

# RELACION ENTRE EL CICLO DIURNO DE LA CONVECCION Y LOS HURACANES EN EL PACIFICO DEL ESTE

Carlos López Carrillo y David J. Raymond  
Centro de Investigación Geofísica  
Instituto Tecnológico de Nuevo México, EUA, [clopez@kestrel.nmt.edu](mailto:clopez@kestrel.nmt.edu)

## Objetivo

La meta de nuestra investigación es entender los procesos que conducen a la formación e intensificación de los huracanes en el Pacífico del este. Resultados preliminares, indican que el ciclo diurno de la convección en esta región está relacionado con la modulación de la intensidad de las tormentas tropicales. Por ejemplo, Raymond *et al.* [1] usando datos de satélite y radar encontraron una correlación entre el aumento en la circulación de las tormentas tropicales durante su fase inicial de desarrollo y el máximo de la convección durante el ciclo diurno.

Las imágenes de satélite, por su continuidad temporal, han jugado un papel muy importante en el estudio del ciclo diurno en el Pacífico del este. Recientemente otros instrumentos como las radiosondas, perfiladores y el radar de nubes se han utilizado en la caracterización de dicho ciclo, Raymond *et al.* [2].

En este trabajo presentamos una documentación del ciclo diurno utilizando datos del radar Doppler montado a bordo del barco de investigación RB (Ronald H. Brown) obtenidos durante EPIC-2001 (Investigación del Clima en el Pacífico del Este 2001). Dicha investigación tuvo lugar en Huatulco, México del primero de septiembre al quince de octubre. En particular presentamos la evolución de los flujos de masa durante el día en la región de cobertura del RB (aproximadamente 200kmx200km), ver figura 1.

## Metodología

Los datos analizados fueron obtenidos por un radar Doppler de 5.36 cm de longitud de onda (banda-C) operado en modo "EVAD". En éste modo se realizan muestreos de la atmósfera haciendo un barrido de 360° en la dirección azimutal, manteniendo fijo el ángulo de elevación. La muestra volumétrica se obtiene cambiando el ángulo de elevación de 0.8° a 53.4°. A partir del 10 de septiembre y hasta el primero de octubre se obtuvieron volúmenes cada 10 minutos de forma casi ininterrumpida. Debido a que la velocidad Nyquist del radar es  $12.2 \text{ ms}^{-1}$ , las velocidades radiales fueron corregidas usando los datos de navegación del RB mediante la técnica descrita en [1]. Las velocidades corregidas y la reflectividad de cada volumen fueron interpoladas a un sistema cartesiano centrado en el radar. Los campos de velocidad horizontal fueron analizados objetivamente para generar campos de mesoescala. Las velocidades de mesoescala fueron entonces utilizadas para calcular la divergencia y el flujo horizontal de masa (asumiendo que la densidad solo varía en la vertical). Por otro lado los valores de la reflectividad en el sistema cartesiano fueron utilizados para obtener la evolución

de la fracción de área con precipitación durante el día. Los perfiles del flujo horizontal de masa y fracción de área se obtuvieron promediando sobre el área de cobertura del radar. El perfil del flujo vertical de masa se obtuvo luego a partir del perfil del flujo horizontal mediante la ecuación de continuidad. Para obtener las anomalías, primero se calcularon la media y desviación estándar utilizando todos los perfiles obtenidos. Luego se generó el perfil promedio correspondiente a cada hora de muestreo utilizando solo los perfiles correspondientes a dicha hora. La anomalía se obtuvo tomando la diferencia entre los dos promedios y dividiéndola por la desviación estándar.

## Resultados

La figura 2 muestra la evolución de la fracción de área con precipitación. En ella se observa que hay un máximo alrededor de las 9 hrs. La anomalía en el flujo horizontal de masa se muestra en la figura 3. Esta figura muestra más estructura que la fracción de precipitación. Aunque en ella también se aprecia un máximo de convergencia en la superficie con el correspondiente máximo en la divergencia cerca de la tropopausa, también se observan un máximo en la convergencia aproximadamente a una altitud de 6 km alrededor de las 18 hrs, el cual posiblemente se deba a precipitación stratiforme. Además se observa un máximo en la convergencia alrededor de las 3 hrs aproximadamente a los 13 km de altitud. La figura 4 muestra la anomalía en el flujo vertical de masa. En esta figura se observa claramente que la anomalía en el flujo vertical de masa ocurre alrededor de las 9hrs. Además se observa la prominencia del flujo descendente que ocurre alrededor de las 3hrs asociado con la convergencia observada a los 13 km de altura.

## Bibliografía

- 1.- Raymond, D.J. López-Carrillo, C., and Cavazos, L. L., 1998: Case studies of developing east Pacific easterly waves. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **124**, 2005-2034.
- 2.- Raymond, D.J., Steven K. Esbensen, Clayton Paulson, Michael Gregg, Christopher S. Bretherton, Walter A. Petersen, Robert Cifelli, Lynn K. Shay, Carter Ohlmann, and Paquita Zuidema, 2004: EPIC2001 and the coupled ocean-atmosphere system of the tropical east Pacific. *Bulletin of the American Meteorological Society.*, **85**, 1341-1354.

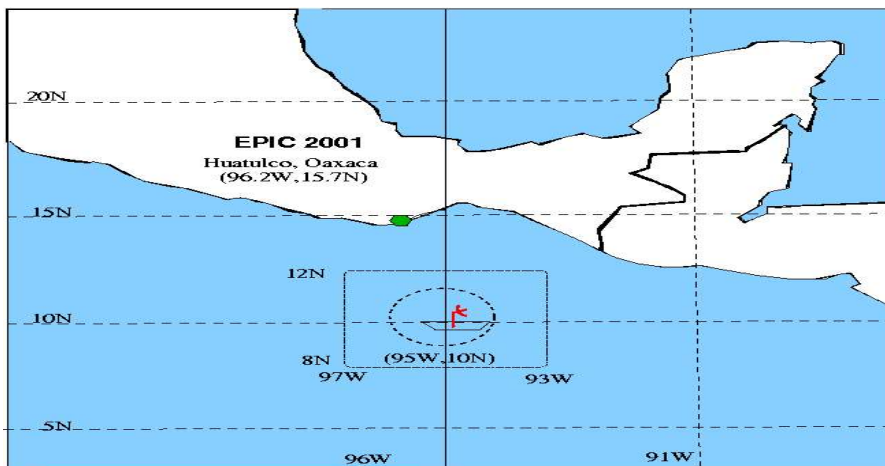


Figura 1.- Área de la zona intertropical de convergencia estudiada durante EPIC2001. La circunferencia denota la región de cobertura del radar abordo del barco Ronald H. Brown .

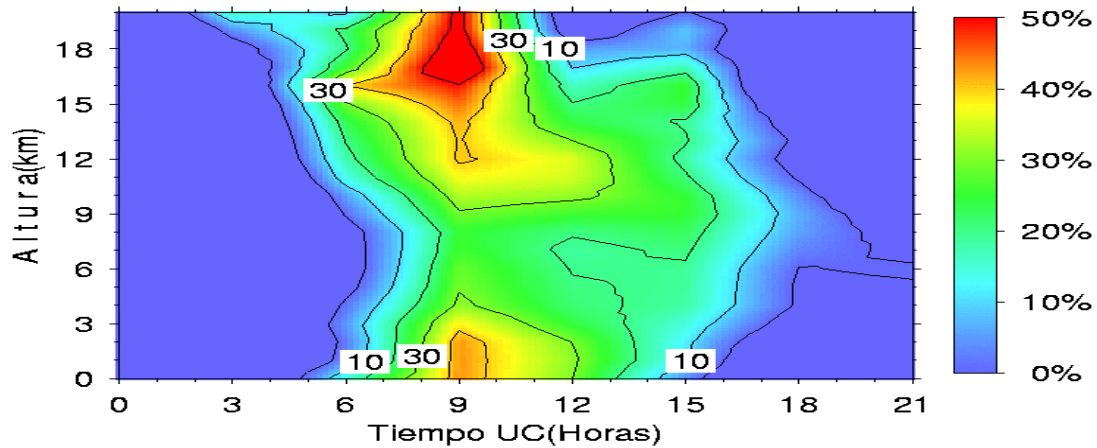


Figura 2.- Evolución de la anomalía en la fracción de área con precipitación. La separación de los contornos es de 10%.

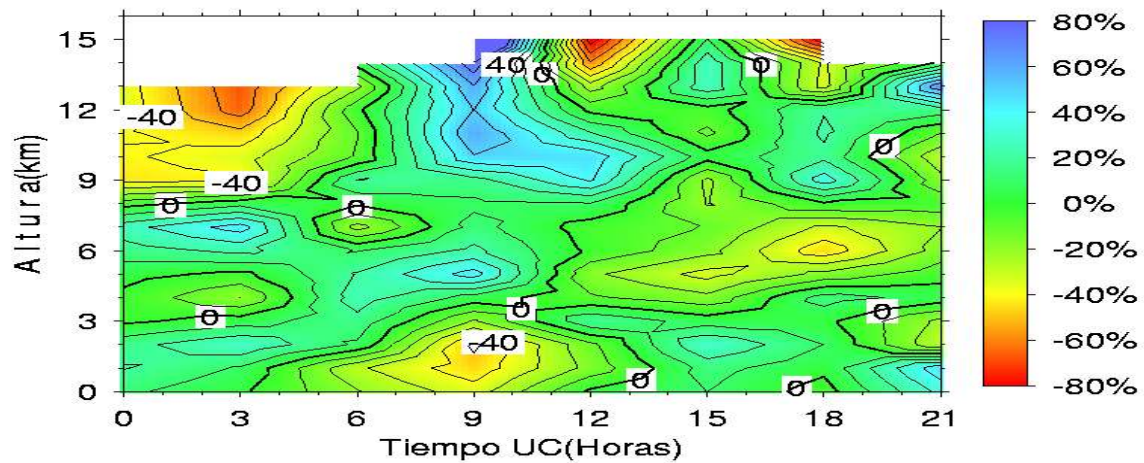


Figura 3.- Evolución de la anomalía en el flujo horizontal de masa. La separación entre los contornos es de 10%.

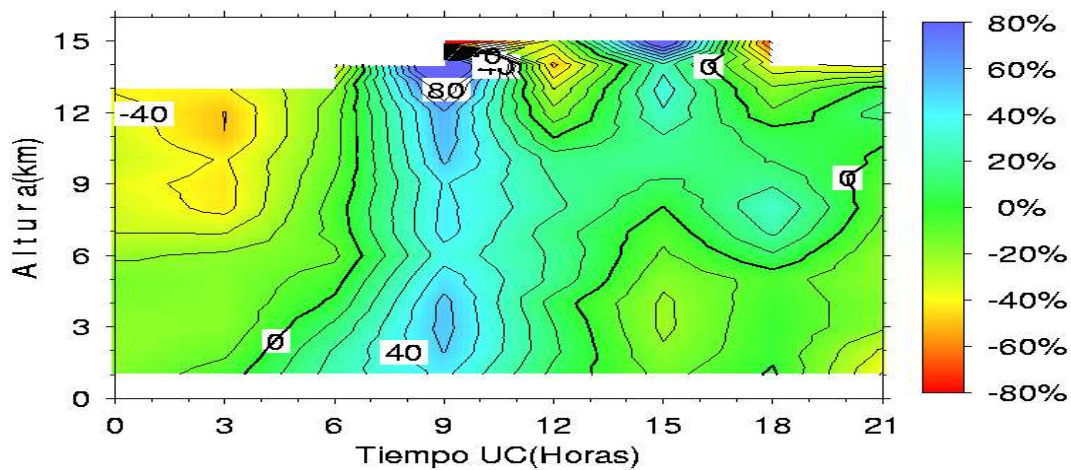


Figura 4.- Evolución de la anomalía en el flujo vertical de masa. La separación entre los contornos es de 10%