Condiciones favorables para cyclogénesis. Modelos teóricos termodinámicos

David J. Raymond
Physics Department y Geophysical Research Center
New Mexico Tech
Socorro, NM 87801
Estados Unidos
raymond@kestrel.nmt.edu

Gracias a Carlos López, Graciela Raga, y Jorge Cisneros por su ayuda!

Ciclón tropical (NOAA/NHC):

- Origen sobre aguas calientes de regiones tropicales;
- Circulación cerrada con concentración de convección profunda;
- Núcleo caliente (con respecto al ambiente);

Etapas de desarrollo:

1. Sistema preciclónico – onda tropical, depresión del monzón, frente frío, etc.

2. Depresión tropical: Ciclón tropical con vientos menores de 62 km h^{-1}.

3. Tormenta tropical: Ciclón tropical con vientos entre 62 km h^{-1} y 118 km h^{-1}.

4. Huracán: Ciclón tropical con vientos mayores de 118 km h^{-1}.

Ciclogénesis: Condiciones favorables (Palmén y Newton 1969; Gray 1968; McBride y Zehr 1981; Challa y Pfeffer 1990)

1. Temperatura elevada de la superficie del mar ($\geq 26^\circ - 27^\circ$ C)

2. Poca cortante de viento

3. Ubicación mayor de los $3^\circ - 5^\circ$ del ecuador

4. Circulación ciclónica con vorticidad positiva a nivel bajo

5. Importación de momento angular a nivel alto

Las observaciones in situ de ciclogenesis son escasas:

- Diana 1984 (Atlántico; Bosart y Bartolo 1991; Hendricks, Montgomery, y Davis 2004)
- TEXMEX 1991 (Pacífico oriental; Bister y Emanuel 1997; Farfán y Zehnder 1997; Raymond, López, y López 1998)
- TCM 1991 (Pacífico occidental; Ritchie y Holland 1997, 1999)
- Dolly 1996 (Caribe; Reasor, Montgomery, y Bosart 2005)
- EPIC 2001 (Pacífico oriental; Raymond et al. 2003, 2004, 2006)

Introducción a la teoría:

- Hay punto de vista que destaca procesos que ocurren a niveles bajos y medianos.

- Otro se fija en flujos a nivel alto cerca de la tropopausa.

- Se puede usar el concepto de vorticidad potencial para unir estos dos puntos de vista.

Repaso de la Vorticidad Potencial (VP):

$$q = (\zeta_a \cdot \nabla\theta)/\rho \approx [\zeta_{ag}(\partial\theta/\partial z)]/\rho$$

se usa la vorticidad geostrófica

$$\zeta_{ag} = f + \frac{\partial v_{gy}}{\partial x} - \frac{\partial v_{gx}}{\partial y}$$

$$v_{gx} = -\frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial y} \qquad v_{gy} = \frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial x}$$

resultando en

$$q \approx \frac{1}{\rho}\left[f + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial y}\right)\right]\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)$$

Con muchas aproximaciones se puede escribir

$$\nabla_h^2 P + \frac{f^2}{N^2}\frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{f^2}{q_0} q'$$

$\theta = \theta_0(z) + \theta'$;

$q = q_0(z) + q'$;

$\rho = \rho_0(z) + \rho'$;

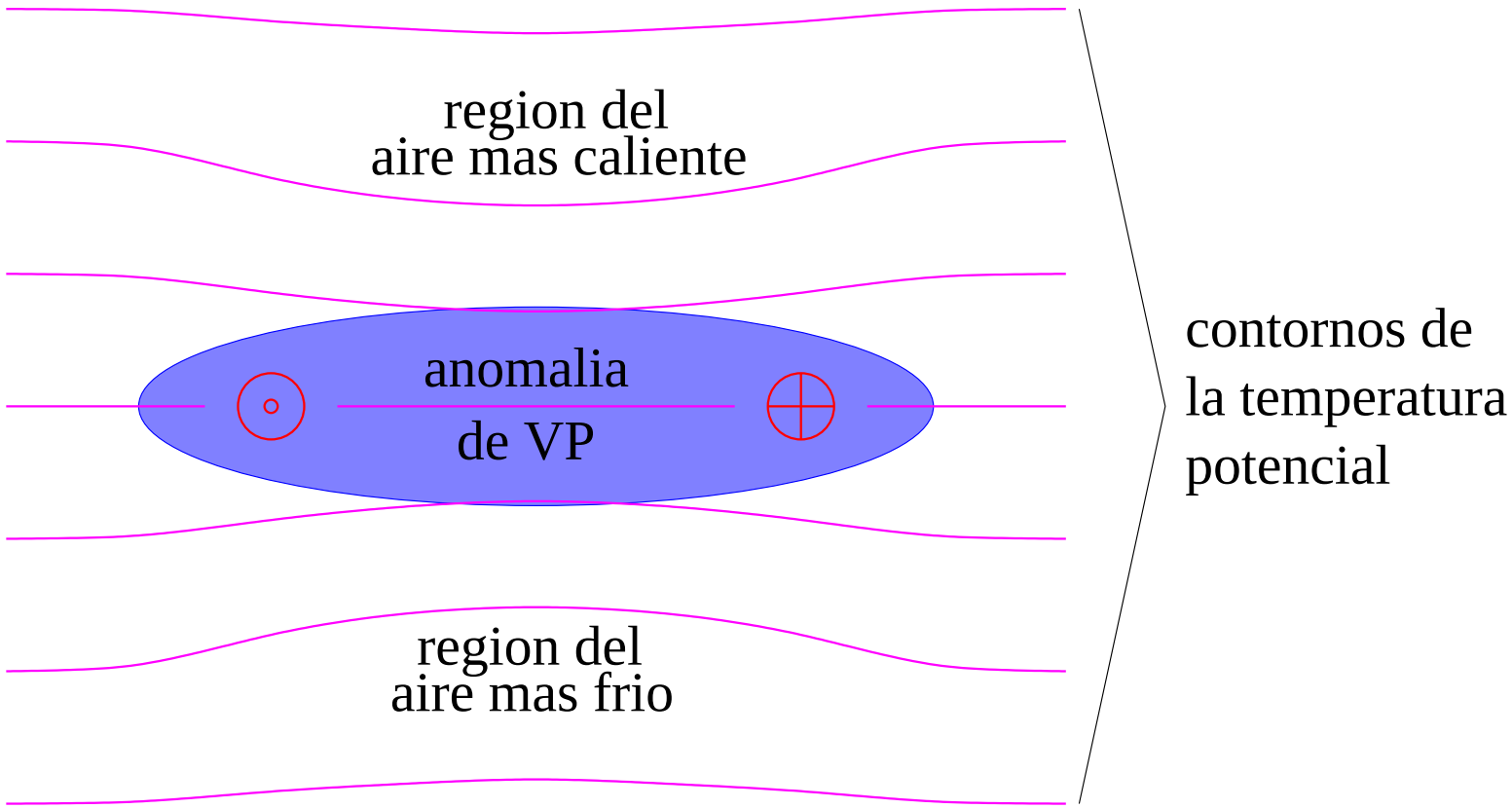
$p = p_0(z) + p'$;

$P = p'/\rho_0$;

$q_0(z) = (f/\rho_0)(d\theta_0/dz)$;

f: parámetro de Coriolis; N: frecuencia de Brunt-Väisälä;

Principio de inversión – se puede obtener el flujo *balanceado* usando solamente la distribución de VP y condiciones fronterizas:



Ecuaciones gobernantes de VP (Haynes y McIntyre 1987, 1990; Schubert y Alworth 1987; Raymond 1992):

- Ecuación de transporte:

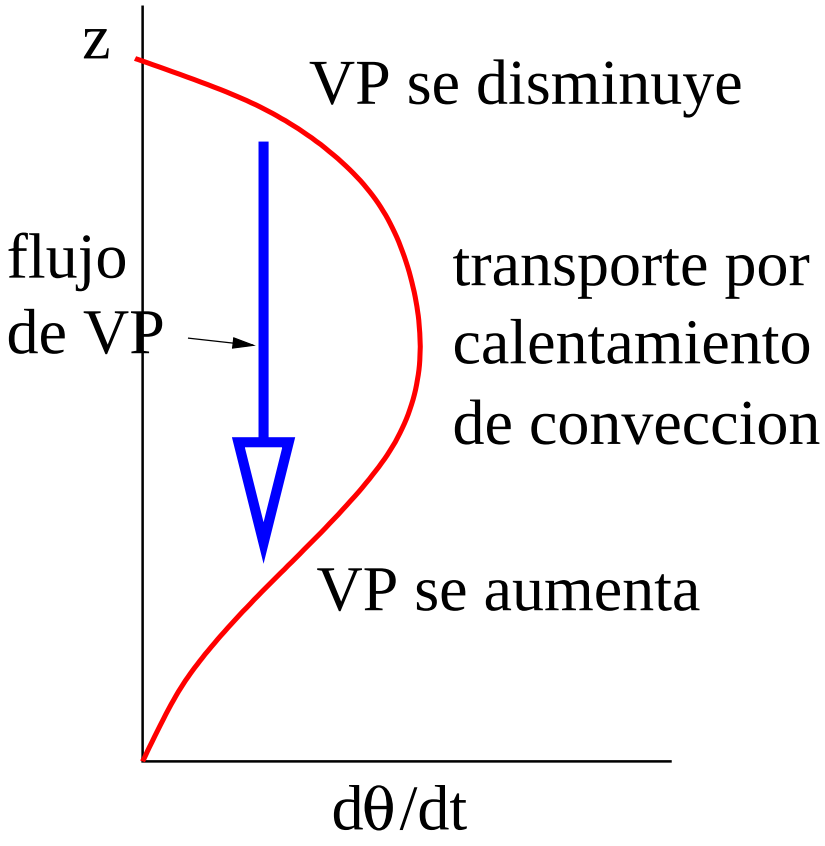
$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla q - \frac{\nabla \cdot \mathbf{Y}}{\rho}$$

- Flujo no advectivo de VP:

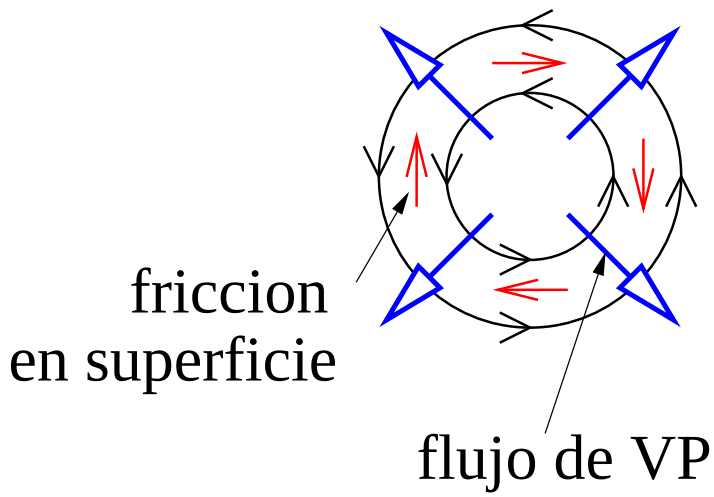
$$\mathbf{Y} = -Q\zeta_a + \nabla\theta \times \mathbf{F}$$

  - θ, ρ: temperatura potencial, densidad
  - $\zeta_a = \nabla \times \mathbf{v} + 2\Omega$: vorticidad absoluta
  - $Q = d\theta/dt$: tendencia de la temperatura potencial
  - $\mathbf{F}$: fuerza externa específica (fricción)

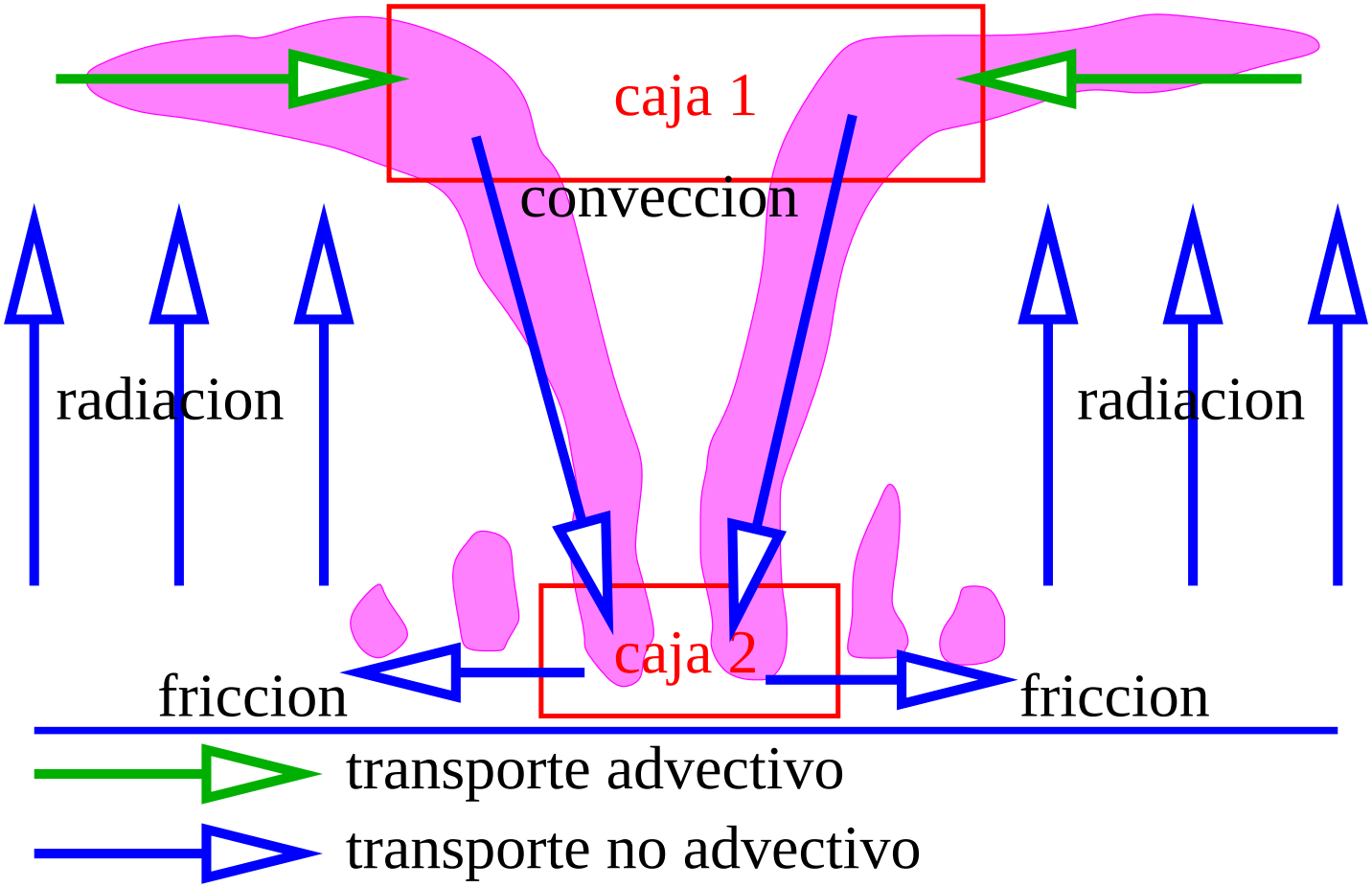
Ejemplos de flujos no advectivos de VP:



viento ciclonico en superficie



Balance de VP en ciclón tropical:



Una pregunta:

- Los transportes no advectivos de convección quitan la VP en caja 1. Cómo se puede reabastecer la VP en esta región?

Sadler (1976):

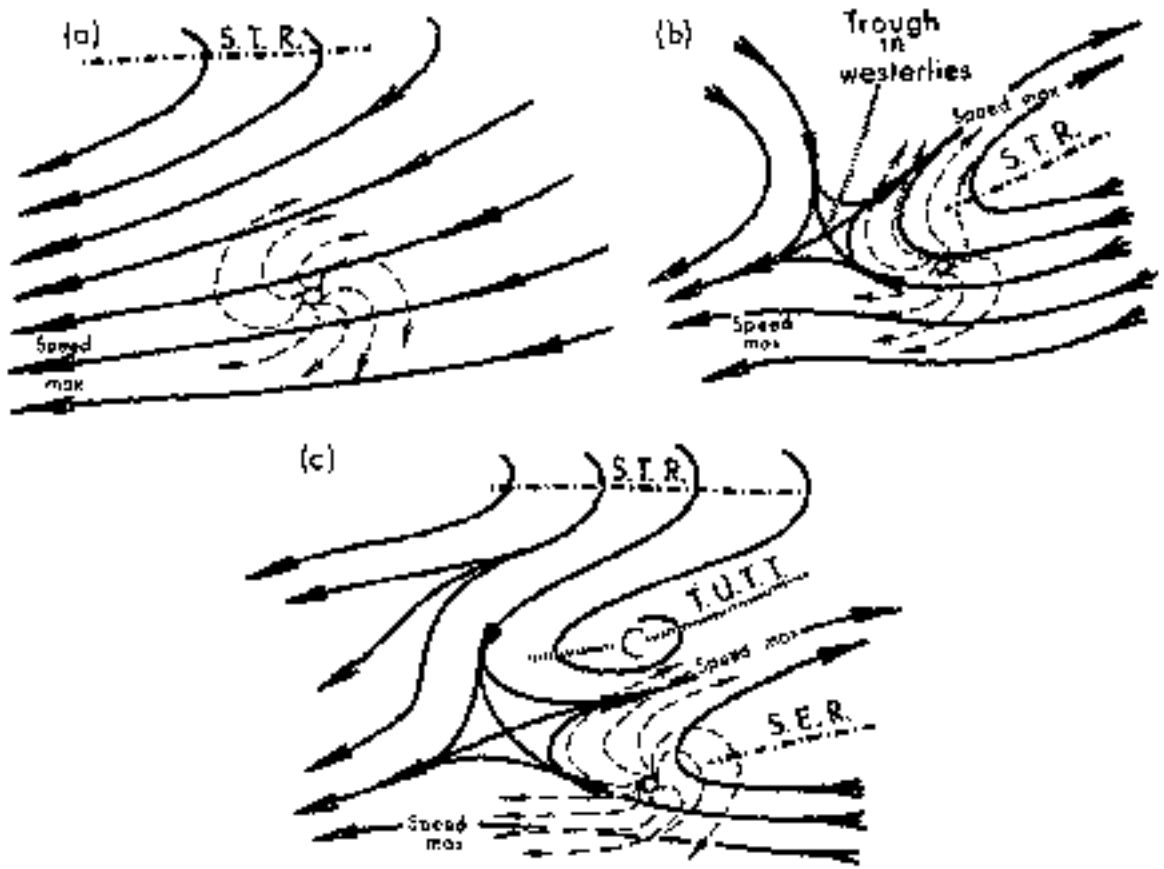


FIG. 1. Schematic of storm outflow interaction (dashed lines) with the larger scale upper tropospheric circulation (solid lines). STR is the subtropical ridge; SER, the sub-equatorial ridge; TUTT, the tropical upper tropospheric trough.

Challa y Pfeffer (varios artículos):

- Se necesita transporte de momento angular hacia el centro del sistema a niveles altos (200 hPa).

- Este transporte de momento angular se realiza por flujos no axisimetricos de gran escala.

- Observaciones y modelos numéricos muestran estos resultados.

Estudio del ciclón atlántico Elena (Molinari y Vollaro 1989):

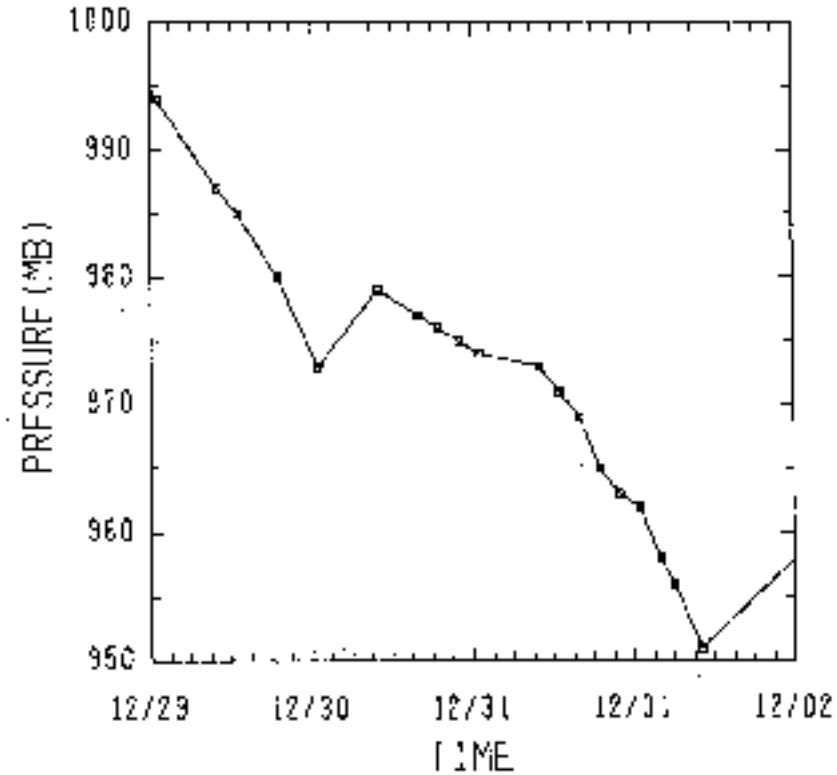
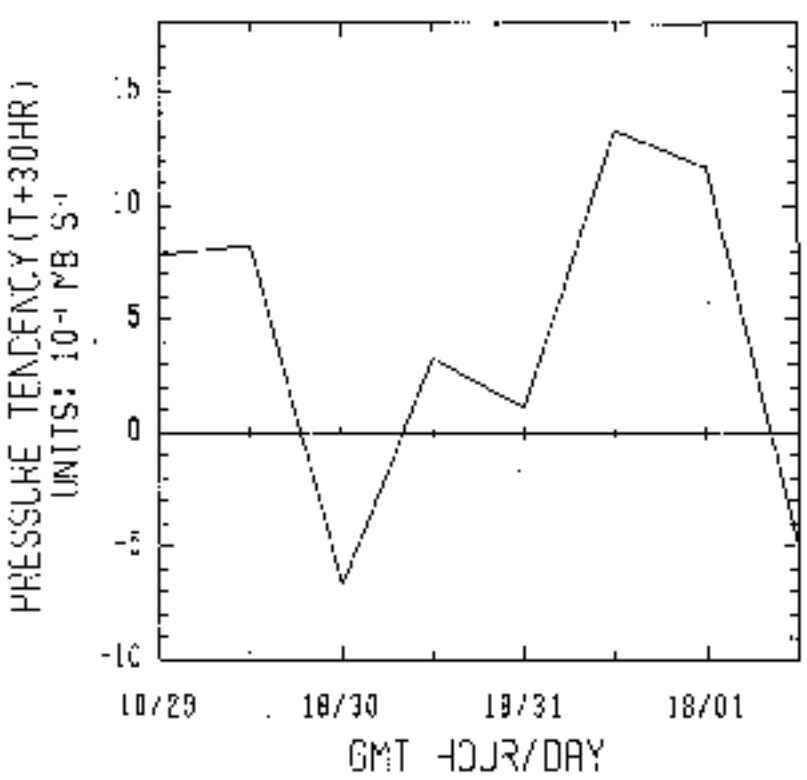
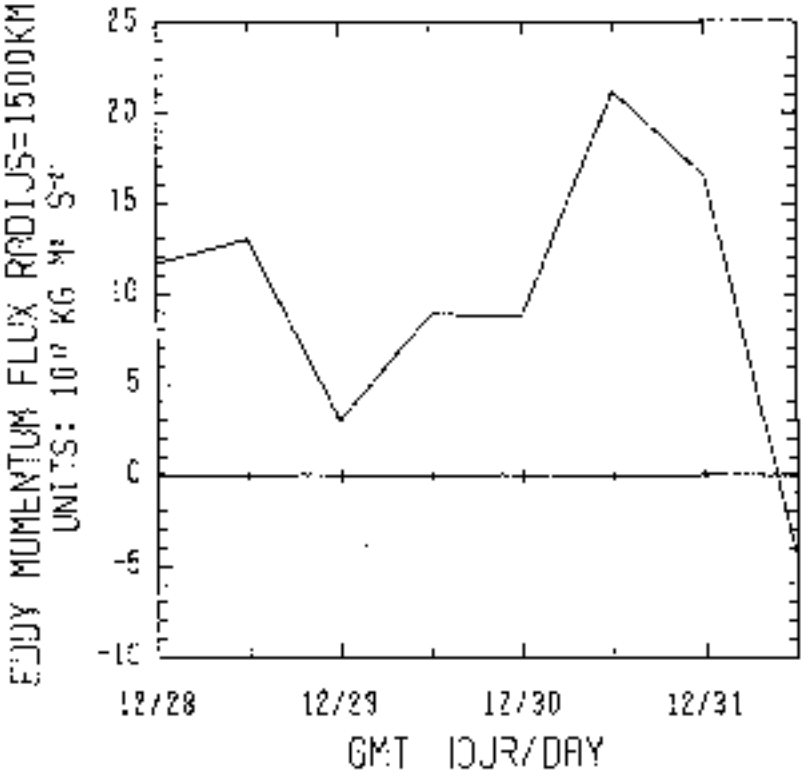


FIG. 3. Time variation of minimum central pressure in Hurricane Elena. The squares represent pressure estimates from aircraft reconnaissance. The trace begins 6 h after Elena traveled from Cuba to the Gulf of Mexico.

Importación de momento angular:



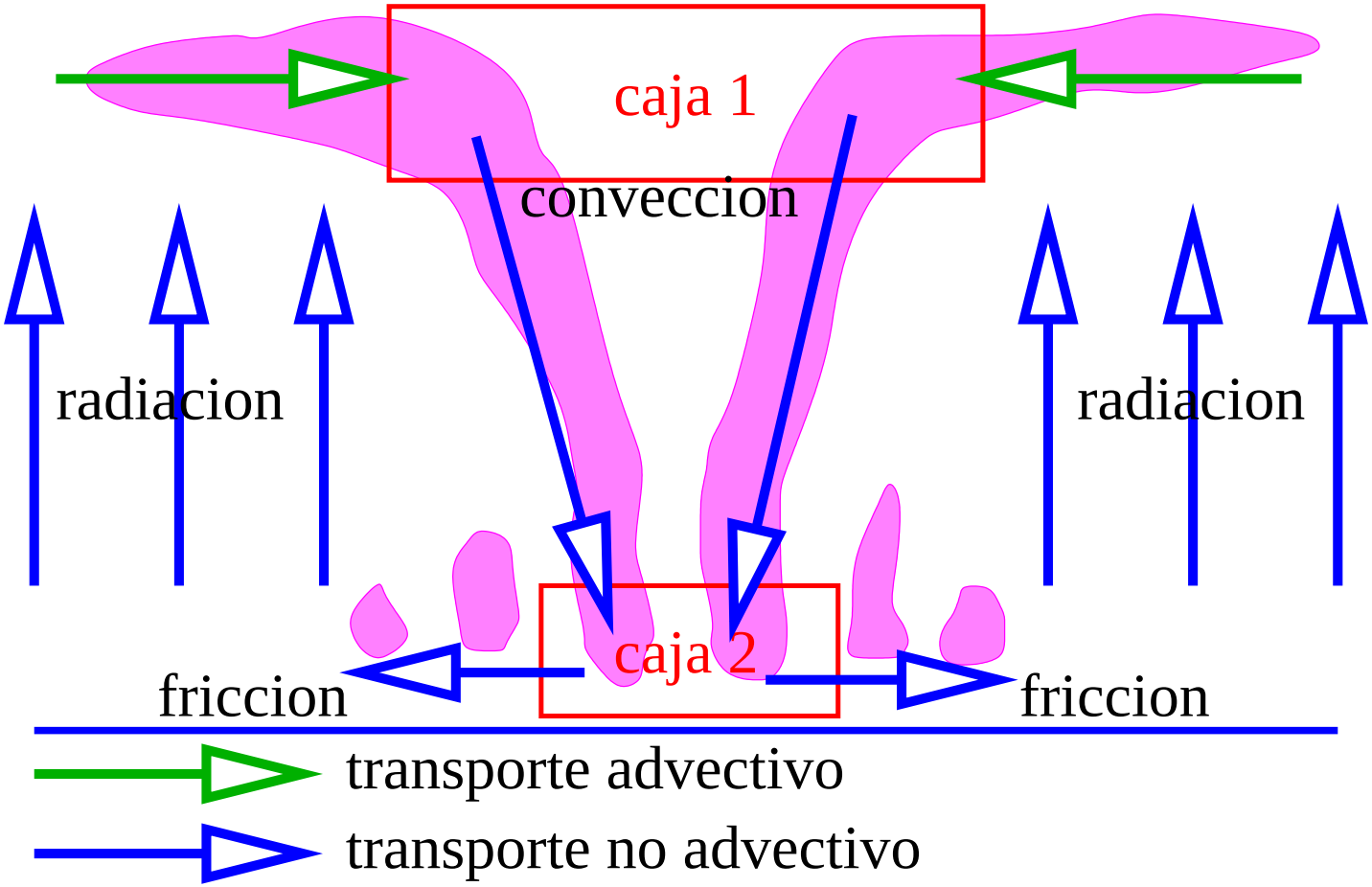


Hipótesis:

- La importación de momento angular corresponde a la importación de VP – pero la convergencia de VP es un proceso más general en la dinámica de fluidos geofisicos.

- La tendencia de los flujos a niveles altos a intensificar los ciclones tropicales resulta de la importación de VP del medio ambiente. Este mecanismo proporciona VP a la convección, que la transporta a niveles bajos, contribuyendo a la intensificación del ciclón.

Balance de VP en ciclón tropical:



Caja 2:

- La tendencia de aumentar la VP es proporcional al calentamiento convectivo a niveles bajos (relacionado a la tasa de precipitación) multiplicado por la vorticidad absoluta.

- La tendencia de disminución de VP es proporcional a la exportación lateral de VP en la capa límite por fricción superficial.

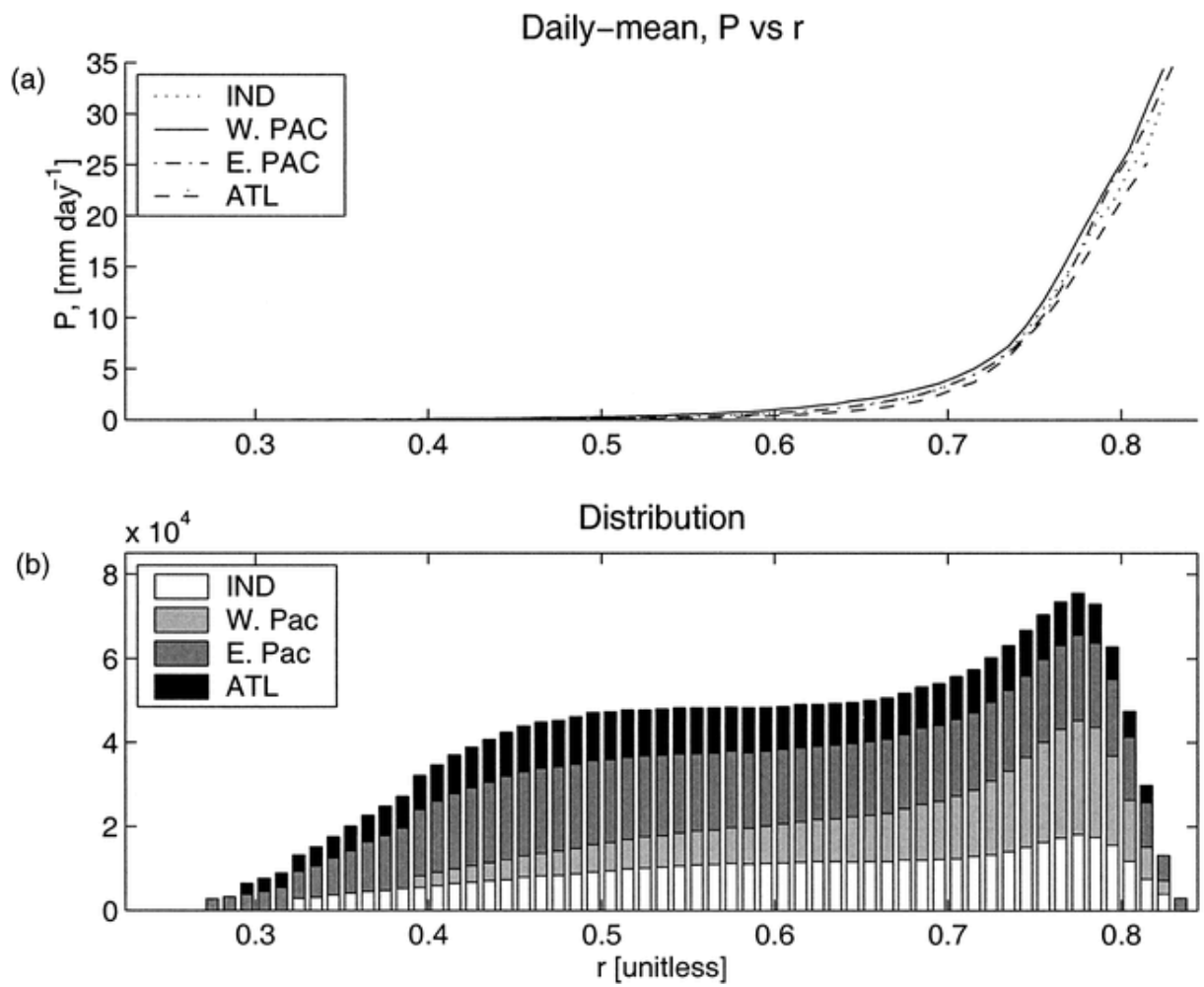
- El balance entre los dos controla la intensificación del ciclón.

Ver Raymond, Sessions, y Fuchs (2007).

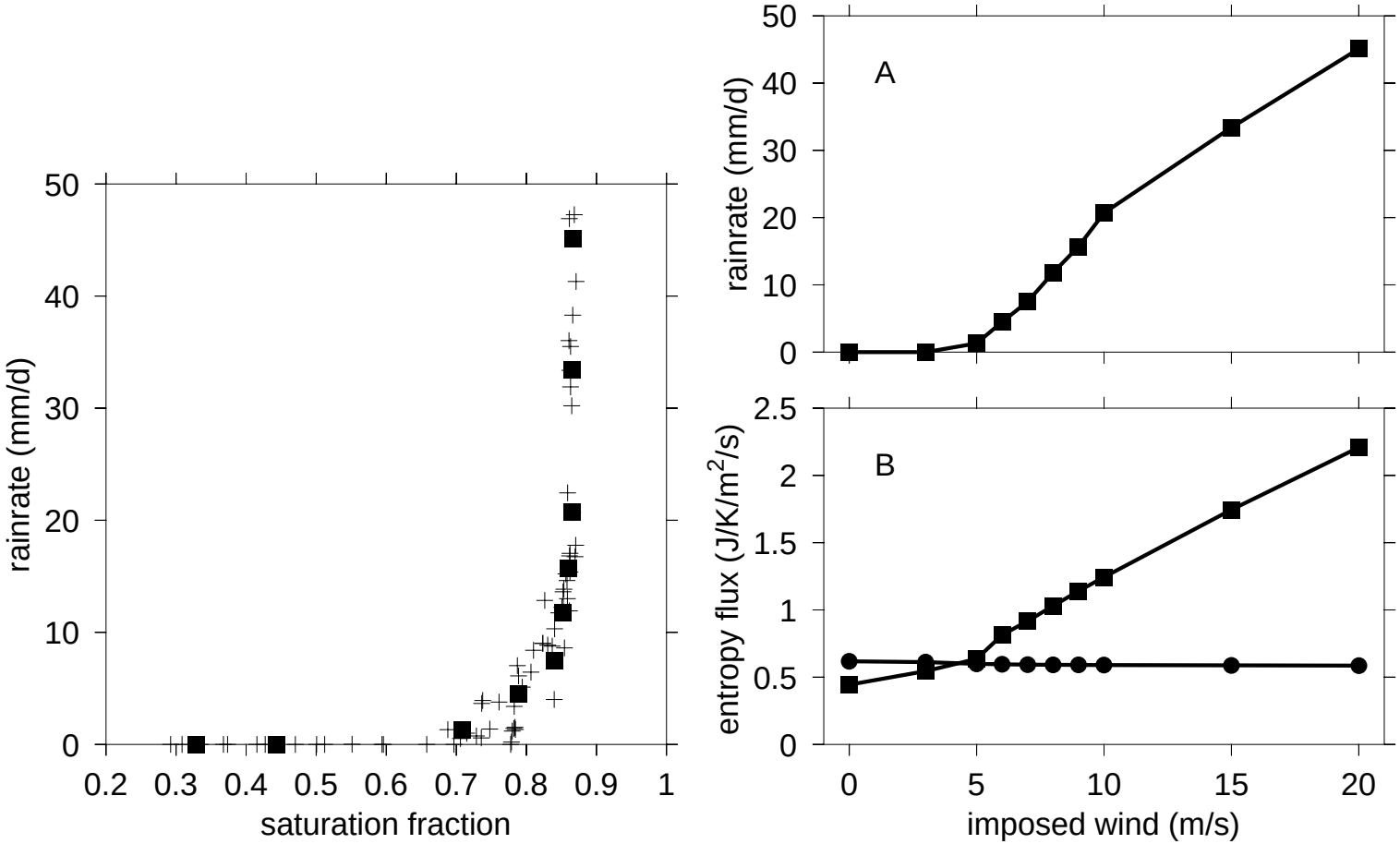
Factores que controlan la tasa de precipitación:

- Calentamiento convectivo en ciclones tropicales es proporcional a la producción de precipitación, y por eso su tendencia a intensificarse.

Observaciones de satélite (Bretherton et al. 2004):



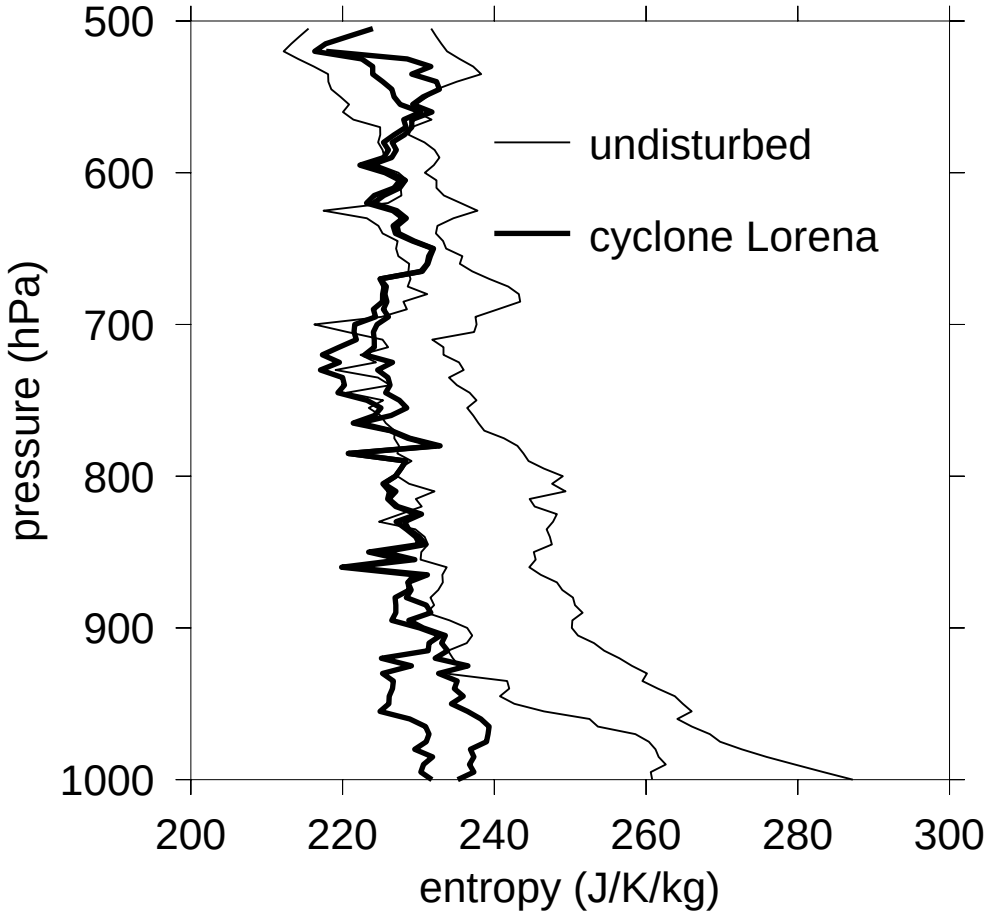
Modelo numerico de convección de Raymond y Zeng (2005):



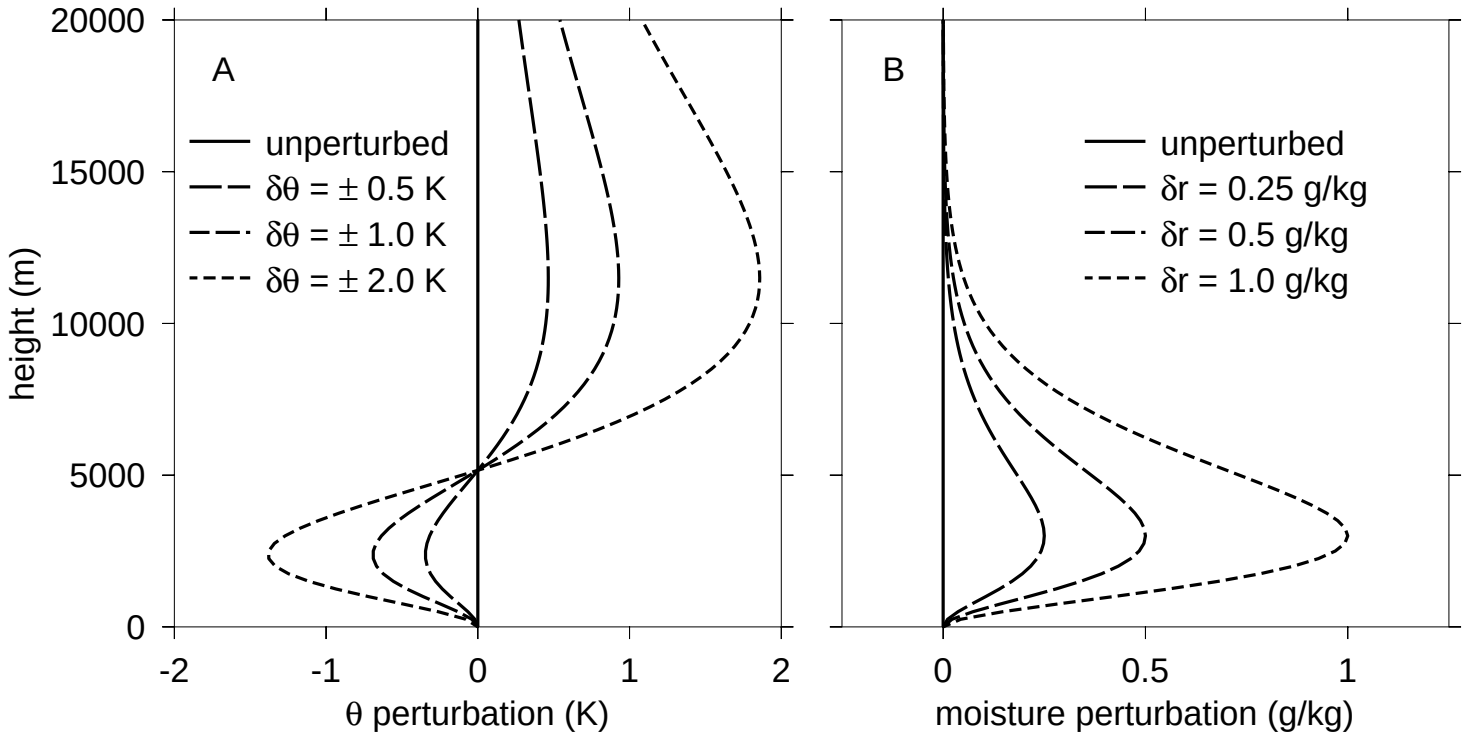
Modelo WTG (weak temperature gradient approximation):

- Este modelo mantiene el perfil promedio de la temperatura casi igual al perfil de referencia especificada. Esto se obtiene al balancear el calentamiento diabático con el enfriamiento adiabático producido por un perfil de velocidad vertical impuesto. También hay advección del vapor de agua por este flujo.

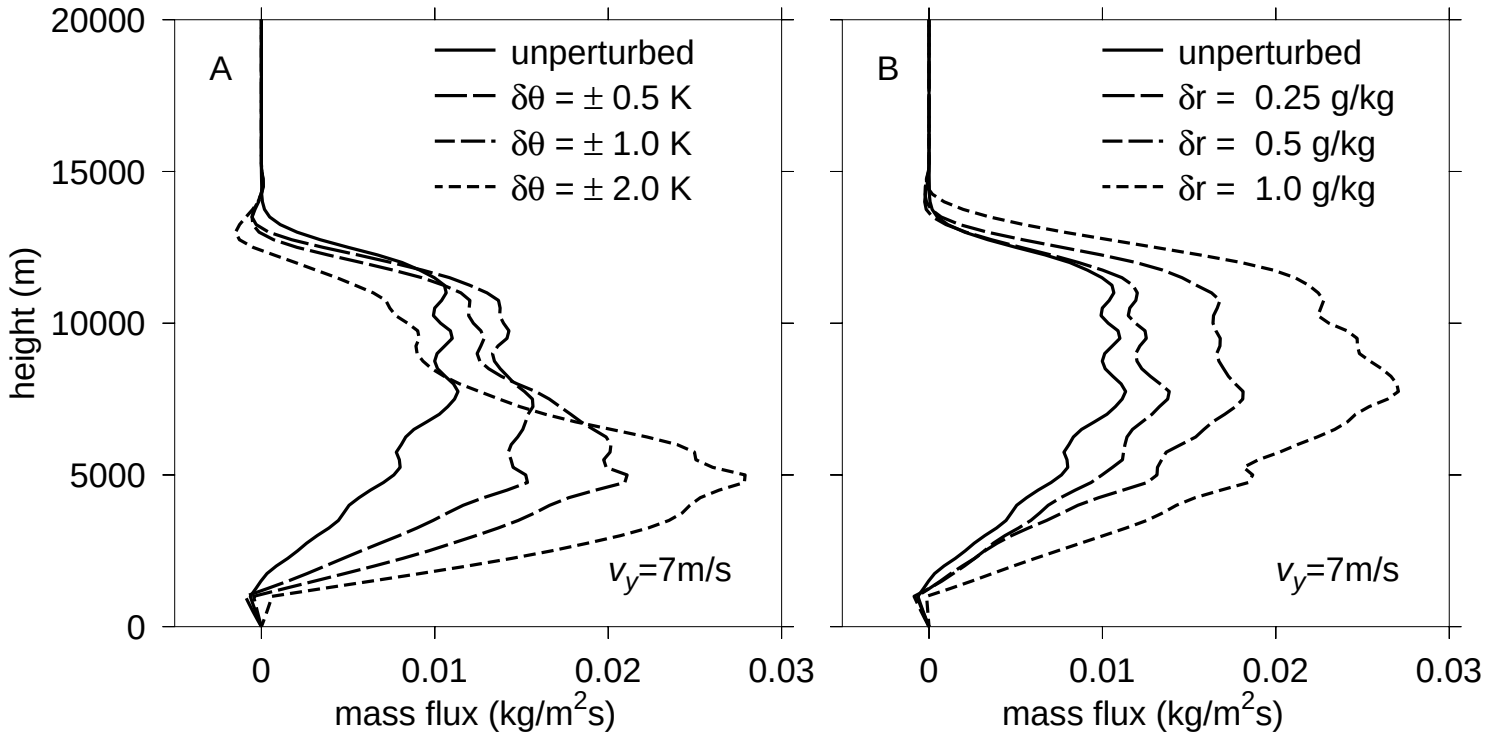
Sondeos en frente frio preciclónico (Lorena 2005; EPIC):



Otro resultado numérico: Perturbación de temperatura potencial y razón de mezcla en el centro de la depresión preciclónica (Raymond y Sessions 2007):



Respuesta de la convección:



Resumen de los efectos del medio ambiente en la forma del perfil de calentamiento y la tasa de precipitación:

- Resultados recientes muestran que la tasa de precipitación depende de la fracción de saturación S:

$$S = \int r dp \Big/ \int r_s dp$$

  r: razón de mezcla de vapor de agua; r_s: razón de mezcla saturada.

- La forma del perfil de temperatura también influye en la tasa de precipitación, con un ambiente *más estable* a niveles medios resultando en más lluvia.

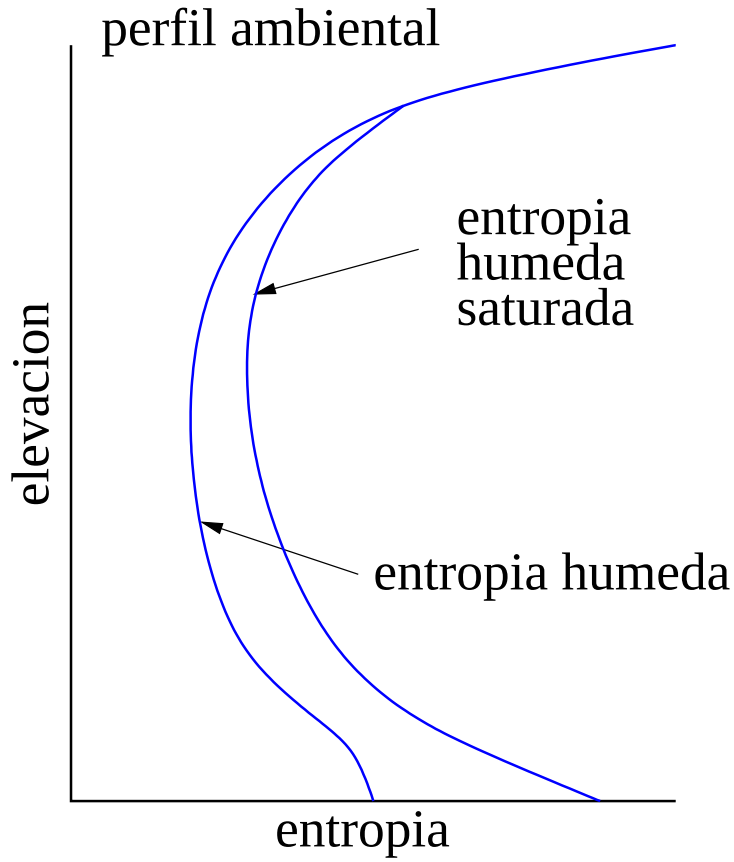
- Por eso, regiones estables con alta humedad favorecen la formación de ciclones tropicales. (Ver Bister y Emanuel 1997.)

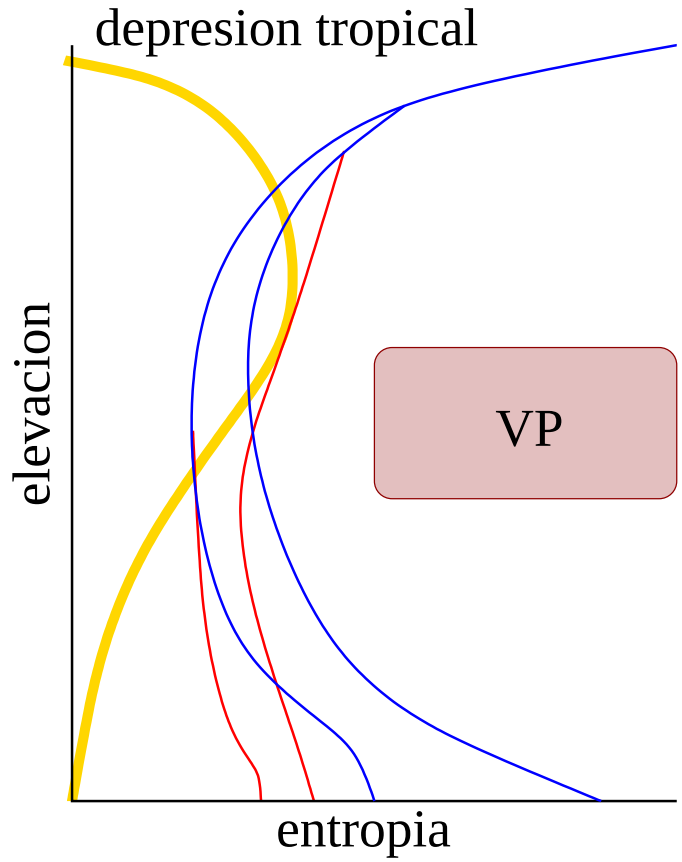
Desarrollo del ciclón tropical:

- El núcleo de la onda tropical u otro tipo de perturbación tropical de escala sinóptica tiene convección de baja eficiencia en la producción de precipitación. Esta convección tiene perfil de calentamiento con un máximo a niveles altos que produce anomalía de VP a niveles medios de la troposfera.

- Esta distribución de VP produce una anomalía positiva de temperatura a niveles altos, y negativa a niveles bajos, resultando en un medio ambiente más estable y humedo. Se produce depresión tropical.

Condiciones preliminares:



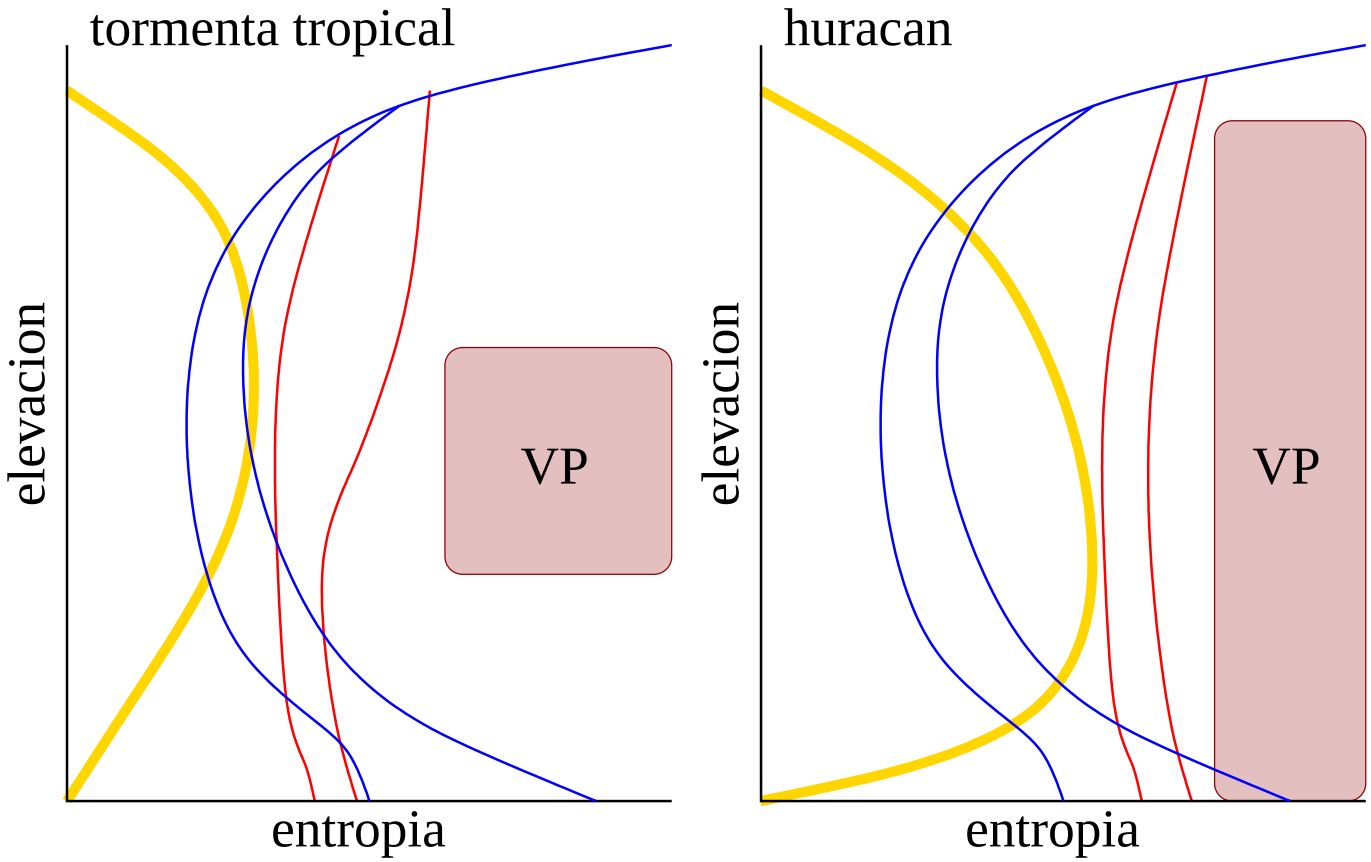


- Con condiciones más favorables para convección de alta eficiencia en la producción de precipitación, se aumenta el calentamiento convectivo y se baja su nivel máximo.

- Por eso se aumenta la producción de VP a niveles bajos, y comienza la conversión a núcleo caliente.

- Flujos favorables a niveles altos llevan VP al centro del sistema y por eso reabastecen la VP en el ciclón. Se cambia al huracán.

Condiciones favorables para intensificación:

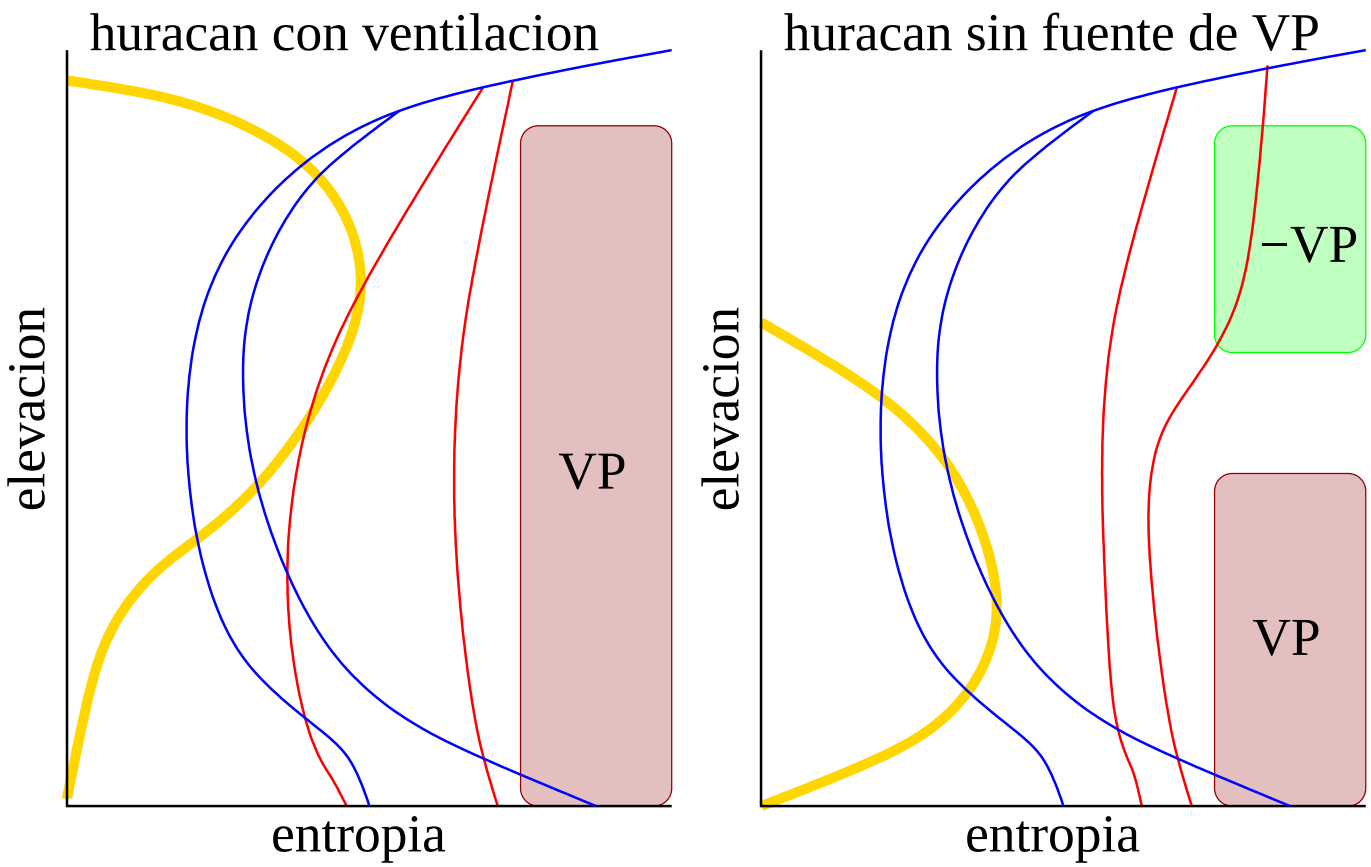


- Si hay fuerte cortante de viento, aire seco puede alcanzar el núcleo del ciclón, y se disminuye la tasa de precipitación y el calentamiento de convección.

- Si el flujo ambiental cerca de la tropopausa no proporciona VP al ciclón, la convección no puede proporcionar VP a la circulación a niveles bajos.

- Se debilita o se muere la tormenta en ambos casos.

Condiciones desfavorables:



Bibliografía:

Bister, M., and K. A. Emanuel, 1997: The genesis of hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. *Mon. Wea. Rev.,* **125,** 2662-2682.

Bosart, L. F., and J. Bartolo, 1991: Tropical storm formation in a baroclinic environment. *Mon. Wea. Rev.,* **119,** 1979-2013.

Bretherton, C. S., M. E. Peters, and L. E. Back, 2004: Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans. *J. Climate,* **17,** 1517-1528.

Challa, M., and R. L. Pfeffer, 1990: Formation of Atlantic hurricanes from cloud clusters and depressions. *J. Atmos. Sci.,* **47,** 909-927.

Challa, M., R. L. Pfeffer, Q. Zhao, and S. W. Chang, 1998: Can eddy fluxes serve as a catalyst for hurricane and typhoon formation? *J. Atmos. Sci.,* **55,** 2201-2219.

Farfan, L. M., and J. A. Zehnder, 1997: Orographic influence on the synoptic-scale circulations associated with the genesis of hurricane Guillermo (1991). *Mon. Wea. Rev.,* **125,** 2683-2698.

Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Mon. Wea. Rev.,* **96,** 669-700.

Haynes, P. H., and M. E. McIntyre, 1987: On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces. *J. Atmos. Sci.,* **44,** 828-841.

Haynes, P. H., and M. E. McIntyre, 1990: On the conservation and impermeability theorems for potential vorticity. *J. Atmos. Sci.,* **47,** 2021-2031.

Hendricks, E. A., M. T. Montgomery, and C. A. Davis, 2004: The role of "vortical" hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984). *J. Atmos. Sci.,* **61,** 1209-1232.

McBride, J. L., and R. Zehr, 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of nondeveloping versus developing systems. *J. Atmos. Sci.,* **38,** 1132-1151.

Molinari, J., and D. Vollaro, 1989: External influences on hurricane intensity: Part I. Outflow layer eddy angular momentum fluxes. *J. Atmos. Sci.,* **46,** 1093-1105.

Palmen, E, and C. W. Newton, 1969: *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation*. Academic Press, New York, 603 pp.

Raymond, D. J., 1992: Nonlinear balance and potential-vorticity thinking at large Rossby number. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **118,** 987-1015.

Raymond, D. J., G. B. Raga, C. S. Bretherton, J. Molinari, C. López-Carrillo, and Ž. Fuchs, 2003: Convective forcing in

the intertropical convergence zone of the eastern Pacific. *J. Atmos. Sci.,* **60,** 2064-2082.

Raymond, D. J., S. K. Esbensen, C. Paulson, M. Gregg, C. S. Bretherton, W. A. Petersen, R. Cifelli, L. K. Shay, C. Ohlmann, and P. Zuidema, 2004: EPIC2001 And the coupled ocean-atmosphere system of the tropical east Pacific. *Bull. Am. Meteor. Soc.,* **85,** 1341-1354.

Raymond, D. J., C. S. Bretherton, and J. Molinari, 2006: Dynamics of the intertropical convergence zone of the east Pacific. *J. Atmos. Sci.,* **63,** 582-597.

Raymond, D. J., C. López-Carrillo, and L. López Cavazos, 1998: Case-studies of developing east Pacific easterly waves. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **124,** 2005-2034.

Raymond, D. J. and Sharon L. Sessions, 2007: Evolution of convection during tropical cyclogenesis. grl, 34, L06811, doi:10.1029/2006GL028607.

Raymond, D. J., S. L. Sessions, and Ž. Fuchs, 2007: A theory for the spinup of tropical depressions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **133,** 1743-1754.

Raymond, D. J., and X. Zeng, 2005: Modelling tropical atmospheric convection in the context of the weak temperature gradient approximation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **131,** 1301-1320.

Reasor, P. D., M. T. Montgomery, and L. F. Bosart, 2005: Mesoscale observations of the genesis of hurricane Dolly (1996). *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3151-3171.

Ritchie, E. A. and G. J. Holland, 1997: Scale interactions during the formation of Typhoon Irving. *Mon. Wea. Rev.,* **125,** 1377-1396.

Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.,* **127,** 2027-2043.

Sadler, J. C., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Mon. Wea. Rev.,* **104,** 1266-1278.

Sadler, J. C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. *Mon. Wea. Rev.,* **106,** 1137-1152.

Schubert, W. H., and B. T. Alworth, 1987: Evolution of potential vorticity in tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 147-162.