



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA**

***INTENSIFICACIÓN DE CICLONES TROPICALES EN EL MODELO  
GLOBAL FORECAST SYSTEM (GFS)***

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS  
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)**

**P R E S E N T A**

**JULIO CÉSAR MARÍN AGUADO**

**DIRECTORA DE TESIS: DRA. GRACIELA BINIMELIS DE RAGA**

**2009**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>13</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>15</b>
1.1. Objetivos . . . . .	19
<b>2. Antecedentes</b>	<b>21</b>
<b>3. Datos y Metodología</b>	<b>28</b>
3.1. Modelo GFS . . . . .	28
3.2. Consideraciones teóricas . . . . .	29
3.2.1. Aspectos dinámicos . . . . .	29
3.2.2. Aspectos termodinámicos . . . . .	32
3.2.3. Estimación del coeficiente $C_D$ . . . . .	35
3.3. Casos estudio e implementación . . . . .	36
<b>4. Resultados</b>	<b>41</b>
4.1. Balance de vorticidad . . . . .	41
4.1.1. Evolución temporal . . . . .	41
4.1.2. Distribución vertical . . . . .	48
4.2. Balance de entropía . . . . .	55
4.2.1. Evolución temporal . . . . .	55
4.2.2. Distribución vertical . . . . .	64

4.2.3. Sensibilidad al tamaño del área de estudio . . . . .	70
4.3. Distribución de frecuencia . . . . .	71
4.4. Comparación con observaciones . . . . .	78
4.4.1. Experimento TEXMEX 1991 . . . . .	78
4.4.2. Experimento IFEX 2005 . . . . .	81
4.4.3. Relación entre la precipitación y la humedad del ambiente . . . . .	83
<b>5. Conclusiones</b>	<b>90</b>
<b>Referencias</b>	<b>96</b>

# Índice de figuras

1.1. Evolución temporal del error anual en el pronóstico oficial de trayectoria (panel izquierdo) e intensidad (panel derecho) del Centro Nacional de Huracanes en la cuenca del Atlántico para el periodo 1990-2007. Imágenes obtenidas del sitio web <a href="http://www.nhc.noaa.gov/verification/verify5.shtml">http://www.nhc.noaa.gov/verification/verify5.shtml</a> . Los colores muestran las distintas horas de pronóstico (ver leyenda). . . . .	17
1.2. Evolución temporal del error anual en el pronóstico oficial de trayectoria (panel izquierdo) e intensidad (panel derecho) del Centro Nacional de Huracanes en la cuenca del Pacífico Oriental para el periodo 1990-2007. Imágenes obtenidas del sitio web <a href="http://www.nhc.noaa.gov/verification/verify5.shtml">http://www.nhc.noaa.gov/verification/verify5.shtml</a> . Los colores muestran las distintas horas de pronóstico (ver leyenda). . . . .	18
3.1. Representación esquemática del área de un ciclón tropical y del área $A^*$ donde se realizó el análisis en cada nivel de presión. $\mathbf{n}$ y $\mathbf{t}$ son los vectores normal y tangencial a la periferia de $A^*$ . . . . .	31
3.2. Estimaciones de $C_D$ como función de la velocidad del viento en condiciones neutras a 10m de la superficie obtenidas a partir de diferentes estudios (ver leyenda). La línea negra continua muestra la estimación de $C_D$ obtenida para este estudio. . . .	36
3.3. Trayectorias de los ciclones estudiados. Las etapas de depresión tropical, tormenta tropical y huracán son representadas por cruces, círculos blancos y asteriscos, respectivamente. . . . .	38

3.4. Representación del área de estudio alrededor del huracán Dennis y líneas de corriente asociadas al campo de viento en (a) 1000 hPa, (b) 850 hPa, (c) 500 hPa y (d) 250 hPa, para el día 8 de julio a las 06 UTC. . . . . 39

3.5. Evolución temporal de la circulación absoluta en 1000 hPa para (a) el huracán Dennis y (b) la tormenta tropical Eugene. La línea continua muestra el valor calculado a partir del área  $A^*$  utilizada en este estudio. La zona gris muestra las diferencias que se obtienen de variar en un punto de malla la elección del área de estudio y la línea discontinua muestra cuantitativamente cuanto puede ser esta diferencia. Las líneas verticales continuas delimitan las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT) y huracán (Hu) a partir de los archivos del Centro Nacional de Huracanes. . . . . 40

3.6. Campo de viento en 1000 hPa y líneas de corriente asociadas a la tormenta tropical Eugene el día 19 de julio a las 06 UTC suponiendo velocidades de traslación de (a)  $u_t = 0, v_t = 0$  (b)  $u_t = -2.5ms^{-1}, v_t = 2.5ms^{-1}$  (c)  $u_t = -10ms^{-1}, v_t = 2.5ms^{-1}$  y (d)  $u_t = -2.5ms^{-1}, v_t = 10.3ms^{-1}$ . . . . . 40

4.1. Huracán Dennis. (a) Evolución temporal de la circulación absoluta promediada en la capa 1000-900 hPa. (b) Términos en el balance de la Eq. (3.8) promediados en la capa 1000-900 hPa. La línea continua representa la convergencia de vorticidad absoluta (CVA), la línea con cruces (advección vertical de momento, AVM), la línea discontinua (tendencia de  $\Gamma_a$ ), la línea punteada (término de fricción *bulk*,  $\tau$  Bulk) y la línea continua-punteada ( $\tau$  residual). Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT) y huracán (Hu) a partir de los archivos del Centro Nacional de Huracanes. Las barras horizontales representan los periodos cuando algún punto del área  $A^*$  que encierra a Dennis toca tierra. Las flechas indican ciertos tiempos que serán discutidos en el texto y en las Figs. 4.8 y 4.10. . . . . 43

4.2. Igual que la Fig. 4.1, pero para el huracán Emily. Las barras horizontales representan los periodos cuando algún punto del área  $A^*$  que encierra a Emily toca tierra. Las flechas indican ciertos tiempos que serán discutidos en el texto y en las Figs. 4.9 y 4.11. . . . . 44

4.3. Igual que la Fig. 4.1, pero para la tormenta tropical Eugene. Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT). Las flechas indican ciertos tiempos que serán discutidos en el texto y en las Figs. 4.12 y 4.14. . . . . 45

4.4. Igual que la Fig. 4.1 pero para la tormenta tropical Beatriz. Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT). Las flechas indican ciertos tiempos que serán discutidos en el texto y en las Figs. 4.13 y 4.15. . . . . 45

4.5. Evolución temporal de la convergencia de vorticidad absoluta (línea continua),  $-\Delta$  (línea punteada), y la vorticidad absoluta en la periferia del ciclón ( $\zeta_a$ ) (línea discontinua-punteada) promediada en la capa 1000-900 hPa para el huracán Dennis. La línea con cruces representa el parámetro de Coriolis a la latitud central de Dennis. Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT) y huracán (Hu). Las barras horizontales muestran los periodos cuando el sistema tocó tierra. . . . . 47

4.6. Igual que la Fig. 4.5, pero para la tormenta tropical Eugene. Las líneas verticales delimitan la transición de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT). . . . . 47

4.7. Comparación entre  $\frac{d\Gamma_a}{dt}$  residual (línea discontinua, a partir de la ecuación 3.8) y  $\frac{d\Gamma_a}{dt}$  simulada (línea continua) para (a) el huracán Dennis, (b) el huracán Emily, (c) la tormenta tropical Eugene y (d) la tormenta tropical Beatriz. . . . . 48

4.8. Huracán Dennis. (a) Evolución temporal de la  $\Gamma_a$  promediada en la capa límite. Perfiles verticales de (b) la convergencia de vorticidad absoluta y de (c) la vorticidad absoluta promedio en la periferia del área de  $4^\circ \times 4^\circ$  que encierra al ciclón para los cuatro tiempos indicados por las flechas verticales en (a) durante las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT), y huracán (Hu-1 y Hu-2). Ver leyenda. . . . . 50

4.9. Igual que la Fig. 4.8, pero para el huracán Emily. . . . . 51

4.10. Huracán Dennis. (a) Evolución temporal del flujo horizontal de masa promediado en la capa límite. Perfiles verticales del (b) flujo horizontal de masa ( $\Delta$ ) y del (c) flujo vertical de masa ( $M$ ) para los cuatro tiempos indicados por las flechas verticales en (a) durante las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT), y huracán (Hu-1 y Hu-2). Ver leyenda. . . . . 51

4.11. Igual que la Fig. 4.10, pero para el huracán Emily. . . . . 52

4.12. Tormenta tropical Eugene. (a) Evolución temporal de la  $\Gamma_a$  promediada en la capa límite. Perfiles verticales de (b) menos la convergencia de vorticidad absoluta y de (c) la vorticidad absoluta promedio en la periferia del área de  $4^\circ \times 4^\circ$  que encierra al ciclón para los tres tiempos indicados por las flechas en (a) durante las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT-1 y TT-2). Ver leyenda. . . . . 53

4.13. Igual que la Fig. 4.12, pero para la tormenta tropical Beatriz. . . . . 54

4.14. Tormenta tropical Eugene. (a) Evolución temporal del flujo horizontal de masa promediado en la capa límite. Perfiles verticales del (b) flujo horizontal de masa ( $\Delta$ ) y del (c) flujo vertical de masa ( $M$ ) para los tres tiempos indicados por las flechas en (a) durante las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT-1 y TT-2). Ver leyenda. . . . . 54

4.15. Igual que la Fig. 4.14, pero para la tormenta tropical Beatriz. . . . . 55

4.16. Huracán Dennis. Evolución temporal de (a)  $\Gamma_a$  promediada en la capa 1000-900 hPa, (b) entropía promediada en el área  $A^*$  de  $4^\circ \times 4^\circ$  (asterisco) y entropía en el centro del ciclón (círculo), ambas promediadas en la capa 1000-100 hPa, (c) tendencia de entropía debido a la ventilación (asterisco), a la advección vertical de entropía (triángulo) y al flujo de entropía en superficie (círculo) promediado en  $A^*$ , y promediados en la capa 1000-100 hPa y (d) TSM promediada en el área  $A^*$ . Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT) y huracán (Hu). Las barras horizontales representan los periodos cuando algún punto de  $A^*$ , que rodea a Dennis, toca tierra. . . . . 57

4.17. Igual que la Fig. 4.16 pero para el huracán Cindy. Los periodos cuando Cindy tocó tierra son indicados por las barras horizontales. . . . . 58

4.18. Igual que la Fig. 4.16 pero para el huracán Emily. Los periodos cuando Emily tocó tierra son indicados por las barras horizontales. . . . . 59

4.19. Igual que la Fig. 4.16 pero para la tormenta tropical Eugene. Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT). . . . . 60

4.20. Igual que la Fig. 4.16 pero para la tormenta tropical Beatriz. Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT). . . . . 61

4.21. Igual que la Fig. 4.16 pero para la tormenta tropical Franklin. . . . . 62

4.22. Perfiles verticales de ventilación para 6 tiempos durante la evolución de la tormenta tropical Beatriz. . . . . 66

4.23. Líneas de corriente asociadas al viento relativo a la tormenta tropical Beatriz, desviación de entropía con respecto al valor promedio en la periferia del área de estudio ( $4^\circ \times 4^\circ$ ) (sombreado a color) en el nivel de 1000 hPa y TSM (contornos) para los días 21 de junio a las 18 UTC y 23 de junio de 2005 a las 12 UTC. . . . . 67

4.24. Líneas de corriente asociadas al viento relativo a la tormenta tropical Beatriz y desviación de entropía con respecto al valor promedio en la periferia del área de estudio ( $4^\circ \times 4^\circ$ ) (sombreado a color) en el nivel de 800 hPa el día 22 de junio a las 06 UTC y 550 hPa el día 23 de junio de 2005 a las 00 UTC. . . . . 67

4.25. Líneas de corriente asociadas al viento relativo a la tormenta tropical Beatriz, desviación de entropía con respecto al valor promedio en la periferia del área de estudio ( $4^\circ \times 4^\circ$ ) (sombreado a color) en el nivel de 1000 hPa para los días 21 de junio a las 00 UTC y 950 hPa el 23 de junio de 2005 a las 12 UTC. Los contornos muestran la TSM. . . . . 68

4.26. Perfiles verticales de ventilación para 4 tiempos durante la evolución de la tormenta tropical Eugene. . . . . 69

4.27. Líneas de corriente asociadas al viento relativo a la tormenta tropical Eugene, desviación de entropía con respecto al valor promedio en la periferia del área de estudio ( $4^\circ \times 4^\circ$ ) (sombreado a color) en el nivel de 1000 hPa y TSM (contornos) para el día 18 de julio a las 06 UTC y el 20 de julio a las 06 UTC. . . . . 69

4.28. Igual que la Fig. 4.16, pero esta vez utilizando un área de estudio de  $7^\circ \times 7^\circ$ . . . . 71

4.29. Igual que la Fig. 4.19, pero esta vez utilizando un área de estudio de  $7^\circ \times 7^\circ$ . . . . 72

4.30. Distribución de frecuencia de la circulación absoluta a 850 hPa para (a) todos los casos analizados, (b) los tiempos pertenecientes a la etapa de depresión tropical (DT), (c) tormenta tropical (TT) y (d) huracán (Hu). . . . . 73

4.31. Distribución de frecuencia del flujo horizontal de masa ( $\Delta$ ) promediado en la capa 1000-900 hPa para las mismas etapas analizadas en la Fig. 4.30. . . . . 75

4.32. Distribución de frecuencia del flujo de entropía en superficie ( $F_{es}$ ) para las mismas etapas analizadas en la Fig. 4.30. . . . . 76

4.33. Distribución de frecuencia de la diferencia de entropía entre el centro de la tormenta y su periferia, promediada en la capa 700-500 hPa para las mismas etapas analizadas en la Fig. 4.30. . . . . 77

4.34. Distribución de frecuencia de la cizalladura del viento relativo a la tormenta, en la capa 850-200 hPa para las mismas etapas analizadas en la Fig. 4.30. . . . . 78

4.35. Distribución vertical de la circulación absoluta alrededor del huracán Guillermo en las etapas de (a) onda tropical y (b) tormenta tropical durante su intensificación. Reproducido a partir de Raymond et al. (1998). . . . . 79

4.36. Distribución vertical del flujo horizontal ( $\Delta$ , línea discontinua) y vertical ( $M$ , línea continua) de masa para el huracán Guillermo en las etapas de (a) onda tropical y (b) tormenta tropical durante su intensificación. Reproducido a partir de Raymond et al. (1998). . . . . 80

4.37. Distribución vertical de la circulación absoluta alrededor de Dennis en los días del 5 al 10 de julio de 2005, calculada a partir de observaciones y del modelo GFS. . . . . 83

4.38. Distribución vertical del flujo horizontal de masa en Dennis en los días del 5 al 10 de julio de 2005, calculada a partir de observaciones y del modelo GFS. . . . . 84

4.39. Áreas en el Caribe (1 y 2) y en el Pacífico Oriental (3) donde se analizó la dependencia entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación en el modelo GFS. . . . . 87

4.40. Relación entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación para (a) las tormentas tropicales Beatriz y Eugene y (b) el área 3 en el Pacífico Oriental. Ambos paneles también muestran el comportamiento de las ecuaciones 4.1 (B04) y 4.2 (R07). . . . . 87

4.41. Fig. 2 de Raymond et al. (2007) que muestra la relación entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación a partir de sondeos y sondas lanzadas durante el experimento EPIC2001 y sondeos lanzados en el experimento ECAC. . . . . 88

4.42. Relación entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación para (a) los huracanes Dennis, Cindy y Emily, (b) el área 1 de la Fig. 4.39 y (c) el área 2 de la Fig. 4.39. También se muestra el comportamiento de las ecuaciones 4.1 (B04) y 4.2 (R07). . . . . 89

# Índice de tablas

4.1. Valores de desviación estandar (sdev), moda y sesgo para las distribuciones de circulación absoluta en 850 hPa mostradas en la Fig. 4.30. . . . .	73
4.2. Valores de desviación estandar (sdev), moda y sesgo para las distribuciones de flujo horizontal de masa promediado en la capa 1000-900 hPa mostradas en la Fig. 4.31. . . . .	74
4.3. Valores de desviación estandar (sdev), moda y sesgo para las distribuciones del flujo de entropía en superficie mostradas en la Fig. 4.32. . . . .	74
4.4. Valores de desviación estandar (sdev), moda y sesgo para las distribuciones de la diferencia de entropía entre el centro de la tormenta y su periferia, promediada en la capa 700-500 hPa mostradas en la Fig. 4.33. . . . .	75
4.5. Descripción del área y la hora utilizada para la comparación de los perfiles verticales de circulación absoluta y flujo horizontal de masa entre las observaciones de IFEX y el modelo GFS. . . . .	82
5.1. Valores umbrales consistentes con la formación e intensificación de un ciclón tropical. . . . .	93

# Lista de Siglas

**AVM:** Advección vertical de momento.

**CBLAST:** Coupled Boundary Layer Air–Sea Transfer.

**COARE:** Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment.

**CVA:** Convergencia de vorticidad absoluta.

**DT:** Depresión tropical.

**ECAC:** Experimento Climático en las Albercas de Agua Caliente de las Américas.

**EPIC:** East Pacific Investigations of Climate.

**FNL:** Análisis Final de GDAS.

**GDAS:** Global Data Assimilation System.

**GFS:** Global Forecast System.

**Hu:** Huracán.

**IFEX:** Intensity Forecasting Experiment.

**NARR:** North American Regional Reanalysis.

**NCAR:** National Center for Atmospheric Research.

**NCEP:** National Centers for Environmental Prediction.

**NOAA:** National Oceanic and Atmospheric Administration.

**SSM/I:** Special Sensor Microwave Imager.

**TEXMEX:** Tropical EXperiment in MEXico.

**TSM:** Temperatura superficial del mar.

**TT:** Tormenta tropical.

# Resumen

Los ciclones tropicales se encuentran entre los fenómenos atmosféricos más espectaculares y peligrosos. A lo largo de la historia han causado miles de muertes y han provocado grandes daños materiales. Debido a esto, pronosticar estos sistemas tropicales ha sido uno de los principales objetivos de la comunidad científica desde hace mucho tiempo.

Pronósticos del modelo GFS fueron utilizados en este estudio para investigar el proceso de intensificación en varios ciclones tropicales simulados. En particular, se analizaron diferentes mecanismos atmosféricos que favorecen la intensificación de las tormentas tropicales a huracanes y aquellos responsables por el decaimiento, basados en las ecuaciones de balance de vorticidad y entropía.

El análisis del balance de vorticidad muestra que la convergencia de vorticidad absoluta favorece la intensificación mientras que la fricción y la advección vertical de momento favorecen el decaimiento en el modelo GFS. La convergencia de vorticidad absoluta excede a la fricción y a la advección vertical de momento en la capa límite durante la intensificación y lo contrario ocurre durante el decaimiento. Estos tres términos están en balance con la tendencia de circulación absoluta, que es un término residual muy pequeño; por lo que su estimación cuantitativa utilizando este método diagnóstico no es lo suficientemente exacta.

La intensificación está acompañada por un gran incremento de la convergencia de vorticidad absoluta en los niveles bajos y medios. Esto es el resultado de una fuerte convergencia de masa y el aumento de la vorticidad absoluta en la periferia del ciclón. La convergencia de vorticidad absoluta y el influjo horizontal de masa en el modelo se concentran en una capa menos profunda a medida

que el ciclón tropical se intensifica. Como resultado de esto, el nivel de no divergencia, donde se encuentra el máximo del flujo vertical de masa disminuye en altura. La vorticidad absoluta en la periferia del ciclón aumenta en todos los niveles con la intensificación y tiene una mayor influencia en el balance de vorticidad en los casos de huracanes. Algunas de estas características están en concordancia con observaciones realizadas dentro de ciclones tropicales durante los experimentos de investigación TEXMEX1991 e IFEX2005.

Basados en estudios recientes que muestran una estrecha relación entre la precipitación y la fracción de saturación del ambiente, se analizó el balance de entropía específica húmeda para estudiar los factores que controlan la convergencia de masa, y por lo tanto, la convergencia de vorticidad. Los resultados de este análisis muestran que los flujos de entropía húmeda en la superficie del mar y la ventilación de aire seco del ambiente son los factores que controlan la intensificación en los ciclones tropicales, lo cual concuerda con estudios anteriores. Sin embargo, hay dos puntos que merecen ser señalados:

1. Se ha documentado este comportamiento en las salidas de pronóstico del modelo global GFS, el cual es uno de los principales modelos usados en los Servicios Meteorológicos.
2. Se presentaron relaciones para determinar cuantitativamente la influencia de estos factores en el estudio de la evolución de los ciclones tropicales, sugiriendo se extiendan estos resultados a otros modelos numéricos y a observaciones.

La tendencia de entropía debido a la ventilación parece tener una gran influencia en los niveles bajos de los ciclones tropicales que se desarrollan en el Pacífico Oriental. Mientras los ciclones se mueven sobre aguas cálidas donde existen flujos de entropía en superficie elevados, la ventilación no muestra un efecto notable en la intensificación. Sin embargo, cuando el ciclón se mueve sobre aguas más frías donde disminuyen los flujos de entropía en superficie, valores mayores de ventilación contribuyen fuertemente al decaimiento.

# Capítulo 1

## Introducción

Los ciclones tropicales se encuentran entre los fenómenos atmosféricos más espectaculares y peligrosos. A lo largo de la historia han causado miles de muertes y han provocado grandes daños materiales; por ejemplo, el ciclón de 1970 en Bangladesh causó la muerte de alrededor de 300 000 personas debido a la marea de tormenta asociada y el huracán Katrina en 2005 dejó daños por más de 100 mil millones de dólares en los EUA. Debido a esto, pronosticar estos sistemas tropicales ha sido uno de los principales objetivos de la comunidad científica desde hace mucho tiempo.

En los inicios del siglo XX la única información meteorológica disponible para el pronóstico era la que se recopilaba en las estaciones terrestres. Según Frank (2003) y Emanuel (2005), más de 8000 muertes que ocurrieron por el huracán de 1900 en Galveston se hubieran podido evitar si dos barcos que transitaban por el Golfo de México hubieran podido reportar su información meteorológica. A partir de la primera década de ese siglo, muchos barcos comenzaron a reportar regularmente a los centros de predicción. Sin embargo, en este tiempo y durante las dos décadas siguientes, es probable que muchos ciclones escaparan parcial o enteramente a su detección, particularmente aquellos que evolucionaron alejados de las costas y de las principales rutas marítimas comerciales.

Los primeros avances serios en el pronóstico de huracanes llegaron en la década del 40 debido a los logros tecnológicos alcanzados, producto de la Primera y Segunda Guerras Mundiales (Emanuel, 2003; Walker et al., 2006). Durante la Segunda Guerra Mundial, aviones militares volaron

el Pacífico monitoreando los ciclones tropicales que pudieran presentar un peligro para las operaciones navales. En 1943 ocurrió la primera penetración aérea dentro del ojo de un huracán, lo cual fijó el inicio de las operaciones de reconocimiento dentro de los ciclones tropicales, que serían rutinarias varios años después. Otro avance importante fue el uso de los radares (inicialmente creados para uso militar) con fines meteorológicos. En la misma década del 40 se obtiene la primera imagen de la estructura interna de un ciclón tropical, mostrando el ojo y las bandas espirales de precipitación (Wexler 1947), lo cual permitió la detección de sistemas que se encontraban a varios cientos de kilómetros de las costas.

Un gran avance en la predicción de los ciclones tropicales llegó en la década del 60 con la implementación de los satélites meteorológicos. A partir de ese momento, se pudo detectar globalmente la ocurrencia de todos los ciclones tropicales y los lugares que afectarían. Los primeros satélites tuvieron una órbita polar que transmitían sus datos cada 6 horas. Años más tarde se pusieron en órbita los primeros satélites geostacionarios, cuyas imágenes contaban con una mayor frecuencia temporal, factor importante para la toma de decisiones y planificación de emergencias. En la década del 70 se introducen las boyas en el mar para mejorar la resolución de las mediciones, ya que hasta ese momento no había mediciones de la superficie de los océanos.

Bjerkness (1904) fue el primero que discutió la idea de aplicar leyes físicas para predecir los fenómenos atmosféricos. En 1922, Lewis Richardson realizó el primer intento de pronóstico numérico del tiempo pero no tuvo mucho éxito. No fue hasta 1950 cuando se realizó con éxito un pronóstico numérico usando un modelo barotrópico en la computadora digital ENIAC (Charney, 1950). En las décadas siguientes los modelos fueron evolucionando en modelos baroclínicos con cada vez más niveles en la atmósfera, se emplearon las ecuaciones primitivas para describir la evolución de la atmósfera, se utilizaron diferencias finitas o métodos espectrales para resolver numéricamente las ecuaciones, entre otros muchos avances, hasta llegar a los modelos actuales.

La habilidad de los modelos numéricos para simular correctamente los ciclones tropicales ha aumentado con el tiempo como resultado del perfeccionamiento de las técnicas de asimilación de datos y de las plataformas observacionales, una mejor representación de los procesos físicos y el

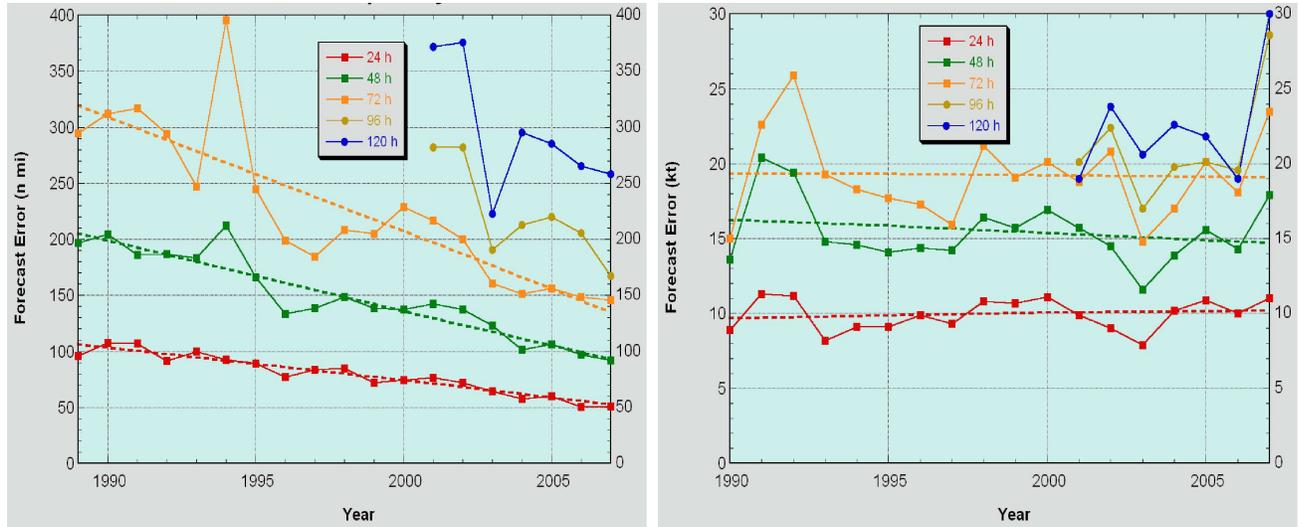


Figura 1.1: Evolución temporal del error anual en el pronóstico oficial de trayectoria (panel izquierdo) e intensidad (panel derecho) del Centro Nacional de Huracanes en la cuenca del Atlántico para el periodo 1990-2007. Imágenes obtenidas del sitio web <http://www.nhc.noaa.gov/verification/verify5.shtml>. Los colores muestran las distintas horas de pronóstico (ver leyenda).

incremento de los recursos computacionales. El pronóstico de trayectorias de ciclones tropicales ha mostrado una mejora apreciable en las últimas décadas; sin embargo, no puede decirse lo mismo de los pronósticos de intensidad, como muestran las figuras 1.1 y 1.2 y los resultados de Elsberry et al. (1992), Burpee et al. (1996), Marks & Shay (1998), Aberson (2001) y DeMaria et al. (2005). Varios factores contribuyen a la dificultad de lograr un pronóstico correcto de intensidad en los ciclones tropicales. Entre estos se encuentra el conocimiento incompleto de los procesos físicos que favorecen su desarrollo.

Para lograr pronósticos más precisos de intensidad y trayectoria, los modelos atmosféricos deben estar acoplados al océano y a modelos de olas. Además, es necesario resoluciones horizontales del orden de 1 km para reproducir adecuadamente la estructura interna de un huracán: el ojo, la pared del ojo y las bandas externas de lluvia (Chen et al., 2007). Los nuevos instrumentos de medición montados en aviones que vuelan dentro de huracanes han creado la posibilidad de suministrar información, nunca antes obtenida, a las nuevas generaciones de modelos acoplados al océano para lograr este objetivo (Black et al. 2007; Chen et al. 2007).

El modelo GFS (Global Forecast System) es el modelo numérico global de pronóstico del tiem-

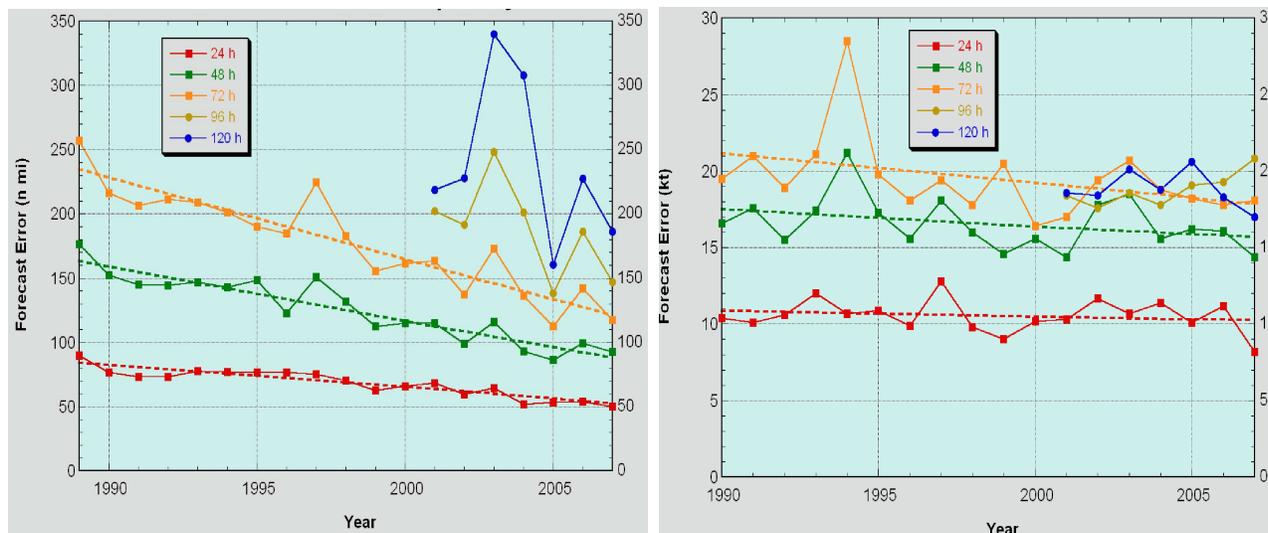


Figura 1.2: Evolución temporal del error anual en el pronóstico oficial de trayectoria (panel izquierdo) e intensidad (panel derecho) del Centro Nacional de Huracanes en la cuenca del Pacífico Oriental para el periodo 1990-2007. Imágenes obtenidas del sitio web <http://www.nhc.noaa.gov/verification/verify5.shtml>. Los colores muestran las distintas horas de pronóstico (ver leyenda).

po de los Estados Unidos y uno de los más importantes del mundo. Este se corre en NCEP (National Centers for Environmental Prediction) cuatro veces al día y predice las condiciones atmosféricas para los siguientes 16 días. Los resultados del GFS son utilizados por muchos meteorólogos en todo el mundo para ofrecer pronósticos a corto y mediano plazo dirigido a diferentes sectores de la actividad humana (aviación, agricultura, marina, etc). Particularmente, el Centro Nacional de Huracanes los utiliza durante la temporada ciclónica para predecir, principalmente, la trayectoria de los ciclones tropicales que se desarrollan sobre el Atlántico y el Pacífico Oriental. El modelo ha mostrado cierta habilidad en predecir la ciclogénesis tropical y los cambios en intensidad (Cowan et al., 2006; Pasch et al., 2006). Pasch et al. (2006) desarrollaron una metodología para evaluar la predicción de ciclogénesis tropical en varios modelos numéricos utilizando valores de vorticidad relativa a 850 hPa y de anomalía de temperatura en los niveles medios (700-500 hPa). Ellos encontraron que el modelo GFS proporcionaba una guía bastante confiable para la formación de ciclones tropicales (alta probabilidad de detección y relativamente pocos casos de falsas alarmas). Cowan et al. (2006) examinaron varios predictores potenciales para identificar los pronósticos de vórtices

que se desarrollan en ciclones tropicales de los que no se desarrollan. Según este estudio, el modelo GFS mostró una separación bien definida entre los pronósticos de vórtices que se desarrollan de los que no, al utilizar parámetros discriminantes similares a los utilizados por Pasch et al.

## 1.1. Objetivos

El estudio de Raymond et al. (1998) mostró, analizando el balance de vorticidad en varios casos de ciclones tropicales en el Pacífico Oriental, que la tendencia de la circulación en la capa límite, alrededor de un ciclón tropical, depende principalmente del balance entre la convergencia de vorticidad absoluta hacia el sistema, causando la intensificación, y el esfuerzo de Reynolds debido a la fricción en superficie, causando el decaimiento. Asimismo, el estudio teórico de Raymond et al. (2007) destaca el importante papel que juega la precipitación en la intensificación debido a su correlación con la convergencia de masa en la tropósfera baja. El presente trabajo estudia el proceso de intensificación en ciclones tropicales simulados por el modelo GFS basado en los resultados de Raymond et al. (1998, 2007).

El Centro Nacional de Huracanes utiliza el viento máximo sostenido cerca de superficie (10m de altura), promediado en intervalos de 1 minuto, para clasificar la intensidad de un ciclón tropical. En el pasado también se utilizaba la presión mínima central en superficie para clasificar la intensidad de ciclones tropicales y aunque actualmente está en desuso, todavía es utilizada como referencia en los pronósticos. En este estudio, la intensidad se define como la circulación alrededor del ciclón. Es importante puntualizar, sin embargo, que la correlación entre la circulación de gran escala y el viento máximo no es perfecta, ni es necesariamente una correlación fuerte. Ya que la resolución del modelo GFS es muy burda con respecto a la región del ojo y a la estructura de las bandas de precipitación de un huracán real, no se puede esperar que el modelo reproduzca estos detalles. Por esto, este estudio se enfoca en la estructura de gran escala de los ciclones tropicales, trazándose los siguientes objetivos:

- Evaluar si el modelo GFS reproduce algunas características observadas en los trópicos y

durante la intensificación de ciclones tropicales.

- Determinar los mecanismos dinámicos y termodinámicos que controlan los cambios de intensidad en ciclones tropicales simulados por el modelo GFS.
- Determinar parámetros de diagnóstico para identificar la génesis o intensificación de los ciclones tropicales simulados.

La estructura de la tesis es la siguiente: el capítulo 2 resume algunos de los estudios realizados sobre los procesos físicos que favorecen la intensificación de los ciclones tropicales, con particular énfasis en aquellos que sustentan la realización de esta tesis; el capítulo 3 menciona las principales características del modelo GFS, explica los aspectos teóricos considerados, describe la metodología utilizada para estudiar los diferentes casos y las dificultades encontradas durante su implementación; los resultados se exponen en el capítulo 4 y las conclusiones en el capítulo 5.

# Capítulo 2

## Antecedentes

Tres procesos físicos fundamentales controlan los cambios de intensidad en los ciclones tropicales: el intercambio de humedad, calor y momento en la interfase océano-atmósfera, la interacción del sistema con el medio ambiente de gran escala que lo rodea y la dinámica interna del ciclón. Este trabajo investiga la influencia de los mecanismos atmosféricos a escala de ciclón ( $1^\circ$  de resolución) en la intensificación, por lo que en esta sección se resumen algunos resultados que abordan este tema y que proporcionan las bases para la realización de este estudio.

La influencia del océano en la formación e intensificación de un ciclón tropical ha sido estudiada extensivamente desde hace muchos años. Palmén (1948) encontró que los ciclones solo se originaban cuando la temperatura superficial del mar (TSM) es mayor que  $26^\circ\text{C}$ . Esta fue una de las condiciones necesarias encontradas por Gray (1968) para la ciclogénesis. La fuente primaria de energía que mantiene a estos sistemas es la transferencia de calor desde la superficie cálida del mar (a través de la evaporación), sugerido primeramente por Riehl (1950) y Kleinschmidt (1951), con la subsecuente liberación de calor latente debido a la condensación durante la formación de nubes. Un ejemplo de la influencia del océano en la intensificación es el caso del huracán Opal (1995), que mostró una rápida intensificación cuando su trayectoria pasó sobre un vórtice oceánico de núcleo caliente en la región del Golfo de México (Hong et al., 2000; Shay et al., 2000).

La evolución de un ciclón sobre el océano tropical representa un caso extremo de interacción

océano-atmósfera donde ocurre una retroalimentación positiva y negativa. En el primer caso, a medida que el ciclón se intensifica, mayores velocidades del viento aumentan la tasa de evaporación en la superficie del mar, incrementando el calor latente disponible para una posterior intensificación. Por otro lado, una interacción negativa ha sido evidente en observaciones que han mostrado que una mayor intensificación aumenta el esfuerzo del viento en la superficie del océano generando que la capa de mezcla oceánica se profundice, y aguas más profundas y frías emerjan a la superficie reduciendo la temperatura de la capa de mezcla y de la superficie del mar (Leipper, 1967; Withee & Johnson, 1976). Esto provocaría la posterior disminución de los flujos de calor y humedad en superficie y el posible decaimiento del ciclón. Simulaciones utilizando modelos acoplados al océano han demostrado que la retroalimentación del océano tiene un efecto importante en el desarrollo de un ciclón tropical (Khain & Ginis, 1991; Bender et al., 1993; Schade & Emanuel, 1999; Villanueva et al., 2006).

Emanuel (1986, 1989) y Rotunno & Emanuel (1987) introdujeron la hipótesis de que los ciclones tropicales se desarrollan a partir de la energía suministrada por los flujos de entropía en superficie, contrarrestando el efecto disipativo de la fricción en superficie. Basados en la hipótesis de que el ciclo de energía de un ciclón tropical puede idealizarse a uno similar al de la máquina de Carnot, Bister & Emanuel (1998) derivaron la siguiente expresión para la máxima velocidad del viento en un ciclón tropical:

$$|V_{max}|^2 \approx \frac{C_k}{C_D} \frac{T_s - T_o}{T_o} (k_s - k) \quad (2.1)$$

donde  $C_k$  y  $C_D$  son los coeficientes de transferencia de calor y momento, respectivamente,  $T_s$  es la TSM en la región del ciclón,  $T_o$  es la temperatura en la tropósfera alta,  $k_s$  es la entalpía del aire saturado en contacto con la superficie del mar y  $k$  es la entalpía del aire cerca de superficie. La expresión (2.1) relaciona la intensidad del ciclón (en términos del viento máximo en superficie) con la razón de los coeficientes de transferencia de calor y momento (no con los coeficientes por separado) y con el desequilibrio termodinámico existente entre el océano y la atmósfera.

Conocer el comportamiento de los coeficientes de transferencia de calor ( $C_k$ ) y momento ( $C_D$ )

en función de la velocidad del viento es indispensable para el estudio de los procesos de interacción océano-atmósfera, con el objetivo de cuantificar los flujos de calor y momento en superficie. Los trabajos de DeCosmo et al. (1996) y Fairall et al. (2003) mostraban que  $C_k$  permanecía casi constante con el aumento de la velocidad del viento en superficie, mientras que Large & Pond (1981), Smith et al. (1992), Yelland et al. (1998) y Fairall et al. (2003) mostraban que  $C_D$  aumentaba con el incremento de la velocidad del viento en el rango entre 0 y  $20 \text{ ms}^{-1}$ . Parametrizaciones usadas para velocidades de viento mucho mayores, típicas de un huracán, eran simplemente una extrapolación de las condiciones de vientos moderados, suponiendo que los procesos físicos eran los mismos. Sin embargo, la evaluación de la expresión (2.1), junto a simulaciones numéricas, indicaba que de mantenerse las mismas condiciones en ambos coeficientes de transferencia, los huracanes no podrían alcanzar las velocidades máximas observadas, por lo que otros procesos deben aparecer en condiciones de velocidades de viento fuertes.

Mediciones realizadas por Donelan et al. (2004), Powell et al. (2003) y Black et al. (2007) en condiciones de laboratorio y dentro de huracanes indican que el coeficiente de transferencia de momento se mantiene constante con el aumento de la velocidad del viento en superficie a partir de cierto valor umbral, el cual varía de un estudio a otro. Esto sugiere que efectivamente las condiciones en la interfase océano-atmósfera cambian para vientos fuertes, así como la forma en que los coeficientes de transferencia deben ser parametrizados. Mediciones y simulaciones numéricas continúan siendo utilizadas para mejorar las parametrizaciones existentes de flujos turbulentos en superficie; en particular, se necesita estudiar su comportamiento para vientos mayores que  $50 \text{ ms}^{-1}$ . Otro factor importante es conocer la distribución vertical de los flujos turbulentos en los huracanes para estudiar su rol en la intensificación (Esteban-Fernández et al. 2004).

En el verano de 1991 se desarrolló el experimento TEXMEX (Tropical EXperiment in MEXico) en el Pacífico Oriental con el objetivo de estudiar el proceso de ciclogénesis a partir de ondas tropicales en esa región. Dos aviones de investigación fueron utilizados en el proyecto, el P3 de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) y el Electra de NCAR (National Center for Atmospheric Research). Estos realizaron mediciones in situ y de radar dentro de cuatro

ondas tropicales que luego evolucionaron en los ciclones Enrique, Fefa, Guillermo e Hilda.

Raymond et al. (1998) analizaron los tres primeros sistemas utilizando la ecuación de vorticalidad en coordenadas de presión, formulada por Haynes and McIntyre (1987) en forma de flujo. Los resultados de este análisis reflejaron que la intensificación depende principalmente del balance entre dos términos: la convergencia de vorticalidad absoluta hacia el sistema, que favorece la intensificación, y la fricción en superficie que tiende al decaimiento. La influencia de la advección de aire hacia el ciclón con vorticalidad absoluta mayor que el parámetro de Coriolis, no pudo ser cuantificada en el estudio debido a limitaciones observacionales. Este mecanismo está posiblemente relacionado con el efecto favorable de la advección de momento angular en la intensificación de un vórtice, mencionado por Challa & Pfeffer (1980) y Pfeffer & Challa (1981). El efecto del flujo turbulento de momento en la intensificación tampoco pudo ser analizado con exactitud debido al desconocimiento de su distribución vertical en los ciclones.

Raymond et al. (1998) también obtuvieron perfiles verticales de circulación absoluta y de flujos horizontales y verticales de masa en diferentes etapas del proceso de intensificación de los tres casos de estudio. Los resultados mostraron que durante el periodo de intensificación, la circulación absoluta de los sistemas tropicales aumenta en todos los niveles y el flujo horizontal de masa aumenta principalmente en superficie. Además, la convergencia de masa se distribuye en una capa menos profunda y el máximo del flujo vertical de masa disminuye en altura al aumentar la intensidad de los sistemas.

Diversos estudios observacionales han mostrado que la cizalladura del viento tiene un efecto negativo en la intensificación. Simpson & Riehl (1958) sugirieron que la ventilación de aire con valores bajos de entropía (más frío y seco) a través del ciclón en los niveles medios, disminuía su intensidad, lo cual ha sido apoyado a partir de observaciones por Gray (1968) y Knaff & Weaver (2000), y simulaciones numéricas por Emanuel (2004), ofreciendo una explicación al efecto negativo de la cizalladura en la intensificación.

IFEX (Intensity Forecasting EXperiment) (Rogers et al. 2006) es un programa de varios años de la NOAA, cuyo principal objetivo es mejorar los pronósticos de intensidad en los ciclones tro-

picales. Como parte de IFEX se llevó a cabo una campaña en los meses de junio y julio de 2005 donde se realizaron mediciones con aviones dentro de varios ciclones tropicales y durante distintas etapas de su desarrollo. A partir de estas observaciones y datos del análisis troposférico FNL (Final Analysis), Raymond et al. (2008) sugirieron que el viento relativo a los ciclones tropicales parece ser un factor determinante en su desarrollo debido posiblemente a que advecta aire seco hacia el núcleo de estos sistemas, lo cual disminuye la fracción de saturación y suprime la precipitación. El análisis del huracán Dennis mostró vientos relativos débiles, una fracción de saturación alta y abundante precipitación durante varios días de su desarrollo. Por otro lado, una depresión tropical que no evolucionó durante el periodo de observación, mostró fuertes valores del viento relativo, una fracción de saturación baja y escasa precipitación.

Varios estudios han observado una estrecha relación entre la convección profunda y la cantidad de humedad en la atmósfera. Una tropósfera relativamente húmeda en los niveles bajos y medios favorece el desarrollo de convección profunda, mientras que la presencia de capas de aire caliente y seco en los niveles medios están asociadas a la ausencia de convección profunda y la consecuente disminución de la precipitación en superficie (Mapes & Zuidema, 1996; Brown & Zhang, 1997; Zuidema et al., 2006). Los estudios numéricos de Derbyshire et al. (2004) y Raymond & Zeng (2005) también sugieren una fuerte dependencia entre la precipitación y la humedad del ambiente.

Bretherton et al. (2004) utilizaron cuatro años de datos de satélite para analizar la relación entre la precipitación y el contenido de humedad de la atmósfera y encontraron una fuerte correlación entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación (definida como la razón entre el contenido de agua precipitable y el de agua precipitable saturada). Según este estudio, prácticamente toda la precipitación ocurre para fracciones de saturación entre 0.6 y 0.85, con casi ningún caso observado para fracciones de saturación mayor que 0.85.

Raymond et al. (2007) realizaron un estudio con el propósito de englobar en una sola teoría las ideas recientes acerca de la relación entre la precipitación y la fracción de saturación con la dinámica de los ciclones tropicales. En esta teoría, desarrollada para las etapas tempranas de intensificación en un ciclón tropical, la precipitación juega un papel importante debido a su correlación

con la convergencia de masa en la tropósfera baja. La convergencia aporta la mayor parte de la humedad a los sistemas tropicales convectivos con abundante precipitación desde la atmósfera húmeda que los rodea. Los estudios arriba mencionados indican que la precipitación sobre los océanos tropicales está controlada fundamentalmente por la fracción de saturación de la columna troposférica. En los trópicos, el perfil de temperatura varía entre 1-2K por encima de la capa límite en escalas de tiempo y espacio grandes, lo que significa que el perfil de entropía húmeda está fuertemente relacionado con la fracción de saturación. Las ecuaciones de balance de humedad, entropía húmeda y vorticidad forman las bases de este trabajo.

La intensificación de un ciclón tropical está relacionada por los siguientes puntos en Raymond et al. (2007):

1. La circulación del ciclón produce flujos de entropía en superficie que dependen de la temperatura superficial del mar y de la intensidad de esta circulación. El flujo de entropía en superficie modifica el perfil de entropía húmeda, y por consiguiente el de la fracción de saturación.
2. La fracción de saturación controla la precipitación que se genera en este ambiente convectivo dentro del ciclón.
3. La tendencia de la circulación absoluta está determinada fundamentalmente por el balance entre la convergencia de vorticidad absoluta en los niveles bajos (inducida por los movimientos ascendentes convectivos, producto del calor latente liberado por la precipitación) y la fricción en superficie. La primera causa la intensificación y la segunda el decaimiento.

A partir de los estudios de Neelin & Held (1987) y Raymond (2000), puede notarse que la tendencia de entropía húmeda en la tropósfera tiene términos relacionados con el flujo de entropía en superficie, la pérdida radiativa de entropía en la tropopausa y la advección horizontal de entropía. Este último término puede ser dividido en dos partes, una asociada con la advección vertical de entropía en la tropósfera y otra parte asociada con la advección horizontal del aire del ambiente a través del ciclón, el cual llamamos tendencia de entropía debido a la ventilación. Su influencia en

la intensificación no fue incluida en Raymond et al. (2007), por lo que se analiza en este estudio. Como resultado, se obtienen las hipótesis de este trabajo para describir el proceso de intensificación: flujos de entropía en superficie elevados aumentan la entropía del sistema y la producción de precipitación, la cual se asocia a la convergencia de vorticidad en los niveles bajos, que favorece la intensificación. Por otro lado, la ventilación disminuye la entropía, suprime la producción de precipitación y favorece el decaimiento.

# Capítulo 3

## Datos y Metodología

### 3.1. Modelo GFS

El modelo numérico global del tiempo GFS se corre cuatro veces al día en NCEP, realizando el pronóstico para los próximos 16 días. El GFS consiste en un modelo de pronóstico y un Sistema Global de Asimilación de Datos (GDAS, por sus siglas en inglés), el cual produce las condiciones atmosféricas iniciales a través de una técnica de interpolación estadística variacional tridimensional (NCEP, Nota Técnica # 446). El GFS es un modelo espectral global cuya resolución horizontal es truncada después del número de onda 382 y utiliza una coordenada vertical híbrida (sigma-presión) con 64 niveles. Su resolución horizontal es aproximadamente equivalente a una malla global equidistante de 35 km de resolución y el dominio vertical se extiende desde los 997.3 hPa hasta los 0.266 hPa para una presión en superficie de 1000 hPa. En el modelo se realiza una transformación a una rejilla Gaussiana para calcular los términos no lineales y los procesos físicos. Una descripción completa de las propiedades dinámicas y las parametrizaciones físicas incluidas en el modelo puede encontrarse en la Nota Técnica # 442 de NCEP y en el sitio web <http://www.ncep.noaa.gov>.

## 3.2. Consideraciones teóricas

En esta sección se presentan los aspectos dinámicos y termodinámicos considerados en este estudio. Estos se basan en las ideas de Raymond et al. (1998) y Raymond et al. (2007) y se aplican a varios ciclones tropicales usando pronósticos del modelo GFS.

### 3.2.1. Aspectos dinámicos

La ecuación de vorticidad en coordenadas de presión tiene la siguiente forma:

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta_a + \omega \frac{\partial \zeta_a}{\partial p} = -\zeta_a \nabla \cdot \mathbf{V} + \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) + \left( \frac{\partial F_x}{\partial y} - \frac{\partial F_y}{\partial x} \right) \quad (3.1)$$

la cual expresa que la tendencia neta de vorticidad absoluta en una superficie isobárica está dada por la suma de los tres términos de la derecha, a los cuales se les llama el término de divergencia, de inclinación (tilting) y de fricción.

El término  $(-\zeta_a \nabla \cdot \mathbf{V})$  a la derecha de la ecuación (3.1) expresa la concentración o dispersión de vorticidad absoluta debido a la divergencia; el segundo término a la derecha  $(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p})$  representa la vorticidad vertical generada por la inclinación de las componentes horizontales de vorticidad en la vertical, debido a un campo de velocidad vertical no uniforme; el tercer término  $(\frac{\partial F_x}{\partial y} - \frac{\partial F_y}{\partial x})$  expresa la influencia de los procesos turbulentos a escala de sub-malla, o fricción.  $p$  es la presión,  $\omega$  es la velocidad vertical en coordenadas de presión,  $\zeta_a$  es la vorticidad absoluta,  $\mathbf{V}$  es la velocidad horizontal del viento con  $u$  y  $v$  sus componentes zonal y meridional,  $F_x$  y  $F_y$  representan las componentes horizontales de la fuerza debido a los flujos turbulentos de momento  $\mathbf{F} = (F_x, F_y, 0)$ .

La ecuación (3.1) fue formulada en forma de flujo por Haynes and McIntyre (1987) como:

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + \frac{\partial Z_x}{\partial x} + \frac{\partial Z_y}{\partial y} = 0 \quad (3.2)$$

donde  $Z_x$  y  $Z_y$  tienen la siguiente forma:

$$Z_x = u\zeta_a + \omega \frac{\partial v}{\partial p} - F_y \quad (3.3)$$

$$Z_y = v\zeta_a - \omega \frac{\partial u}{\partial p} + F_x \quad (3.4)$$

Expandiendo los términos en (3.2) se obtiene:

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{Z} = \frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{V}\zeta_a) - \nabla \cdot (\hat{\mathbf{k}} \times \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p}) + \nabla \cdot (\hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{F}) = 0. \quad (3.5)$$

Usando la relación  $\nabla \cdot (\hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{B}) = -\hat{\mathbf{k}} \cdot (\nabla \times \mathbf{B})$ , la ecuación (3.5) puede ser escrita como:

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{V}\zeta_a) + \hat{\mathbf{k}} \cdot \nabla \times \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} - \hat{\mathbf{k}} \cdot \nabla \times \mathbf{F} = 0 \quad (3.6)$$

donde  $\mathbf{Z} = (Z_x, Z_y)$ . Si (3.6) es integrada sobre un área  $A^*$  de  $4^\circ \times 4^\circ$  que encierra el área del ciclón en todos los niveles (Fig. 3.1), y se utilizan los teoremas de la Divergencia y de Stokes y la relación:

$$\frac{d\Gamma_a}{dt} = \frac{d}{dt} \left( \iint_{A^*} \zeta_a dA \right) = \iint_{A^*} \frac{\partial \zeta_a}{\partial t} dA \quad (3.7)$$

se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{d\Gamma_a}{dt} = - \oint_{L^*} \zeta_a u_{out} dl - \oint_{L^*} \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \cdot \mathbf{t} dl + \oint_{L^*} \mathbf{F} \cdot \mathbf{t} dl \quad (3.8)$$

donde  $\Gamma_a$  es la circulación absoluta,  $u_{tan} = \mathbf{V} \cdot \mathbf{t}$  y  $u_{out} = \mathbf{V} \cdot \mathbf{n}$  son las componentes tangencial y normal del viento ( $\mathbf{V}$ ) a la periferia  $L^*$  del área de estudio  $A^*$ ,  $\mathbf{t}$  y  $\mathbf{n}$  son vectores unitarios (Fig. 3.1). La ecuación 3.8 muestra que la intensificación del ciclón tropical (tendencia positiva de la circulación absoluta) depende de la convergencia de vorticidad absoluta hacia el sistema en cada nivel, y de la integral de línea de la advección vertical de momento y de la fricción en la periferia de  $A^*$ .

La circulación absoluta, y los flujos horizontal ( $\Delta$ ) y vertical ( $M$ ) de masa son calculados con

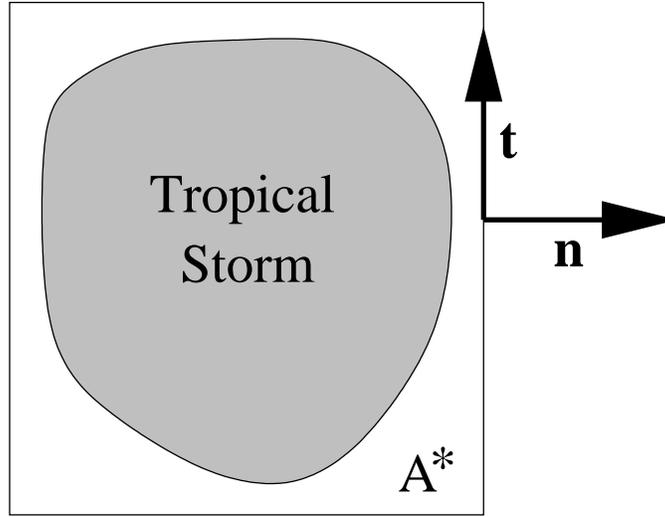


Figura 3.1: Representación esquemática del área de un ciclón tropical y del área  $A^*$  donde se realizó el análisis en cada nivel de presión.  $\mathbf{n}$  y  $\mathbf{t}$  son los vectores normal y tangencial a la periferia de  $A^*$ .

las siguientes expresiones:

$$\Gamma_a = \oint_{L^*} \mathbf{u}_{\text{tan}} d\mathbf{l} + A^* f = \iint_{A^*} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) dA + A^* f \quad (3.9)$$

$$\Delta = \oint_{L^*} \mathbf{u}_{\text{out}} d\mathbf{l} = \iint_{A^*} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dA \quad (3.10)$$

$$M(z) = - \int_0^z \rho \Delta dz' \quad (3.11)$$

donde  $f$  es el parámetro de Coriolis y  $\rho$  es la densidad del aire.

La fuerza por unidad de masa  $\mathbf{F}$  en (3.8) será determinada en este trabajo de dos formas: como residual y como la fuerza de fricción por unidad de masa promediada en la vertical producto de la fricción en superficie, calculada a partir de la fórmula *bulk*:  $\mathbf{F} = -C_D u_s \mathbf{u}_s / d$ . El coeficiente *bulk* de transferencia ( $C_D$ ) se obtiene por el método descrito en la sección 3.2.3. El parámetro  $d$  es la profundidad de la capa límite (aproximadamente la capa 1000-900 hPa) y  $\mathbf{u}_s$  es la velocidad del viento en superficie. Sin embargo, la profundidad de la capa en la cual se distribuye la fricción en el modelo es desconocida, por lo cual constituye un parámetro de ajuste.

### 3.2.2. Aspectos termodinámicos

La entropía específica húmeda ( $s$ ) fue calculada a partir de Emanuel (1994) mediante la relación:

$$s = (c_{pd} + c_l q_v) \cdot \ln\left(\frac{T}{T_r}\right) - q_v R_v \cdot \ln\left(\frac{q_v}{q_{vs}}\right) + (L_{vo} + (c_{pv} - c_l) \cdot (T - T_r)) \cdot \frac{q_v}{T} - R_d \cdot \ln\left(\frac{p_d}{p_r}\right) \quad (3.12)$$

donde  $c_{pd}$  y  $c_{pv}$  son el calor específico a presión constante para el aire seco y el vapor de agua,  $c_l$  es el calor específico del agua líquida,  $T$  es la temperatura,  $T_r$  es una temperatura de referencia,  $q_v$  y  $q_{vs}$  son la razón de mezcla y la razón de mezcla saturada del vapor de agua,  $R_v$  y  $R_d$  son la constante de los gases para el vapor de agua y el aire seco,  $L_{vo}$  es el calor latente de condensación a  $0^\circ\text{C}$ ,  $p_d$  es la presión del aire seco y  $p_r$  es una presión de referencia.

La entropía específica húmeda obedece la siguiente ecuación de balance en coordenadas de presión:

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}_r s) + \frac{\partial(\omega s)}{\partial p} = S_0 \quad (3.13)$$

donde  $\mathbf{u}_r$  es la velocidad horizontal relativa al ciclón tropical analizado y  $S_0$  representa las fuentes de entropía, que contiene los flujos en superficie, la divergencia del flujo radiativo y la generación irreversible de entropía.

Si (3.13) se promedia en el área  $A^*$  de la figura 3.1 (indicando esta operación por paréntesis angulares  $\langle \rangle$ ), se obtiene:

$$\frac{\partial \langle s \rangle}{\partial t} + \langle \nabla \cdot \mathbf{u}_r s \rangle + \frac{\partial \langle \omega s \rangle}{\partial p} = \langle S_0 \rangle \quad (3.14)$$

Usando el teorema de la Divergencia, (3.14) puede ser transformada en:

$$\frac{\partial \langle s \rangle}{\partial t} + \frac{1}{A^*} \oint \mathbf{u}_r \cdot \mathbf{n} dl + \frac{\partial \langle \omega s \rangle}{\partial p} = \langle S_0 \rangle \quad (3.15)$$

Dividiendo  $s$  en dos partes:  $s = \bar{s} + s'$ , donde  $\bar{s}$  es el promedio de  $s$  alrededor de la periferia de  $A^*$  en cada nivel de presión y  $s'$  es la desviación a partir de este promedio, y sustituyendo  $s$  dentro del segundo término en (3.15), resulta en:

$$\frac{\partial \langle s \rangle}{\partial t} + \frac{\bar{s}}{A^*} \oint \mathbf{u}_r \cdot \mathbf{n} dl + \frac{1}{A^*} \oint s' \mathbf{u}_r \cdot \mathbf{n} dl + \frac{\partial \langle \omega s \rangle}{\partial p} = \langle S_0 \rangle \quad (3.16)$$

La ecuación de continuidad de masa se expresa por:

$$\nabla \cdot (\mathbf{u}_r) + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (3.17)$$

Si (3.17) se multiplica por  $\bar{s}$  y se promedia en el área  $A^*$ , se obtiene:

$$\bar{s} \langle \nabla \cdot \mathbf{u}_r \rangle + \bar{s} \frac{\partial \langle \omega \rangle}{\partial p} = 0 \quad (3.18)$$

Utilizando el teorema de la Divergencia, el segundo término en (3.16) puede ser escrito como:

$$\frac{\bar{s}}{A^*} \oint \mathbf{u}_r \cdot \mathbf{n} dl = \bar{s} \langle \nabla \cdot \mathbf{u}_r \rangle = -\bar{s} \frac{\partial \langle \omega \rangle}{\partial p} = -\frac{\partial \langle \omega \bar{s} \rangle}{\partial p} + \langle \omega \rangle \frac{\partial \bar{s}}{\partial p} \quad (3.19)$$

Sustituyendo  $-\frac{\partial \langle \omega \bar{s} \rangle}{\partial p} + \langle \omega \rangle \frac{\partial \bar{s}}{\partial p}$  en (3.16) se obtiene:

$$\frac{\partial \langle s \rangle}{\partial t} - \frac{\partial \langle \omega \bar{s} \rangle}{\partial p} + \langle \omega \rangle \frac{\partial \bar{s}}{\partial p} + \frac{1}{A^*} \oint s' \mathbf{u}_r \cdot \mathbf{n} dl + \frac{\partial \langle \omega s \rangle}{\partial p} = \langle S_0 \rangle \quad (3.20)$$

Teniendo en cuenta que  $\frac{\partial \langle \omega s \rangle}{\partial p} = \frac{\partial \langle \omega \bar{s} \rangle}{\partial p} + \frac{\partial \langle \omega s' \rangle}{\partial p}$ , (3.20) se transforma en:

$$\frac{\partial \langle s \rangle}{\partial t} + \langle \omega \rangle \frac{\partial \bar{s}}{\partial p} + \frac{1}{A^*} \oint s' \mathbf{u}_r \cdot \mathbf{n} dl + \frac{\partial \langle \omega s' \rangle}{\partial p} = \langle S_0 \rangle \quad (3.21)$$

Finalmente, (3.21) es integrada en toda la profundidad de la tropósfera, indicando esta operación con corchetes [ ]:

$$\left[ \frac{\partial \langle s \rangle}{\partial t} \right] = \left[ -\langle \omega \rangle \frac{\partial \bar{s}}{\partial p} \right] + [-V_s] + [\langle S_0 \rangle] \quad (3.22)$$

$V_s$  se define como la ventilación de entropía:

$$V_s = \frac{1}{A^*} \oint s' \mathbf{u}_r \cdot \mathbf{n} dl \quad (3.23)$$

donde se supuso que  $\left[ \frac{\partial \langle \omega s' \rangle}{\partial p} \right] = 0$  ya que  $\langle \omega s' \rangle$  debe ser aproximadamente cero en superficie y en la tropopausa.

El primer término en (3.22) es la tendencia de entropía promedio dentro del volumen definido por la periferia de  $A^*$  ( $L^*$ ), la superficie y la tropopausa. El segundo término es la tendencia de entropía debido a menos la advección vertical de entropía. El tercer término es la contribución a la tendencia de entropía debido a la ventilación a través de los lados del volumen de integración. Los términos  $[-\langle \omega \rangle \partial \bar{s} / \partial p]$  y  $[-V_s]$  serán referidos en la sección 4.2 como las tendencias de entropía debido a la advección vertical de entropía y a la ventilación, respectivamente. De esta forma, una tendencia de entropía negativa debido a la ventilación se corresponde con el reemplazo de aire con valores altos de entropía dentro del volumen por aire con valores bajos.

El flujo de entropía en superficie es calculado con la siguiente fórmula:

$$F_{es} = [\rho C_D U_{BL} (s_{ss} - s_{BL})] g / \Delta p \quad (3.24)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire,  $C_D$  es el coeficiente de transferencia calculado a partir de la sección 3.2.3,  $U_{BL}$  y  $s_{BL}$  son la velocidad del viento y la entropía específica húmeda, respectivamente, promediados en los dos primeros niveles del modelo (1000 y 975 hPa) y  $s_{ss}$  es la entropía específica húmeda saturada a la temperatura y presión de la superficie del mar. El flujo de entropía es dividido por  $\Delta p / g$  para obtener su promedio en toda la tropósfera como se expresa en (3.22), donde  $\Delta p$  es 900 hPa y  $g$  es la aceleración de la gravedad. En este estudio se utilizó el coeficiente de transferencia  $C_D$  en lugar de un coeficiente de transferencia de humedad  $C_H$  ya que observaciones recientes (Black et al. 2007) han mostrado que la razón entre  $\frac{C_H}{C_D}$  es un valor casi constante y aproximadamente igual a la unidad para situaciones de vientos fuertes, típicos de una tormenta tropical o huracán. Además, se conoce mejor la variación de  $C_D$  con el viento en estas condiciones, que el

comportamiento de  $C_H$ . Los efectos de la divergencia del flujo radiativo y la generación irreversible de entropía, contenidos en el término  $[\langle S_0 \rangle]$  en la Eq. (3.22), no son considerados en este estudio. Estos términos son importantes para el balance de entropía, particularmente la divergencia del flujo radiativo, pero son difíciles de calcular con los datos disponibles. Debido a esto, los términos de la ecuación (3.22) no están exactamente en balance.

### 3.2.3. Estimación del coeficiente $C_D$

La Fig. 3.2 muestra estimaciones del coeficiente de transferencia de momento como función de la velocidad del viento en condiciones de estabilidad neutra a 10m. Estas se obtuvieron en varios estudios recientes y fueron modificadas a partir de la Fig. 5 en Black et al. (2007). Las estimaciones obtenidas por Fairall et al. (2003), utilizando el algoritmo COARE 3.0 (Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment), y Edson et al. (2007) muestran una buena correspondencia entre ellas, siendo obtenidas en condiciones de mar abierto para velocidades de viento entre 0 y  $20 \text{ ms}^{-1}$ . Una disminución de  $C_D$  ocurre con el aumento de la velocidad del viento para valores entre 0 y  $3 \text{ ms}^{-1}$ , lo cual es característico de una superficie aerodinámica lisa. Para velocidades mayores que  $3 \text{ ms}^{-1}$ , la superficie del mar se vuelve cada vez más rugosa, con el consecuente aumento de  $C_D$ .

Otros estudios se han enfocado en el comportamiento de  $C_D$  bajo condiciones de viento muy fuertes, característicos de tormentas tropicales y huracanes (Powell et al., 2003; Donelan et al., 2004; Black et al., 2007). El principal resultado de estos estudios es que  $C_D$  deja de aumentar para un determinado valor de velocidad del viento, y tiene un comportamiento casi constante para valores de viento mayores. Un valor umbral de  $33 \text{ ms}^{-1}$  fue obtenido por Donelan et al. (2004) y Powell et al. (2003) usando mediciones de laboratorio y perfiles de viento lanzados en sondas dentro de ciclones, respectivamente. Un valor umbral más bajo, cercano a  $23 \text{ ms}^{-1}$ , es estimado por Black et al. (2007) a partir de mediciones in situ dentro de huracanes en el océano Atlántico, como parte del proyecto CBLAST (Coupled Boundary Layer Air-Sea Transfer).

Valores de velocidad del viento en el modelo GFS varían entre cero y aproximadamente  $40 \text{ ms}^{-1}$  para los diferentes ciclones tropicales analizados. A partir de la Fig. 3.2 se estimó gráficamente  $C_D$

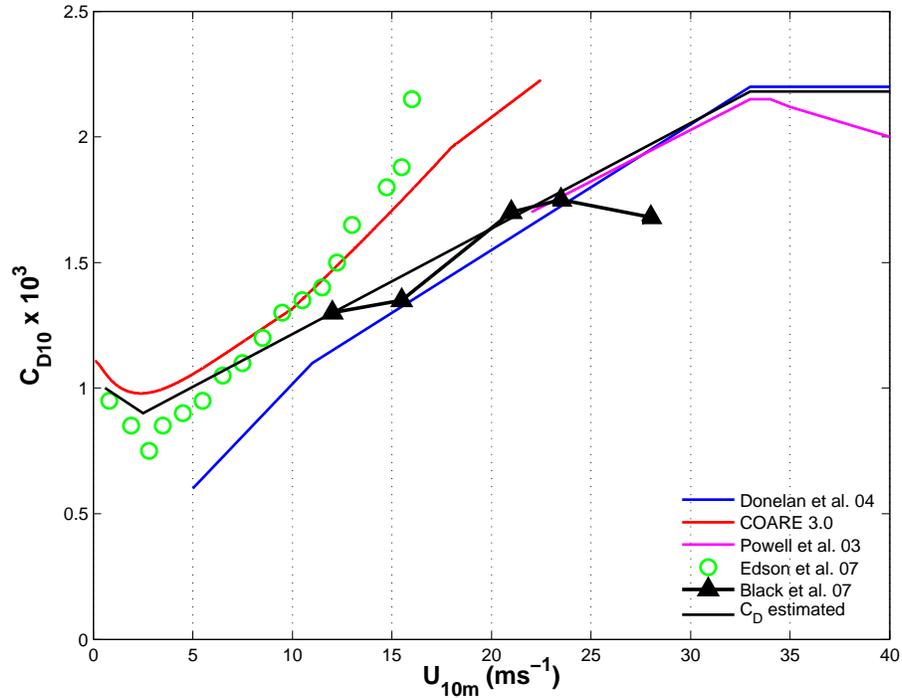


Figura 3.2: Estimaciones de  $C_D$  como función de la velocidad del viento en condiciones neutras a 10m de la superficie obtenidas a partir de diferentes estudios (ver leyenda). La línea negra continua muestra la estimación de  $C_D$  obtenida para este estudio.

como función de la velocidad del viento para ser utilizado en el cálculo de los flujos *bulk* en este estudio, obteniéndose la siguiente relación:

$$\begin{aligned}
 C_{D10m} &= [-0.053u_{10m} + 1.03] \cdot 10^{-3} && \text{para } 0 \leq u_{10m} < 2.5 \text{ ms}^{-1} \\
 C_{D10m} &= [0.042u_{10m} + 0.8] \cdot 10^{-3} && \text{para } 2.5 \text{ ms}^{-1} \leq u_{10m} < 33 \text{ ms}^{-1} \\
 C_{D10m} &= 2.18 \cdot 10^{-3} && \text{para } 33 \text{ ms}^{-1} \leq u_{10m} < 40 \text{ ms}^{-1}
 \end{aligned}
 \tag{3.25}$$

### 3.3. Casos estudio e implementación

Pronósticos del modelo GFS se obtuvieron para el periodo junio-julio del 2005. Se analizaron solo las primeras 24 horas de pronóstico para cada día (06, 12, 18 y 24 UTC) con el objetivo de que los campos modelados alcancen el equilibrio con la física del modelo y la trayectoria e intensidad

del ciclón tropical no se desvíen mucho de la realidad. Las salidas del modelo incluyen los campos tradicionales (viento, temperatura, geopotencial, humedad relativa, etc) en 37 niveles de presión desde 1000 hPa a 100 hPa y variables en superficie (viento a 10m, humedad relativa y humedad específica a 2m, flujos de calor, humedad y momento, etc), con una resolución horizontal de  $1^\circ \times 1^\circ$ .

En este trabajo se estudiaron dos tormentas tropicales que se desarrollaron en el Pacífico Oriental y una tormenta tropical y tres huracanes que se formaron en la región del Atlántico y el Caribe (Fig. 3.3). Todos los ciclones fueron analizados en un área ( $A^*$ ) cuadrada de  $4^\circ \times 4^\circ$  y 25 puntos de malla, alrededor de sus centros. Este tamaño se escogió para contener completamente dentro del área a los sistemas estudiados. La ubicación de  $A^*$  en cada tiempo se realizó manualmente a partir del campo de viento en superficie y las líneas de corriente asociadas, en donde se localizaba el centro de los ciclones. La Fig. 3.4a muestra un ejemplo representativo de la selección del área de estudio en el nivel de 1000 hPa alrededor del huracán Dennis el 8 de julio de 2005 a las 06 UTC, durante su trayectoria por el Caribe. Con este ejemplo también se quiere mostrar una de las dificultades encontradas durante la implementación del estudio, relacionada con que algunas veces el centro del ciclón en los niveles medios o altos de la atmósfera no coincide exactamente con el centro localizado en superficie, debido a su inclinación con la altura. En la Fig. 3.4c se observa el centro de Dennis en el nivel de 500 hPa, muy desplazado hacia el Suroeste del centro en los niveles inferiores. A pesar de este inconveniente, en general, los centros desplazados en los niveles superiores de la atmósfera quedan localizados dentro del área de estudio de  $4^\circ \times 4^\circ$ .

La selección del centro del ciclón tropical para ubicar el área de estudio  $A^*$  puede introducir diferencias en el cálculo de las variables del balance de vorticidad y entropía. Las Figs. 3.5a y b muestran la evolución temporal de la circulación absoluta en 1000 hPa para el huracán Dennis y la tormenta tropical Eugene, respectivamente, calculada alrededor del área  $A^*$  escogida en este estudio (línea continua). La zona gris en cada caso representa la variación de la circulación absoluta al escoger nuevas áreas cuyos centros son los ocho puntos de malla situados alrededor del punto central del área de estudio  $A^*$  en cada tiempo. La línea discontinua muestra cuantitativamente la

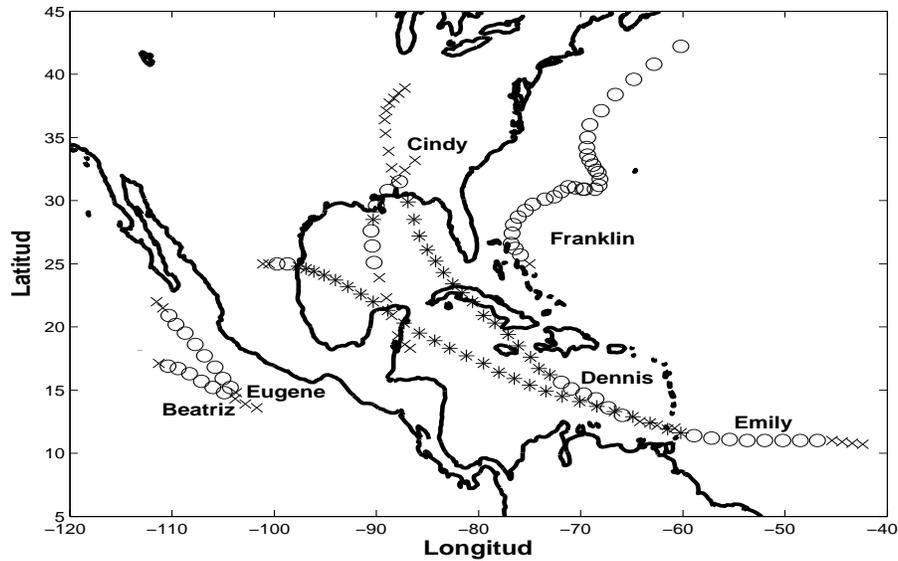


Figura 3.3: Trayectorias de los ciclones estudiados. Las etapas de depresión tropical, tormenta tropical y huracán son representadas por cruces, círculos blancos y asteriscos, respectivamente.

diferencia entre el valor mínimo y máximo de circulación absoluta obtenidos a partir de este estudio de sensibilidad. Las mayores diferencias en la circulación absoluta se observan en la etapa de máxima intensificación como huracán en Dennis y en la etapa de decaimiento a depresión tropical en Eugene.

Es interesante notar que el área de estudio  $A^*$  escogida es donde casi siempre se observan los mayores valores de circulación absoluta, lo cual pudiera justificar su selección. Aunque éste no fue el método utilizado para su ubicación, un estudio posterior puede analizar si la circulación absoluta máxima se puede utilizar como un elemento determinante a la hora de seleccionar  $A^*$ .

Otro de los aspectos a tomar en cuenta durante la implementación se relaciona con el cálculo del viento relativo al ciclón tropical simulado. El campo de viento en 1000 hPa y las líneas de corriente asociadas a la tormenta tropical Eugene el día 19 de julio a las 06 UTC se observan en la Fig. 3.6a junto al área  $A^*$  seleccionada. En las Figs. 3.6b, c y d se muestran el campo de viento relativo a Eugene y las líneas de corriente suponiendo varias velocidades de translación para el viento zonal  $u_t$  y meridional  $v_t$ . A medida que aumenta la velocidad de translación, el campo de viento relativo va cambiando y el centro de la tormenta se va desplazando. Con una velocidad muy grande, el campo de viento relativo muestra un patrón completamente diferente, como se observa en la Fig. 3.6d,

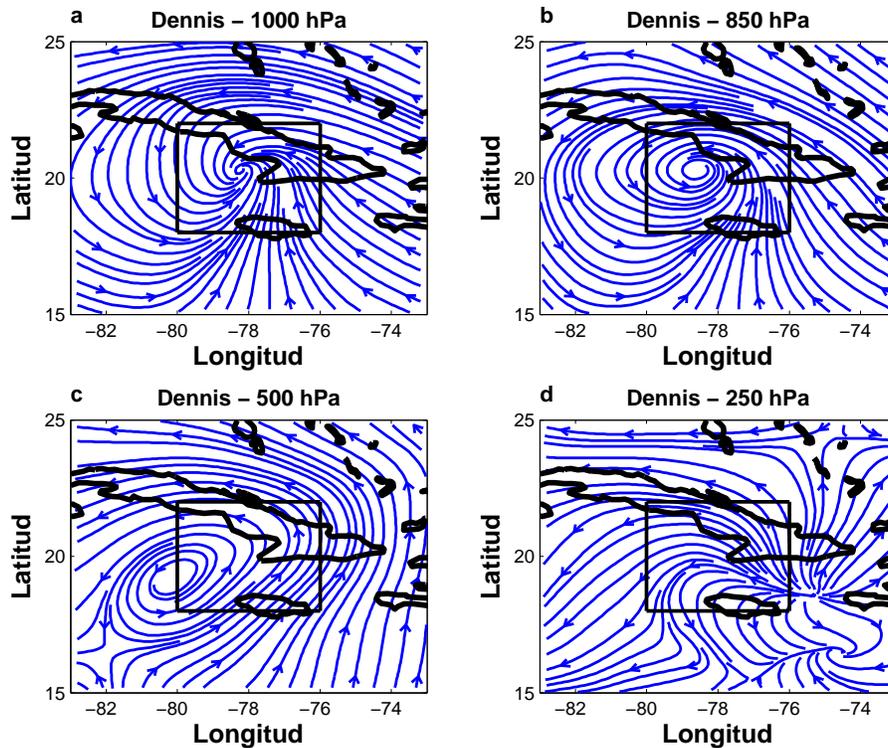


Figura 3.4: Representación del área de estudio alrededor del huracán Dennis y líneas de corriente asociadas al campo de viento en (a) 1000 hPa, (b) 850 hPa, (c) 500 hPa y (d) 250 hPa, para el día 8 de julio a las 06 UTC.

que corresponde a los valores de  $u_t$  y  $v_t$  simulados para ese tiempo. Esto indica que si el modelo simula velocidades de desplazamiento en un ciclón tropical muy diferentes de las reales, el campo de viento relativo tendrá grandes diferencias con el real. Ya que solo se consideraron las primeras 24 horas de pronósticos para cada día en este estudio, esto favorece que el campo de viento relativo simulado tenga una menor discrepancia con el real.

Los ciclones fueron estudiados desde el momento en que se convirtieron en depresión tropical hasta que alcanzaron su máxima intensidad como huracanes o se disiparon. En los casos particulares de las tormentas tropicales Eugene y Beatriz, se escogieron 6 y 18 horas antes, respectivamente, de alcanzar la categoría de depresión tropical para contar con más tiempos en el análisis y poder mostrar con mayor claridad los aspectos relevantes de este estudio.

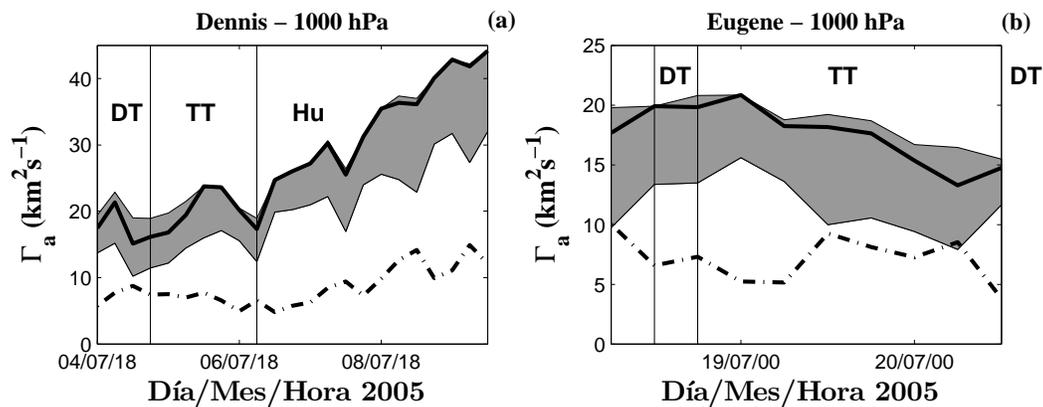


Figura 3.5: Evolución temporal de la circulación absoluta en 1000 hPa para (a) el huracán Dennis y (b) la tormenta tropical Eugene. La línea continua muestra el valor calculado a partir del área  $A^*$  utilizada en este estudio. La zona gris muestra las diferencias que se obtienen de variar en un punto de malla la elección del área de estudio y la línea discontinua muestra cuantitativamente cuanto puede ser esta diferencia. Las líneas verticales continuas delimitan las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT) y huracán (Hu) a partir de los archivos del Centro Nacional de Huracanes.

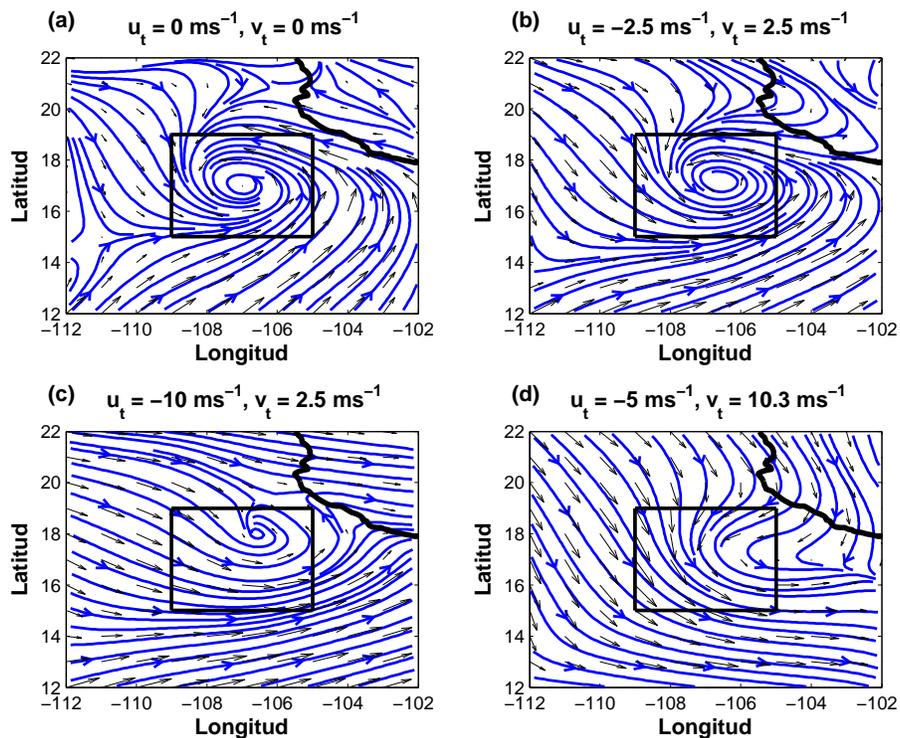


Figura 3.6: Campo de viento en 1000 hPa y líneas de corriente asociadas a la tormenta tropical Eugene el día 19 de julio a las 06 UTC suponiendo velocidades de traslación de (a)  $u_t = 0$ ,  $v_t = 0$  (b)  $u_t = -2.5$ ,  $v_t = 2.5$  (c)  $u_t = -10$ ,  $v_t = 2.5$  y (d)  $u_t = -5$ ,  $v_t = 10.3$ .

# Capítulo 4

## Resultados

Los resultados obtenidos a partir del balance de vorticidad se describen en la sección 4.1 de este capítulo para dos casos de ciclones tropicales que se intensificaron en huracanes (Dennis y Emily) y dos casos que no se intensificaron (tormentas tropicales Beatriz y Eugene). En la sección 4.2 se presentan los resultados del análisis termodinámico para los 6 casos estudiados, con el fin de lograr una mejor comprensión del proceso de intensificación en estos sistemas. Este análisis incluye un estudio más detallado de la ventilación, particularmente en los ciclones que se desarrollan en la región del Pacífico Oriental. En la sección 4.3 se determinan valores umbrales de algunos parámetros físicos relevantes para indicar cuando un ciclón puede formarse o intensificarse en el modelo GFS. Finalmente, los resultados de la comparación entre observaciones y el modelo se muestran en la sección 4.4 para analizar si éste representa adecuadamente algunas características observadas en los trópicos y durante el proceso de intensificación de los ciclones tropicales.

### 4.1. Balance de vorticidad

#### 4.1.1. Evolución temporal

La ecuación (3.8), promediada en la capa 1000-900 hPa, fue analizada en todos los casos de ciclones tropicales. Las figuras 4.1 a 4.4 muestran este análisis para los huracanes Dennis y Emily

que se desarrollaron en la región del Atlántico y el Caribe y las tormentas tropicales Eugene y Beatriz que se formaron en el Pacífico Oriental. Las líneas verticales muestran los tiempos cuando los ciclones alcanzaron sus diferentes etapas de desarrollo, obtenidos de los archivos del Centro Nacional de Huracanes.

La circulación absoluta en la capa límite alrededor de los huracanes Dennis y Emily (Figs. 4.1a y 4.2a) muestra un aumento notable con la intensificación. La tendencia de circulación en la capa límite debido a la advección vertical de momento es cercana a cero en las etapas de depresión tropical y tormenta tropical en los huracanes Dennis (Fig. 4.1b) y Emily (Fig. 4.2b), por lo que la intensificación depende principalmente del balance entre la convergencia de vorticidad absoluta y la fricción residual. Esta fricción se relaciona en el modelo con la transferencia de momento turbulento debido a los procesos de convección profunda y de la capa límite que ocurren en escalas menores a la resolución (“sub-malla”). Valores positivos de la tendencia de circulación debido a la convergencia de vorticidad absoluta se observan en la capa límite en estas etapas, causando la intensificación ( $\frac{d\Gamma_a}{dt} > 0$ ) en los tiempos en que son mayores en magnitud que la fricción. Por otro lado,  $\frac{d\Gamma_a}{dt}$  muestra valores negativos cuando la fricción predomina. En resumen, se observa un pequeño aumento de la circulación absoluta en ambos sistemas durante este periodo y se alcanza la categoría de huracán (Figs. 4.1a y 4.2a).

Durante la etapa de huracán se observa un aumento progresivo de la tendencia de circulación debido a la convergencia de vorticidad absoluta en Dennis y Emily. Esta es, en general, mayor que las tendencias de circulación debido a la advección vertical de momento y la fricción, lo que favorece la intensificación. Como resultado,  $\frac{d\Gamma_a}{dt}$  es positiva en casi todos los tiempos, indicando el aumento paulatino de la circulación absoluta hasta alcanzar valores mayores que  $40 \text{ km}^2 \text{ s}^{-1}$ . La advección vertical de momento en esta etapa muestra valores mayores que en las etapas menos desarrolladas.

El término de fricción *bulk* muestra cierta concordancia con la fricción residual en las etapas de depresión tropical y tormenta tropical en Dennis, pero la correlación no es tan buena en Emily. En la etapa de huracán los dos sistemas tropicales muestran diferencias notables entre ambos tér-

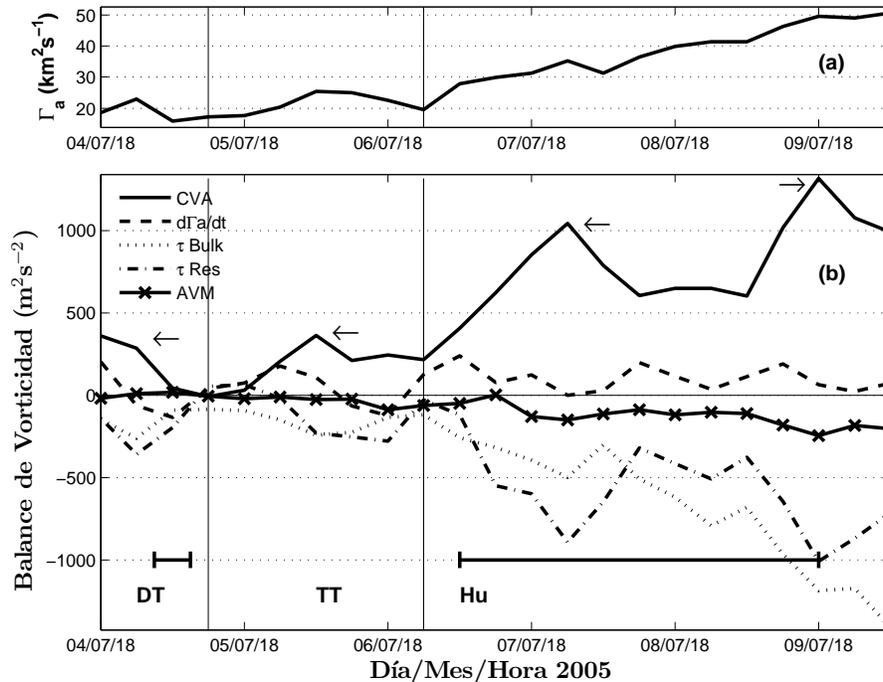


Figura 4.1: Huracán Dennis. (a) Evolución temporal de la circulación absoluta promediada en la capa 1000-900 hPa. (b) Términos en el balance de la Eq. (3.8) promediados en la capa 1000-900 hPa. La línea continua representa la convergencia de vorticidad absoluta (CVA), la línea con cruces (advección vertical de momento, AVM), la línea discontinua (tendencia de  $\Gamma_a$ ), la línea punteada (término de fricción *bulk*,  $\tau$  Bulk) y la línea continua-punteada ( $\tau$  residual). Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT) y huracán (Hu) a partir de los archivos del Centro Nacional de Huracanes. Las barras horizontales representan los periodos cuando algún punto del área  $A^*$  que encierra a Dennis toca tierra. Las flechas indican ciertos tiempos que serán discutidos en el texto y en las Figs. 4.8 y 4.10.

minos de fricción, lo cual sugiere que la parametrización *bulk* no es muy adecuada para describir el mezclamiento turbulento en los ciclones tropicales, fundamentalmente durante las etapas de mayor desarrollo.

La circulación absoluta en la capa límite alrededor de las tormentas tropicales Eugene y Beatriz (Figs. 4.3a y 4.4a) muestra un aumento hasta que alcanzan su máxima intensidad seguido de una disminución notable con el decaimiento. Eugene y Beatriz muestran un gran aumento de la convergencia de vorticidad absoluta desde horas antes de alcanzar la etapa de depresión tropical hasta la categoría de tormenta tropical. Estos valores son mayores en magnitud que el efecto conjunto de la fricción y la advección vertical de momento, causando una tendencia de circulación absoluta posi-

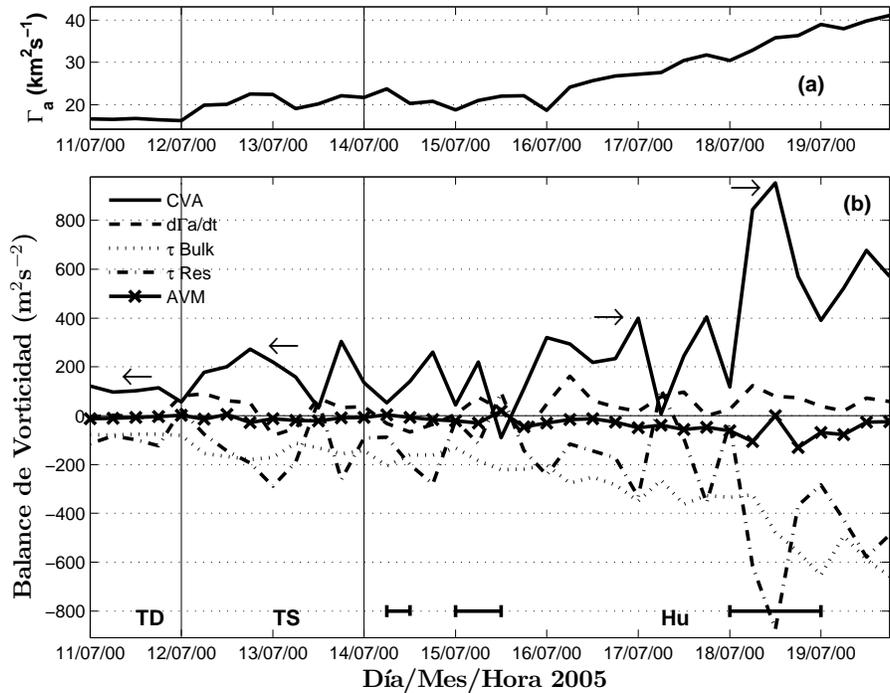


Figura 4.2: Igual que la Fig. 4.1, pero para el huracán Emily. Las barras horizontales representan los periodos cuando algún punto del área  $A^*$  que encierra a Emily toca tierra. Las flechas indican ciertos tiempos que serán discutidos en el texto y en las Figs. 4.9 y 4.11.

tiva en este periodo (Figs. 4.3b y 4.4b). La advección vertical de momento muestra valores mucho menores que los otros términos, aunque no despreciables. Inmediatamente alcanzada la máxima intensidad, la convergencia de vorticidad absoluta muestra una fuerte disminución durante los dos días siguientes. La fricción y la advección vertical de momento predominan y se observan valores negativos de  $\frac{d\Gamma_a}{dt}$ , indicando la disminución de la circulación absoluta en la capa límite hasta que los sistemas decaen a depresión tropical. La correlación entre los términos de fricción *bulk* y residual tampoco es muy buena en estos casos.

Las Figs. 4.5 y 4.6 analizan la influencia del flujo horizontal de masa y la vorticidad absoluta alrededor de Dennis y Eugene, en la convergencia de vorticidad absoluta hacia los ciclones tropicales, que favorece la intensificación. El huracán Dennis muestra valores crecientes del flujo horizontal de masa desde la etapa de depresión tropical hasta huracán. Su evolución temporal está estrechamente relacionada con la evolución de la convergencia de vorticidad absoluta, la cual muestra una disminución notable los días 8 y 9 de julio, mientras Dennis cruzaba el territorio cu-

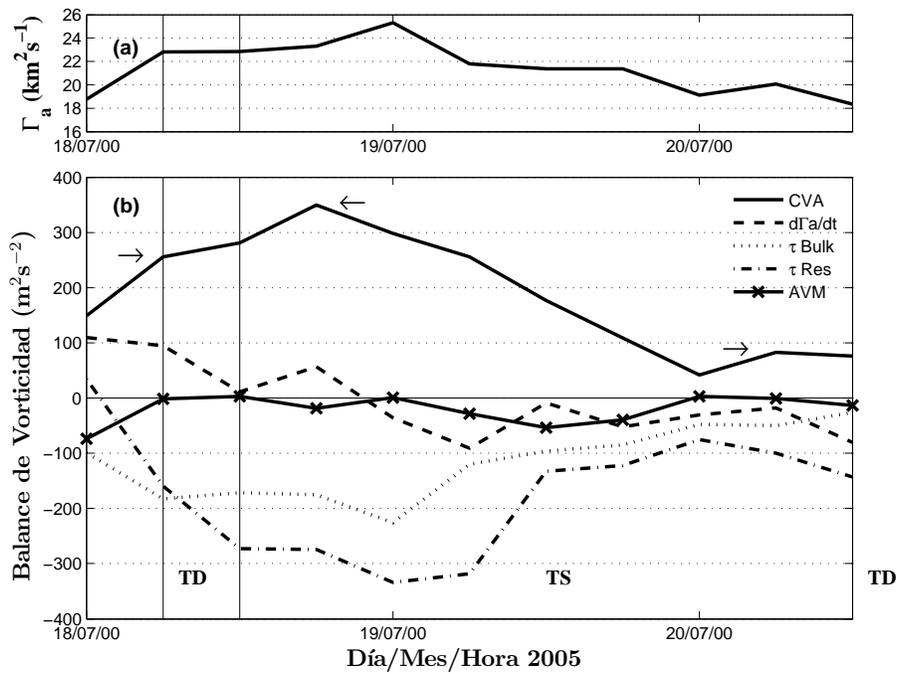


Figura 4.3: Igual que la Fig. 4.1, pero para la tormenta tropical Eugene. Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT). Las flechas indican ciertos tiempos que serán discutidos en el texto y en las Figs. 4.12 y 4.14.

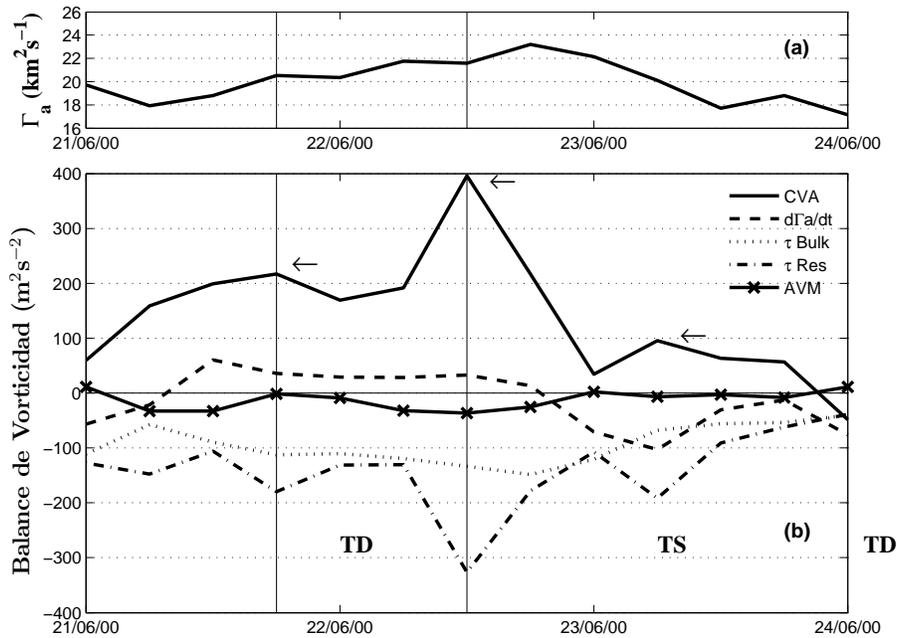


Figura 4.4: Igual que la Fig. 4.1 pero para la tormenta tropical Beatriz. Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT). Las flechas indican ciertos tiempos que serán discutidos en el texto y en las Figs. 4.13 y 4.15.

bano. Una gran disminución del flujo horizontal de masa también se indica en este periodo. Por otro lado, la vorticidad absoluta en la periferia del huracán es mucho mayor que el parámetro de Coriolis durante todo su desarrollo, y aumenta a medida que el sistema se intensifica, reflejando una influencia notable en la convergencia de vorticidad absoluta en los tiempos de mayor intensidad. Esto es algo que no se pudo verificar en los casos de ciclogénesis de ondas tropicales estudiados por Raymond et al. (1998) debido a limitaciones observacionales, y que se puede cuantificar con el análisis de estos datos. Este mecanismo está posiblemente relacionado con el efecto favorable de la advección de momento angular en la intensificación de un vórtice en desarrollo, mencionado por Challa & Pfeffer (1980) y Pfeffer & Challa (1981).

La tormenta tropical Eugene también muestra una estrecha relación entre el flujo horizontal de masa y la convergencia de vorticidad absoluta. Un gran aumento en ambos términos ocurre el primer día durante la intensificación a tormenta tropical. A partir del siguiente día, después de alcanzada la máxima intensidad, el decaimiento a depresión tropical se corresponde con una fuerte disminución del flujo horizontal de masa y la convergencia de vorticidad absoluta. La vorticidad absoluta en la periferia de Eugene aumenta un poco durante la intensificación pero su valor es solo algo mayor que el término de Coriolis.

En todos los ciclones tropicales, la convergencia de vorticidad absoluta está casi en balance con los efectos de la fricción y la advección vertical de momento. La tendencia neta de intensificación ( $\frac{d\Gamma_a}{dt}$ ) es, como resultado, un pequeño término residual en la ecuación 3.8, siendo su magnitud entre un tercio y un décimo de los otros términos. En los casos presentados, el término de fricción calculado por la fórmula *bulk* muestra diferencias notables con el término residual. Esto es debido a las incertidumbres en cómo está distribuida verticalmente la divergencia del esfuerzo de Reynolds (asociada con la fricción en superficie) en el modelo. Por esto, si se calcula la fricción mediante la fórmula *bulk* para determinar la tendencia de la circulación absoluta como residual, ésta no reflejará en detalle la evolución de la circulación de los ciclones, como muestra la Fig. 4.7. Conocer la distribución vertical de los flujos turbulentos de momento es muy importante para entender la dinámica de los ciclones tropicales y su papel en la intensificación. Como parte del proyecto CBLAST

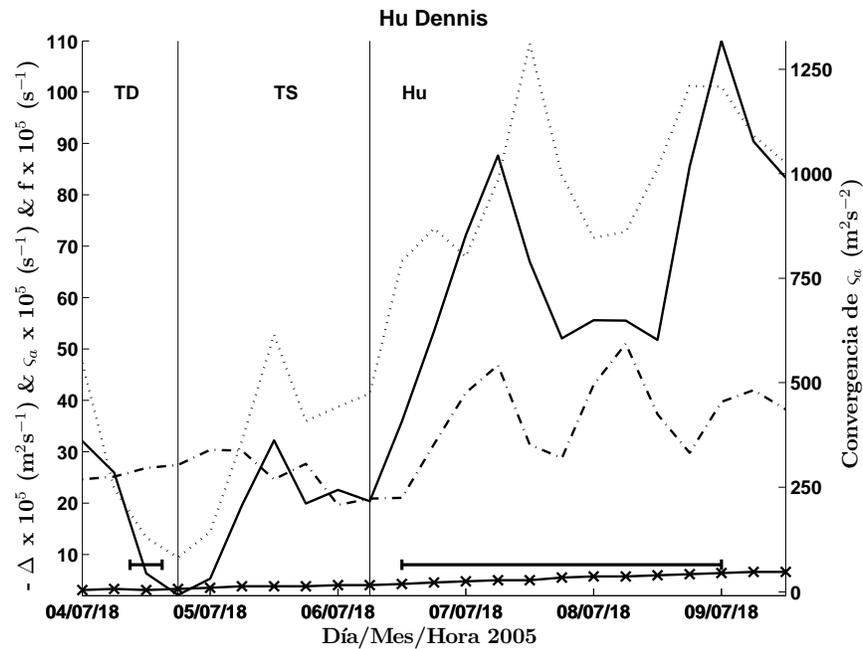


Figura 4.5: Evolución temporal de la convergencia de vorticidad absoluta (línea continua),  $-\Delta$  (línea punteada), y la vorticidad absoluta en la periferia del ciclón ( $\zeta_a$ ) (línea discontinua-punteada) promediada en la capa 1000-900 hPa para el huracán Dennis. La línea con cruces representa el parámetro de Coriolis a la latitud central de Dennis. Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT) y huracán (Hu). Las barras horizontales muestran los periodos cuando el sistema tocó tierra.

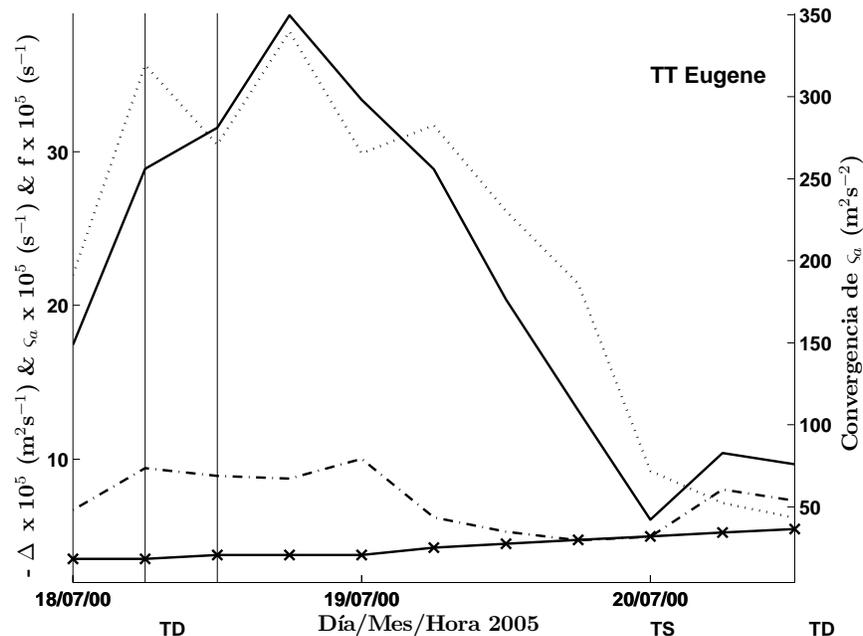


Figura 4.6: Igual que la Fig. 4.5, pero para la tormenta tropical Eugene. Las líneas verticales delimitan la transición de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT).

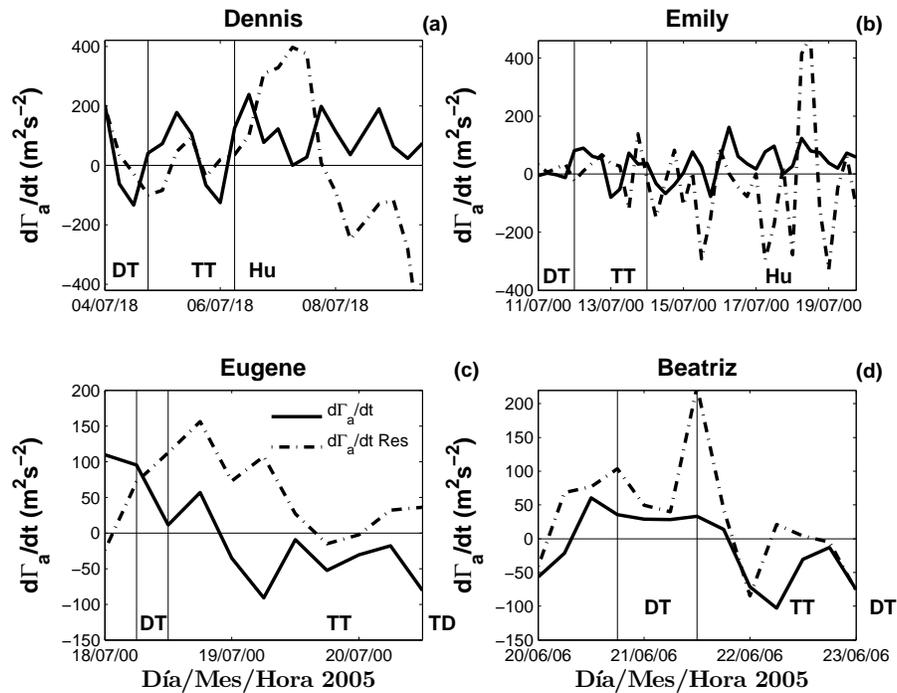


Figura 4.7: Comparación entre  $\frac{d\Gamma_a}{dt}$  residual (línea discontinua, a partir de la ecuación 3.8) y  $\frac{d\Gamma_a}{dt}$  simulada (línea continua) para (a) el huracán Dennis, (b) el huracán Emily, (c) la tormenta tropical Eugene y (d) la tormenta tropical Beatriz.

se realizaron por primera vez mediciones in situ con este propósito dentro de huracanes y se han publicado algunos resultados preliminares (Esteban-Fernández et al. 2004). Sin embargo, todavía se analizan muchos de estos datos y se necesita realizar más estudios experimentales y teóricos en este sentido (Black et al. 2007).

#### 4.1.2. Distribución vertical

Raymond et al. (1998) analizaron mediciones tomadas durante el proceso de intensificación de tres ciclones tropicales en el Pacífico Oriental, como parte del proyecto TEXMEX en 1991. Perfiles verticales de circulación absoluta y de flujos horizontales y verticales de masa obtenidos de estos sistemas mostraron que durante la etapa de intensificación la circulación absoluta aumenta en todos los niveles y el flujo horizontal de masa aumenta principalmente en superficie. Además, la convergencia de masa se distribuye en una capa menos profunda y el máximo del flujo vertical de masa disminuye en altura al aumentar la intensidad de los sistemas.

Las figuras 4.8b y 4.9b muestran los perfiles verticales de la convergencia de vorticidad absoluta para cuatro tiempos durante la evolución de Dennis y Emily (indicado por las flechas en las Figs. 4.8a y 4.9a). En general, los perfiles muestran convergencia de vorticidad absoluta en los niveles medios y bajos y divergencia en los niveles superiores. Los tiempos DT y TT en ambos sistemas muestran valores similares en la capa límite. Por el contrario, la intensificación a huracán está caracterizada por un gran incremento en la convergencia de vorticidad en los niveles bajos que llega a alcanzar valores el doble de intensos de los observados en DT y TT.

La vorticidad absoluta en la periferia de ambos sistemas (Figs. 4.8c y 4.9c) muestra un aumento paulatino en todos los niveles a medida que éstos se van intensificando. Es interesante notar que la vorticidad absoluta de ambos huracanes en los niveles bajos, es menor en el tiempo Hu-2 que en Hu-1; por el contrario, la vorticidad es mayor en Hu-2 en los niveles medios y altos. Esto es debido, posiblemente, a la enorme fricción en la etapa Hu-2 que frena la rotación en los niveles cercanos a superficie. En el caso de Dennis, esto coincide con su paso sobre Cuba donde se observa una gran fricción en este tiempo en la capa límite (Fig. 4.1b).

El flujo horizontal de masa, muestra valores mayores en Dennis (Fig. 4.10b) que en Emily (Fig. 4.11b) en los cuatro tiempos analizados. En los niveles bajos y medios se observa convergencia de masa, mientras que flujos de salida predominan en los niveles superiores. A medida que los sistemas se intensifican aumenta la convergencia de masa en los niveles bajos, cuyo máximo se localiza en superficie y aumenta también el flujo vertical de masa en los niveles bajos, indicando una gran actividad convectiva (Figs. 4.10c y 4.11c). En el caso de Dennis, se observan valores de convergencia de masa mayores que  $|10| \text{ km}^2 \text{ s}^{-1}$  en la etapa más intensa. La capa de la atmósfera donde se distribuye la convergencia se hace menos profunda y el flujo vertical de masa muestra el máximo a una altura menor durante la transición de DT a la etapa más intensa Hu-2, similar a lo observado por Raymond et al. (1998) durante la intensificación de ciclones tropicales.

Tres tiempos fueron analizados en la evolución de las tormentas tropicales Eugene y Beatriz, indicados por las flechas en las Figs. 4.12a a 4.15a. Los perfiles de convergencia de vorticidad absoluta en ambos ciclones muestran un incremento en los niveles bajos desde el tiempo DT al

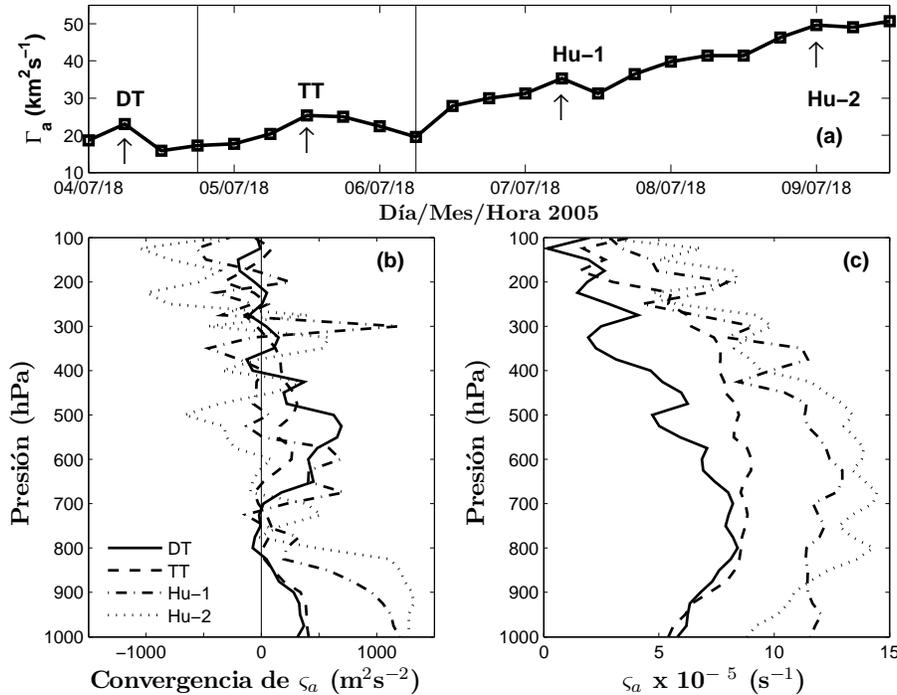


Figura 4.8: Huracán Dennis. (a) Evolución temporal de la  $\Gamma_a$  promediada en la capa límite. Perfiles verticales de (b) la convergencia de vorticidad absoluta y de (c) la vorticidad absoluta promedio en la periferia del área de  $4^\circ \times 4^\circ$  que encierra al ciclón para los cuatro tiempos indicados por las flechas verticales en (a) durante las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT), y huracán (Hu-1 y Hu-2). Ver leyenda.

TT-1, cuando se alcanza una mayor intensidad como tormenta tropical (Figs. 4.12b y 4.13b). Los máximos valores se localizan en la capa límite. Este incremento es mucho menor que el observado en Dennis y Emily al alcanzar la categoría de huracán. A partir del tiempo TT-1, la convergencia de vorticidad absoluta muestra una gran disminución en la capa límite hasta el decaimiento a depresión tropical. Los valores en TT-2 llegan a ser menores en ambos sistemas que los observados en el tiempo DT. La vorticidad absoluta en la periferia muestra valores similares en los tres tiempos de Beatriz (Fig. 4.13c); sin embargo, la vorticidad en Eugene es menor en TT-1 y TT-2 con respecto a DT (Fig. 4.12c).

Los flujos horizontales de masa muestran un aumento en los niveles bajos de DT a TT-1, con máximos valores ubicados en superficie (Figs. 4.14b y 4.15b). Los flujos verticales de masa muestran también un aumento en los niveles bajos y su máximo se ubica a una altura menor que en DT, aunque esto es menos claro en el caso de Eugene debido a las variaciones en la vertical (Figs.



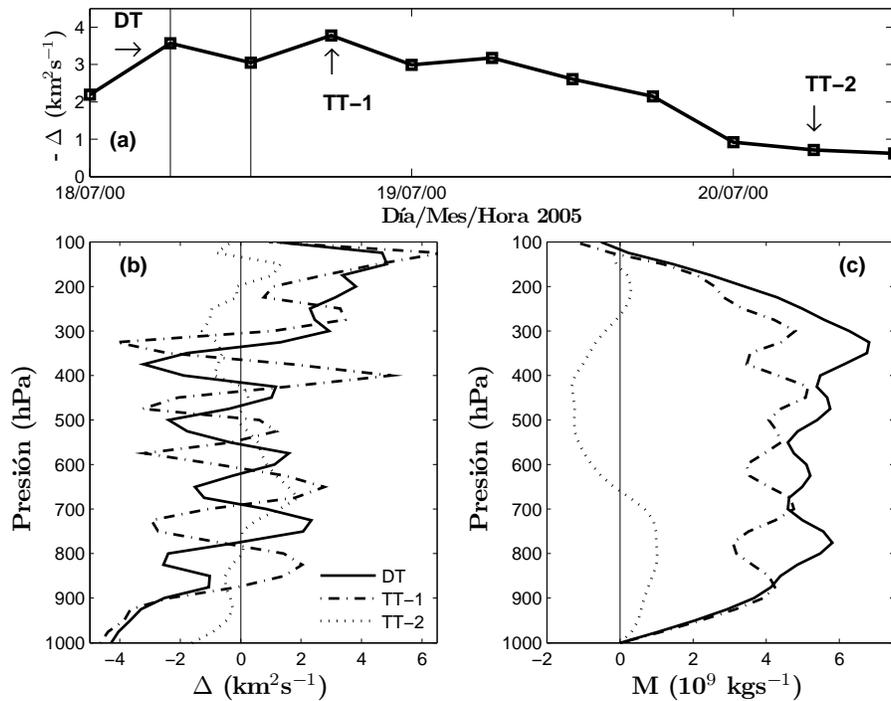


Figura 4.11: Igual que la Fig. 4.10, pero para el huracán Emily.

4.14c y 4.15c). En el tiempo TT-2 la convergencia de masa ha disminuido considerablemente en los niveles bajos en ambos sistemas y el flujo vertical de masa muestra valores muy pequeños en toda la tropósfera, llegando a indicar incluso movimientos descendentes en los niveles medios y altos en Eugene (Fig. 4.14c).

A partir del análisis de todos los ciclones tropicales estudiados se pueden resumir los aspectos más importantes del balance de vorticidad.

- Las tendencias de circulación absoluta debido a la convergencia de vorticidad absoluta y a la fricción son, en general, mayores que la tendencia debido a la advección vertical de momento; sin embargo, la influencia de esta última no puede ser despreciada, específicamente en los tiempos de intensificación de los sistemas. La convergencia de vorticidad absoluta causa que los ciclones se intensifiquen, mientras que la fricción y la advección vertical de momento tienden a disminuir su intensidad. Es decir, valores positivos de  $\frac{d\Gamma_a}{dt}$  son observados cuando la convergencia de vorticidad absoluta es mayor que la acción conjunta de la fricción y la advección vertical de momento y una tendencia negativa es observada cuando ocurre lo

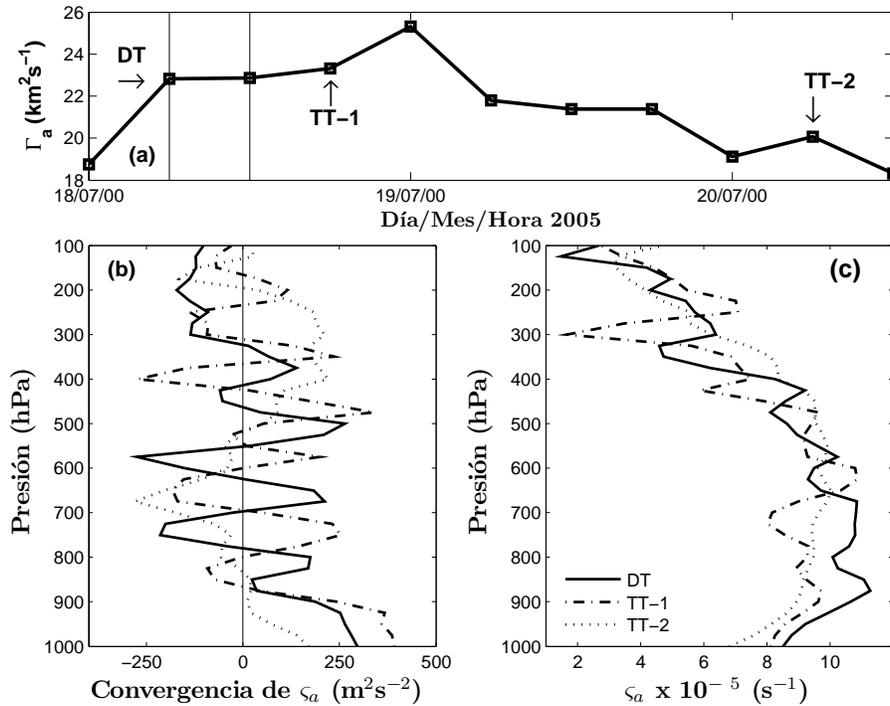


Figura 4.12: Tormenta tropical Eugene. (a) Evolución temporal de la  $\Gamma_a$  promediada en la capa límite. Perfiles verticales de (b) menos la convergencia de vorticidad absoluta y de (c) la vorticidad absoluta promedio en la periferia del área de  $4^\circ \times 4^\circ$  que encierra al ciclón para los tres tiempos indicados por las flechas en (a) durante las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT-1 y TT-2). Ver leyenda.

contrario.

- La intensificación en los ciclones tropicales va acompañada de un marcado incremento de la convergencia de vorticidad absoluta en la capa límite, el cual es mayor en la etapa de huracán. Esto es principalmente el resultado de un incremento en el flujo horizontal de masa hacia estos sistemas. Sin embargo, la vorticidad absoluta en la periferia de los ciclones puede exceder considerablemente el valor del parámetro de Coriolis, por lo que este factor es también responsable de una parte de la intensificación en algunos casos. La convergencia de masa se concentra en una capa menos profunda a medida que el ciclón se intensifica. Como resultado de esto, el nivel donde se localiza el máximo del flujo vertical de masa disminuye en altura, lo cual ha sido observado por Raymond et al. (1998) en ciclones tropicales reales en el Pacífico Oriental.

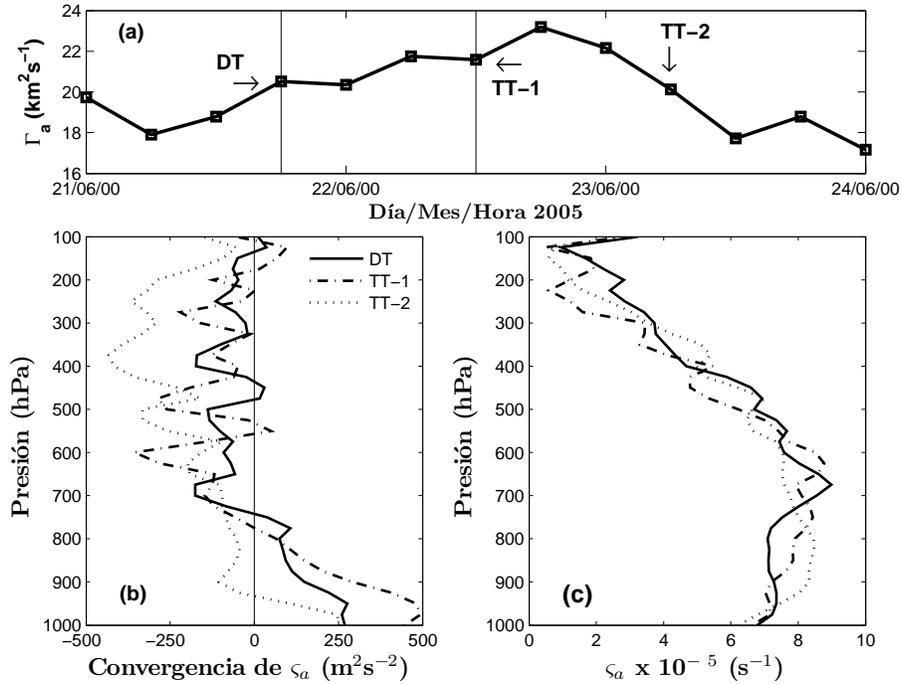


Figura 4.13: Igual que la Fig. 4.12, pero para la tormenta tropical Beatriz.

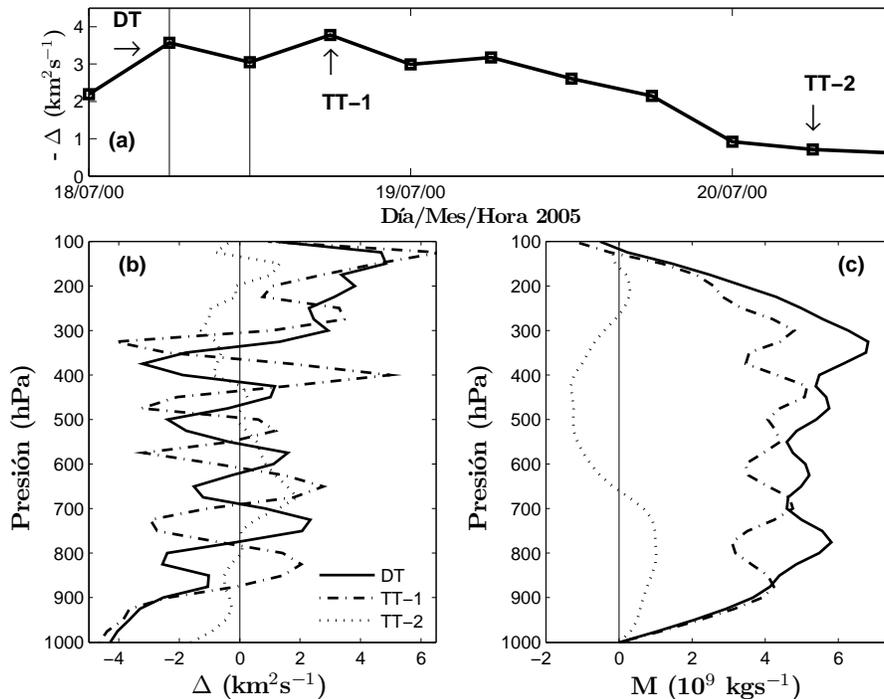


Figura 4.14: Tormenta tropical Eugene. (a) Evolución temporal del flujo horizontal de masa promediado en la capa límite. Perfiles verticales del (b) flujo horizontal de masa ( $\Delta$ ) y del (c) flujo vertical de masa ( $M$ ) para los tres tiempos indicados por las flechas en (a) durante las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT-1 y TT-2). Ver leyenda.

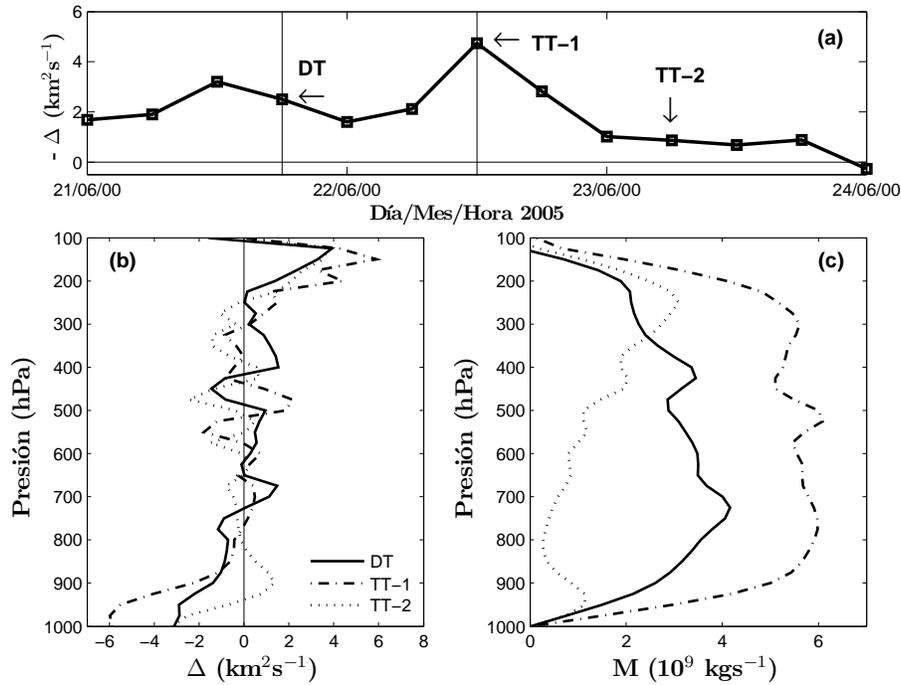


Figura 4.15: Igual que la Fig. 4.14, pero para la tormenta tropical Beatriz.

Los resultados de esta sección muestran que la intensificación está estrechamente relacionada con la convergencia de vorticidad absoluta, que depende principalmente de la convergencia de masa hacia los ciclones tropicales. En la siguiente sección se analizan los factores que controlan esta convergencia.

## 4.2. Balance de entropía

### 4.2.1. Evolución temporal

El análisis termodinámico que se presenta en esta sección se realiza con el propósito de comprender mejor los procesos que favorecen que algunos ciclones tropicales se intensifiquen en huracanes mientras que otros no. La relación (3.22) se analiza a continuación para cada caso estudiado basados en la hipótesis de que los flujos de entropía en superficie aumentan la entropía neta en los ciclones tropicales, la cual se relaciona con una mayor precipitación, cuyo calor latente asociado determina la convergencia de masa en los niveles bajos, favoreciendo la intensificación. Por otro

lado, la advección de aire de menor entropía hacia el sistema disminuye la entropía neta y suprime la precipitación, con la consecuente disminución de la convergencia en los niveles bajos y el decaimiento. Primeramente se presentan los resultados de los ciclones que se intensificaron en huracán y después los casos de tormentas tropicales.

### **Huracán Dennis**

La circulación absoluta en la capa límite alrededor del huracán Dennis aumenta monótonamente durante todo el periodo considerado, como muestra la Fig. 4.16a. La temperatura superficial del mar excede los  $28.5^{\circ}\text{C}$  la mayor parte del tiempo (Fig. 4.16d). Valores menores solo se observan cuando Dennis pasa sobre tierra. El flujo de entropía en superficie aumenta junto con la circulación (Fig. 4.16c), al igual que la entropía húmeda promedio dentro del sistema (Fig. 4.16b), alcanzando valores máximos durante la etapa de huracán. La tendencia de entropía debido a la ventilación es casi cero durante los primeros 3 días y después de esto presenta principalmente valores negativos pequeños. La tendencia de entropía debido a la advección vertical es negativa la mayor parte del periodo, con un valor generalmente algo menor que la tendencia debido a los flujos de entropía en superficie durante la etapa de mayor desarrollo. En resumen, la temperatura superficial del mar y los flujos de entropía en superficie son elevados, la ventilación es mínima, y Dennis se intensifica en un gran huracán.

### **Huracán Cindy**

El huracán del Atlántico Cindy es afectado por variaciones fuertes en la temperatura superficial del mar y variaciones de la ventilación en el modelo. Cindy muestra una disminución de la temperatura superficial del mar durante el primer día de análisis como depresión tropical debido a su paso por la península de Yucatán (Figs. 3.3 y 4.17d). El flujo de entropía en superficie muestra valores muy pequeños y la tendencia de entropía debido a la ventilación aumenta en magnitud hasta alcanzar valores relativamente altos durante este periodo (Fig. 4.17c). La entropía del sistema promediada en todo el dominio se mantiene prácticamente constante (Fig. 4.17b), al igual que la

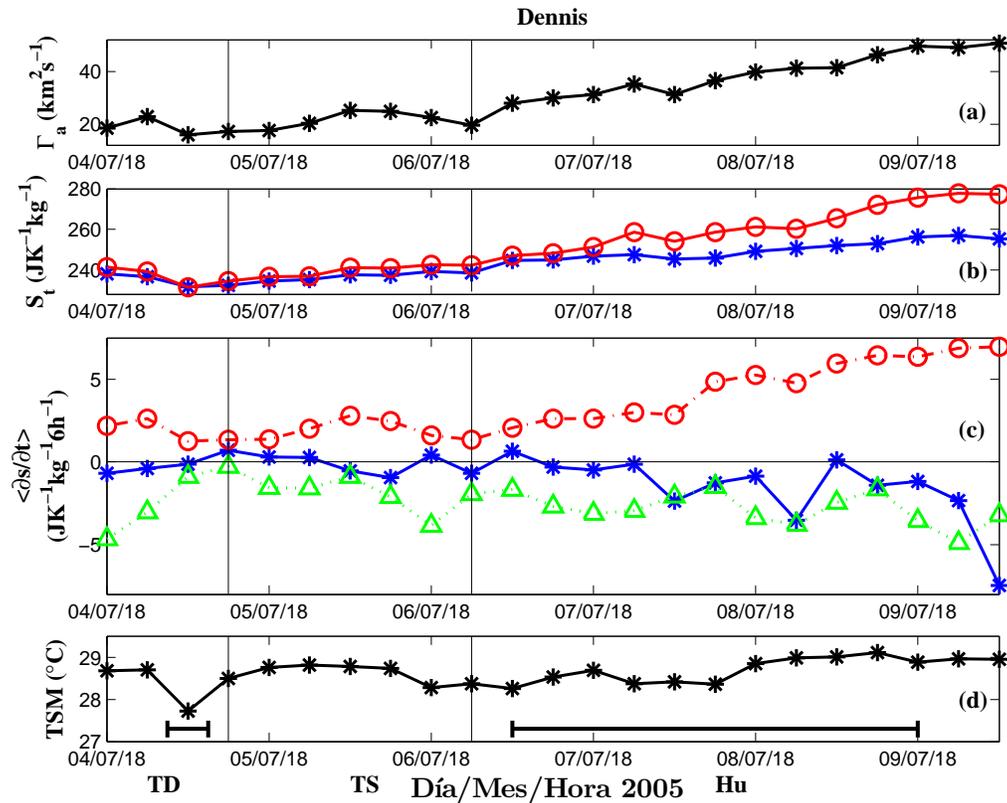


Figura 4.16: Huracán Dennis. Evolución temporal de (a)  $\Gamma_a$  promediada en la capa 1000-900 hPa, (b) entropía promediada en el área  $A^*$  de  $4^{\circ} \times 4^{\circ}$  (asterisco) y entropía en el centro del ciclón (círculo), ambas promediadas en la capa 1000-100 hPa, (c) tendencia de entropía debido a la ventilación (asterisco), a la advección vertical de entropía (triángulo) y al flujo de entropía en superficie (círculo) promediado en  $A^*$ , y promediados en la capa 1000-100 hPa y (d) TSM promediada en el área  $A^*$ . Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT), tormenta tropical (TT) y huracán (Hu). Las barras horizontales representan los periodos cuando algún punto de  $A^*$ , que rodea a Dennis, toca tierra.

circulación absoluta en la capa límite (Fig. 4.17a). La tendencia de entropía debido a la advección vertical muestra casi siempre valores negativos durante este día y el siguiente. La Fig. 4.17 indica que Cindy no se intensifica cuando los valores de temperatura superficial del mar son bajos, cuando la tendencia de entropía debido a la ventilación alcanza valores muy negativos o cuando ambas situaciones ocurren. Solo durante el segundo día, cuando la temperatura superficial del mar excede los  $29^{\circ}\text{C}$ , el flujo de entropía en superficie aumenta y los valores de ventilación disminuyen en magnitud por un periodo corto, la circulación del sistema aumenta apreciablemente. Este caso en particular ilustra el efecto de la ventilación al limitar la intensificación, incluso en presencia de



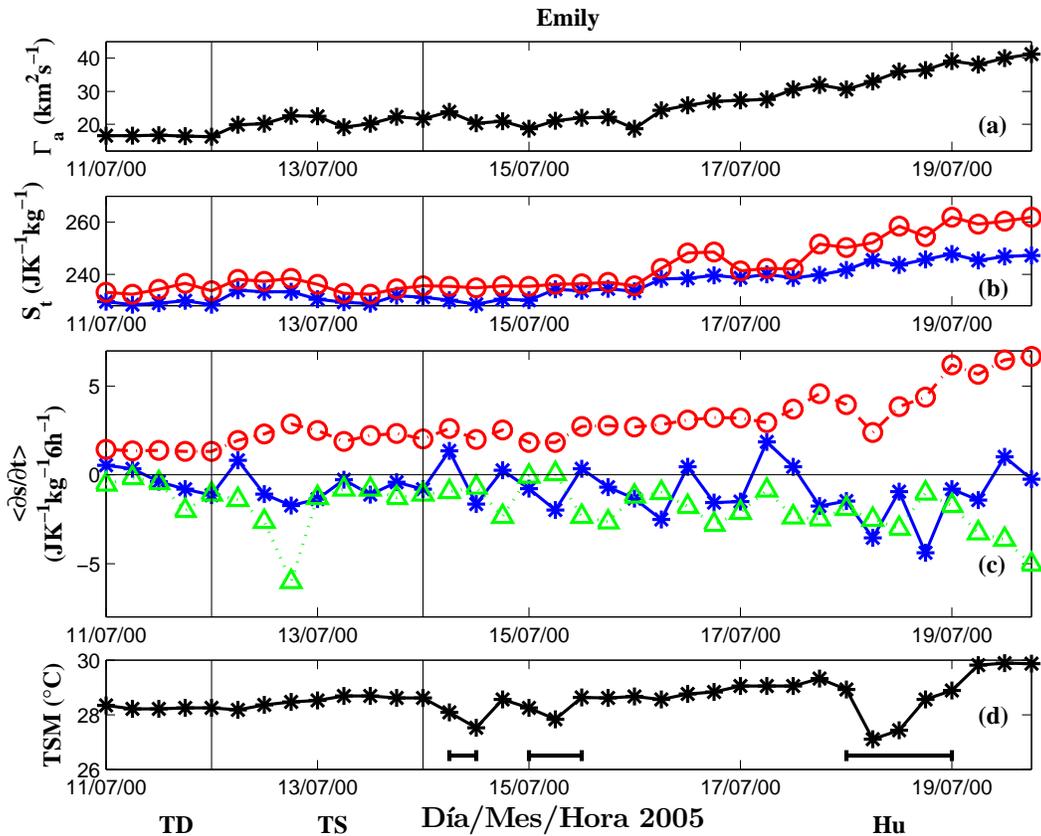


Figura 4.18: Igual que la Fig. 4.16 pero para el huracán Emily. Los periodos cuando Emily tocó tierra son indicados por las barras horizontales.

mar y los flujos de entropía en superficie, con la consecuente intensificación de Emily en huracán. La tendencia de entropía asociada con la advección vertical fluctúa, pero es generalmente negativa durante el periodo de estudio.

### Tormenta tropical Eugene

La circulación absoluta alrededor de Eugene aumenta hasta pocas horas después que alcanza la categoría de tormenta tropical y disminuye después de esto (Fig. 4.19a). La tendencia de entropía debido a la ventilación es casi cero hasta el tiempo en que ocurre el máximo en la circulación (Fig. 4.19c), mostrando episodios negativos cada vez más fuertes hasta su decaimiento. Sin embargo, el factor más importante en el decaimiento del ciclón simulado Eugene es probablemente la fuerte disminución de la temperatura superficial del mar (Fig. 4.19d), la cual comienza justo después

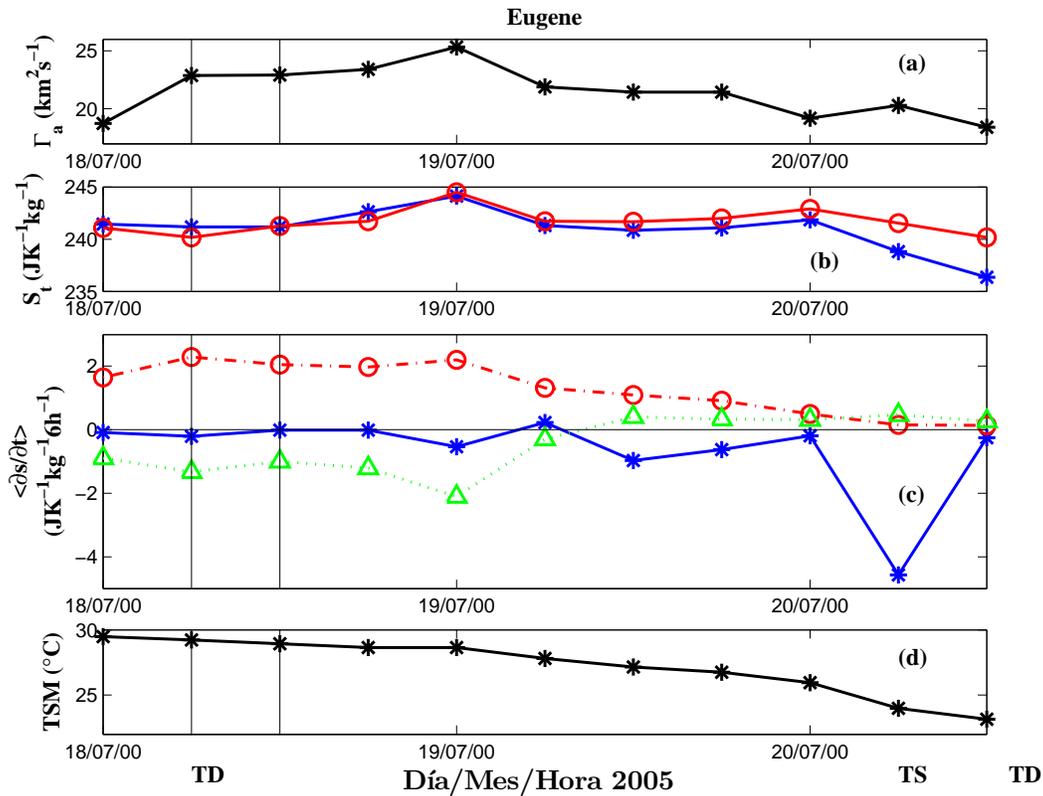


Figura 4.19: Igual que la Fig. 4.16 pero para la tormenta tropical Eugene. Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT).

del momento del máximo en la circulación. La tendencia debido a los flujos de entropía alcanza su valor máximo durante la intensificación y después disminuye progresivamente, mientras que la tendencia de entropía debido a la advección vertical es negativa y menor que aquella, hasta el tiempo del máximo de circulación, gradualmente cambiando a valores positivos después de esto. La entropía promedio alcanza su máximo con el de la circulación (Fig. 4.19b) y disminuye a partir de este tiempo hasta el decaimiento a depresión tropical.

### Tormenta tropical Beatriz

La tormenta tropical Beatriz en el Pacífico Oriental presenta un caso más complejo, ya que ambos, la ventilación y la disminución de la temperatura superficial del mar, parecen tener un rol importante en su desarrollo y decaimiento. Durante el primer día y parte del segundo, la temperatura superficial del mar que interactúa con Beatriz excede los  $28^{\circ}\text{C}$  en el modelo (Fig. 4.20d), los flujos

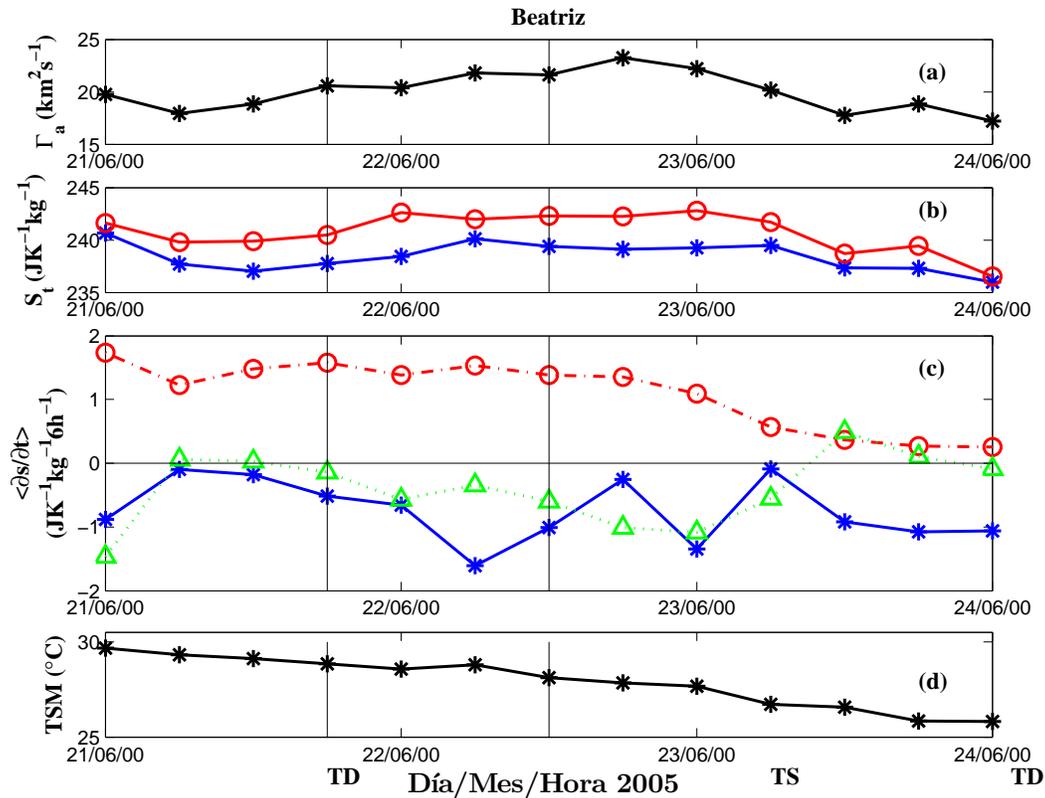


Figura 4.20: Igual que la Fig. 4.16 pero para la tormenta tropical Beatriz. Las líneas verticales delimitan las etapas de depresión tropical (DT) y tormenta tropical (TT).

de entropía en superficie son elevados y la ventilación es débil (Fig. 4.20c). La entropía promedio en Beatriz aumenta durante este tiempo (Fig. 4.20b) y ocurre la intensificación hasta alcanzar la categoría de tormenta tropical (Fig. 4.20a). Después del segundo día, una disminución más rápida de la temperatura superficial del mar junto con episodios de ventilación fuerte están correlacionados con la disminución de la circulación en la capa límite hasta que Beatriz decae a depresión tropical. La disminución de la temperatura superficial del mar coincide con una disminución marcada de los flujos de entropía en superficie durante esta última fase. La tendencia de entropía asociada a la advección vertical muestra valores negativos durante la intensificación, cambiando a valores positivos en la etapa de decaimiento.

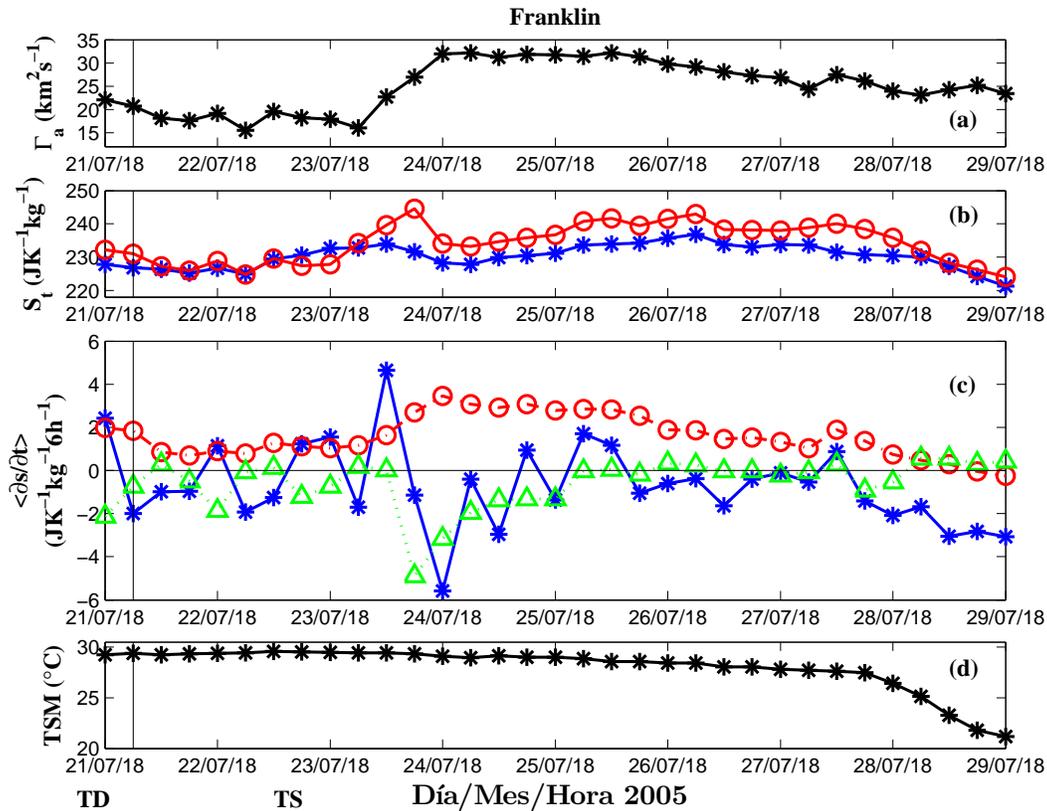


Figura 4.21: Igual que la Fig. 4.16 pero para la tormenta tropical Franklin.

### Tormenta tropical Franklin

La tormenta tropical Franklin, que se desarrolló en el Atlántico, alcanza su máximo valor de circulación absoluta en la capa límite cuando la tendencia de entropía debido a la ventilación muestra valores positivos altos, la temperatura superficial del mar está cerca de los  $30^{\circ}\text{C}$  y la tendencia debido al flujo de entropía muestra un gran aumento. El sistema tropical mantiene valores altos de circulación absoluta durante el 24 y 25 de julio mientras persisten las condiciones de temperatura superficial del mar altas, una ventilación positiva o negativa pequeña y un flujo de entropía elevado. Con el movimiento de Franklin a latitudes más altas, ocurre una gran disminución de la temperatura superficial del mar y de los flujos de entropía en superficie y hay un aumento paulatino de la ventilación. La tendencia de entropía debido a la advección vertical muestra en general valores negativos pequeños durante el periodo de intensificación, que cambian a positivos cuando se establece el decaimiento.

El análisis de las figuras 4.16 - 4.21 sugiere que los flujos de entropía en superficie y la ventilación pueden en sí explicar el comportamiento de los seis ciclones simulados:

- Dennis y Emily experimentan temperaturas superficiales del mar altas ( $>28^{\circ}\text{C}$ ) y una ventilación débil comparada con los flujos de entropía en superficie durante todos los tiempos considerados, y ambos se desarrollan en huracanes intensos.
- Cindy permanece débil por 1 día y medio conjuntamente con un periodo de temperaturas superficiales del mar cercanas a  $26^{\circ}\text{C}$  y una fuerte ventilación, en relación con los flujos de entropía en superficie. Solo cuando la ventilación disminuye en magnitud, Cindy se intensifica.
- El primer día, Eugene se intensifica bajo la influencia de temperaturas superficiales del mar altas ( $>28^{\circ}\text{C}$ ) y una ventilación débil. Posteriormente, la temperatura superficial del mar disminuye notablemente y la ventilación progresivamente se fortalece. Esto resulta en que simultáneamente cese la intensificación y comience el decaimiento del ciclón.
- Beatriz experimenta una temperatura superficial del mar alta ( $>28^{\circ}\text{C}$ ) durante los primeros dos días, pero está expuesta a episodios esporádicos de ventilación moderada a fuerte, relativo a los flujos de entropía. La intensificación parece estar relacionada con los periodos cuando la ventilación disminuye. A los 2 días, el ciclón comienza a decaer, probablemente como resultado de la disminución de los flujos de entropía en superficie asociado a la disminución de la temperatura superficial del mar.
- Franklin alcanza su máximo desarrollo sobre temperaturas superficiales del mar altas (cercanas a  $29^{\circ}\text{C}$ ), flujos de entropía en superficie elevados y valores de ventilación negativos pequeños o positivos. A medida que el sistema se mueve sobre aguas más frías, el flujo de entropía en superficie disminuye y la ventilación aumenta paulatinamente, resultando en el decaimiento.

Por otro lado, la tendencia de entropía debido a la advección vertical de entropía muestra principalmente valores negativos durante la intensificación de los ciclones tropicales, los cuales cambian a positivos a partir de los tiempos en que empieza el decaimiento. La tendencia debido a la advección vertical de entropía es generalmente positiva cuando el ascenso se concentra en la tropósfera baja donde el gradiente vertical de entropía húmeda ambiental es negativo, mientras que la tendencia es negativa cuando el ascenso se concentra en la tropósfera superior donde el gradiente es positivo. Debido a esto, el análisis termodinámico en esta sección sugiere que ocurre una transición de convección profunda a convección somera cuando el ciclón comienza a decaer.

### 4.2.2. Distribución vertical

Los dos casos estudiados en el Pacífico Oriental se analizaron para determinar las condiciones típicas durante un episodio de ventilación  $[-V_s]$  que produce una tendencia de entropía positiva o negativa en los ciclones tropicales de la región. Solo se analizó la influencia de la ventilación en los niveles bajos y medios de la atmósfera.

La tormenta tropical Beatriz muestra valores negativos de  $[-V_s]$  (promediados en la tropósfera) en todos los tiempos analizados (Fig. 4.20). Seis tiempos durante la evolución de Beatriz se seleccionaron para analizar las líneas de corriente asociadas al campo de viento relativo al ciclón, y la desviación de entropía con respecto al valor promedio en la periferia del área de estudio ( $4^\circ \times 4^\circ$ ) que encierra al sistema. Los perfiles verticales de  $[-V_s]$  para estos tiempos se muestran en la Fig. 4.22. Beatriz muestra valores relativamente pequeños en toda la tropósfera en los dos tiempos anteriores a alcanzar la categoría de depresión tropical (Figs. 4.20 y 4.22a), lo cual contribuye a su intensificación. Valores negativos se observan en los niveles medios y bajos durante la etapa de intensificación (Figs. 4.22b y c). A partir del tiempo donde se alcanza el máximo de  $\Gamma_a$ , valores grandes se observan cerca de superficie (Figs. 4.22d-f).

La tendencia negativa de entropía debido a la ventilación, observada en 1000 hPa en la Fig. 4.22, se debe a que la circulación relativa al ciclón reemplaza aire de mayor entropía a través de la región noreste y este del sistema por aire de menor entropía a través de la región oeste-

noroeste (Fig. 4.23). El 21 de junio a las 18 UTC (durante la etapa de intensificación) se localizan temperaturas superficiales del mar relativamente menores al Oeste-Noroeste del sistema, lo que resulta en una  $[-V_s]$  relativamente alta en superficie (Fig. 4.22b). Sin embargo, su promedio en toda la tropósfera es pequeño debido a los valores bajos que muestra en los niveles medios y altos. Además, la temperatura superficial del mar es mayor que  $27^\circ\text{C}$  en toda la zona alrededor del ciclón, lo que resulta en flujos de entropía elevados en superficie. Estas características favorecen la posterior intensificación de Beatriz. Después de alcanzar la categoría de tormenta tropical, Beatriz se mueve sobre aguas mucho más frías (23 de junio a las 12 UTC) y flujos de entropía menores. Las Figs. 4.22f y 4.20 muestran una  $[-V_s]$  negativa en superficie y promediada en toda la tropósfera. Los valores muy negativos en superficie se deben a una fuerte advección de aire seco y frío hacia Beatriz proveniente del Norte-Noroeste, donde las temperaturas superficiales del mar son menores que  $24^\circ\text{C}$ , contribuyendo al decaimiento a depresión tropical.

El mismo análisis se realizó en 800 hPa y 550 hPa los días 22 de junio a las 06 UTC y 23 de junio a las 00 UTC, respectivamente, para estudiar por qué la  $[-V_s]$  muestra valores negativos en los niveles medios de la atmósfera. La Fig. 4.24 muestra que valores negativos en estos niveles se deben a la advección de aire de menor entropía proveniente de regiones localizadas entre el Suroeste y el Este del ciclón tropical que reemplaza aire de mayor entropía por la zona Norte y Oeste del sistema.

Las condiciones que caracterizan un episodio de  $[-V_s]$  positiva se analizaron el día 22 de junio a las 06 UTC en 1000 hPa y el día 23 de junio a las 06 UTC en 950 hPa (Figs. 4.22c y e). En estos tiempos la circulación cerca de superficie muestra un patrón diferente donde aire con mayor entropía proveniente de la región de aguas más calientes al Este fluye hacia el ciclón reemplazando aire de menor entropía (Fig. 4.25). Esto no provoca ninguna influencia positiva en la intensificación el día 22 a las 06 UTC, ya que valores de  $[-V_s]$  negativa mayores en magnitud se observan de 900 a 300 hPa (Fig. 4.22). Sin embargo, el día 23 a las 06 UTC, esta advección de aire de mayor entropía en los niveles bajos ejerce una gran influencia en la tendencia de entropía promediada en toda la tropósfera, al mostrar un valor negativo cercano a cero (Fig. 4.20).

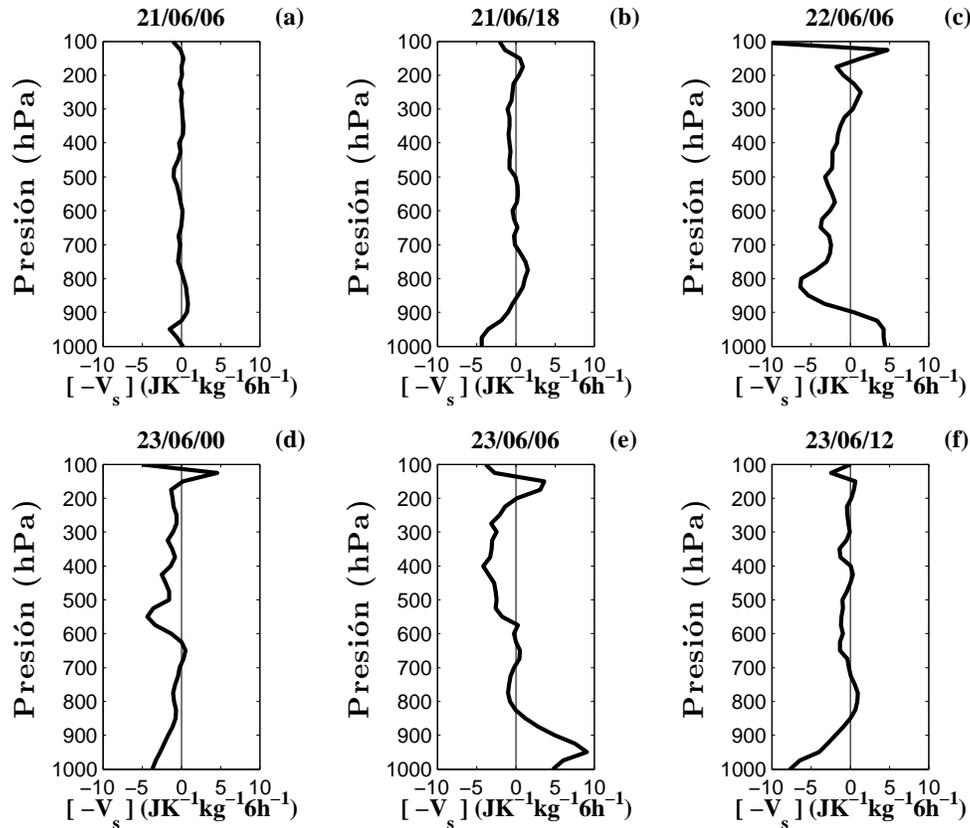


Figura 4.22: Perfiles verticales de ventilación para 6 tiempos durante la evolución de la tormenta tropical Beatriz.

La tormenta tropical Eugene mostró valores de tendencia de entropía debido a la ventilación (promediada en toda la tropósfera) cercanos a cero durante toda la etapa de intensificación (Fig. 4.19). A medida que se trasladó sobre aguas más frías, aumentó la influencia negativa de  $[-V_s]$  y el ciclón decayó a depresión tropical. Cuatro tiempos del ciclo de vida de Eugene fueron seleccionados para analizar las características presentes en los episodios de  $[-V_s]$ , cuyos perfiles verticales se muestran en la Fig. 4.26. Eugene muestra valores negativos de  $[-V_s]$  en los niveles bajos de la atmósfera, con máximos localizados en superficie, que van aumentando a medida que el sistema decae en intensidad.

Valores negativos de  $[-V_s]$  en 1000 hPa se observan en estos cuatro tiempos de Eugene. Mientras el ciclón se mueve sobre aguas con temperaturas elevadas, la  $[-V_s]$  es débil, los flujos de entropía en superficie son elevados y el sistema se intensifica. A medida que Eugene se mueve

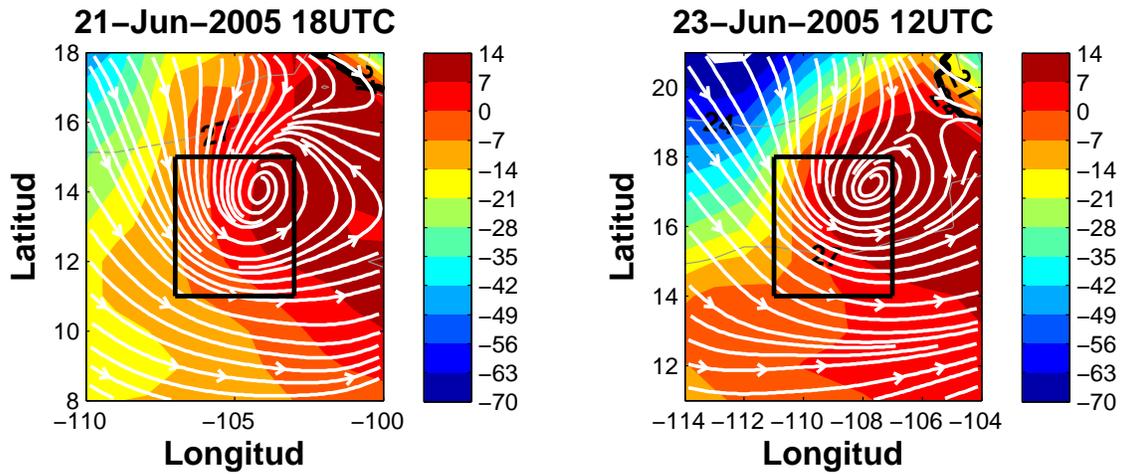


Figura 4.23: Líneas de corriente asociadas al viento relativo a la tormenta tropical Beatriz, desviación de entropía con respecto al valor promedio en la periferia del área de estudio ( $4^\circ \times 4^\circ$ ) (sombreado a color) en el nivel de 1000 hPa y TSM (contornos) para los días 21 de junio a las 18 UTC y 23 de junio de 2005 a las 12 UTC.

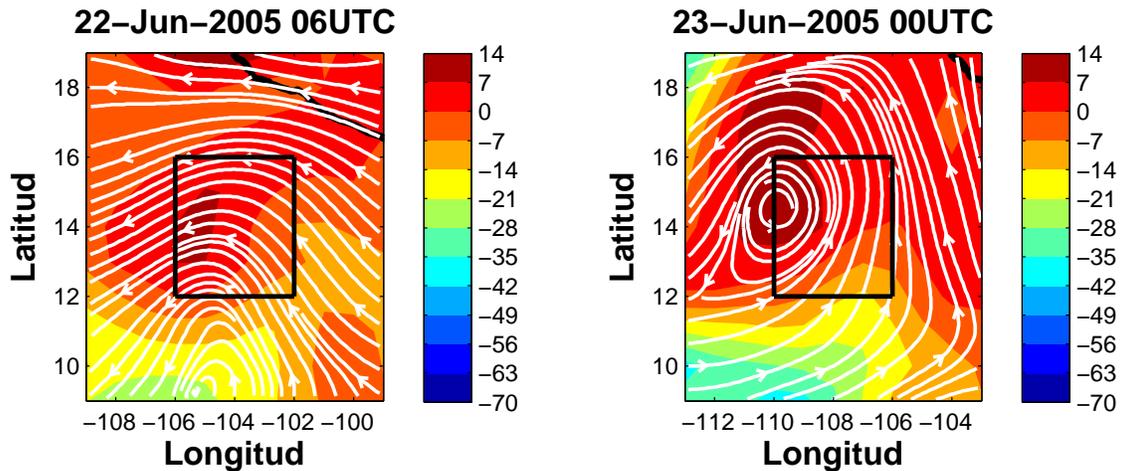


Figura 4.24: Líneas de corriente asociadas al viento relativo a la tormenta tropical Beatriz y desviación de entropía con respecto al valor promedio en la periferia del área de estudio ( $4^\circ \times 4^\circ$ ) (sombreado a color) en el nivel de 800 hPa el día 22 de junio a las 06 UTC y 550 hPa el día 23 de junio de 2005 a las 00 UTC.

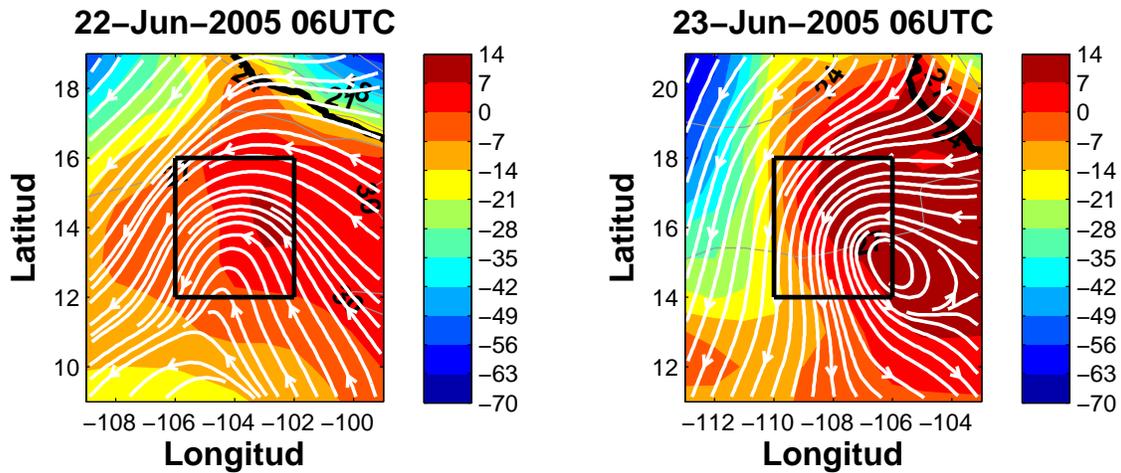


Figura 4.25: Líneas de corriente asociadas al viento relativo a la tormenta tropical Beatriz, desviación de entropía con respecto al valor promedio en la periferia del área de estudio ( $4^\circ \times 4^\circ$ ) (sombreado a color) en el nivel de 1000 hPa para los días 21 de junio a las 00 UTC y 950 hPa el 23 de junio de 2005 a las 12 UTC. Los contornos muestran la TSM.

hacia el Norte/Noroeste sobre aguas más frías, los flujos de entropía disminuyen hasta valores cercanos a cero y aumenta considerablemente la tendencia de entropía debido a la ventilación, que es el resultado de la advección de aire proveniente del Noroeste que trae consigo valores más bajos de entropía que los que posee Eugene. Como consecuencia, el sistema decae a depresión tropical.

En resumen, la tendencia de entropía debido a la ventilación en los niveles bajos parece tener una gran influencia en los ciclones que se desarrollan en el Pacífico Oriental. Valores de  $[-V_s]$  negativa ocurren generalmente debido a flujos del Norte-Noroeste que transportan aire hacia el sistema con valores más bajos de entropía. En los tiempos que los sistemas se mueven sobre aguas cálidas en la alberca de agua caliente del Pacífico Oriental, los flujos de entropía en superficie son elevados y la tendencia de entropía debido a la ventilación no parece afectar mucho la intensificación. Sin embargo, cuando los ciclones se mueven sobre aguas más frías al Oeste, disminuyen los flujos de entropía y la tendencia de entropía debido a la ventilación muestra valores mucho más negativos, lo cual contribuye al decaimiento de los ciclones tropicales. Por otro lado, la  $[-V_s]$  positiva ocurre generalmente cuando los sistemas se mueven sobre las aguas más calientes del Pacífico Oriental y los vientos relativos a éste fluyen desde el Este transportando aire con valores de entropía elevados.

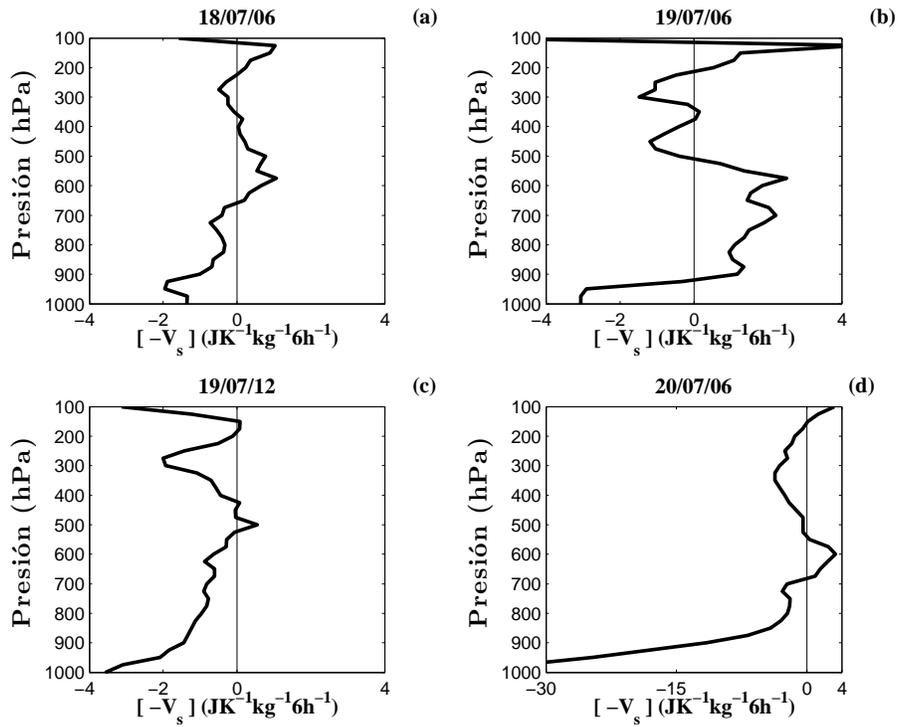


Figura 4.26: Perfiles verticales de ventilación para 4 tiempos durante la evolución de la tormenta tropical Eugene.

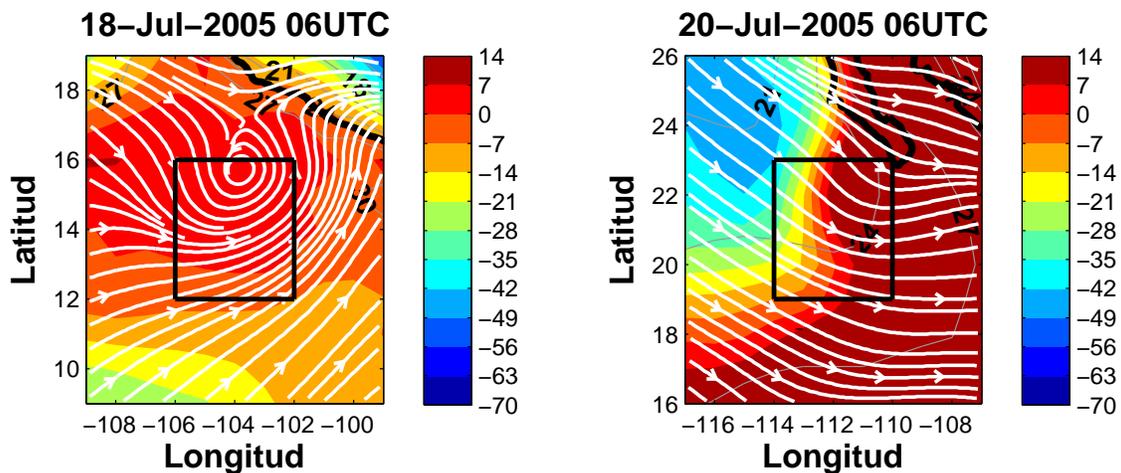


Figura 4.27: Líneas de corriente asociadas al viento relativo a la tormenta tropical Eugene, desviación de entropía con respecto al valor promedio en la periferia del área de estudio ( $4^\circ \times 4^\circ$ ) (sombreado a color) en el nivel de 1000 hPa y TSM (contornos) para el día 18 de julio a las 06 UTC y el 20 de julio a las 06 UTC.

### 4.2.3. Sensibilidad al tamaño del área de estudio

Un estudio de sensibilidad al tamaño del área utilizada en el cálculo de los balances de vorticidad y entropía, se presenta en esta sección. Esto se realiza con el objetivo de investigar si los resultados más importantes de este trabajo están afectados por la elección del área de estudio cuadrada ( $A^*$ ) de  $4^\circ \times 4^\circ$ . El cálculo del balance de entropía realizado en la sección 4.2, se volvió a repetir para el caso del huracán Dennis y la tormenta tropical Eugene, utilizando un área más grande de  $7^\circ \times 7^\circ$  alrededor de sus centros.

La Fig. 4.28a muestra la circulación absoluta en la capa límite en Dennis, alrededor de un área de  $7^\circ \times 7^\circ$ . A medida que el sistema se intensifica, ocurre un aumento progresivo de la circulación hasta alcanzar máximos valores durante la etapa de huracán. Durante casi toda la evolución del ciclón, la temperatura superficial del mar muestra valores mayores que  $28^\circ\text{C}$  (Fig. 4.28d). Los flujos de entropía en superficie son en general mayores que la ventilación y la advección vertical de entropía y alcanzan máximos valores durante la etapa de huracán (Fig. 4.28c). La ventilación muestra valores negativos pequeños o positivos durante todos los tiempos y la tendencia de entropía debido a la advección vertical es siempre negativa. La mayor diferencia con la Fig. 4.16 se observa en la evolución de la entropía promedio en el área de estudio que muestra muy poco aumento en el tiempo en comparación con la entropía promedio calculada en el área más pequeña de  $4^\circ \times 4^\circ$  (Figs. 4.28b y 4.16b).

En el caso de la tormenta tropical Eugene, la circulación en la capa límite aumenta hasta un valor máximo ( $\sim 42\text{km}^2\text{s}^{-1}$ ), 12 horas después de alcanzar la etapa de tormenta tropical (Fig. 4.29a). Esto coincide con temperaturas superficiales del mar mayores que  $28^\circ\text{C}$  (Fig. 4.29d), el aumento de la entropía del sistema (Fig. 4.29b), flujos de entropía en superficie elevados y valores pequeños de la tendencia de entropía debido a la ventilación (Fig. 4.29c). Una vez alcanzada la máxima intensidad, se observa el decaimiento progresivo del sistema, el cual ocurre principalmente por la disminución notable de la temperatura superficial del mar que experimenta el ciclón. Durante este periodo también se observa una gran disminución de los flujos de entropía en superficie y la ocurrencia de episodios fuertes de ventilación. Durante el proceso de intensificación, la tendencia

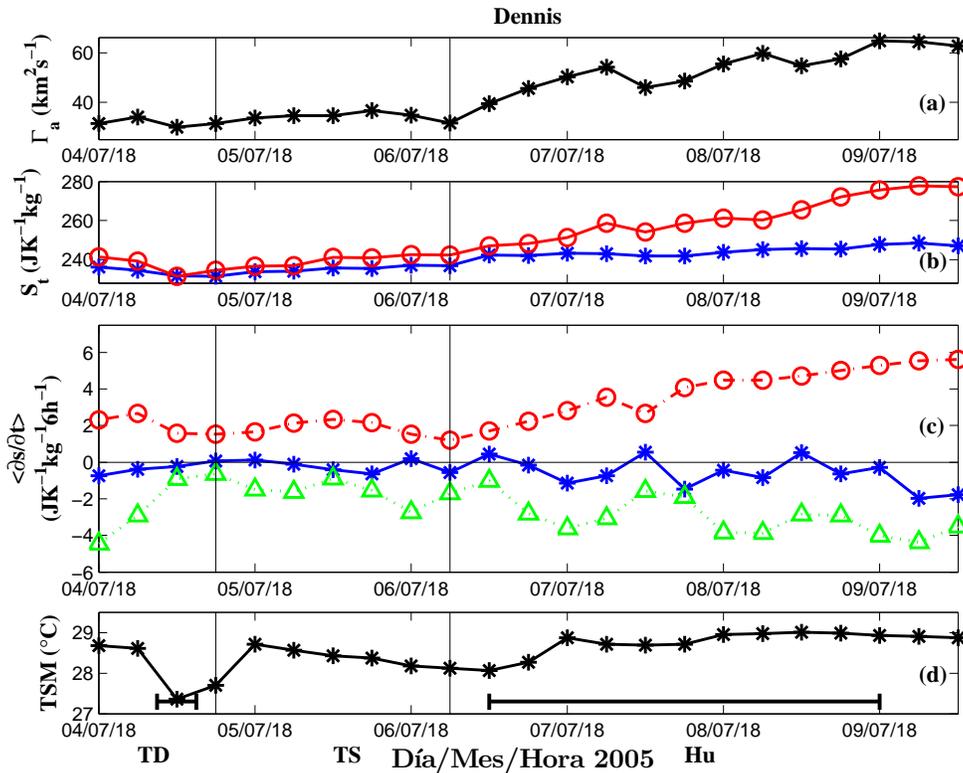


Figura 4.28: Igual que la Fig. 4.16, pero esta vez utilizando un área de estudio de  $7^\circ \times 7^\circ$ .

de entropía debido a la advección vertical muestra valores negativos que cambian a valores positivos una vez que se establece el decaimiento.

En resumen, las dos figuras analizadas muestran los mismos resultados obtenidos anteriormente al utilizar un área de estudio de  $4^\circ \times 4^\circ$ . Esto ofrece una mayor confianza en los resultados de este trabajo y demuestra que no estuvieron influenciados por la elección del tamaño del área de estudio.

### 4.3. Distribución de frecuencia

Varios parámetros físicos obtenidos a partir de pronósticos de modelos numéricos se utilizan para indicar la formación de ciclones tropicales. En este trabajo se analizan varios parámetros obtenidos de los casos estudiados para determinar magnitudes umbrales con las que se pueda identificar cuando puede formarse un ciclón tropical en el modelo GFS y cuando puede alcanzar algunas de las etapas de mayor desarrollo. Para esto, se calcularon histogramas de la circulación absoluta a

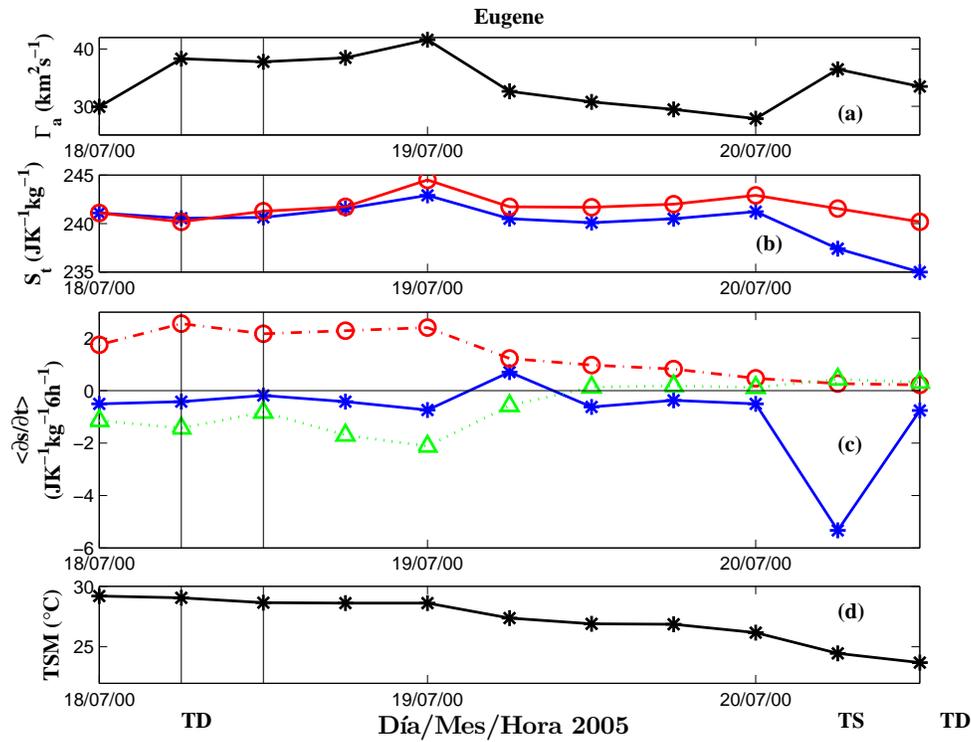


Figura 4.29: Igual que la Fig. 4.19, pero esta vez utilizando un área de estudio de  $7^{\circ} \times 7^{\circ}$ .

850 hPa, del flujo horizontal de masa en la capa 1000-900 hPa, de la cizalladura del viento relativo a la tormenta en la capa 850-200 hPa, del flujo de entropía en superficie promediado en toda la tropósfera y de la diferencia de entropía entre el centro de la tormenta y su periferia, promediada en la capa 700-500 hPa, como una forma de valorar la característica de núcleo caliente de un ciclón. Los histogramas se determinaron para cada etapa de desarrollo de un ciclón tropical (depresión tropical, tormenta tropical y huracán) y solo para los tiempos durante el periodo de intensificación.

El análisis de la circulación absoluta en 850 hPa muestra que los ciclones tropicales nunca presentan valores menores que  $15 \text{ km}^2 \text{ s}^{-1}$  (Fig. 4.30). Además, la circulación aumenta a medida que el sistema se intensifica. La etapa de tormenta tropical muestra valores ( $>25 \text{ km}^2 \text{ s}^{-1}$ ) que no se observan en la etapa anterior de desarrollo. Solo en la etapa de huracán, la circulación llega a ser mayor que  $40 \text{ km}^2 \text{ s}^{-1}$  y no se muestran valores menores que  $20 \text{ km}^2 \text{ s}^{-1}$ . La distribución de frecuencia para todos los tiempos (Fig. 4.30a) muestra una varianza grande, está sesgada hacia los valores menores de circulación y su valor más frecuente es  $21 \text{ km}^2 \text{ s}^{-1}$  (Tabla 4.1). La distribución para la etapa DT

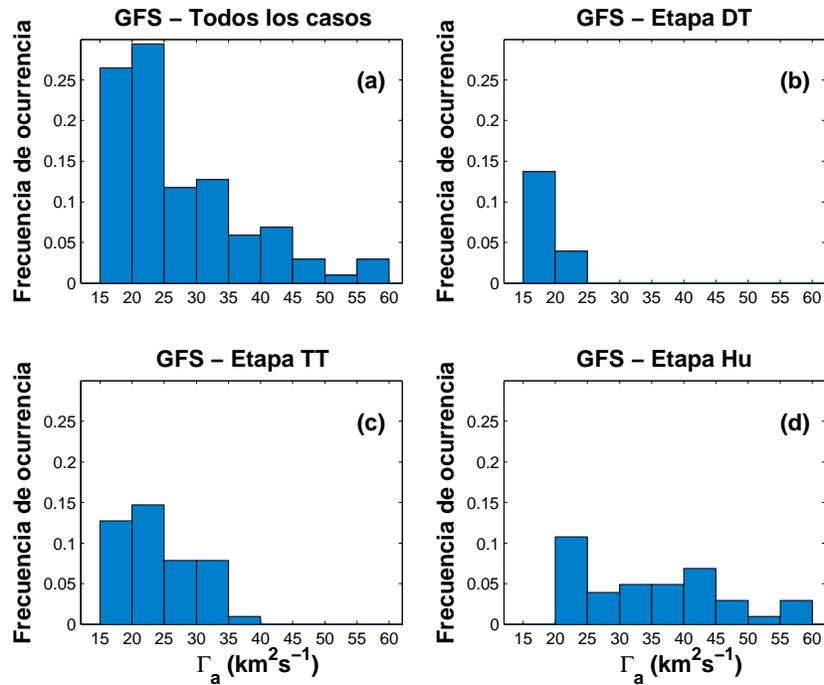


Figura 4.30: Distribución de frecuencia de la circulación absoluta a 850 hPa para (a) todos los casos analizados, (b) los tiempos pertenecientes a la etapa de depresión tropical (DT), (c) tormenta tropical (TT) y (d) huracán (Hu).

muestra poca varianza y sesgo ya que pertenece a un rango estrecho de la distribución total ubicada en la zona de mayor número de datos. Sin embargo, a medida que los sistemas se intensifican, la distribución de la circulación absoluta a 850 hPa muestra una mayor varianza, un menor sesgo y aumenta en magnitud su valor más frecuente.

En virtualmente todos los casos se observa convergencia de masa en la capa 1000-900 hPa cuando se analizan los ciclones simulados por el modelo GFS. Dicha convergencia de masa aumenta a medida que los ciclones se intensifican (Fig. 4.31). La distribución total muestra una gran varianza

Tabla 4.1: Valores de desviación estandar (sdev), moda y sesgo para las distribuciones de circulación absoluta en 850 hPa mostradas en la Fig. 4.30.

$\Gamma_a (km^2 s^{-1})$	Todos los casos	DT	TT	Hu
sdev ( $km^2 s^{-1}$ )	10	2.6	5.4	10.8
moda ( $km^2 s^{-1}$ )	21	17	20	21
sesgo	1.1	0.8	0.4	0.3

Tabla 4.2: Valores de desviación estandar (sdev), moda y sesgo para las distribuciones de flujo horizontal de masa promediado en la capa 1000-900 hPa mostradas en la Fig. 4.31.

$\Delta(km^2s^{-1})$	Todos los casos	DT	TT	Hu
sdev ( $km^2s^{-1}$ )	2.6	1.2	1.4	2.8
moda ( $km^2s^{-1}$ )	-1	-2	-1	-7
sesgo	-1.1	-0.8	-0.2	-0.2

Tabla 4.3: Valores de desviación estandar (sdev), moda y sesgo para las distribuciones del flujo de entropía en superficie mostradas en la Fig. 4.32.

$F_{es}(JK^{-1}kg^{-1}6h^{-1})$	Todos los casos	DT	TT	Hu
sdev ( $JK^{-1}kg^{-1}6h^{-1}$ )	1.6	0.6	0.8	1.7
moda ( $JK^{-1}kg^{-1}6h^{-1}$ )	2	1	2	3
sesgo	1.2	0.3	0	0.6

y está sesgada hacia los valores menos negativos (Tabla 4.2). Las etapas de DT y TT presentan distribuciones de menor varianza con valores entre 0 y  $-6 km^2s^{-1}$  que pertenecen al rango de mayor número de datos de la distribución total. En la etapa de huracán se observan valores menores que  $-6 km^2s^{-1}$  en una distribución mucho más ancha y con mayor varianza que DT y TT. Al igual que el análisis de la circulación, las distribuciones del flujo horizontal de masa se vuelven más anchas, menos sesgadas y aumenta en magnitud su valor más frecuente con la intensificación.

El flujo de entropía en superficie promediado en toda la tropósfera muestra un aumento con la intensificación (Fig. 4.32). Valores mayores que  $2 JK^{-1}kg^{-1}6h^{-1}$  se presentan en la etapa de tormenta tropical y no son observados en la etapa anterior. En la etapa de huracán los sistemas alcanzan valores mayores que  $4 JK^{-1}kg^{-1}6h^{-1}$  que no se muestran en las etapas de menos desarrollo. La distribución del flujo de entropía se vuelve más ancha con la intensificación y aumenta su valor más frecuente (Tabla 4.3). El sesgo disminuye en la distribución TT con respecto a la distribución para los tiempos DT, aunque la distribución de los tiempos Hu presenta el mayor sesgo entre ellas.

El proceso de intensificación va acompañado de un calentamiento y humedecimiento del núcleo de los ciclones en la capa 700-500 hPa (Fig. 4.33), que es mayor a medida que se alcanza un

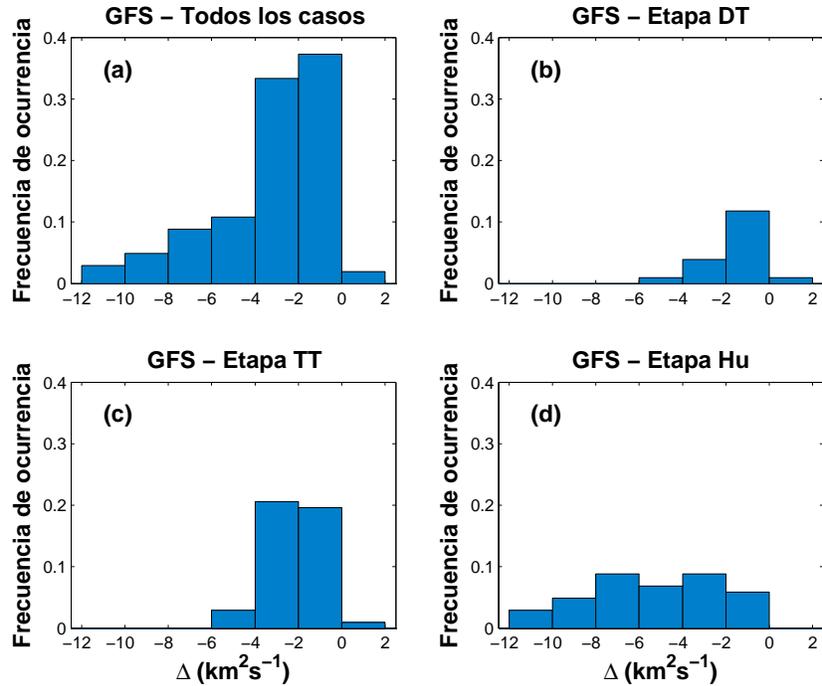


Figura 4.31: Distribución de frecuencia del flujo horizontal de masa ( $\Delta$ ) promediado en la capa 1000-900 hPa para las mismas etapas analizadas en la Fig. 4.30.

Tabla 4.4: Valores de desviación estandar (sdev), moda y sesgo para las distribuciones de la diferencia de entropía entre el centro de la tormenta y su periferia, promediada en la capa 700-500 hPa mostradas en la Fig. 4.33.

$\Delta s \Big _{700hPa}^{500hPa} (JK^{-1}kg^{-1})$	Todos los casos	DT	TT	Hu
sdev ( $JK^{-1}kg^{-1}$ )	10.3	3.7	7.0	11.4
moda ( $JK^{-1}kg^{-1}$ )	4	3	4	9
sesgo	1.0	0.5	0.4	0.3

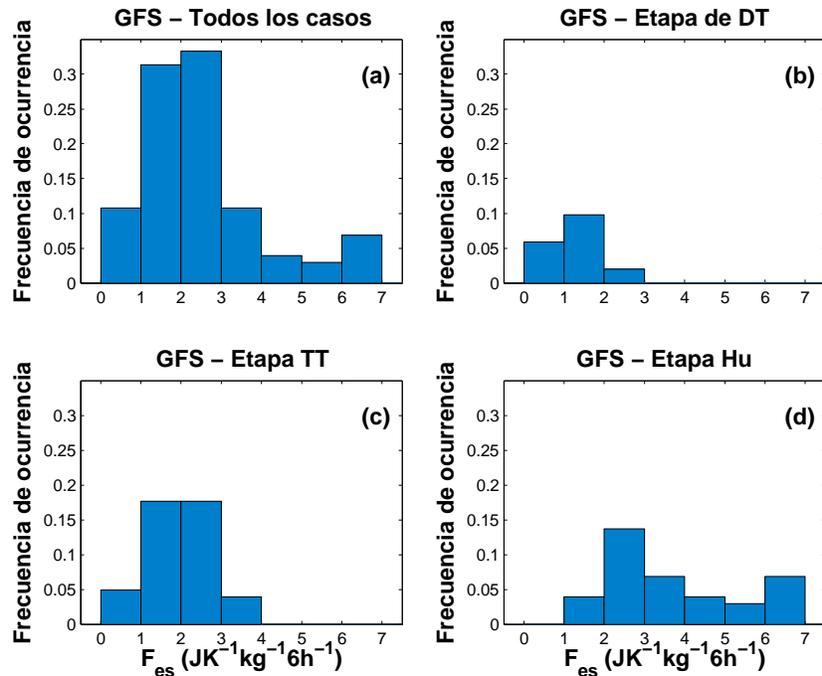


Figura 4.32: Distribución de frecuencia del flujo de entropía en superficie ( $F_{es}$ ) para las mismas etapas analizadas en la Fig. 4.30.

estado más desarrollado. Los tiempos que muestran un núcleo con menor entropía que sus alrededores disminuyen a medida que los sistemas se intensifican. Esta característica quizás se deba a la inclinación del centro del ciclón con la altura quedando desplazado del centro en superficie. En la etapa de huracán se observan diferencias de más de  $20 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$  entre el centro y su periferia, que en general no se muestran en las otras etapas. La distribución total muestra una gran varianza y se encuentra sesgada hacia los valores de menor diferencia de entropía (Tabla 4.4). La distribución en la etapa DT es estrecha y tiene poco sesgo pero se vuelve más ancha y menos sesgada aún con la intensificación, aumentando considerablemente su valor más frecuente.

La cizalladura del viento relativo a la tormenta, en la capa 850-200 hPa, muestra distribuciones muy similares en las etapas de desarrollo DT, TT y Hu. Todas las distribuciones muestran valores menores que  $|10| \text{ ms}^{-1}$ ; pero en general, hay una mayor frecuencia de ocurrencia de valores menores que  $|8| \text{ ms}^{-1}$  (Fig. 4.34).

En resumen, las distribuciones totales de frecuencia de la circulación absoluta a 850 hPa, el flujo horizontal de masa promediado en la capa 1000-900 hPa, el flujo de entropía en superficie

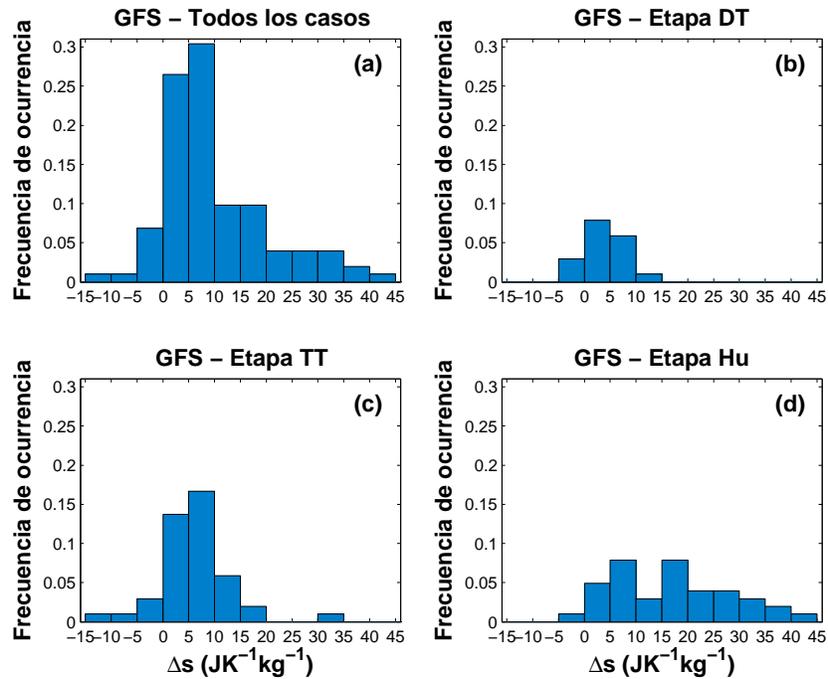


Figura 4.33: Distribución de frecuencia de la diferencia de entropía entre el centro de la tormenta y su periferia, promediada en la capa 700-500 hPa para las mismas etapas analizadas en la Fig. 4.30.

promediado en toda la tropósfera y la diferencia de entropía entre el centro del ciclón y su periferia, promediada en la capa 700-500 hPa muestran una gran varianza y se encuentran sesgadas hacia la región de valores más bajos en magnitud. En la etapa de DT las distribuciones son estrechas y presentan sesgo ya que pertenecen a un rango estrecho de la distribución total ubicada en la zona de mayor número de datos. Sin embargo, a medida que los sistemas se intensifican las distribuciones se vuelven más anchas (mayor varianza) y son más simétricas (muestran menos sesgo), aumentando en magnitud su valor más frecuente (moda). Por otro lado, la cizalladura del viento relativo al ciclón en la capa 850-200 hPa muestra distribuciones muy similares en las etapas de DT, TT y Hu.

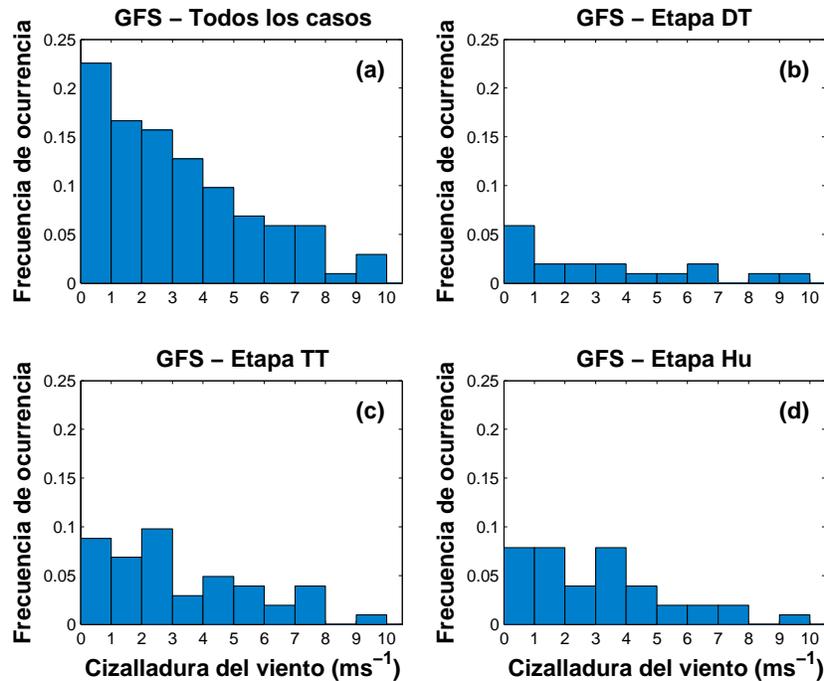


Figura 4.34: Distribución de frecuencia de la cizalladura del viento relativo a la tormenta, en la capa 850-200 hPa para las mismas etapas analizadas en la Fig. 4.30.

## 4.4. Comparación con observaciones

### 4.4.1. Experimento TEXMEX 1991

En el verano de 1991 se desarrolló el experimento TEXMEX (Tropical EXperiment in MEXico) en el Pacífico Oriental con el objetivo de estudiar el proceso de ciclogénesis de ondas tropicales en esa región. Dos aviones de investigación fueron utilizados en el proyecto, los cuales realizaron mediciones in situ y de radar dentro de cuatro ondas tropicales que luego evolucionaron en los ciclones Enrique, Fefa, Guillermo e Hilda. Los tres primeros sistemas fueron analizados por Raymond et al. (1998), quienes obtuvieron perfiles verticales de circulación absoluta y de flujos horizontales y verticales de masa, a partir de datos de radar. El caso del huracán Guillermo tiene particular importancia ya que fue observado en diferentes momentos de su desarrollo como onda tropical y como tormenta tropical, justo antes de alcanzar la categoría de huracán. Debido a esto, representa un excelente caso de estudio para analizar la distribución vertical de las variables mencionadas durante el proceso de intensificación de un ciclón tropical. En las Figs. 4.35 y 4.36

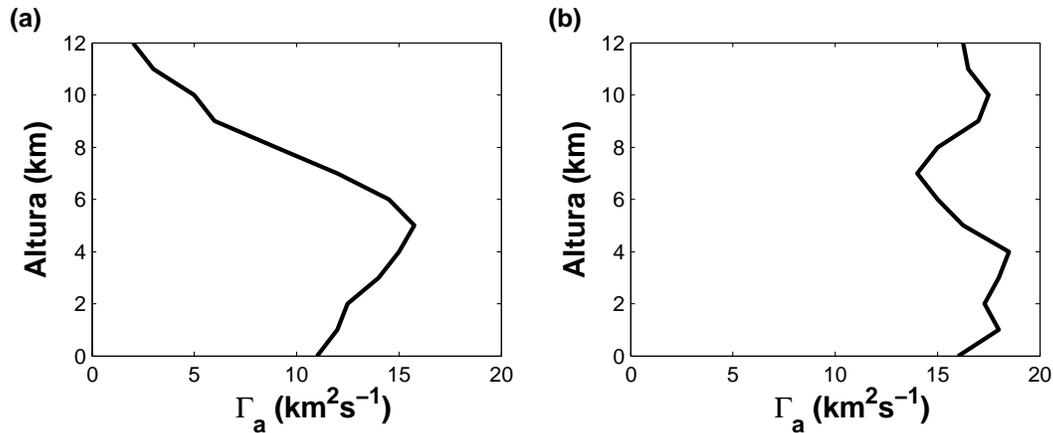


Figura 4.35: Distribución vertical de la circulación absoluta alrededor del huracán Guillermo en las etapas de (a) onda tropical y (b) tormenta tropical durante su intensificación. Reproducido a partir de Raymond et al. (1998).

se reproducen los perfiles verticales de la circulación absoluta y los flujos horizontales y verticales de masa obtenidos por Raymond et al. (1998) para el huracán Guillermo durante dos periodos observacionales en la fase de onda tropical y tormenta tropical.

Es necesario señalar la importancia de estos proyectos para recopilar observaciones durante el proceso de ciclogénesis e intensificación de ciclones tropicales en regiones donde existen pocas observaciones de la estructura tridimensional del océano y la atmósfera. Estudios de este tipo son escasos en general en todas las cuencas ciclogénéticas; pero en especial, lo son en la región del Pacífico Oriental, a pesar de presentar la tasa más alta de formación de estos sistemas tropicales por unidad de área en el mundo. Estos proyectos representan una oportunidad única para estudiar los procesos físicos que favorecen la formación e intensificación de los ciclones tropicales.

Según las observaciones del huracán Guillermo, en la etapa de onda tropical el perfil vertical de la circulación absoluta muestra valores que aumentan desde superficie hasta un máximo cerca de 4-5 km de altura, y a partir de aquí disminuye hasta mostrar valores cercanos a 0 alrededor de los 12 km (Fig. 4.35a). Convergencia de masa se observa en la capa de 0-7 km con un máximo en superficie (Fig. 4.36a). El flujo vertical de masa muestra movimientos ascendentes desde los niveles bajos con un máximo entre 6 y 8 km, indicando una fuerte actividad convectiva. La intensificación a tormenta tropical se ve reflejada por un incremento de la circulación absoluta en todos los niveles,

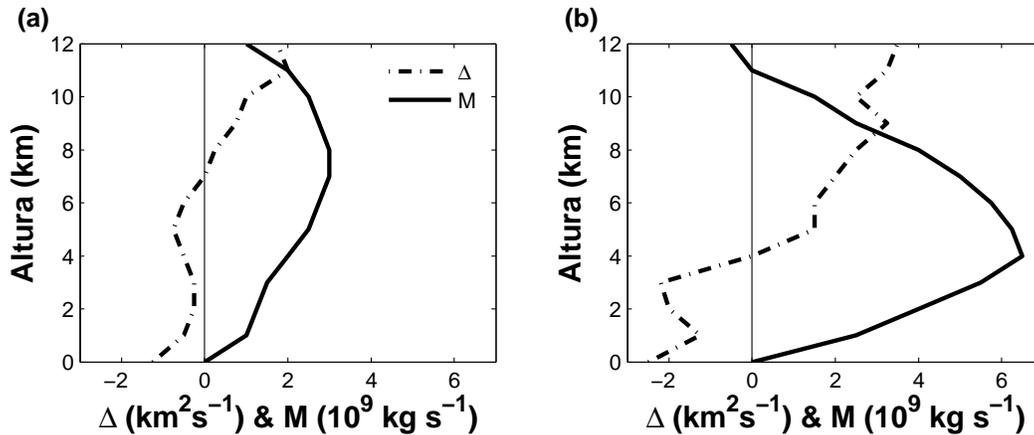


Figura 4.36: Distribución vertical del flujo horizontal ( $\Delta$ , línea discontinua) y vertical ( $M$ , línea continua) de masa para el huracán Guillermo en las etapas de (a) onda tropical y (b) tormenta tropical durante su intensificación. Reproducido a partir de Raymond et al. (1998).

mostrando una distribución casi uniforme en toda la tropósfera (Fig. 4.35b). La convergencia de masa se distribuye en una capa menos profunda ( $\sim 4\text{km}$ ) y aumenta considerablemente en superficie. El flujo vertical de masa también aumenta y su máximo se localiza a una altura menor (Fig. 4.36b).

A partir de los resultados presentados en la sección 4.1 puede hacerse una comparación cualitativa de cómo el modelo GFS reproduce el proceso de intensificación en un ciclón tropical en términos de los perfiles verticales de la circulación absoluta y los flujos horizontales y verticales de masa. La intensificación en el modelo GFS va acompañada de un aumento de la circulación absoluta en todos los niveles, un aumento de la convergencia de masa en los niveles bajos, principalmente en superficie, y su distribución, así como el máximo del flujo vertical de masa, en una capa menos profunda. Esto está en concordancia con lo observado en el huracán Guillermo durante su evolución a tormenta tropical, por lo que el modelo GFS representa adecuadamente estas características durante la intensificación.

### 4.4.2. Experimento IFEX 2005

El experimento IFEX (Intensity Forecasting Experiment) (Rogers et al. 2006) es un programa de varios años de la NOAA cuyo principal objetivo es mejorar los pronósticos de intensidad en los ciclones tropicales. Como parte de IFEX se llevó a cabo una campaña en los meses de junio y julio de 2005 sobre la región más al Este del Pacífico Oriental donde varios aviones realizaron mediciones dentro de perturbaciones tropicales para entender cómo éstas se convierten en depresión tropical con una circulación cerrada en superficie. Durante estos meses hubo pocos casos en el área de estudio en el Pacífico Oriental pero hubo una intensa actividad ciclónica en la cuenca Atlántica. Debido a esto, se realizaron mediciones dentro de varios ciclones tropicales que se desarrollaron en el Atlántico y el Caribe, incluyendo al huracán Dennis en los días del 5 al 10 de julio de 2005. A partir de sondas lanzadas desde aviones, se obtuvieron las distribuciones verticales de la circulación absoluta y el flujo horizontal de masa en Dennis y se compararon con valores calculados con datos de pronóstico del modelo GFS<sup>1</sup>. Los días 5 y 10 de julio solo muestran observaciones hasta el nivel de 600 hPa, ya que en esos días las sondas fueron lanzadas desde aviones P3 que vuelan aproximadamente a esa altura. Los demás días las sondas fueron lanzadas desde el avión G-IV de NOAA, que vuela a una altura mucho mayor. En la Tabla 4.5 se describe la localización y el tamaño del área utilizada para los cálculos en las observaciones y en el modelo, así como la hora promedio usada para la comparación.

El modelo GFS predice muy bien la circulación absoluta en Dennis durante su paso por la región del Caribe (Figs. 4.37a-d). Los dos últimos días, cuando se encuentra en el Golfo de México y llegando a las costas de los Estados Unidos, la comparación no es tan buena (Figs. 4.37e y f). Esto quizás se deba a diferencias en el área utilizada para calcular la circulación en las observaciones y el modelo, o a que el modelo no reprodujo muy bien la interacción de Dennis con tierra. La poca concordancia con las observaciones en estos dos días implica una sobrestimación de la circulación

---

<sup>1</sup>Los datos de circulación absoluta y flujo horizontal de masa calculados a partir de las sondas, fueron gentilmente proporcionados por Jorge Cisneros de New Mexico Tech. Datos insitu, de sondas y de radar durante el proyecto IFEX están disponibles en el sitio web <http://merlin.nmt.edu/projects/ifex/>, mantenido por el grupo del Dr. Raymond en New Mexico Tech, Socorro, EUA.

Tabla 4.5: Descripción del área y la hora utilizada para la comparación de los perfiles verticales de circulación absoluta y flujo horizontal de masa entre las observaciones de IFEX y el modelo GFS.

Días	Observaciones			Modelo GFS		
	Localización	Área	Hora	Localización	Área	Hora
5 de julio	13.9°N-68.1°W	3.4° x 3.1°	18UTC	14.0°N-68.0°W	4° x 4°	18UTC
6 de julio	16.8°N-73.0°W	7.4° x 6.0°	20UTC	16.0°N-73.0°W	6° x 6°	18UTC
7 de julio	19.5°N-78.5°W	6° x 6°	20UTC	19.0°N-78.0°W	6° x 6°	18UTC
8 de julio	22.5°N-82.5°W	6° x 6°	20UTC	22.0°N-82.0°W	6° x 6°	18UTC
9 de julio	25.5°N-85.0°W	6° x 6°	08UTC	25.0°N-85.0°W	6° x 6°	06UTC
10 de julio	29.8°N-87.0°W	1° x 2°	20UTC	30.0°N-87.0°W	2° x 2°	18UTC

en toda la tropósfera por parte del modelo GFS. Por otro lado, la comparación del flujo horizontal de masa no es tan buena como la circulación. Los días del 5 al 8 de julio el modelo reproduce bastante bien el comportamiento observado en la altura, mostrando convergencia de masa en los niveles medios y bajos, y divergencia de masa en los niveles altos (Figs. 4.38a-d). Sin embargo, el flujo es subestimado en magnitud. El día 9 de julio el modelo no reproduce el perfil vertical observado y muestra grandes diferencias en magnitud en los niveles medios (Fig. 4.38e); y el día 10 el modelo sobrestima el perfil en magnitud (Fig. 4.38f). Es importante destacar que el perfil vertical del flujo de masa observado es fuertemente influenciado por el ciclo diario y otros efectos aleatorios, lo cual resulta que sea muy difícil comparar con simulaciones numéricas.

La evolución de la circulación absoluta y el flujo horizontal de masa en Dennis muestra concordancia con las distribuciones verticales observadas en TEXMEX durante la evolución del huracán Guillermo. Los puntos importantes a destacar son que tanto en Dennis como en Guillermo el proceso de intensificación está caracterizado por el aumento de la circulación en todos los niveles (Dennis muestra los valores más altos en la etapa de huracán los días 7 y 8 de julio). Además, el perfil del flujo horizontal de masa muestra convergencia en los niveles bajos y medios de la atmósfera, que aumenta considerablemente en superficie y se distribuye en una capa menos profunda con la intensificación. Estas características son reproducidas bastante bien por el modelo GFS de manera cualitativa. Sin embargo, un mayor número de casos observacionales es necesario para determinar

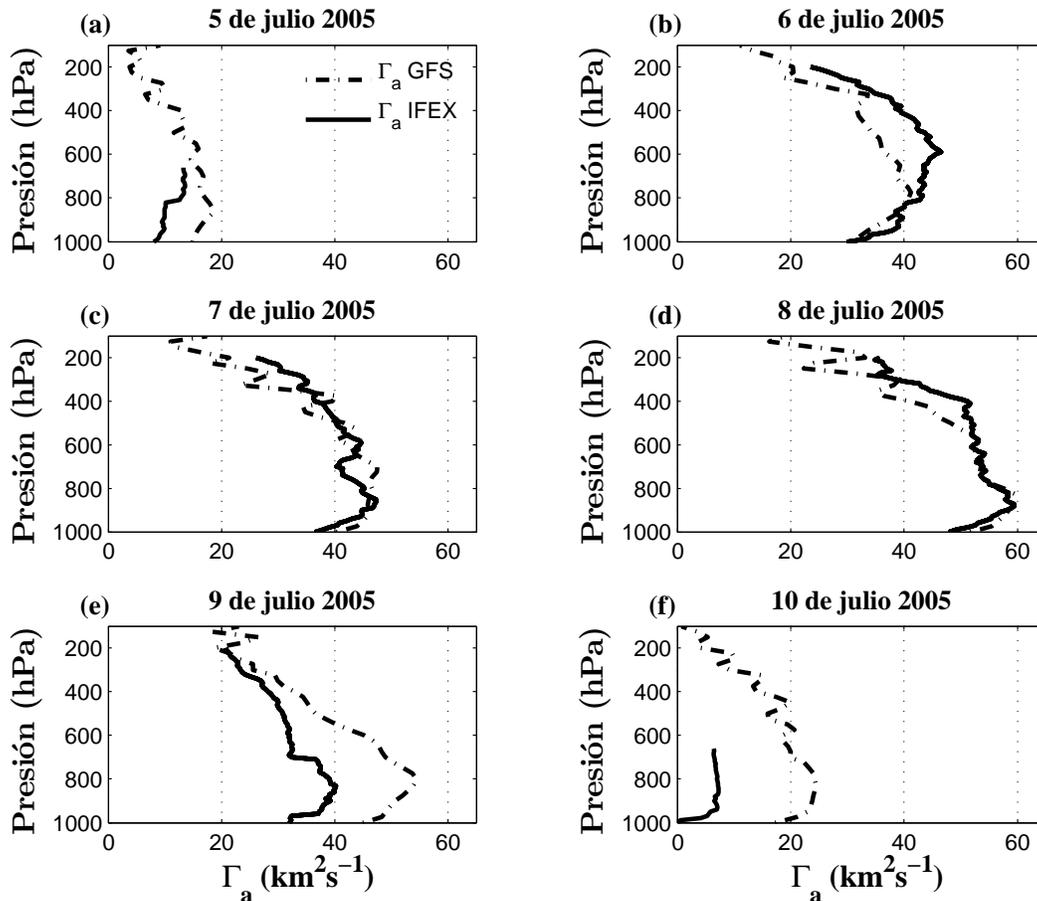


Figura 4.37: Distribución vertical de la circulación absoluta alrededor de Dennis en los días del 5 al 10 de julio de 2005, calculada a partir de observaciones y del modelo GFS.

cuantitativamente la habilidad del modelo en este sentido.

#### 4.4.3. Relación entre la precipitación y la humedad del ambiente

Varios estudios observacionales y numéricos han mostrado una estrecha relación entre la cantidad de humedad en la atmósfera con el desarrollo de convección profunda y la ocurrencia de precipitación (Mapes & Zuidema, 1996; Brown & Zhang, 1997; Derbyshire et al., 2004; Raymond & Zeng, 2005; Zuidema et al., 2006). Por esto, resulta importante conocer la relación entre la precipitación y la humedad del ambiente, y su estructura vertical, para poder pronosticar acertadamente el desarrollo de convección profunda y la ocurrencia de precipitación.

Bretherton et al. (2004) utilizaron cuatro años de datos de satélite del sensor SSM/I (Special

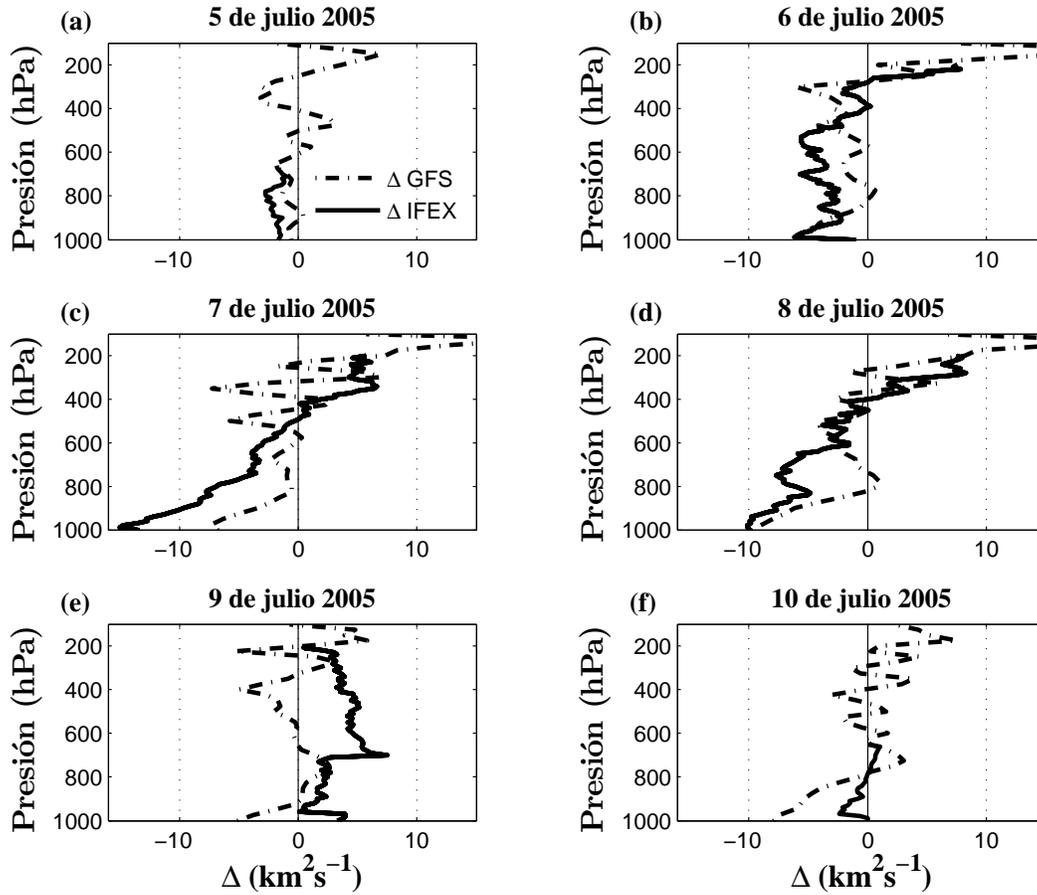


Figura 4.38: Distribución vertical del flujo horizontal de masa en Dennis en los días del 5 al 10 de julio de 2005, calculada a partir de observaciones y del modelo GFS.

Sensor Microwave Imager) para analizar esta dependencia en las regiones del Océano Índico, Pacífico y Atlántico en la franja entre  $20^{\circ}\text{S}$  y  $20^{\circ}\text{N}$ , donde encontraron la siguiente relación entre la tasa de precipitación [ $P_r$ (mm/día)] y la fracción de saturación ( $S_f$ ) de la atmósfera:

$$P_r = \exp[A_1(S_f - S_1)] \quad (4.1)$$

Esta relación se cumple no solo para la escala estacional, sino también para escalas de tiempo diarias. En el caso en que se analizaron promedios mensuales, las constantes en (4.1) toman los valores  $A_1 = 11.4$  y  $S_1 = 0.522$ . Cuando se analizaron promedios diarios, la relación (4.1) mantiene su forma, pero esta vez se toma  $A_1 = 15.6$  y  $S_1 = 0.603$ . Según este estudio, prácticamente toda la precipitación ocurre para fracciones de saturación entre 0.6 y 0.85, con casi ningún caso observado

para fracciones de saturación mayor que 0.85.

Raymond et al. (2007) obtuvieron una relación teórica entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación, la cual se ajusta bien a los resultados del modelo de ensemble de cúmulo de Raymond & Zeng (2005). Esta relación tiene la forma:

$$P_r = P_{ro} \frac{S_c - S_{fo}}{S_c - S_f} \quad (4.2)$$

donde  $P_r$  y  $S_f$  son la tasa de precipitación (mm/día) y la fracción de saturación,  $S_c = 0.87$  es una fracción de saturación crítica, que se corresponde con el valor para el cual  $P_r$  tiende asintóticamente al infinito.  $P_{ro}$  y  $S_{fo}$  son constantes de referencia para la tasa de precipitación y la fracción de saturación, que toman los valores  $P_{ro} = 4\text{mm/día}$  y  $S_{fo} = 0.81$ . El valor de  $P_{ro}$  es aproximadamente el valor de la tasa de precipitación que ocurre en el equilibrio radiativo-convectivo.

Teniendo en cuenta estos aspectos, se analizó la dependencia entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación en el modelo GFS para varias regiones tropicales oceánicas del Pacífico Oriental y el Caribe dentro del rango 0 y 22°N, así como para los ciclones tropicales analizados. Valores promedios diarios de precipitación y fracción de saturación se calcularon para cada punto en el área de 4° x 4° alrededor de los sistemas tropicales y para cada punto en las áreas indicadas en la Fig. 4.39. Seguidamente, se agruparon los datos en intervalos de fracción de saturación de 0.02 y se calculó la tasa de precipitación y la fracción de saturación promedio en cada uno de estos intervalos. Los ciclones tropicales fueron analizados durante todos los tiempos de su ciclo de vida y las áreas oceánicas fueron analizadas para el periodo que abarcan las salidas de pronóstico del GFS (del 15 de junio al 31 de julio de 2005). Los datos del modelo se compararon con la relación (4.1), obtenida a partir de observaciones, y con la relación teórica (4.2). Se utilizó la relación (4.1) para el caso de los promedios diarios ( $A_1 = 15.6$  y  $S_1 = 0.603$ ).

La fracción de saturación se calculó por la siguiente relación:

$$S_f = \frac{\int_{100}^{1000} q_v dp}{\int_{100}^{1000} q_{vs} dp} \quad (4.3)$$

donde  $q_v$  y  $q_{vs}$  son la razón de mezcla y la razón de mezcla saturada del vapor de agua.

Las Figs. 4.40a,b muestran el comportamiento de la tasa de precipitación con la fracción de saturación en el modelo GFS para las tormentas tropicales Beatriz y Eugene, y para el área 3 en el Pacífico Oriental, respectivamente, los cuales se comparan con las curvas (4.1) y (4.2). El modelo GFS presenta una buena concordancia en ambas Figs., mostrando un comportamiento de la precipitación similar al observado por Bretherton et al. (2004) y a la curva teórica de Raymond et al. (2007). La correlación es mejor con las observaciones, donde prácticamente toda la precipitación ocurre en el rango entre 0.7 y 0.9, y casi ninguna por encima de 0.85. La ecuación (4.1) fue obtenida empíricamente y depende del tipo de datos usados para su derivación. Sin embargo, la naturaleza robusta de esta relación es reafirmada por la Fig. 2 de Raymond et al. (2007) y reproducida en la Fig. 4.41. Un comportamiento similar entre la precipitación y la fracción de saturación se observa en la figura, obtenida a partir de sondeos y sondas lanzadas durante los experimentos EPIC2001 (East Pacific Investigations of Climate, Raymond et al., 2004; Bretherton et al., 2004) y ECAC (Experimento Climático en las Albercas de Agua Caliente de las Américas) (Magaña & Caetano 2005), en regiones de temperaturas superficiales del mar cálidas, apoyando la utilización de una relación similar a (4.1) como una restricción a la manera en que es parametrizada la convección profunda en los modelos numéricos.

La Fig. 4.42 presenta los resultados correspondientes a los huracanes Dennis, Emily y Cindy, y a las áreas 1 y 2 de la Fig. 4.39. Los huracanes simulados muestran valores de precipitación mayores que los observados en las tormentas tropicales Beatriz y Eugene, los cuales se distribuyen en el rango de fracción de saturación entre 0.6 y 0.95 (Fig. 4.42a). En general, los huracanes Dennis y Emily muestran una buena concordancia con (4.1), excepto en el rango de valores de fracción de saturación mayores que 0.95, para el caso de Dennis. Cindy no muestra una buena concordancia con ninguna de las curvas analizadas (4.1 y 4.2), y las mayores diferencias se observan en el rango entre

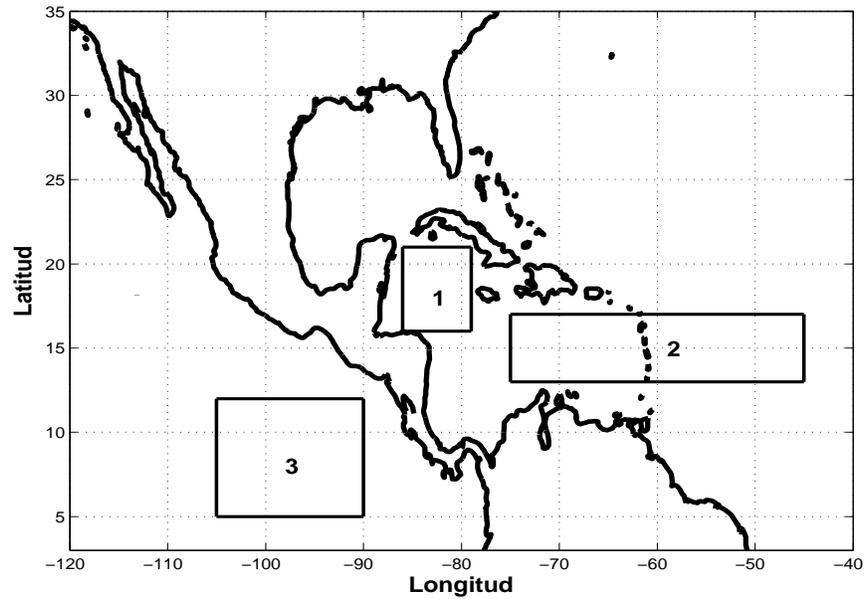


Figura 4.39: Áreas en el Caribe (1 y 2) y en el Pacífico Oriental (3) donde se analizó la dependencia entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación en el modelo GFS.

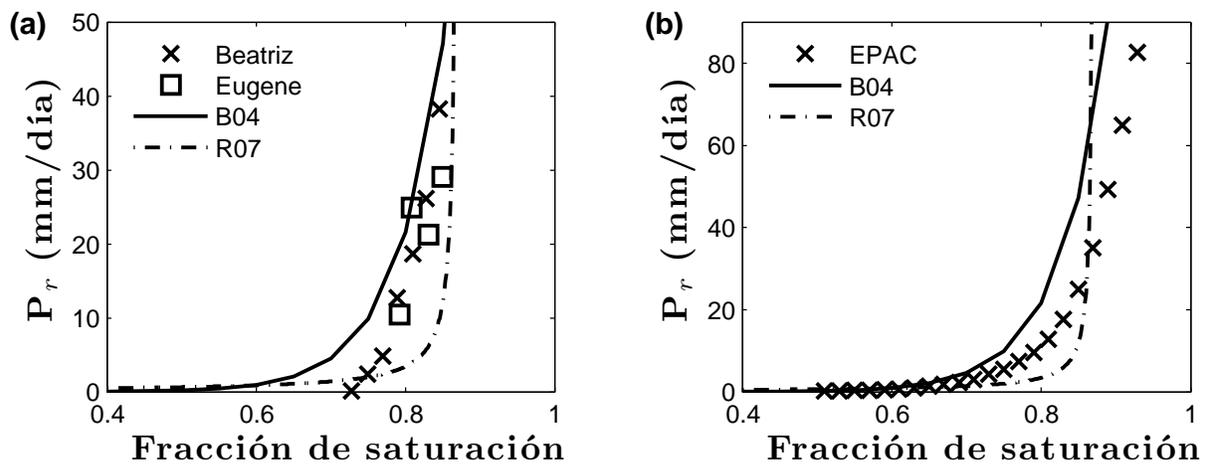


Figura 4.40: Relación entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación para (a) las tormentas tropicales Beatriz y Eugene y (b) el área 3 en el Pacífico Oriental. Ambos paneles también muestran el comportamiento de las ecuaciones 4.1 (B04) y 4.2 (R07).

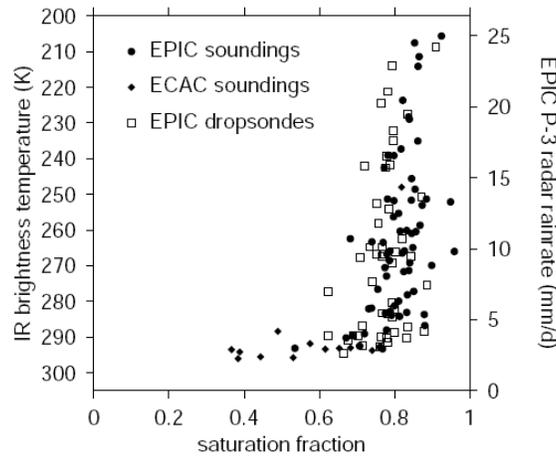


Figura 4.41: Fig. 2 de Raymond et al. (2007) que muestra la relación entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación a partir de sondeos y sondas lanzadas durante el experimento EPIC2001 y sondeos lanzados en el experimento ECAC.

0.65 y 0.8. Estas discrepancias en el caso de los huracanes pueden estar dadas por la interacción con tierra de estos sistemas durante su evolución, siendo Cindy el ciclón que más fue afectado por esto. Por otro lado, cuando se analizan las áreas 1 y 2 en el Caribe, se observa que éstas presentan una excelente concordancia con la curva (4.1), obtenida por Bretherton et al. (2004) (Figs. 4.42b y c).

En resumen, el modelo GFS reproduce bien el comportamiento observado entre la tasa de precipitación diaria y la fracción de saturación de la atmósfera en cada punto de malla de las regiones oceánicas y de las áreas de estudio en los ciclones tropicales analizados. Sin embargo, es necesario analizar un mayor número de casos de ciclones tropicales para obtener una mayor confianza en los resultados con respecto a estos sistemas. En general, la precipitación en el modelo GFS solo se observa en el rango de fracción de saturación entre 0.6 y 0.85, mostrando muy pocos valores para fracciones de saturación mayores que 0.85, lo cual concuerda con lo observado. Los ciclones tropicales muestran mayor precipitación que las áreas oceánicas comparadas, siendo mayor en el caso de los huracanes. Además, los ciclones tropicales muestran valores de fracción de saturación que no se observan en estas áreas oceánicas. Los resultados presentados parecen indicar que la parametrización de cúmulo en el modelo utiliza una relación del tipo (4.1) para representar la rela-

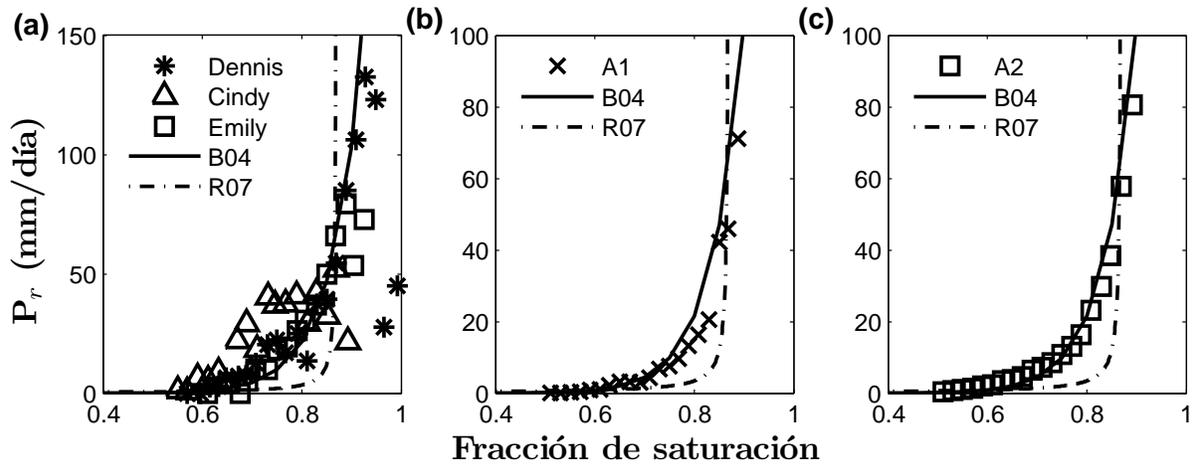


Figura 4.42: Relación entre la tasa de precipitación y la fracción de saturación para (a) los huracanes Dennis, Cindy y Emily, (b) el área 1 de la Fig. 4.39 y (c) el área 2 de la Fig. 4.39. También se muestra el comportamiento de las ecuaciones 4.1 (B04) y 4.2 (R07).

ción entre la precipitación y el contenido de humedad en la atmósfera de los océanos tropicales, lo cual representa un paso de avance importante en el objetivo de simular la convección profunda y la precipitación de gran escala en los trópicos.

# Capítulo 5

## Conclusiones

Pronósticos del modelo GFS fueron utilizados en este estudio para investigar el proceso de intensificación de los ciclones tropicales simulados. En particular, se analizaron diferentes mecanismos atmosféricos que favorecen la intensificación de los ciclones tropicales a huracanes y aquellos responsables por el decaimiento, basados en las ecuaciones de balance de vorticidad y entropía. El estudio corroboró la fuerte influencia de los flujos de entropía en la superficie del mar y de la ventilación del aire que rodea al ciclón en la intensificación. Se obtuvieron relaciones para determinar cuantitativamente estos factores.

El análisis del balance de vorticidad muestra que la convergencia de vorticidad absoluta favorece la intensificación mientras que la fricción y la advección vertical de momento favorecen el decaimiento de los ciclones tropicales en el modelo GFS. La convergencia de vorticidad absoluta en la capa límite excede a la fricción y a la advección vertical de momento durante la intensificación y lo contrario ocurre durante el decaimiento. Sin embargo, la estimación cuantitativa de lo anterior, utilizando este método diagnóstico, es poco confiable ya que la tendencia de la circulación absoluta es un pequeño término residual en el balance de vorticidad. No obstante, esto deber ser lo que realmente ocurre.

La intensificación está acompañada por un gran incremento de la convergencia de vorticidad absoluta en los niveles bajos y medios. Esto es el resultado de una fuerte convergencia de masa y el

aumento de la vorticidad absoluta en la periferia del ciclón. La convergencia de vorticidad absoluta y el influjo horizontal de masa en el modelo se concentran en una capa menos profunda a medida que el ciclón tropical se intensifica. Como resultado, el nivel de no divergencia, donde se encuentra el máximo del flujo vertical de masa, disminuye en altura. La vorticidad absoluta en la periferia del ciclón aumenta en todos los niveles con la intensificación y su influencia en la convergencia de vorticidad absoluta es más notable en los casos de huracanes ya que llega a ser mucho mayor que el parámetro de Coriolis. Esto es algo que no se pudo verificar en los casos de ciclogénesis de ondas tropicales estudiados por Raymond et al. (1998) debido a la limitación de las observaciones y que se pudo cuantificar en este estudio. El rol favorable de la advección de momento angular en la intensificación de un sistema en desarrollo ha sido mencionado por Challa & Pfeffer (1980) y Pfeffer & Challa (1981).

Basados en estudios recientes que muestran una estrecha relación entre la precipitación y la fracción de saturación del ambiente, se analizó el balance de entropía específica húmeda para estudiar los factores que controlan la convergencia de masa, y por lo tanto, la convergencia de vorticidad. Los resultados de este análisis muestran que los dos factores ambientales que afectan el balance de entropía húmeda en el modelo son la temperatura superficial del mar, que favorece los flujos de entropía húmeda en superficie en un ambiente ciclónico donde predominan los vientos fuertes, y el perfil de viento ambiental relativo al movimiento del ciclón, el cual determina la ventilación. En resumen, los flujos de entropía húmeda en la superficie del mar y la ventilación de aire seco del ambiente son los factores que controlan la intensificación en los ciclones tropicales, lo cual concuerda con estudios anteriores. Sin embargo, hay dos puntos que merecen ser señalados:

1. Se ha documentado este comportamiento en los pronósticos del modelo global GFS, el cual es uno de los principales modelos operativos en el mundo, también usado para predecir ciclones tropicales.
2. Se presentaron relaciones para determinar cuantitativamente la influencia de estos factores, sugiriendo se extiendan estos resultados a otros modelos numéricos y a observaciones para estudiar la evolución de los ciclones tropicales.

La tendencia de entropía debido a la advección vertical de entropía también afecta el balance de entropía dentro del ciclón. Sin embargo, su influencia es posiblemente una respuesta a factores ambientales más que un factor determinante en sí. Este término es generalmente positivo cuando el ascenso se concentra en la tropósfera baja donde el gradiente vertical de entropía húmeda ambiental es negativo, mientras que la tendencia es negativa cuando el ascenso se concentra en la tropósfera superior donde el gradiente es positivo. El análisis de las Figs. 4.16 - 4.21 sugiere que la tendencia debido a la advección vertical es negativa cuando el ciclón se está intensificando, pero tiende a cero o a valores pequeños positivos algunas horas después que comienza el decaimiento. Esto sugiere que una transición de convección profunda a convección somera ocurre cuando el ciclón comienza a decaer.

La tendencia de entropía debido a la ventilación en los niveles bajos tiene una gran influencia en los ciclones que se desarrollan en el Pacífico Oriental. Valores de tendencia de entropía negativa debido a la ventilación ocurren generalmente debido a flujos del Norte-Noroeste que transportan aire hacia el sistema con valores más bajos de entropía. En los tiempos que los ciclones se mueven sobre aguas cálidas en la alberca de agua caliente del Pacífico Oriental, los flujos de entropía en superficie son elevados y la ventilación no parece afectar negativamente la intensificación. Sin embargo, cuando los ciclones se mueven sobre aguas más frías al Oeste, disminuyen los flujos de entropía en superficie y la tendencia de entropía debido a la ventilación muestra valores mucho más negativos, lo cual contribuye al decaimiento de los ciclones tropicales. Por otro lado, valores positivos de la tendencia de entropía debido a la ventilación ocurren generalmente en los niveles bajos cuando los sistemas se mueven sobre las aguas más calientes del Pacífico Oriental y los vientos relativos a éste fluyen desde el Este transportando aire con valores de entropía elevados.

El análisis de los balances de vorticidad y entropía arrojó que durante el proceso de intensificación los ciclones tropicales muestran un aumento de la circulación en todos los niveles de la atmósfera, un aumento del flujo horizontal de masa en la capa 1000-900 hPa y un aumento del flujo de entropía en superficie, promediado en la tropósfera. La cizalladura del viento en la capa 850-200 hPa es pequeña durante la intensificación y hay una gran diferencia de entropía entre el centro del

ciclón y sus alrededores. Por otro lado, el decaimiento está relacionado con una disminución de la circulación, de la convergencia de masa en la capa límite, del flujo de entropía en superficie y del núcleo caliente del ciclón en los niveles medios, así como con valores elevados de la cizalladura del viento en una capa profunda de la atmósfera. A partir del análisis de estos parámetros calculados en el modelo GFS se determinaron magnitudes umbrales con las que se puede indicar cuando se formará un ciclón tropical, cuando se intensificará en tormenta tropical o cuando es probable que alcance la etapa de huracán. Esto se resume en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1: Valores umbrales consistentes con la formación e intensificación de un ciclón tropical.

Parámetros	Formación	Categoría TT	Categorías Hu
$\Gamma_a (km^2 s^{-1})$	$> 15$	15 – 35	$> 35$
$\Delta (km^2 s^{-1})$	$< 0$	-6 – 0	$< -6$
$F_{es} (JK^{-1} kg^{-1} 6h^{-1})$	$> 0$	0 – 4	$> 4$
$ u_{850hPa} - u_{200hPa}  (ms^{-1})$	$< 8ms^{-1}$	$< 8ms^{-1}$	$< 8ms^{-1}$
$(s_{centro} - s_{periferia}) \left  \frac{500hPa}{700hPa} \right. (JK^{-1} kg^{-1})$	$> 0$	0 – 20	$> 20$

Las distribuciones totales de frecuencia de los parámetros analizados muestran una gran varianza y se encuentran sesgadas hacia la región de valores más bajos en magnitud. En la etapa de DT las distribuciones son estrechas y presentan sesgo ya que pertenecen a un rango estrecho de la distribución total ubicada en la zona de mayor número de datos. Sin embargo, a medida que los sistemas se intensifican las distribuciones se vuelven más anchas (mayor varianza) y son más simétricas (muestran menos sesgo), aumentando en magnitud su valor más frecuente (moda). Esto no se cumple para la distribución de frecuencia de la cizalladura del viento relativo al ciclón en la capa 850-200 hPa la cual muestra distribuciones muy similares en las etapas de DT, TT y Hu.

La comparación del modelo GFS con observaciones arrojó que el modelo reproduce adecuadamente ciertas características observadas durante la intensificación de un ciclón tropical:

1. Aumento de la circulación absoluta en todos los niveles.
2. Aumento de la convergencia de masa en los niveles bajos, principalmente en superficie, y su

distribución, así como el máximo del flujo vertical de masa, en una capa menos profunda.

3. Buena correspondencia al representar la dependencia de la tasa de precipitación con la fracción de saturación del ambiente sobre varias áreas oceánicas tropicales y en ciclones tropicales, indicando un buen desempeño de la parametrización de la convección en los trópicos.

Este estudio se realizó para un número reducido de casos de ciclones tropicales debido a la disponibilidad de los datos de pronóstico del modelo GFS con que se contaba. Por esto, se necesita evaluar estos resultados en un número mayor de casos para corroborar la influencia primaria del flujo de entropía en superficie y la ventilación en la intensificación. En particular, el análisis de más casos en el Pacífico Oriental mostrará con mayor claridad esta relación en una región donde están muy bien delimitadas las zonas de temperaturas superficiales del mar elevadas de las zonas con temperaturas mucho más bajas y la ventilación parece tener una gran influencia en los niveles bajos.

La consistencia de los resultados obtenidos, particularmente con respecto al flujo de entropía en superficie, la ventilación y la convergencia de masa, sugiere extender la metodología desarrollada a otros modelos numéricos y a situaciones reales para estudiar el comportamiento de los ciclones tropicales. Pronósticos del modelo GFS con una mayor resolución ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) ya están disponibles por NCEP. Además, datos de reanálisis NARR (North American Regional Reanalysis), con una resolución espacial relativamente alta de 32 km x 32 km, abarcan parte de las cuencas ciclónicas del Pacífico Este y el Caribe. Estos datos, junto a simulaciones numéricas regionales de mayor resolución, pueden ser utilizados para extender la metodología implementada y para solventar las dificultades encontradas en este trabajo, como la localización del centro del ciclón y el cálculo exacto de su velocidad de traslación que influyen notablemente en los resultados.

Uno de los aspectos que no se pudo estudiar con profundidad en este trabajo fue la influencia de los flujos de momento turbulento en la vertical durante el proceso de intensificación debido a que no conocemos su distribución en la vertical en el modelo. Conocer con exactitud este término nos permitirá entender mejor el balance de vorticidad en los ciclones tropicales y la influencia de la fricción en la intensificación. En particular, permitirá realizar una estimación cuantitativa más

exacta de la tendencia de la circulación absoluta. Estudios posteriores con simulaciones numéricas de ciclones tropicales en modelos regionales con una resolución mucho mayor pueden ayudar en este sentido si se incluye la parametrización de la distribución vertical del mezclamiento de momento turbulento y se utiliza el balance de vorticidad ya que observaciones de este término son relativamente nuevas y escasas.

Otro de los aspectos que se necesita mejorar para lograr mejores resultados del proceso de intensificación a partir del balance de entropía es obtener expresiones para cuantificar la divergencia del flujo radiativo y la generación irreversible de entropía para poder estimar todos los términos de la ecuación 3.22.

# Referencias

- Aberson, S. D.**, 2001: The Ensemble of Tropical Cyclone Track Forecasting Models in the North Atlantic Basin (1976–2000). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 1895–1904.
- Bender, M. A.**, I. Y. Ginis, Y. Kurihara, 1993: Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high resolution coupled model. *J. Geophys. Res.*, **98**, 23245–2363.
- Bister, M.**, and K. A. Emanuel, 1998. Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **50**, 233–240.
- Bjerkness, V.**, 1904: Das problem der Wettervorhersage, betrachtet vom standpunkte der mechanik und der Physik. *Meteor. Z.*, **21**, 1-7.
- Black, P. G.**, E. A. D'Asaro, W. M. Drennan, J. R. French, P. P. Niiler, T. B. Sanford, E. J. Terrill, E. J. Walsh, and J. A. Zhang, 2007: Air–Sea Exchange in Hurricanes: Synthesis of Observations from the Coupled Boundary Layer Air–Sea Transfer Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 357–374.
- 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.
- Brown, R. G.**, and C. Zhang, 1997: Variability of midtropospheric moisture and its effect on cloud-top height distribution during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2760–2774.

- Burpee, R. W., S. D. Aberson, J. L. Franklin, S. J. Lord, and R. E. Tuleya, 1996:** The Impact of Omega Dropwindsondes on Operational Hurricane Track Forecast Models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 925–933.
- Challa, M., and R. L. Pfeffer, 1980:** Effects of Eddy Fluxes of Angular Momentum on Model Hurricane Development. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1603-1618.
- Charney, J. G., R. Fjortoft, and J. Von Neumann, 1950:** Numerical integration of the barotropic vorticity equation. *Tellus*, **6**, 309-318.
- Chen, S. S., J. F. Price, W. Zhao, M. A. Donelan, E. J. Walsh, and H. L. Tolman, 2007:** The CBLAST hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere–wave–ocean models for hurricane research and prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 311–317.
- Cowan, C., P. A. Harr, and G. Elliott, 2006:** Objectively determined model-derived parameters associated with forecasts of tropical cyclone formation. *Preprints, 27th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, American Meteorological Society. 13B.3.
- DeCosmo, J., K. B. Katsaros, S. D. Smith, R. J. Anderson, W. A. Oost, K. Bumke, and H. Chardwick, 1996:** Air-sea exchange of water vapor and sensible heat: The humidity exchange over the sea (HEXOS) results. *J. Geophys. Res.*, **101** (C5), 12 001–12 016.
- DeMaria, M., M. Mainelli, L. K. Shay, J. A. Knaff, and J. Kaplan, 2005:** Further Improvements to the Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS). *Wea. Forecasting*, **20**, 531-543.
- Derbyshire, S. H., I. Beau, P. Bechtold, J.-Y. Grandpeix, J.-M. Piriou, J.-L. Redelsperger, and P. M. M. Soares, 2004:** Sensitivity of moist convection to environmental humidity. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3055-3079.
- Donelan, M. A., B. K. Haus, N. Reul, W. J. Plant, M. Stiassnie, H. C. Graber, O. B. Brown, and E. S. Saltzman, 2004:** On the Limiting Aerodynamic Roughness of the Ocean in very Strong Winds. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18306, doi:10.1029/2004GL019460.

- Edson, J.**, T. Crawford, J. Crescenti, T. Farrar, N. Frew, G. Gerbi, C. Helmis, T. Hristov, D. Khelif, A. Jessup, H. Jonsson, M. Li, L. Mahrt, W. McGillis, A. Plueddemann, L. Shen, E. Skyllingsstad, T. Stanton, P. Sullivan, J. Sun, J. Trowbridge, D. Vickers, S. Wang, Q. Wang, R. Weller, J. Wilkin, A.J. Williams, D.K.P. Yue, and C. Zappa, 2007: The Coupled Boundary Layers and Air–Sea Transfer Experiment in Low Winds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 341–356.
- Elsberry, R. L.**, K. A. Emanuel, G. Holland, H. Gerrish, M. DeMaria, C. Guard, 1992: Is there any Hope for Tropical Cyclone Intensity Prediction? A Panel Discussion. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 264-275.
- Emanuel, K. A.**, 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1062–1071.
- Emanuel, K. A.**, 1989: The Finite-Amplitude Nature of Tropical Cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3431–56.
- Emanuel, K. A.**, 1994: Atmospheric Convection. Oxford University Press, 580 pp.
- Emanuel, K. A.**, 2003: Tropical cyclones. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **31**:75–104, doi: 10.1146/annurev.earth.31.100901.141259.
- Emanuel, K. C.** DesAutels, C. Holloway, and R. Korty, 2004: Environmental Control of Tropical Cyclone Intensity. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 843-858.
- Emanuel, K.A.**, 2005: Divine Wind: The History and Science of Hurricanes. Oxford University Press. Inc., New York, NY, 285 pp.
- Esteban-Fernández, D.**, S. Frazier, J. Carswell, P. Chang, P. Black, and F. Marks, 2004: 3-D atmospheric boundary layer wind fields from Hurricanes Fabian and Isabel. *Preprints, 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami Beach, FL, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, 1A.3.

- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, and J. B. Edson, 2003:** Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *J. Climate*, **16**, 571-591.
- Frank, N. L., 2003:** The great Galveston Hurricane of 1900. In: Hurricanes! Coping with Disaster, R. Simpson, ed., American Geophysical Union, Washington, D.C. 10.1029/055SP02.
- Global Climate & Weather Modeling Branch, EMC, 2003:** The GFS Atmospheric Model. *NCEP Office Note 442*. 14 pp.
- Global Climate & Weather Modeling Branch, EMC, 2005:** Near-Surface Data Assimilation in the NCEP Gridpoint Statistical-Interpolation System: Use of Land Temperature Data and a Comprehensive Forward Model. *NCEP Office Note 446*. 46 pp.
- Gray, W. M., 1968:** Global View of the Origin of Tropical Disturbances and Storms. *Mon. Weather 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.
- Hong, X., S. W. Chang, S. Raman, L. K. Shay, and R. Hodur, 2000:** The Interaction between Hurricane Opal (1995) and a Warm Core Ring in the Gulf of Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1347–1365.
- Khain, A., I. Ginis, 1991:** The mutual response of a moving tropical cyclone and the ocean. *Beitr. Phys. Atmos.*, **64**, 125–141.
- Knaff, J.A., and J.F. Weaver, 2000:** A Mesoscale Low-Level Thunderstorm Outflow Boundary Associated with Hurricane Luis. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3352–3355.
- Kleinschmidt, E. Jr., 1951:** Grundlagen einer theorie des tropischen zyklonen. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser. A*, **4**, 53-72.

- Large**, W. G., and S. Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324–336.
- Leipper**, D. F., 1967: Observed ocean conditions and Hurricane Hilda, 1964. *J. Atmos. Sci.*, 24, 182–196.
- Magaña** V., E. Caetano, 2005. Temporal evolution of summer convective activity over the America warm pools. *Geophysical Research Letters*, 32: L020803, DOI:10.1029/2004GL021033.
- Mapes**, B., and P. Zuidema, 1996: Radiative–dynamical consequences of dry tongues in the tropical troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 53, 620–638.
- Marks**, F. D., and L. K. Shay, 1998: Landfalling Tropical Cyclones: Forecast Problems and Associated Research Opportunities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 867-876.
- Neelin**, J.D., and I.M. Held, 1987: Modeling Tropical Convergence Based on the Moist Static Energy Budget. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 3–12.
- Palmén**, E., 1948: On the Formation and Structure of Tropical Hurricanes. *Geophysica*, 3, 26–39.
- Pasch**, R., P. A. Harr, L. A. Avila, J.-G. Jiing, and G. Elliott, 2006: An evaluation and comparison of predictions of tropical cyclogenesis by three global forecast models. *Preprints, 27th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, American Meteorological Society. 14B.5.
- Pfeffer**, R. L., and M. Challa, 1981: A Numerical Study of the Role of Eddy Fluxes of Momentum in the Development of Atlantic Hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2393-2398.
- Powell**, M. D., P. J. Vickery, and T. A. Reinhold, 2003: Reduced Drag Coefficient for High Wind Speeds in Tropical Cyclones. *Nature*, **422**, 279-283.
- Raymond**, D. J., 2000: Thermodynamic control of tropical rainfall. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 889-898.

- Raymond, D. J., C. Lopez-Carrillo and L. Lopez, 1998:** Case-studies of Developing East Pacific Easterly Waves. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 2005-2034.
- 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.
- Raymond, D. J., S. Sessions, and Z. Fuchs, 2007:** A Theory for the Spinup of Tropical Depressions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**: 1743-1754.
- Raymond, D. J., J. Cisneros, S. Sessions, J. C. Marín, G. B. Raga, and Z. Fuchs, 2008:** Environmental influences on the spinup of tropical cyclones. *Preprints, 28th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, American Meteorological Society. 11B.6.
- Riehl, H., 1950:** A model for hurricane formation. *J. Appl. Phys.*, 21, 917–925.
- Rogers, R., S. Aberson, M. Black, P. Black, J. Cione, P. Dodge, J. Dunion, J. Gamache, J. Kaplan, M. Powell, N. Shay, N. Surgi, and E. Uhlhorn, 2006:** The Intensity Forecasting Experiment: A NOAA Multiyear Field Program for Improving Tropical Cyclone Intensity Forecasts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1523–1537.
- Rotunno, R., K. A. Emanuel, 1987:** An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part II. *J. Atmos. Sci.*, 44, 542–561.
- Schade, L. R., K. A. Emanuel, 1999:** The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones: results from a simple coupled atmosphere-ocean model. *J. Atmos. Sci.*, 56, 642–6451.
- Shay, L. K., G. J. Goni, and P. G. Black, 2000:** Effects of Warm Oceanic Feature on Hurricane Opal. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1366– 1383.
- Simpson, R. H., H. Riehl, 1958:** Mid-Tropospheric Ventilation as a Constraint on Hurricane Development and Maintenance. Presented at Tech. Conf. Hurric., Miami, FL, D4-1 - D4-10.
- Smith, S. D., and Coauthors, 1992:** Sea surface wind stress and drag coefficients: The HEXOS results. *Bound. Layer Meteor.*, 60, 109–142.

- 
- Villanueva**, E. E., Mendoza, V. M., Adem, J., 2006: Effect of an axially-symmetric cyclonic vortex on the sea surface temperature in the Gulf of México. *Atmósfera*, 19, 2, 127-143.
- Walker**, N. D., A. Haag, S. Balasubramanian, R. Leben, I. Van Heerden, P. Kemp, H. Mashriqui, 2006: Hurricane Prediction: A Century of Advances, *Oceanography*, 19, 24-36.
- Wexler**, H., 1947: Structure of hurricanes as determined by radar. *Ann. NY Acad. Sci.*, 48, 821–844.
- Withee**, G. W., A. Johnson, 1976: Data report: buoy observations during Hurricane Eloise (September 19 to October 11, 1975), US Dep. Commer., NOAA, NSTL Station, MS.
- Yelland**, M. J., B. I. Moat, P. K. Taylor, R. W. Pascal, J. Hutchings, and V. C. Cornell, 1998: Wind stress measurements from the open ocean corrected for airflow distortion by the ship. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1511–1526.
- Zuidema**, P., Mapes, B., Lin, J., Fairall, C. and Wick, G., 2006. The Interaction of Clouds and Dry Air in the Eastern Tropical Pacific. *J. Climate*, 19, 4531-4544.