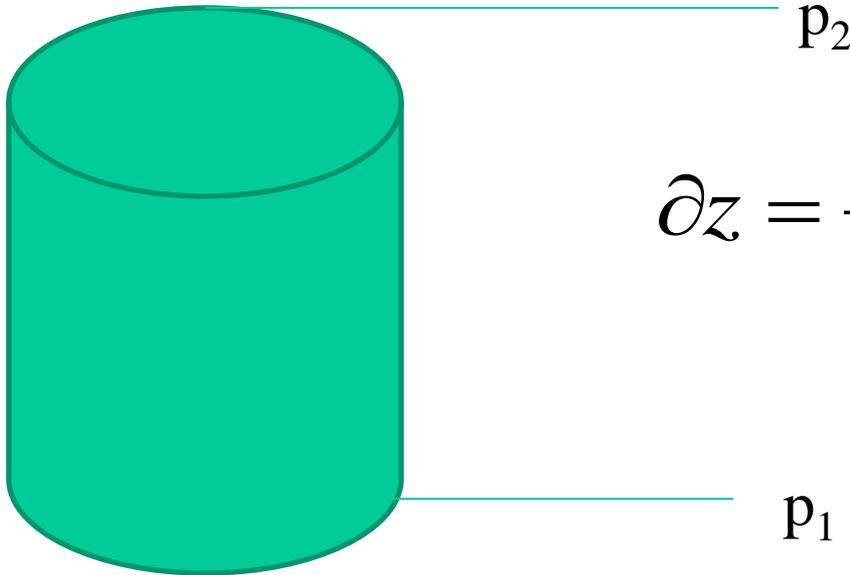
$$\frac{U}{L/U} = \frac{\Delta P}{\rho L} + fU$$

$$10^{-4} \quad 10^{-3} \quad 10^{-3}$$



Mientras más pequeño
mejor la aprox. geostrófica

Espesor de una capa de aire

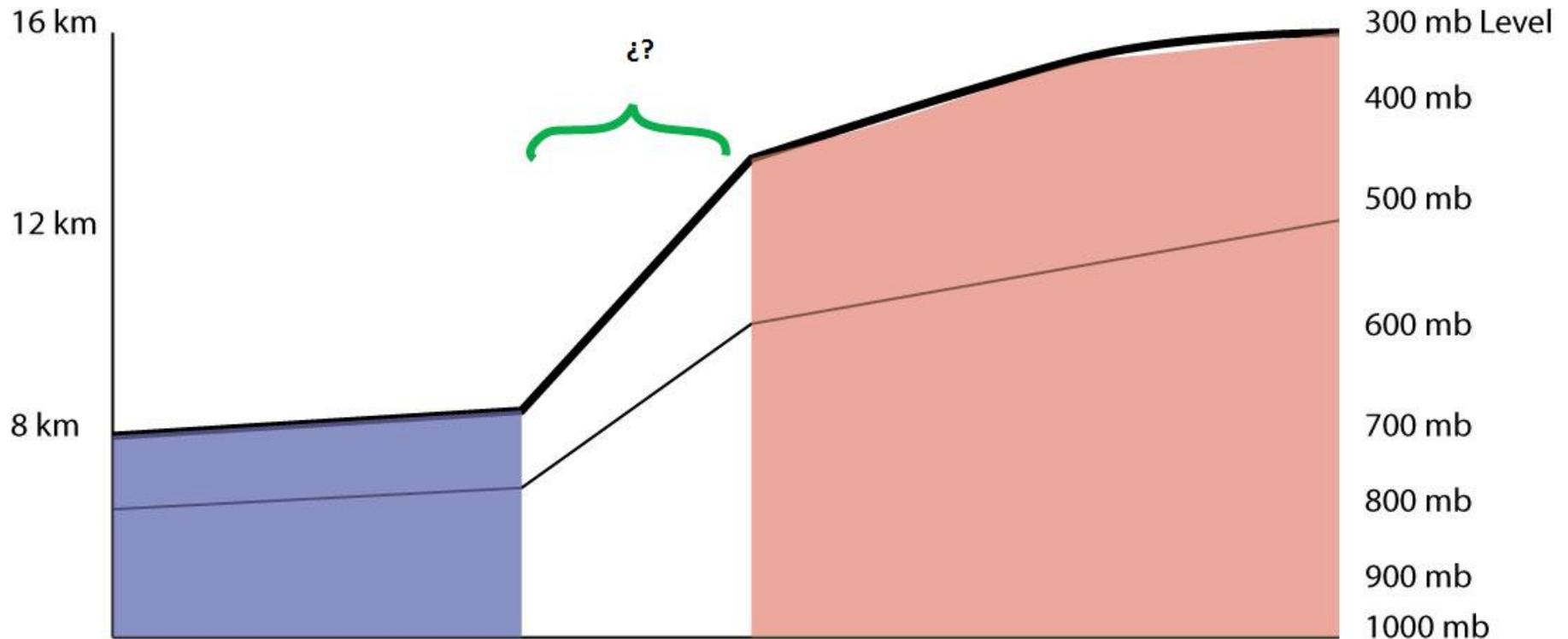


$$\partial z = \frac{1}{g} RT \frac{\partial p}{p} = \frac{1}{g} RT \partial(\ln p)$$

A mayor temperatura de la capa, mayor espesor

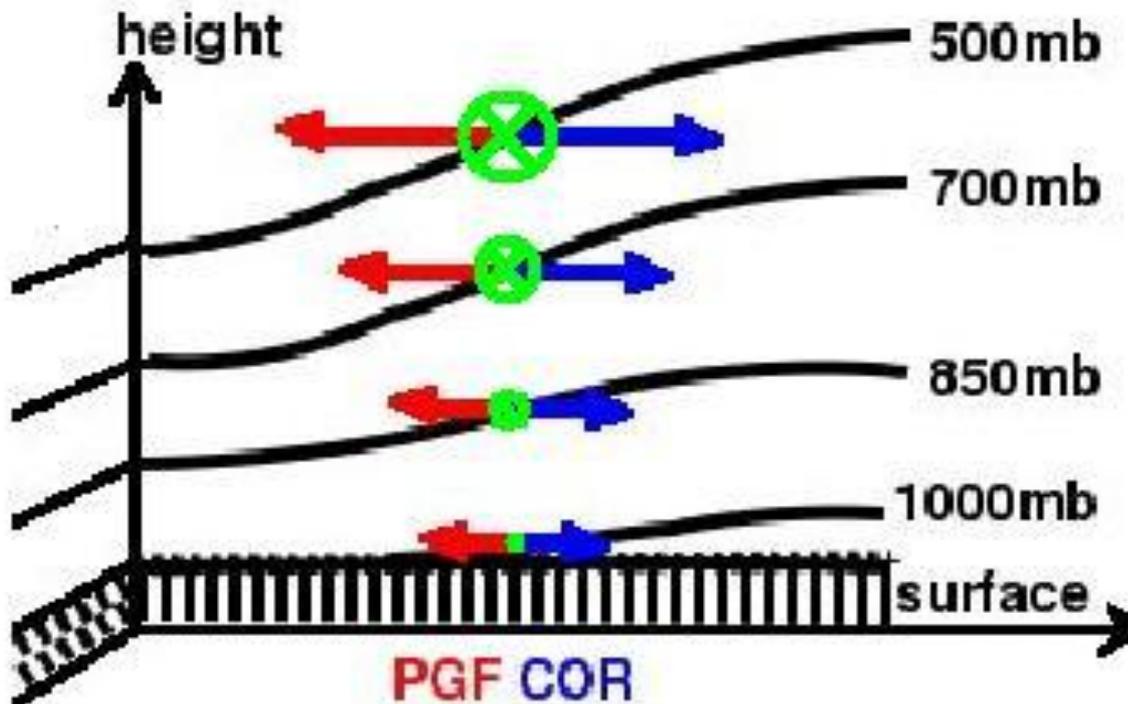
$$Z_2 - Z_1 = \frac{1}{g} R\bar{T} \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right)$$

Por lo tanto, si hay un gradiente horizontal de temperatura



- Las isóbaras estarán a distintas alturas
- Habrá gradientes horizontales de presión
- A mayor altura, mayor gradiente

Pero si el aire se empieza a mover...



Gaspard Gustav Coriolis
1792-1843

El viento geostrófico aumenta con la altura generando una “corriente en chorro”

El Al cambio vertical del viento geostrófico se llama viento térmico

LGK 2010

<http://www.youtube.com/watch?v=oFjdvoTIZpw>

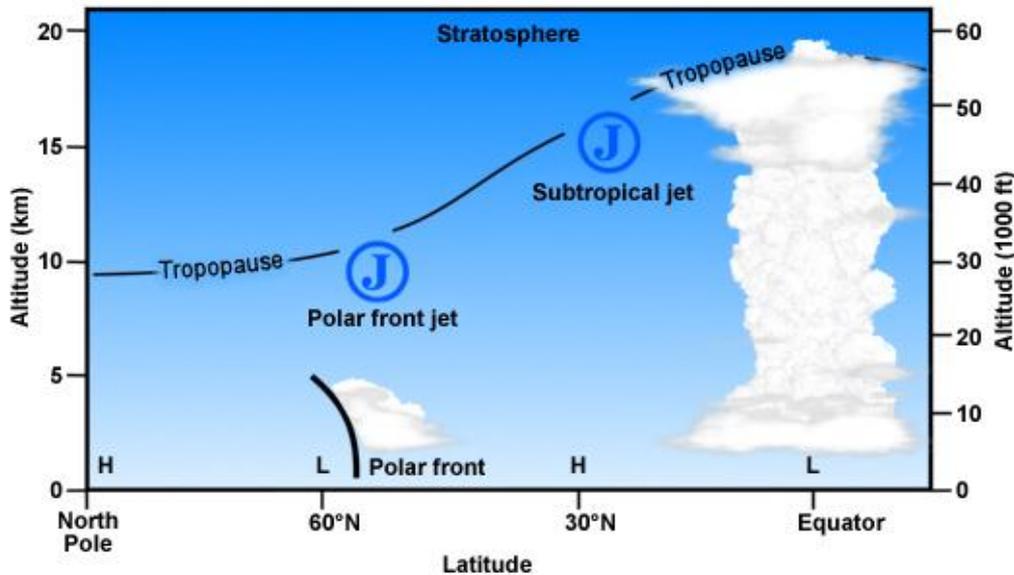
Corrientes en chorro

Viento térmico a gran escala

Polar Jet
Subtropical Jet



Northern Hemisphere Jet Streams



©The COMET Program

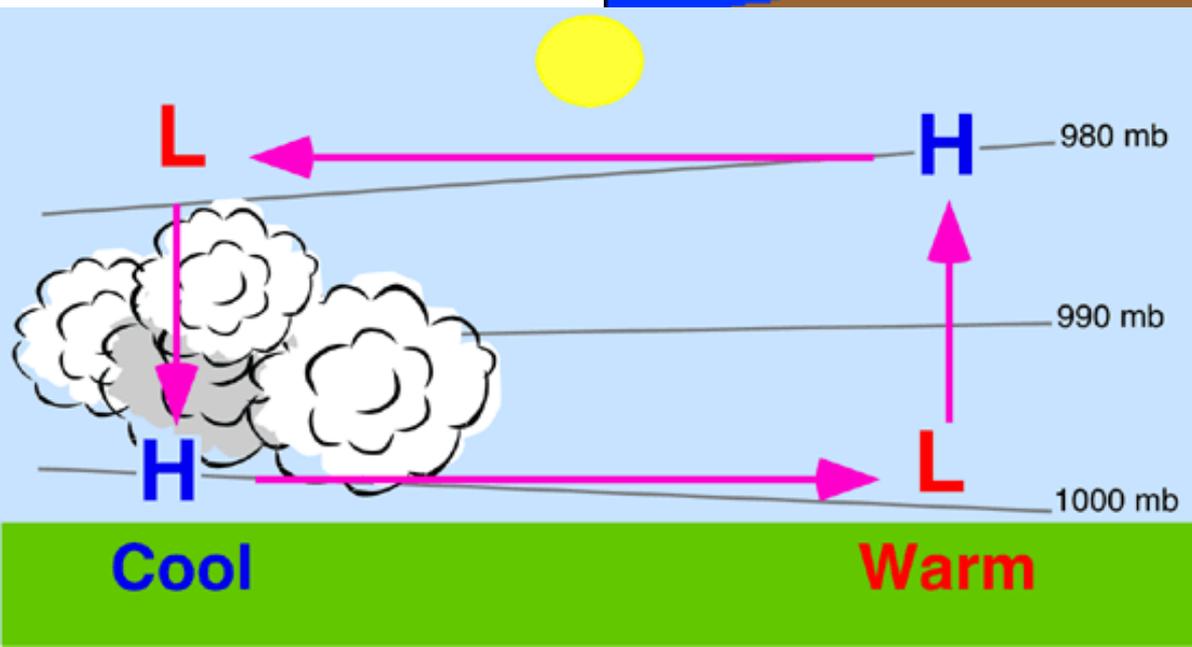
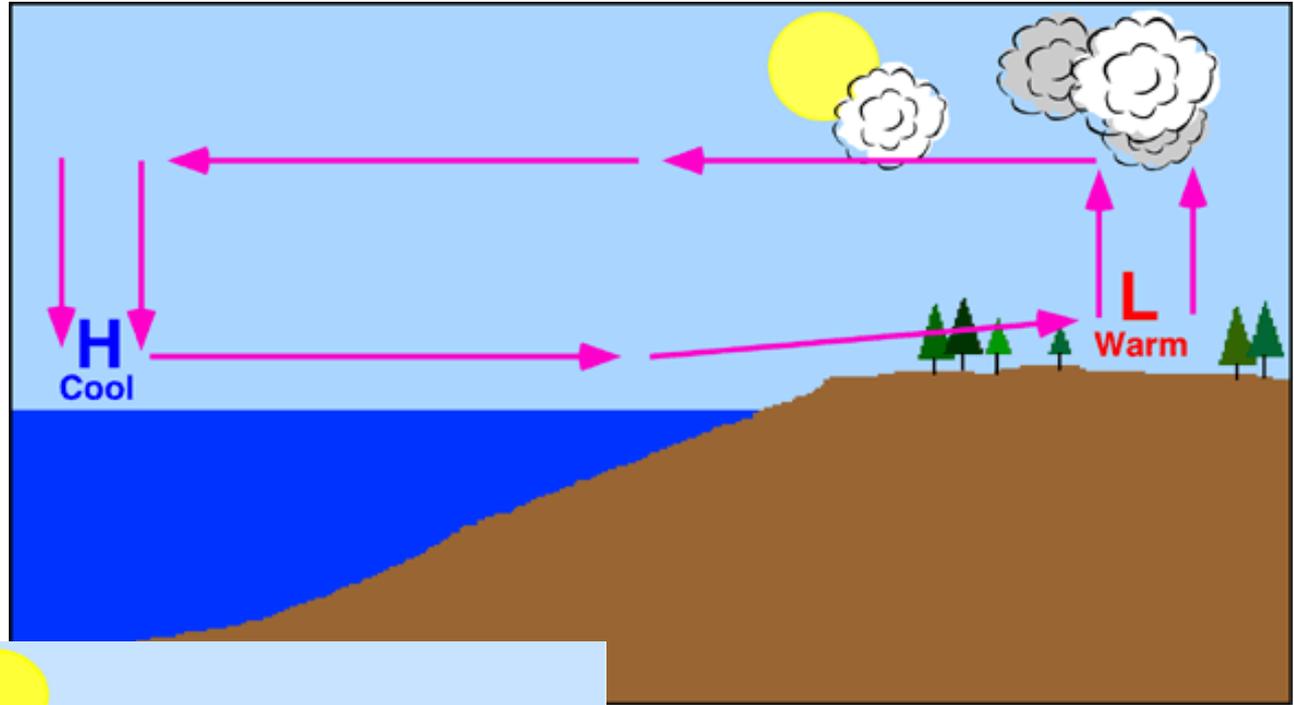
Viento térmico, the British way



LGK 2010

www.youtube.com/watch?v=6aLk6b0vNUc

Viento térmico y circulaciones de mesoescala



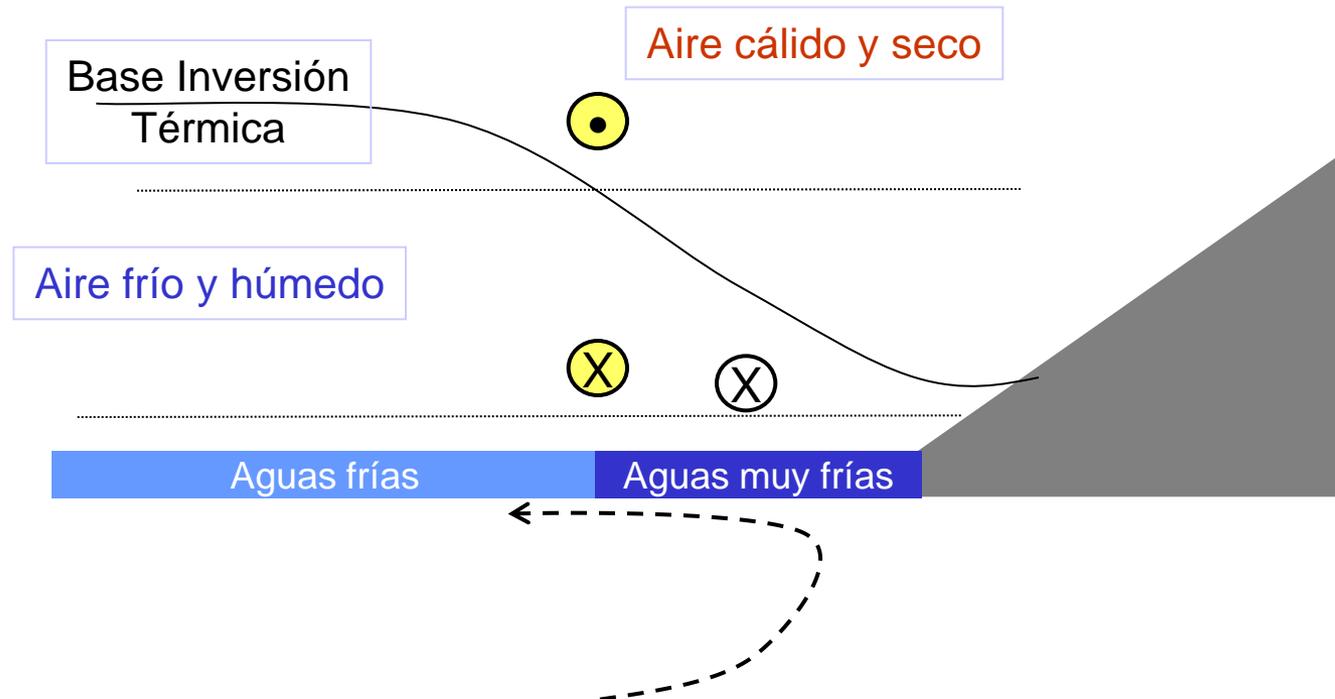
<http://www.physicalgeography.net/fundamentals/7o.html>

Introducción a la Meteorología – Dinámica

UCh/FCFM/DGF – R. Garreaud

Aplicación cualitativa de viento térmico.

Dibuje el perfil vertical del viento meridional ($v(z)$) frente a la costa de Chile central. En superficie el viento es del sur. Para ello, considere la dirección del viento térmico a 50 m y 500 m



¿Cómo cambia el viento geostrófico en la vertical?

$$\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{f} \hat{z} \times \nabla_p \phi \right) = ?$$

Pero:

$$\frac{\partial z}{\partial p} = \frac{1}{g} RT \frac{\partial p}{p} = \frac{1}{g} RT \partial(\ln p)$$

El viento geostrófico varía en la vertical en tanto hay un gradiente horizontal de temperatura

El cambio se llama

viento térmico

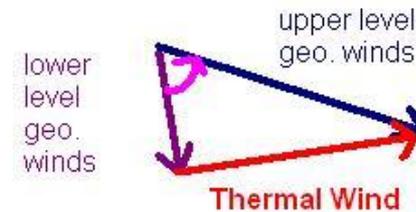
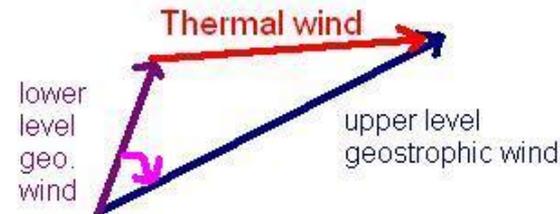
$$\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial \ln p} = - \frac{R}{f} \hat{z} \times \nabla_p T$$

Viento térmico

Se define según:

$$\vec{V}_T = \frac{1}{f} \hat{z} \times \nabla_p (\phi_2 - \phi_1) = \frac{g}{f} \hat{z} \times \nabla_p (Z_2 - Z_1) \approx \frac{g}{f} \hat{z} \times \nabla_p T_{1-2} \ln \left(\frac{p_2}{p_1} \right)$$

- Es la variación del viento geostrófico con la altura
- El viento térmico sopla paralelo a las isotermas



Pausa (10 min)



Atmósfera

Barotrópica

$$\rho = \rho(p)$$

$$\nabla_p T = 0$$



Baroclínica

$$\rho = \rho(p, T)$$

$$\nabla_p T \neq 0$$



$$\vec{V}_T = \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \hat{z} \times \nabla_p T = 0$$

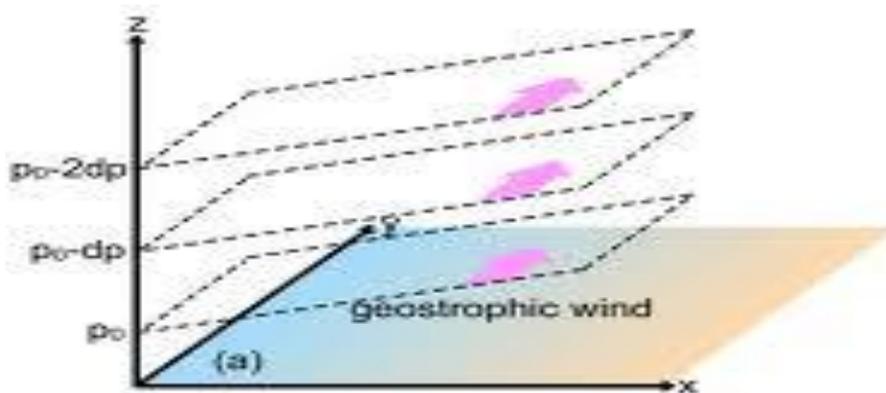
$$\vec{V}_T = \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \hat{z} \times \nabla_p T \neq 0$$

Atmósfera

- Barotrópica

$$\rho = \rho(p)$$

$$\vec{V}_T = \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \hat{z} \times \nabla_p T = 0$$

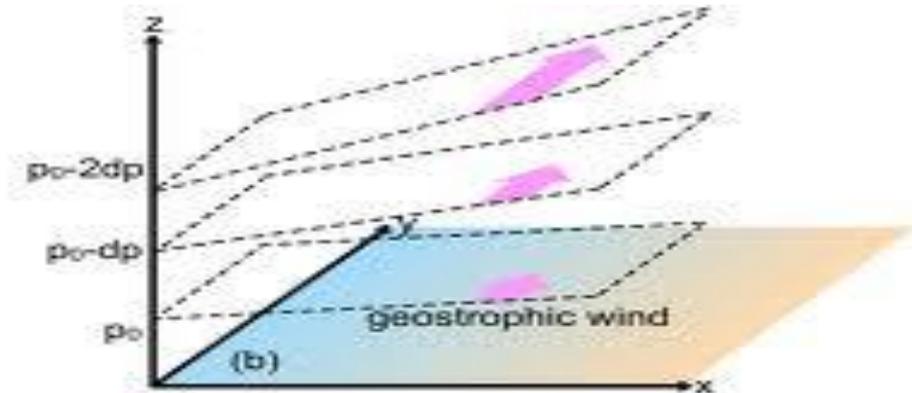


Isóbaras e isotermas paralelas. No hay advección de aire entre zonas de distinta temperatura

- Baroclínica

$$\rho = \rho(p, T)$$

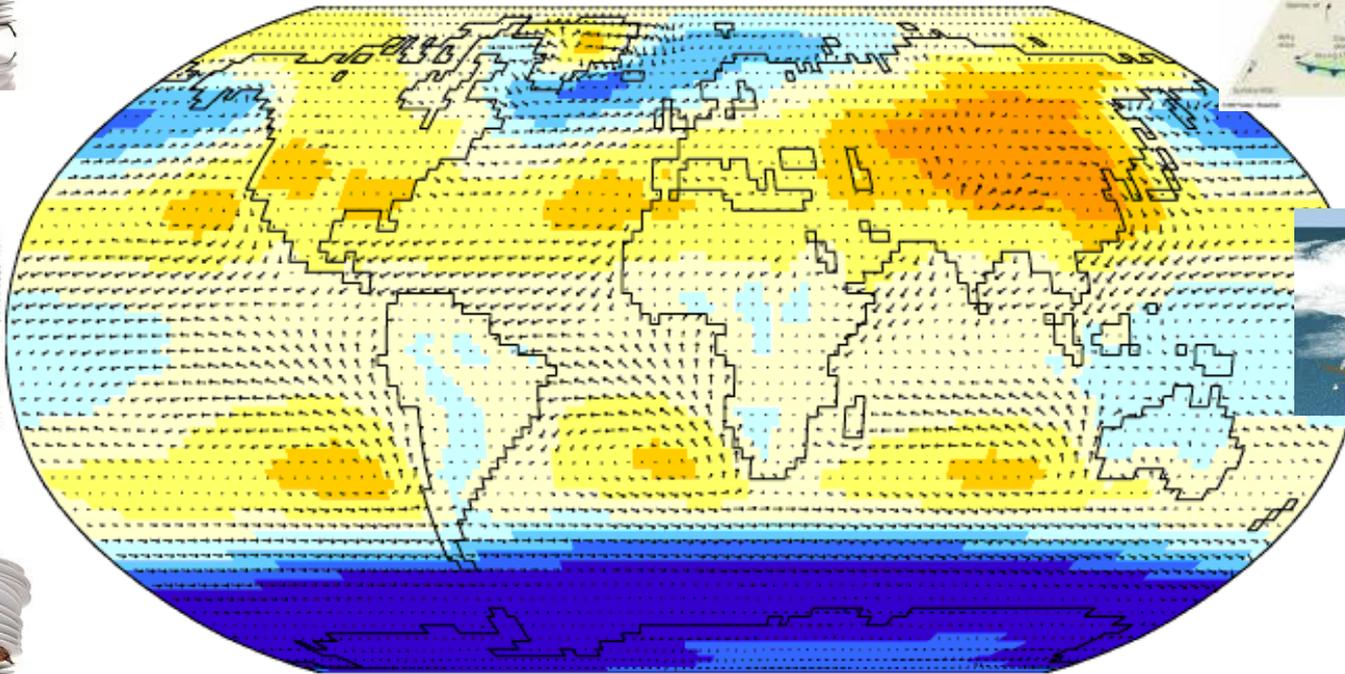
$$\vec{V}_T = \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \hat{z} \times \nabla_p T \neq 0$$



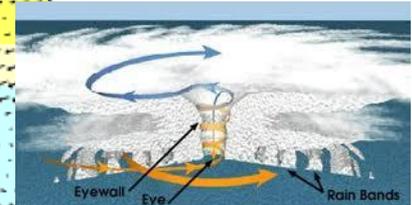
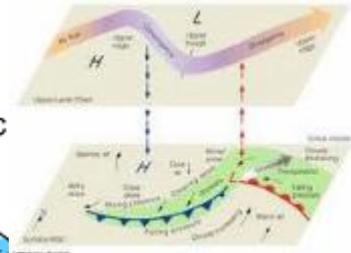
Isóbaras e isotermas paralelas. No hay advección de aire entre zonas de distinta temperatura

¿Existen las atmósferas barotrópicas/baroclínicas?

Sea-Level Pressure and Surface Winds



Dec

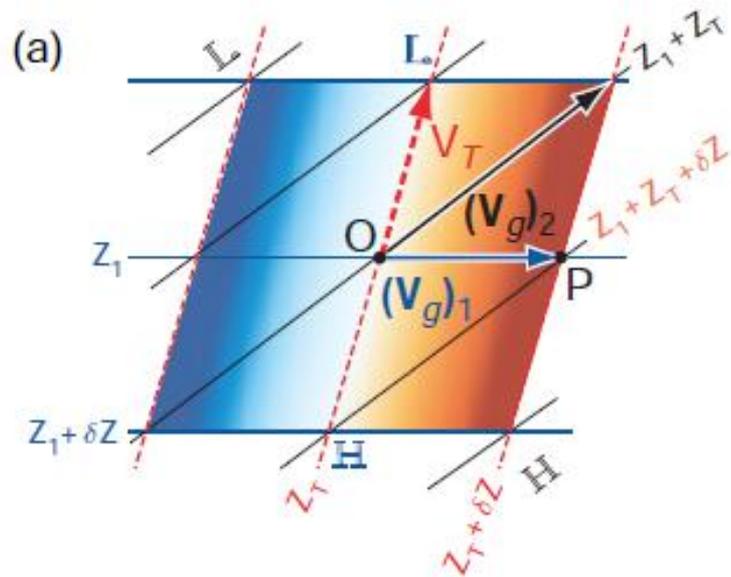


995 1000 1005 1010 1015 1020 1025 mb

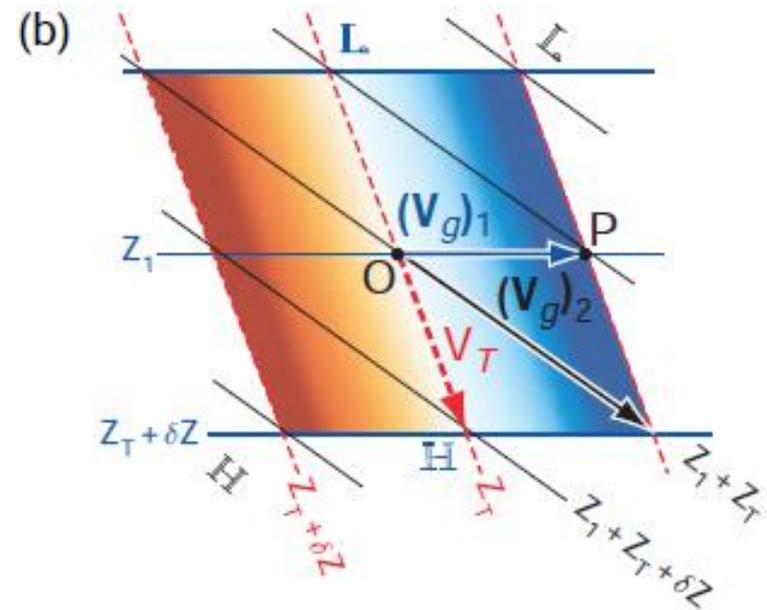
1 2 4 8 16 32 m/sec

Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

Advección de masas de temperatura (calor)



Advección fría

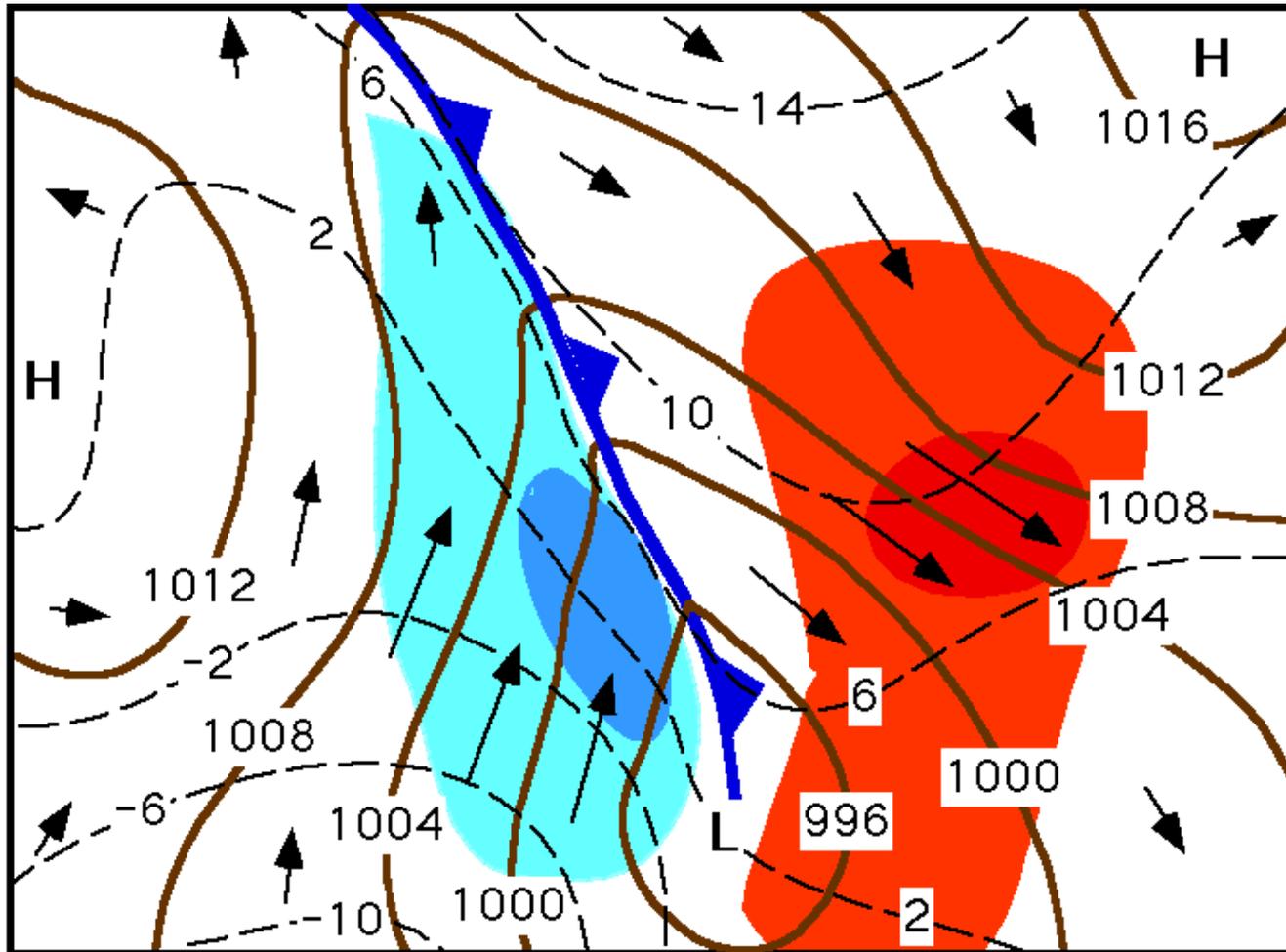


Advección cálida

$$-\vec{v} \cdot \nabla T \neq 0$$

¿Cómo cambia este esquema para el HS?

Ejemplo de advección (HN)

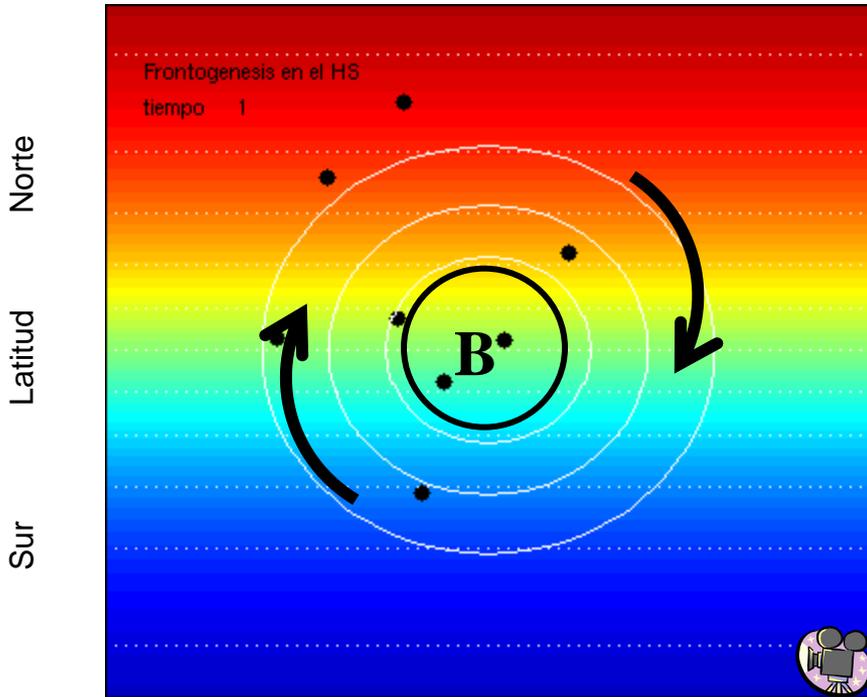


LGK 2010

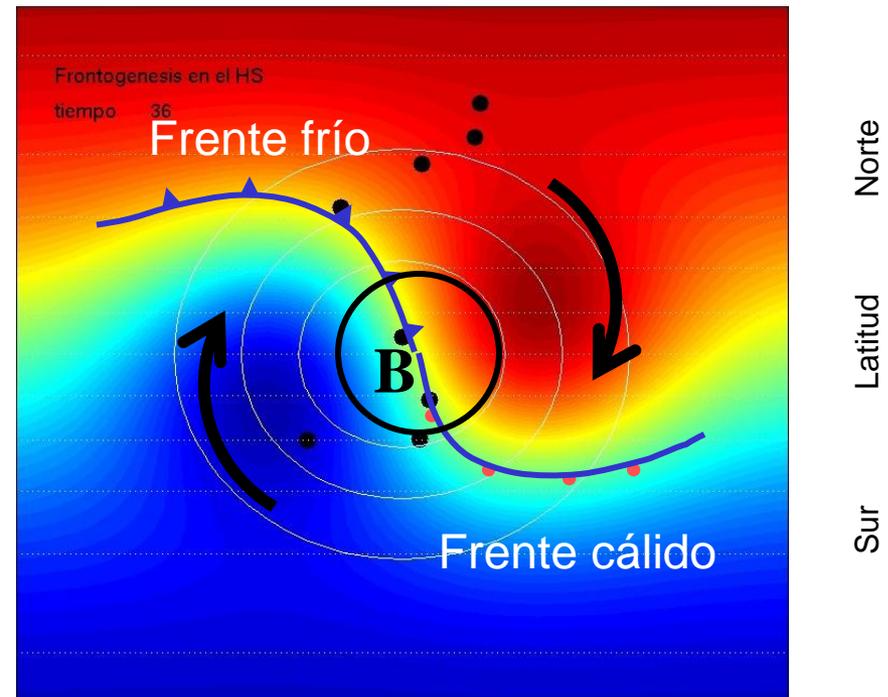
Frontogenesis en el HS



Aire cálido



Aire frío

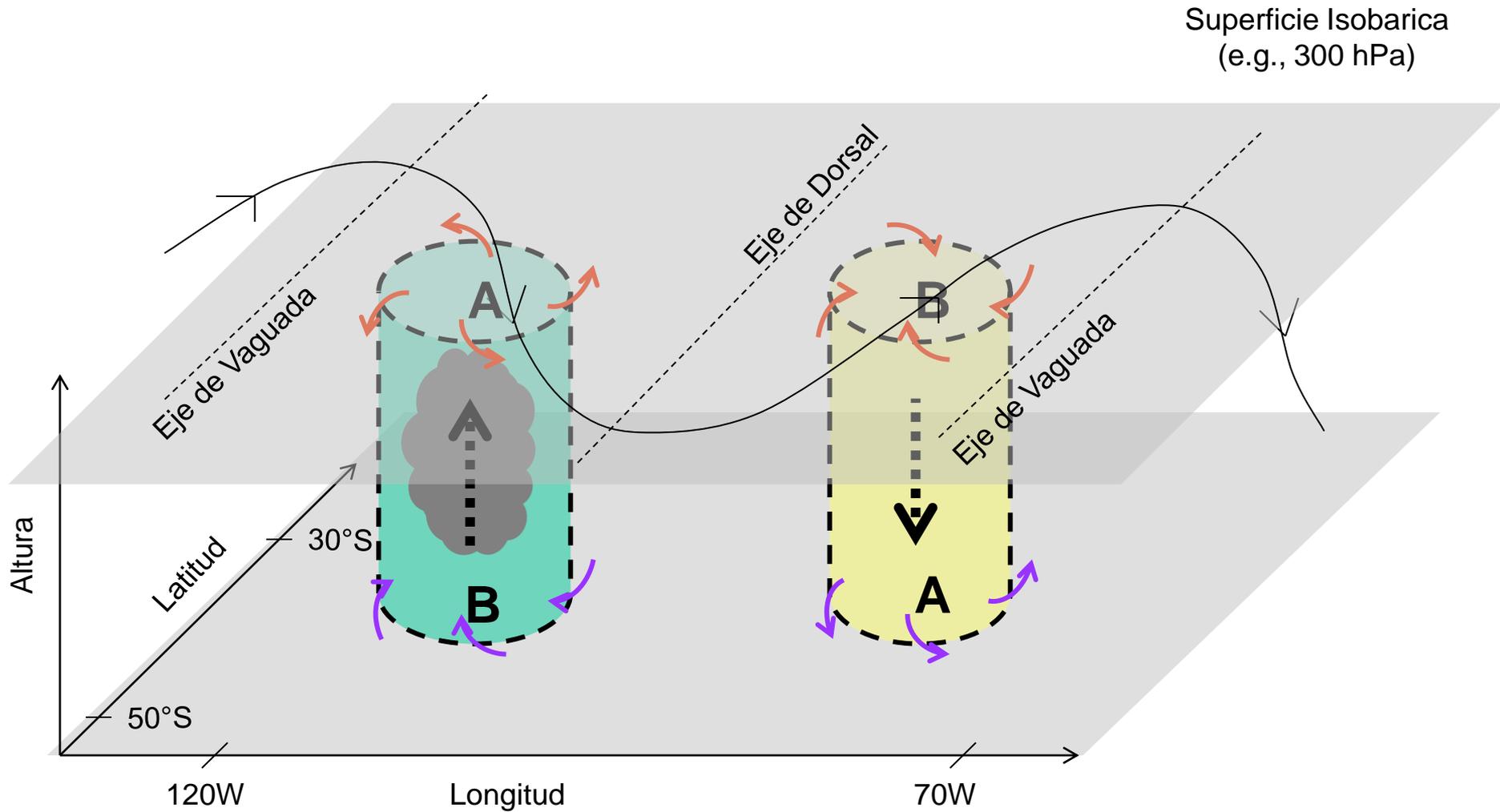


Oeste Longitud Este

- Colores: Temperatura en niveles bajos
- Contornos: Presión superficial
- Puntos: Trazadores de velocidad

Estructura tri-dimensional de la onda en desarrollo

R. Garreaud



(Matemática): divergencia

$$\nabla \cdot \vec{v}_H = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

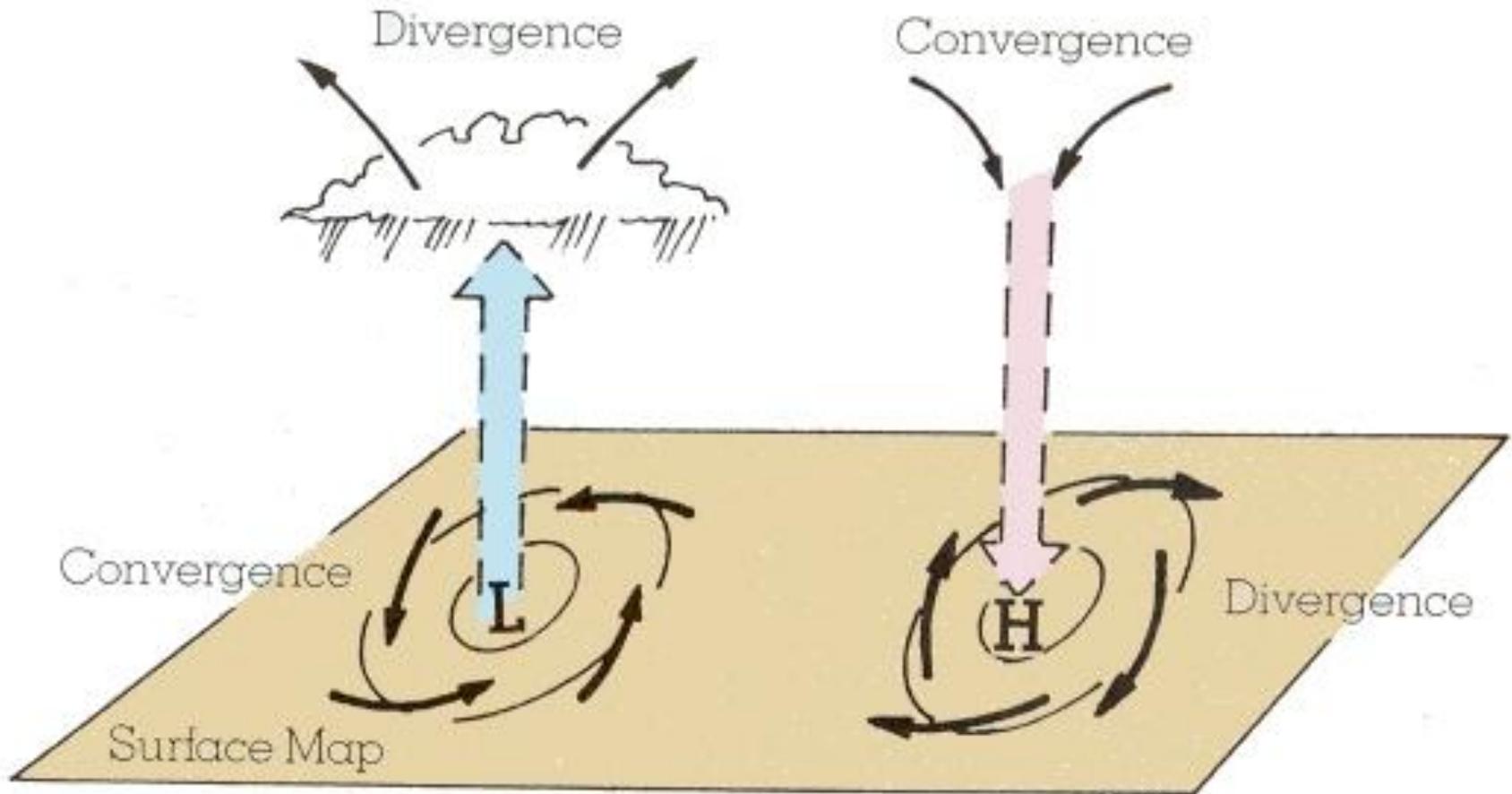
$$\nabla \cdot \vec{v}_H > 0$$



$$\nabla \cdot \vec{v}_H < 0$$



Divergencia/Convergencia meteorológica



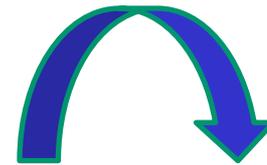
(Matemática): rotor y vorticidad

$$\nabla_{\mathbf{x}} \bar{\mathbf{v}} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \hat{x} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \hat{y} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \hat{z}$$

$$\nabla_{\mathbf{x}} \bar{\mathbf{v}} \cdot \hat{z} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} > 0$$

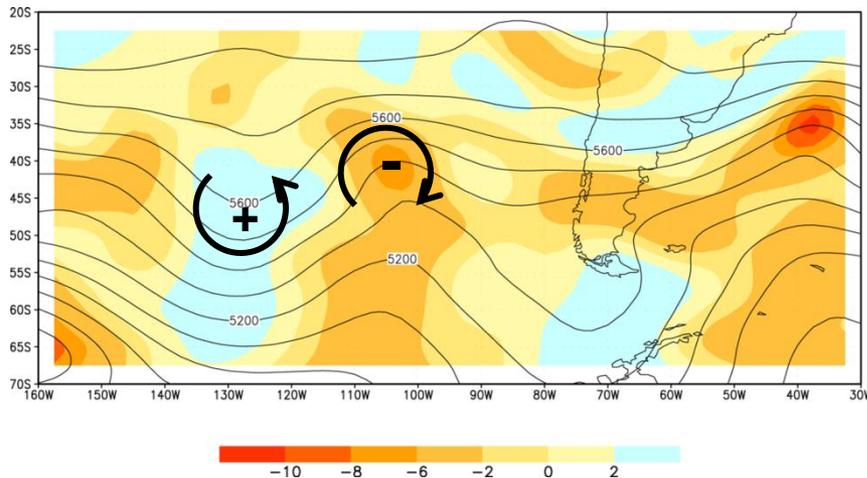


$$\nabla_{\mathbf{x}} \bar{\mathbf{v}} \cdot \hat{z} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} < 0$$

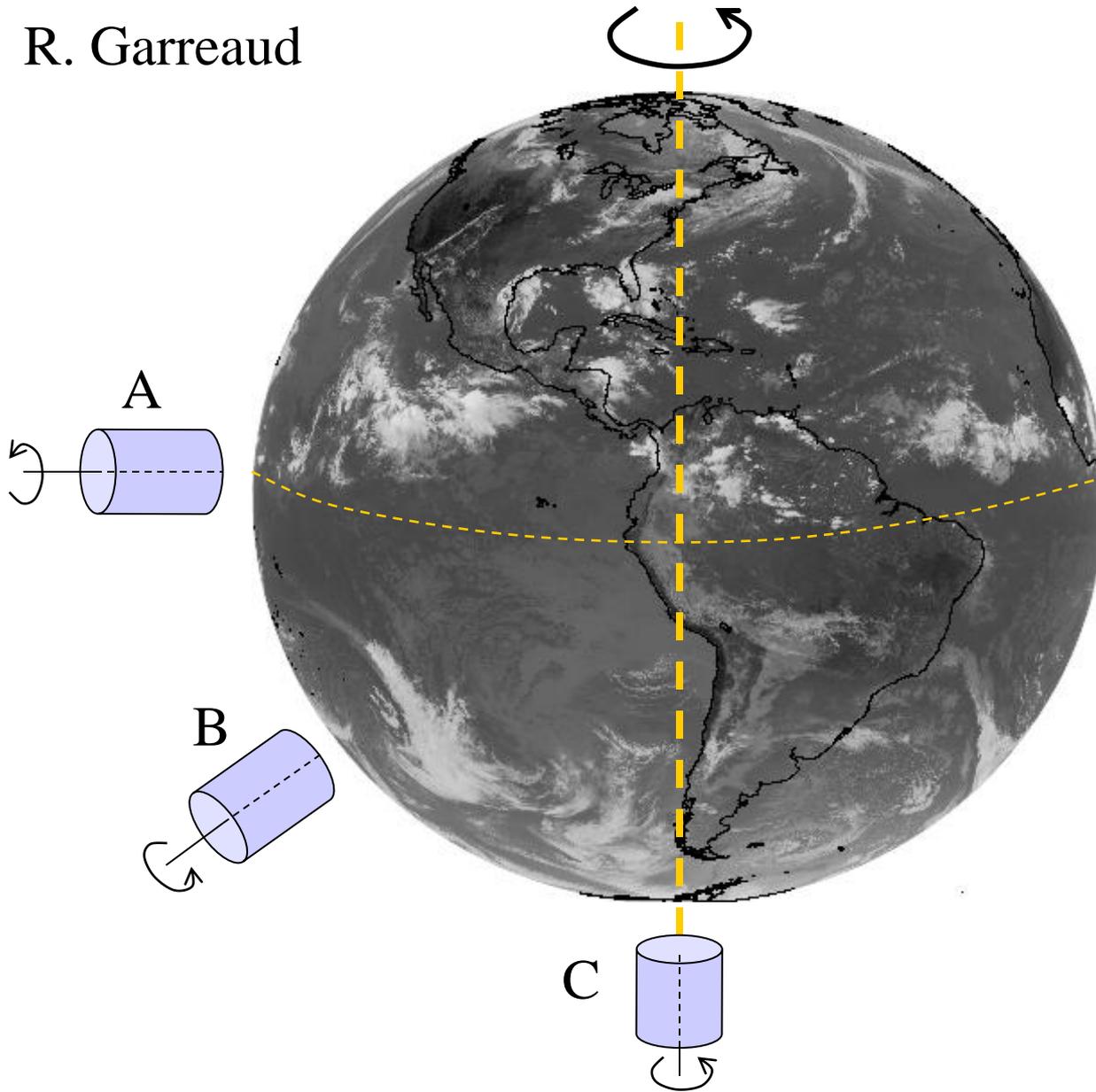


Vorticidad meteorológica

$$\eta = \nabla_{\mathbf{x}} \vec{v} \cdot \hat{\mathbf{z}} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f = \zeta + f$$



R. Garreaud



**Columnas A, B, C
están fijas a la tierra.**

**¿Cual de ellas tiene
mayor rapidez de
rotación c/r a su eje
vertical?**

$$R(A) = 0$$

$$R(B) = \text{rot. terrestre} / 2$$

$$R(C) = \text{rot. terrestre}$$

Consideremos una pequeña ondulación en el flujo superior...

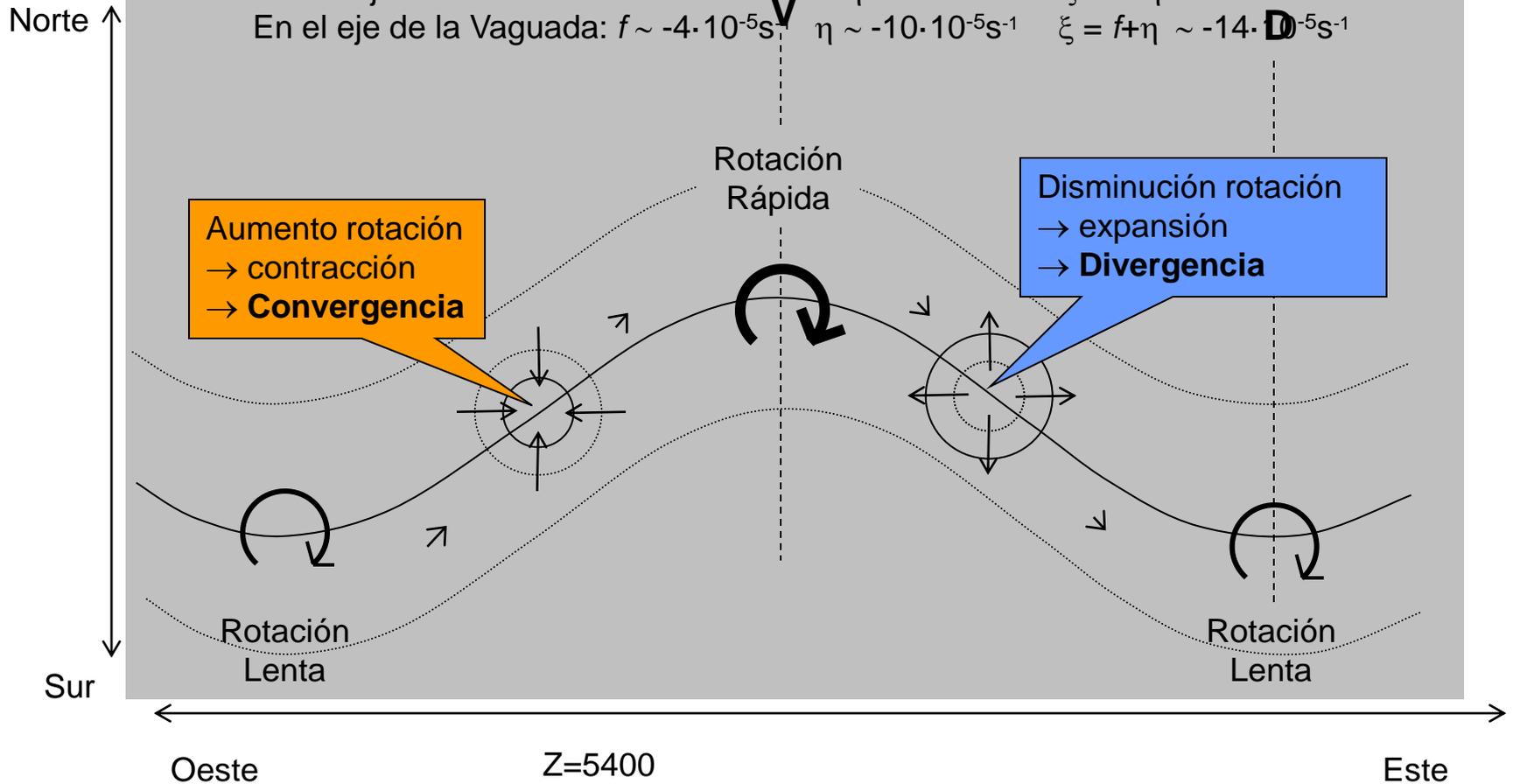
R. Garreaud

En el eje de la dorsal : $f \sim -9 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ $\xi \sim +2 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ $\eta = f + \xi \sim -7 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$

En el eje de la Vaguada: $f \sim -4 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ $\xi \sim -10 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ $\eta = f + \xi \sim -14 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$

En el eje de la dorsal : $f \sim -9 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ $\eta \sim +2 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ $\xi = f + \eta \sim -7 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$

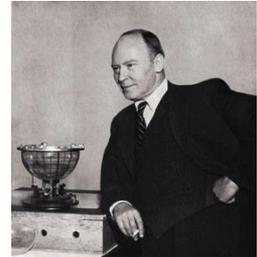
En el eje de la Vaguada: $f \sim -4 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ $\eta \sim -10 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ $\xi = f + \eta \sim -14 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$



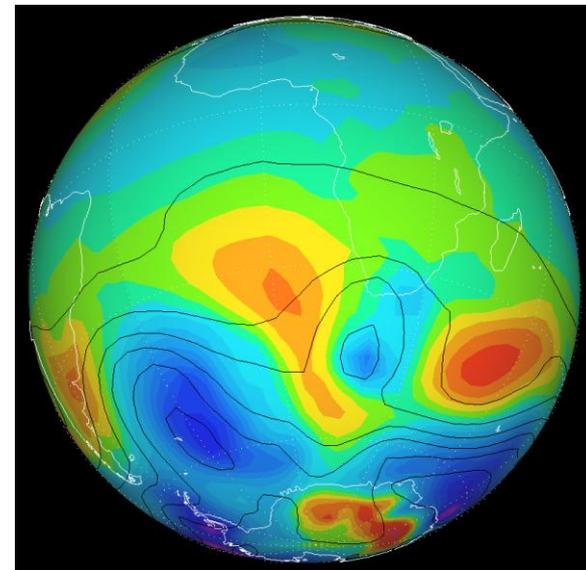
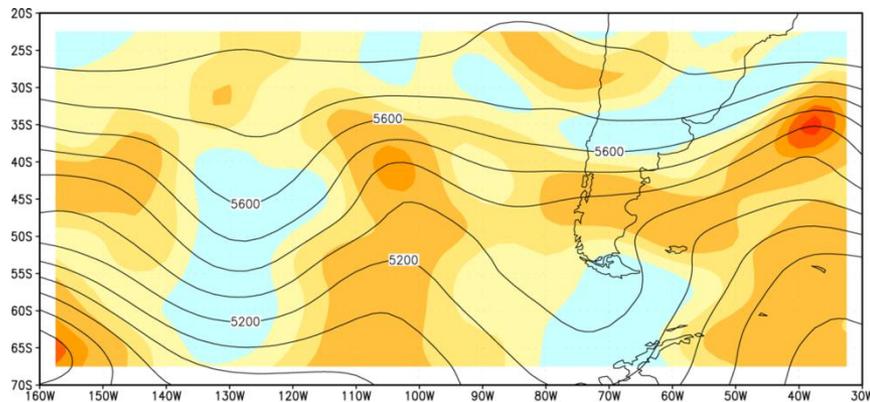
Ley de conservación de la vorticidad



$$\frac{\partial}{\partial t} (f + \zeta) = -\mathbf{V} \cdot \nabla (f + \zeta) - (f + \zeta)(\nabla \cdot \mathbf{V})$$



$$\frac{d}{dt} (f + \zeta) = -(f + \zeta)(\nabla \cdot \mathbf{V})$$



Miremos el tiempo como el avance de ondas de sucesión de circulaciones ciclónicas y anticiclónicas

En sistemas de latitudes medias...

$$\frac{\partial}{\partial t}(f + \zeta) = -\mathbf{V} \cdot \nabla(f + \zeta) - (f + \zeta)(\nabla \cdot \mathbf{V})$$



$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} \simeq -\mathbf{V} \cdot \nabla(\zeta + f)$$

$$\frac{d}{dt}(f + \zeta) = -(f + \zeta)(\nabla \cdot \mathbf{V})$$



$$\frac{d}{dt}(\zeta + f) \simeq 0$$

Primer pronóstico numérico: modelo barotrópico

First real-time operational NWP

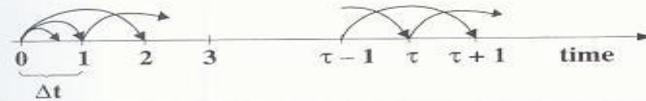
The Barotropic model

$$\frac{D}{Dt} (\zeta + f) = 0 \quad f = 2\Omega \sin \phi$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \phi = J(\zeta + f, \phi)$$

ϕ = geopotential height m = mapfactor

$$\zeta^{\tau+1} = \zeta^{\tau-1} + 2\Delta t J \left(m^2 \zeta^{\tau} + f, \phi^{\tau} \right) \quad \zeta = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi$$

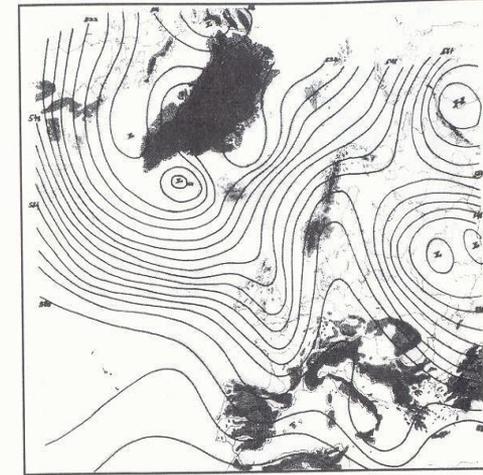


	ϕ^{τ}	$\zeta^{\tau-1}$	
a) Compute $\zeta^{\tau} = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi^{\tau}$	ϕ^{τ}	$\zeta^{\tau-1}$	ζ^{τ}
b) Compute J^{τ}	J^{τ}	$\zeta^{\tau-1}$	ζ^{τ}
c) Extrapolate	J^{τ}	$\zeta^{\tau+1}$	ζ^{τ}
d) Solve the Poisson eq. $\zeta^{\tau+1} = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi^{\tau+1}$	$\phi^{\tau+1}$	$\zeta^{\tau+1}$	$\zeta^{\tau+1}$
	14 bits	13 bits	13 bits

Integration area:
20 x 20 grid points; $\Delta s = 300$ km; $\Delta t = 1$ hr.

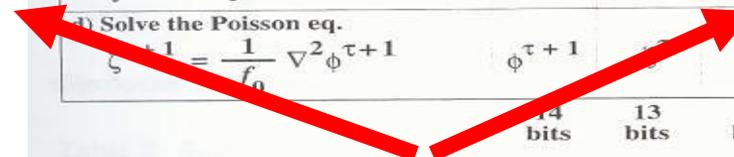
Noticeable resemblance!

500 hPa 4 October 1954 0300Z



Observación

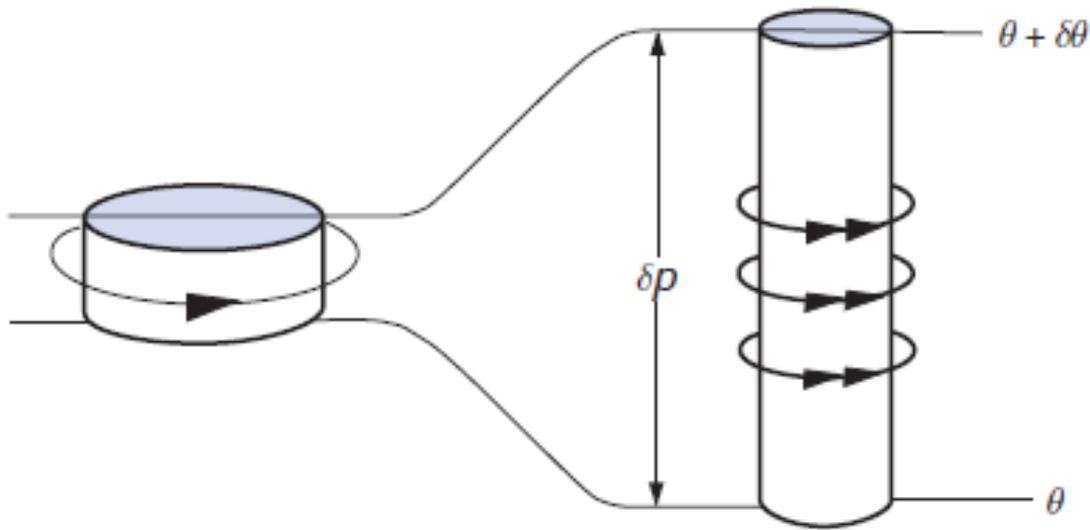
Pronóstico a 3 días



Staff Members of the Institute of Meteorology, University of Stockholm, "Results of Forecasting with the Barotropic Model on an Electronic Computer (BESK)," *Tellus* 6 (1954): 139-149.

Vorticidad Potencial

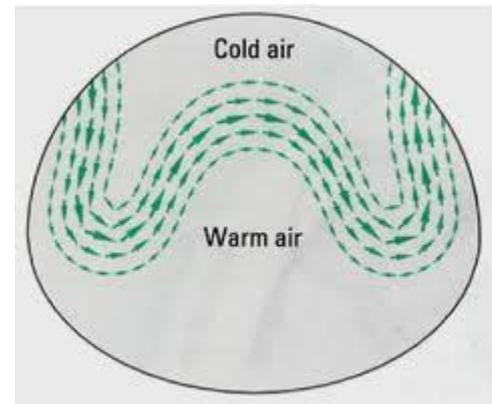
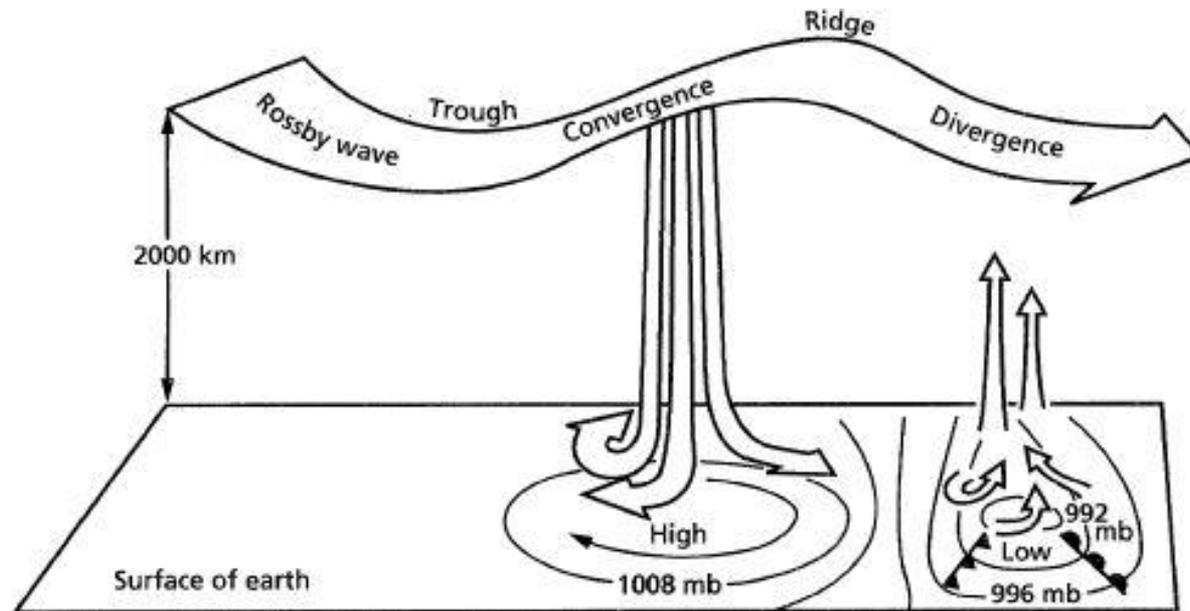
$$\frac{d}{dt} \left(\frac{f + \zeta}{H} \right) = 0$$



Ondas de Rossby



1898-1957

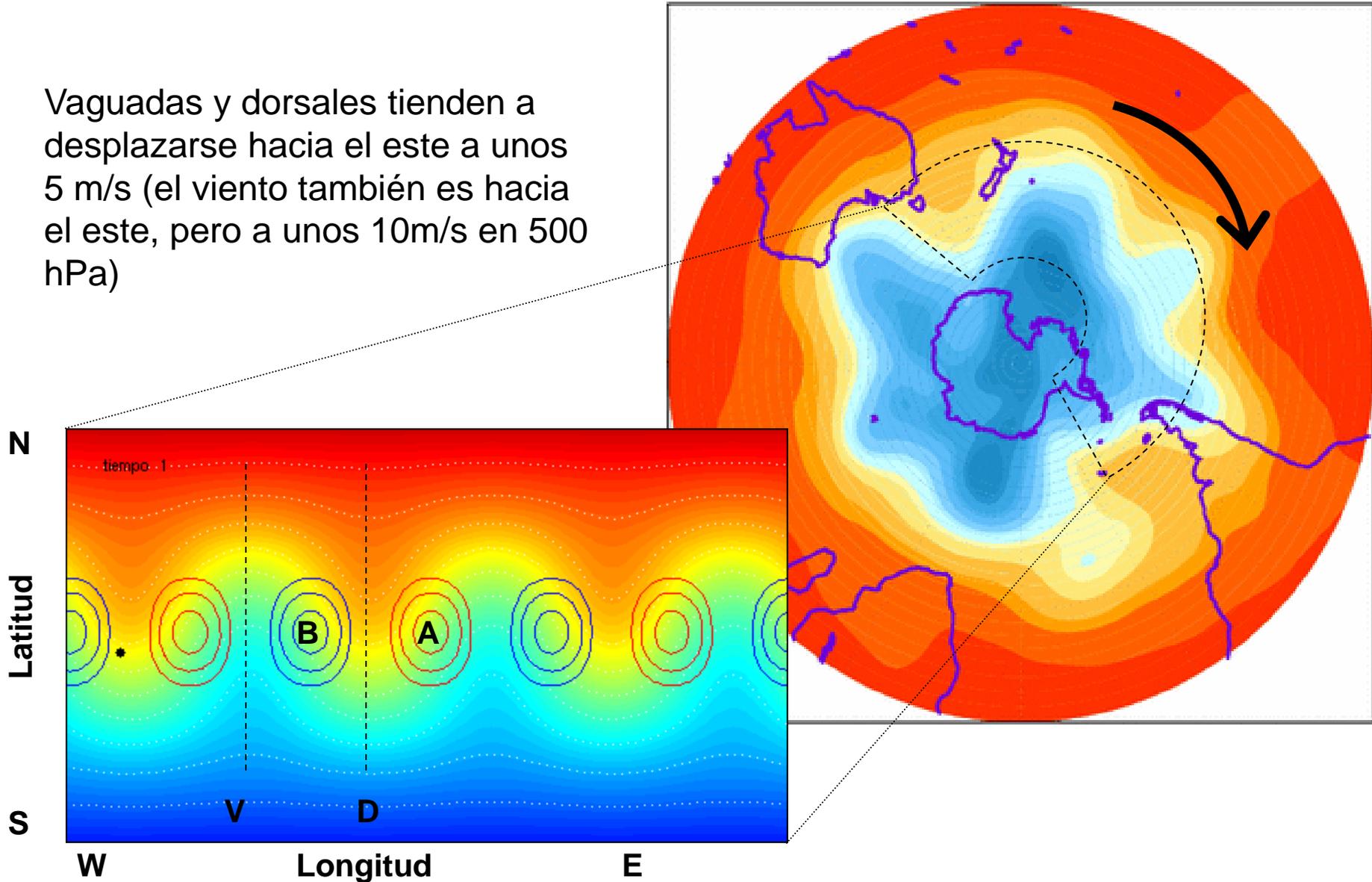


LGK 2010

R. Garreaud

Mapa de altura (500 hPa)

Vaguadas y dorsales tienden a desplazarse hacia el este a unos 5 m/s (el viento también es hacia el este, pero a unos 10m/s en 500 hPa)



Dave Fultz Experiment (1960)

EXPERIMENTS ON THE STABILITY OF SPIRAL FLOW BETWEEN ROTATING CYLINDERS

BY R. J. DONNELLY* AND DAVE FULTZ†

DEPARTMENT OF PHYSICS AND DEPARTMENT OF METEOROLOGY, THE UNIVERSITY OF CHICAGO

Communicated by S. Chandrasekhar, July 6, 1960

The stability of viscous fluid flow between a pair of coaxial rotating cylinders has been studied by a number of authors with generally excellent agreement between theory and experiment since G. I. Taylor's pioneer investigation.¹ The effect of superposing on the rotational flow an axial Poiseuille-type flow was first considered by Goldstein² and more recently by Chandrasekhar.^{3, 4} Chandrasekhar



Introducción a la Meteorología – Sist. Latitudes Medias

UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

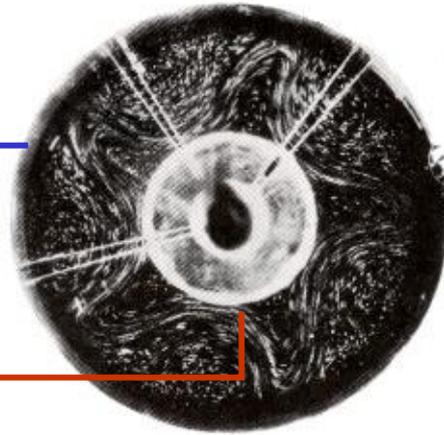
Experimento de Fultz

Fotografías con exposición prolongada de trazadores superficiales en un cilindro rotatorio

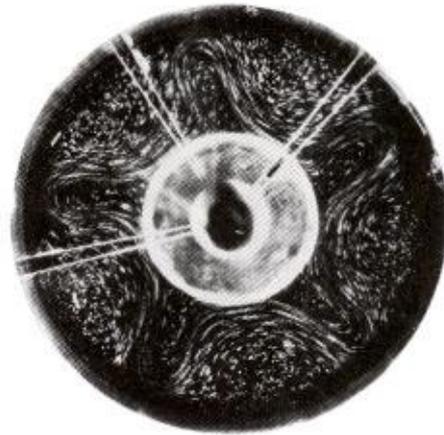
Pared Fría



Pared Cálida



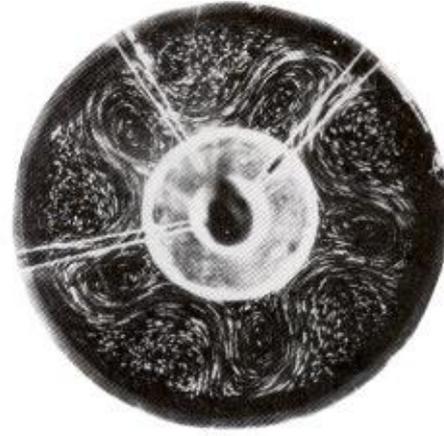
(a)



(b)



(c)



(d)

Experimento de Fultz



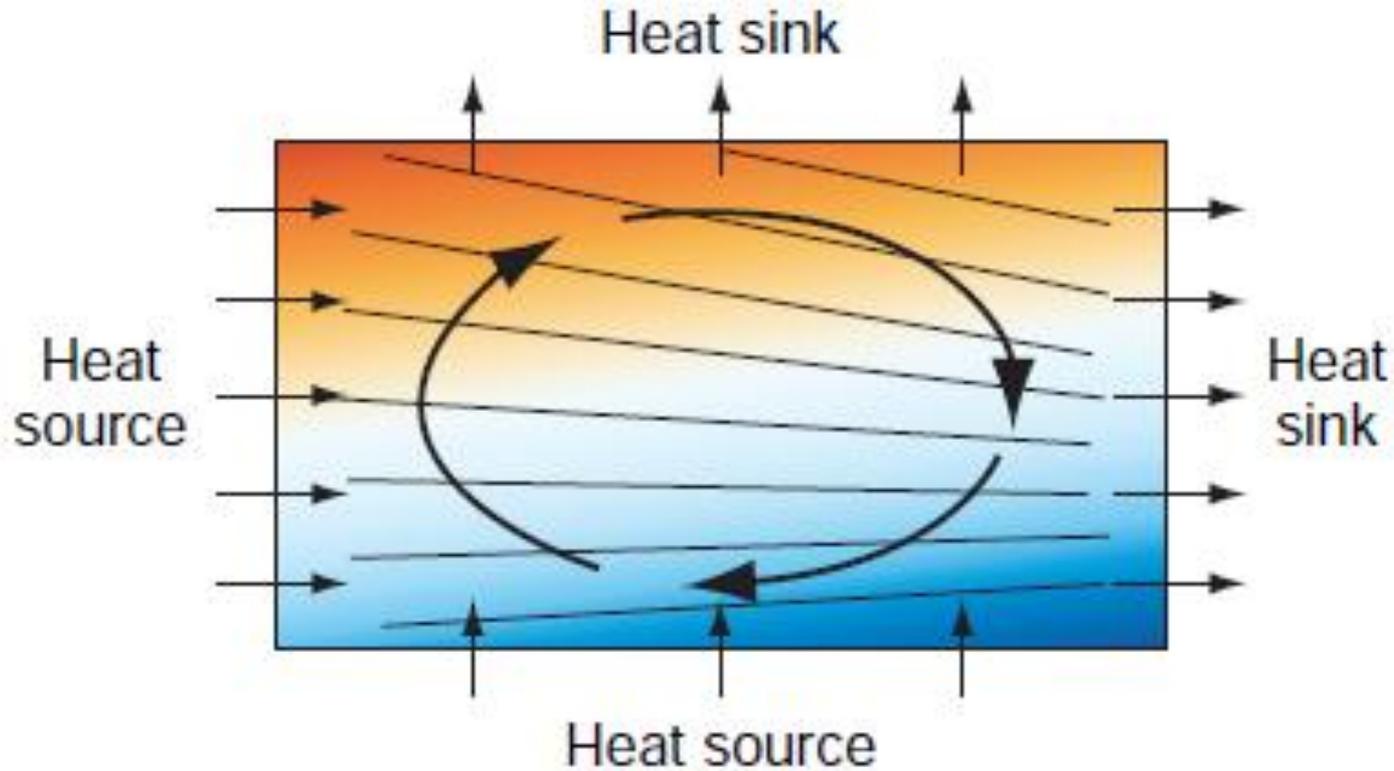
LGK 2010

www.youtube.com/watch?v=DcePOGB6L8k

Pausa (10 minutos)



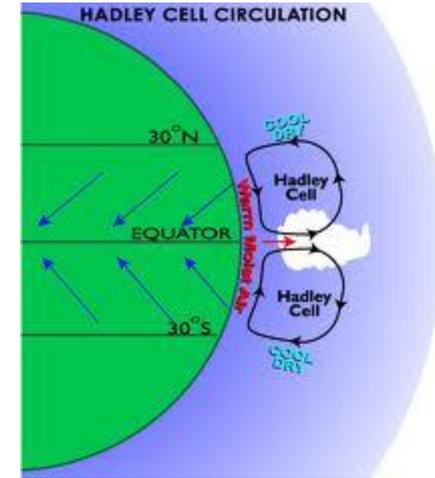
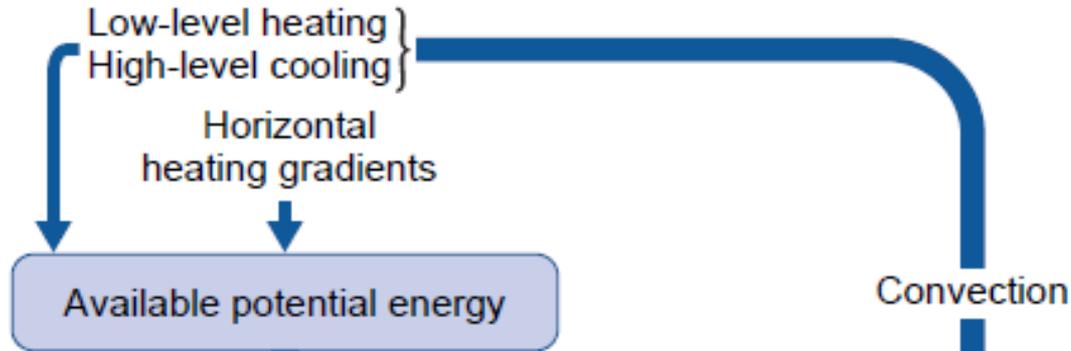
Cómo se mueve el aire: circulación directa



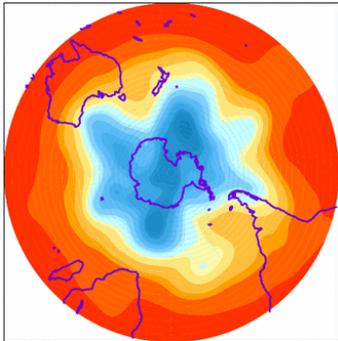
El aire se mueve por diferencias de presión que, a su vez, son generadas por el calentamiento diferencial del aire

La atmósfera como una máquina térmica

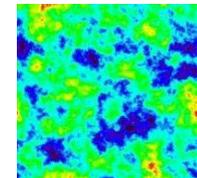
Circulación de Hadley



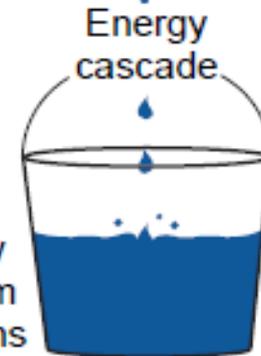
Ondas de Rossby



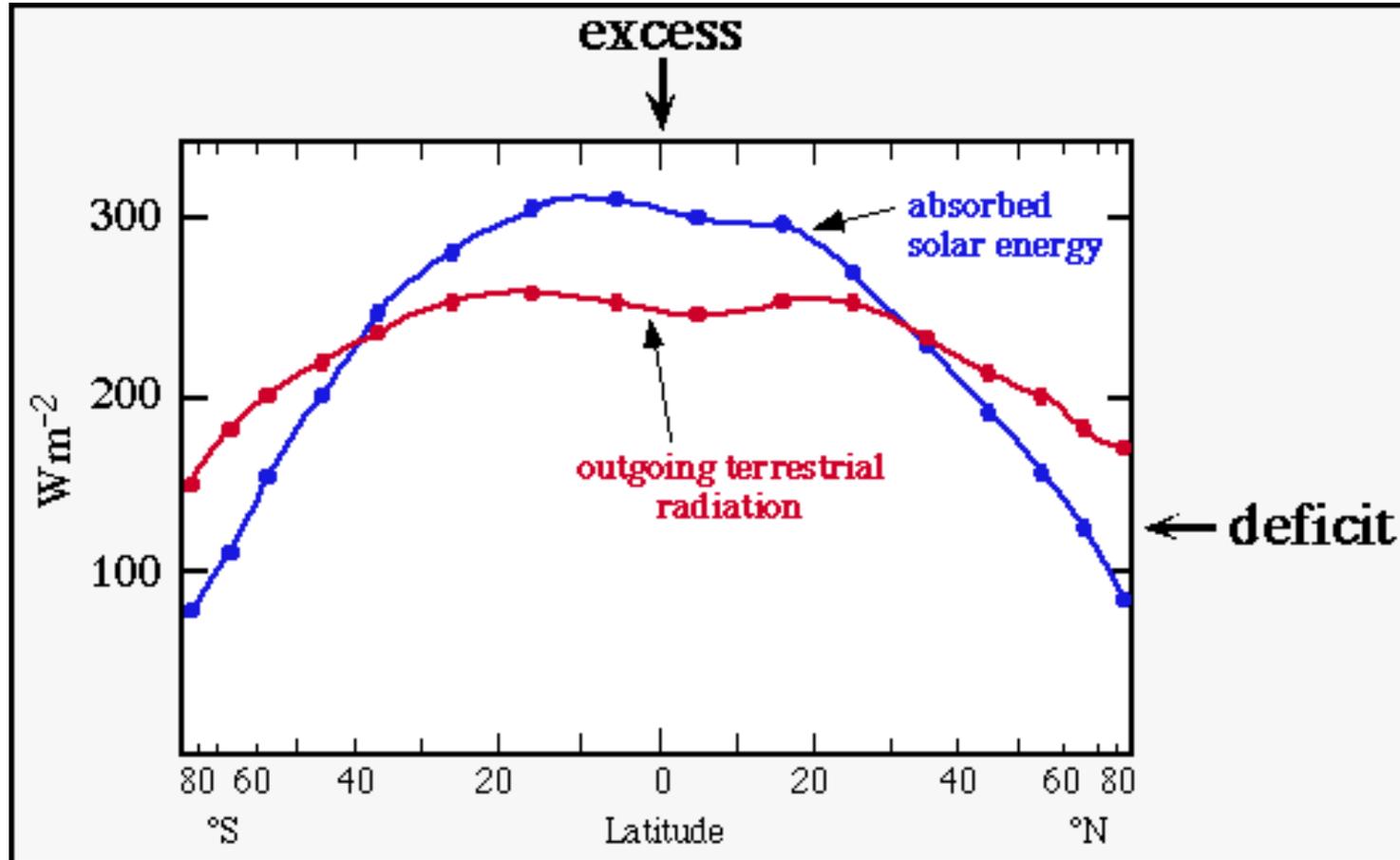
Turbulencia



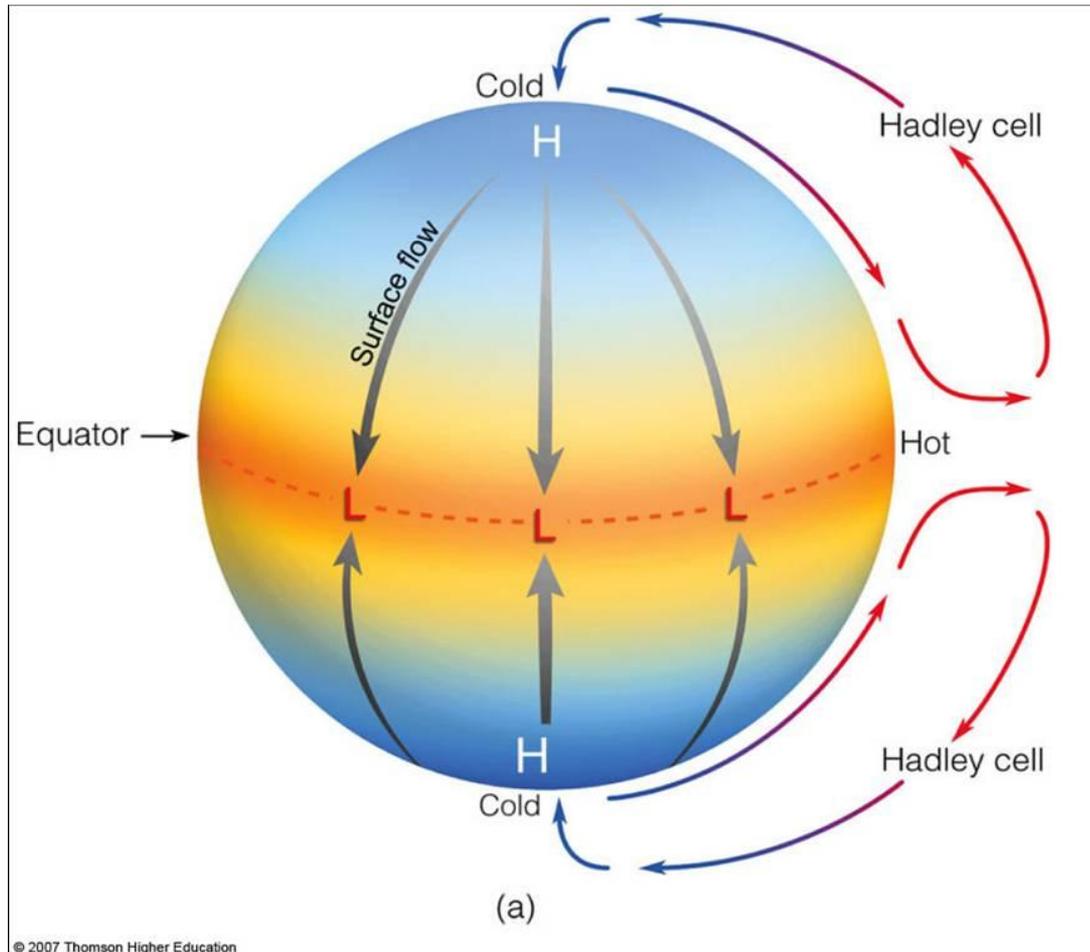
Kinetic energy of random molecular motions



El origen de la circulación de la tropósfera

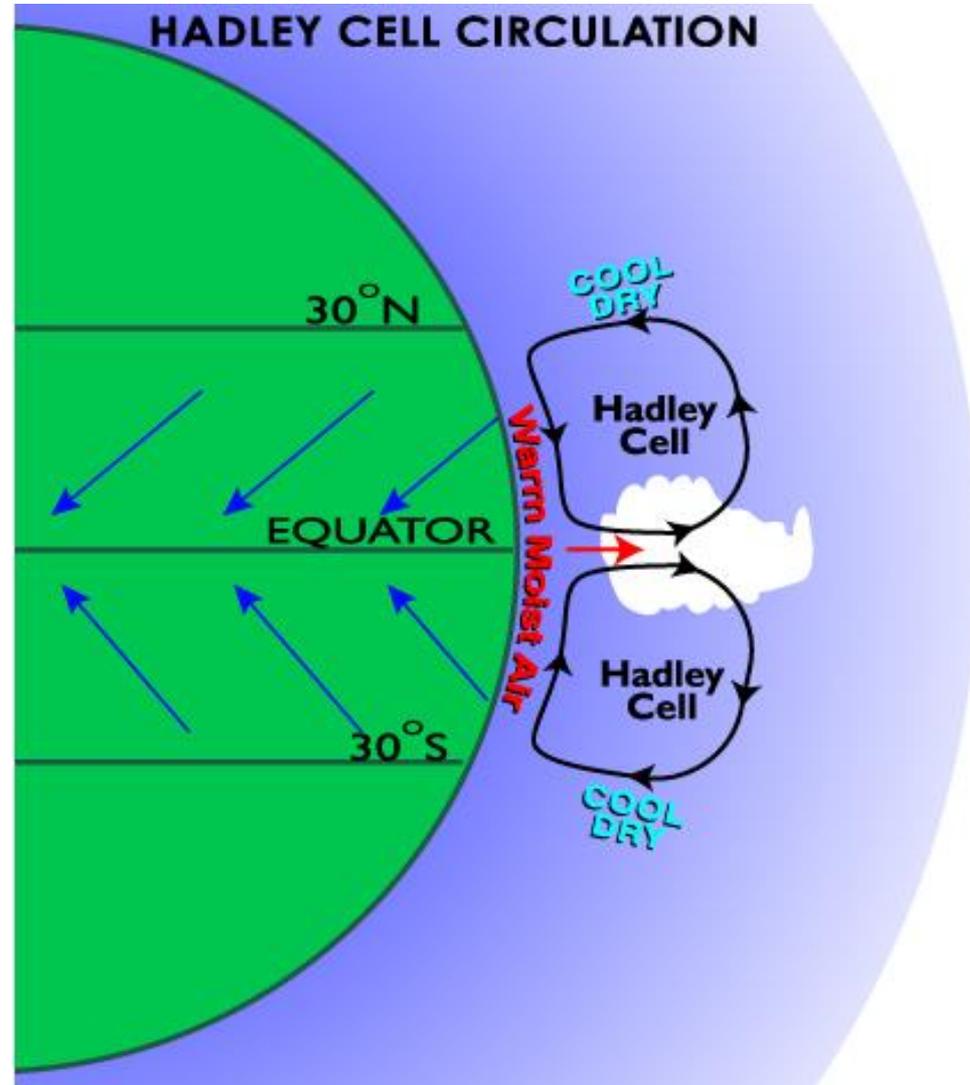


Circulación de Hadley (~1736)

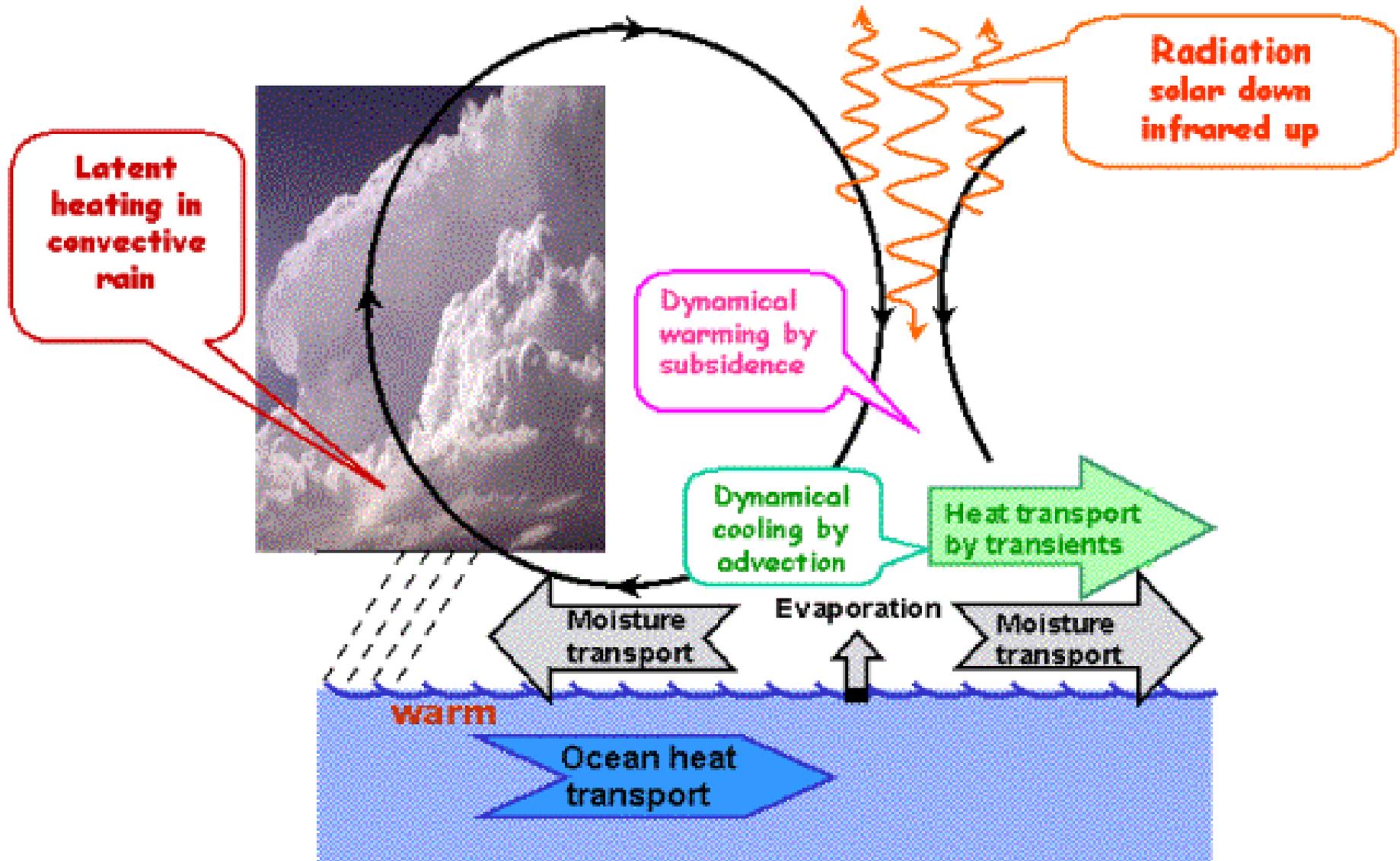


La energía potencial
se transforma en
energía cinética
(circulación directa)

Circulación de Hadley... + Coriolis + observaciones

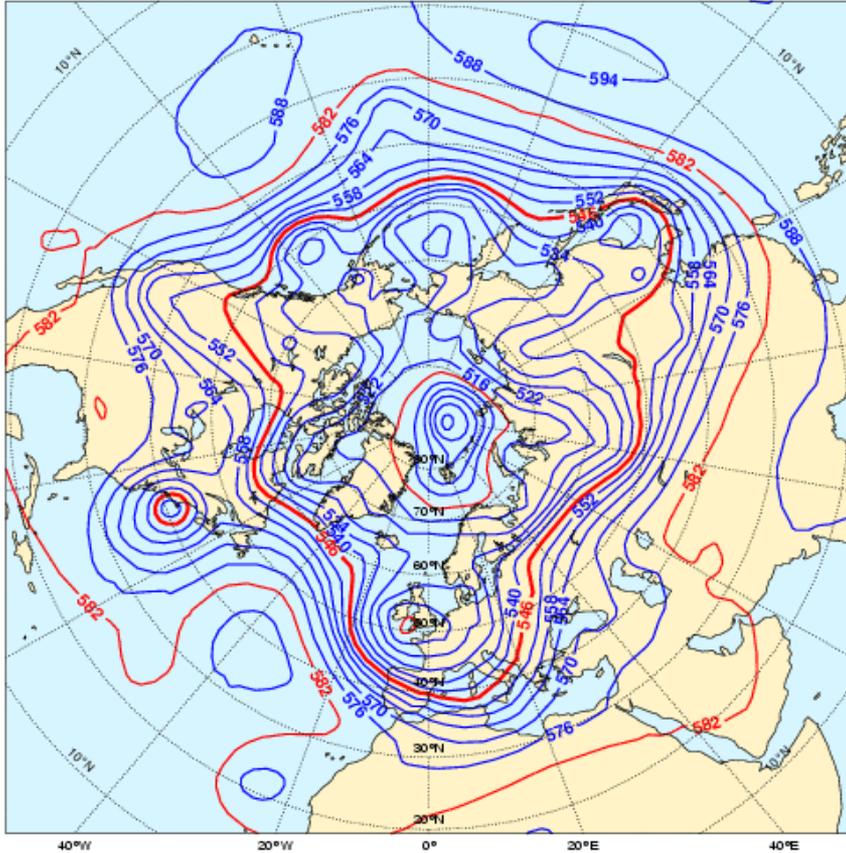


Hadley circulation and heat budget in subtropics



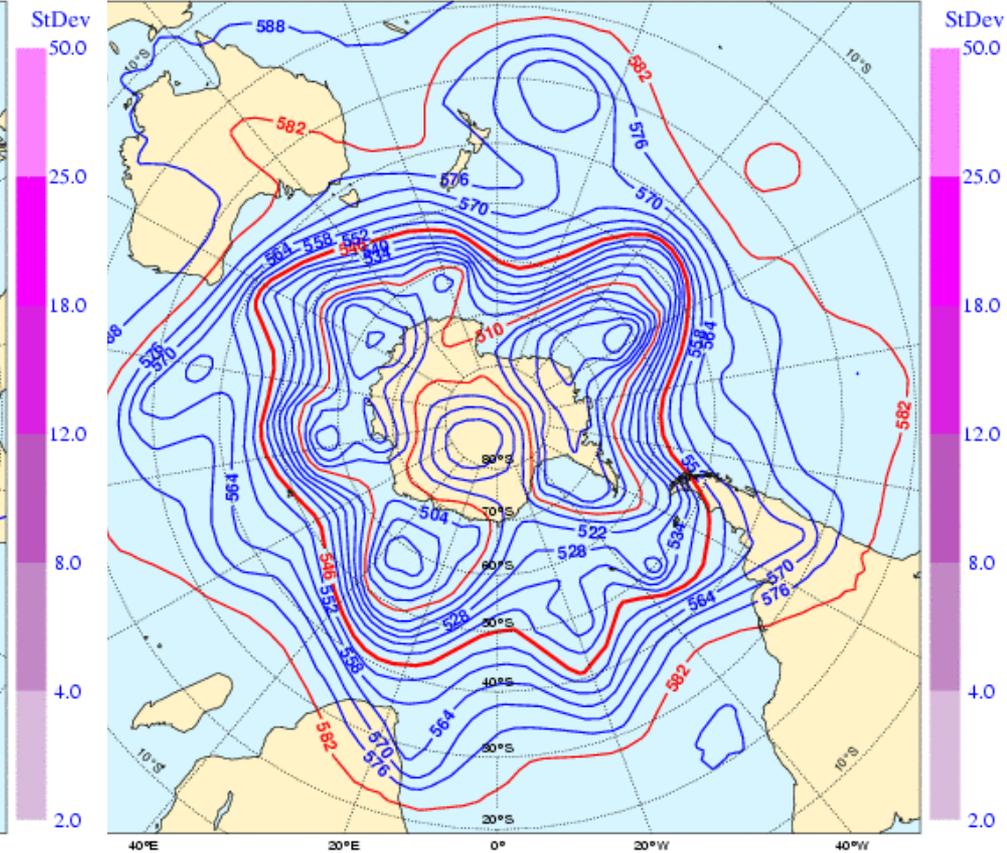
Circulación en latitudes medias y altas

Tuesday 9 November 2010 00UTC ECMWF Forecast t+0 VT: Tuesday 9 November 2010 00UTC
500hPa Geopotential Deterministic Forecast and Standard Deviation (shaded)



HN

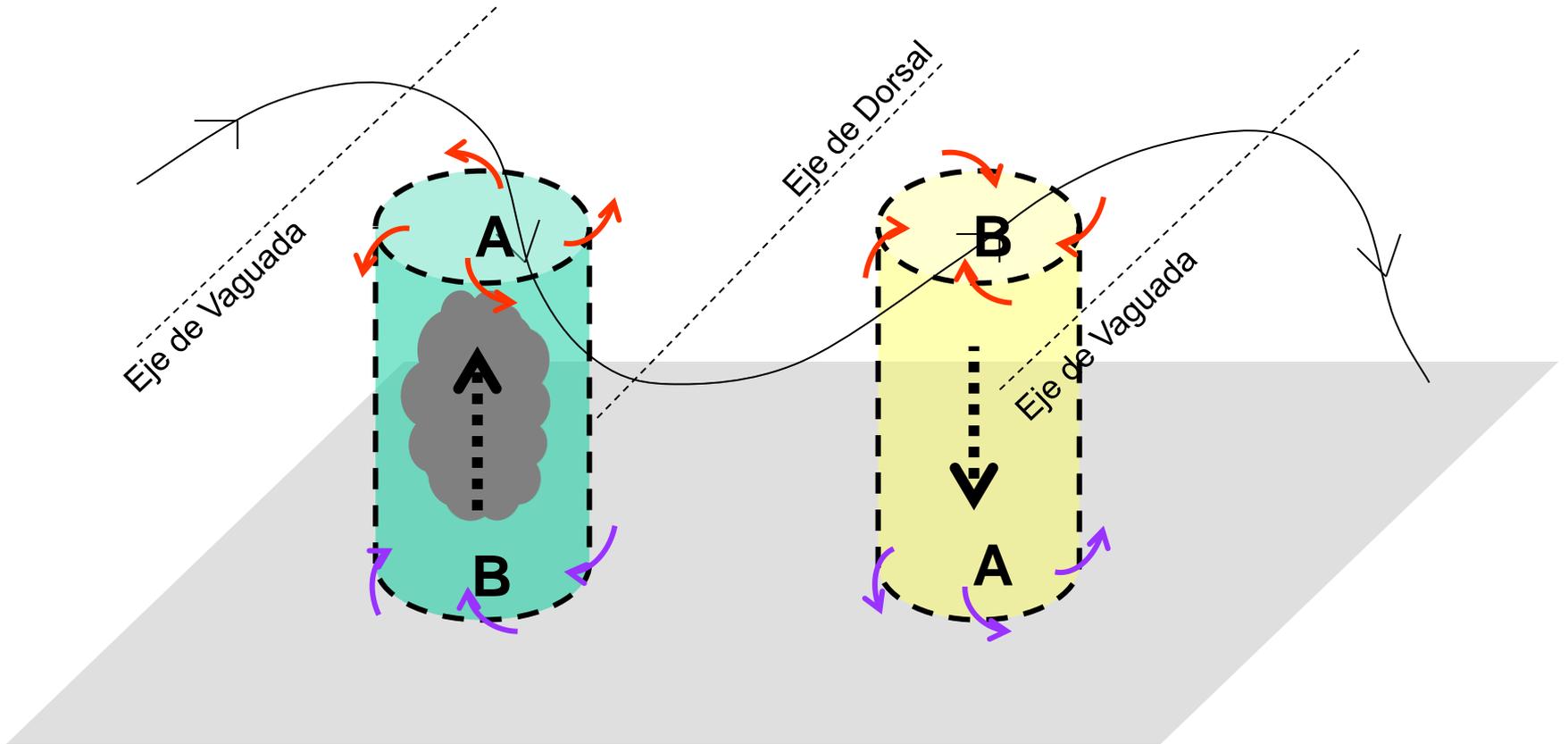
Tuesday 9 November 2010 00UTC ECMWF Forecast t+0 VT: Tuesday 9 November 2010 00UTC
500hPa Geopotential Deterministic Forecast and Standard Deviation (shaded)



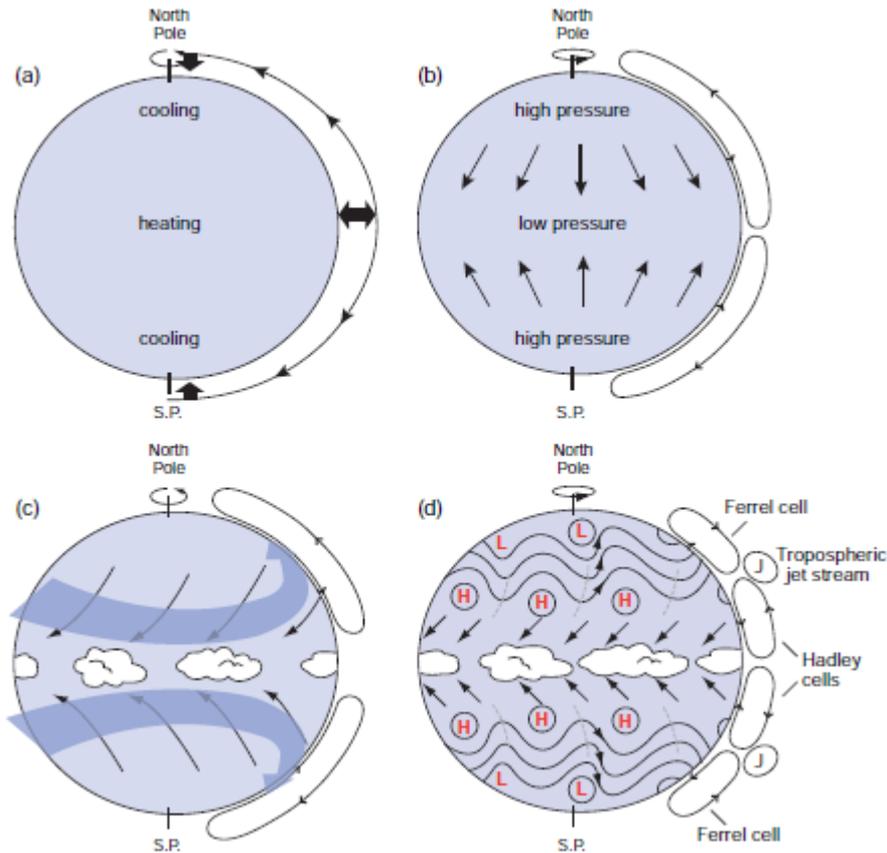
HS

LGK 2010

En latitudes medias...

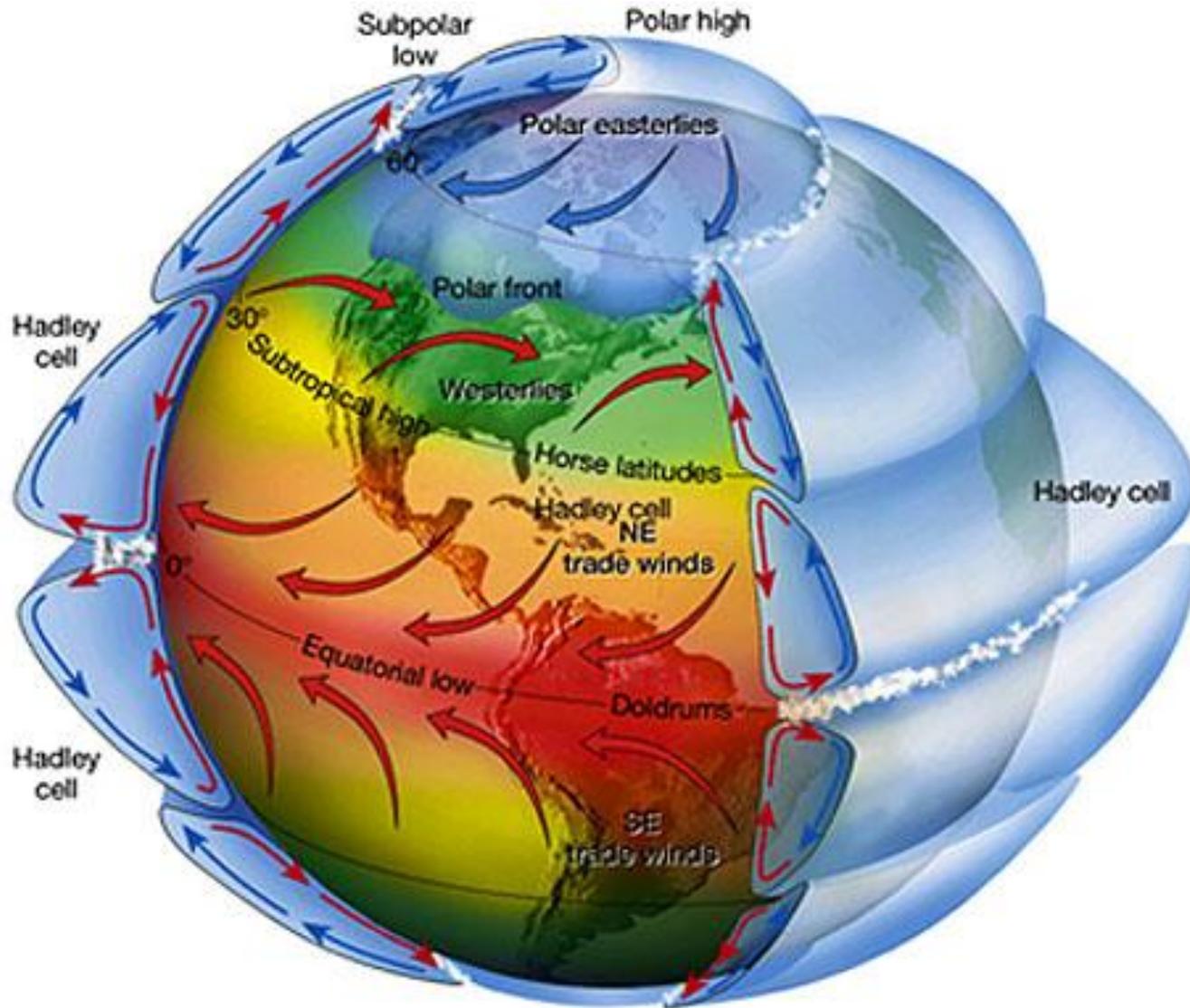


Circulación general



Tanto en la zona tropical como en las latitudes altas, la liberación de calor latente “hace la magia”

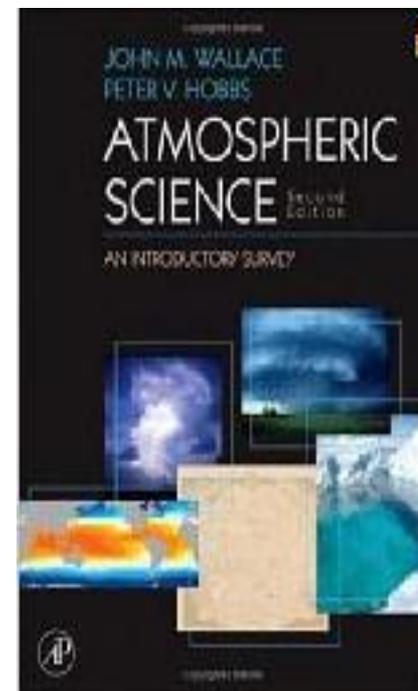
Circulación general



LGK 2010

Lecturas de hoy

- Obligatoria
 - Wallace and Hobbs, Atmospheric Science (Ch. ~7)
- Más sobre dinámica
 - GF501 (Dinámica)
- Complementarias
 - Holton, J. An introduction to dynamic meteorology (Ch. 3 & 4)



Próximamente...Turbulencia y capa límite