

Modelos numéricos de circulación atmosférica

Abril 2023

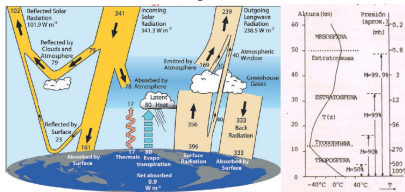


Contenido

- 1 La atmósfera <-> Modelos
- 2 Introducción modelos operativos de circulación atmosférica.

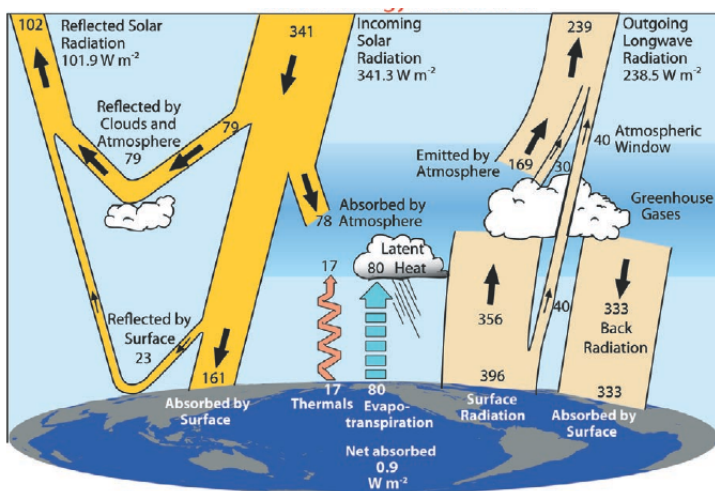
Energía cinética en la atmósfera

La potencia que el sol trasmite a la tierra es en media 341.3 W/m^2 .
Solo una pequeña porción se transforma en energía cinética.



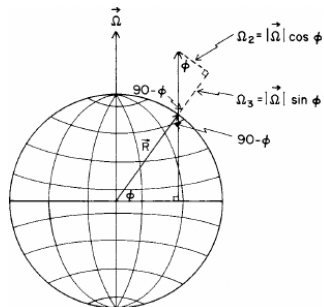
ISS013E78960

¿Como se desarrolla la circulación en la atmósfera.?



Referencial inercial y referencial relativo.

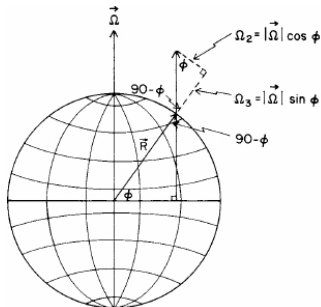
Nuestro sistema de coordenadas es solidario a la tierra la cual esta girando, por lo que debemos tener en cuenta que las aceleraciones asociadas a la rotación de la tierra se presentan como fuerzas de masa en dicho referencial relativo $\nabla T + \rho \vec{F} = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$. Veremos como introducir las aceleraciones como fuerzas de masa en función de $\vec{\Omega}$ (velocidad angular de la tierra).



Referencial inercial y referencial relativo.

(Pielke, 2013) La velocidad absoluta \vec{V}_{abs} , velocidad en el sistema de coordenadas solidario a la superficie terrestre \vec{V} , velocidad asociada al giro de la tierra $\vec{\Omega} \wedge \vec{R}$, $\vec{V}_{abs} = \vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R}$

- aceleración en el referencial inercial $\vec{a} = \frac{d_{abs} \vec{V}_{abs}}{dt}$
- *abs* se refiere a que la derivada total con el tiempo en el referencial inercial $\frac{d_{abs}}{dt} = \frac{d}{dt} + \vec{\Omega} \wedge$
- $\vec{a} = \left(\frac{d}{dt} + \vec{\Omega} \wedge \right) \vec{V}_{abs} = \frac{d\vec{V}}{dt} + \vec{\Omega} \wedge \vec{V}_{abs} = \frac{d}{dt} (\vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R}) + \vec{\Omega} \wedge (\vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R})$
- considerando $\vec{V} = d\vec{R}/dt$
- Se tiene : $\vec{a} = \frac{d\vec{V}}{dt} + 2(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) + \vec{\Omega} \wedge (\vec{\Omega} \wedge \vec{R})$ (*)



$\nabla T + \rho \vec{F} = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$ y (*) considerando Coriolis, despreciando el termino de la aceleración centrífuga

$$\rightarrow \nabla T + \rho \vec{g} - 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$$

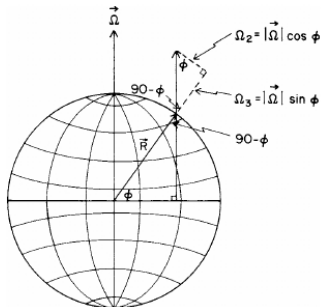
Referencial inercial y referencial relativo.

(Pielke, 2013) La velocidad absoluta \vec{V}_{abs} , velocidad en el sistema de coordenadas solidario a la superficie terrestre \vec{V} , velocidad asociada al giro de la tierra $\vec{\Omega} \wedge \vec{R}$, $\vec{V}_{abs} = \vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R}$

- aceleración en el referencial inercial $\vec{a} = \frac{d_{abs} \vec{V}_{abs}}{dt}$
- *abs* se refiere a que la derivada total con el tiempo en el referencial inercial $\frac{d_{abs}}{dt} = \frac{d}{dt} + \vec{\Omega} \wedge$
- $\vec{a} = \left(\frac{d}{dt} + \vec{\Omega} \wedge \right) \vec{V}_{abs} = \frac{d\vec{V}}{dt} + \vec{\Omega} \wedge \vec{V}_{abs} = \frac{d}{dt} (\vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R}) + \vec{\Omega} \wedge (\vec{V} + \vec{\Omega} \wedge \vec{R})$
- considerando $\vec{V} = d\vec{R}/dt$
- Se tiene : $\vec{a} = \frac{d\vec{V}}{dt} + 2(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) + \vec{\Omega} \wedge (\vec{\Omega} \wedge \vec{R})$ (*)

$\nabla T + \rho \vec{F} = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$ y (*) considerando Coriolis, despreciando el termino de la aceleración centrífuga

$$\rightarrow \nabla T + \rho \vec{g} - 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$$



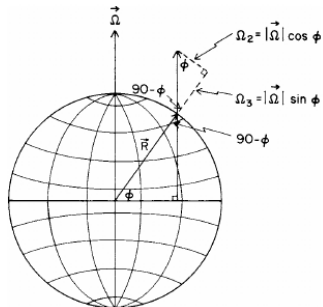
Viento Geostrófico.

$$\nabla T + \rho \vec{F} = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$$

$$\rightarrow \nabla T + \rho \vec{g} - 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$$

Siendo el tensor de tensiones $T = T_V + T_T$; $T_V = -pI + 2\mu D$

- La fuerza de rozamiento esta asociada la interacción de la atmósfera con la superficie terrestre, esto es las tensiones rasantes son significativas en la región denominada Capa Límite Atmosférica (CLA).
- Se denomina **atmósfera libre** a la región de la atmósfera por encima de la CLA
- Cuando podemos despreciar el termino de aceleración (relativa esto el termino de aceleración que ve un observador parado en la superficie terrestre) con respecto al término de Coriolis, decimos que estamos en una escala sinóptica.
- En la escala sinóptica se tienen asociados vientos del tipo Geostróficos.



$$\text{Viento Geostrófico} \rightarrow \nabla P = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$$

Viento Geostrófico.

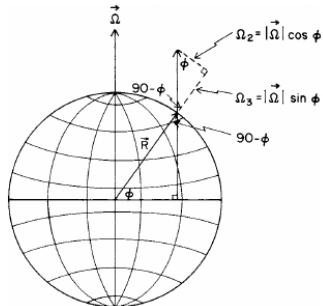
$$\nabla T + \rho \vec{F} = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$$

$$\rightarrow \nabla T + \rho \vec{g} - 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$$

Siendo el tensor de tensiones $T = T_V + T_T$; $T_V = -pI + 2\mu D$

- La fuerza de rozamiento esta asociada la interacción de la atmósfera con la superficie terrestre, esto es las tensiones rasantes son significativas en la región denominada Capa Límite Atmosférica (CLA).
- Se denomina **atmósfera libre** a la región de la atmósfera por encima de la CLA
- Cuando podemos despreciar el termino de aceleración (relativa esto el termino de aceleración que ve un observador parado en la superficie terrestre) con respecto al término de Coriolis, decimos que estamos en una escala sinóptica.
- En la escala sinóptica se tienen asociados vientos del tipo Geostróficos.

$$\text{Viento Geostrófico} \rightarrow \nabla P = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$$



Escala sinóptica vs Mesoscala.

$$\left| \rho \frac{d\vec{V}}{dt} \right| \ll |2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})|$$

Viento Geostrófico $\rightarrow \nabla P = 2\rho(\vec{\Omega} \wedge \vec{V})$

$R_o = \frac{\text{Fuerzas-de-aceleraciones-Relativa}}{\text{Fuerzas-de-Coriolis}}$ Número de Rossby

$$R_o = \frac{U/T}{2fU}$$

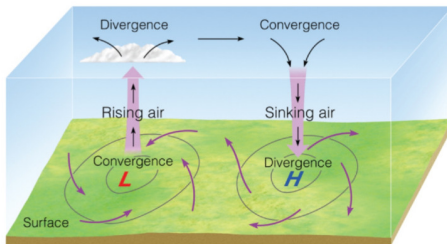
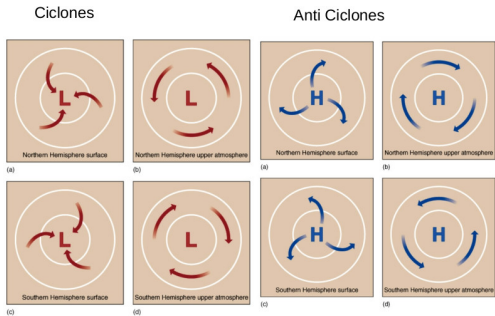
$$f = 2\Omega \text{sen}(Lat) = 2(2\pi/(24*3600))\text{sen}(33) = 7,9 \times 10^{-5} 1/s \simeq 10^{-4} 1/s$$

En sistemas de gran escala (escala sinóptica), las velocidades horizontales típicamente tienen valores de $U = 10m/s$, mientras que los cambios significativos de dicha velocidad se dan en un día ($T = 10^5s$) o más.

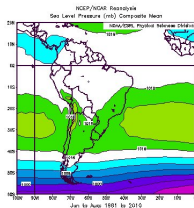
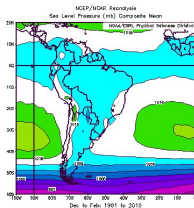
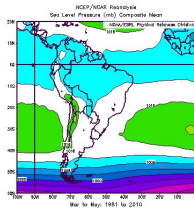
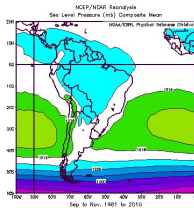
$$R_o \simeq 10^{-1}$$

$R_o \ll 1 \rightarrow$ Aceleración despreciable frente a Coriolis.

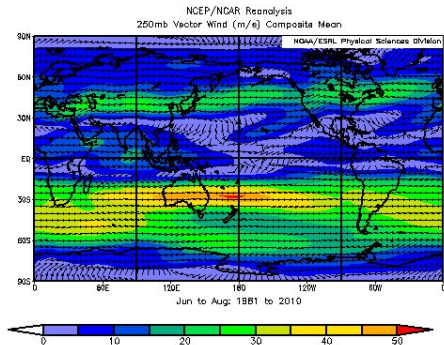
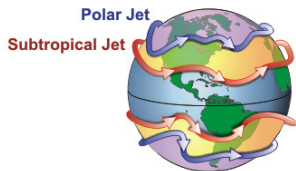
Viento Geostrófico, Ciclones, Escala sinóptica.



Viento Geostrófico, anticiclón del Atlántico Sur, Escala sinóptica, campos de presiones medias.

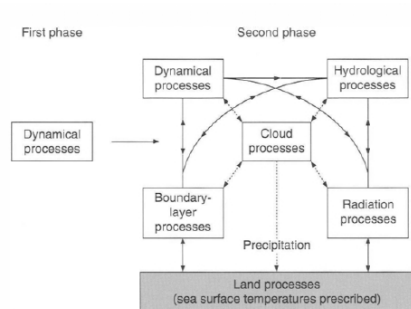


Corrientes en chorro, Escala sinóptica.



Modelos numéricos de la atmósfera - Actualidad -

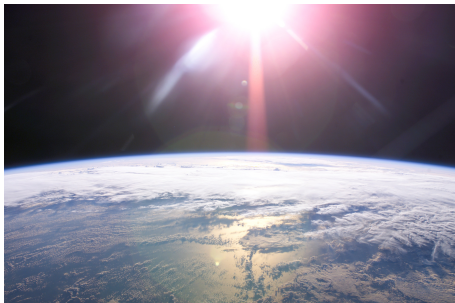
- Se estandarizan los sistemas de ecuaciones.
- Se comienza a disponer de mayor capacidad de cálculo.
- Es contabilizado calor generado como resultado del movimiento y por otro lado como causa del movimiento.
- El vapor del agua se vuelve una variable de pronóstico estandar.
- La importancia de la simulación y esquemas numéricos asociados a las nubes es reconocido.
- Modelos de circulación atmosférica a escala global son desarrollados y comienzan a ser utilizados en forma extensiva.
- Son desarrollados modelos numéricos con diversos objetivos.
- Se incorporan los modelos de capa limite atmosférica.



Principios de conservación

Los principios de conservación se deben cumplir en forma individual y simultáneamente en el código:

- i) Balance de masa
- ii) Balance de energía, primer principio de la termodinámica
- iii) Balance de la cantidad de movimiento
- iv) Conservación del agua.
- v) Conservación de otros materiales gaseosos y aerosoles.



ISS013E70960

Principios de conservación - Ecuaciones básicas.

$\bar{V} = (\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}), \bar{\theta}$; $V' = (u', v', w')$; θ' con $V = \bar{V} + V'$ y $\theta = \bar{\theta} + \theta'$; S_θ ,
siendo $T = T_V + T_T$; $T_V = -pI + 2\mu D$.

$$T_T = -\rho \left(\begin{array}{ccc} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{v'u'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{w'u'} & \overline{w'v'} & \overline{w'w'} \end{array} \right)$$

- i) Balance de masa

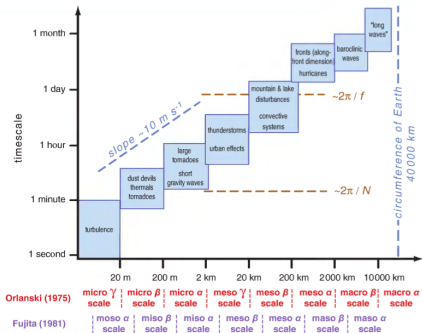
$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \rho V = 0$$

- ii) Primer principio de la termodinámica $\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \theta V = S_\theta$

- iii) Balance de la cantidad de movimiento $\nabla T + \rho \vec{F} = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$



Escalas. Espaciales - Temporales.



$$T = T_V + T_T; T_V = -\rho l + 2\mu D.$$

$$T_T = -\rho \begin{pmatrix} \frac{u' u'}{v' u'} & \frac{u' v'}{w' v'} & \frac{u' w'}{w' w'} \\ \frac{v' u'}{w' u'} & \frac{v' v'}{w' v'} & \frac{v' w'}{w' w'} \\ \frac{w' u'}{w' u'} & \frac{w' v'}{w' v'} & \frac{w' w'}{w' w'} \end{pmatrix}$$

$$\rightarrow \nabla T + \rho \vec{g} - 2(\vec{\Omega} \wedge \vec{V}) = \rho \frac{d\vec{V}}{dt}$$

- Componente vertical $\bar{w} \approx 0$

$$\frac{d(w')}{dt} = \frac{\Theta'_v}{\Theta_v} g - \frac{1}{\bar{p}} \frac{\partial p'}{\partial z} + \nu \left(\frac{\partial^2(w')}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(w')}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(w')}{\partial z^2} \right)$$

- Componente horizontal:

$$Ug = -\frac{1}{f_c \bar{p}} \frac{\partial \bar{P}}{\partial y}; Vg = \frac{1}{f_c \bar{p}} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x}:$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f_c (\bar{v} - Vg) - \frac{\partial(u' w')}{\partial z}$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -f_c (\bar{u} - Ug) - \frac{\partial(v' w')}{\partial z}$$

$$f = 2\Omega \sin(Lat) = 2(2\pi / (24 * 3600)) \sin(33) = 7,9 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$$

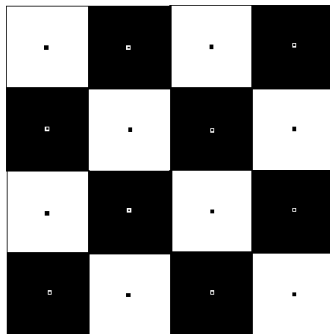
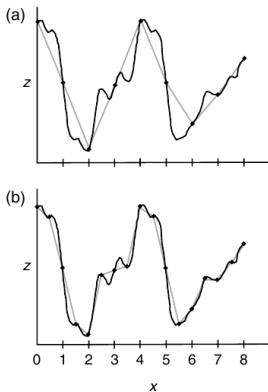
Frecuencia de Brunt-Väisälä

$$N = \left(\frac{g}{\Theta_v} \frac{d\Theta_v}{dz} \right)^{1/2} = \left(\frac{g}{\Theta_v} \frac{d\Theta_v}{dz} \right)^{1/2} = \left(\frac{9,8}{293} \frac{1}{100} \right)^{1/2} =$$

$$0,02 \text{ rad/s}$$

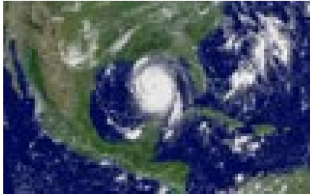
Resolución espacial

(Stensurd, 2009)



Resolución espacial

Imágenes de curso Fovell University at Albany



30 km pixels



10 km pixels



1 km pixels

Resolución temporal

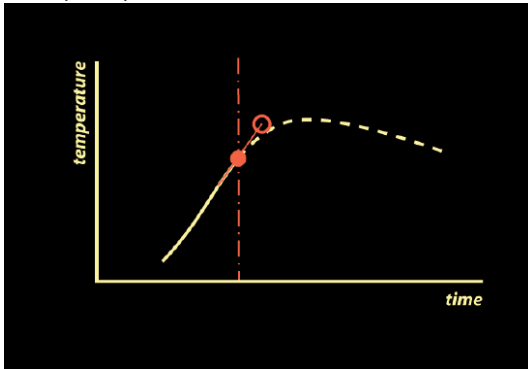
Imagenes de curso Fovell University at Albany



$$T^{n+1} = T^n + \frac{\delta T}{\delta t} \Delta t$$

Resolución temporal

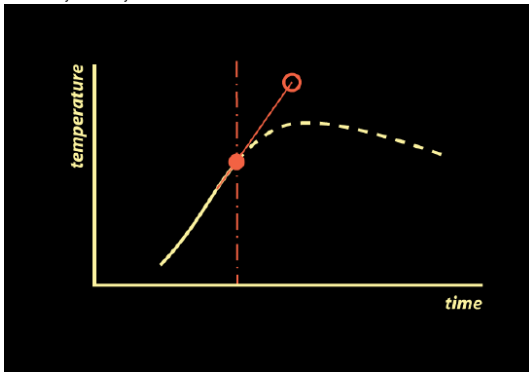
Imágenes de curso Fovell University at Albany



$$T^{n+1} = T^n + \frac{\delta T}{\delta t} \Delta t$$

Resolución temporal

Imágenes de curso Fovell University at Albany



$$T^{n+1} = T^n + \frac{\delta T}{\delta t} \Delta t$$

Metodos de Runge-Kutta

$$k_1 = hf(y_n, t_n)$$

$$k_2 = hf(y_n + \beta k_1, t_n + \alpha h)$$

$$y_{n+1} = y_n + ak_1 + bk_2$$

$$y(t_{n+1}) = y(t_n) + h \frac{dy}{dt} \Big|_{t_n} + \frac{h^2}{2} \frac{d^2y}{dt^2} \Big|_{t_n} + O(h^3)$$

$$dy/dt = f(y, t)$$

$$\frac{d^2y}{dt^2} = \frac{df(y, t)}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial y} \frac{dy}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + f \frac{\partial f}{\partial y}$$

$$y_{n+1} = y_n + hf(y_n, t_n) + \frac{h^2}{2} \left[\frac{\partial f}{\partial t} + f \frac{\partial f}{\partial y} \right] (y_n, t_n) + O(h^3)$$

Metodos de Runge-Kutta

$$k_2 = hf(y_n + \beta k_1, t_n + \alpha h)$$

$$= h \left(f(y_n, t_n) + \alpha h \frac{\partial f}{\partial t}(y_n, t_n) + \beta k_1 \frac{\partial f}{\partial y}(y_n, t_n) \right) + O(h^3).$$

$$y_{n+1} = y_n + (a + b)hf(y_n, t_n) + bh^2 \left(\alpha \frac{\partial f}{\partial t} + \beta f \frac{\partial f}{\partial y} \right)(y_n, t_n) + O(h^3)$$

$$a+b=1$$

$$\alpha b = \frac{1}{2}$$

$$\beta b = \frac{1}{2}.$$

Podemos elegir $\alpha = \beta = 1$

$$k_1 = hf(y_n, t_n)$$

$$k_2 = hf(y_n + k_1, t_n + h)$$

$$y_{n+1} = y_n + (k_1 + k_2)/2,$$

Metodos de Runge-Kutta de segundo orden (RK2).

Metodos de Runge-Kutta

$$k_1 = hf(y_n, t_n)$$

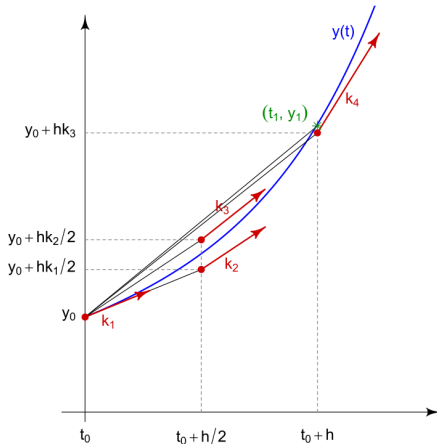
$$k_2 = hf(y_n + k_1/2, t_n + h/2)$$

$$k_3 = hf(y_n + k_2/2, t_n + h/2)$$

Runge-Kutta de orden (RK4).

$$k_4 = h(y_n + k_3, t_n + h)$$

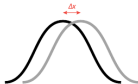
$$y_{n+1} = y_n + (k_1 + 2k_2 + 2k_3 + k_4)/6.$$



Condición de Courant–Friedrichs–Lewy

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -c \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$\frac{c\Delta t}{\Delta x} \leq 1$$



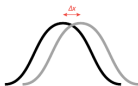
Courant-Friedrichs-Lewy (condición de CFL)

Si una onda está cruzando una malla discreta, el intervalo de tiempo Δt debe ser inferior que el tiempo necesario para que la onda atraviese los puntos de la malla Δx , $\Delta t_{max} < \frac{C_r}{30,5} \frac{\Delta x}{U_{max}}$, siendo $U_{max} = 100m/s$. Como regla para el modelo WRF el paso temporal Δt **en segundos** debe ser unas 6 reolución de la grilla **en km** Δx

Condición de Courant–Friedrichs–Lewy, paso de tiempo adaptativo

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -c \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$\frac{c\Delta t}{\Delta x} \leq 1$$



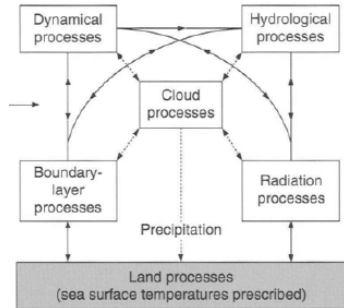
Courant-Friedrichs-Lewy (condición de CFL)

Paso de tiempo adaptativo: Se busca tener en cada paso temporal **el máximo Δt que mantenga estable la simulación**, de modo de cumplir con la condición de Courant–Friedrichs–Lewy. De este modo de baja el tiempo de computo total, esto es muy relevante para modelos de simulación numérica operativos en los que se generarán pronósticos.

Esquemas numéricos en los modelos.

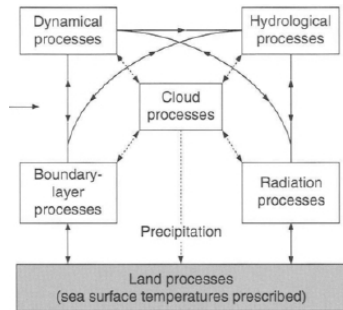
Los modelos numéricos de simulación atmosférica tratan de los procesos físicos que se desarrollan en la atmósfera con diferentes resoluciones de grilla, a medida que se tiene mayor resolución es posible resolver algunos procesos de forma explícita.

Cuando los procesos no se pueden resolver de forma explícita se tienen esquemas numéricos (parametrizaciones) de modo de generar información asociada a escalas menores que la resolución espacial de la grilla numérica.



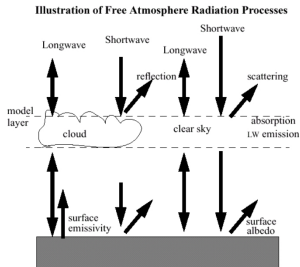
Esquemas numéricos en los modelos.

Los esquemas numéricos interactúan, generando salidas de cada esquema y tomando como entradas las salidas de los demás esquemas. Un cambio en un esquema numérico (parametrización), implica que se tendrán resultados diferentes en todas las magnitudes de salida, algunas parametrizaciones son más relevantes que otras en términos de el efecto en las magnitudes de salida del modelo (viento, radiación, precipitaciones, etc).



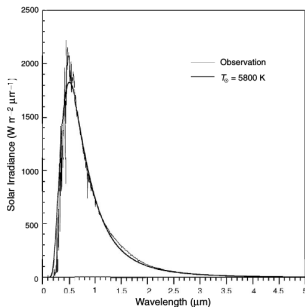
Radiación

Los procesos de radiación de onda corta y larga son determinantes en la circulación atmosférica.

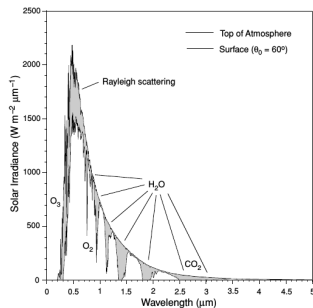


Radiación Solar de onda corta

$$Rad_{solar} = \sigma T^4$$



$$\lambda = \frac{C}{\tilde{\nu}}$$

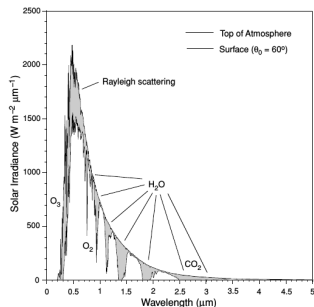
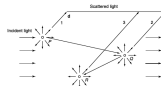


Radiación Solar de onda corta

	Name of region	Wavelength (μm)	Frequency (GHz)	Wavenumber (cm^{-1})
	Gamma rays	10^{-6}	3×10^{18}	10^9
	X rays	10^{-2}	3×10^7	10^8
	Ultraviolet	3×10^{-1}	10^8	0.33×10^5
Violet $0.4\mu\text{m}$ Purple Blue Green Yellow Orange Red $0.7\mu\text{m}$	Visible	1		
	Infrared	10^3	3×10^2	10^4
	Microwaves	10^4 (1cm)	3×10^1	10
	Spacecraft	10^6	3×10^{-1}	10^{-2}
	Television & FM	10^7	3×10^{-2}	10^{-3}
	Shortwave	10^8	3×10^{-3}	10^{-4}
	AM Radio waves	10^9	3×10^{-4}	10^{-5}

- moléculas de gas ($\sim 10^{-4} \mu\text{m}$)
- aerosoles ($\sim 1 \mu\text{m}$),
- gotas de agua ($\sim 10 \mu\text{m}$),
- cristales de hielo ($\sim 100 \mu\text{m}$),
- gotas de lluvia y granizo ($\sim 1 \text{mm}$).

$$\lambda = \frac{c}{\nu}$$



Radiación atmosférica de onda larga.

- Constante solar $S = 1366 \text{ W/m}^2$
- Radio terrestre $a_e = 6371 \text{ km}$
- Porción de la radiación solar reflejada $r = 0,3$,
- Constante de Stefan-Boltzman $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}^4}$

$$S\pi a_e^2(1 - r) = \sigma T_e^4 4\pi a_e^2$$

$$T_e = (S(1 - r)/(4\sigma))^{1/4}$$

$$T_e \approx 255 \text{ K}$$

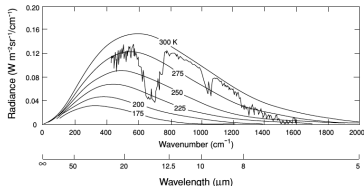
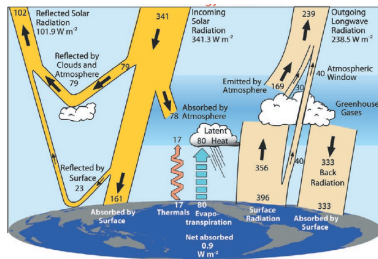
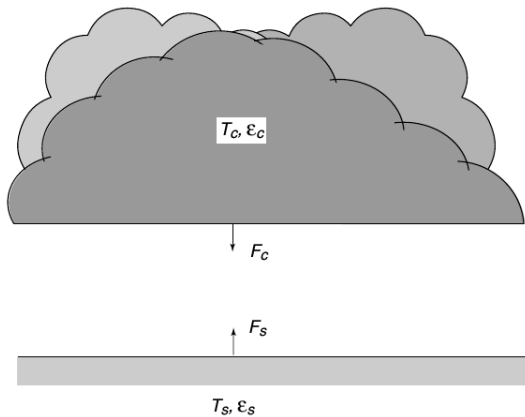


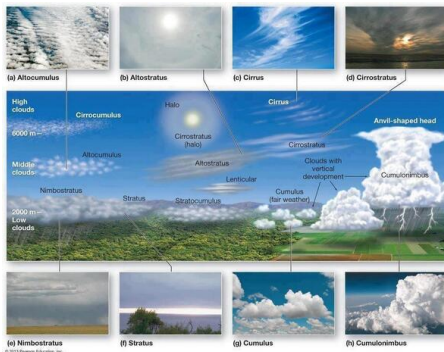
Figure 4.1 Theoretical Planck radiance curves for a number of the earth's atmospheric temperatures as a function of wavenumber and wavelength. Also shown is a thermal infrared emission spectrum observed from the Nimbus 4 satellite based on an infrared interferometer spectrometer.

Radiación de onda larga atmosférica - Superficie terrestre



Formación de nubes y tormentas convectivas

La formación de nubes es determinante en términos de la circulación general de la atmósfera así como en las circulaciones de mesoescala, en la jerga meteorológica los procesos de formación de nubes se los denomina convección en particular al transporte vertical de humedad.

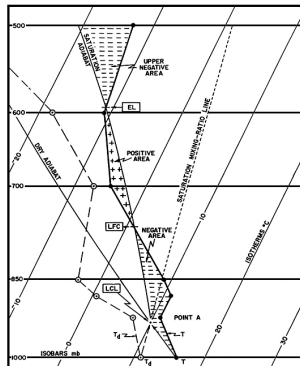


Tormentas convectivas

Se define Energía Convectiva Potencial Disponible (Convective Available Potential Energy *CAPE*), como la energía de flotación asociada a la elevación de la parcela de aire desde el nivel de convección libre *LFC* hasta el nivel de equilibrio en términos de las fuerzas de flotación (Equilibrium Level *EL*). Es una medida de una flotación (positiva) [J/kg] o en [m^2/s^2]. La *CAPE* está directamente relacionado con la velocidad vertical que se podría desarrollar dentro de una región de corrientes ascendentes (updraft).

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} \frac{(\Theta_v^{p-aire}(z) - \bar{\Theta}_v^{amb}(z))}{\bar{\Theta}_v^{amb}(z)} g dz$$

↑ *CAPE* → ↑ *Inestabilidad*



Interpretación de la CAPE

La CAPE Es una medida de una flotación (positiva) [J/kg] o en [m^2/s^2]. Durante los procesos denominados de convección profunda desarrollada cuando se tienen tormentas la componente vertical de la velocidad w pasa a ser significativa y predominante así como su gradiente vertical asociado al fenómeno de flotación que provoca la velocidad ascendente.

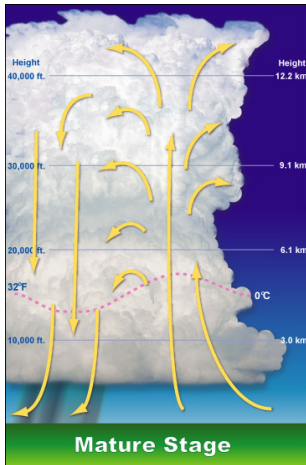
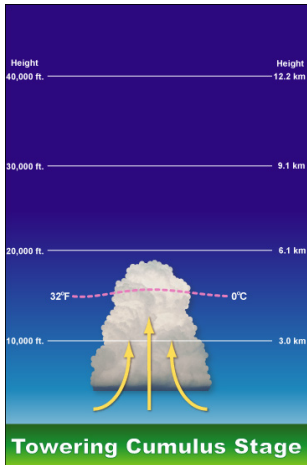
$$\frac{\delta w}{\delta t} + u \frac{\delta w}{\delta x} + v \frac{\delta w}{\delta y} + w \frac{\delta w}{\delta z} = \frac{-\rho'}{\rho} g - \frac{1}{\rho} \frac{\delta \rho}{\delta z} + \nu \nabla^2 w$$

$$w \frac{\delta w}{\delta z} = \frac{-\rho'}{\rho} g$$

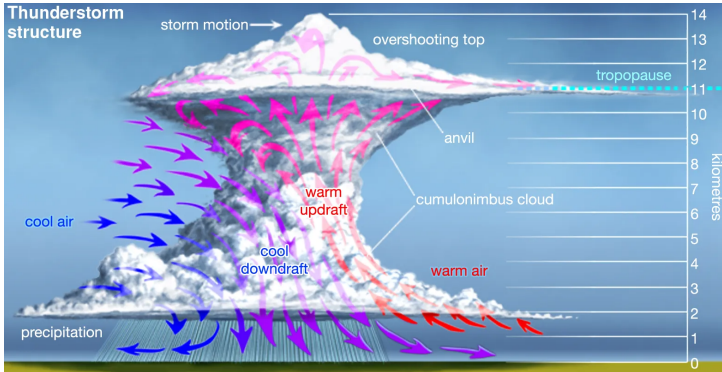
$$\frac{w^2}{2} = \int_0^z w \frac{\delta w}{\delta z} dz = \int_0^z \frac{-\rho'}{\rho} g dz = CAPE$$

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} \frac{(\Theta_v^{p-aire}(z) - \bar{\Theta}_v^{amb}(z))}{\bar{\Theta}_v^{amb}(z)} g dz$$

Formación de cumulus



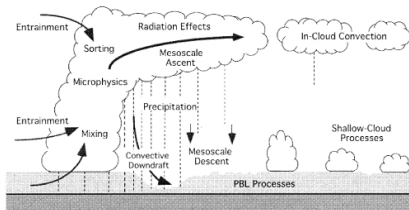
Tormentas convectivas.



Esquemas de cumulus

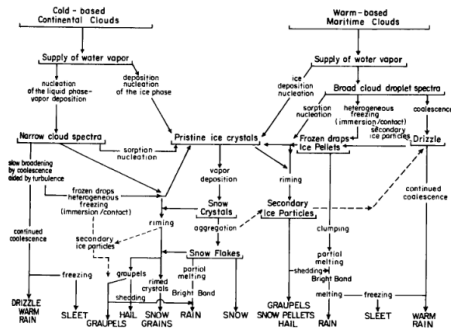
- Menor resolución de grilla horizontal **4 km** Esquemas de cumulus (cumulus parametrizations).
- Mayor resolución de grilla horizontal **4 km** (cloud resolving model), resolución explícita de cumulus los cuales parten de la información de la grilla horizontal y a partir del transporte de cantidad de movimiento y agua se determinan las condiciones para el desarrollo de cumulus.

UNCERTAINTIES IN FORMULATING CLOUD AND ASSOCIATED PROCESSES



Micro Física

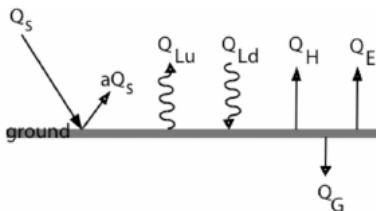
El desarrollo y evolución de una nube se produce de modo turbulento con lo cual se tiene en el espacio diferentes concentraciones de vapor agua líquida, cristales de agua, aerosoles, una nube dada tiene una distribución de tamaño gotas de agua específico y la evolución de la composición y la distribución, determina que se tenga o no precipitaciones. La composición de componentes determina las condiciones para el desarrollo de las nubes, todos estos procesos y su simulación se denomina en la jerga de los modelos de circulación atmosférica micro-física.



Intercambio de calor en la superficie

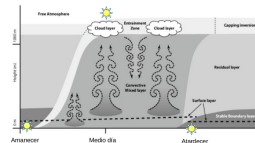
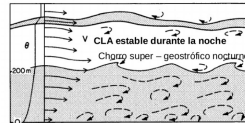
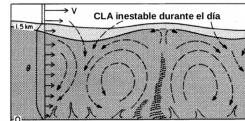
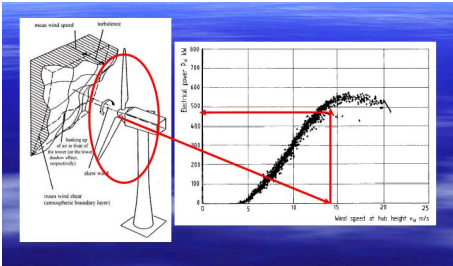
Los modelos de intercambio de calor entre la atmósfera y la superficie terrestre consideran el balance de energía en el que:

- Q_H es el intercambio de calor sensible.
- Q_E es el intercambio de calor latente.
- Q_{Lu} es la radiación de onda larga emitida por la superficie.
- Q_{Ld} es la radiación de onda larga emitida por la atmósfera que llega a la superficie.
- Q_S es la radiación de onda corta que llega a la superficie considerando su albedo.
- aQ_S es la radiación de onda corta reflejada por la superficie considerando su albedo.
- Q_G es el calor transmitido al suelo.

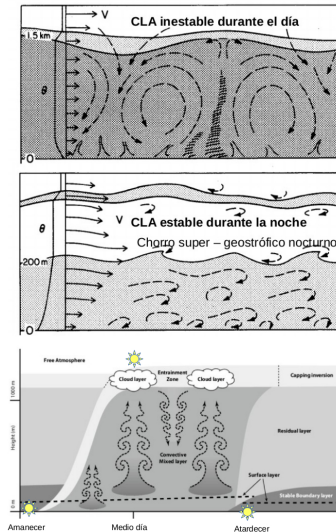


Introducción a la Capa Limite Atmosférica -CLA-

La zona más cercana de la atmósfera a la superficie terrestre es denominada capa limite atmosférica **CLA** es la región que se ve "afectada" directamente por la superficie terrestre.



Introducción a la Capa Limite Atmosférica -CLA-



Introducción a la Capa Limite Atmosférica -CLA-

Aplicando la técnica de considerar los balances de cantidad de movimiento para el flujo turbulento y multiplicar la ecuación de balance de cantidad de movimiento por $(u + u', v + v', w + w')$, luego que se le resta el balance de potencia mecánica del flujo medio se puede obtener el balance de energía turbulenta $e = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2$

- Energía turbulenta $\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \left(\frac{g}{\theta}\right) \overline{w'\theta'} - \frac{\partial[\overline{w'((\rho'/\rho)+\theta)}]}{\partial z} - \epsilon$
- Luego la ecuación del balance de calor al que fuera multiplicado por θ' e integrado en el tiempo se tiene $\frac{\partial(\overline{\theta'^2})}{\partial t} = -2\overline{w'\theta'} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{w'\theta'^2}}{\partial z} - 2\epsilon_\theta - \epsilon_R$

Introducción a la Capa Limite Atmosférica -CLA-

$$e = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2$$

- Energía turbulenta

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \left(\frac{g}{\theta}\right) \overline{w'\theta'} - \frac{\partial[\overline{w'((\rho'/\rho)+e)}]}{\partial z} - \varepsilon$$

Variación de la Energía turbulenta = Producción mecánica $\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)$ +
Producción térmica $\left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}\right)$ +Disipación

Esquemas de CLA en modelos numéricos

- $\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f_c(\bar{v} - V_g) - \frac{\partial(\overline{u'w'})}{\partial z}$
- $\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -f_c(\bar{u} - U_g) - \frac{\partial(\overline{v'w'})}{\partial z}$

En lo que se refiere a la cantidad de movimiento la turbulencia dentro de la CLA

se representa a través del coeficiente de difusión turbulenta K_m

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

$$\overline{v'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$$

Esquemas de CLA en modelos numéricos

Desplazamiento vertical z' de una parcela de aire y su relación la fluctuación de la velocidad $u' = -z' \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$, siendo

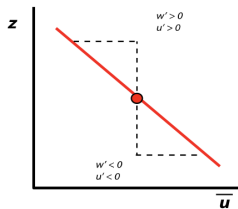
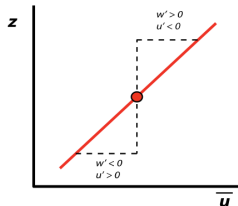
$$w' = z' \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right|,$$

$$\overline{u'w'} = \overline{w'u'} = \overline{w'(-z' \frac{\partial \bar{u}}{\partial z})} = -\overline{w'z'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -\overline{z'^2} \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right| \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)$$

Luego considerando $\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$ y la longitud de mezcla de Prandtl's, definida como $l = (\overline{z'^2})^{1/2}$, se tiene:

$$-K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -l^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right| \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)$$

$$K_m = l^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right|$$



Esquemas de CLA en modelos numéricos

Se define la velocidad de fricción u_* a partir del producto de las fluctuaciones $(u'w')_s$ evaluado en la superficie

$$u_*^2 = |(\overline{u'w'})_s|$$

Con $\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$ y la longitud de mezcla como $l = kz$, llegamos a:

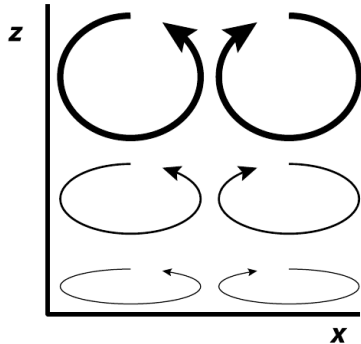
$$u_*^2 = (kz)^2 \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2$$

$$\Rightarrow u_* = (kz) \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \text{ integrando}$$

$$\int_{z_0}^z \frac{u_*}{(kz)} = \int_{z_0}^z \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

en z_0 en la cual podemos asumir que la velocidad es nula ($u(z_0) = 0$)

$$\Rightarrow u(z) - u(z_0) = u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}$$



Esquemas de CLA - estabilidad.

Para considerar el efecto de la estabilidad atmosférica se debe tener en cuenta el calor intercambiado con la superficie $Q_0 = \overline{(w'\theta')_0}$ (Q_0 es positivo cuando la atmósfera recibe calor de la superficie). Se define la longitud de Monin Obukhov (L) y $\zeta = \frac{z}{L}$, cuando $\zeta > 0$ se asocia a una condición de estabilidad, cuando $\zeta < 0$ se refiere a una condición de inestabilidad, y cuando $\zeta = 0$

atmósfera neutra. $L = \frac{-\bar{\theta} u_*^3}{kg(w'\theta')_0}$

$\phi_m(\zeta)$ Corrige el gradiente de velocidades en altura ($\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$) dado para una atmósfera neutra

($u(z) - u(z_0) = u_* \ln \frac{z}{z_0}$), en condición inestable

se va a tener un menor gradiente vertical ($\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$) dada la mezcla provocada por vórtices de origen térmico, en condición de estabilidad se va a tener un mayor gradiente vertical ($\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$) ya que en general se tiene una atenuación de la mezcla dada por una superficie que le esta quitando calor a la atmósfera.

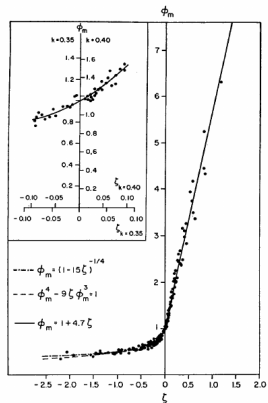
$$\phi_m(\zeta) = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

Estable

$$\phi_m(\zeta) > 1$$

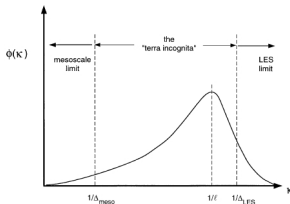
Inestable

$$\phi_m(\zeta) < 1$$



Esquemas de CLA en modelos numéricos

Con grillas entre 12 km y en 400 m, no pueden dar solución explícita a los vórtices que determinan la producción de turbulencia .



- Estrategias no-local en la que K_m es dado como una función en altura

$$K_m = kz w_s \left(1 - \frac{z}{h}\right)^2$$
- En los esquemas locales se plantea que K_m depende del gradiente de velocidad media local y de la longitud de mezcla turbulenta local. En los esquemas de mayor orden (de orden 1.5 y mayores) se agregan en el sistema de ecuaciones del modelo numérico de mesoescala el balance de energía turbulenta ($e = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2$), con $K_m = L(\bar{e})^{1/2}$

Esquemas (parametrizaciones) de CLA

Estrategias para resolver numéricamente el “cierre”(Stull, 1988):

- Tensión rasante en superficie y escala de velocidad

$$u_*^2 = \frac{[\tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2]^{1/2}}{\rho} = [\overline{u'w'}^2 + \overline{v'w'}^2]^{1/2}$$

- Longitud de mezcla l , (Prandtl, 1925), velocidad media \bar{u} , escala de la temperatura en la capa de superficie

$$\theta_* SL = \frac{-w'\theta'}{u_*} \text{ vortice turbulento } z' \text{ altura de referencia } z, u' = -\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} z' \text{ y } w' = -c \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right| z' \text{ con } l^2 = cz'^2.$$

$l = kz$ ($k = 0,40$, constante de Von Karman)

longitud l como una escala de los vortices que producen la mezcla

- Régimen de estabilidad (Monin, 1954) (Busigner 1971)

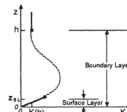
$$L = \frac{-\bar{\theta} u_*^3}{kg(w'\theta')}, \zeta = \frac{z}{L} \text{ para una altura dada (z).}$$

($\zeta > 0$ estable, $\zeta < 0$ inestable, y $\zeta = 0$ neutra)

$$\text{luego } \phi_m(\zeta) = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \text{ and } \phi_h(\zeta) = \frac{z}{\theta_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$$

gradientes adimensionados en función de la estabilidad

- * Cierre de Primer Orden:
No-local



$$*** K_m = u_* kz \phi_m^{-1} \left(1 - \frac{z}{h}\right)^D ***$$

$$* K_m = l^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right| * \text{Local}$$

- * Cierre Orden 1.5

$$e = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2 \text{ (TKE)}$$

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} =$$

$$-u'w' \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - v'w' \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \left(\frac{g}{\theta}\right) w'\theta' - \frac{\partial [\bar{w}'((\rho'/\rho) + \theta)]}{\partial z} - \epsilon$$

$$\frac{\partial (\overline{\theta'^2})}{\partial t} = -2\overline{w'\theta'} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{w'\theta'^2}}{\partial z} - 2\epsilon_\theta - \epsilon_R$$

Luego:

$$*** \overline{w'u'} = -K_m(\bar{e}, \theta'^2) \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} ***$$

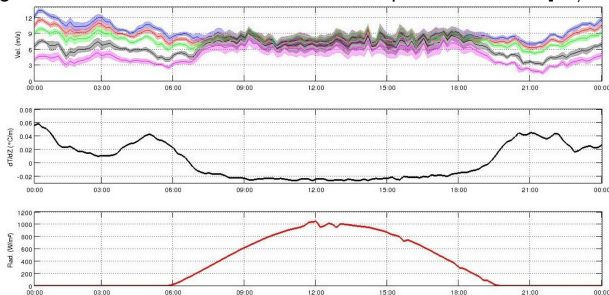
Local

Ciclo diario en la CLA

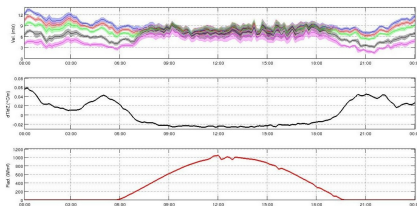
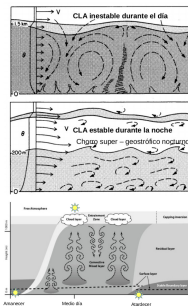
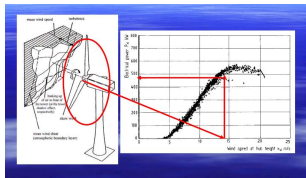
Se presentan los valores diez minútales registrados en la torre de medición de Colonia Eulacio (UTE) para un día de primavera 6 de diciembre de 2014 (de Almeida, 2015). velocidad a 5 distintas alturas 101.8 m (azul), 81.8 m (rojo), 60.8 m (verde), 25.7 m (negro) e 10.1 m (magenta) [m/s].

En negro $\frac{\partial T}{\partial z}$ [$^{\circ}\text{C}/\text{m}$] entre 100.8 m y 3.4 m ,

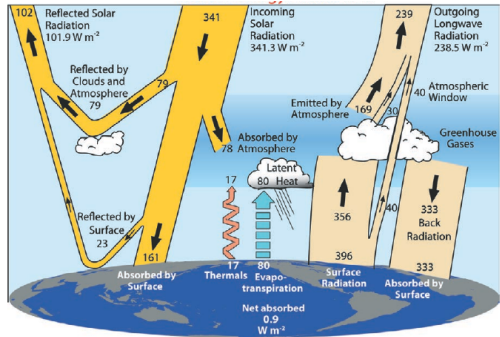
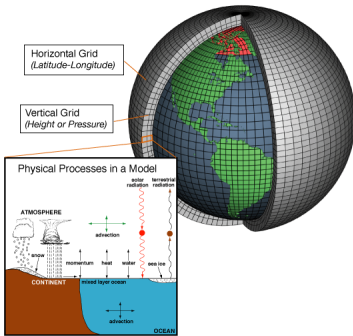
En rojo se gráfica el valor de la radiación medida en plano horizontal [W/m^2]



¿Desempeño de los modelos numéricos en la CLA?



Modelos operativos de circulación atmosférica.



Información satelital estatica

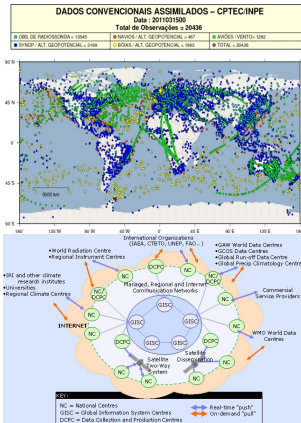
A los efectos de la simulación importa conocer las propiedades de la superficie: porcentaje de agua en el suelo, la emisividad del terreno, rugosidad, calor específico, cobertura de nieve. Los modelos de circulación general de la atmósfera definen propiedades físicas para las clases de uso del suelo en función de la clasificación de la información satelital.

Clasificación de uso del suelo IGBP del producto MODIS

Clase	Descripción	Descripción
0	Water	Agua
1	Evergreen Needleleaf forest	Bosque de coníferas de hoja perenne
2	Evergreen Broadleaf forest	Bosque de hoja ancha perenne
3	Deciduous Needleleaf forest	Bosque de coníferas de hoja caduca
4	Deciduous Broadleaf forest	Bosque de hoja ancha caduca
5	Mixed forest	Bosque mixto
6	Closed shrublands	Matorrales cerrados
7	Open shrublands	Matorrales abiertos
8	Woody savannas	Savanas arboladas
9	Savannas	Savanas
10	Grasslands	Pastizales
11	Permanent wetlands	Humedales permanentes
12	Croplands	Tierras de cultivo
13	Urban and built-up	Áreas urbanas y construidas
14	Cropland/Natural vegetation mosaic	Tierras de cultivo y mosaico de vegetación natural
15	Snow and ice	Nieve y hielo
16	Barren or sparsely vegetated	Vegetación escasa o suelo árido
254	Unclassified	Sin clasificación
255	Fill Value	Sin valor

Red de medición mundial OMM

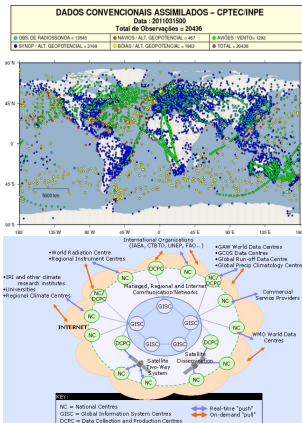
- *) estaciones de meteorología;
- *) radares meteorológico;
- *) perfiladoras de viento;
- *) información satelital;
- *) perfiles de aviones meteorológicos;
- *) boyas de acopio de datos (a la deriva y fondeadas);
- *) flotadores perfiladores oceánicos;
- *) observaciones realizadas desde buques (de la superficie marina, oceanográfica y en altitud);
- *) estaciones mareográficas,
- *) globo sondas



<http://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gfs/prod>

Frecuencia de disponibilidad de observaciones a escala global

- 00:00 GMT
- 06:00 GMT
- 12:00 GMT
- 18:00 GMT



<http://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccl/com/gfs/prod>

Asimilación

- x_t Estado real
- x_o Observación
- x_b Información “histórica”.
- $d = x_o - x_b$ Innovación de partida.
- x_a Análisis (optimo en términos de los errores mínimos)
- $x_a = x_b + \alpha(x_o - x_b)$

$$\bullet \sigma_a^2 = (x_a - x_t)(x_a - x_t) = (1 - \alpha)^2 \sigma_b^2 + \alpha^2 \sigma_0^2$$

$$\bullet \alpha = \frac{\sigma_b^2}{\sigma_b^2 + \sigma_0^2}$$

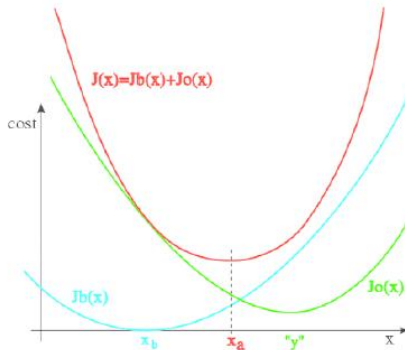
$$\bullet x_a = x_b + B(B + R)^{-1}(x_o - x_b)$$

Asimilación Función Costo

- $J(x) = \frac{1}{2}(x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b) + \frac{1}{2}(x - x_0)^T R^{-1}(x - x_0)$
- $\nabla J = B^{-1}(x - x_b) + R^{-1}(x - x_0)$

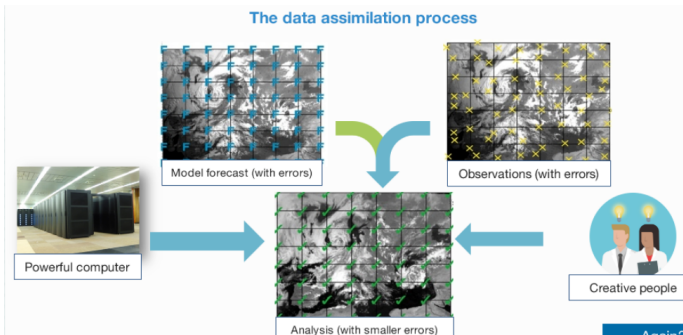
Asimilación Función Costo $J(x)$

- $J(x) = \frac{1}{2}(x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b) + \frac{1}{2}(x - x_0)^T R^{-1}(x - x_0)$
- $\nabla J = B^{-1}(x - x_b) + R^{-1}(x - x_0)$



Asimilación Función Costo $J(x)$

- $J(x) = \frac{1}{2}(x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b) + \frac{1}{2}(x - x_0)^T R^{-1}(x - x_0)$
- $\nabla J = B^{-1}(x - x_b) + R^{-1}(x - x_0)$



Modelos de circulación general

BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System)

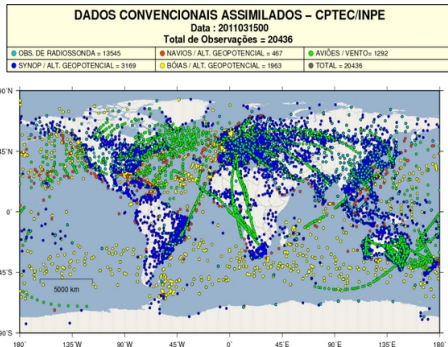
<http://www.cptec.inpe.br/>

General Circulation Model Global Forecast System (GFS)
National Centers for Environmental Prediction (NCEP)NOAA/
0:00 GMT, 06:00 GMT, 12:00 GMT and 18:00 GMT. GRIB2, 1° x
1°, 0.5° x 0.5°, 3 h.

<http://www.emc.ncep.noaa.gov/index.php?branch=GFS>

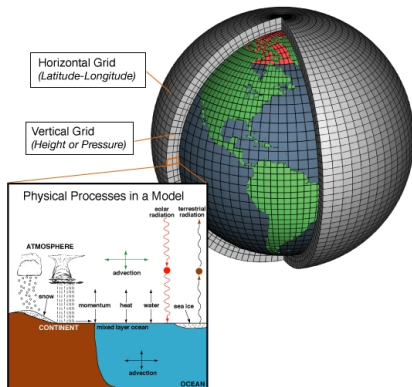
The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
(ECMWF, the Centre) is an intergovernmental organisation
supported by 34 States, based in Reading, west of London, in
the United Kingdom.

<http://www.ecmwf.int/about/>



Variables GFS \Rightarrow WRF

metgrid Name	metgrid Units	metgrid Description
TT	K	Temperature
UU	m s-1	U
VV	m s-1	V
RH	%	Relative Humidity
HGT	m	Height
TT	K	Temperature at 2 m
RH	%	Relative Humidity at 2 m
UU	m s-1	U at 10 m
VV	m s-1	V at 10 m
PSFC	Pa	Surface Pressure
PMSL	Pa	Sea-level Pressure
SM000010	kg m-3	Soil Moist 0-10 cm below grn layer (Up)
SM010040	kg m-3	Soil Moist 10-40 cm below grn layer
SM040100	kg m-3	Soil Moist 40-100 cm below grn layer
SM100200	kg m-3	Soil Moist 100-200 cm below gr layer
SM010200	kg m-3	Soil Moist 10-200 cm below gr layer
ST000010	K	T 0-10 cm below ground layer (Upper)
ST010040	K	T 10-40 cm below ground layer (Upper)
ST040100	K	T 40-100 cm below ground layer (Upper)
ST100200	K	T 100-200 cm below ground layer (Bottom)
ST010200	K	T 10-200 cm below ground layer (Bottom)
SEAICE	proprtn	Ice flag
LANDSEA	proprtn	Land/Sea flag (1=land, 0 or 2=sea)
SOILHGT	m	Terrain field of source analysis
SKINTEMP	K	Skin temperature (can use for SST also)
SNOW	kg m-2	Water equivalent snow depth
SOILCAT	Tab4.213	Dominant soil type cat. (not in GFS file)
VEGCAT	Tab4.212	Dominant land use cat. (not in GFS file)



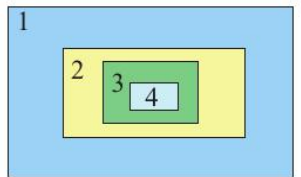
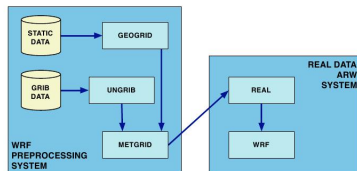
Modelos de mesoescala

- Weather Research and Forecasting Model (WRF)
A partnership that includes the NOAA, NCAR,
- Colorado State University, Regional Atmospheric Modeling System (RAMS)
- Fifth Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)
- Advanced Region Prediction System (ARPS)
- High Resolution Limited Area Model (HIRLAM)
- Global Environmental Multiscale Limited Area Model (GEM-LAM)
- Limited Area, dynamical Adaptation, International Development (ALADIN)
- COSMO Consortium for Small-Scale Modeling (Germany, Switzerland, Italy, Poland, and Greece)
- Skiron/Eta Institute of Accelerating Systems and Applications - University of Athens (IASA)
- Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560 UPS/CNRS) and CNRM-GAME (URA 1357 CNRS/Météo-France) NOAA (U.S.A)
- Méso-NH Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560 UPS/CNRS) and CNRM-GAME (URA 1357 CNRS/Météo-France)
- Rapid Update Cycle (RUC) NOAA (U.S.A)

Modulos WRF-Anidamiento

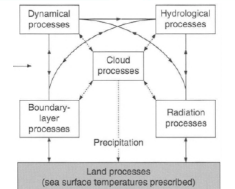
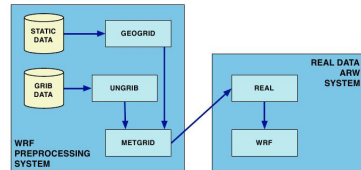
<http://www.wrf-model.org/index.php>

- GEOGRID se define el tamaño y ubicación de las grillas. El programa, adquiere la información geográfica de base.
- UNGRIB determina el formato en el cual se leen y escriben los archivos GRIB o GRIB2.
- METGRID realiza una interpolación en el plano horizontal de la información de las variables meteorológicas.
- REAL ajusta las condiciones de frontera en función del paso temporal definido, y los niveles de discretización vertical.
- WRF es el modelo numérico, en si mismo.
- Posibilidad de anidamiento del modelo. Cada nueva simulación se vincula con la información generada por el dominio padre.



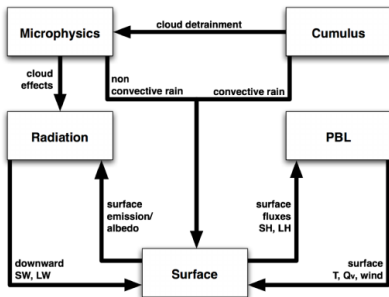
Modulos WRF-Anidamiento

		Rad	MP	CP	PBL	Sfc
Atmospheric	Momentum			i	io	
State or	Pot. Temp.	io	io	io	io	
Tendencies	Water Vapor	i	io	io	io	
	Cloud	i	io	o	io	
	Precip	i	io	o		
Surface	Longwave Up	i				o
Fluxes	Longwave Down	o				i
	Shortwave Up	i				o
	Shortwave Down	o				i
	Sfc Convective Rain			o		i
	Sfc Resolved Rain		o			i
	Heat Flux				i	o
	Moisture Flux				i	o
	Surface Stress				i	o



Esquemas numéricos - Parametrizaciones

Direct Interactions of Parameterizations



		Rad	MP	CP	PBL	Sfc
Atmospheric	Momentum			i	io	
State or	Pot. Temp.	io	io	io	io	
Tendencies	Water Vapor	i	io	io	io	
	Cloud	i	io	o	io	
	Precip	i	io	o		
Surface	Longwave Up	i				o
Fluxes	Longwave Down	o				i
	Shortwave Up	i				o
	Shortwave Down	o				i
	Sfc Convective Rain			o		i
	Sfc Resolved Rain		o			i
	Heat Flux				i	o
	Moisture Flux				i	o
	Surface Stress				i	o

Pequeñas variaciones en condiciones iniciales grandes consecuencias.

JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES

Deterministic Nonperiodic Flow¹

EDWARD N. LORENZ

Massachusetts Institute of Technology

(Manuscript received 18 November 1962, in revised form 7 January 1963)

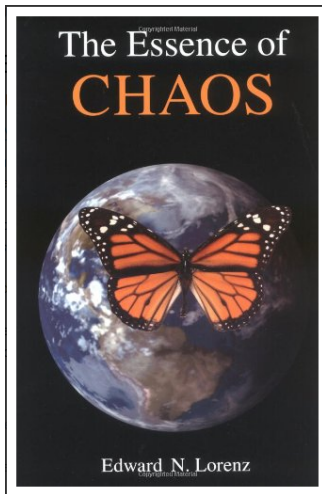
ABSTRACT

Finite systems of deterministic ordinary nonlinear differential equations may be designed to represent forced dissipative hydrodynamic flow. Solutions of these equations can be identified with trajectories in phase space. For those systems with bounded solutions, it is found that nonperiodic solutions are ordinarily unstable with respect to small modifications, so that slightly differing initial states can evolve into considerably different states. Systems with bounded solutions are shown to possess bounded numerical solutions.

A simple system representing cellular convection is solved numerically. All of the solutions are found to be unstable, and almost all of them are nonperiodic.

The feasibility of very-long-range weather prediction is examined in the light of these results.

Pequeñas variaciones en condiciones iniciales grandes consecuencias.

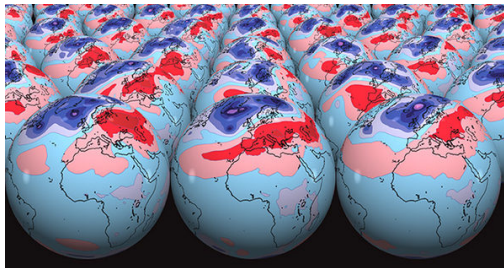


Incertidumbre inherente.

- Errores de medición.
- Grilla discretizada.
- Los modelos numéricos de la realidad no son la realidad.
- Las condiciones iniciales tienen asociadas en las escalas menores la interaccionan con la vida en el planeta.

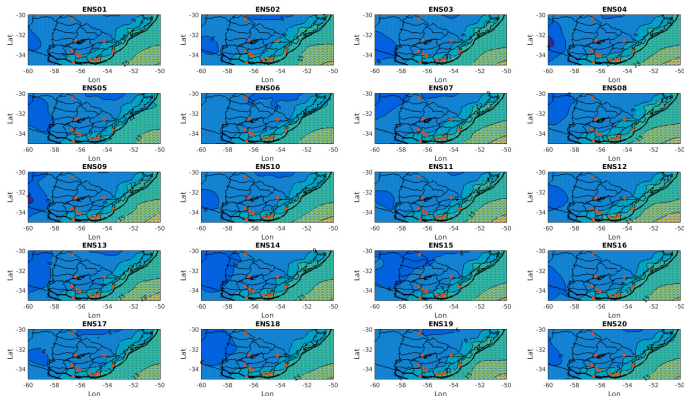
Conjunto de corridas (ensembles).

- Se desarrollan conjuntos de corridas con condiciones iniciales perturbadas.
- Se identifican las corridas que tienen mayor capacidad de generar los escenarios, se eligen tempranamente los miembros de las corridas.
- Los conjuntos de corridas pasan brindar pronósticos de tipo probabilísticos, en contraste con una corrida determinista.
- Cada miembro del conjunto de corridas no se vincula con el anterior, hay que tener cuidado en los procesos de entrenamiento de modelos.



Evento 18 de Marzo de 2018, ciclón extratropical

20 corridas GFS-WRF



Datos modelos de circulación general

GFS:

Operativos:

<http://www.ftp.ncep.noaa.gov/data/nccf/com/gfs/prod/>

Ensembles <https://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gens/prod/>

Diferentes productos <https://nomads.ncep.noaa.gov/>

ECMWF:

<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets>