

Meteorología Aplicada

Estructura y Composición

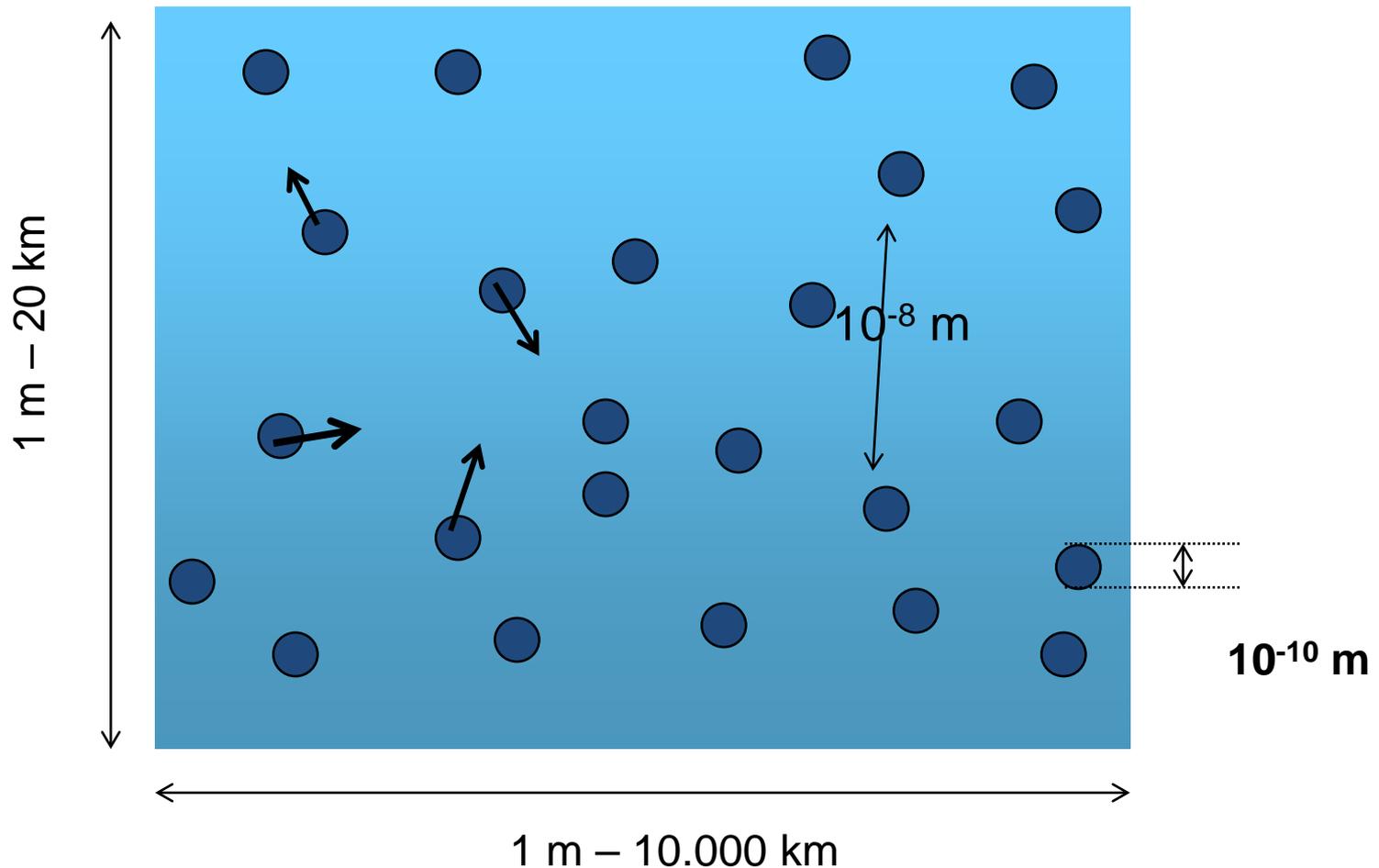
Dinámica de gran escala

Circulación General de la Atmosfera

Atmósfera – Aire – Moléculas

Mundo Microscópico: seguimos cada molécula: \mathbf{v}_i ...imposible

Mundo Macroscópico: fluido con propiedades continuas: $\mathbf{v}(x,y,z,t)$...OK



Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

Average Composition of the Troposphere

Gas Name	Formula	Abundance (%)	Residence time (approx)
Nitrogen	N ₂	78.08%	42,000,000 years
Oxygen	O ₂	20.95%	5,000 years
*Water	H ₂ O	0 to 4%	10 days
Argon	Ar	0.93%	~Infinite
*Carbon Dioxide	CO ₂	0.0360%	4 years
Neon	Ne	0.0018%	~Infinite
Helium	He	0.0005%	~Infinite
*Methane	CH ₄	0.00017%	10 years
Hydrogen	H ₂	0.00005%	3 years
*Nitrous Oxide	N ₂ O	0.00003%	170 years
*Ozone	O ₃	0.000004%	20 days

*variable gases

Presión atmosférica

Mundo Microscópico: $P = F/A = (2/3)*(N/V)*(1/2mv^2)$

Mundo macroscópico $P = F/A$F ejercida por el fluido

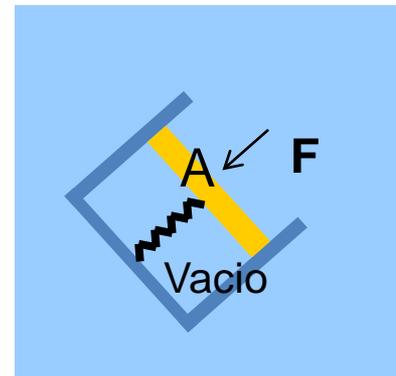
La presión dentro de un fluido la continuamos definiendo como la fuerza por unidad de área que ejerce el fluido sobre una pared (real o virtual).
La podemos medir con un manómetro

Fuerza \propto Deformación

1 Pascal = 1 Newton / m²

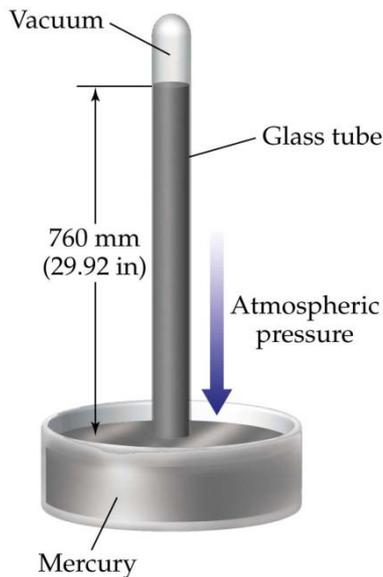
1 hPa = 100 Pa

1 hPa = 1 milibar



Podemos pasear nuestro manómetro por el fluido, con lo cual obtendremos la distribución de presiones: $P = P(x,y,z)$.

Presión Atmosférica es “facil” de medir...mucho mas facil que la densidad del aire y la altura sobre el nivel del mar... e.g.: aviones emplean Altímetros (y actualmente GPS)



Barómetro de Mercurio

¿Porque $1013 \text{ hPa} = 76 \text{ cm Hg}$?
¿Porque no son de H_2O ?



Barómetro Aneroid

(presión atmosférica comprime un recipiente flexible con vacío en su interior)



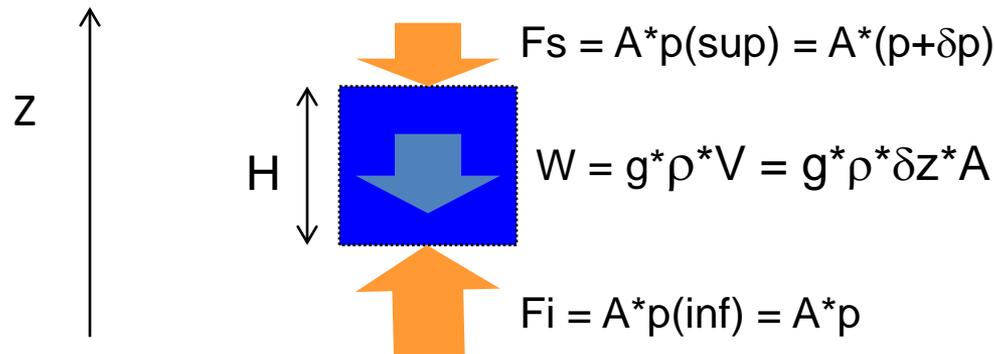
Barómetro piezoeléctrico

(presión atmosférica altera resistencia a corriente eléctrica de ciertos materiales)

Mundo macroscópico: Equilibrio Hidrostático

Una observación importante es que en un punto fijo, la presión es independiente de la orientación del manómetro.

Además, aplicando la segunda ley de Newton a un cierto volumen de aire de densidad ρ ($=M/V$) en reposo obtenemos la ecuación de balance hidrostático:



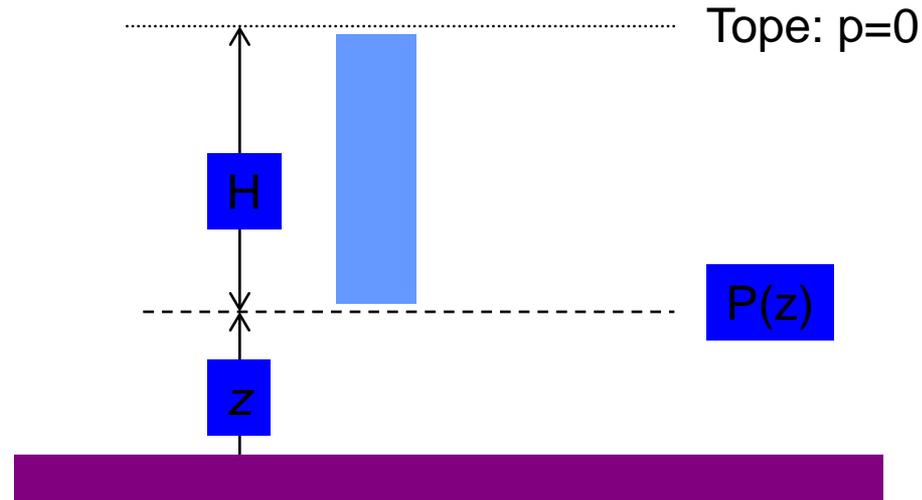
$$\delta p = -\rho g \cdot \delta z$$

Es decir, la presión siempre aumenta hacia abajo, y el aumento de presión es proporcional a la densidad del fluido y el espesor de la capa.

Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

En el caso de la atmósfera, la condición en el tope es $P(\text{superior}) = 0$



Suponiendo equilibrio hidrostático ($\delta p = -\rho^* g^* \delta z$)
 e integrando entre (z, p) y $(z=\infty, p=0)$ obtenemos:

$$p(z) = \int_z^{\infty} g \rho dz$$

Si g y ρ no varían con z , $p(z) = g^* \rho^* H = g^* \rho^* H^* 1^* 1 = g^* \rho^* \text{Vol} = g^* \text{Masa}$

$P(z) =$ Peso columna de aire de área unitaria por encima del nivel z

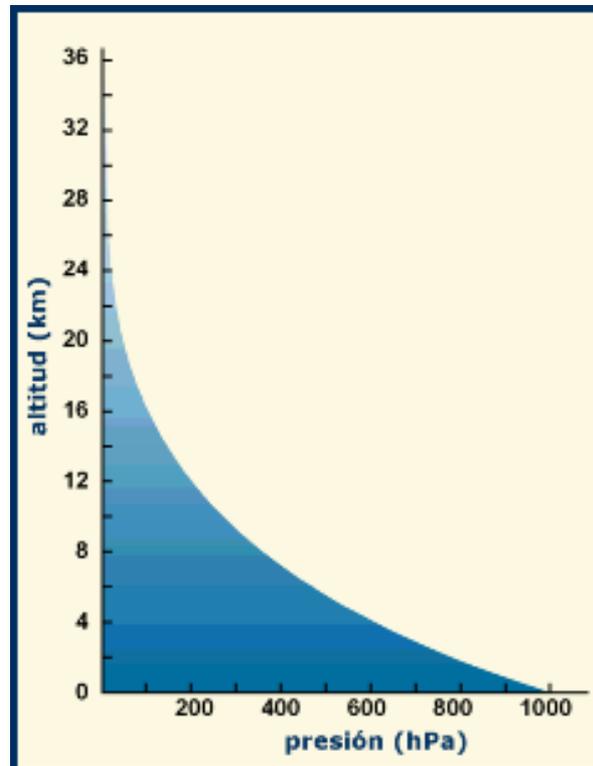
$P(z=0) = \text{PNM} =$ Peso de la atmósfera... calcular masa de la atmósfera...

estos resultados son generalizables a $g(z)$ y $\rho(z)$

Mundo macroscópico: Presión atmosférica (barométrica)

$P(z)$ = Peso columna de aire por encima del nivel z

Entonces la presión atmosférica siempre disminuye con la altura (sobre la superficie) y puede ser empleada como una coordenada vertical.



Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

En el caso de la atmósfera, podemos combinar la ecuación de balance hidrostático con la ley de gases ideales $p = \rho RT$ para obtener la ecuación hipsométrica:

$$\frac{\partial p}{p} = \partial(\ln(p)) = -\frac{g(z)}{RT(z)} \partial z \approx -\frac{g_0}{RT(z)} \partial z$$

Para una atmósfera isotermal ($T = \text{constante}$):

$$z_2 - z_1 = \frac{RT}{g_0} \ln(p_1 / p_2) = H \ln(p_1 / p_2)$$

Para $R = 287$ (aire), $T = 15 + 273 \text{ C} = 288\text{K}$, $g = 9.8 \text{ m/s}^2$, $H = 8.3 \text{ km}$

Para una atmósfera con $T(z)$ podemos usar el promedio:

$$z_2 - z_1 = \frac{R\bar{T}}{g_0} \ln(p_1 / p_2)$$

Para una atmósfera con $T(z) = T_0 - \Gamma z$ podemos usar el promedio:

$$z_2 - z_1 = \frac{T_0}{\Gamma} \left[1 - \left(\frac{p_2}{p_1} \right)^{\Gamma/g} \right]$$

Atmósfera Estándar:
 $T_0 = 288 \text{ K}$, $\Gamma = 6.5^\circ/\text{Km}$
 $z_1 = 0$, $p_1 = 1013.25 \text{ hPa}$

Estructura vertical de la atmósfera: $p(z)$, $T(z)$, $\mu(z)$

¿Como conocemos $T(z)$?

1830-1920: Mediciones hasta 10-12 km mediante Globos Aerostaticos

1920: Invención del radiosonda (hasta 40 km)

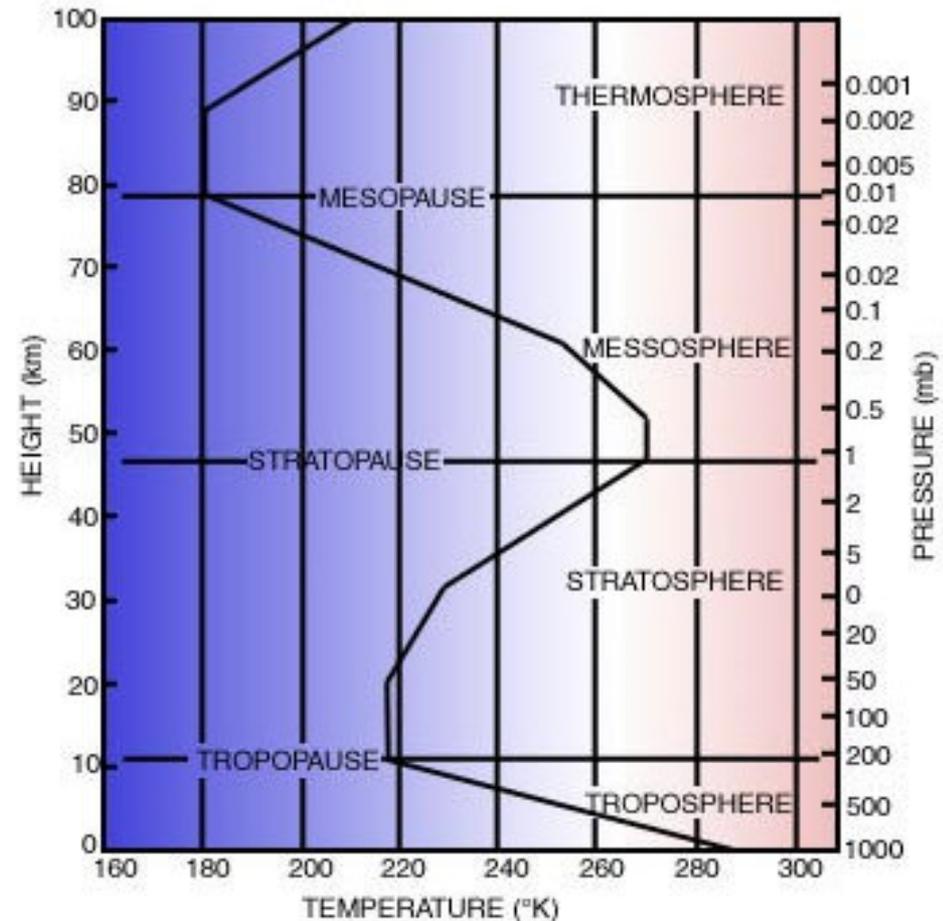
1950: Invención del Cohete-sonda (hasta 80 km)



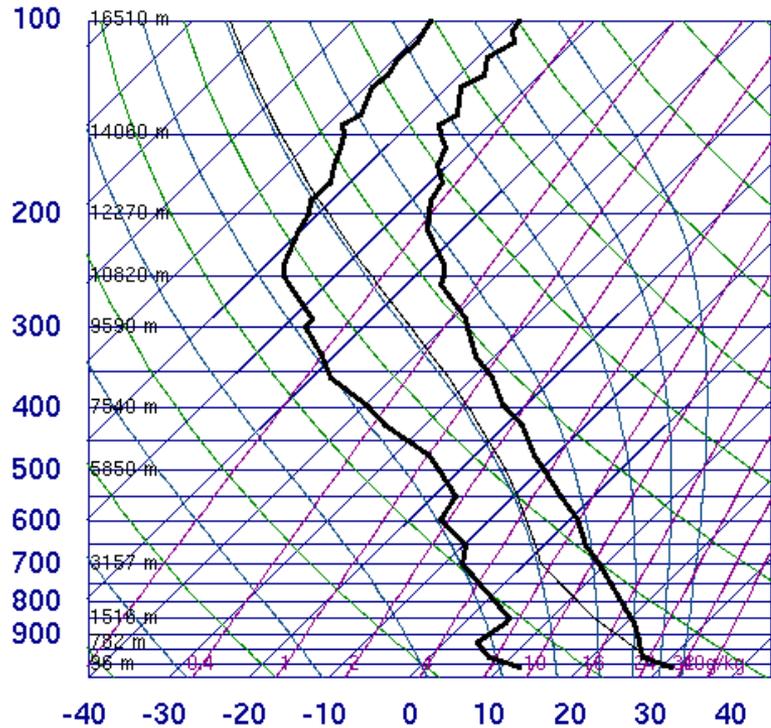
Estructura vertical de la atmósfera

Inspección del perfil vertical de temperatura revela varias capas en las cuales la temperatura disminuye con la altura (condición normal?) o aumenta con la altura (inversiones térmicas):

- Troposfera (esfera móvil)
- Estratosfera (esfera de capas)
- Mesosfera (esfera media)
- Termosfera



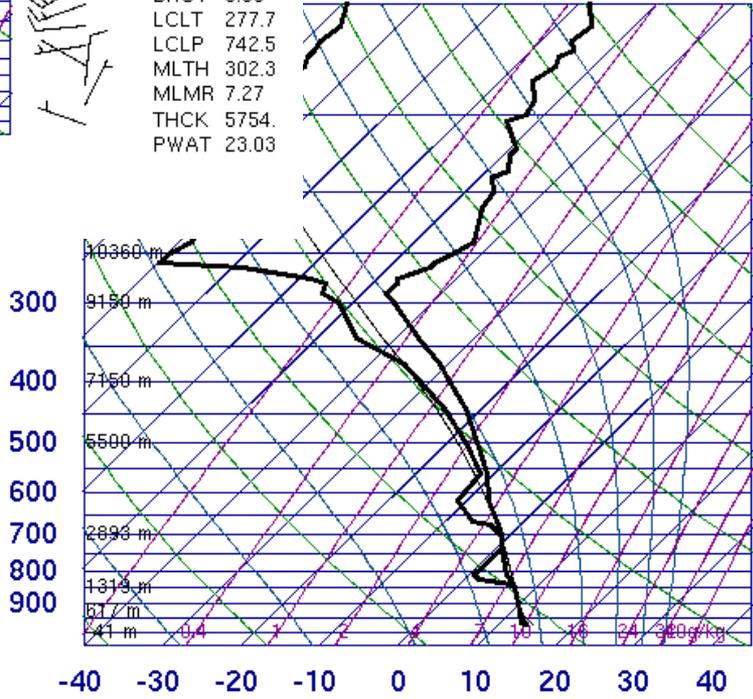
72493 OAK Oakland Int



SLAT	37.73
SLON	-122.21
SELV	3.00
SHOW	3.22
LIFT	4.71
LFTV	4.51
SWET	95.99
KINX	17.50
CTOT	14.50
VTOT	29.50
TOTL	44.00
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFCV	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	277.7
LCLP	742.5
MLTH	302.3
MLMR	7.27
THCK	5754.
PWAT	23.03

00Z 14 Oct 2011

University of Wyoming



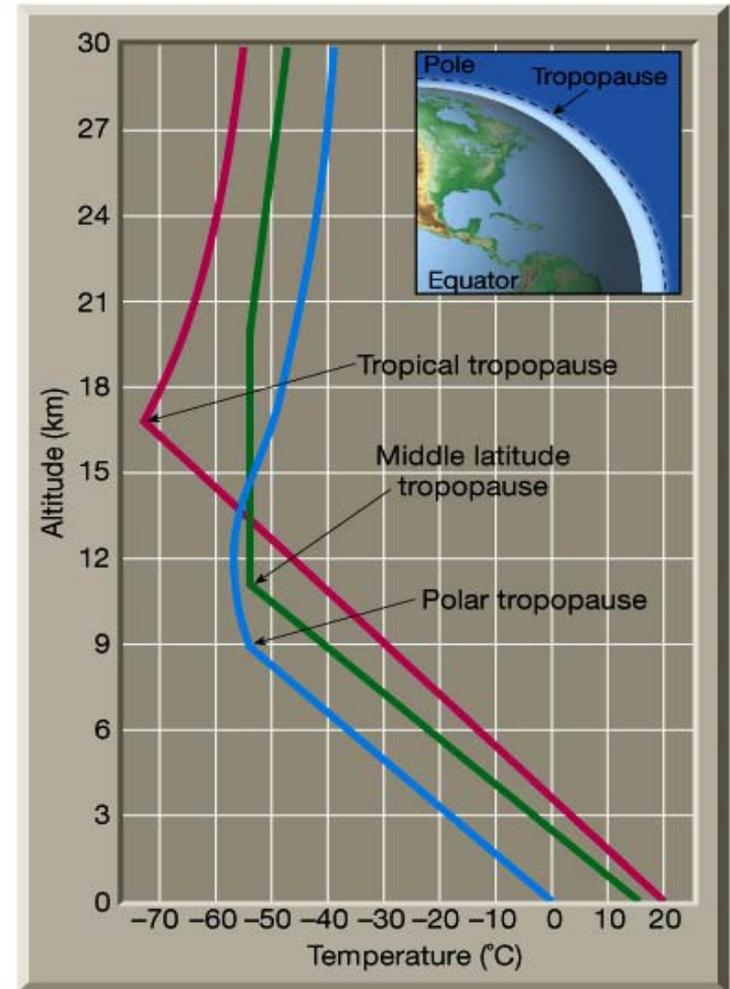
SLAT	44.48
SLON	-88.13
SELV	214.0
SHOW	2.55
LIFT	2.50
LFTV	2.53
SWET	119.8
KINX	30.90
CTOT	23.50
VTOT	23.50
TOTL	47.00
CAPE	22.28
CAPV	30.59
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	711.5
EQTV	620.7
LFCT	927.8
LFCV	928.0
BRCH	10.46
BRCV	14.36
LCLT	284.8
LCLP	939.6
MLTH	289.9
MLMR	9.26
THCK	5541.
PWAT	26.95

00Z 14 Oct 2011

University of Wyoming

Estructura vertical de la atmósfera

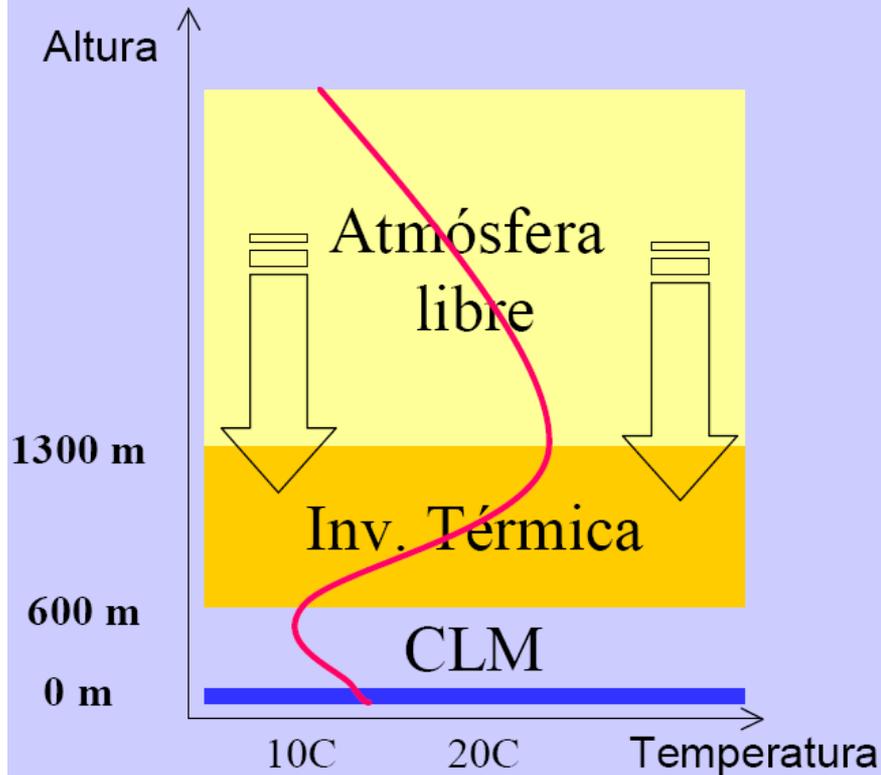
Altura de la troposfera cambia con la latitud y también en el tiempo....



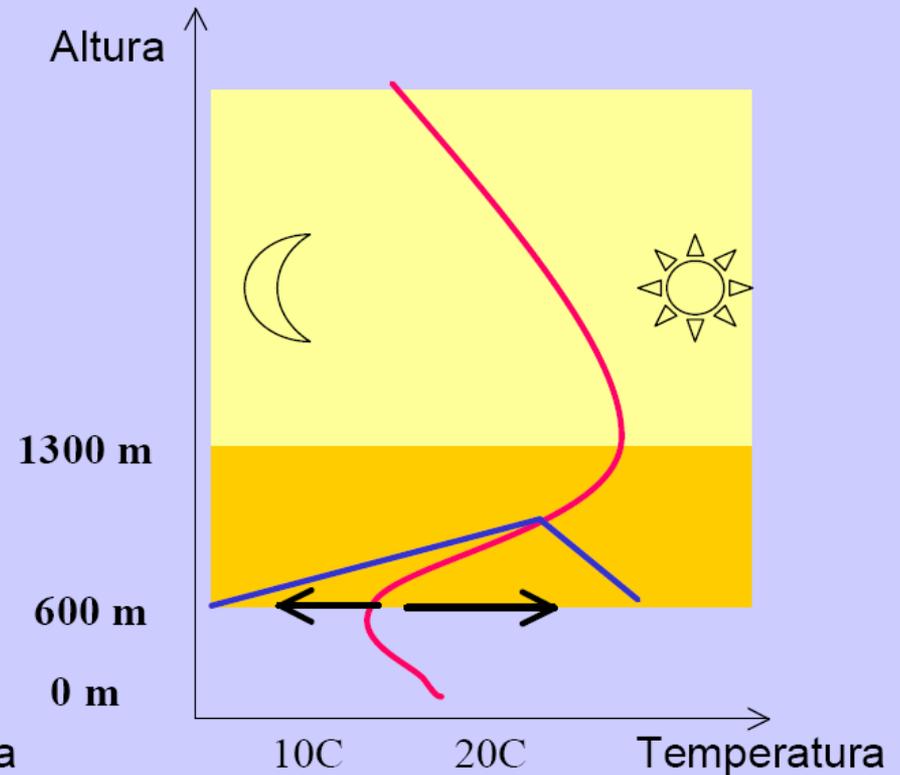
Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

Perfil típico en la **costa**
centro-norte de Chile: determinado
por subsidencia de gran escala



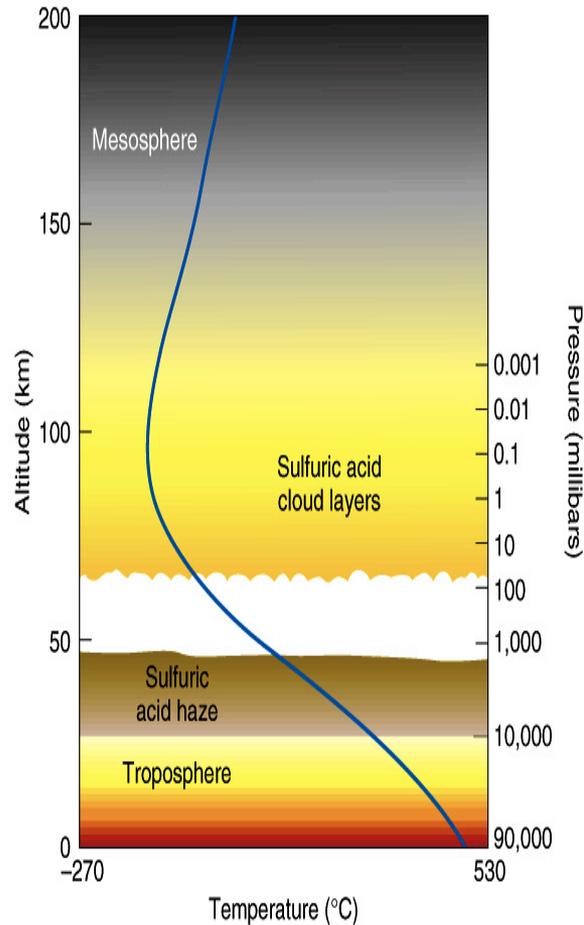
Perfil típico sobre **Santiago**:
modificación por calentamiento
- enfriamiento superficial



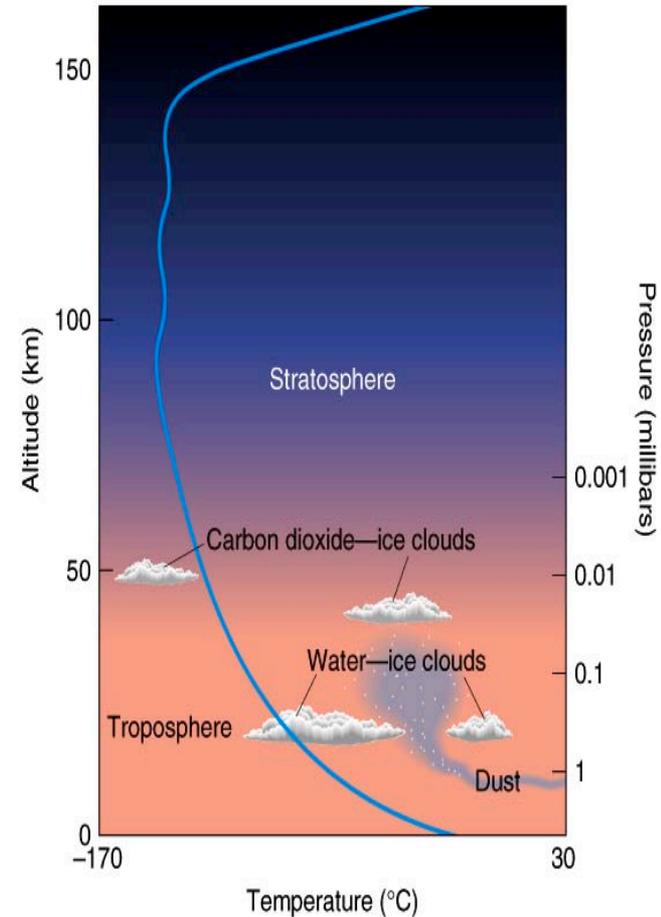
Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

Venus

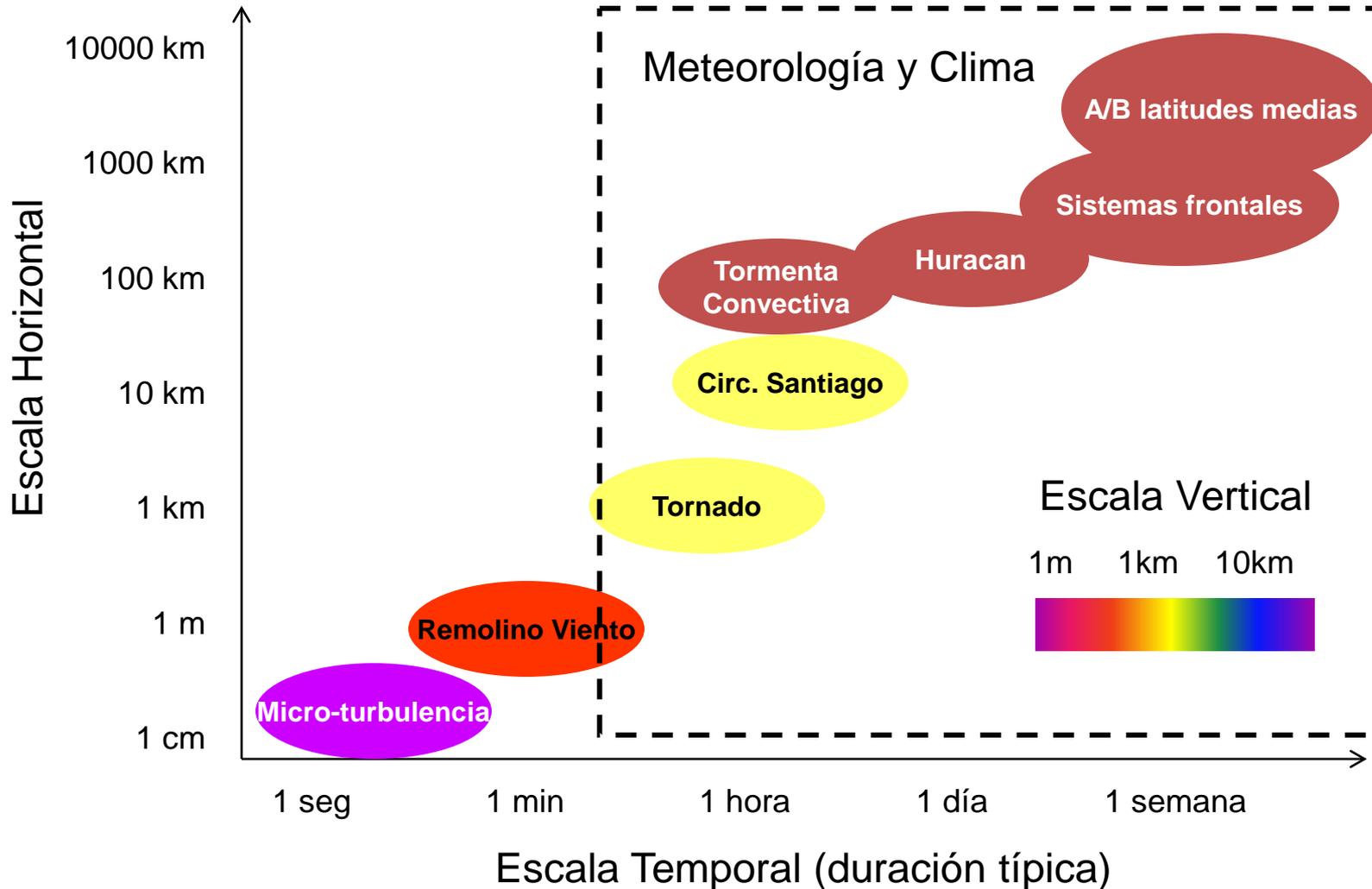


Marte



Que similitudes/diferencias existen entre la atmósfera de la Tierra, Marte y Venus?
Como es la estructura vertical de Júpiter, Saturno, etc...?

Escala temporal-espacial de fenómenos atmosféricos

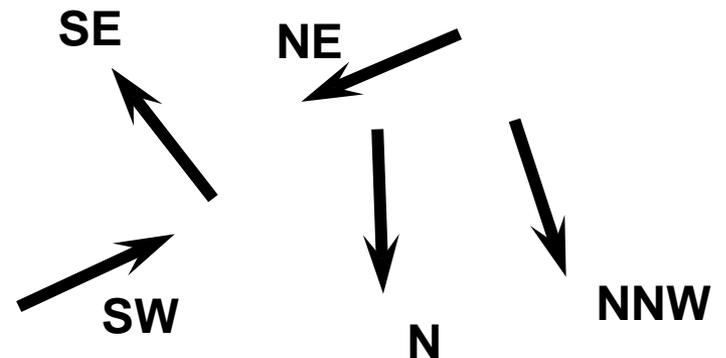
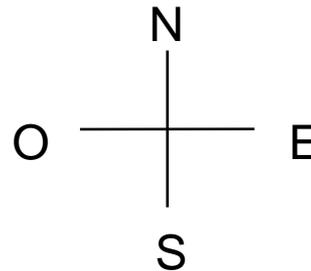
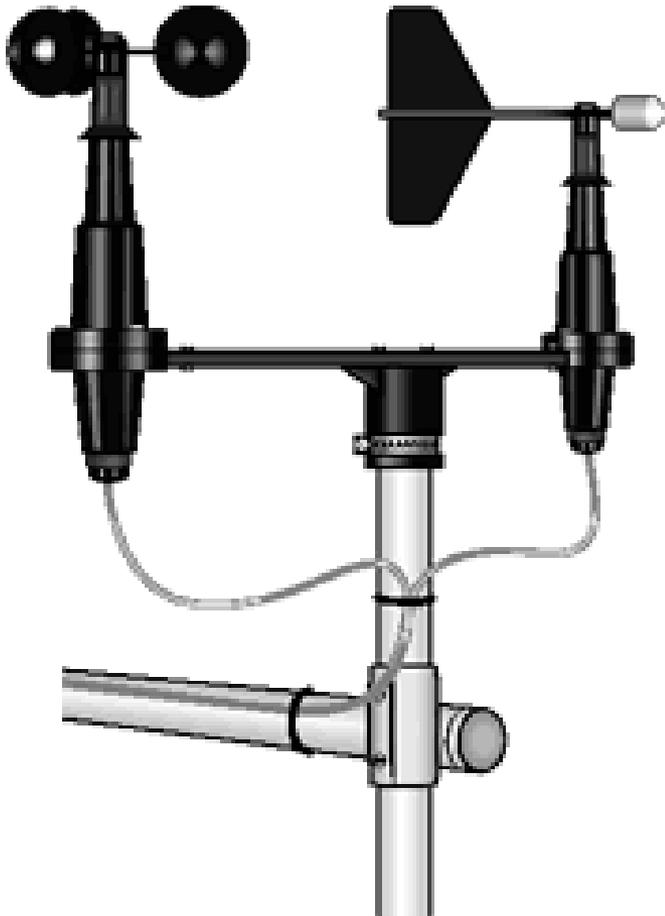


Dirección del Viento

La dirección del viento se designa según la dirección geográfica desde donde el viento esta soplando. (desde donde viene).

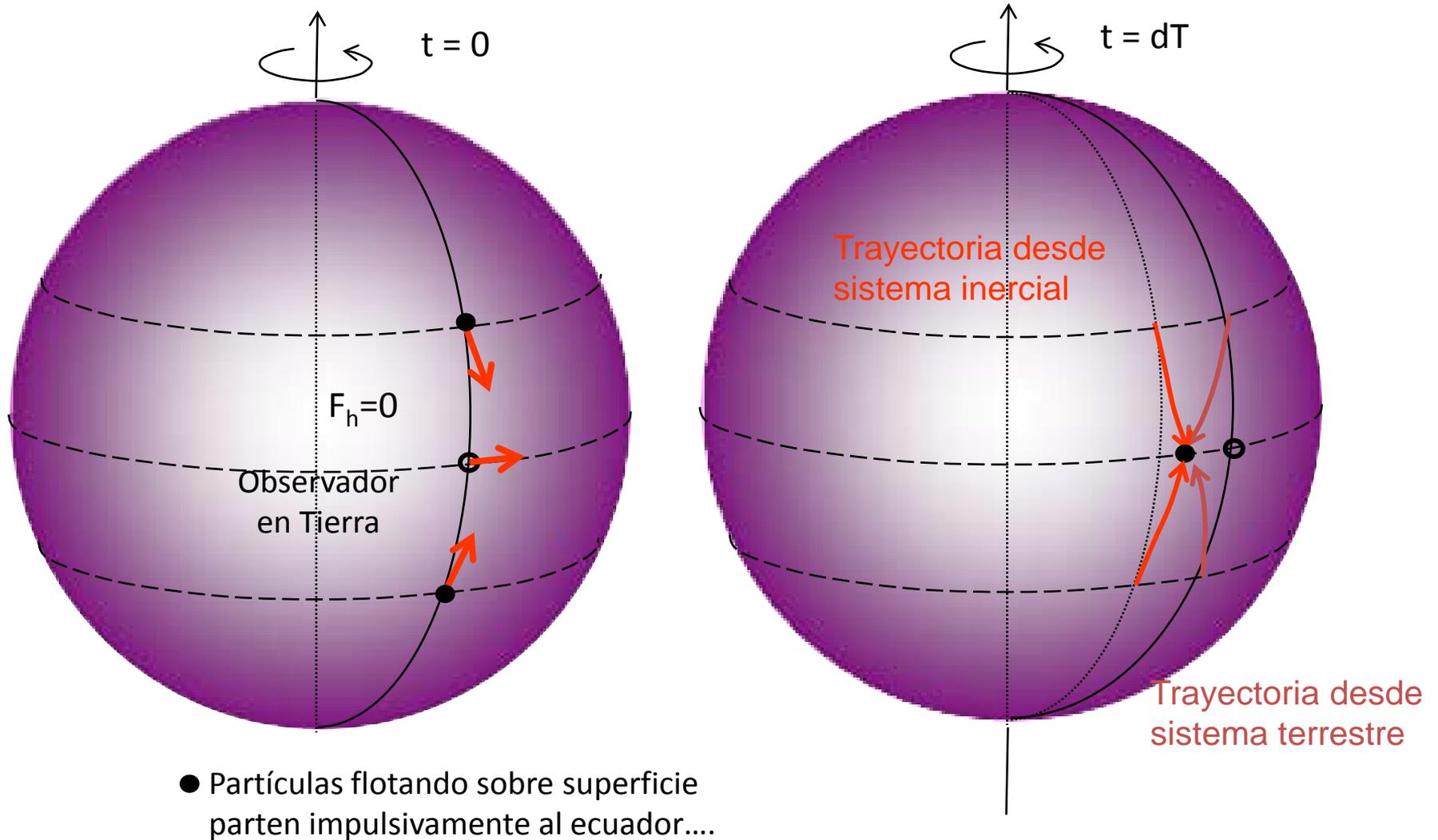
Anemómetro

Veleta



Introducción a la Meteorología – Dinámica

UCh/FCFM/DGF – R. Garreaud



Introducción a la Meteorología – Dinámica

UCh/FCFM/DGF – R. Garreaud

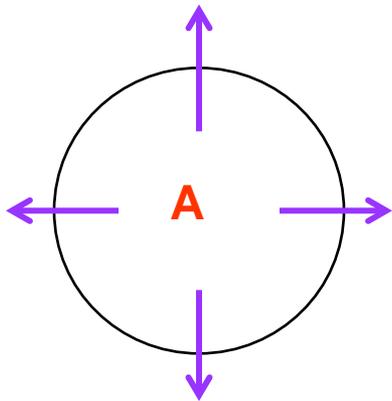
Cuando observamos un movimiento desde un sistema de referencia que acelera (por ejemplo en rotación), se deja de cumplir la segunda ley de Newton ($F=ma$). Podemos “bajarnos” del sistema móvil, o introducir fuerzas aparentes, de manera de seguir cumpliendo $F=ma$

En meteorología, decidimos mantener nuestra descripción del viento desde el planeta (sistema móvil), por lo cual debemos agregar la Fuerza de Coriolis a nuestro análisis de movimiento.

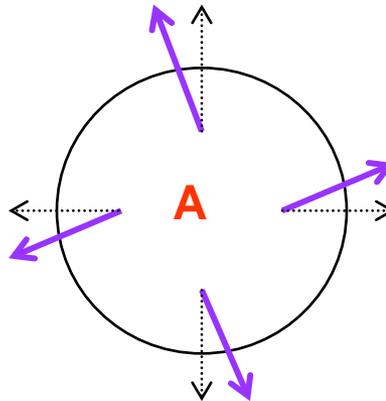
Propiedades de la Fuerza de Coriolis

- Actúa sobre cuerpos no fijos a la tierra
- Siempre defleca el movimiento hacia la izquierda (derecha) en el hemisferio sur (norte)
- Su magnitud es cero en el ecuador y máxima en los polos
- Su magnitud es dependiente de la velocidad de rotación de la tierra (o el planeta en cuestión). $F_C=0$ para rotación nula.

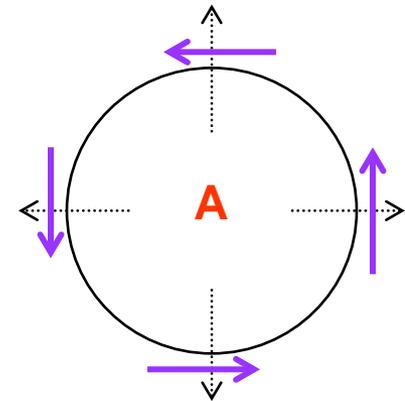
¿Como circula el aire en torno a los centros de alta y baja presión (HS)?



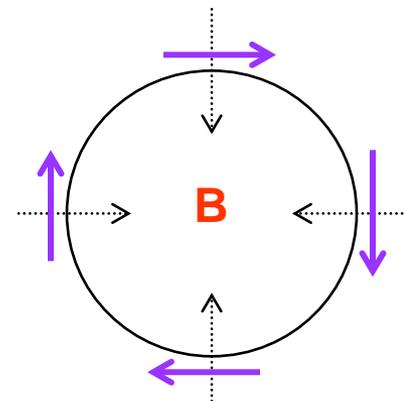
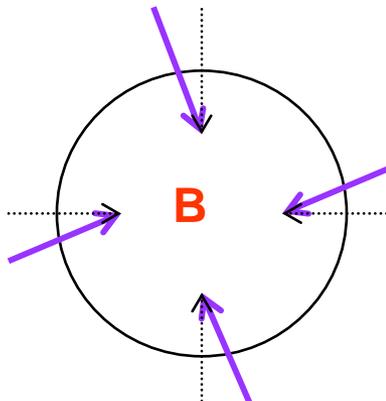
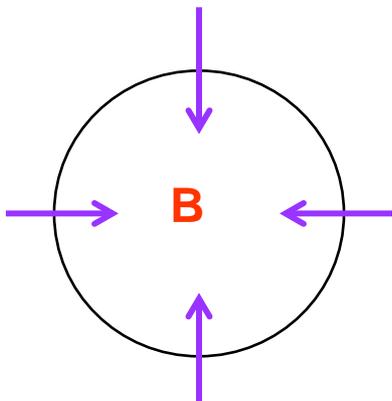
En el ecuador o en planeta sin rotación



Muy cerca del ecuador o rotación planetaria muy lenta



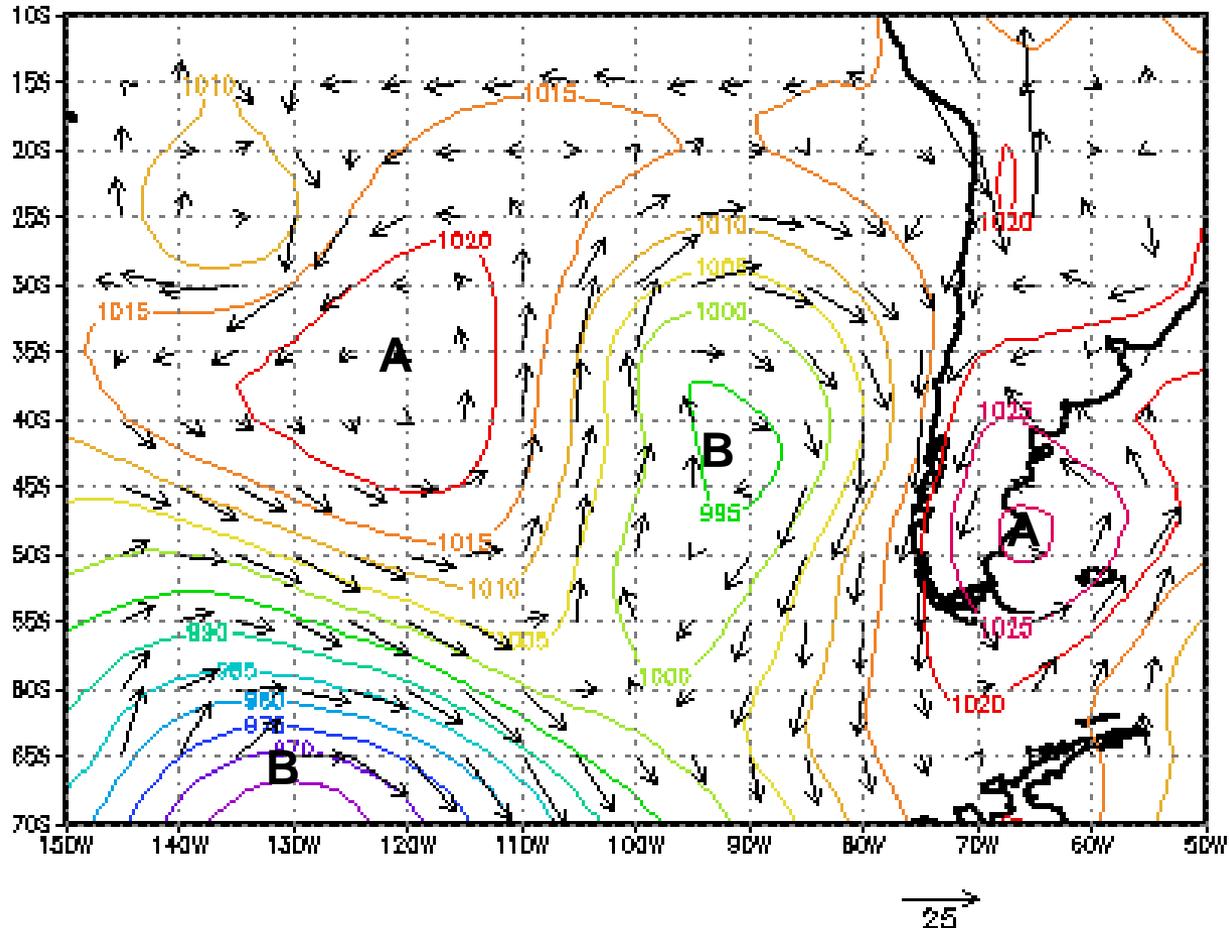
Lejos del ecuador ($>20^\circ$) para movimientos lentos



Introducción a la Meteorología – Dinámica

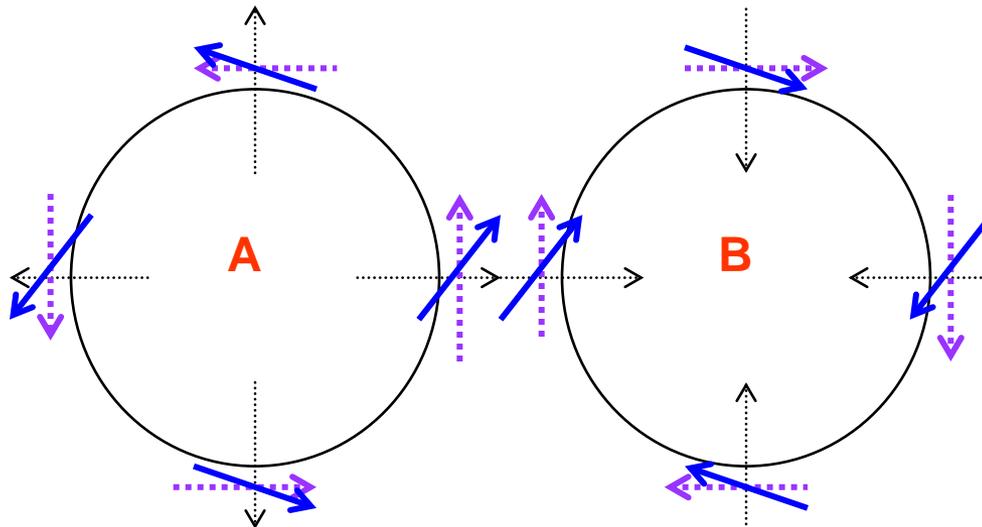
UCh/FCFM/DGF – R. Garreaud

Contornos: líneas de igual presión
Flechas: vector viento



Efecto de la Fricción

Si queremos agregar mas realismo a nuestro balance de fuerzas que determinan el viento real, debemos considerar el efecto de la fricción que sufre el aire en contacto con el suelo (o cercano a el).



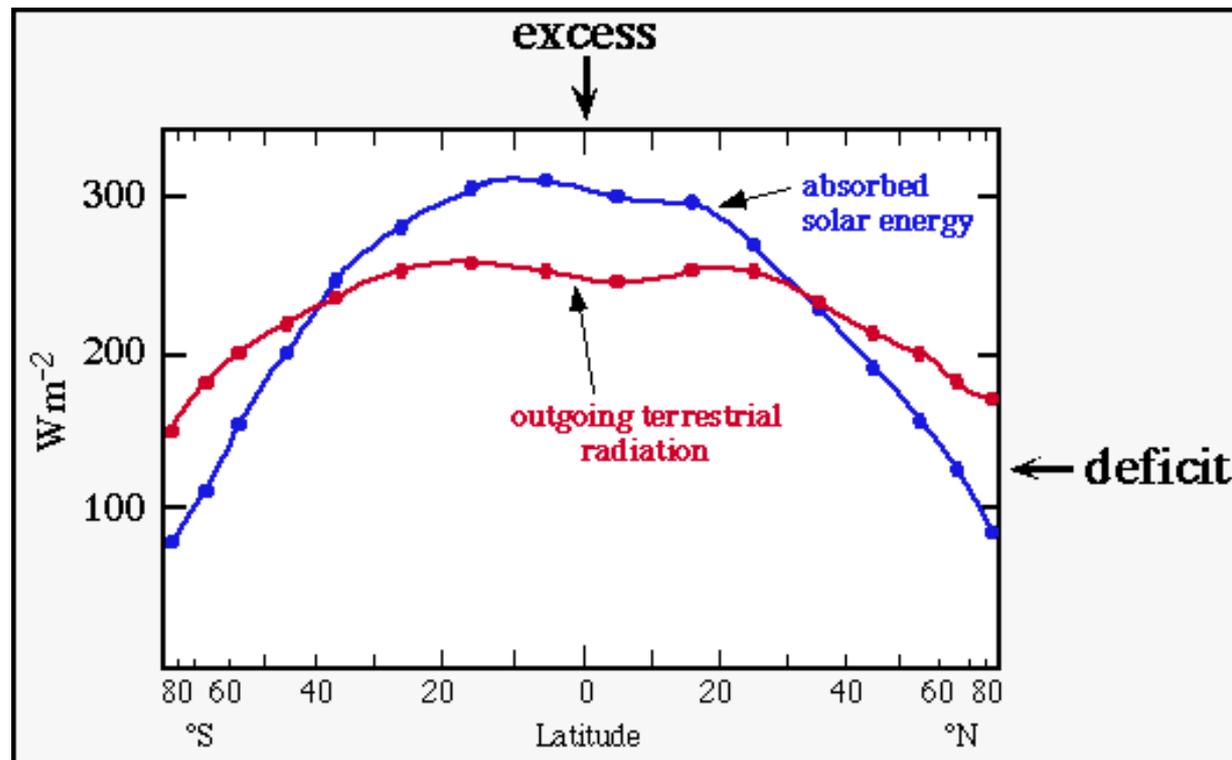
Viento solo debido a gradiente de presión

Viento Geostrofico (equilibrio FGP y Fcoriolis)

Viento real (equilibrio FGP y Fcoriolis y Froce)

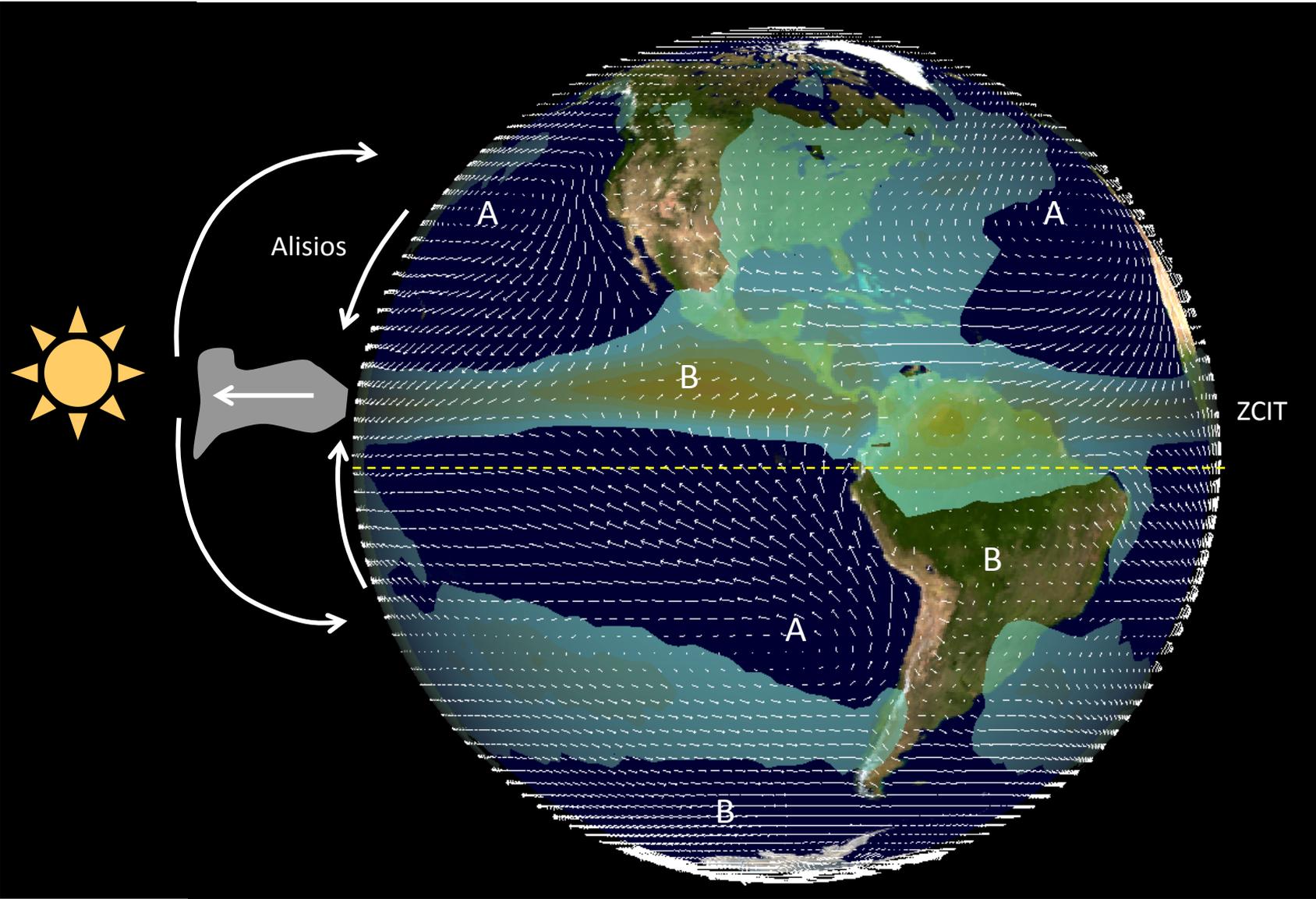
Claramente, zonas tropicales reciben mas energía solar que latitudes altas. Consecuentemente zonas tropicales son mas cálidas.

Sin embargo, su temperatura NO esta aumentando en forma permanente → **equilibrio térmico del planeta**

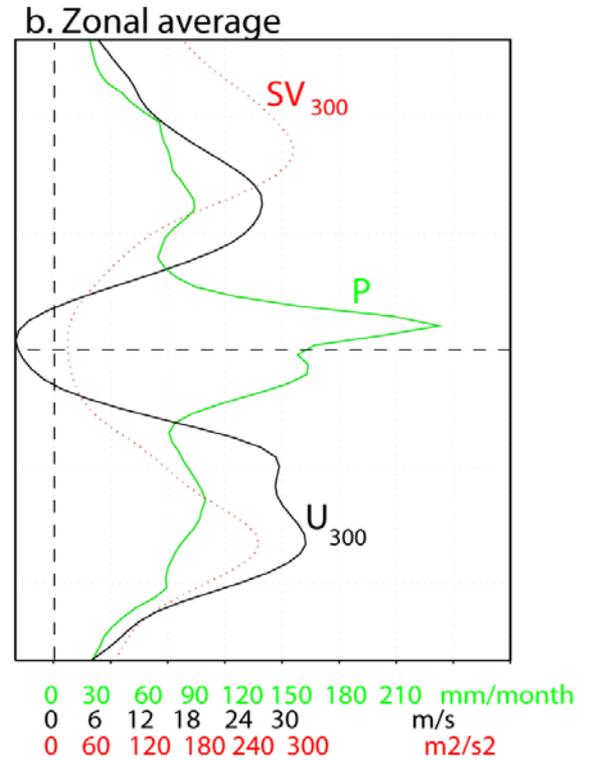
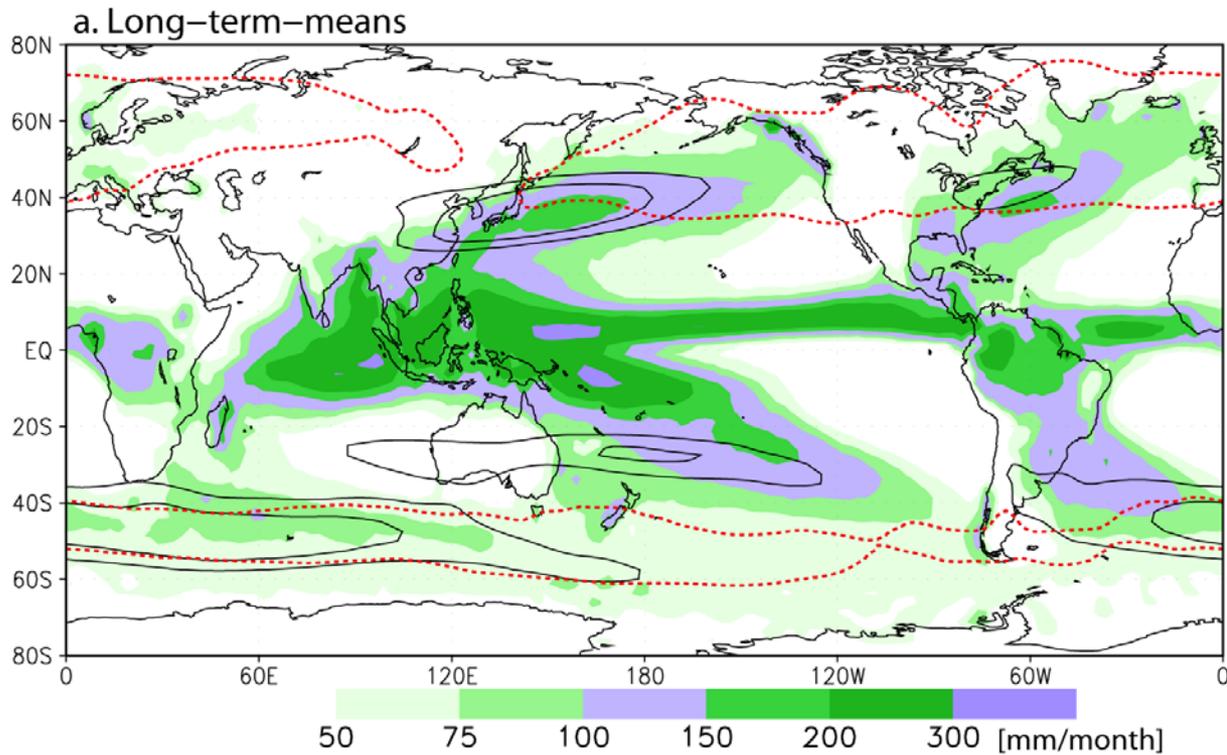


Notar que Rad. Infraroja Emergente NO compensa dif. ecuador polo de Rad. Solar

GF3004 Sistema Climático
Semestre Primavera 2009



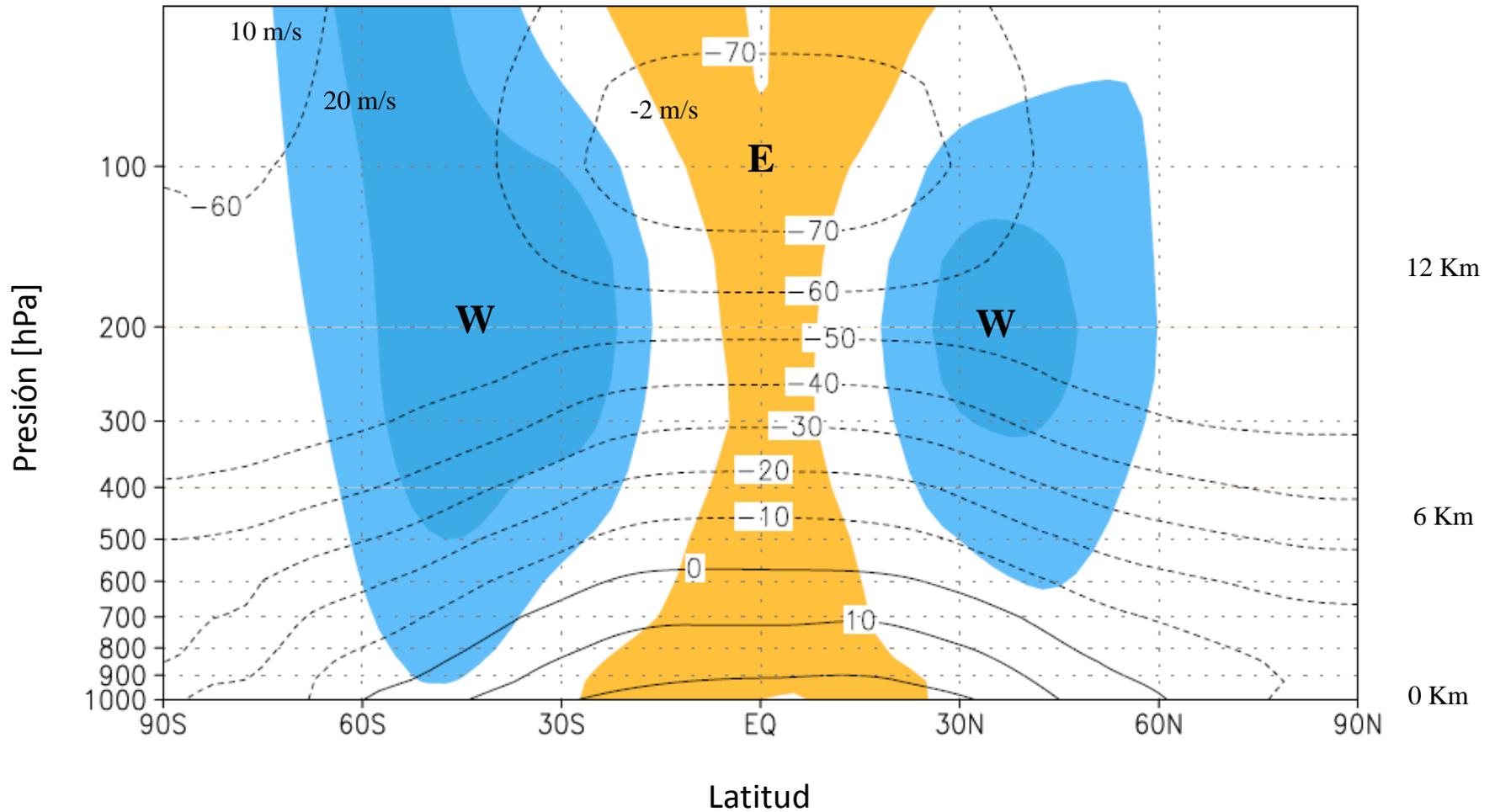
GF3004 Sistema Climático Semestre Primavera 2009

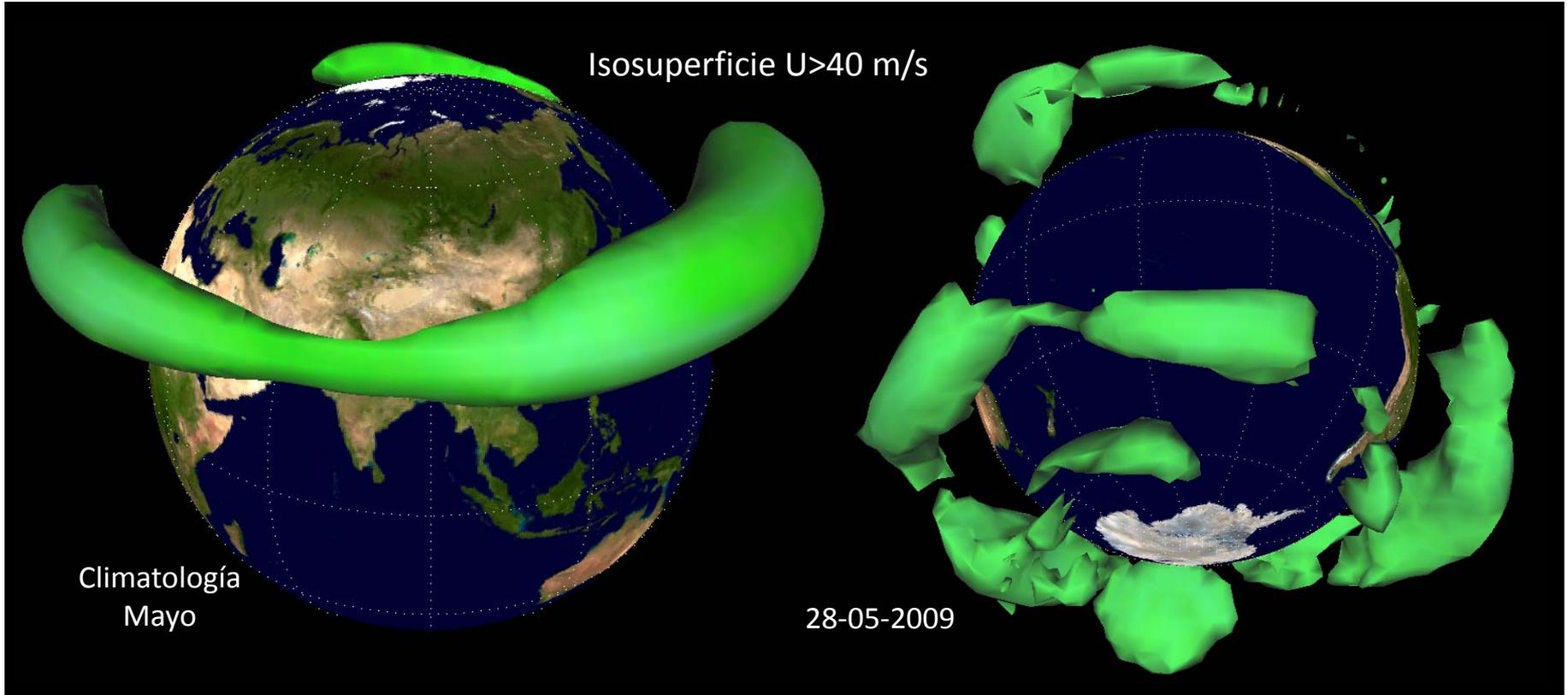


GF3004 Sistema Climático

Semestre Primavera 2009

Promedio Zonal (0-360°) Climatológico (30 años) de Temperatura





Las corrientes en chorro son inestables... perturbaciones tienden a amplificarse formando dorsales y vaguadas de gran amplitud, instigando ciclogénesis y frontogénesis.

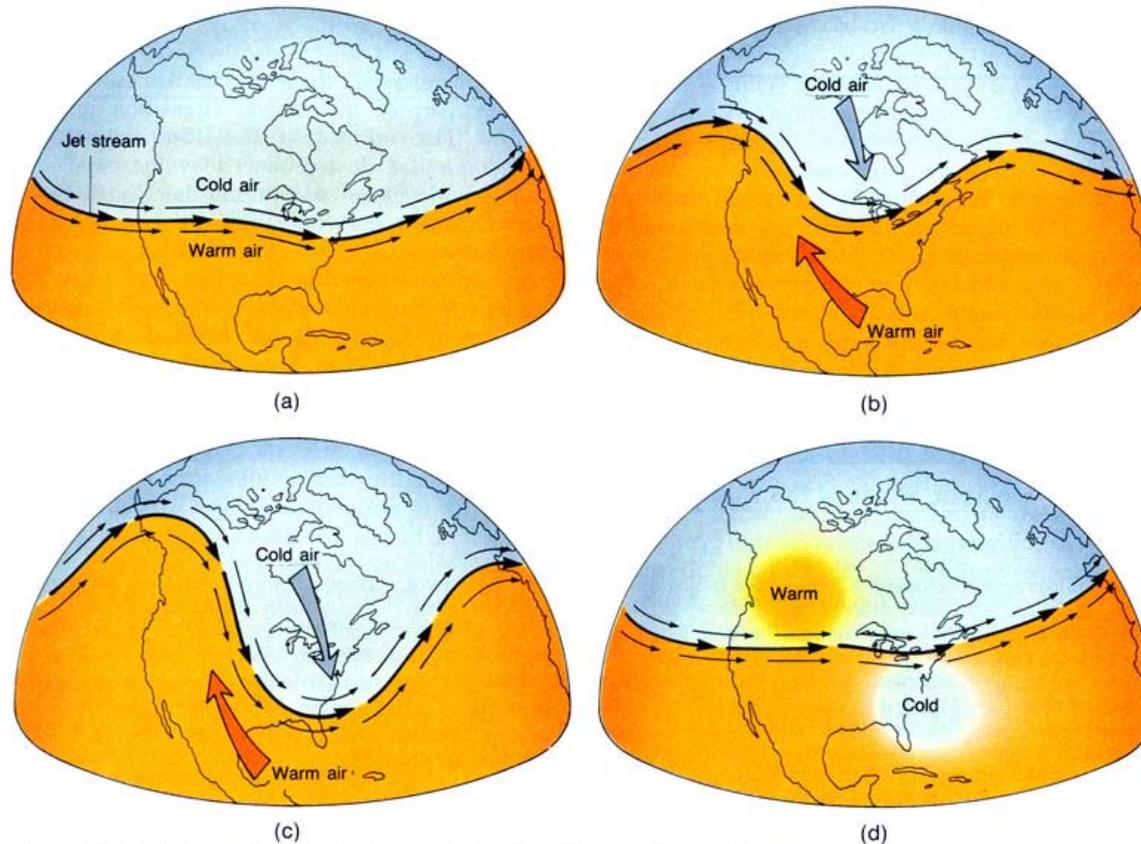


Figure 8•9 Cyclic changes that occur in the upper-level airflow of the westerlies. The flow, which has the jet stream as its axis, starts out nearly straight and then develops meanders that are eventually cut off. (After J. Namias, NOAA)