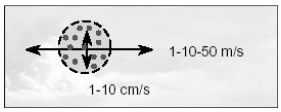
Circulación de gran escala de la atmósfera antártica

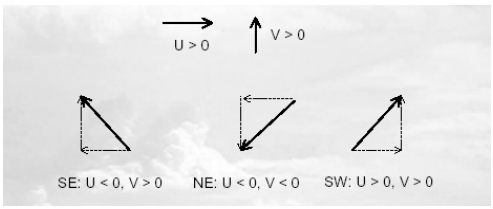
- Vientos
- Circulación General de la Atmósfera
- Mecanismos básicos que explican la circulación media observada en la Antártida

Vientos: La atmósfera en movimiento

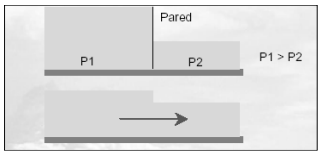
Las parcelas de aire se mueven en la horizontal y vertical, con velocidad variable. El viento se asocia con la componente horizontal.
Los movimientos verticales son, generalmente, mucho más débiles que los horizontales.



Generalmente el viento es descompuesto en su componente zonal [U] (oeste-este) y meridional [V] (sur-norte)



Qué hace mover el aire?



Diferencia de presión entre lado izquierdo y derecho del fluido, produce un flujo desde la zona de alta presión hacia la zona de baja presión. El flujo intenta producir una situación de equilibrio redistribuyendo la masa del fluido.

La principal fuerza que produce el viento es la fuerza de gradiente de presión.

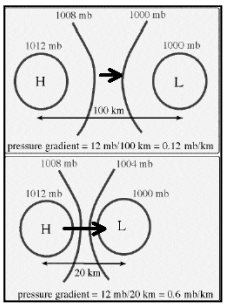
Ecuación del movimiento:

F=ma **F: Fuerzas actuantes sobre el fluido** **m: masa** **a: aceleración**

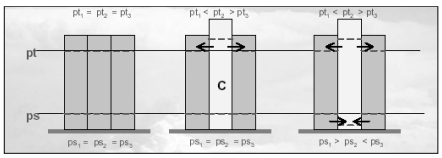
Módulo de la fuerza de presión:

$$Fp = \frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n}$$

El vector fuerza de presión apunta hacia las bajas presiones



Los gradientes de presión en la atmósfera son muchas veces generados por calentamiento/enfriamiento diferencial del aire.



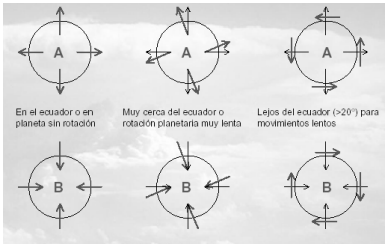
1. Inicialmente, las tres columnas son idénticas
2. La columna central se calienta diferencialmente
3. Aire en columna más cálida se expande... Aparece gradiente de presión en altura
4. Viento diverge, sacando masa de la columna
5. Presión cae en superficie...aparece gradiente cerca de la superficie
6. Viento converge, agregando masa de la columna

C3.7

Sin embargo, el aire tiende a circular (mas que converger/ divergir) en torno a los centros de alta/baja presión debido al efecto de la rotación terrestre: fuerza de Coriolis

C3.8

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

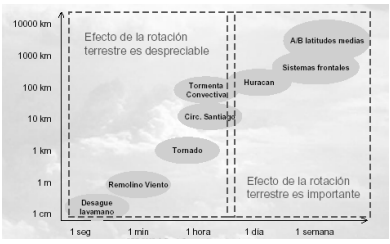


$F_{Co} = 2\ \omega\ V \text{ sen } \varphi$

La Fuerza de Coriolis es perpendicular al Vector Viento hacia la izquierda (derecha) del movimiento en el HS (HN)

C3.9

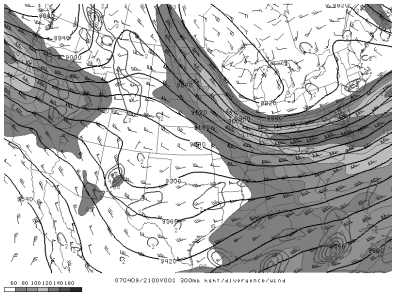
El efecto de la Fuerza de Coriolis varía también según la escala temporal y espacial del movimiento. Una estimación de su magnitud se obtiene de comparar el tiempo de vida del fenómeno con el periodo de rotación planetaria (24 horas en la tierra).



C3.10

El Vector Viento y el campo de presión

Altura geopotencial (contornos) , Viento (barbas) y su intensidad (colores) en 300 hPa



C3.11

Viento geostrófico

Para la mayoría de los sistemas del tiempo, la fuerza de gradiente de presión tiende a estar en balance con la fuerza de Coriolis.

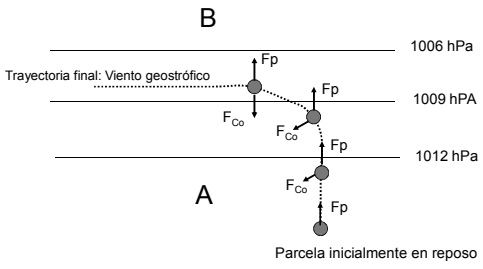
El viento que resulta de este balance se denomina viento geostrófico y es una excelente aproximación del viento real en los niveles de la atmósfera donde la fricción es despreciable (sobre el océano o por encima de los 1000m de altura).

El viento geostrófico es paralelo a las isobaras y su magnitud es proporcional al gradiente de presión. Su sentido depende del hemisferio.

En consecuencia, las cartas del presión o altura geopotencial nos permiten tener una muy buena aproximación del viento real.

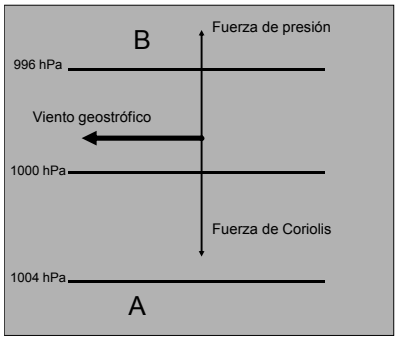
C3.12

H.S.



C3.13

H.S.



El viento geostrófico (V_g) deja las bajas presiones a la derecha en el HS y a la izquierda en el HN.

C3.14

Formulación matemática: intensidad del viento geostrófico

$F_{Co} = 2\,\omega\ V \operatorname{sen}\varphi$ $\qquad Fp = \frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n}$

$$2\,\omega\ V_g \operatorname{sen}\varphi = \frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n}$$

Balance entre las fuerzas de Coriolis y presión

$$V_g = \frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n}\ \frac{1}{2\,\omega \operatorname{sen}\varphi}$$

Si $f = 2\,\omega \operatorname{sen}\varphi$: parámetro de Coriolis

$$V_g = \frac{1}{\rho f}\frac{\Delta p}{\Delta n}$$

C3.15

Latitud $\varphi < 0$ H.S. $\varphi > 0$ H.N.

Parámetro de Coriolis $f < 0$ H.S. $f > 0$ H.N.

El V_g es un vector donde la magnitud se calcula según la ecuación:

$$V_g = \frac{1}{\rho f}\frac{\Delta p}{\Delta n}$$

C3.16

Resumiendo:

El viento geostrófico es el viento que habría en la atmósfera si el movimiento fuese:

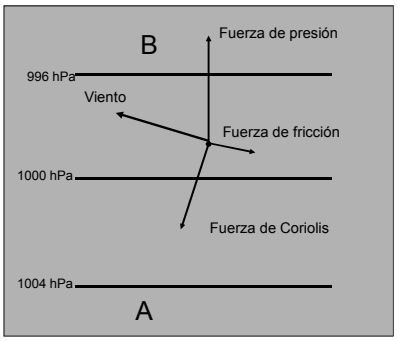
- horizontal
- sin aceleración
- sin fricción

Bajo estas suposiciones, la aproximación de balance geostrófico (F_p=F_{Co}) no es válida en latitudes ecuatoriales.

C3.17

Efecto de la fricción

H.S.



C3.18

Cómo es el balance de fuerzas cuando se considera la fuerza de fricción?

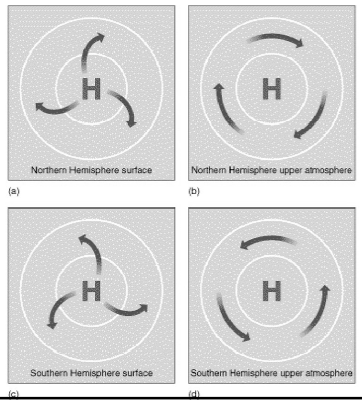
- …el viento cruza las isobaras. Por lo tanto el viento ya no es geostrofico
- …el viento es menor que si no hubiera fricción
- …la fuerza de fricción siempre se opone al movimiento
- …la fuerza de Coriolis sin embargo se mantiene perpendicular hacia la izquierda del movimiento en el H.S. (hacia la derecha en el H.N.)

C3.19

H.S.

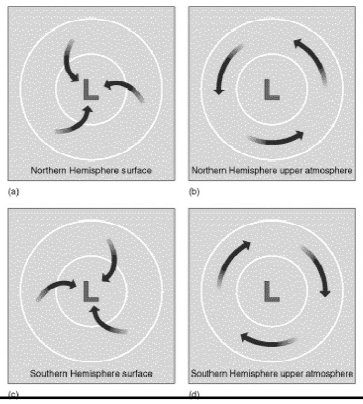
C3.20

Anticiclones (H)



C3.21

Ciclones (L)



C3.22

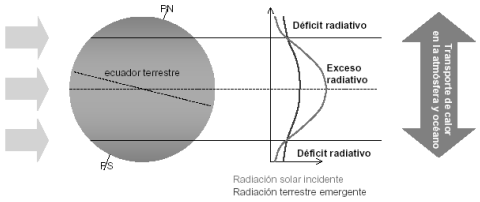
Circulación general de la Atmósfera

Se llama **circulación general de la atmósfera** al sistema de vientos en escala planetaria

- Factores principales que explican la circulación general:
  - Balance de energía global
  - Rotación terrestre
- Otros Factores:
  - Distribución continental
  - Orografía, condiciones de la superficie
  - Etc.

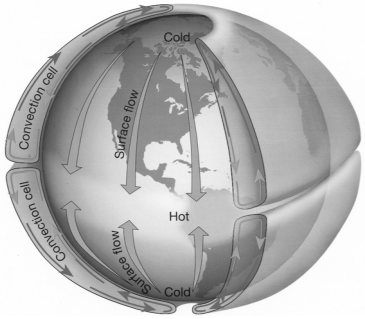
C3.23

La circulación **de la atmósfera y los océanos** distribuye el exceso de energía que reciben las zonas tropicales hacia latitudes altas, manteniendo así el equilibrio térmico del planeta.



C3.24

Celda de Hadley



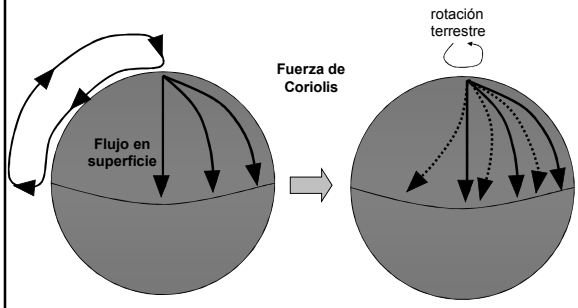
Modelo teórico unicelular:

La superficie terrestre está cubierta uniformemente por agua (⇨ se desprecia el calentamiento diferencial entre el suelo y el agua)

La Tierra no rota

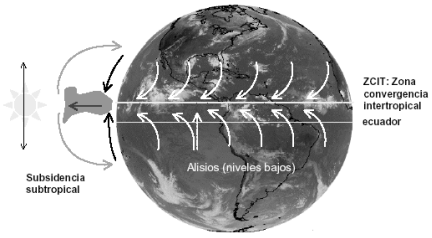
C3.25

Pero la Tierra rota…



C3.26

Las observaciones muestra una celda de circulación directa (celda de Hadley) restringida a ±30º latitud.



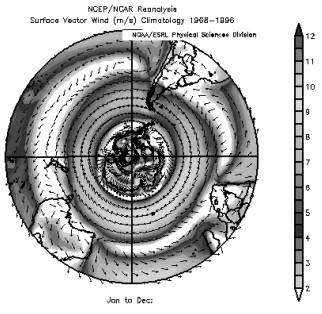
Si la Celda de Hadley solo transporta calor entre el Ecuador y los subtrópicos,

¿Cómo se transporta el calor desde los subtrópicos hasta las regiones polares?

C3.27

La circulación general y el efecto de la rotación

Vectores Viento medios anuales y su intensidad (colores)



Superficie

C3.28

Distribución global de presión y viento en superficie

Los vientos en superficie están relacionados con la distribución de presión.

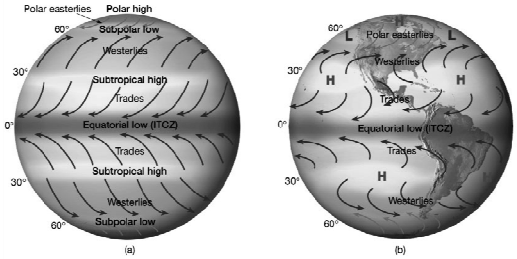
En el modelo ideal de una Tierra en rotación, pero sin considerar la distribución de océanos ni continentes, se obtiene una primera aproximación de los campos globales de presión y de viento en superficie.

En esas condiciones se distinguen cuatro franjas latitudinales de altas y bajas presiones en cada hemisferio.

C3.29

Distribución global de presión y viento en superficie

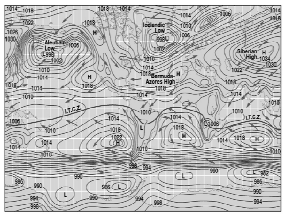
Los vientos en superficie están relacionados con la distribución de presión.



Distribución idealizada de presión y viento en superficie

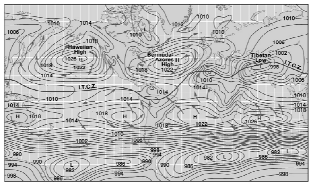
Modificación de la distribución zonal por la presencia de los continentes

C3.30



Distribución global de presión y viento en superficie: ENERO

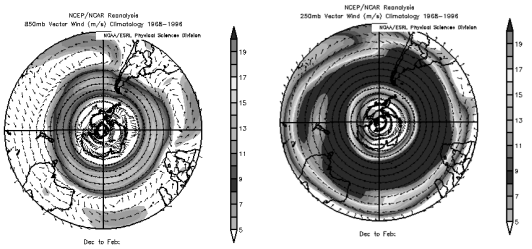
Distribución global de presión y viento en superficie: JULIO



C3.31

En los niveles altos de la atmósfera **el flujo es del oeste y aumentando su intensidad con la altura**

Niveles bajos (850 hPa) Niveles altos (250 hPa)

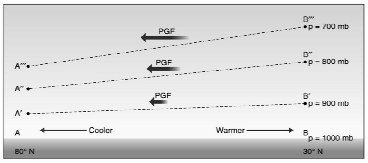


Vectores Viento medios anuales y su intensidad (colores) en Verano (DJF) del HS

C3.32

La troposfera superior: vientos del oeste

- **Aspectos importantes:**
  - La presión disminuye mas rápidamente en el aire frío
  - La temperatura en la baja troposfera disminuye hacia los polos
- **Se crean gradientes de presión en altura**



PGF: Fuerza de presión

C3.33

Corrientes en chorro

El gradiente de presión ecuador-polo aumenta con la altura por lo que la intensidad de los vientos del oeste aumenta.

Inmersas en los oestes se producen angostas franjas de vientos muy intensos, que serpentean por miles de kilómetros de largo como ríos de aire, por esta analogía se les llama ***corrientes en chorro o jets***.

Características

Altura: *7.5 a 12 km*
Ancho: *100 y 500 km*
Espesor vertical: *1 a 2 km*
Velocidad del viento: *80-200 km/h*

C3.34

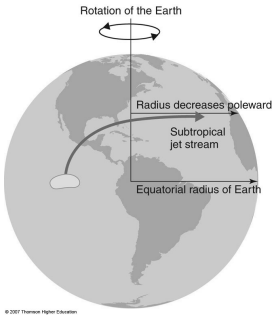
Conservación del momento angular

Momento angular = masa x velocidad de rotación x distancia al eje de rotación

Cuando la patinadora junta sus brazos aumenta la velocidad de rotación

C3.35

Una parcela de aire que se desplaza hacia el N reduce su distancia con respecto al eje de rotación.



A medida que la parcela se desplaza desde el Ecuador hacia 30°, aumenta su velocidad para conservar el momento angular.

Al mismo tiempo la fuerza de Coriolis actua para producir vientos del oeste intensos: el jet subtropical.

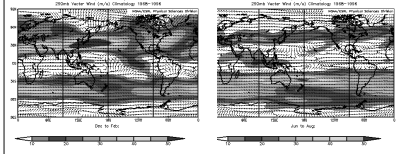
C3.36

•En latitudes subtropicales la ***corriente en chorro subtropical***, semipermanente, se produce sólo en invierno, en torno a 25º de latitud y alrededor de 12 km de altura.

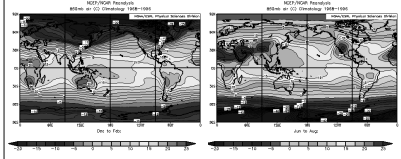
•Las corrientes en chorro se ven favorecidas cuando existen grandes contrastes de temperatura en superficie que originan mayores gradientes de presión en niveles superiores, y por lo tanto aumentan la velocidad del viento.

•Como los mayores contrates de temperatura se producen en latitudes medias se produce la ***corriente en chorro subpolar.*** En el HS está presente todo el año.

VIENTO MEDIO EN ALTURA (250 hPa)



TEMPERATURA MEDIA EN NIVELES BAJOS (850 hPa)



Verano (DJF) HS **Invierno (JJA) HS**

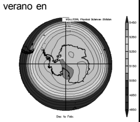
Los oestes y el transporte de calor

- La función principal de la dinámica de la atmósfera es transportar calor desde el Ecuador hacia los polos

- Cómo se realiza este transporte en las latitudes medias si los vientos predominantes son zonales (oeste a este o este a oeste)?

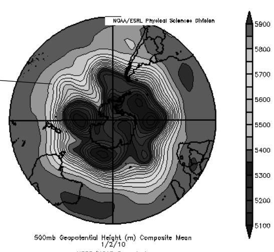
Ondas de Rossby

Alturas geopotenciales medias del verano en 500 hPa



Los oestes de altura tiene un movimiento ondulatorio cuando se los observa día a día , circundando el planeta formando meandros: alrededor del globo denominadas **ondas de Rossby**.

meandros



Mapa de alturas geopotenciales en 500 hPa del 2 de Enero de 2010

Ondas de Rossby

•Las corrientes en chorro son inestables: las perturbaciones tienden a amplificarse formando cuñas y vaguadas de gran amplitud, favoreciendo la formación de ciclones y frentes.

•Las ondas (con componente meridional, norte a sur o sur a norte) inmersas en las corrientes en chorro mezclan en forma continua el aire cálido con el frío transportando de esta forma calor.

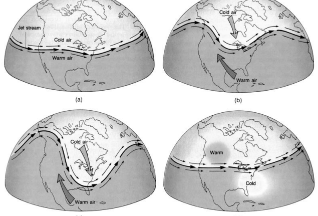


Figure 8•9 Cyclic changes that occur in the upper-level airflow of the westerlies. The flow, which has the jet stream as its axis, starts out nearly straight and then develops meanders that are eventually cut off. *(After J. Namias, NOAA)*

C3.40

En resumen,

La atmósfera realiza transporte de calor Ecuador-polo por medio de:

• la Celda de Hadley (latitudes tropicales y subtropicales) y

• las ondas de Rossby (latitudes medias y polares)

C3.41

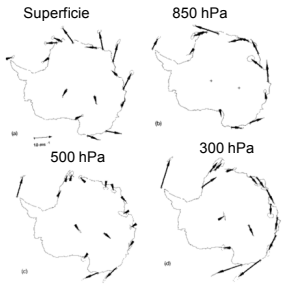
Circulación media de gran escala de la atmósfera antártica

•Mecanismos básicos que explican la circulación observada:

- •Balance de Calor
- •Balance de Vorticidad
- •Balance de cantidad de movimiento

C3.42

Distribución vertical de vientos en la Antártida



Vientos medios anuales obtenidos de observaciones de radiosondeos (Connolley and King 1993)

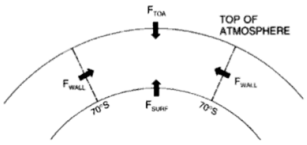
Las escasas observaciones de radiosondeos existentes en la Antártida confirman la existencia de:

• vientos medios del Este y disfluentes cerca de superficie

•vientos medios del oeste en la altura

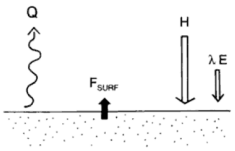
C3.43

Balance de Calor de la Atmósfera Antártica



$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = F_{TOA} + F_{SURF} + F_{WALL}$$

C3.44



Esquema de las componentes del balance de energía de superficie.

El sentido de los flujos mostrados representa a aquellos que se producen durante el invierno.

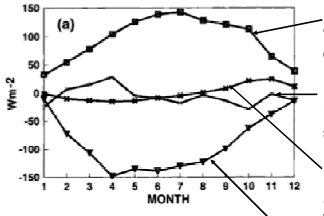
$$F_{SURF} + Q + H + \lambda E = 0$$

Q: Flujo radiativo neto H : Flujo atmosférico de calor sensible

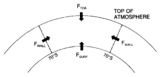
λE : Flujo atmosférico de calor latente

C3.45

Ciclo anual del balance de calor



$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = F_{TOA} + F_{SURF} + F_{WALL}$$



F_{WALL} : Flujo a través de la "pared" en 70ºS (por ondas de Rossby)

F_{SURF}: Flujo desde la superficie

Π : Contenido de energía térmica total

F_{TOA}: Flujo en el tope de la atmósfera

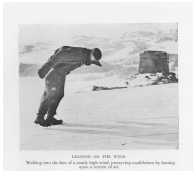
C3.46

La circulación atmosférica de gran escala y la Antártida

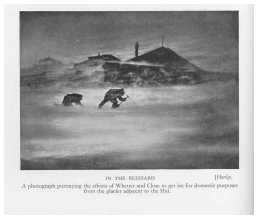
- El balance de energía condiciona fuertemente la circulación de gran escala.
- La estructura térmica de la Antártida y la circulación de gran escala se encuentran acopladas por la existencia de la fuerte inversión térmica sobre el interior del continente.
- Este patrón acopla la circulación a la topografía subyacente: Vientos catabáticos.

C3.47

Vientos Catabáticos



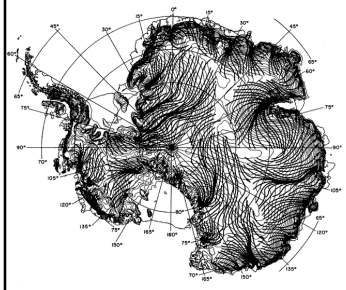
LEANING ON THE WIND



IN THE BLIZZARD

- **Características de los vientos catabáticos antárticos**
- **Generación de los vientos catabáticos**
- **Impacto de los vientos catabáticos en el clima de la Antártida**

C3.48



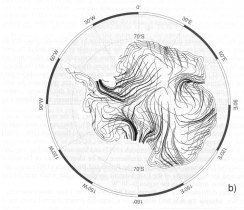
Promedio temporal de las líneas de corriente del invierno (Líneas gruesas) y contornos de elevación (líneas finas). (Parrish y Bromwich, 1987)

- ***"A downslope flow driven by cooling at the slope surface during periods of light larger-scale winds"***
- ***AMS Glossary***

C3.49

Caracteristicas de los vientos catabáticos

- **Persistencia**
- **Constancia direccional**
- **Sequedad**



b)

- **Intensidad**

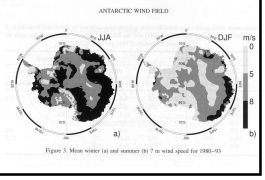


Figure 3. Mean winter (a) and summer (b) 7 m wind speed for 1980–93

C3.50

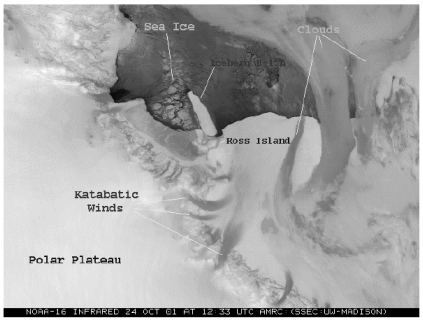
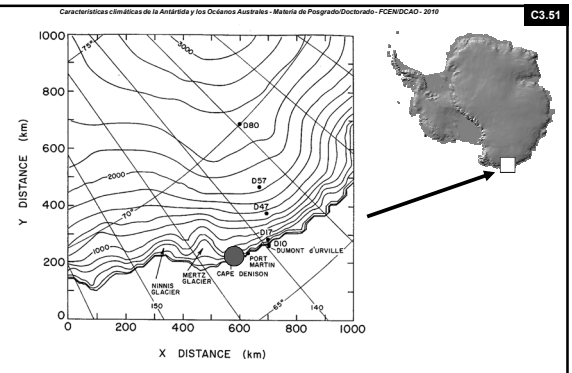


Imagen satelital infrarroja del NOAA-16 mostrando regiones de flujo catabático en la barrera del Ross.

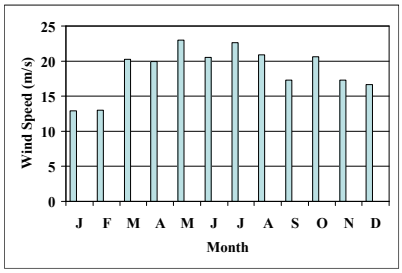
C3.51



Parish and Wendler, Int. J. Climatol, 1991

C3.52

Cape Denison Feb. 1912 - Dec 1913



Annual mean: 19 m s^{-1} - windiest sea-level station on Earth

C3.53

Cape Denison Feb. 1912 - Dec 1913

Windiest month: 24.8 m s^{-1} (July 1913)

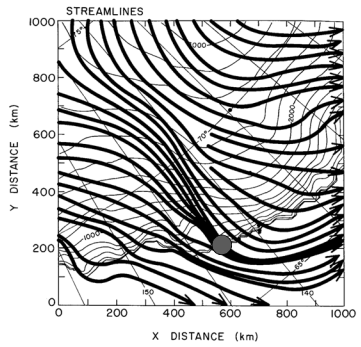
Windiest day: 36.0 m s^{-1} (16 August 1913)

Windiest hour: 42.9 m s^{-1} (6 July 1913)

Calmest month: 11.7 m s^{-1} (February 1912)

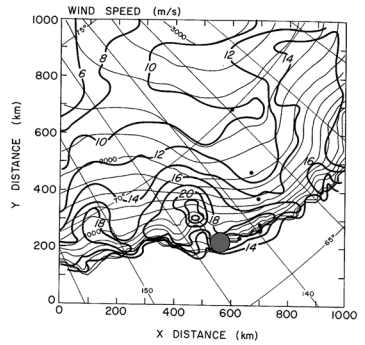
Strongest gust: ~80 m s^{-1}

C3.54



Parish and Wendler, Int. J. Climatol, 1991

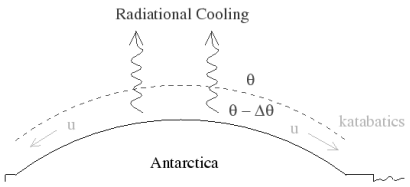
C3.55



Parish and Wendler, Int. J. Climatol, 1991

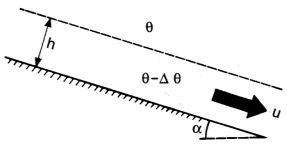
C3.56

Generación de vientos catabáticos antárticos



C3.57

Generación de vientos catabáticos antárticos



Ball (1956) 2-layer model

C3.58

Balance de movimiento en los vientos catabáticos

Forzante catabático Coriolis fricción

$$hg\alpha\frac{\Delta\theta}{\theta} + hfv - kVu = 0$$

Pendiente abajo

$$-hfu - kVv = 0$$

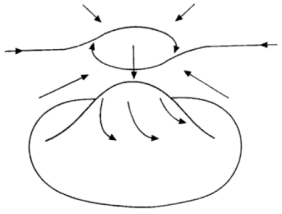
A través de la pendiente

Pendientes suaves: Forzante cat. ~ Coriolis. Domina flujo a través de la pendiente

Grandes pendientes: Forzante cat. grande ~ fricción. Flujo pendiente abajo

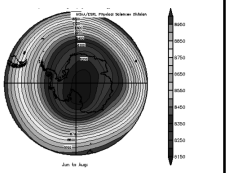
C3.59

Modelo conceptual de la circulación atmosférica en la troposfera baja y media de la Antártida

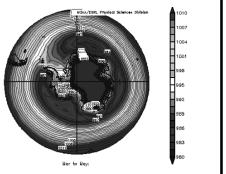


Circulación atmosférica en la Antártida:
Combinación de l forzante de gran escala y el forzante catabático

Alturas geopotenciales medias (300hPa)

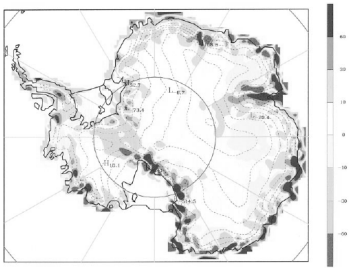


Presión media al nivel del Mar



C3.60

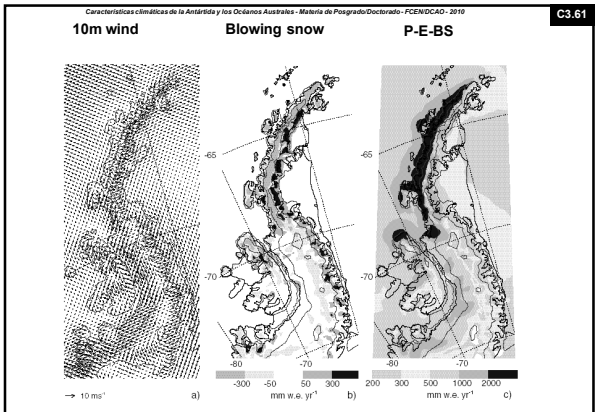
Transporte de nieve por los vientos catabáticos



Divergencia del transporte de nieve derivante obtenido a partir de las simulaciones del MM5

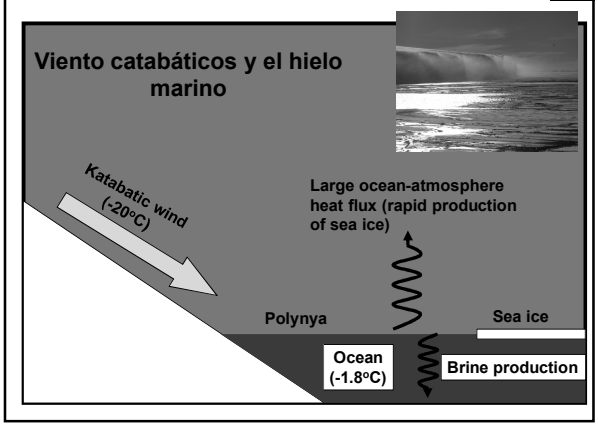
(Bromwich et al. 2004)

C3.61



van Lipzig et al, *JGR*, 2004

C3.62



C3.63

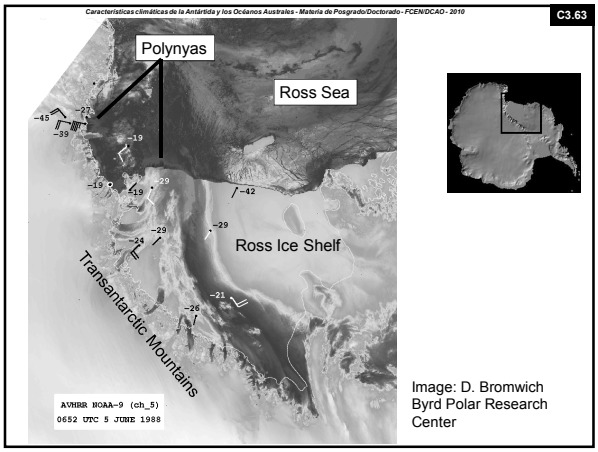


Image: D. Bromwich
Byrd Polar Research Center

Referencias

- King, J. C., and J. Turner, 1997. Antarctic Meteorology and Climatology. J. C. King, and J. Turner, Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge University Press.
- Van den Broeke and Lipzig, 2003: Factors controlling the near-surface wind field in Antarctica. Mon. Wea. Rev. 131, 733-743
- Parish, T., and G. Wendler, 1991: The Katabatic Wind Regime At Adelie Land, Antarctica. Int. Jou. Of Clim. 11, 97-107.
- Van Lipzig, N. P. M., J. C. King, T. A. Lachlan-Cope, and M. R. Van den Broeke, 2004: Precipitation, sublimation, and snow drift in the Antarctic Peninsula region from a regional atmospheric model. *J. Geophys. Res.*, **109**.D24106, doi:10.1029/2004JD004701.