

Condiciones Favorables para la Formación de Ciclones Tropicales: Modelos Teóricos

David J. Raymond

Departamento de Física y Centro de Investigaciones Geofísicas
Tecnológico de Nuevo México
Socorro, NM
Estados Unidos

8 de marzo de 2010

Ciclón Tropical (NHC):

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

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

- ▶ Temperatura elevada de la superficie del mar ($\geq 26^{\circ} - 27^{\circ} \text{ C}$)
- ▶ Poca cortante de viento
- ▶ Ubicación mayor de los $3^{\circ} - 5^{\circ}$ del ecuador
- ▶ Circulación ciclónica con vorticidad positiva a nivel bajo
- ▶ Importación de momento angular a nivel alto

Introducción a la teoría:

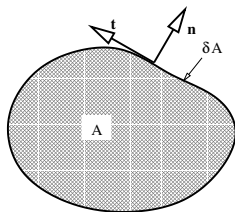
- ▶ Transporte de vorticidad
 - ▶ Procesos a niveles altos
 - ▶ Procesos en la capa límite
- ▶ Producción de precipitación
 - ▶ Relación con la fracción de saturación
 - ▶ Control de la fracción de saturación por el balance de la entropía húmeda
- ▶ Flujo vertical de masa en convección

Ecuación gobernante de vorticidad (Haynes y McIntyre 1987, 1990; Raymond, López, y López 1998):

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{Z} = 0$$

- ▶ $\zeta_a = (\partial \mathbf{v} / \partial x) - (\partial u / \partial y) + f$: componente vertical de la vorticidad absoluta
- ▶ $\mathbf{Z} = \mathbf{v} \zeta_a + \mathbf{k} \times [\mathbf{F} - \omega(\partial \mathbf{v} / \partial p)]$: flujo horizontal de vorticidad
- ▶ $\mathbf{v} = (u, v, 0)$: velocidad horizontal; ω : velocidad vertical
- ▶ $\mathbf{F} = (F_x, F_y, 0)$: fuerza específica (fricción de la superficie o divergencia del flujo “eddy” del momento)

Se integra la ecuación de vorticidad sobre el área A para obtener la ley de circulación absoluta:

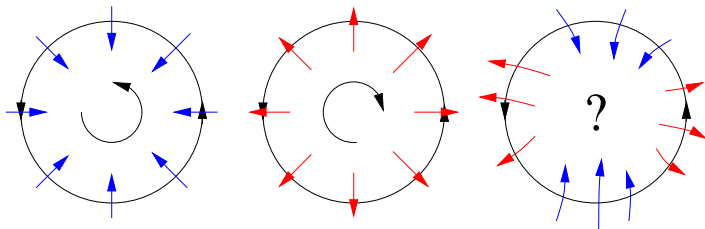


$$\frac{d\Gamma_a}{dt} = \frac{d}{dt} \int \zeta_a dA = - \oint_{\delta A} \zeta_a \mathbf{u} \cdot \mathbf{n} dl + \oint_{\delta A} \mathbf{F}^* \cdot \mathbf{t} dl$$

donde $\mathbf{F}^* = \mathbf{F} - \omega(\partial \mathbf{v} / \partial p)$ (El término con ω no importa a la escala del ciclón.)

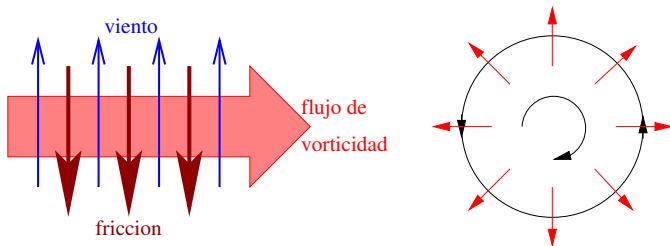
Transporte advectivo de vorticidad:

- La circulación alrededor de una área aumenta con el flujo de vorticidad hacia el interior del área.



Transporte no-advectivo de vorticidad:

- La circulación disminuye con la acción de la fricción.



Challa y Pfeffer (1990):

- ▶ 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 axisimétricos de gran escala.
- ▶ Observaciones y modelos numéricos muestran estos resultados.

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

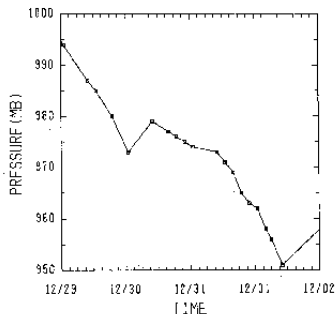
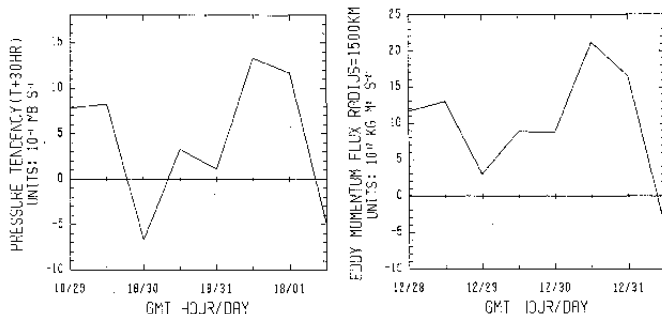


FIG. 3. Time variation of minimum central pressure in Hurricane Elena. The squares represent pressure estimates from aircraft reconnaissance. The trace begins 6 h after Elena traveled from Cuba to the Gulf of Mexico.

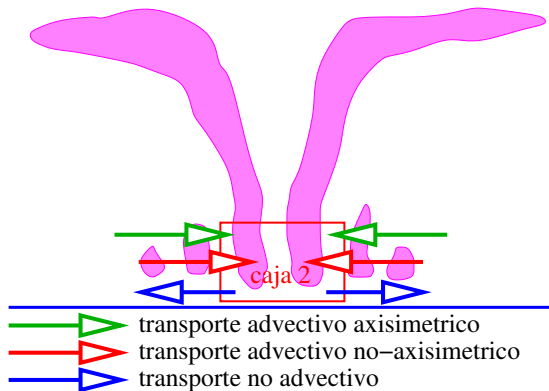
Importación de momento angular:



Balance de vorticidad en caja 1:

- ▶ A niveles altos el flujo axisimétrico exporta vorticidad desde el centro de ciclones. Así hay tendencia a reducir la circulación a estos niveles.
- ▶ Se puede importar vorticidad al centro por mecanismos no-axisimétricos. (“eddy flux”) Esta importación a niveles altos se opone a la exportación de vorticidad del flujo simétrico y produce una tendencia a incrementar la circulación.
- ▶ El transporte vertical de momento por convección puede causar flujo lateral no-advectivo de vorticidad. La magnitud de este mecanismo no es conocida.

Vorticidad a niveles bajos:



Balance de vorticidad en caja 2 (Raymond, Sessions, y Fuchs 2007):

- ▶ La tendencia de aumentar la circulación a niveles bajos es proporcional a la convergencia de vorticidad a estos niveles; la convergencia está relacionada al calentamiento convectivo.
- ▶ La tendencia de disminución de vorticidad es proporcional a la exportación lateral de vorticidad en la capa límite por fricción superficial.

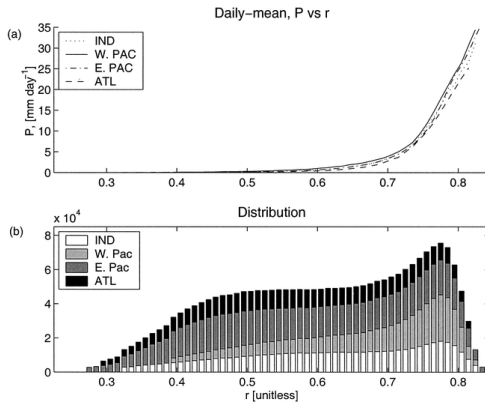
Factores que gobiernan la precipitación:

- ▶ Calentamiento convectivo en ciclones tropicales es proporcional a la producción de precipitación.
- ▶ Hay relación entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación S :

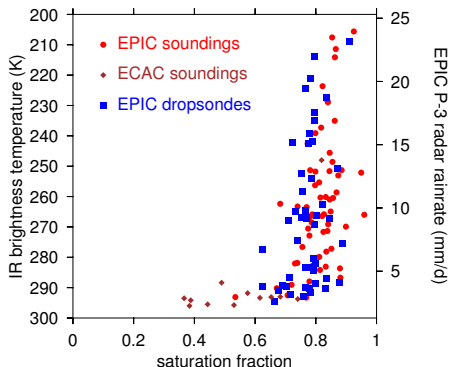
$$S = \int r dp / \int r_s dp$$

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

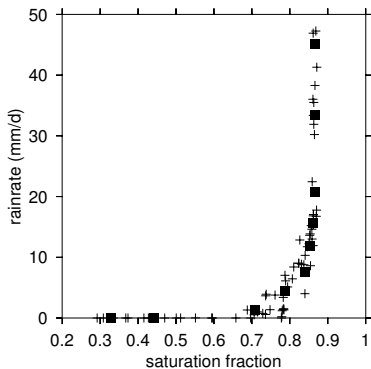
Observaciones de satélite (Bretherton et al. 2004):



Mediciones por sondeo en el Pacífico oriental y el suroeste del Caribe:



Resultados de Raymond y Zeng (2005) en un modelo numérico de convección:



Una pregunta:

- ▶ Valores elevados de la fracción de saturación producen precipitación fuerte.
- ▶ Esta precipitación está relacionada a la convergencia en niveles bajos de la tropósfera y el crecimiento de la circulación del ciclón.
- ▶ Cómo se mantienen niveles elevados de la fracción de saturación?

Fracción de saturación y entropía:

- ▶ Se puede escribir la fracción de saturación en términos de la entropía

$$s_d = C_p \ln(T/T_R) - R \ln(p/p_R);$$

$$s = s_d + Lr/T_R;$$

$$s_s = s_d + Lr_s(T, p)/T_R:$$

$$S = \frac{[r]}{[r_s]} = \frac{[s] - [s_d]}{[s_s] - [s_d]}$$

donde r es la razón de mezcla, r_s es la razón de mezcla saturada, s es la entropía húmeda, s_s es la entropía saturada, s_d es la entropía seca, y $[]$ indica la integral de presión sobre la tropósfera.

- ▶ Entonces, cambios en S están controlados por el balance de la entropía húmeda.

Balance de entropía húmeda:

- ▶ La entropía húmeda integrada sobre la tropósfera obedece la ecuación

$$\frac{\partial [s]}{\partial t} = -\nabla \cdot [\mathbf{v}s] + F_s - [R]$$

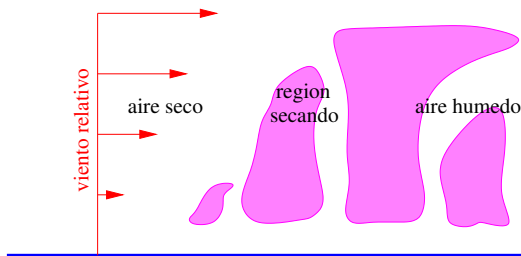
donde F_s es el flujo de entropía de la superficie y R es la tasa de enfriamiento radiativo. Si $[s]$ aumenta, también crece la precipitación.

- ▶ Se puede escribir

$$-\nabla \cdot [\mathbf{v}s] = [-\mathbf{v} \cdot \nabla s] + [-\omega(\partial s / \partial p)]$$

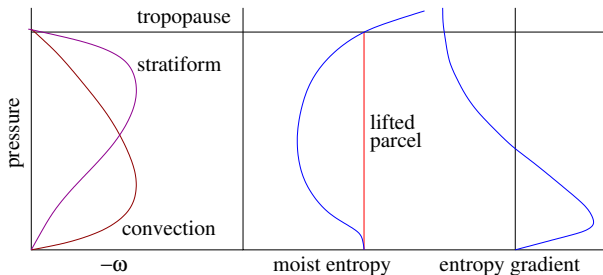
usando la continuidad de masa $\nabla \cdot \mathbf{v} + \partial \omega / \partial p = 0$ e integrando por partes.

Término de advección horizontal, $[-\mathbf{v} \cdot \nabla s]$:



- Importante cuando hay viento ambiental relativo con respecto al ciclón – disminuye la entropía húmeda por el efecto de ventilación.

Término de advección vertical, $[-\omega(\partial s/\partial p)]$:



- ▶ Perfil de $-\omega$ convectivo: $[-\omega(\partial s/\partial p)] > 0$.
- ▶ Perfil de $-\omega$ stratiforme: $[-\omega(\partial s/\partial p)] < 0$.

Resumen – vorticidad:

- ▶ Sólo hay dos procesos que pueden cambiar la circulación alrededor de un ciclón:
 - ▶ La convergencia de vorticidad por transporte advectivo aumenta la circulación. Puede ser flujo axisimétrico o no-axisimétrico.
 - ▶ Las fuerzas relacionadas a la fricción de la superficie o el transporte vertical de momento por convección resultan en flujos no-advectivos en dirección perpendicular a la dirección de la fuerza.
 - ▶ El término de “tilting” no importa en la escala del ciclón.

Resumen – precipitación:

- ▶ La convergencia a niveles bajos es proporcional a la tasa de precipitación. Entonces, ciclogénesis necesita precipitación fuerte sobre un período de unos días.
- ▶ La precipitación aumenta con crecimiento de la fracción de saturación.
- ▶ Los cambios en la fracción de saturación dependen del balance de la entropía húmeda.

Resumen – balance de entropía:

- ▶ Los perfiles del flujo vertical convectivo de masa con máximo a niveles bajos promueven el crecimiento de entropía húmeda.
- ▶ El transporte advectivo del aire con entropía baja al centro del ciclón por vientos relativos al movimiento del ciclón puede debilitarlo o destruirlo.

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

Cont.

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.

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.

Cont.

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.

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

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.

Cont.

- 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.