



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PROFUNDIZACIÓN RÁPIDA DE CICLONES TROPICALES EN EL PACÍFICO  
NORORIENTAL TROPICAL: SU RELACIÓN CON VÓRTICES OCEÁNICOS

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
FERNANDO OROPEZA ROSALES

TUTOR:  
GRACIELA BINIMELIS DE RAGA  
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:  
JORGE ZAVALA HIDALGO  
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA, UNAM  
ERNESTO DOS SANTOS CAETANO NETO  
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM

MÉXICO, D. F. ABRIL DE 2015



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.

A Mónica, mi inseparable compañera en esta aventura llamada vida,  
pues tú haces que esta aventura sea maravillosa!

Me gustaría compartir con otros estudiantes un pensamiento que, en los momentos de mayor obscuridad en mi camino por el doctorado, me brindó la lucidez necesaria para lograr concluir con este proceso:

If you can't fly, then run,  
If you can't run, then walk,  
If you can't walk, then crawl,  
but whatever you do,  
you have to keep moving forward.

Martin Luther King Jr.

## Agradecimientos

A la Dra. Graciela Binimelis de Raga por brindarme la oportunidad de iniciar este proyecto, por compartir conmigo tus conocimientos y experiencia, por tu apoyo siempre firme e incondicional, por siempre impulsarme y apoyarme a participar en proyectos y congresos internacionales, por brindarme apoyo económico a través de tus proyectos, por tu paciencia, comprensión y respeto. Para mi eres un ejemplo de integridad científica, de trabajo arduo, de disciplina rigurosa, de confiabilidad, de profesionalismo, de honestidad, de reconocimiento al trabajo de tus colaboradores y de generosidad para con quienes hemos tenido la fortuna de ser tus estudiantes. En verdad Graciela, mi más profundo agradecimiento para ti.

A los Doctores Jorge Zavala Hidalgo y Ernesto Dos Santos Caetano Neto, quienes como miembros de mi comité tutor aportaron orientación y sugerencias siempre acertadas y de gran importancia a lo largo de todo el proceso de desarrollo de mi formación doctoral.

A los investigadores que fungieron como jurado examinador de este trabajo: Dr. Jorge Zavala Hidalgo, Dr. Ricardo Prieto Gonzalez, Dr. Julio Sheinbaum Pardo y Dr. René Lobato Sánchez. Muchas gracias por el tiempo que se tomaron para revisar este trabajo y muchas gracias por compartir conmigo sus conocimientos a través de todos sus comentarios y sugerencia para mejorar este trabajo.

A los investigadores que fungieron como jurado durante mi examen de candidatura: Dr. Luis Manuel Farfán Molina, Dr. Ricardo Prieto Gonzalez, Dr. Artemio Gallegos García, Dr. Víctor O. Magaña Rueda. Muchas gracias por sus consejos y sugerencias para seguir adelante con mi trabajo de investigación.

Quiero hacer un agradecimiento especial al Dr. Jorge Zavala Hidalgo, por acogerme en tu grupo de trabajo como uno más de tus estudiantes y permitirme participar en

algunos de tus cursos y trabajos de campo, eso me brindó la oportunidad de aprender muchísimas cosas que fueron de gran importancia para mi formación y para el desarrollo de mi trabajo. Gracias también por ayudarme con el boleto de avión para mi estancia en Rutgers. Por supuesto, todos tus comentarios y sugerencias a mi trabajo han sido de vital importancia para mí. Para ti y todo tu grupo mi más sincero agradecimiento y reconocimiento por todo el maravilloso trabajo que realizan, mismo que considero es de gran importancia para nuestro país.

Durante mis estudios de Doctorado, tuve la maravillosa oportunidad de realizar una estancia con el Grupo de Modelación del Océano, del Departamento de Ciencias Marinas y Costeras de la Universidad de Rutgers, en New Brunswick, Nueva Jersey, gracias a la hospitalidad del Dr. John Wilkin y del Dr. Javier Zavala-Garay. Muchas gracias Javier por compartir conmigo tus vastos conocimientos en Matlab, OpenDap, ROMS, Dinámica del Océano y Oceanografía en general, todo lo que pude aprender contigo ha sido de muchísima utilidad para el desarrollo de mi investigación y en mi carrera profesional en general. Muchas gracias por tan generosa aportación.

Durante la elaboración de mi artículo, tuve la oportunidad de contar con la asesoría de los doctores Luis Zamudio y Benjamín Jaimes quienes se tomaron el tiempo de revisar el artículo y hacer muchas sugerencias para mejorarlo. Muchas gracias a ambos por tan valiosa ayuda.

Como es bien sabido, es muy difícil imaginar que alguien pueda realizar estudios de doctorado sin contar con fuentes de financiamiento, y en ese sentido valga este pequeño párrafo para reconocer la labor que realizan en cuanto a formación de recursos humanos y agradecer el financiamiento de las siguientes instituciones:

- El Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT)

- Instituto Interamericano para la Investigación del Cambio Global (IAI, proyecto CRN 2048), que es apoyado por la Fundación Nacional de Ciencia de los Estados Unidos de América.
- Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

Pasando a los aspectos emocionales, quiero empezar agradeciendo a mi esposa Mónica, pues no hay nadie en el mundo que sepa mejor que tú, todo lo que hemos tenido que vivir y pasar para poder llegar a este punto. Gracias por tu apoyo incondicional desde que tomamos la decisión de iniciar con este proyecto, pero gracias sobre todo por no desistir y por no permitir que yo desistiera, gracias por tu amor, tu paciencia, tu ternura, tu fortaleza, por ofrecerme siempre tu mano en los momentos más duros. Eres la persona más solidaria y entregada que he conocido, eres mi compañera inseparable y mi mejor amiga, ha sido un honor para mí caminar por la vida a tu lado. Te amo.

También agradezco a mis hijos Christian y Fernanda por su inmenso amor, por llenar mi vida de alegría, por tolerar con paciencia mi ausencia mientras trabajaba en el artículo y en la tesis durante incontables fines de semana y días festivos, disminuyendo el tiempo que podía dedicar a ustedes, gracias por su comprensión y gracias por ser las personas maravillosas que son, ustedes son dos de mis personas favoritas en la vida, es un gran honor para mí ser su padre. Los amo con todo mi corazón.

Agradezco también a mis hermanos Elen, Carlos y Dulce y a sus hermosas familias, que siempre llenan mi vida de cariño, ustedes siempre comparten mis logros con mucho amor, gracias por ser mis hermanos.

Gracias a mis suegros (Aurelio y Paty) y a mis cuñadas (Ruth y Laura) y sus respectivas familias, por permitirme ser parte de su familia, por su apoyo siempre incondicional y por compartir mis logros con tanto cariño.

## Resumen

Se estudia el papel de los vórtices oceánicos anticiclónicos en la distribución espacial del contenido de calor oceánico y su efecto en la profundización rápida y/o explosiva (es decir la disminución abrupta de la presión central del sistema) de los ciclones tropicales del Pacífico nororiental Tropical durante el periodo 1993-2009. Se utilizan los datos del archivo de trayectorias mejoradas (*best track*) del Centro Nacional de Huracanes de Miami para el Pacífico nororiental Tropical para identificar los ciclones tropicales que exhiben profundización rápida y/o profundización explosiva. Se utilizan también observaciones de altimetría satelital para detectar la presencia de los vórtices oceánicos anticiclónicos. El análisis de los resultados demuestra que: 1) la interacción entre los ciclones tropicales y los vórtices oceánicos anticiclónicos ocurrió en ~ 73% de los ciclones tropicales del periodo analizado (1993-2009); 2) de los ciclones tropicales que alcanzaron la categoría de huracanes, 90% había interactuado con los vórtices oceánicos anticiclónicos; 3) ~ 18% (3%) de los ciclones tropicales se caracterizaron por profundización rápida (explosiva), 74% de éstos alcanzaron el estado de profundización después de su interacción directa y/o indirecta con vórtices oceánicos anticiclónicos, y de ellos el 86% alcanzó la categoría de huracán mayor (3, 4 o 5). El análisis de las condiciones atmosféricas demuestra que la intrusión de aire seco a lo largo del perfil vertical de la atmósfera inferior desempeñó un papel importante como inhibidor de la profundización para los ciclones tropicales de la cuenca.

## Contenido

<b>1</b>	<b>Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1	Motivación.....	6
1.2	Planteamiento del problema.....	8
1.3	Los vórtices oceánicos anticiclónicos en el Pacífico nororiental Tropical .....	10
1.4	Objetivos .....	13
<b>2</b>	<b>Datos y metodología .....</b>	<b>15</b>
2.1	Estimación del Contenido de Calor Oceánico (CCO).....	16
2.2	Aplicación de la estimación del contenido de calor oceánico para el Pacífico nororiental Tropical utilizando el modelo de dos capas.....	20
2.3	Análisis conjunto de datos de trayectorias de los ciclones tropicales en la región, contenido de calor oceánico y altimetría satelital .....	27
2.4	Ciclones Tropicales que presentaron profundización rápida y/o explosiva.....	35
2.5	Evaluación de los parámetros ambientales atmosféricos .....	39
<b>3</b>	<b>Resultados y discusión.....</b>	<b>45</b>
3.1	Relación entre la profundización rápida de los ciclones tropicales y los vórtices oceánicos anticiclónicos.....	45
3.1.1	Huracán Lidia (1993) .....	46
3.1.2	Huracán Linda (1997) .....	51
3.1.3	Huracán Nora (1997).....	57
3.1.4	Huracán John (2006) .....	61
3.1.5	Análisis estadístico general .....	65
<b>4</b>	<b>Conclusiones y comentarios finales .....</b>	<b>66</b>
<b>5</b>	<b>Referencias .....</b>	<b>69</b>

## Lista de Figuras

- Figura 1: Trayectoria e intensidad de los ciclones tropicales que han ocurrido en todo el planeta entre 1851 y 2006, los colores en las trayectorias indican la intensidad según la escala Saffir-Simpson (fuente: [http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook\\_es/ch10/tropcyclone\\_10\\_1.html](http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_es/ch10/tropcyclone_10_1.html)) .....2
- Figura 2: Comparación de las áreas que representan el Contenido de Calor Oceánico calculado a partir de un perfil continuo de temperatura (área gris) y utilizando la aproximación del modelo de dos capas (áreas cuadrículadas) .....19
- Figura 3: Valores climatológicos para la temporada de huracanes (mayo a noviembre) derivados a partir del Modelo Digital Ambiental Generalizado (GDEM) para a) temperatura superficial del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ), b) Salinidad (psu), c) densidad potencial de la capa superior ( $\text{kgm}^{-3}$ ), d) densidad potencial de la capa inferior ( $\text{kgm}^{-3}$ ), e) profundidad de la isoterma de  $20^{\circ}\text{C}$  (m), f) profundidad de la isoterma de  $26^{\circ}\text{C}$  (m). .....22
- Figura 4: Climatología mensual (1993-2009) del contenido de calor oceánico ( $\text{kJcm}^{-2}$ ) durante los meses de Mayo a Agosto dentro de la temporada de ciclones tropicales en el Pacífico nororiental Tropical.....23
- Figura 5: Climatología mensual (1993-2009) del contenido de calor oceánico ( $\text{kJcm}^{-2}$ ) durante los meses de Septiembre a Noviembre dentro de la temporada de ciclones tropicales en el Pacífico nororiental Tropical. ....24
- Figura 6: a) Mapa instantáneo de Anomalía de la Altura de la Superficie del Mar AASM (m) obtenido de AVISO, b) serie de tiempo de AASM a lo largo de la trayectoria y del tiempo de vida del huracán Hilary, c) mapa instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente  $\text{CCO}_E$  ( $\text{kJcm}^{-2}$ ) calculado con el modelo de dos capas, d) serie de tiempo de  $\text{CCO}_E$  a lo largo de la trayectoria y el tiempo de vida del huracán Hilary. Los mapas instantáneos (a y c) corresponden al 17 de agosto de 1993 fecha en la que la trayectoria del huracán Hilary pasó encima de una zona con  $\text{CCO}_E$  alto, localmente incrementado debido a la presencia de dos vórtices oceánicos anticiclónicos. Las líneas rojas en las series de tiempo (b y d) indican los umbrales aplicados a cada variable. ....30
- Figura 7: En color se muestra el Campo instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $\text{CCO}_E$  [ $\text{kJcm}^{-2}$ ]), los vectores sobrepuestos muestran el campo instantáneo de circulación geostrofica, ambos válidos en la fecha de inicio de los ciclones tropicales: a) Greg, 1993; b) Rosa, 1994; c) Bárbara, 1995; d) Douglas, 1996; e) Pauline, 1997 y f) Blas, 1998. Las trayectorias parciales o totales de cada CT se muestran con las líneas magenta. ....31

Figura 8: Igual que figura 7 pero para los ciclones tropicales: a) Dora, 1999; b) Rosa, 2000; c) Dalila, 2001; d) Ivo, 2001; e) Alma, 2002 y f) Olaf, 2003. ....32

Figura 9: Igual que figura 7 pero para los ciclones tropicales: a) Georgette, 2004; b) Beatriz, 2005; c) Norman, 2006; d) Henriette, 2007; e) Fausto, 2008 y f) Jimena, 2009. ....33

Figura 10: Resumen de la variabilidad del Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $\text{kJcm}^{-2}$ ) calculado para los 177 CTs que presentaron interacción con vórtices oceánicos anticiclónicos entre 1993 y 2009 en el Pacífico nororiental Tropical. Como se muestra en el recuadro, los límites de cada caja representan a los cuartiles 1 y 3, la línea al centro de la caja representa la mediana de los datos, las barras muestran los valores máximos y mínimos de la muestra. ....35

Figura 11: Evolución de la presión central (línea verde punteada, con su escala al lado derecho en unidades de hPa) y tasa de profundización (línea azul continua, con su escala al lado izquierdo en unidades de hPa/h) para los ciclones tropicales a) Elida-2002 y b) Linda-1997. Las líneas horizontales punteadas en color magenta indican el umbral para profundización rápida ( $-1.75 \text{ hPa/h}$ ), la línea horizontal punteada en color rojo (en b) indica el umbral para criterio de profundización explosiva ( $-2.5 \text{ hPa/h}$  por al menos 12 horas) y la línea horizontal sólida en color rojo (en a) indica el umbral de profundización explosiva ( $-5 \text{ hPa/h}$  por al menos 6 h). ....37

Figura 12: Distribución de frecuencias del número total de ciclones tropicales en cada temporada (252, en color azul), número de ciclones tropicales que alcanzaron el criterio de profundización rápida (45, en color verde), y número de ciclones tropicales que alcanzaron el criterio de profundización explosiva (9 en color rojo).....38

Figura 13: Perfil de humedad relativa y sus áreas integradas entre los niveles de 550 y 1000 hPa con respecto a un valor de referencia de 75% de humedad relativa, calculado a partir de datos del NARR para el huracán Adolph a las 00:00 TUC (Mayo 30 de 2001). El área de color verde indica aire seco (con HR menor que 75%) y el área de color azul indica aire húmedo (con HR mayor que 75%) en el ambiente que rodea al huracán. Estas variables se reportan como el porcentaje de cobertura del área seca (entre 50%-75% y 1000-550 hPa) o el porcentaje de cobertura del área húmeda (entre 75%-100% y 1000-550 hPa).....42

Figura 14: Series de tiempo para a) presión mínima central (hPa) según el *best track*, b) cizalladura vertical del campo de viento horizontal ( $\text{ms}^{-1}$ ), c) humedad relativa a 550 hPa (%), d) aire húmedo verticalmente integrado (%), e) aire seco verticalmente integrado (%), f) contenido de calor oceánico equivalente ( $\text{kJcm}^{-2}$ ) y g) anomalía de la altura de la superficie del mar (m) para el huracán John (2006), el segundo más intenso durante la temporada 2006 en el Pacífico nororiental Tropical. ....43

Figura 15: Imagen IR del satélite GOES-7 a las 0601 TUC del 11 Septiembre de 1993, momento en que el huracán Lidia alcanzó su máxima intensidad. Al oeste de Lidia se aprecia la presencia del huracán Kenneth (tomada de: <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>) .....49

Figura 16: En color se muestra el Campo instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $CCO_E$  [ $\text{kJcm}^{-2}$ ]), los vectores sobrepuestos muestran el campo instantáneo de circulación geostrófica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 08 de Septiembre de 1993, la línea negra muestra la trayectoria del huracán Lidia, según el *best track*, durante su interacción con una zona de  $CCO_E$  localmente incrementado por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos. (b) Series de tiempo para la rapidez del viento (línea azul, escala al lado izquierdo) y presión (línea verde, escala al lado derecho). (c) Series de tiempo normalizadas para humedad relativa a 550 hPa (línea roja, HR-550), cizalladura vertical 850-200 hPa (línea magenta, CZ), intrusión de aire seco (línea verde, AS), intrusión de aire húmedo (línea azul, AH) y contenido de calor oceánico equivalente (línea negra,  $CCO_E$ ). Los círculos verdes en (a) y las líneas verticales de color gris (en b y c) resaltan el periodo de profundización explosiva para el huracán Lidia. ....50

Figura 17: Imagen IR del satélite GOES-8 a las 02:45 TUC del 09 de Septiembre de 1997, momento en que el sistema nuboso, que precedió al huracán Linda, se encontraba ubicado en la parte sur de las costas mexicanas del océano Pacífico (tomada de: <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>) .....54

Figura 18: (a) En color se muestra el Campo instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $CCO_E$  [ $\text{kJcm}^{-2}$ ]), los vectores sobrepuestos muestran el campo instantáneo de circulación geostrófica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 09 de Septiembre de 1997, la línea negra muestra la trayectoria del huracán Linda, según el *best track*, durante su interacción con una zona de  $CCO_E$  localmente incrementado por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos. (b) Series de tiempo para la rapidez del viento (línea azul, escala al lado izquierdo) y presión (línea verde, escala al lado derecho). (c) Series de tiempo normalizadas para humedad relativa a 550 hPa (línea roja, HR-550), cizalladura vertical 850-200 hPa (línea magenta, CZ), intrusión de aire seco (línea verde, AS), intrusión de aire húmedo (línea azul, AH) y contenido de calor oceánico equivalente (línea negra,  $CCO_E$ ). Los círculos verdes en (a) y las líneas verticales de color gris (en b y c) resaltan el periodo de profundización explosiva para el huracán Linda. ....55

Figura 19: Imagen IR del satélite GOES-8 a las 08:45 TUC del 12 de Septiembre de 1997, momento cercano al momento en que el huracán Linda alcanzó su máxima intensidad (tomada de: <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>).....56

Figura 20: (a) En color se muestra el Campo instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $CCO_E$  [ $\text{kJcm}^{-2}$ ]), los vectores sobrepuestos muestran el campo instantáneo de circulación geostrófica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 16 de Septiembre de 1997, la línea negra muestra la trayectoria del huracán Nora, según el *best track*, durante su interacción con una zona de  $CCO_E$  localmente incrementado por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos. (b) Series de tiempo para la rapidez del viento (línea azul, escala al lado izquierdo) y presión (línea verde, escala al lado derecho). (c) Series de tiempo normalizadas para humedad relativa a 550 hPa (línea roja, HR-550), cizalladura vertical 850-200 hPa (línea magenta, CZ), intrusión de aire seco (línea verde, AS), intrusión de aire húmedo (línea azul, AH) y contenido de calor oceánico equivalente (línea negra,  $CCO_E$ ). Los círculos verdes en (a) y las líneas verticales de color gris (en b y c) resaltan el periodo de profundización rápida para el huracán Nora.....59

Figura 21: Imagen IR del satélite GOES-8 a las 1445 TUC del 21 de Septiembre de 1997, momento cercano al momento en que el huracán Nora alcanzó su máxima intensidad (tomada de: <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>).....60

Figura 22: a) En color se muestra el Campo instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $CCO_E$  [ $\text{kJcm}^{-2}$ ]), los vectores sobrepuestos muestran el campo instantáneo de circulación geostrófica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 28 de Agosto de 2006, la línea negra muestra la trayectoria del huracán John, según el *best track*, durante su interacción con una zona de  $CCO_E$  localmente incrementado por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos. (b) Series de tiempo para la rapidez del viento (línea azul, escala al lado izquierdo) y presión (línea verde, escala al lado derecho). (c) Series de tiempo normalizadas para humedad relativa a 550 hPa (línea roja, HR-550), cizalladura vertical 850-200 hPa (línea magenta, CZ), intrusión de aire seco (línea verde, AS), intrusión de aire húmedo (línea azul, AH) y contenido de calor oceánico equivalente (línea negra,  $CCO_E$ ). Los círculos verdes en (a) y las líneas verticales de color gris (en b y c) resaltan el periodo de profundización rápida para el huracán John.....63

Figura 23: Imagen IR del satélite GOES-12 a las 2045 TUC del 30 de Agosto de 2006, momento cercano al momento en que el huracán John alcanzó su máxima intensidad (tomada de: <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>).....64

# CAPÍTULO 1

## Introducción

Un ciclón tropical (CT) es un complejo sistema termodinámico con un centro de baja presión en superficie y núcleo caliente, no asociado a sistemas frontales, en el cual se observa convección organizada en bandas cuasi-simétricas y con una circulación ciclónica bien definida del viento en superficie. La génesis de los CTs se da principalmente sobre las aguas cálidas del océano en las regiones tropicales del planeta. Existen un par de regiones tropicales (Pacífico Suroriental y Atlántico Sur,) en donde la cizalladura vertical del viento en la tropósfera es muy intensa y típicamente no existe Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) sobre el océano (Gray, 1975). Sin una ZCIT que provea vorticidad sinóptica y convergencia, y teniendo cizalladura intensa, es muy difícil que ocurra la génesis de CTs en esas regiones. Además, en el Pacífico Suroriental la temperatura superficial del mar es menor que 26.5°C, por lo que es muy difícil que se desarrolle convección profunda en esa zona. De esta forma, los

CTs se desarrollan en tres grandes regiones del planeta, como se muestra en la Figura 1, la primera gran región se extiende desde el Atlántico Tropical Noroccidental a través del mar Caribe y el Golfo de México, y continúa en el Pacífico nororiental Tropical. La segunda gran región inicia en la parte norte del Pacífico Central y se extiende hacia el oeste a través del Mar de la China Meridional, la Bahía de Bengala y el Mar Árabe. La tercera región se extiende desde la parte sur del Pacífico Central a través del Mar del Coral en Australia y a lo largo de la parte sur del Océano Índico hasta Madagascar y la región continental de África.

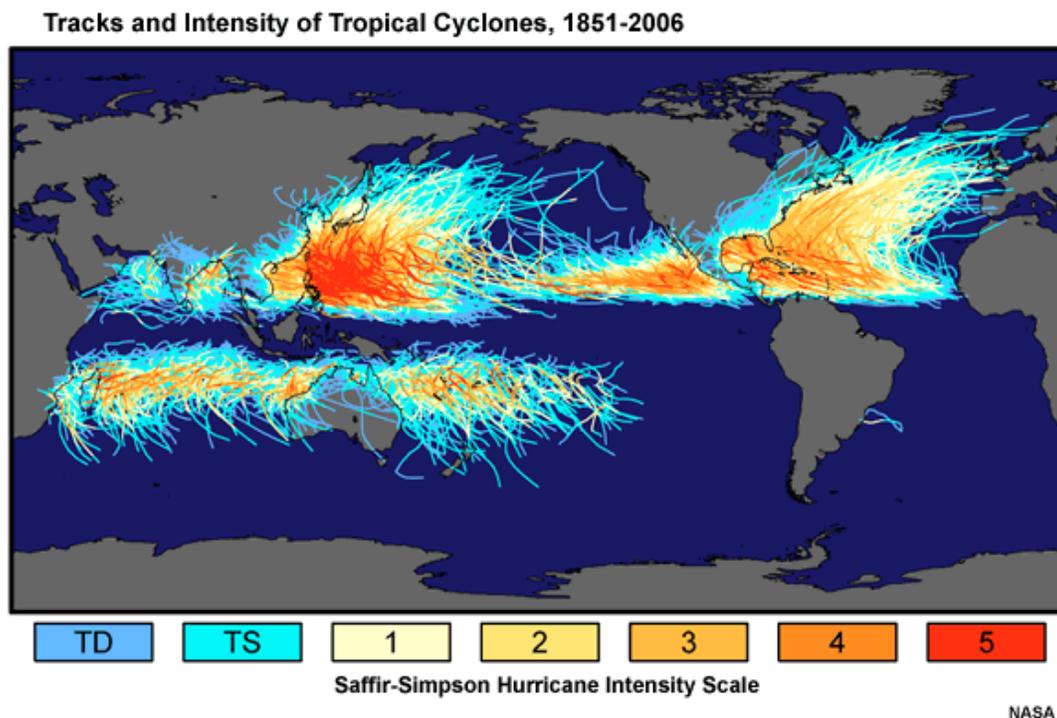


Figura 1: Trayectoria e intensidad de los ciclones tropicales que han ocurrido en todo el planeta entre 1851 y 2006, los colores en las trayectorias indican la intensidad según la escala Saffir-Simpson (fuente: [http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook\\_es/ch10/tropcyclone\\_10\\_1.html](http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_es/ch10/tropcyclone_10_1.html))

La actividad de los CTs en el planeta tiende a seguir los ciclos del sol, alcanzando su máximo en el verano y otoño y casi desapareciendo a inicios del invierno (en cada hemisferio de la tierra). En el Pacífico Noroccidental Tropical se pueden desarrollar CTs durante cualquier mes del año, pero son raros durante el invierno.

Durante las últimas tres décadas, los pronósticos de trayectoria de los CTs han mejorado continuamente, debido principalmente a una combinación de mejores observaciones disponibles y modelos numéricos mejorados (DeMaria y Kaplan, 1994). En contraste, la mejora en el pronóstico de intensidad ha mostrado muy pocos avances a pesar de la disponibilidad de modelos altamente sofisticados en los que se modela el sistema océano-atmósfera de forma acoplada; los pronósticos de intensidad más precisos siguen siendo los modelos estadísticos (DeMaria et al., 2005; Mainelli et al., 2008). Aunque se espera que la nueva generación de modelos numéricos tridimensionales acoplados océano-atmósfera mejoren los pronósticos de intensidad, existen factores que afectan la intensidad de los CTs que necesitan ser entendidos y bien representados en los modelos acoplados. Entre estos procesos, uno de los más importantes es la evolución de la estructura térmica de la capa límite superior del océano durante su interacción con un CT.

La principal fuente de energía de los CTs es la liberación de calor latente de condensación. Este calentamiento establece los gradientes de presión que impulsan a los vientos en los CTs. El contenido de calor total del aire tropical normal, que es

levantado al nivel de equilibrio boyante sin que éste se mezcle con el aire circundante, es insuficiente para generar presiones centrales por debajo de 1000 hPa, que son requeridas para producir y mantener un CT. Para que la presión central descienda por debajo de 1000 hPa, el ascenso adiabático de las parcelas de aire debe ocurrir con valores ascendentes de temperatura potencial equivalente ( $\Theta_E$ ). Este incremento en  $\Theta_E$  sólo se puede obtener a través de la absorción de calor latente y sensible del océano (Malkus y Riehl, 1960).

Dentro de la capa límite del CT, el aire se acelera hacia el centro siguiendo trayectorias en forma de espiral. A lo largo de estas trayectorias, la tasa de absorción, y la cantidad de calor absorbido desde el océano se rige por la velocidad del viento y la diferencia de temperatura y de presión de vapor entre ambos fluidos. Basado en la primera ley de la termodinámica y suponiendo expansión isotérmica, el gradiente de presión a lo largo de la trayectoria está limitado por la tasa de absorción de calor sensible y calor latente desde el océano. Este gradiente de presión impulsa un movimiento isotérmico y horizontal de las parcelas de aire. La velocidad máxima que puede alcanzar este movimiento de aire (viento) es una función de la transferencia de calor y el cociente entre la profundidad de la capa de entrada y el coeficiente de fricción superficial (Malkus y Riehl, 1960). Existen dos restricciones térmicas simultáneas para la dinámica de los flujos de entrada al CT: (i) la transferencia de calor sensible en la frontera aire-mar; y, (ii) la transferencia de calor latente en dicha frontera y la capacidad de la atmósfera para convertir ese calor latente a calor sensible por

ascenso adiabático húmedo. Lo que tiene un efecto en la presión central de la tormenta no es la cantidad total de vapor condensado o la tasa a la que éste se condensa si no el contenido de calor que tenía el agua de mar al evaporarse (Malkus y Riehl, 1960).

La importante función de la temperatura superficial del mar (TSM) en la formación e intensificación de los CTs fue reconocida en estudios pioneros desde hace décadas (Palmen, 1948; Miller, 1958). Por otra parte, los primeros estudios de interacción océano-atmósfera enfatizaron el desarrollo de la retroalimentación negativa entre el ciclón tropical y el océano: la capa superficial del océano, enfriada por la presencia del CT, afecta a la atmósfera disminuyendo los flujos aire-mar conforme la temperatura del océano y de la parte baja de la capa de mezcla atmosférica se aproximan al equilibrio (Chang y Anthes, 1978). Si el CT se intensifica, los vientos inducen mayor esfuerzo en la capa de mezcla oceánica (CMO) causando una fuerte mezcla turbulenta a través de la base de la CMO, principalmente del lado derecho de la trayectoria del huracán. Asimismo, se produce el afloramiento de la termoclina debido al transporte neto inducido por el viento, hacia afuera del centro del ciclón a lo largo de la trayectoria (Price, 1981; Gill, 1982; Shay et al., 1992). Los efectos de mezcla inducidos por cizalladura vertical de las corrientes inducidas por el CT, aumentan la profundidad de la CMO y la enfrían conforme agua de la termoclina, que es más fría, se mezcla desde abajo, provocando que la CMO sea más profunda y la TSM decrezca, limitando los flujos de calor y de humedad aire-mar y reduciendo la intensidad del CT. Este

mecanismo de retroalimentación negativa, es particularmente efectivo cuando la profundidad de la CMO es somera o cuando los CTs se vuelven estacionarios o tienen una velocidad de traslación muy pequeña. Evidencia observacional ha indicado que es la temperatura de la CMO más que la TSM la que controla los flujos de calor latente y sensible desde el océano hacia la atmósfera durante el paso de un CT (Jacob et al., 2000; Jacob and Shay, 2003; Shay and Uhlhorn, 2008).

### **1.1 Motivación**

El Glosario de términos del Servicio Meteorológico Nacional de los Estados Unidos de América, que es parte de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) (<http://forecast.weather.gov/glossary.php>) define el concepto de Profundización Rápida (PR) de un CT como una disminución de su presión mínima al nivel del mar de 1.75 hPa/h o 42 hPa durante 24 horas. Por otra parte, define el concepto de Profundización Explosiva (PE) como el fenómeno que se produce en un CT cuando la presión central disminuye 2.5 hPa/h durante al menos doce horas o si ésta disminuye 5 hPa/h durante al menos seis horas. Tales cambios en la estructura de un CT pueden estar asociados a forzamientos atmosféricos de gran escala (p.e., advección de humedad que protege torres convectivas individuales o la reducción en la cortante vertical del viento horizontal, entre otros) y como estudios recientes han sugerido, a la interacción de los CTs con estructuras oceánicas de mesoescala.

Mientras que los océanos han sido reconocidos como la fuente de energía para la formación e intensificación de los CTs durante más de medio siglo (Palmen 1948; Fisher 1958; Perlroth 1967; Leipper 1967), estudios posteriores indicaron que la intensidad máxima de un huracán estaba limitada por los efectos termodinámicos relacionados principalmente con la TSM (Miller 1958; Emanuel 1986). Estudios más recientes, sobre los huracanes Katrina y Rita (Jaimes y Shay, 2009) han demostrado que la disminución de la presión al nivel del mar se correlaciona mejor con la profundidad de la isoterma de 26° C y el Contenido de Calor del Oceánico (CCO) que con la TSM, que era esencialmente uniforme para esos casos. El concepto de CCO fue definido originalmente por Leipper y Volgenau (1972).

En la última década, varios estudios han resaltado las interacciones de los CTs con estructuras oceánicas en varias cuencas ciclogénicas del planeta. Durante la temporada de ciclones tropicales del Atlántico Norte de 1995, el Huracán Opal (el más intenso de esa temporada) experimentó una PR de forma inesperada (no pronosticada) 24 horas antes de su entrada en tierra. La presión mínima del sistema pasó de 965 hPa a 916 hPa en tan solo 14 h, y esto ocurrió mientras Opal se trasladaba sobre un vórtice oceánico anticiclónico que se había desprendido de la Corriente de Lazo en el Golfo de México (Hong et al., 2000). Después de esta interacción, los vientos sostenidos en superficie (promediados en 1 minuto) aumentaron de 35 a más de 60 ms<sup>-1</sup> y el radio de vientos máximos disminuyó de 40 a 25 km (Shay et al., 2000).

En el Pacífico Noroccidental el súper tifón Maemi, el más intenso de la temporada 2003, presentó un incremento en su velocidad máxima de  $41 \text{ ms}^{-1}$  a su valor pico de  $77 \text{ ms}^{-1}$  durante su interacción, durante 36 h, con un vórtice oceánico anticiclónico. Lin et al. (2005) demostraron que el vórtice actuó como un aislante eficaz entre el tifón y el agua fría del océano profundo, inhibiendo el efecto de la retroalimentación negativa descrito en la sección anterior.

Los huracanes Katrina y Rita, respectivamente, el tercero y segundo más intensos de la temporada 2005 en el Atlántico Norte, experimentaron PR durante su encuentro con un vórtice oceánico anticiclónico en el Golfo de México. Jaimes y Shay (2009) han estudiado estos casos usando una gran variedad de conjuntos de datos para evaluar el rápido aumento de intensidad observado en Katrina y Rita durante su paso sobre estructuras oceánicas de mesoescala, como fueron un vórtice oceánico anticiclónico y la Corriente de Lazo. Los autores concluyen que, en cada caso la disminución de la presión central está mejor correlacionada con la profundidad de la isoterma de  $26 \text{ }^{\circ}\text{C}$  y el contenido de calor oceánico que con la TSM.

## **1.2 Planteamiento del problema**

La presencia de vórtices oceánicos en una cierta región tiene un impacto directo en la estructura vertical de las capas oceánicas superficiales, modificando la estructura de la

fuelle de energía para los CTs. El flujo horizontal anticiclónico de un vórtice en equilibrio geostrófico, induce una circulación secundaria dirigida hacia el centro del giro, produciendo una región de alta presión en la superficie del mar, lo que también aumenta la profundidad de la termoclina. El resultado es una alberca local con CCO superior al de las aguas circundantes. Dicha alberca local con alto CCO podría constituir una fuente local de calor para los CTs en la región. Estas estructuras oceánicas cálidas se caracterizan por presentar isotermas desplazadas hacia abajo por varios metros en el centro del vórtice; en regiones como el Golfo de México, la profundidad de la isoterma de 26° C se puede extender a más de 100 m de profundidad, proporcionando una fuente continua de calor para la intensificación de los CTs en la zona, bajo condiciones atmosféricas favorables (Hong et al. 2000; Shay et al. 2000). Por el contrario, un vórtice oceánico que se encuentra en balance geostrófico y que tiene un flujo horizontal ciclónico, induce una circulación secundaria dirigida hacia la periferia del giro, produciendo una región de baja presión en el centro del giro en la superficie, que reduce la profundidad de la termoclina y genera una alberca local con CCO menor que el que se encuentra en el entorno. La interacción de los CTs con vórtices oceánicos ciclónicos también puede tener un impacto en el debilitamiento de su intensidad, como se ha discutido en Jaimes y Shay (2009); en este estudio únicamente nos concentramos en las interacciones con vórtices oceánicos anticiclónicos.

Chelton et al. (2011) analizaron dieciséis años de datos de campos de Altura de la Superficie del Mar (ASM) medidos con altímetros satelitales, para investigar la variabilidad de mesoescala en el océano mundial. Dicho estudio reveló que más del 50% de la variabilidad es debida a vórtices oceánicos no lineales, que se propagan hacia el oeste. Tal variabilidad de mesoescala es debida a las ondas de Rossby lineales y la presencia de vórtices no lineales (Chelton et al., 2007). En contraste con las ondas lineales, los vórtices oceánicos no lineales pueden transportar momentum, calor, masa y componentes químicos del agua de mar (Robinson, 1983). Este estudio demostró que los vórtices oceánicos se originan casi en cualquier parte en los océanos del mundo. Hay evidencia de que la vorticidad relativa es casi constante en el interior de la mayoría de los vórtices, es decir, que el movimiento del fluido se aproxima a la rotación de un cuerpo sólido (Chelton et al., 2011). Los vórtices observados, se propagan hacia el oeste con pequeñas desviaciones meridionales opuestas, hacia los polos para los ciclones y hacia el ecuador para los anticiclones (Morrow et al., 2004).

### ***1.3 Los vórtices oceánicos anticiclónicos en el Pacífico nororiental Tropical***

En el Pacífico nororiental Tropical, varios autores han documentado la existencia de vórtices oceánicos tanto ciclónicos como anticiclónicos en el Golfo de Tehuantepec en México y en el Golfo de Papagayo en Costa Rica (Clarke, 1998; McCreary et al., 1989; Lavin et al., 1992; Giese et al., 1994; Trasviña et al., 1995, Müller-Karger y Fuentes-Yaco, 2000, Palacios y Bograd, 2005) relacionando su génesis con vientos fuertes e intermitentes que cruzan del Atlántico al Pacífico a través de cañones en las regiones

montañosas, principalmente durante la temporada fría del hemisferio boreal (otoño-invierno).

Palacios y Bograd (2005) realizaron un estudio estadístico de la actividad de vórtices oceánicos anticiclónicos en la cuenca del Pacífico nororiental Tropical entre 1993 y 2004 y concluyeron que está dominada por los vórtices que se generan en el Golfo de Tehuantepec y en el Golfo de Papagayo por el efecto del viento. Dichos vórtices se desplazan hacia el oeste desde la costa, dentro de una banda de latitud entre 8°N y 15°N, con dimensiones horizontales que van desde 100 km hasta más de 400 km de diámetro. Estos vórtices mantienen su intensidad a lo largo de varios meses (entre octubre y julio) y se desplazan más al oeste de la longitud 130°O. Además, el número total de vórtices observados presenta una gran variabilidad interanual, con un mínimo de tres y un máximo de trece por año. En general se forman más vórtices en el Golfo de Tehuantepec (3.5 en promedio al año) que en el Golfo de Papagayo (2.2 en promedio al año), y los vórtices de Tehuantepec tienden a ser más intensos y más longevos. Con frecuencia dos vórtices se fusionan en una estructura coherente que se mantiene y se sigue desplazando; generalmente esta fusión ocurre entre un vórtice de Tehuantepec y uno de Papagayo, pero también se pueden observar fusiones entre dos vórtices de Tehuantepec. Según estos autores, el número, la intensidad (en cuanto a su altura dinámica y circulación geostrofica) y el tiempo de vida de los vórtices oceánicos anticiclónicos en la región se ven incrementados en años con fenómeno El Niño (p.e. El Niño 1997-1998 y 2002-2003).

Estudios adicionales han analizado y discutido la existencia de vórtices oceánicos anticiclónicos en diferentes regiones a lo largo de la costa del Pacífico mexicano. Estudios particularmente relevantes para la interacción de CTs con éstos vórtices, han identificado tres regiones adicionales ubicadas más al norte que el Golfo de Tehuantepec: 1) la costa de Guerrero (Zamudio et al, 2001); 2) las costas de Jalisco y Nayarit en la zona de Cabo Corrientes y las Islas Marías (Zamudio et al, 2007; Pantoja et al., 2012); y 3) la parte sur del Golfo de California (Kurczyn et al, 2012). Estos estudios muestran la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos en esas regiones durante la temporada de huracanes. Los mecanismos de generación que se proponen en esos estudios ligan a los vórtices de mesoescala con la presencia de ondas de hundimiento atrapadas a la costa, que tienen su origen en el ecuador y que se propagan hacia el polo a lo largo de la costa del Pacífico mexicano, su interacción con la Corriente Costera Mexicana y también con inestabilidades baroclínicas de las corrientes cercanas a la costa.

Hasta la fecha de publicación de este trabajo, no ha sido publicado ningún estudio que haya explorado la relación entre la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos en el Pacífico nororiental Tropical y la evolución de los CTs. En particular, este estudio se concentra en la contribución que dichos vórtices tienen en la distribución espacio-temporal del CCO y en la PR o PE de los CTs en la región. La mayor parte de la literatura científica dedicada al análisis de interacción CT-Vórtices no incluye el análisis de los parámetros del medio ambiente atmosférico; simplemente asumen que las

condiciones atmosféricas son favorables. En este estudio también se utiliza un reanálisis regional de alta resolución de variables atmosféricas para estudiar y comprender el contexto atmosférico en el que ocurre la interacción CT-Vórtice y el papel que las condiciones atmosféricas juegan como potenciales inhibidores de la profundización.

En el contexto de este trabajo se considera interacción CT-Vórtice a la situación en la cual la trayectoria del CT pasa por encima de un vórtice oceánico anticiclónico, pero además dicho vórtice se encuentra en una zona en la que su presencia incrementa localmente el contenido de calor oceánico relativo a la isoterma de 26°C, también llamado en la literatura como Calor Potencial para Ciclones Tropicales. Esto se describe a detalle en la sección 2.3 de este documento.

#### **1.4 Objetivos**

En este trabajo se plantea responder las siguientes preguntas específicas:

1. ¿Se produce la interacción entre CTs y vórtices oceánicos anticiclónicos en la cuenca del Pacífico nororiental Tropical? Y en caso afirmativo, ¿qué tan frecuentemente se presenta?
2. ¿Es esta interacción una condición necesaria para que se produzca profundización rápida y/o profundización explosiva durante la evolución de los ciclones tropicales en la región?

3. ¿Es esta interacción un factor importante en el desarrollo de huracanes intensos (categorías 3, 4 y 5) en la región?
4. ¿Ante la ocurrencia de dicha interacción, cuál es el rol relativo que juegan las condiciones atmosféricas en la inhibición de la profundización?

Este trabajo ha sido organizado en cuatro capítulos. En el capítulo dos se describen los datos utilizados y la metodología aplicada para calcular el contenido de calor oceánico instantáneo y climatológico, así como la variación intra-anual que se presenta en el Pacífico nororiental Tropical. Se presenta también la metodología para analizar de forma conjunta los datos de trayectoria de los CTs en la cuenca, con los datos de contenido de calor oceánico y los datos de altimetría satelital. También se describe la metodología para identificar los CTs que presentaron profundización rápida y/o explosiva en la zona y la metodología para evaluar los parámetros ambientales atmosféricos en los que se desarrollaron los CTs analizados. En el capítulo tres se presentan los resultados y la discusión de la relación entre la profundización rápida de los CTs y los vórtices oceánicos anticiclónicos, se discute en detalle los casos de los huracanes Lidia (1993), Linda (1997), Nora (1997) y John (2006) y se presenta un análisis estadístico general para la zona. Finalmente en el capítulo cuatro se presentan las conclusiones y comentarios finales.

## CAPÍTULO 2

### Datos y metodología

Con el fin de responder a las preguntas planteadas, se utilizó una variedad de conjuntos de datos: I) El archivo de trayectorias mejoradas (*best track*) generado por el Centro Nacional de Huracanes (CNH) de Miami en los Estados Unidos de Norteamérica (Davis, et al., 1984); II) productos de altimetría satelital (producidos por Ssalto/Duacs y distribuidos por el *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (AVISO) con el apoyo del Centro Nacional de Estudios Espaciales de Francia (<http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>); III) El Reanálisis Regional para Norte América (NARR, por sus siglas en inglés; Mesinger, et al., 2005); IV) La climatología oceánica GDEM generada por la Marina de los Estados Unidos (Teague et al., 1990); V) El producto de Temperatura Superficial del Mar con interpolación óptima, de la NOAA (NOAA, Reynolds et al., 2002); VI) Los datos de Temperatura Superficial del Mar tomados por el sensor de imagen de microondas del TRMM (TMI; producidos por *Remote Sensing Systems* y patrocinados por el proyecto Earth Science MEaSURES DISCOVER de la NASA, cuyos datos están disponibles en

www.remss.com); y VII) Datos de Temperatura Superficial del Mar del sensor *Advanced Microwave Scanning Radiometer – EOS (AMSR-E*; producidos por *Remote Sensing Systems* y patrocinados por el proyecto Earth Science MEaSUREs DISCOVER de la NASA, cuyos datos están disponibles en www.remss.com).

### 2.1 Estimación del Contenido de Calor Oceánico (CCO)

Para comprender cuál es el papel de los vórtices oceánicos anticiclónicos en la distribución espacio-temporal del CCO útil para los CTs en la región (también conocido como calor potencial para ciclones tropicales), se debe calcular el CCO relativo a la isoterma de 26° C, según lo definido por Leipper y Volgenau (1972):

$$CCO = \rho_w C_w \int_{z=H_{26}}^{z=0} (T(z) - T_{ref}) dz, \quad (1)$$

donde  $\rho_w$  es la densidad media del agua superficial del océano ( $1,026 \text{ kgm}^{-3}$ ),  $C_w$  es el calor específico del agua de mar a presión constante ( $4,178 \text{ Jkg}^{-1} \text{ °K}^{-1}$ ) y  $T(z)$  es la estructura vertical de temperatura del océano superior. Es importante mencionar que la temperatura de referencia ( $T_{ref}$ ) es 26°C, ya que es ésta la temperatura mínima necesaria que se asume para ciclogénesis tropical (Palmen, 1948) y que los límites de la integral van desde la profundidad de la isoterma de 26°C ( $H_{26}$ ) hasta la superficie del océano ( $z=0$ ). Una esquematización de este cálculo se presenta en la Figura 2 como el área iluminada de color gris, asumiendo que se tuvieran mediciones continuas del perfil de temperatura.

Al no contarse con perfiles de temperatura medidos para calcular el CCO, se utilizó el método propuesto por Goni et al. (1996) y Shay et al. (2000) para obtener un estimado a partir de datos satelitales de altimetría y de TSM en combinación con un modelo oceánico de dos capas, de gravedad reducida. En este esquema, las capas superior e inferior están separadas por la profundidad de la isoterma de 20°C y la gravedad reducida está dada por:

$$g' = \frac{g(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2}, \quad (2)$$

donde  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $9.81 \text{ ms}^{-2}$ ),  $\rho_1$  representa la densidad de la capa superior y  $\rho_2$  la densidad de la capa inferior (O'Brien y Reid, 1967; Kundu, 1990; Goni et al., 1996). En esta aproximación la profundidad total de la isoterma de 20°C está dada por:

$$H_{20} = \overline{H_{20}} + \frac{g}{g'} \eta', \quad (3)$$

donde  $\overline{H_{20}}$  representa la profundidad media de la isoterma de 20°C calculada a partir de la climatología. Mainelli (2000) propuso que dicha climatología debía ser determinada sólo para la temporada de CTs en la región (de mayo a noviembre, en este caso), en lugar de la climatología anual, utilizada originalmente en la metodología de Goni y Trinanés (2003). En la ecuación (3),  $\eta'$  es la anomalía de altura de la superficie del mar (AASM) tomada directamente de las mediciones de altimetría satelital. La profundidad total de la isoterma de 26°C se determina con la siguiente relación:

$$H_{26} = \frac{\overline{H_{26}}}{H_{20}} H_{20}, \quad (4)$$

donde  $\overline{H_{26}}$  es la profundidad media de la isoterma de 26°C calculada a partir de la climatología para la temporada de ciclones tropicales. El CCO se calcula en dos etapas, representadas por las áreas cuadriculadas en la Figura 2. La primera etapa (representada por el área de arriba en la Figura 2) se determina a partir de la profundidad climatológica de la capa de mezcla oceánica ( $h$ , que se define como la profundidad en que la densidad potencial difiere de la que hay en la superficie por 0.01 kg/m<sup>3</sup>) y como ésta se considera una capa con densidad potencial virtualmente homogénea, se utiliza la TSM derivada de los datos satelitales como un “*proxy*” de la temperatura de toda la capa de mezcla. El CCO en la capa de mezcla (hasta la profundidad  $h$ ) es proporcional a  $[(TSM - 26\text{ °C}) \times h]$ . La segunda etapa del cálculo (representada por el área de abajo en la Figura 2), consiste en estimar el CCO de la capa que se encuentra por debajo de la capa de mezcla, desde “ $h$ ” hasta la profundidad de la isoterma de 26°C, que se aproxima de la siguiente forma:  $[0.5 \times (TSM - 26\text{ °C}) \times (H_{26} - h)]$ . El CCO total se calcula como la suma de ambas contribuciones, multiplicada por la densidad media del agua superficial del mar ( $\rho_w$ ) y el calor específico del agua de mar a presión constante ( $C_w$ ). Este método implica los siguientes supuestos subyacentes:

1. La capa de mezcla oceánica climatológica estacional tiene su propia densidad y se asienta por encima de un fluido de dos capas; y,

2. La profundidad de la capa de mezcla no varía con el tiempo, pues no se cuenta con información sobre los flujos superficiales de calor, esfuerzo del viento, o cortante de la corriente en la base de la CMO para determinar su evolución.

Shay y Brewster (2010) hacen una evaluación detallada de los valores estimados utilizando éste método contra los valores obtenidos a partir de perfiles de temperatura medidos en el Pacífico nororiental Tropical.

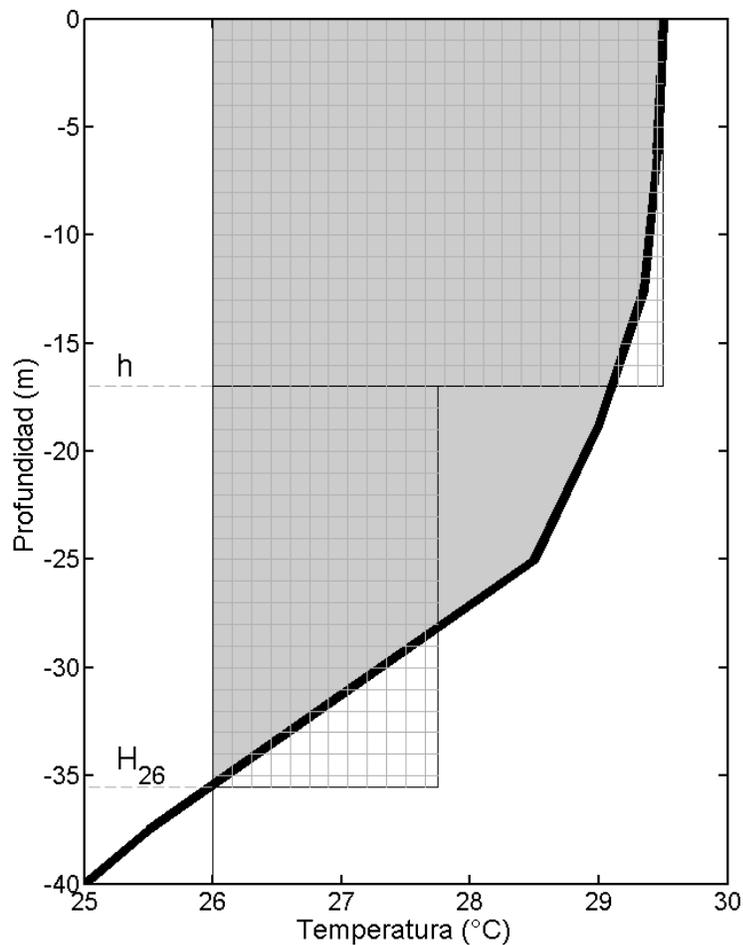


Figura 2: Comparación de las áreas que representan el Contenido de Calor Oceánico calculado a partir de un perfil continuo de temperatura (área gris) y utilizando la aproximación del modelo de dos capas (áreas cuadrículadas)

## ***2.2 Aplicación de la estimación del contenido de calor oceánico para el Pacífico nororiental Tropical utilizando el modelo de dos capas***

Se utilizaron los campos tridimensionales de temperatura y salinidad climatológicos (Figura 3a y 3b) contenidos en el modelo digital ambiental generalizado (GDEM, por sus siglas en inglés) de la Armada de los Estados Unidos, para calcular los valores climatológicos de  $\rho_1$  y  $\rho_2$  (Figura 3c y 3d) a lo largo de la temporada de ciclones tropicales (de mayo a noviembre) a partir del método de Morgan y Pender (1992) (disponible en [http://www.cmar.csiro.au/datacentre/ext\\_docs/seawater.htm](http://www.cmar.csiro.au/datacentre/ext_docs/seawater.htm)). También se utilizó GDEM para calcular las profundidades climatológicas de las isotermas de 20°C y 26°C (Figura 3e y 3f) y la profundidad climatológica de la capa de mezcla en la región. Vale la pena resaltar que, en la Figura 3, las dos capas en las que asumimos está dividido el océano, están separadas por la profundidad climatológica de la isoterma de 20°C. Este hecho se refleja en las Figuras 3c, 3d y 3e en las que se aprecia una zona blanca (sin valor) en la parte norte de los mapas, debido a que la temperatura en esas zonas está por debajo de los 20°C incluso en la superficie. De la misma forma, la Figura 3f muestra la profundidad de la isoterma de 26°C y presenta también una zona blanca (sin datos) mucho más extendida, dado que la temperatura superficial es menor a 26°C en toda esa zona.

Para poder cubrir todo el período incluido en este estudio (1993-2009), se utilizaron tres diferentes fuentes de datos de TSM derivadas de satélite, que se resumen en la Tabla I.

Tabla I: Resumen de fuentes de información de temperatura superficial del mar utilizadas en este estudio para los diferentes periodos analizados

Periodo	Producto	Resolución espacial	periodicidad	Agencia
1993 - 1997	SST-Reynolds	1° (lon, lat)	Semanal	NOAA
1998 - 2001	TMI	0.25° (lon, lat)	Diaria	REMSS/NASA
2002-2009	AMSR-E	0.25° (lon,lat)	Diaria	REMSS/NASA

La AASM ( $\eta'$ ) necesaria para el cálculo del CCO fue obtenida de datos de altimetría satelital de Ssalto/Duacs-AVISO. En particular, se utilizó el producto de AASM con datos fusionados de múltiples misiones, con retraso en tiempo, con resolución temporal de 7 días y espaciado de malla de 20 minutos de arco, con cobertura geográfica global. En julio de 2006 este producto cambió su periodicidad de semanal a diaria.

Se generaron mapas diarios de CCO analizando objetivamente los parámetros climatológicos y los mapas instantáneos de TSM y de AASM a mallas regulares con espaciamiento de  $0.125^\circ$  en latitud y longitud, para todo el periodo de estudio. Los mapas resultantes comparan muy bien con los generados por Shay y Brewster (2010). Estas mallas regulares fueron utilizadas para calcular: (a) la climatología mensual (1993-2009) de CCO durante la temporada de CTs en el Pacífico nororiental Tropical (Figuras 4 y 5) y (b) la evolución del valor instantáneo de CCO cada 6 horas a lo largo de la trayectoria y el tiempo de vida de cada CT con nombre en la base de datos del *best track* entre 1993 y 2009 (éste último tema se discutirá más adelante en la sección 2.3)

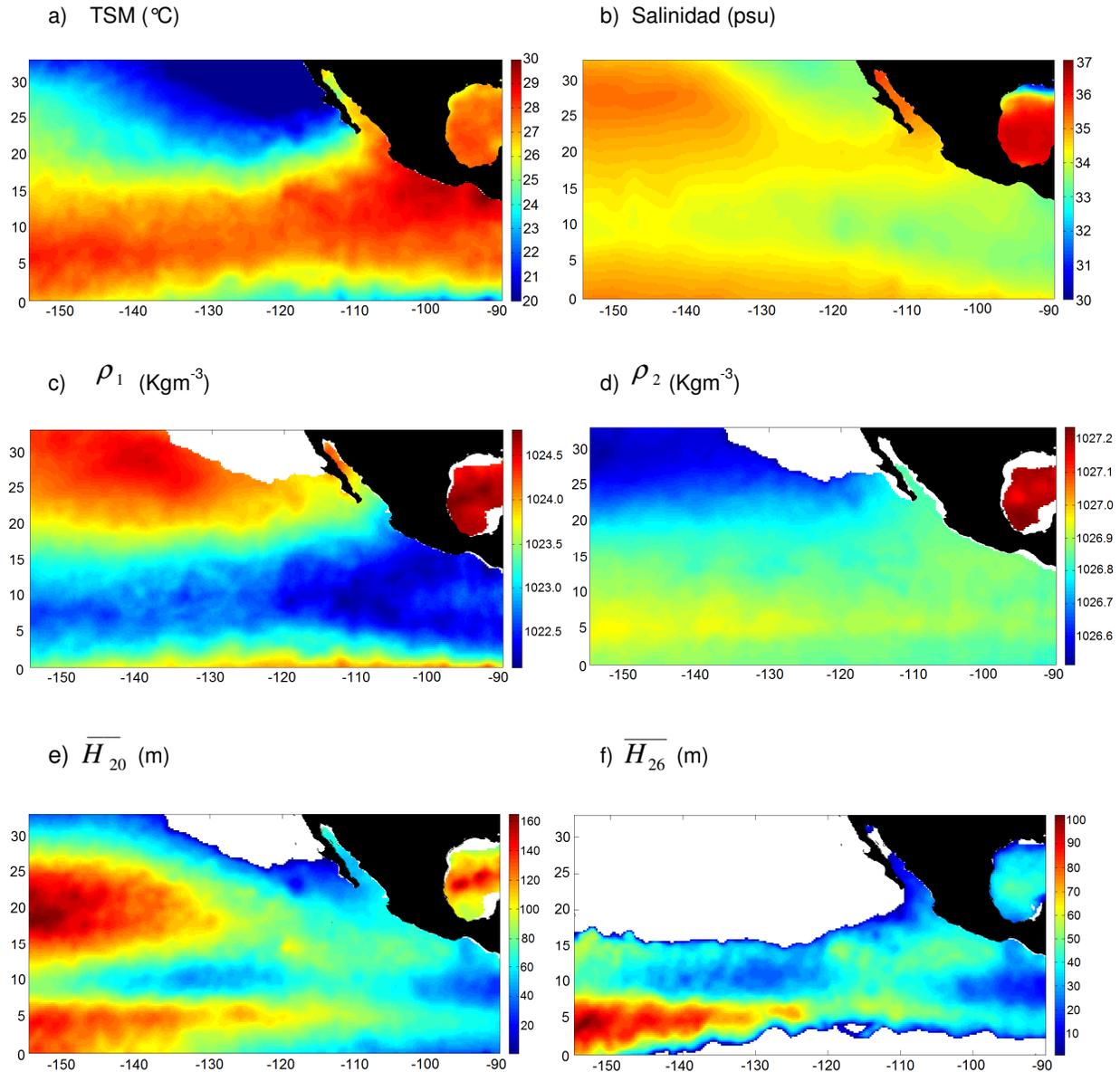


Figura 3: Valores climatológicos para la temporada de huracanes (mayo a noviembre) derivados a partir del Modelo Digital Ambiental Generalizado (GDEM) para a) temperatura superficial del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ), b) Salinidad (psu), c) densidad potencial de la capa superior ( $\text{kgm}^{-3}$ ), d) densidad potencial de la capa inferior ( $\text{kgm}^{-3}$ ), e) profundidad de la isoterma de  $20^{\circ}\text{C}$  (m), f) profundidad de la isoterma de  $26^{\circ}\text{C}$  (m).

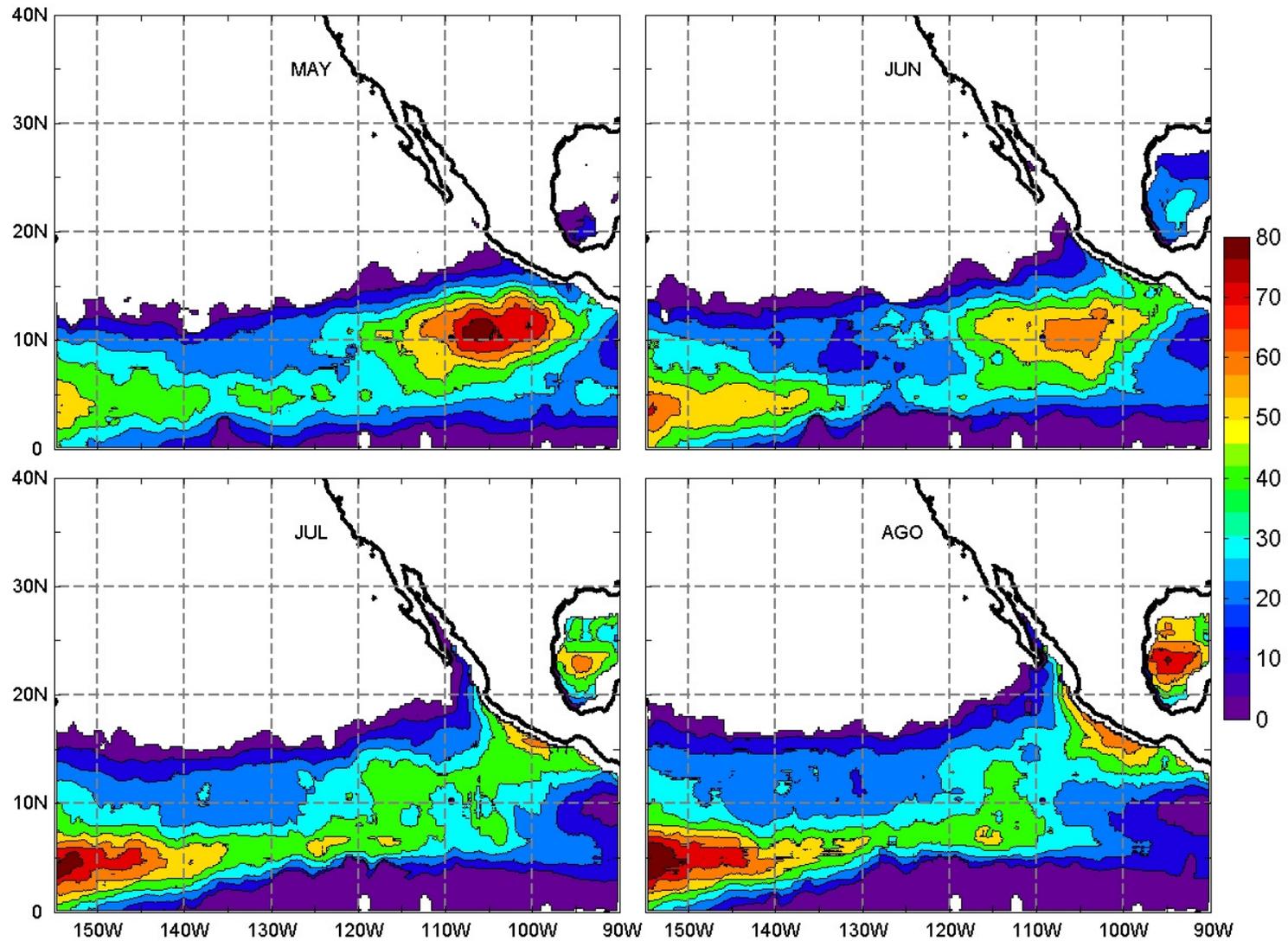


Figura 4: Climatología mensual (1993-2009) del contenido de calor oceánico ( $\text{kJcm}^{-2}$ ) durante los meses de Mayo a Agosto dentro de la temporada de ciclones tropicales en el Pacífico nororiental Tropical.

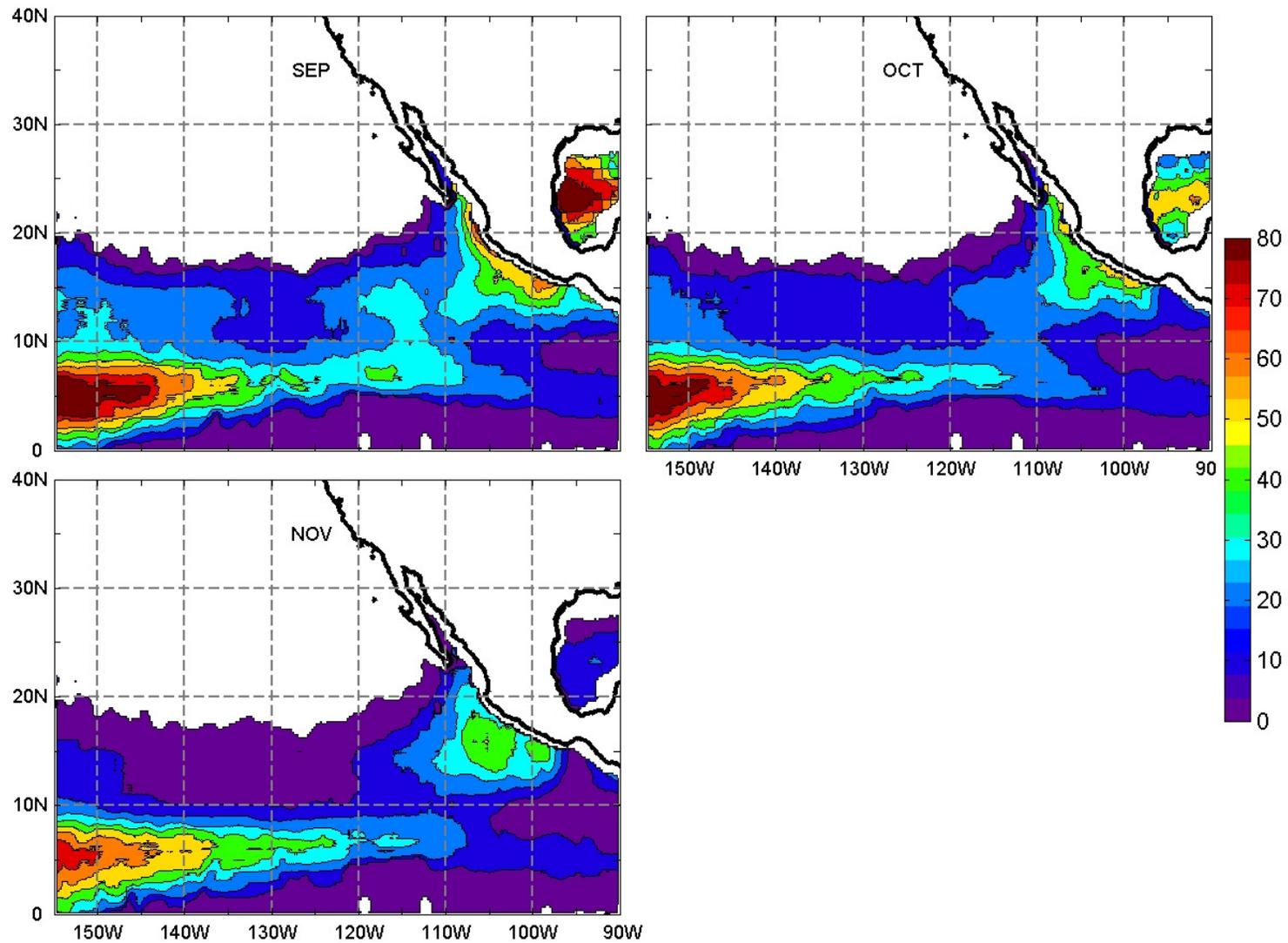


Figura 5: Climatología mensual (1993-2009) del contenido de calor oceánico ( $\text{kJcm}^{-2}$ ) durante los meses de Septiembre a Noviembre dentro de la temporada de ciclones tropicales en el Pacífico nororiental Tropical.

La variabilidad espacial y temporal del CCO en el Pacífico nororiental Tropical (Figuras 4 y 5) durante los meses que comprenden la temporada de ciclones tropicales para esta cuenca parece estar estrechamente vinculada a la presencia de estructuras oceánicas de mesoescala. Durante mayo y junio, los valores máximos de CCO se concentran entre 100-110° O y entre 8-15° N. Este máximo es probablemente dominado por vórtices oceánicos anticiclónicos, que fueron generados por el viento en el Golfo de Tehuantepec y el Golfo de Papagayo (Palacios y Bograd, 2005) principalmente durante los meses de invierno y se han propagado hacia el oeste internándose en el Océano Pacífico. Esta estructura oceánica ha sido identificada por Kessler (2006) como una depresión de la termoclina y ha sido nombrada como el "Tazón de Tehuantepec" (*Tehuantepec Bowl*). Kessler (2006) también ha reportado que esta estructura se debilita y se retira costa afuera durante el verano boreal. Esta estructura parece ser un resultado directo de la actividad de vórtices oceánicos anticiclónicos en la región, pero ésta permanece como una pregunta abierta para la comunidad oceanográfica. Es importante resaltar que los valores máximos de CCO (por encima de 80 kJ cm<sup>-2</sup>) se observan durante mayo, en el comienzo de la temporada de ciclones tropicales para esta cuenca.

Durante los meses de julio y agosto, a mitad de la temporada ciclónica, el CCO parece estar dominado por una combinación de los remanentes de los vórtices de Tehuantepec y Papagayo y la llegada a la zona de las ondas de hundimiento atrapadas a la costa que se originan en el ecuador. Zamudio *et al.* (2001, 2006)

plantean la hipótesis de que estas ondas pueden generar vórtices oceánicos anticiclónicos durante su tránsito a través de diferentes regiones de la costa del Pacífico, desde el Golfo de Papagayo, Golfo de Tehuantepec y a lo largo de la costa del estado de Guerrero.

Los valores de CCO comienzan a disminuir en septiembre y octubre y la extensión de las zonas con alto CCO comienza a retraerse. Los valores máximos de CCO parecen estar dominados casi en su totalidad por vórtices oceánicos anticiclónicos que han sido generados a lo largo de la costa de Guerrero, Jalisco y Nayarit en la zona de las Islas Marías y Cabo Corrientes probablemente generados por ondas de hundimiento atrapadas a la costa que se originan en el ecuador y que ya han viajado más hacia el polo (Zamudio *et al.*, 2007) o por inestabilidades baroclínicas de las corrientes cercanas a la costa (Pantoja *et al.*, 2012). Estos valores probablemente también incluyen el efecto de la presencia de vórtices en la parte sur del Golfo de California que han sido reportados por Zamudio *et al.* (2008) y Kurczyn *et al.* (2012). El CCO alcanza el mínimo de la temporada en noviembre, cuando parece estar influenciado nuevamente por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos recientemente generados por eventos de viento intenso en los Golfos de Tehuantepec y de Papagayo.

### **2.3 Análisis conjunto de datos de trayectorias de los ciclones tropicales en la región, contenido de calor oceánico y altimetría satelital**

Para los fines de este trabajo, la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos en la región se manifiesta como la presencia de zonas con contenido de calor oceánico elevado. Con la intención de analizar si la interacción entre los CTs y los vórtices se produce en el Pacífico nororiental Tropical, utilizamos los mapas diarios tanto del CCO como de la AASM en combinación con las trayectorias del *best track* para todos los ciclones tropicales que se produjeron en la cuenca entre 1993 y 2009, verificando si en algún punto de su trayectoria y a lo largo de su tiempo de vida el CT pasó sobre un área con CCO Equivalente superior a  $50 \text{ kJcm}^{-2}$ , y que también presentaba valores positivos de AASM. Cuando estas dos condiciones se cumplen, este ciclón se considera que ha tenido una interacción con un vórtice oceánico anticiclónico. Cabe señalar que el valor umbral de  $50 \text{ kJcm}^{-2}$  es casi tres veces mayor al valor identificado por Leipper y Volgenau (1972) de  $17 \text{ kJcm}^{-2}$  como la cantidad de calor que un huracán necesita extraer del océano a lo largo de un día para mantener su intensidad. El concepto de CCO Equivalente fue introducido por Shay y Brewster (2010) como una variable que incorpora la estabilidad de la termoclina en la base de la capa de mezcla oceánica utilizando un parámetro climatológico de estratificación que permite comparar el CCO en diferentes cuencas. El  $\text{CCO}_E$  está dado por:

$$\text{CCO}_E = \text{CCO} \sqrt{N_{\max} / N_o},$$

---

Donde  $CCO$  es la estructura térmica verticalmente integrada desde la superficie hasta la profundidad de la isoterma de  $26^{\circ}\text{C}$ , previamente definida,  $N_{\max}$  representa la frecuencia máxima de boyancia a través de la base de la capa de mezcla oceánica y  $N_0$  es la frecuencia de boyancia de referencia para una determinada densidad (es decir, temperatura y salinidad). El parámetro climatológico de estratificación fue calculado en base a la climatología del GDEM.

Para este análisis, se generaron los mapas cada 6 horas de  $CCO_E$  y AASM analizando objetivamente los mapas diarios de  $CCO$  y AASM a una malla regular con espaciamiento de  $0,125^{\circ}$  en latitud y longitud, a lo largo del tiempo de vida de cada CT del conjunto de datos, desde 1993 hasta 2009. Un valor promedio, calculado en un área cuadrada de  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  centrada en la posición del CT en cada paso de tiempo, se determinó a partir de los valores de  $CCO_E$  y AASM extraídos de los mapas cada 6 horas. Se determinó que esta área cuadrada de  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  incluye el área del ojo de la mayoría de los CTs en el conjunto de datos.

La Figura 6 muestra un ejemplo del análisis realizado utilizando mapas instantáneos de AASM y  $CCO_E$  y las series de tiempo extraídas para cada variable, a lo largo de la trayectoria del huracán Hilary (1993). Se muestra una clara interacción con una región con altos valores de  $CCO_E$  incrementado localmente por la presencia de dos vórtices oceánicos anticiclónicos. Dichos vórtices se formaron en el Golfo de Tehuantepec y frente a las costas del estado de Guerrero a mediados de julio y se propagaron hacia

el oeste a su posición actual. Esto fue confirmado revisando datos satelitales diarios de AASM y su respectiva circulación geostrófica superficial asociada (no se muestra).

En las Figuras 7, 8 y 9 se muestran una serie de mapas con los valores instantáneos de  $CCO_E$  calculados para diferentes tiempos a lo largo del período de estudio (1993-2009). Se muestran también, sobrepuestos, los campos de circulación geostrófica calculados a partir de los datos de altimetría satelital para el mismo tiempo, además de las trayectorias parciales de diferentes CTs que, a través del análisis aquí descrito, fueron contados como CTs que presentaron interacción con vórtices oceánicos anticiclónicos en el Pacífico nororiental Tropical durante el periodo analizado. Los mapas se enfocan en las áreas en las que la trayectoria del CT pasó por encima de un vórtice, estas zonas presentan altos valores de  $CCO_E$  y una circulación anticiclónica cerrada (a favor de las manecillas del reloj).

Al aplicar la metodología descrita en esta sección a todos los CTs con nombre que se desarrollaron dentro de la región entre  $90^{\circ}$ - $145^{\circ}$  O (242, entre 1993 y 2009), se encontró que 177 de esos ciclones (73%) presentaron interacción con un área de  $CCO_E$  incrementado localmente por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos. Esta clase de interacción fue encontrada en las 17 temporadas analizadas. Se resalta que en 13 de las 17 temporadas, el número de CTs con interacción con algún vórtice oceánico anticiclónico excede el número de CTs que no presentaron interacción.

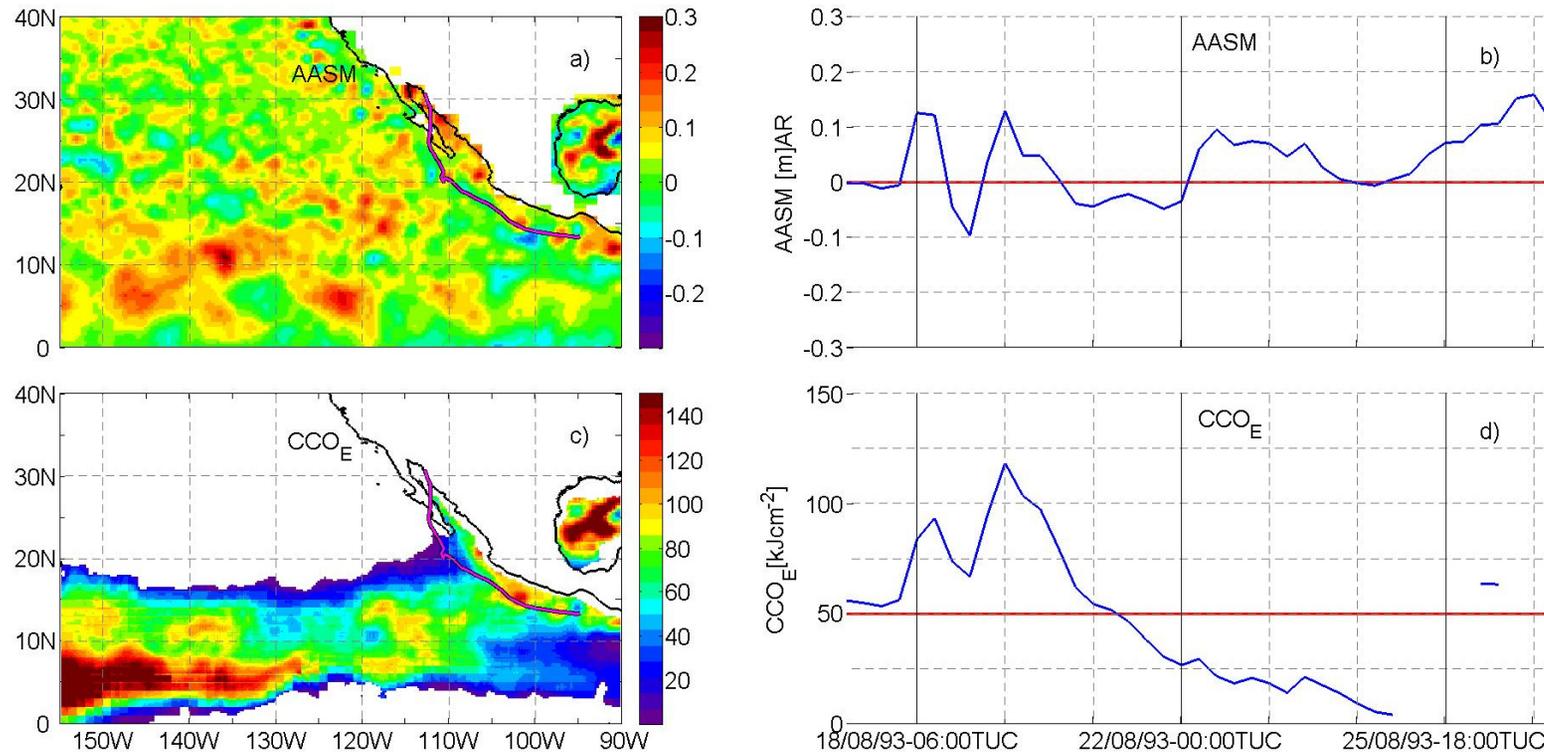


Figura 6: a) Mapa instantáneo de Anomalia de la Altura de la Superficie del Mar AASM (m) obtenido de AVISO, b) serie de tiempo de AASM a lo largo de la trayectoria y del tiempo de vida del huracán Hilary, c) mapa instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente CCO<sub>E</sub> (kJcm<sup>-2</sup>) calculado con el modelo de dos capas, d) serie de tiempo de CCO<sub>E</sub> a lo largo de la trayectoria y el tiempo de vida del huracán Hilary. Los mapas instantáneos (a y c) corresponden al 17 de agosto de 1993 fecha en la que la trayectoria del huracán Hilary pasó encima de una zona con CCO<sub>E</sub> alto, localmente incrementado debido a la presencia de dos vórtices oceánicos anticiclónicos. Las líneas rojas en las series de tiempo (b y d) indican los umbrales aplicados a cada variable.

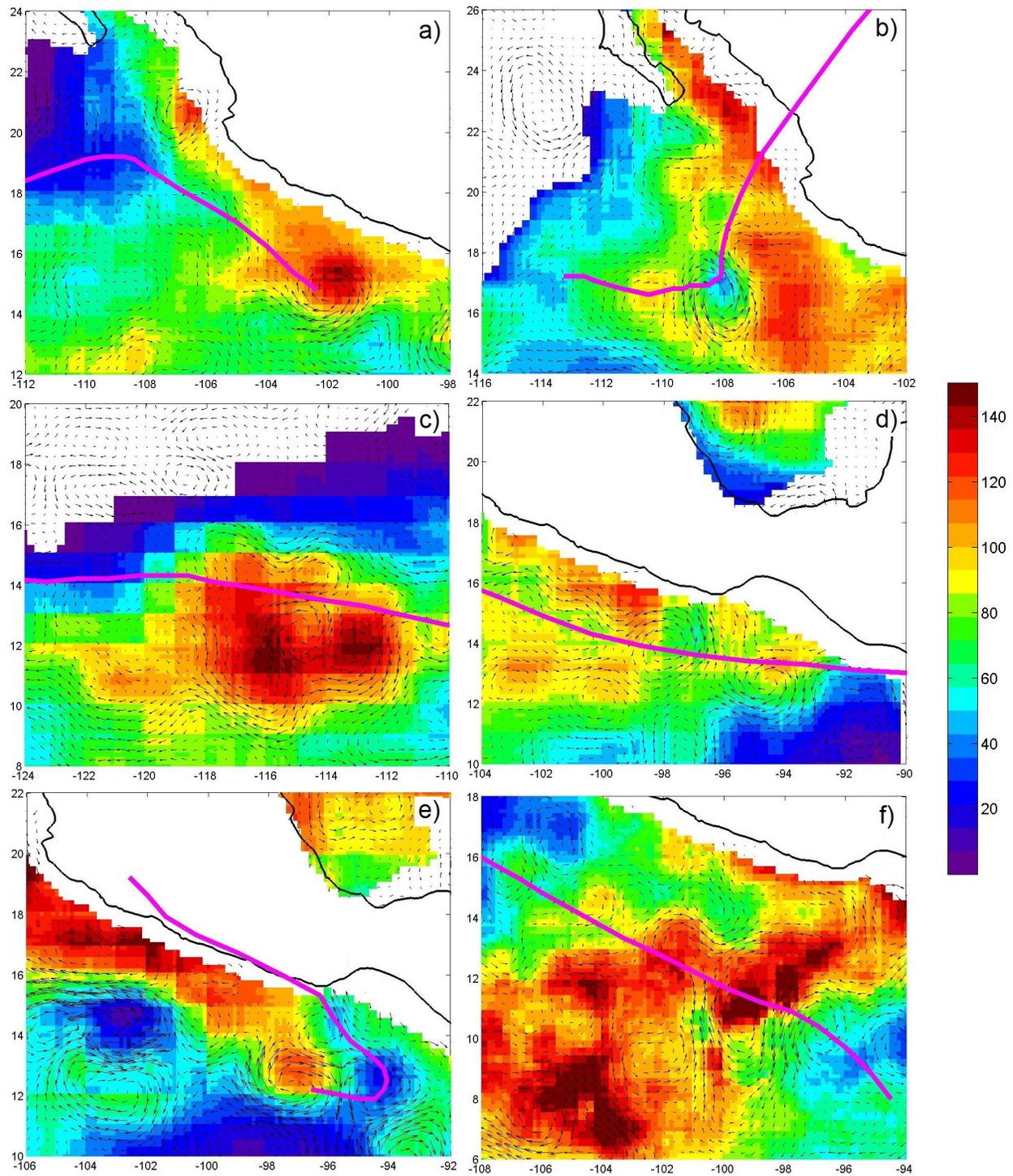


Figura 7: En color se muestra el Campo instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $\text{CCO}_E$  [ $\text{kJcm}^{-2}$ ]), los vectores sobrepuestos muestran el campo instantáneo de circulación geostrofica, ambos válidos en la fecha de inicio de los ciclones tropicales: a) Greg, 1993; b) Rosa, 1994; c) Bárbara, 1995; d) Douglas, 1996; e) Pauline, 1997 y f) Blas, 1998. Las trayectorias parciales o totales de cada CT se muestran con las líneas magenta.

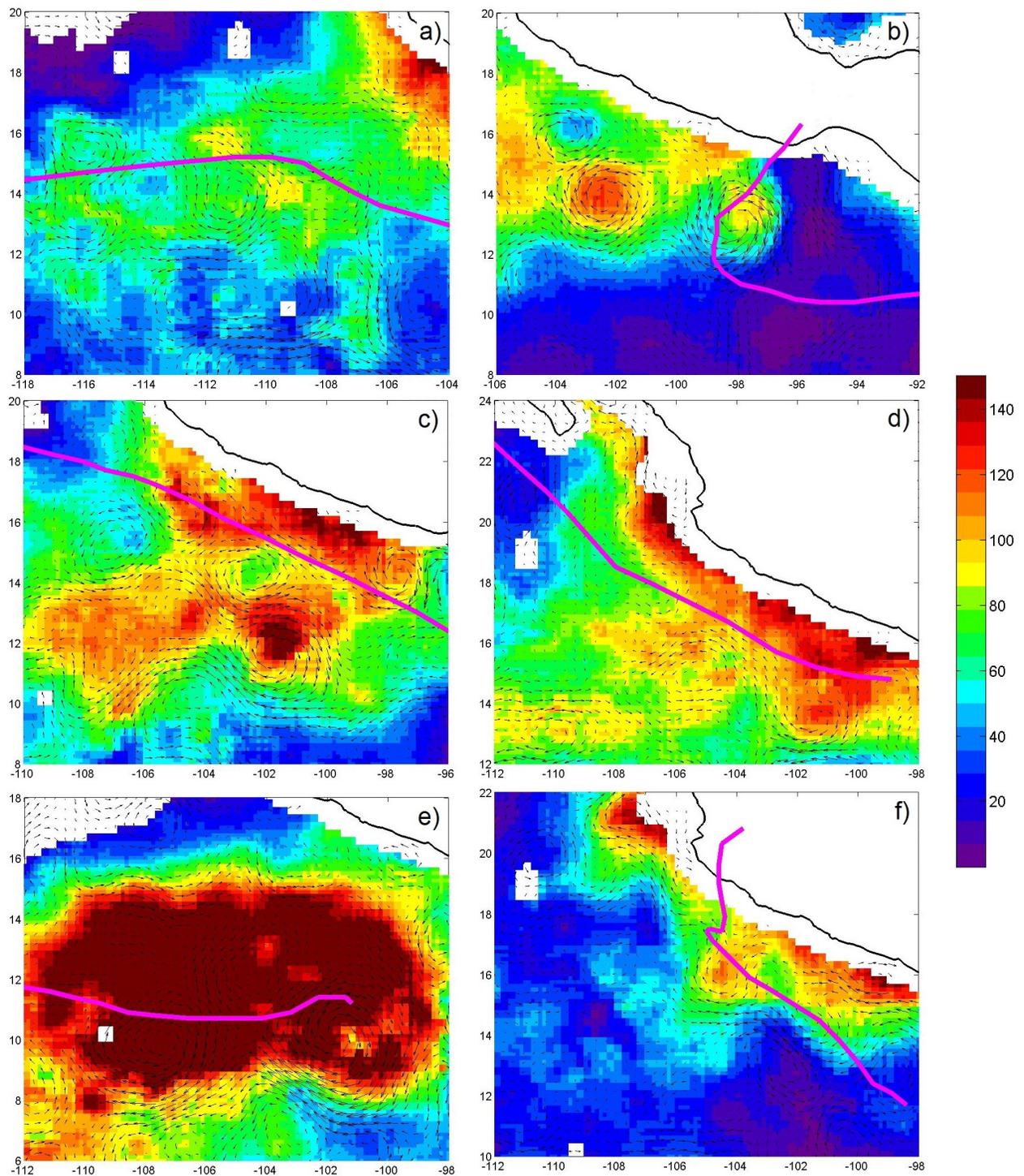


Figura 8: Igual que figura 7 pero para los ciclones tropicales: a) Dora, 1999; b) Rosa, 2000; c) Dalila, 2001; d) Ivo, 2001; e) Alma, 2002 y f) Olaf, 2003.

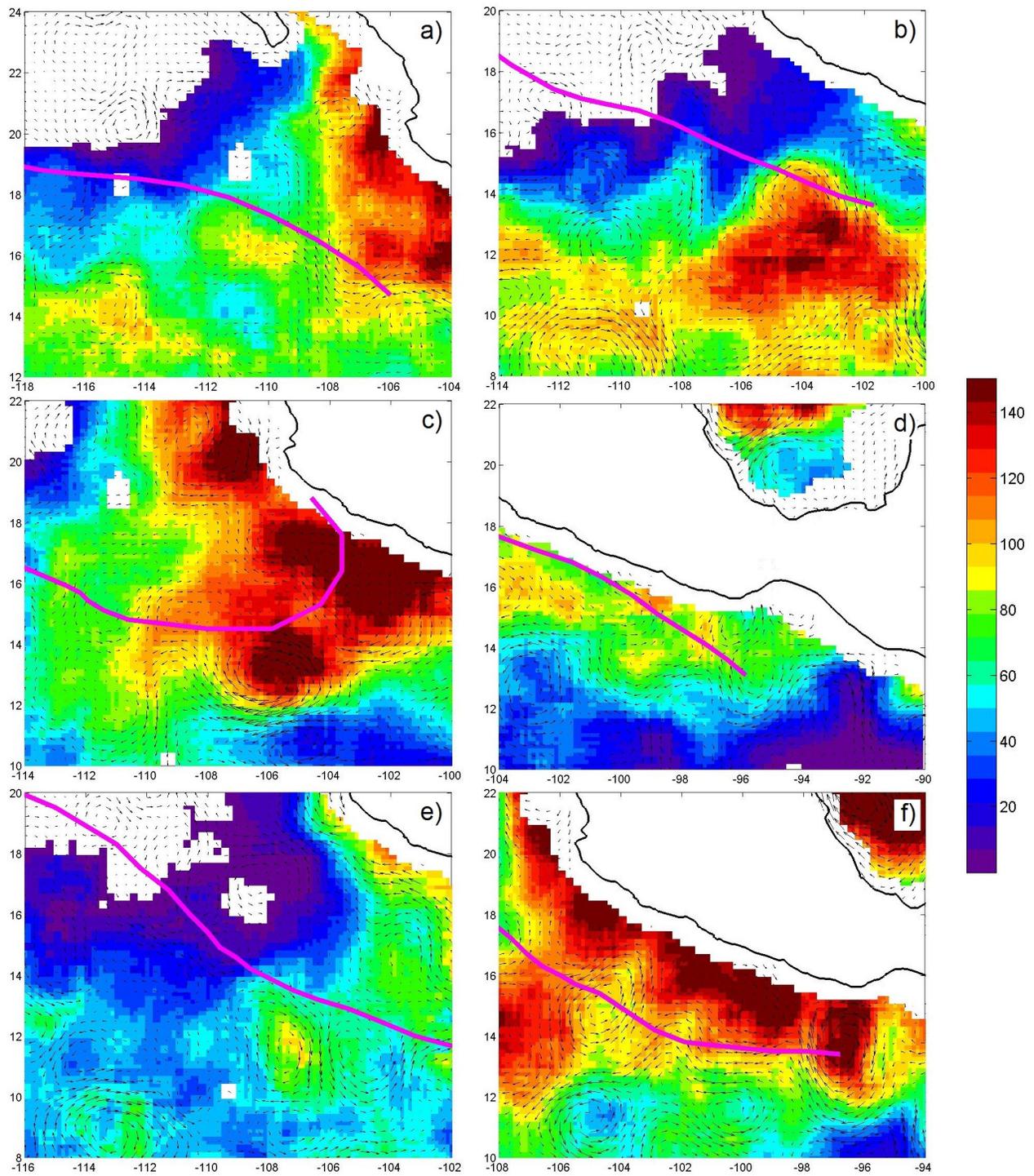


Figura 9: Igual que figura 7 pero para los ciclones tropicales: a) Georgette, 2004; b) Beatriz, 2005; c) Norman, 2006; d) Henriette, 2007; e) Fausto, 2008 y f) Jimena, 2009.

La Figura 10 presenta un resumen de las estadísticas básicas del valor máximo de  $CCO_E$  encontrado por los 177 CTs que experimentaron una interacción con vórtices oceánicos anticiclónicos, categorizándolos de acuerdo a su intensidad según la escala Saffir-Simpson. Como era de esperarse se encontró que las mayores intensidades se relacionan con los valores más altos de  $CCO_E$ . El caso más atípico de  $CCO_E$  de todo el subconjunto de tormentas se presentó en los huracanes categoría 3 (con un valor de  $231.29 \text{ kJcm}^{-2}$ ), relacionado con el huracán Alma (que se desarrolló en la cuenca entre el 24 de mayo y el 1 de junio de 2002).

Al considerar solamente los huracanes mayores (categorías 3, 4 y 5) se encontró que:

- i. El número total de huracanes mayores observado durante el periodo analizado fue 61
- ii. Cincuenta y cinco (90%) de ellos experimentaron interacción con un área de  $CCO_E$  incrementado localmente por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos

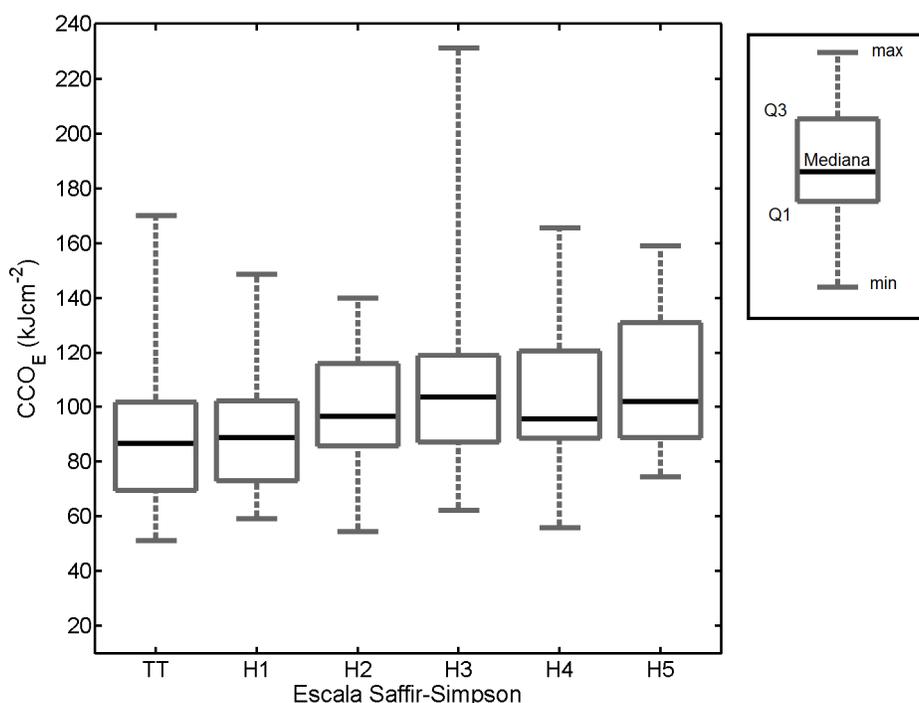


Figura 10: Resumen de la variabilidad del Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $\text{kJcm}^{-2}$ ) calculado para los 177 CTs que presentaron interacción con vórtices oceánicos anticiclónicos entre 1993 y 2009 en el Pacífico nororiental Tropical. Como se muestra en el recuadro, los límites de cada caja representan a los cuartiles 1 y 3, la línea al centro de la caja representa la mediana de los datos, las barras muestran los valores máximos y mínimos de la muestra.

#### 2.4 Ciclones Tropicales que presentaron profundización rápida y/o explosiva

Se utilizaron los datos de presión central mínima registrados cada 6 horas en el *best track* del CNH para identificar los ciclones tropicales que experimentaron profundización rápida (PR) y/o profundización explosiva (PE) en el Pacífico nororiental Tropical entre 1993 y 2009. Se calculó la tasa de profundización ( $dp/dt$ ) utilizando diferencias hacia atrás para cada paso de tiempo, para cada CT con nombre en el periodo seleccionado. CTs con una tasa de profundización menor o igual que  $-1.75$  hPa/h (o  $-42$  hPa durante 24 horas) fueron clasificados como PR y CTs con tasas de profundización menores o iguales a  $-2.5$  hPa/h durante al menos 12 h y/o menores o

---

iguales a  $-5$  hPa/h durante al menos 6 h fueron clasificados como PE. A modo de ejemplo en la Figura 11 se presenta la evolución de la presión central y de la tasa de profundización calculada para el huracán Elida (Fig. 11a) en 2002 y para el huracán Linda en 1997 (Fig. 11b)

Cuarenta y tres de los 242 ciclones tropicales analizados en el periodo 1993-2009 (17.7%), alcanzaron el criterio de PR y ocho (3.3%) el criterio de PE (Figura 12). Dieciséis de las diecisiete estaciones analizadas presentaron al menos un ciclón tropical que alcanzó alguno de los criterios de profundización. La única temporada en la que no se presentó alguno de los criterios de profundización fue la de 1999, que junto con 1996 fueron las temporadas con menor actividad en el periodo analizado (sólo se generaron nueve ciclones en cada temporada). La Tabla II muestra un resumen de las características de los ciclones tropicales que experimentaron PE. Es importante recalcar que todos ellos alcanzaron la categoría de huracán mayor.

Comparativamente, la cuenca del Atlántico presentó un total de 232 ciclones durante el mismo período, cuarenta y seis (19.8%) experimentaron profundización rápida, y sólo seis (2.5%) experimentaron profundización explosiva. Catorce de las 17 temporadas analizadas presentaron al menos un caso de profundización. Las tres temporadas sin ningún caso de profundización fueron 1993, 1994 y 1997, correspondientes a las tres temporadas menos activas en el período 1993-2009, en términos del número de ciclones.

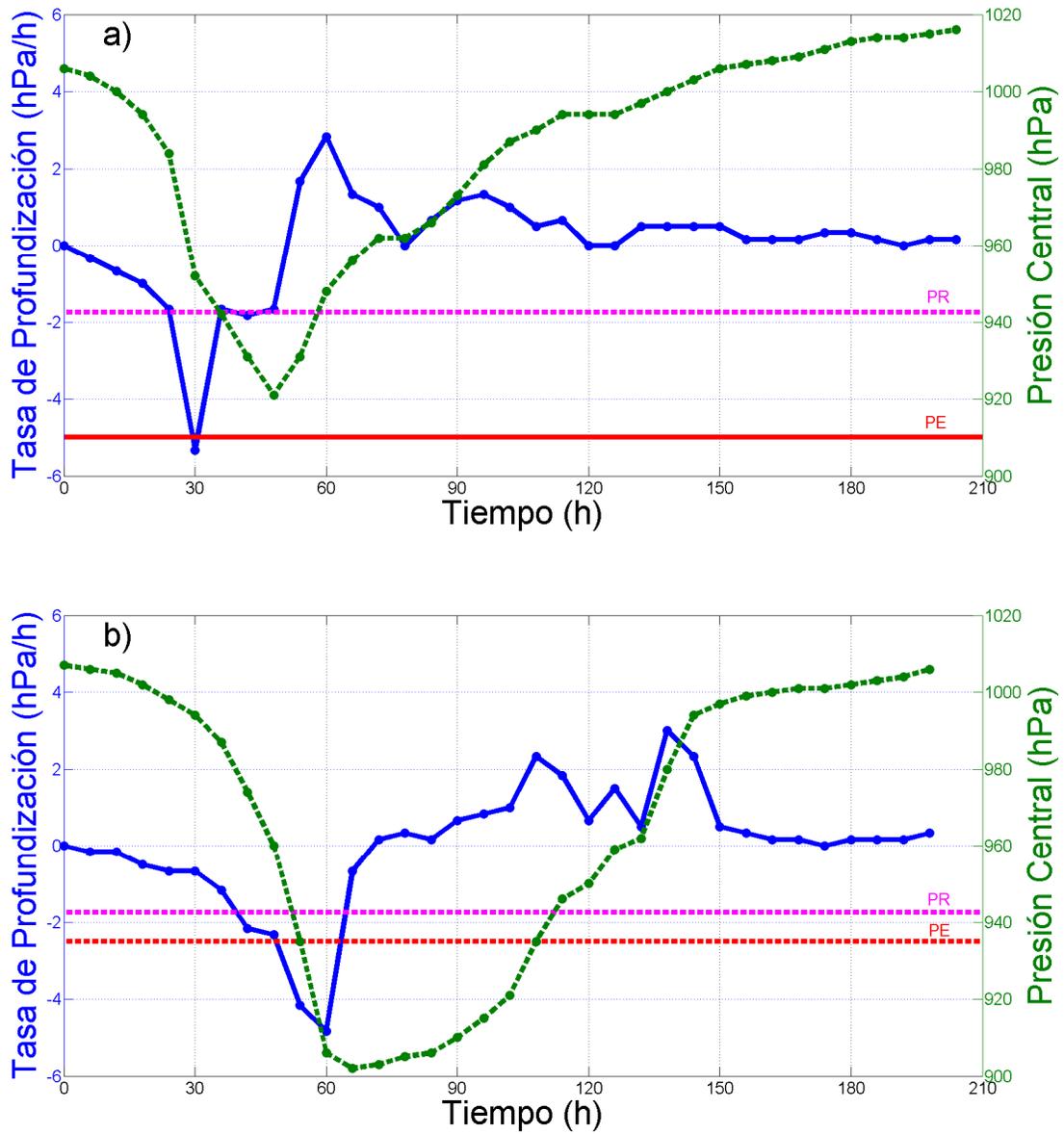


Figura 11: Evolución de la presión central (línea verde punteada, con su escala al lado derecho en unidades de hPa) y tasa de profundización (línea azul continua, con su escala al lado izquierdo en unidades de hPa/h) para los ciclones tropicales a) Elida-2002 y b) Linda-1997. Las líneas horizontales punteadas en color magenta indican el umbral para profundización rápida (-1.75 hPa/h), la línea horizontal punteada en color rojo (en b) indica el umbral para criterio de profundización explosiva (-2.5 hPa/h por al menos 12 horas) y la línea horizontal sólida en color rojo (en a) indica el umbral de profundización explosiva (-5 hPa/h por al menos 6 h).

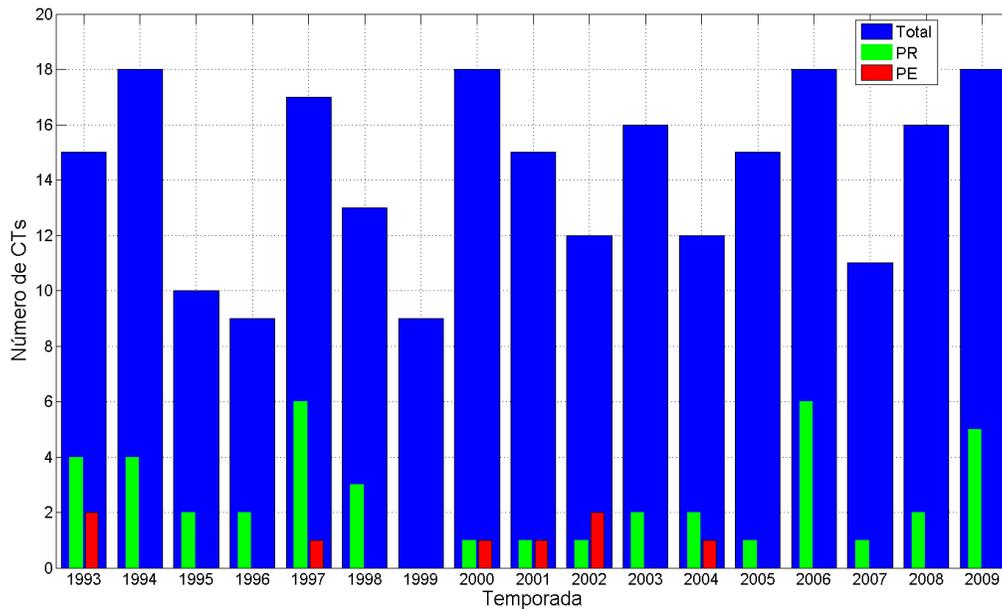


Figura 12: Distribución de frecuencias del número total de ciclones tropicales en cada temporada (252, en color azul), número de ciclones tropicales que alcanzaron el criterio de profundización rápida (45, en color verde), y número de ciclones tropicales que alcanzaron el criterio de profundización explosiva (9 en color rojo).

Tabla II: Relación de huracanes que experimentaron profundización explosiva en el Pacífico nororiental Tropical en el periodo 1993-2009.

Nombre	Año	Comentarios
Kenneth	1993	Categoría 4, segundo más intenso de su temporada
Lidia	1993	Categoría 4, tercero más intenso de su temporada
Linda	1997	Categoría 5, el más intenso del que se tiene registro en la historia de esta cuenca
Carlotta	2000	Categoría 4, el más intenso de su temporada
Juliette	2001	Categoría 4, el más intenso de su temporada
Elida	2002	Categoría 5, junto con Hernán, segundo más intenso de su temporada
Kenna	2002	Categoría 5, más intenso de su temporada
Howard	2004	Categoría 4, segundo más intenso de su temporada
loke	2006	Categoría 5, más intenso de su temporada (se formó al oeste de 140 W)

---

## **2.5 Evaluación de los parámetros ambientales atmosféricos**

Inspirado en los parámetros ambientales originalmente descritos por Gray (1975) como precursores de la ciclogénesis, se calcularon los siguientes parámetros para el análisis:

1. Cizalladura vertical del viento horizontal entre la tropósfera inferior (850 hPa) y la tropósfera superior (200 hPa).
2. Humedad relativa de la tropósfera media (550 hPa).
3. Humedad relativa verticalmente integrada (entre 550 y 1000 hPa).

Estos parámetros fueron calculados a partir de los datos del NARR, con espaciado de malla de 32 km y con disponibilidad temporal cada 3 horas, en 29 niveles verticales (Mesinger et al., 2005).

El perfil vertical de la humedad relativa (de 550 a 1000 hPa) se comparó con un valor de referencia de 75% para estimar su anomalía. Este valor fue seleccionado a partir de un análisis de sensibilidad realizado con el modelo de Emanuel et al. (2004) para CTs en el Pacífico nororiental Tropical. Como se indica en la Figura 13, los valores positivos (valores de humedad relativa mayores que 75%) y negativos (valores de humedad relativa menores que 75%) fueron determinados a partir de los perfiles cada 6 horas, durante el tiempo de vida de cada huracán con PR/PE en la base de datos. En la Figura 13 se presenta un ejemplo de los perfiles mencionados (para el huracán Adolph en 2001) y las áreas integradas, representando aire relativamente seco (en

---

color verde) y relativamente húmedo (en color azul) en el ambiente que rodea al huracán. Estas dos variables (aire seco y aire húmedo) se reportan en este estudio como un porcentaje de cobertura de las áreas seca y húmeda indicadas en la figura con achurado.

Para todos los parámetros atmosféricos ambientales, se calculó la evolución temporal del valor promedio obtenido en una caja de  $4^\circ$  por  $4^\circ$  (como en *Marín et al.*, 2009) centrada en la ubicación del CT a lo largo de todo su tiempo de vida, para todos los ciclones que presentaron PR/PE en el periodo analizado.

La Figura 14 muestra las series de tiempo para todos los parámetros ambientales descritos en esta sección para el huracán John (2006). También se muestra la serie de tiempo para la presión central (según los datos del *best track*) y para  $CCO_E$  y AASM obtenidos como se describió previamente, en la sección 2.3. Es importante hacer notar que, en este caso, todos los parámetros atmosféricos fueron favorables: Cizalladura del viento del orden de  $11 \text{ ms}^{-1}$ , humedad relativa a 550 hPa cercana a 84% durante todo el tiempo de vida del huracán, valores verticalmente integrados de aire húmedo alrededor de 32% (aproximadamente el 32% del área húmeda, presentó un perfil vertical de humedad relativa mayor a 75%), los valores verticalmente integrados de aire seco fueron cercanos a cero la mayor parte del tiempo (es decir que no hubo presencia de aire con HR menor a 75% a lo largo del perfil). Por su parte, los valores de  $CCO_E$  (Figura 14f) estuvieron alrededor de  $150 \text{ kJcm}^{-2}$ . Cada parámetro ambiental,

tanto atmosférico como oceánico, fue normalizado al valor máximo absoluto de todos los ciclones que experimentaron PR/PE en el periodo analizado, para poder comparar los diferentes casos. En la Tabla III se presenta un resumen de esos valores máximos.

Es importante resaltar que en la sección 3 cuándo se hace uso de las series de tiempo normalizadas, las variables cizalladura y aire seco verticalmente integrado se presentan de forma tal que los valores altos (cercaos a 1) se interpretan como favorables para la profundización y los valores bajos (cercaos a cero) se interpretan como desfavorables para la profundización.

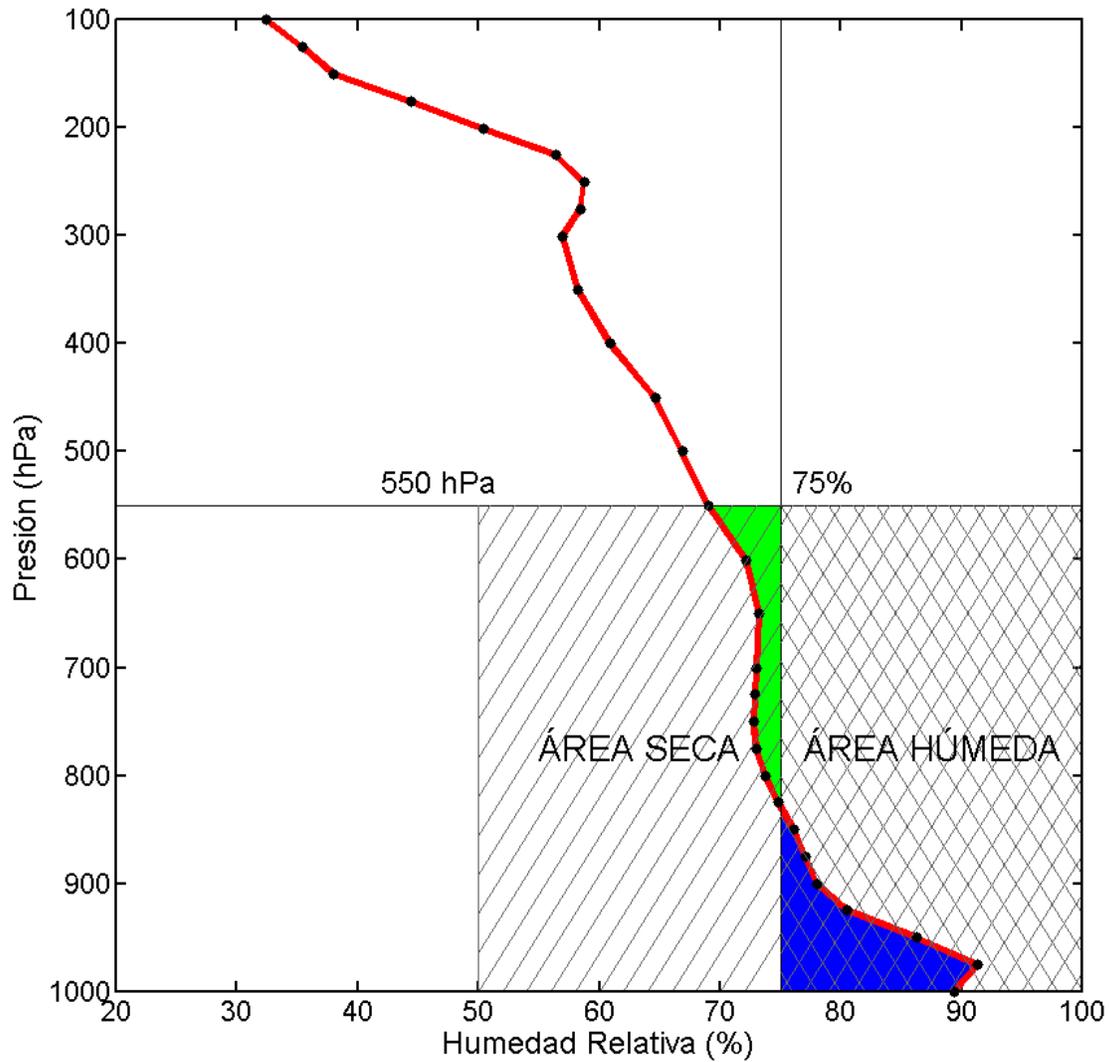


Figura 13: Perfil de humedad relativa y sus áreas integradas entre los niveles de 550 y 1000 hPa con respecto a un valor de referencia de 75% de humedad relativa, calculado a partir de datos del NARR para el huracán Adolph a las 00:00 TUC (Mayo 30 de 2001). El área de color verde indica aire seco (con HR menor que 75%) y el área de color azul indica aire húmedo (con HR mayor que 75%) en el ambiente que rodea al huracán. Estas variables se reportan como el porcentaje de cobertura del área seca (entre 50%-75% y 1000-550 hPa) o el porcentaje de cobertura del área húmeda (entre 75%-100% y 1000-550 hPa).

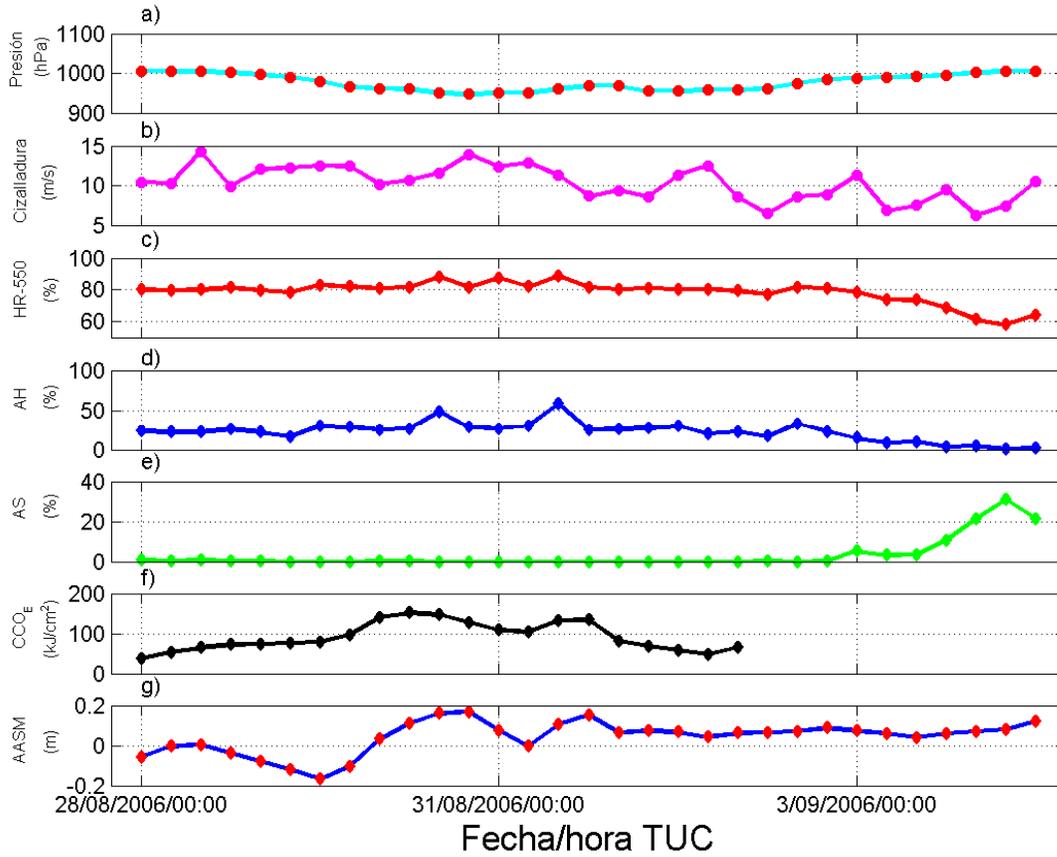


Figura 14: Series de tiempo para a) presión mínima central (hPa) según el *best track*, b) cizalladura vertical del campo de viento horizontal ( $\text{ms}^{-1}$ ), c) humedad relativa a 550 hPa (%), d) aire húmedo verticalmente integrado (%), e) aire seco verticalmente integrado (%), f) contenido de calor oceánico equivalente ( $\text{kJcm}^{-2}$ ) y g) anomalía de la altura de la superficie del mar (m) para el huracán John (2006), el segundo más intenso durante la temporada 2006 en el Pacífico nororiental Tropical.

Tabla III: Resumen de los valores máximos alcanzados en los diferentes parámetros ambientales que han sido evaluados para los huracanes que experimentaron PR o PE en la cuenca del Pacífico nororiental Tropical en el periodo 1993-2009. HR-550 se refiere a la humedad relativa a 550 hPa, AH-VI se refiere al aire húmedo verticalmente integrado, AS-VI se refiere a aire seco verticalmente integrado.

Parámetros Ambientales	Valor Máximo	Nombre del CT	Temporada	Comentarios
HR-550 hPa	92.71%	Fernanda	1993	Categoría 4, fue el tercero más intenso de su temporada. El valor máximo de HR a 550 hPa se alcanzó el 17/Agosto/1993 a las 06:00 TUC
Cizalladura del viento	32.76 m s <sup>-1</sup>	Juliette	1995	Categoría 4, el más intenso de su temporada. El máximo valor de cizalladura fue alcanzado durante su debilitamiento el 25/Septiembre/1995 a las 00:00 TUC
CCO <sub>E</sub>	154.35 kJ cm <sup>-2</sup>	Linda	1997	Categoría 5, fue el más intenso del que se tiene registro en la historia de esta cuenca. El máximo valor de CCO <sub>E</sub> fue alcanzado durante su etapa de intensificación inicial el 10/Septiembre/1997 a las 18:00 TUC
AH-VI	79.58%	Linda	1997	Categoría 5, el más intenso del que se tiene registro en la historia de esta cuenca. El máximo valor de aire húmedo verticalmente integrado se alcanzó durante su periodo de debilitamiento el 16/Septiembre/1997 a las 00:00 TUC
AS-VI	100%	Howard	2004	Categoría 4, segundo más intenso de la temporada. El máximo valor de aire seco verticalmente integrado se alcanzó durante su debilitamiento el 10/Septiembre/2004 a las 06:00 TUC

## CAPÍTULO 3

### Resultados y discusión

#### **3.1 *Relación entre la profundización rápida de los ciclones tropicales y los vórtices oceánicos anticiclónicos.***

Hasta ahora se han analizado de forma separada la interacción de los CTs con vórtices oceánicos anticiclónicos en el Pacífico nororiental Tropical (sección 2.3) y la fracción de CTs en la cuenca que experimentaron PR y/o PE durante el mismo periodo (sección 2.4). En esta sección se analiza el contexto ambiental atmosférico y oceanográfico en el que ocurre la PR y/o PE, para poder entender el rol que tienen los vórtices oceánicos anticiclónicos en la evolución de los CTs de la cuenca.

En las siguientes secciones se describen en detalle las condiciones ambientales atmosféricas y oceanográficas para 2 huracanes que alcanzaron el criterio de profundización explosiva y para 2 más que alcanzaron el criterio de profundización rápida. Inmediatamente después se generaliza la discusión en términos de estadísticas para todos los CTs analizados que presentaron PR/PE.

### 3.1.1 Huracán Lidia (1993)

A las 1200 TUC del 08 de septiembre de 1993, el boletín de alertamiento del NHC describe una depresión tropical originada a unos 450 km al sur del Golfo de Tehuantepec (esto ocurrió sobre un vórtice oceánico anticiclónico generado en el Golfo de Papagayo) y que alcanzó intensidad de Tormenta Tropical a las 0000 TUC del 09 de septiembre de 1993, con una rapidez del viento de  $20.5 \text{ ms}^{-1}$  y una presión central mínima de 1,003 hPa. Entre las 1800 TUC del 10 de septiembre de 1993 y las 0600 TUC del 11 de septiembre de 1993, Lidia experimentó un episodio de PE (con una tasa de profundización promedio de  $-3.15 \text{ hPa/h}$ , durante 12 horas) convirtiéndose en un huracán categoría 4 en la escala Saffir-Simpson (Figura 15), con vientos máximos de  $66.8 \text{ ms}^{-1}$  y una presión central de 930 hPa (Figura 16b). Durante ese período Lidia se movía hacia el oeste-noroeste, en una trayectoria paralela a la costa suroeste de México, con una velocidad de traslación de  $4 \text{ ms}^{-1}$ , sobre una región de  $\text{CCO}_E$  incrementado localmente debido a la presencia de un vórtice oceánico anticiclónico generado a mediados de julio frente a las costas de Guerrero (Figura 16a). Lidia se convirtió en el huracán más intenso de la temporada 1993. A partir de entonces, Lidia empezó a transitar por una zona con valores bajos de  $\text{CCO}_E$  influenciada por dos vórtices oceánicos ciclónicos y por la surgencia de agua fría provocada por el paso previo del huracán Jova por la zona. Durante este periodo Lidia se debilitó considerablemente, después comenzó a recurvar hacia el territorio nacional, cruzando nuevamente por una zona de  $\text{CCO}_E$  alto antes de tocar tierra en las costas de Sinaloa. Una vez en tierra, Lidia continuó debilitándose al interactuar con la Sierra Madre Occidental. Fue degradada a depresión tropical justo después de cruzar la frontera entre

---

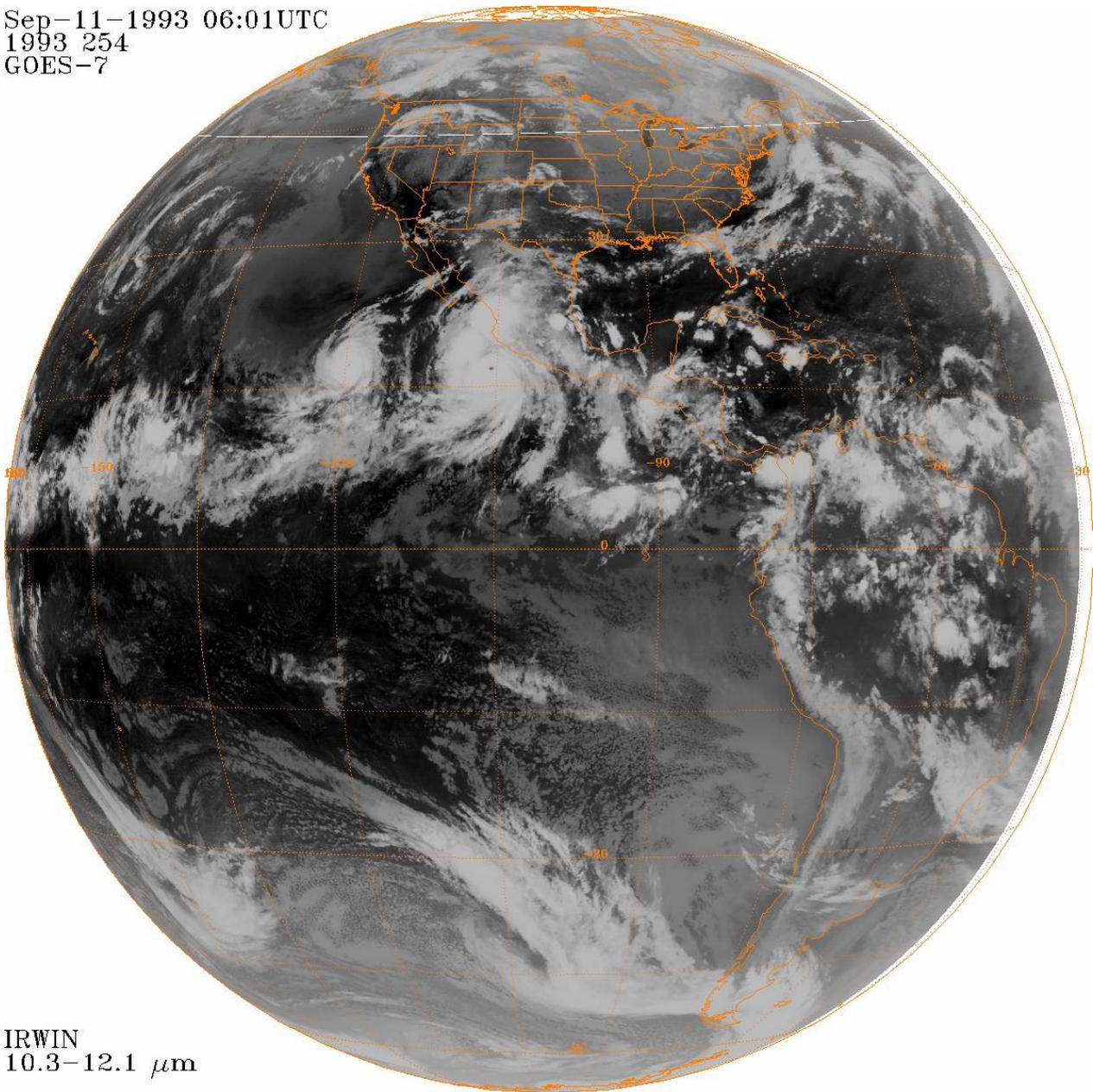
México y Texas y se disipó sobre el centro-sur de Texas a las 0600 TUC del 14 de septiembre de 1993.

Vale la pena mencionar que el vórtice oceánico anticiclónico formado frente a las costas de Guerrero tuvo interacción previa, durante el mes de agosto, con el huracán Greg (que se formó sobre él y alcanzó categoría 4 en la escala Saffir-Simpson), con el huracán Hilary (H-3) y con la tormenta tropical Irwin que lo cruzaron durante su evolución, y a inicios de septiembre con el huracán Jova (H-4) que también lo cruzó en su camino y alcanzó el criterio de profundización rápida.

Como se observa en la Figura 16c, el ambiente atmosférico era favorable durante las primeras 66 horas de vida de Lidia, presentando débil cizalladura vertical (alrededor de  $11 \text{ ms}^{-1}$ ), valores de humedad relativa en la troposfera media muy altos (alrededor de 84%), con presencia de aire húmedo en toda la columna desde 550 hasta 1000 hPa (cubriendo en promedio 41% del área húmeda) y sin presencia de aire seco en todo el perfil vertical. En cuanto al océano, los valores de  $\text{CCO}_E$  fueron incrementando a lo largo de las primeras 66 horas, desde  $26 \text{ kJcm}^{-2}$  al inicio, hasta alcanzar un máximo relativo de  $70.56 \text{ kJcm}^{-2}$ , asociado a la presencia del vórtice oceánico anticiclónico. El efecto de estos valores de  $\text{CCO}_E$  se puede ver reflejado en la forma monotónica de incrementar la magnitud de la velocidad hasta llegar al pico máximo como se muestra en la Figura 16b. La curva verde en la Figura 16b representa la evolución de la presión central del sistema con el tiempo, misma que describe una evolución consistente con la de la rapidez del viento. Los intervalos en que se presenta la profundización explosiva (entre las 1800

TUC del 10 de Septiembre de 1993 y las 0600 TUC del 11 de Septiembre de 1993), ocurren inmediatamente después de que el huracán en su trayectoria encontrara los valores máximos de  $CCO_E$ . El debilitamiento del huracán coincide con la rápida disminución del  $CCO_E$  en su trayectoria. Dicha disminución está directamente relacionada con el paso previo del huracán Jova por la misma región, entre el 1 y 2 de Septiembre, que provocó una surgencia de agua fría. Además las variables atmosféricas muestran una disminución en la HR a 550 hPa y el ingreso de aire seco a lo largo del perfil vertical. La disipación ocurre sobre tierra, ya sin  $CCO_E$  disponible, y con valores muy altos de cizalladura (hasta  $20 \text{ ms}^{-1}$ ) e ingreso de aire seco en la parte baja de la atmósfera (entre 750 y 1000 hPa).

Sep-11-1993 06:01UTC  
1993 254  
GOES-7



IRWIN  
10.3-12.1  $\mu\text{m}$

Figura 15: Imagen IR del satélite GOES-7 a las 0601 TUC del 11 Septiembre de 1993, momento en que el huracán Lidia alcanzó su máxima intensidad. Al oeste de Lidia se aprecia la presencia del huracán Kenneth (tomada de: <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>)

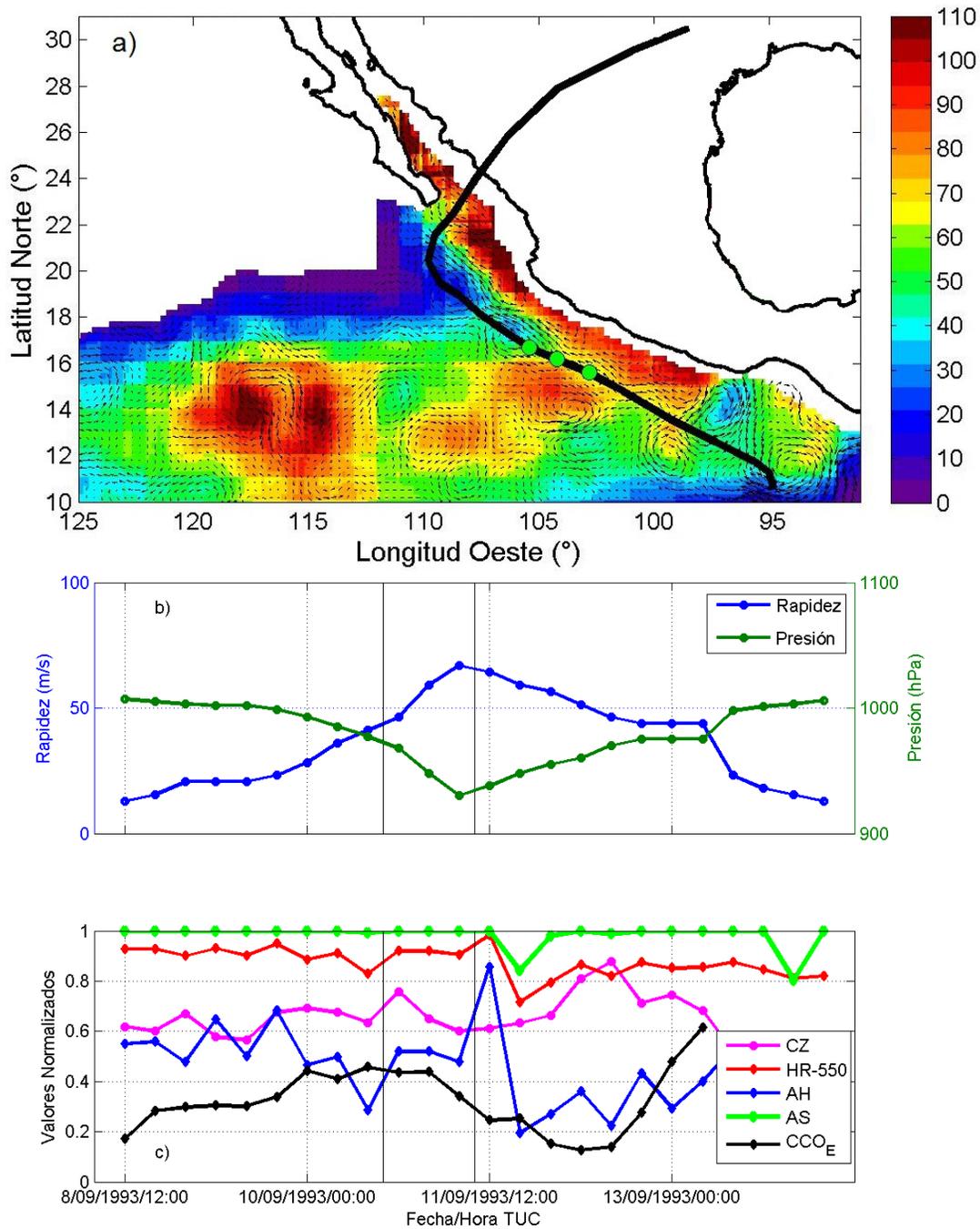


Figura 16: En color se muestra el Campo instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $CCO_E$  [ $kJcm^{-2}$ ]), los vectores sobrepuestos muestran el campo instantáneo de circulación geostrofica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 08 de Septiembre de 1993, la línea negra muestra la trayectoria del huracán Lidia, según el *best track*, durante su interacción con una zona de  $CCO_E$  localmente incrementado por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos. (b) Series de tiempo para la rapidez del viento (línea azul, escala al lado izquierdo) y presión (línea verde, escala al lado derecho). (c) Series de tiempo normalizadas para humedad relativa a 550 hPa (línea roja, HR-550), cizalladura vertical 850-200 hPa (línea magenta, CZ), intrusión de aire seco (línea verde, AS), intrusión de aire húmedo (línea azul, AH) y contenido de calor oceánico equivalente (línea negra,  $CCO_E$ ). Los círculos verdes en (a) y las líneas verticales de color gris en (b y c) resaltan el periodo de profundización explosiva para el huracán Lidia.

### 3.1.2 Huracán Linda (1997)

El huracán Linda se originó a partir de una onda del este observada en los datos del radiosondeo en Dakar, Senegal, en la costa occidental de África el 24 de agosto de 1997 (Lawrence, 1999). La onda fue seguida al cruzar el Atlántico y el mar Caribe a través de imágenes de satélite por el CNH en Miami. El aumento en la nubosidad y en la convección frente a las costas de Panamá en las aguas del Pacífico observado el 06 de septiembre de 1997, estuvo asociado con dicha onda del este (Lawrence, 1999). Evidencia del centro de un sistema nuboso, pobremente definido, dentro de una amplia perturbación tropical apareció en las primeras imágenes de satélite del 9 de septiembre en la parte sur de las costas mexicanas del Pacífico (Figura 17). Toda la región presentaba un alto  $CCO_E$  ligado a la presencia de varios vórtices oceánicos anticiclónicos que se formaron a lo largo de la costa y empezaron a desplazarse hacia el oeste. Las bandas nubosas empezaron a emerger y el CNH indicó que una depresión tropical se formó de esta perturbación alrededor de las 12:00 TUC del 9 de septiembre de 1997, a unos 740 km al sur de Manzanillo, México. El ciclón tropical se trasladó hacia el noroeste a una velocidad entre  $2.5$  y  $5 \text{ ms}^{-1}$ , en parte como respuesta a una zona de baja presión en los niveles medios y altos en las inmediaciones de Baja California Sur. Las bandas de convección profunda aumentaron y la depresión se fortaleció para convertirse en la Tormenta Tropical Linda a las 00:00 TUC del 10 de septiembre de 1997, con vientos máximos de  $18 \text{ ms}^{-1}$  y una presión central mínima de 1005 hPa. La trayectoria completa de Linda se observa en la Figura 18a, además en la misma figura se muestra en color la distribución espacial del  $CCO_E$  y con vectores el campo

---

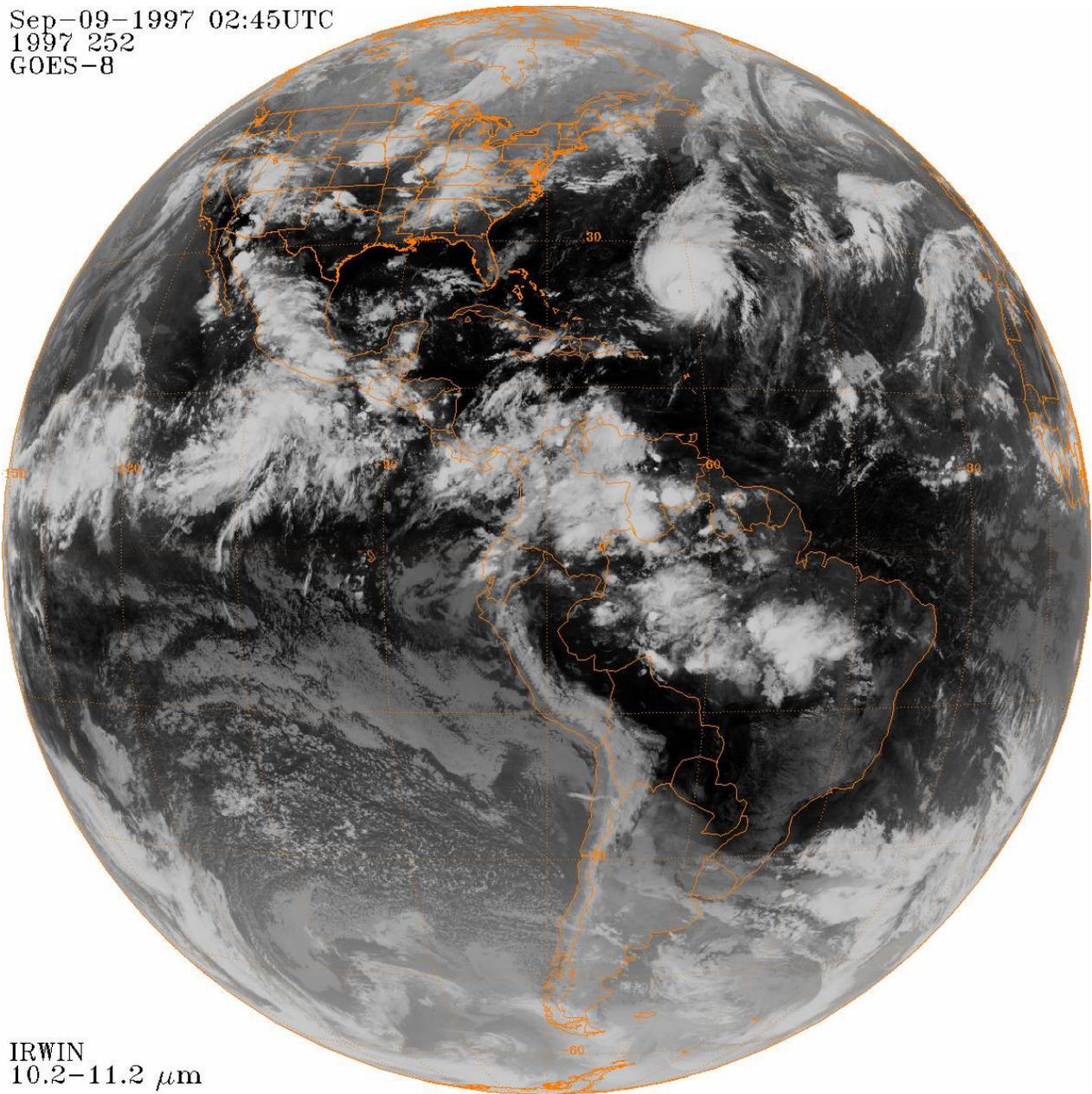
instantáneo de circulación geostrofica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 09 de septiembre de 1997.

A partir de las 06:00 TUC del mismo día, la tasa de profundización alcanzó valores cercanos al umbral de PE (-2.25 hPa/h) y se mantuvo así por 12 horas. Posteriormente, a las 18:00 TUC del 11 de Septiembre de 1997, Linda experimentó un episodio de PE (con una tasa promedio de profundización de -4.5 hPa/h durante 12 horas). Durante esas 24 horas (comprendidas entre las líneas verticales de color gris en las Figuras 18b y 18c) la presión mínima pasó de 974 a 902 hPa y la rapidez de sus vientos de 41.1 a 82.3 ms<sup>-1</sup>, convirtiéndose Linda en un huracán categoría 5 en la escala Saffir-Simpson y en el huracán más intenso del que se tiene registro en la cuenca del Pacífico nororiental Tropical. En la Figura 19 se muestra una imagen del satélite GOES-8 registrada el 12 de septiembre de 1997 a las 08:45 TUC, momento en el que el huracán Linda alcanzó su máxima intensidad.

Como se observa en la Figura 18c, las condiciones atmosféricas eran muy favorables para la intensificación, con débil cizalladura vertical (alrededor de 9.7 ms<sup>-1</sup>, en las primeras 72 h), valores de humedad relativa en la tropósfera media muy altos (alrededor de 83%), con penetración de aire húmedo a lo largo de toda la columna (cubriendo en promedio 41% del área húmeda) y casi sin intrusión de aire seco en todo el perfil vertical. Linda se formó en una zona con CCO<sub>E</sub> alto (alrededor de 75 kJcm<sup>-2</sup>) y su trayectoria lo llevó por una zona con CCO<sub>E</sub> cada vez más alto, durante las primeras 36 horas (alcanzando el valor máximo de 154.35 kJcm<sup>-2</sup>). Su efecto se ve reflejado en el

crecimiento casi exponencial de la serie de tiempo de rapidez del viento, y la rápida disminución de los valores de presión, como se muestra en la Figura 18b. La PE ocurrió inmediatamente después de que la trayectoria de Linda pasara sobre los máximos valores de  $CCO_E$ , en una zona influenciada por la presencia de 6 vórtices oceánicos anticiclónicos, formados previamente frente a las costas de Oaxaca, Guerrero, Michoacán y frente a la zona de Cabo Corrientes en Jalisco y Nayarit. Es importante destacar que los valores de  $CCO_E$  con los que se encontró Linda son los más altos que se presentaron en el conjunto de huracanes que alcanzaron PR/PE en el periodo (1993-2009). El debilitamiento de Linda coincide con la disminución del  $CCO_E$  y claramente éste es un factor decisivo, ya que el huracán nunca tocó tierra. Aunque las condiciones atmosféricas se mantuvieron muy favorables durante el resto de la vida del huracán, incluso mejorando (ya que la HR a 550 hPa aumentó hasta 90%, los valores de humedad a lo largo de todo el perfil aumentaron hasta 79.58% [también los más altos de todo el conjunto de huracanes con PR/PE] y la cizalladura bajó hasta  $5 \text{ ms}^{-1}$ , el huracán de debilitó hasta disiparse.

Sep-09-1997 02:45UTC  
1997 252  
GOES-8



IRWIN  
10.2-11.2  $\mu\text{m}$

Figura 17: Imagen IR del satélite GOES-8 a las 02:45 TUC del 09 de Septiembre de 1997, momento en que el sistema nuboso, que precedió al huracán Linda, se encontraba ubicado en la parte sur de las costas mexicanas del océano Pacífico (tomada de: <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>)

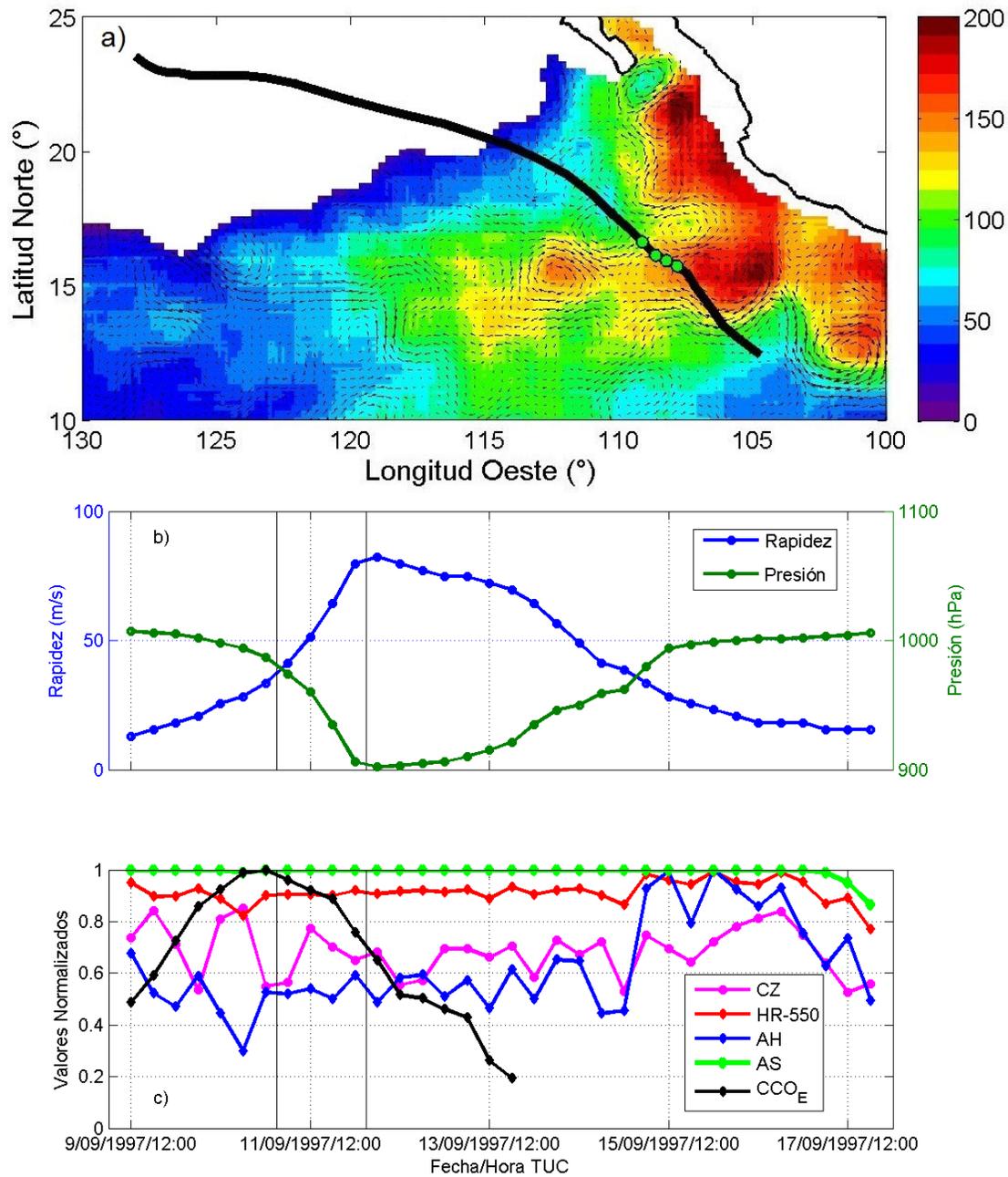
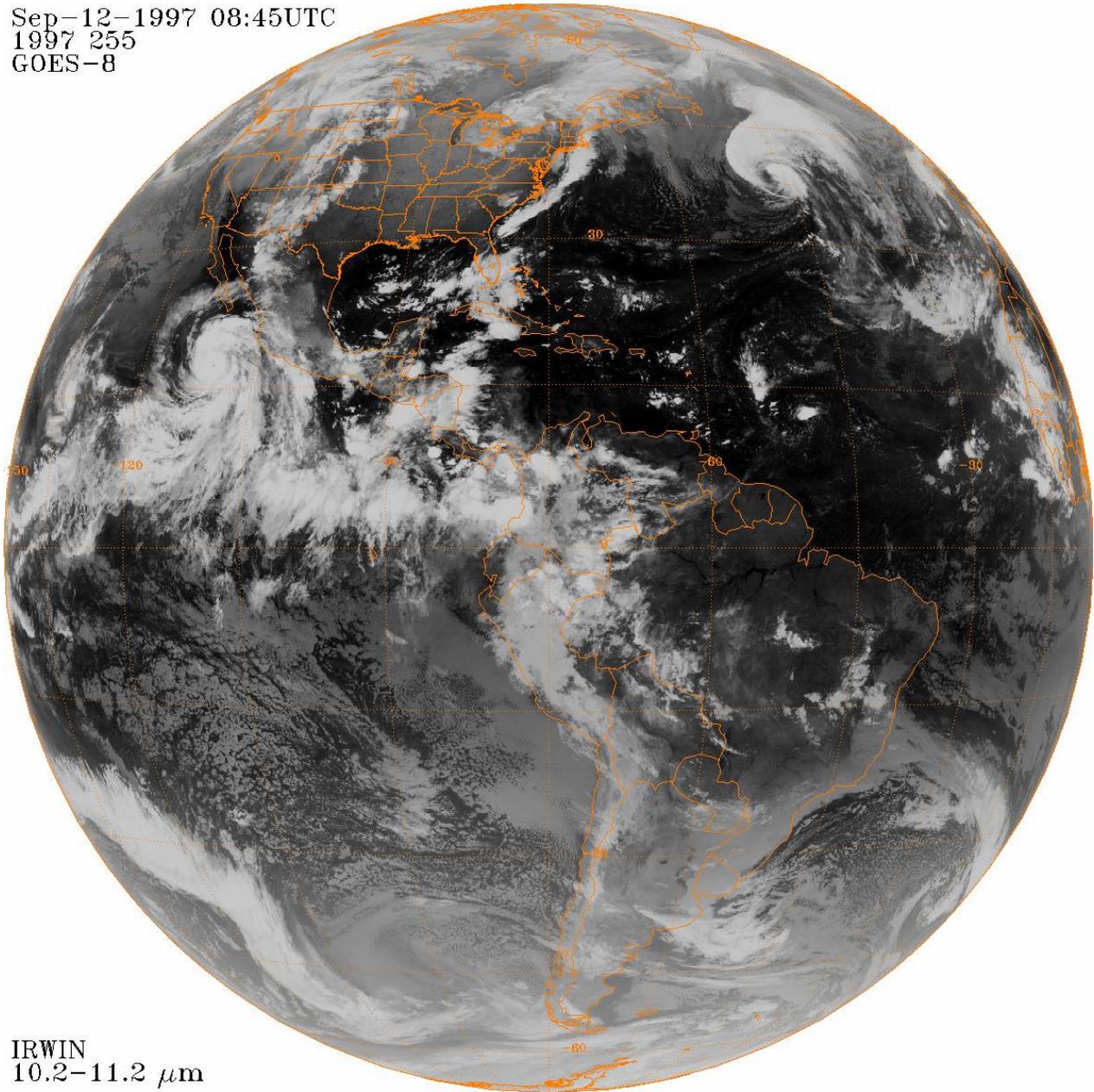


Figura 18: (a) En color se muestra el Campo instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $\text{CCO}_E$  [ $\text{kJcm}^{-2}$ ]), los vectores sobrepuestos muestran el campo instantáneo de circulación geostrofica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 09 de Septiembre de 1997, la línea negra muestra la trayectoria del huracán Linda, según el *best track*, durante su interacción con una zona de  $\text{CCO}_E$  localmente incrementado por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos. (b) Series de tiempo para la rapidez del viento (línea azul, escala al lado izquierdo) y presión (línea verde, escala al lado derecho). (c) Series de tiempo normalizadas para humedad relativa a 550 hPa (línea roja, HR-550), cizalladura vertical 850-200 hPa (línea magenta, CZ), intrusión de aire seco (línea verde, AS), intrusión de aire húmedo (línea azul, AH) y contenido de calor oceánico equivalente (línea negra,  $\text{CCO}_E$ ). Los círculos verdes en (a) y las líneas verticales de color gris (en b y c) resaltan el periodo de profundización explosiva para el huracán Linda.

Sep-12-1997 08:45UTC  
1997 255  
GOES-8



IRWIN  
10.2-11.2  $\mu\text{m}$

Figura 19: Imagen IR del satélite GOES-8 a las 08:45 TUC del 12 de Septiembre de 1997, momento cercano al momento en que el huracán Linda alcanzó su máxima intensidad (tomada de: <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>).

### 3.1.3 Huracán Nora (1997)

A las 18:00 TUC del 16 de Septiembre de 1997, la tormenta tropical Nora se formó a 463 km al suroeste de Acapulco, Guerrero, sobre una región con altos valores de  $CCO_E$  asociados a la presencia de un vórtice oceánico anticiclónico generado en el Golfo de Tehuantepec a mediados de julio. Nora presentaba vientos máximos de  $18 \text{ ms}^{-1}$  y presión central mínima de 1,001 hPa. La trayectoria casi completa de Nora se observa en la Figura 20a, además en la misma figura se muestra en color la distribución espacial del  $CCO_E$  y con vectores el campo instantáneo de circulación geostrófica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 21 de septiembre de 1997. A las 12:00 TUC del 18 de Septiembre de 1997, justo después de que la trayectoria del huracán salió de la zona con altos valores de  $CCO_E$  en que se formó, Nora presentó un par de intervalos con valores importantes en la tasa de profundización (del orden de  $-1.5 \text{ hPa/h}$ ) sin alcanzar a rebasar el umbral de profundización rápida, pero alcanzando un máximo relativo en la rapidez de sus vientos y un mínimo relativo en la presión (Figura 20b). Posteriormente, Nora disminuyó su intensidad hasta las 12:00 TUC del 20 de Septiembre de 1997, momento a partir del cual empezó a intensificarse nuevamente. A las 00:00 TUC del 21 de Septiembre de 1997, Nora experimentó un episodio de profundización rápida (con una tasa de profundización de  $-3.3 \text{ hPa/h}$  durante 6 horas) convirtiéndose en un huracán categoría 4 en la escala Saffir-Simpson, con vientos máximos de  $59.2 \text{ ms}^{-1}$  y presión central mínima de 950 hPa. La Figura 21 muestra una imagen de satélite en el momento en que Nora alcanzó su máxima intensidad.

---

Como se observa en la Figura 20c, el  $CCO_E$  era muy alto desde la formación del huracán y durante sus primeras 48 horas de vida (del orden de  $130 \text{ kJcm}^{-2}$ ). En lo que respecta a las condiciones atmosféricas, la cizalladura era del orden de  $14 \text{ ms}^{-1}$  (valor relativamente alto), la HR en 550 hPa del orden de 80%, con penetración de aire húmedo a lo largo de toda la columna (cubriendo en promedio 30% del área húmeda) y casi sin intrusión de aire seco en todo el perfil vertical. La lenta velocidad de traslación de Nora ( $1.4 \text{ ms}^{-1}$ ) durante las primeras 96 horas, y la presencia de un par de vórtices oceánicos ciclónicos a lo largo de la trayectoria inicial de Nora, indujeron una disminución del  $CCO_E$  y un enfriamiento de la temperatura superficial del océano. Posteriormente, la trayectoria de Nora vuelve a cruzar una zona de alto  $CCO_E$  localmente incrementado por la presencia de un vórtice oceánico anticiclónico formado por la fusión de uno que se formó a mediados de marzo y otro que se formó a mediados de julio frente a las costas de Guerrero. El valor de  $CCO_E$  es del orden ( $154 \text{ kJcm}^{-2}$ ) la cizalladura es más débil ( $11.6 \text{ ms}^{-1}$ ) y es cuando Nora rebasa el umbral de profundización rápida. El huracán empieza a debilitarse conforme el  $CCO_E$  disminuye rápidamente, debido a la estela de agua fría que dejó Linda a su paso por esa misma zona 10 días antes. Cabe mencionar que los valores de  $CCO_E$  que Nora encuentra en su trayectoria son los segundos más altos de todo el periodo analizado.

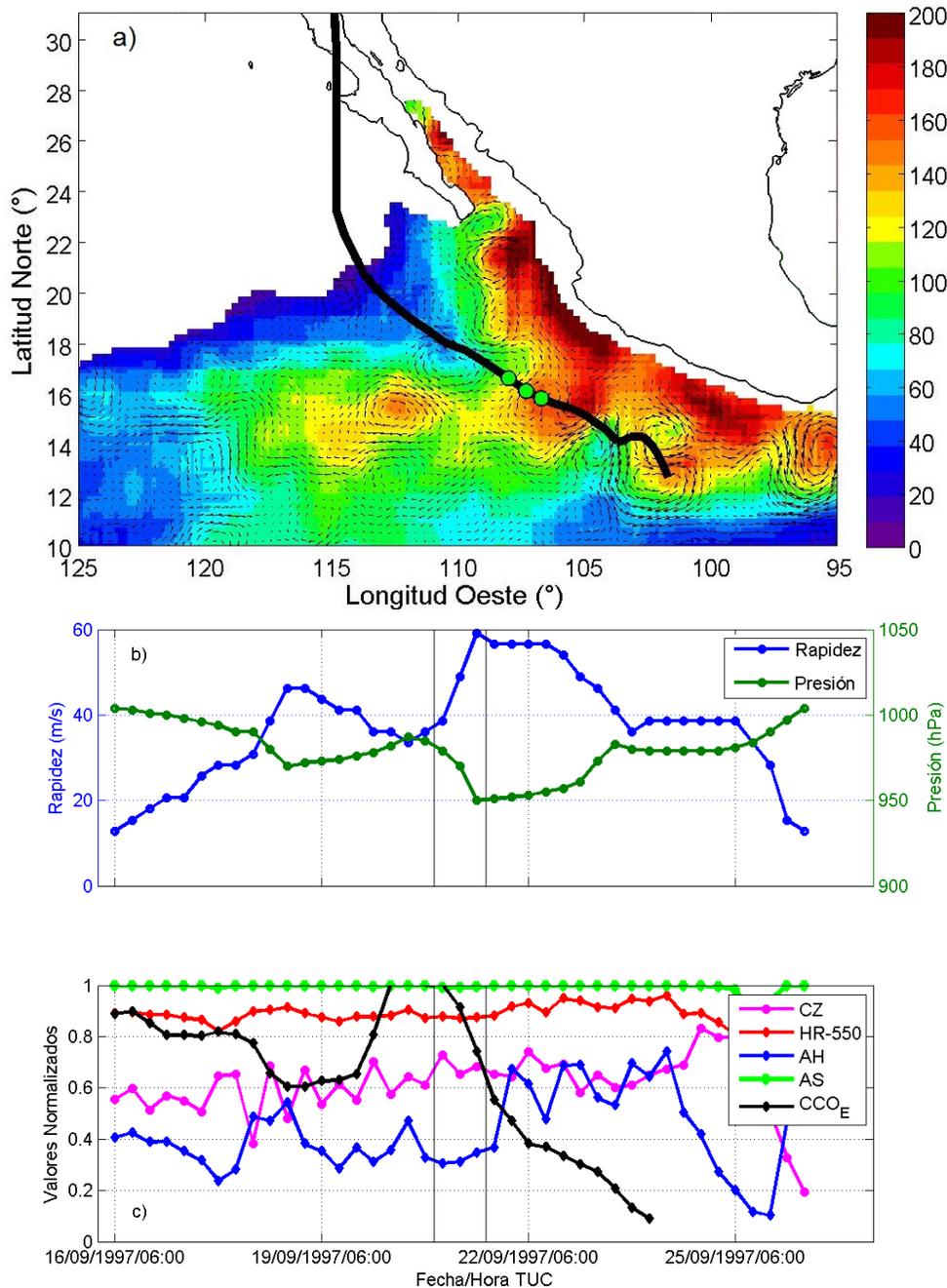
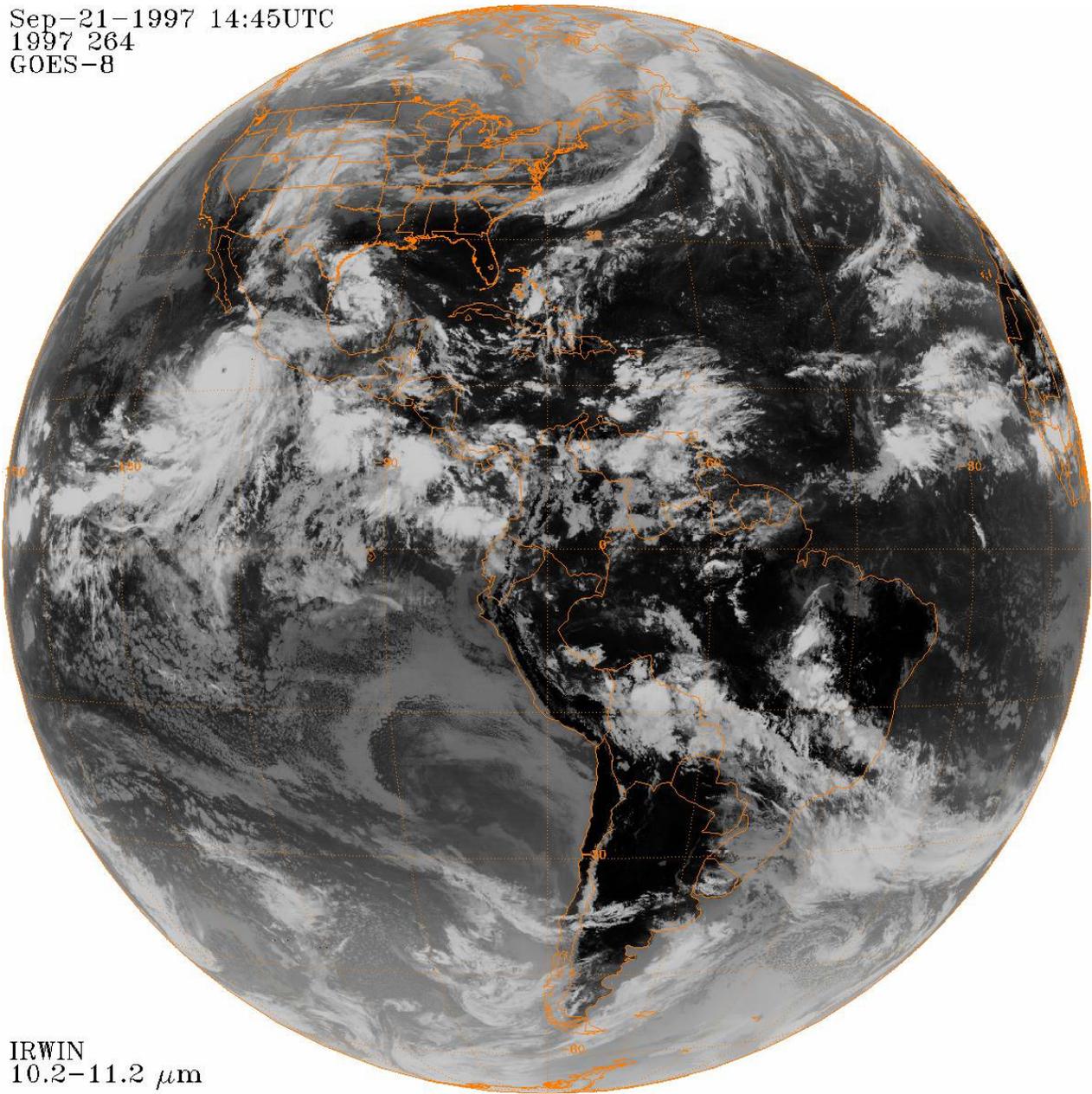


Figura 20: (a) En color se muestra el Campo instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $\text{CCO}_E$  [ $\text{kJcm}^{-2}$ ]), los vectores sobrepuestos muestran el campo instantáneo de circulación geostrofica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 16 de Septiembre de 1997, la línea negra muestra la trayectoria del huracán Nora, según el *best track*, durante su interacción con una zona de  $\text{CCO}_E$  localmente incrementado por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos. (b) Series de tiempo para la rapidez del viento (línea azul, escala al lado izquierdo) y presión (línea verde, escala al lado derecho). (c) Series de tiempo normalizadas para humedad relativa a 550 hPa (línea roja, HR-550), cizalladura vertical 850-200 hPa (línea magenta, CZ), intrusión de aire seco (línea verde, AS), intrusión de aire húmedo (línea azul, AH) y contenido de calor oceánico equivalente (línea negra,  $\text{CCO}_E$ ). Los círculos verdes en (a) y las líneas verticales de color gris (en b y c) resaltan el periodo de profundización rápida para el huracán Nora.

Sep-21-1997 14:45UTC  
1997 264  
GOES-8



IRWIN  
10.2-11.2  $\mu\text{m}$

Figura 21: Imagen IR del satélite GOES-8 a las 1445 TUC del 21 de Septiembre de 1997, momento cercano al momento en que el huracán Nora alcanzó su máxima intensidad (tomada de: <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>).

### 3.1.4 Huracán John (2006)

A las 12:00 TUC del 28 de agosto de 2006, la tormenta tropical John se ubicaba a 240 km al sur del estado de Oaxaca, con vientos máximos de  $18 \text{ ms}^{-1}$  y presión central mínima de 1,004 hPa. La trayectoria completa de John se presenta en la Figura 22a, además en la misma figura se muestra en color la distribución espacial del  $\text{CCO}_E$  y con vectores el campo instantáneo de circulación geostrófica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 28 de agosto de 2006. A las 18:00 TUC del 29 de agosto de 2006, John experimentó un episodio de profundización rápida (con una tasa de profundización de  $-2.5 \text{ hPa/h}$  durante 6 horas y un incremento en la rapidez del viento de  $10.3 \text{ ms}^{-1}$  en 6 horas), convirtiéndose en un huracán de categoría 2 en la escala Saffir-Simpson, con una intensidad máxima del viento de  $48.9 \text{ ms}^{-1}$  y una presión central mínima de 965 hPa. John se intensificó mientras se movía en forma paralela a la costa del Pacífico Mexicano cruzando por una región de  $\text{CCO}_E$  incrementado localmente por la presencia de un par de vórtices oceánicos anticiclónicos que se encontraban muy cerca uno del otro pero que nunca se fusionaron, uno de ellos se generó en Tehuantepec, a principios de junio, y el otro frente a las costas de Guerrero a principios de agosto (Figura 22a). A las 18:00 TUC del 30 de agosto de 2006, la velocidad del viento de John alcanzó la intensidad pico de  $59.2 \text{ ms}^{-1}$  (categoría 4) y una presión central mínima de 948 hPa. Dicho pico en intensidad coincide con el pico de  $\text{CCO}_E$  con valores máximos de  $152 \text{ kJcm}^{-2}$ . Las condiciones atmosféricas eran favorables para la intensificación (Figura 22c), con cizalladura vertical relativamente débil ( $11.7 \text{ ms}^{-1}$ ), valores de humedad relativa altos, tanto en la troposfera media (80%) como en todo el perfil vertical (cubriendo en promedio

24% del área húmeda) y sin presencia de aire seco en todo el perfil. Durante su debilitamiento, John encontró en su camino otra región de CCO<sub>E</sub> incrementado localmente por la presencia un vórtice oceánico anticiclónico, formado en la región de Cabo Corrientes y las Islas Marías, y a las 06:00 TUC del 01 de septiembre de 2006 experimentó un segundo episodio de profundización rápida con una tasa de profundización de -2.16 hPa/h. Las condiciones atmosféricas durante este segundo episodio de profundización rápida también fueron favorables, muy similares a las que se presentaron en el primer episodio. En la Figura 23 se presenta una imagen del satélite GOES-12 para las 20:45 TUC del 30 de agosto de 2006, momento en el que John alcanzó su máxima intensidad.

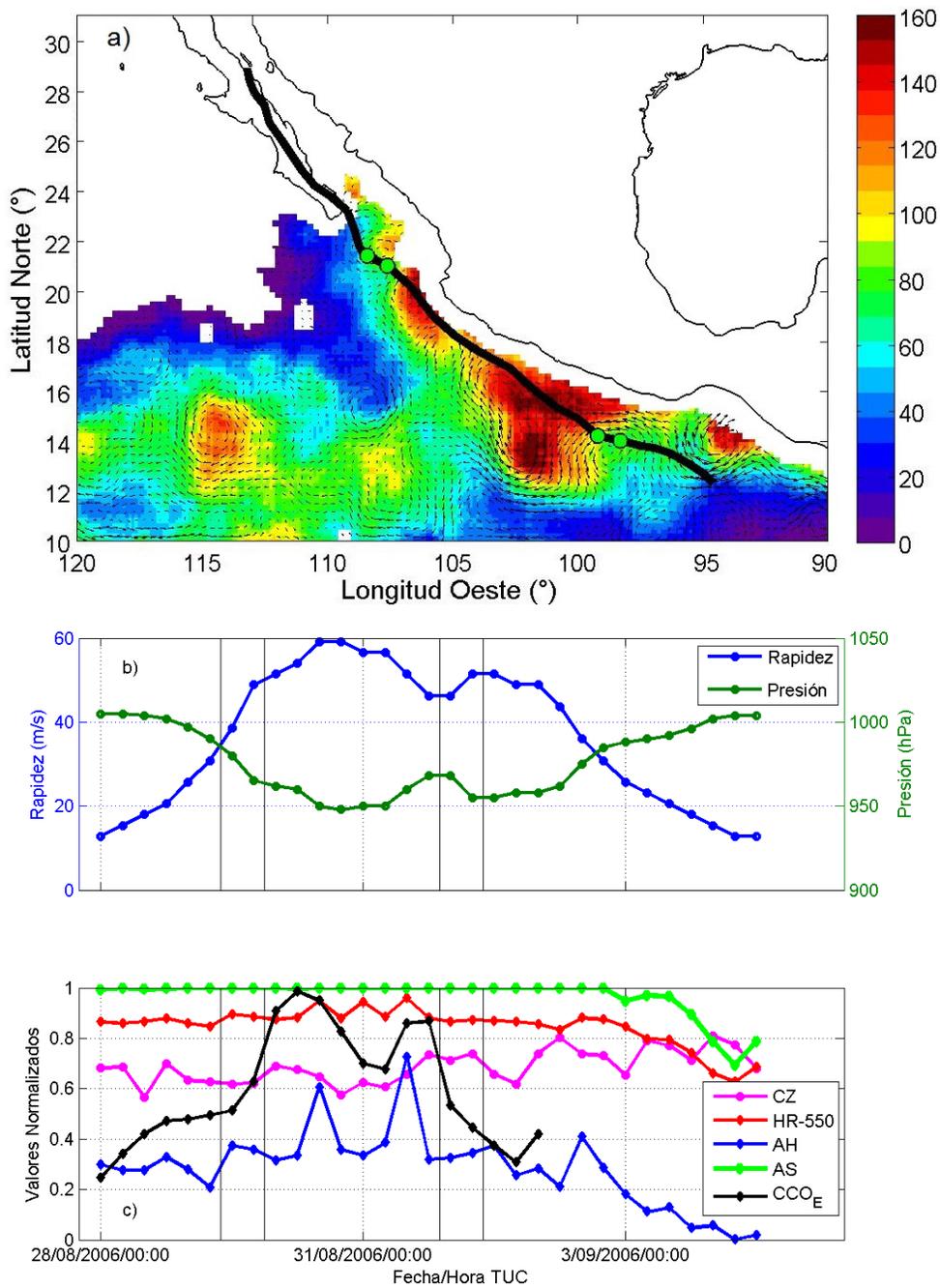
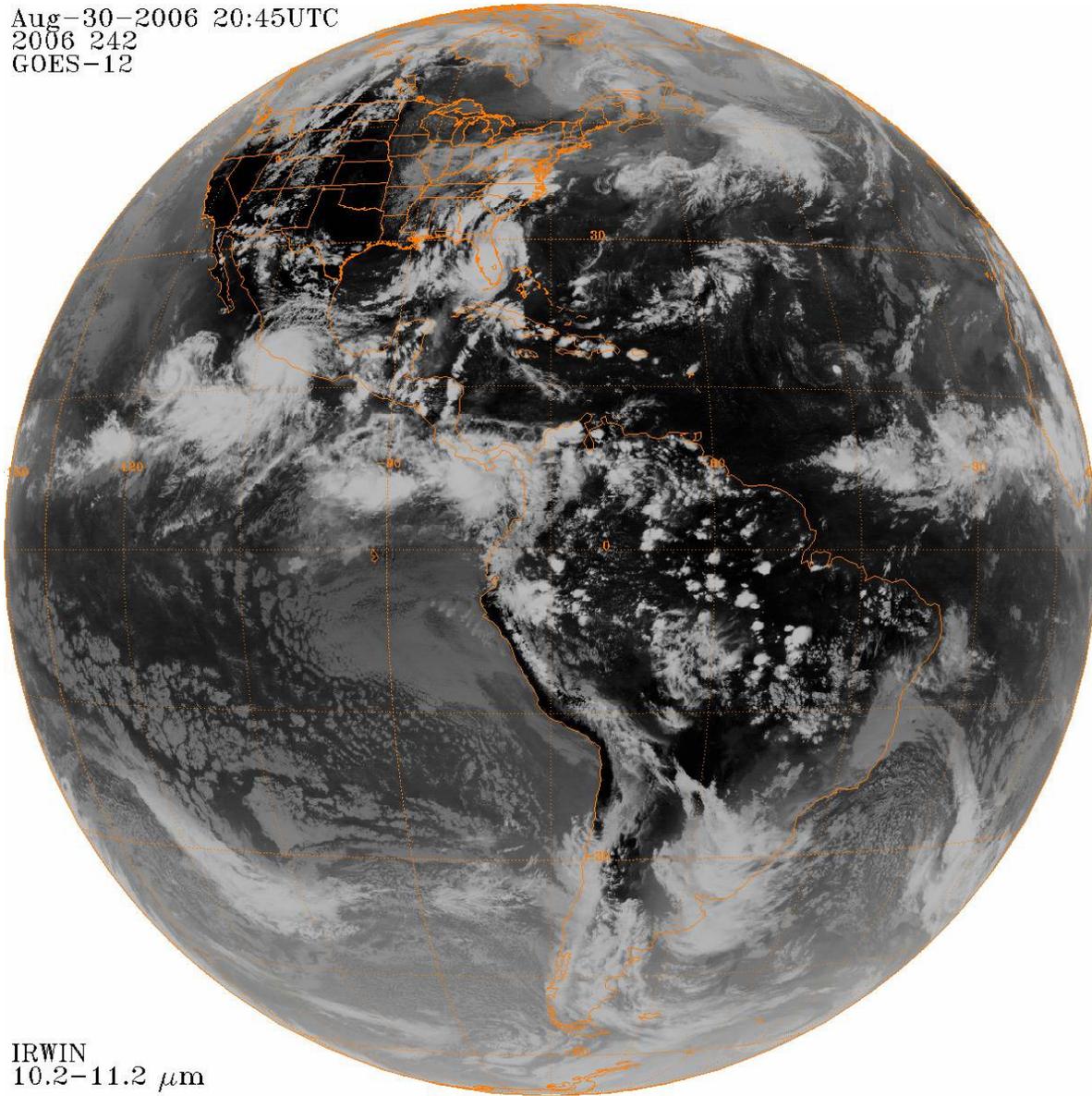


Figura 22: a) En color se muestra el Campo instantáneo de Contenido de Calor Oceánico Equivalente ( $\text{CCOE}$  [ $\text{kJcm}^{-2}$ ]), los vectores sobrepuestos muestran el campo instantáneo de circulación geostrofica, ambos válidos a las 00:00 TUC del 28 de Agosto de 2006, la línea negra muestra la trayectoria del huracán John, según el *best track*, durante su interacción con una zona de  $\text{CCOE}$  localmente incrementado por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos. (b) Series de tiempo para la rapidez del viento (línea azul, escala al lado izquierdo) y presión (línea verde, escala al lado derecho). (c) Series de tiempo normalizadas para humedad relativa a 550 hPa (línea roja, HR-550), cizalladura vertical 850-200 hPa (línea magenta, CZ), intrusión de aire seco (línea verde, AS), intrusión de aire húmedo (línea azul, AH) y contenido de calor oceánico equivalente (línea negra,  $\text{CCOE}$ ). Los círculos verdes en (a) y las líneas verticales de color gris (en b y c) resaltan el periodo de profundización rápida para el huracán John.

Aug-30-2006 20:45UTC  
2006 242  
GOES-12



IRWIN  
10.2-11.2  $\mu\text{m}$

Figura 23: Imagen IR del satélite GOES-12 a las 2045 TUC del 30 de Agosto de 2006, momento cercano al momento en que el huracán John alcanzó su máxima intensidad (tomada de: <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>).

### 3.1.5 Análisis estadístico general

Al analizar los parámetros ambientales para los 51 CTs que experimentaron PR o PE, se encontró que en 38 casos (74%) la PR/PE estuvo directamente relacionada con la interacción del CT con vórtices oceánicos anticiclónicos. Dichas interacciones tuvieron una duración media de 30 h y un valor promedio de  $CCO_E$  de  $86 \text{ kJcm}^{-2}$ . El valor medio de AASM fue de 0.05m y los valores medios para los parámetros atmosféricos fueron los siguientes: Cizalladura,  $9.5 \text{ ms}^{-1}$ ; humedad relativa a 550 hPa, 80%; valor verticalmente integrado de aire húmedo, 30%; y valor verticalmente integrado de aire seco, 1.6%.

Los 38 CTs que experimentaron PR/PE después de su interacción con vórtices oceánicos anticiclónicos, fueron posteriormente analizados para determinar la contribución que dicha interacción tiene para que los CTs alcanzaran categoría de huracán mayor. Los resultados indican que en el 86% de los casos (33 de 38) el sistema se intensificó después de la interacción, hasta alcanzar la categoría de huracán mayor (8 H-5, 20 H-4 y 5 H-3).

## CAPÍTULO 4

### Conclusiones y comentarios finales

La variabilidad temporal y espacial que presenta la distribución del contenido de calor oceánico en el Pacífico nororiental Tropical a lo largo de los meses que comprenden la temporada de ciclones tropicales en la cuenca, parece estar estrechamente ligada a la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos. Aunque la comunidad oceanográfica aún no ha alcanzado un consenso sobre el tema, hay un par de hipótesis sobre la generación de los vórtices en la cuenca. Los vórtices pueden generarse en el Golfo de Tehuantepec y en el Golfo de Papagayo por el efecto del viento, este mecanismo es particularmente importante durante los meses de invierno. Alternativamente, estos vórtices pueden formarse por la llegada a la zona de ondas de Kelvin atrapadas a la costa que pueden generar vórtices oceánicos anticiclónicos durante su tránsito a través de diferentes regiones de la costa del Pacífico, desde el Golfo de Papagayo, el Golfo de Tehuantepec y más al norte a lo largo de la costa del estado de Guerrero. Independientemente del mecanismo particular de generación, estos vórtices pueden ser observados con frecuencia en la cuenca durante los meses en los cuales se forman los ciclones tropicales.

En este estudio se ha mostrado que en el Pacífico nororiental Tropical la interacción entre los ciclones tropicales y los vórtices oceánicos anticiclónicos es muy común, y

que esperamos observarla en la mayoría de los ciclones tropicales que se generan en cada temporada. También se ha mostrado que la gran mayoría de los huracanes mayores observados en la cuenca entre 1993 y 2009 presentaron interacción con vórtices oceánicos anticiclónicos.

Sin embargo, dicha interacción no es una condición suficiente para inducir la profundización rápida o explosiva de los ciclones tropicales en la cuenca, y tampoco es una condición suficiente para producir huracanes mayores. Sin embargo, la mayoría de los huracanes que alcanzaron alguno de los criterios de profundización (86%), alcanzó la categoría de huracán mayor después de interactuar con áreas con altos valores de contenido de calor oceánico. Además, algunos huracanes que no experimentaron profundización rápida también se intensificaron a la categoría de huracán mayor después de interactuar con áreas con alto contenido de calor oceánico.

Es posible generalizar que los vórtices oceánicos anticiclónicos generados en los Golfos de Tehuantepec y Papagayo tienen un impacto significativo en la profundización rápida y en general en la intensificación de los ciclones tropicales que se desarrollan durante julio y agosto en la cuenca. Durante los meses de septiembre y octubre, las trayectorias dominantes de los ciclones tropicales facilitan su interacción con las áreas de alto contenido de calor oceánico localmente aumentada por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos generados a lo largo de las costas del Pacífico nororiental Tropical por la presencia de ondas de Kelvin de hundimiento atrapadas a la costa u otro proceso físico documentado.

La mayoría de los casos analizados que alcanzaron alguno de los criterios de profundización, no solo mostraron interacción con áreas de alto contenido de calor oceánico, incrementado localmente por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos, sino que también mostraron condiciones atmosféricas favorables, como valores reducidos de cizalladura, altos valores de humedad relativa en la tropósfera

media (550 hPa), y altos valores de humedad verticalmente integrada (de 550 a 1000 hPa).

El intercambio de calor entre el océano y el huracán, conforme éste se mueve a través de una región con alto contenido de calor oceánico, localmente incrementada por la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos, no sólo es el proceso más importante en el Pacífico nororiental Tropical para que un huracán alcance los criterios de profundización rápida y/o explosiva, también es un factor clave para la intensificación de los ciclones tropicales en la cuenca. Asimismo, la presencia de aire seco verticalmente integrado (con valores de humedad relativa menores que 75%) juega un papel muy importante como inhibidor de la profundización rápida de los ciclones tropicales en la región, confirmando los resultados reportados por Marín et al. (2009) para algunos casos de estudio.

El cambio de intensidad de los ciclones tropicales es un proceso complejo y no lineal que a menudo involucra varios factores concurrentes o sinérgicos. Sin embargo, los resultados presentados en este trabajo sugieren fuertemente que la variabilidad del contenido de calor oceánico asociada parcialmente con la presencia de vórtices oceánicos anticiclónicos y muy probablemente con la presencia en la zona de ondas de Kelvin de hundimiento atrapadas a la costa, bajo un ambiente atmosférico favorable, impacta significativamente los procesos físicos que controlan la ciclogénesis, el desarrollo y los cambios de intensidad de los ciclones tropicales en el Pacífico nororiental Tropical.

## Referencias

- Chang S. and R. Anthes, 1978. Numerical simulations of the ocean's nonlinear baroclinic response to translating hurricanes. *J. Phys. Oceanogr.* 8, 468-480.
- Chelton D. B., M. G. Schlax, R. M. Samelson and R. A. de Szoeke, 2007. Global observations of large oceanic eddies. *Geophys. Res. Lett.* 34, L15606, doi:10.1029/2007GL030812.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax and R. M. Samelson, 2011. Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Prog. Oceanogr.* 91, 167-216.
- Clarke, A. J., 1998: Inertial wind path and sea surface temperature patterns near the Gulf of Tehuantepec and Gulf of Papagayo, *J. Geophys. Res.*, 93, 15,491–15,501.
- Davis M. A. S., G. M. Brown and P. Leftwich, 1984. A tropical cyclone data tape for the eastern and central North Pacific basins, 1949-1983: Contents, limitations and uses. NOAA Technical Memorandum NWS NHC 25, Coral Gables, Florida.
- DeMaria, M., and J. Kaplan, 1994: A statistical hurricane intensity prediction scheme (SHIPS) for the Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, 9, 209–220.
- DeMaria, M., M. Mainelli, L. K. Shay, J. Knaff, and J. Kaplan, 2005: Further improvements to the statistical hurricane intensity prediction scheme. *Wea. And Forecasting*, 20, 531-543.
- Emanuel K. A., 1986. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part 1: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.* 43, 585-605.

- Emanuel, K., C. DesAutels, C. Holloway and R. Korty, 2004: Environmental control of tropical cyclone intensity. *J. Atmos. Sci.*, 61, 843-858
- Fisher E. L., 1958. Hurricanes and the sea-surface temperature field. *J. Meteor.* 15, 328-333.
- Giese, B. S., J. A. Carton, and L. J. Holl, 1994: Sea level variability in the eastern tropical Pacific as observed by TOPEX and Tropical Ocean-Global Atmosphere Tropical Atmosphere-Ocean Experiment, *J. Geophys. Res.*, 99, 24,739–24,748.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere–Ocean Dynamics*. Academic Press, 662 pp.
- Goni G. J., S. Kamholz, S. L. Garzoli and D. B. Olson, 1996. Dynamics of the Brazil/Malvinas confluence based on inverted echo sounders and altimetry. *J. Geophys. Res.* 95, 22103-22120.
- Goni G. J. and J. Trinanes, 2003. Ocean thermal structure monitoring could aid in the intensity forecast of tropical cyclones. *EOS T. Am. Geophys. Un.* 85, doi:10.1029/2003EO510001.
- Gray W. M., 1975. Tropical cyclone genesis. Department of Atmospheric Science Paper No. 234, Colorado State University, Fort Collins, Co.
- 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.
- Jaimes B. and L. K. Shay, 2009. Mixed layer cooling in mesoscale oceanic eddies during hurricanes Katrina and Rita. *Mon. Wea. Rev.* 137, 4188-4207.

- Jacob, S. D., L. K. Shay, A. J. Mariano, and P. G. Black, 2000: The 3D mixed layer response to Hurricane Gilbert. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 1407–1429.
- Jacob, S. D. and L. K. Shay, 2003: The role of mesoscale features on the tropical cyclone–induced mixed layer response: a case study. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 649–676.
- Kessler W. S., 2006. The circulation of the eastern Tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69, 181-217, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.009.
- Kurczyn J. A., E. Beier, M. F. Lavin and A. Chaigneau, 2012. Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone: Statistical characterization from satellite altimetry. *J. Geophys. Res.* 117, C10021, doi:10.1029/2012JC007970.
- Kundu P. K., 1990. Fluid mechanics. Academic Press International, 253 pp.
- Lavín, M. F., J. M. Robles, M. L. Argote, E. D. Barton, R. Smith, J. Brown, M. Kosro, A. Trasviña, H. S. Vélez Muñoz, and J. García, 1992: Física del Golfo de Tehuantepec, *Rev. Cienc. Desarrollo*, XVIII, 97– 108.
- Lawrence M. B., 1999. Eastern North Pacific hurricane season of 1997. *Mon. Wea. Rev.* 127, 2440-2454.
- Leipper D. F., 1967. Observed oceanic conditions and hurricane Hilda, 1964. *J. Atmos. Sci.* 24, 182-196.
- Leipper D. and D. Volgenau, 1972. Hurricane heat potential of the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 2, 218-224.

- Lin I.-I., C. C. Wu, K. A. Emanuel, I. H. Lee, C. R. Wu and I. F. Pun, 2005. The interaction of supertyphoon Maemi (2003) with a warm ocean eddy. *Mon. Wea. Rev.* 133, 2635-2649.
- Mainelli M. M., 2000. On the role of the upper ocean in tropical cyclone intensity change. M.Sc. Thesis, University of Miami, 73 pp.
- Malkus, J. S., and H. Riehl, 1960: On the dynamics and energy transformations in steady-state hurricanes. *Tellus*, 12, 1-20.
- Marín J., D. Raymond and G. Raga, 2009. Intensification of tropical cyclones in the GFS model. *Atmos. Chem. Phys.* 9, 1407-1417.
- McCreary, J. P., Jr., H. S. Lee, and D. B. Enfield, 1989: The response of the coastal ocean to strong offshore winds: With application to the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo, *J. Mar. Res.*, 47, 81–109.
- Mesinger F., G. DiMego, E. Kalnay, K. Mitchell, P. C. Shafran, W. Ebisuzaky, D. Jovic, J. Woollen, E. Rogers, E. H. Berbery, M. B. Ek, Y. Fan, R. Grumbine, W. Higgins, H. Li, Y. Lin, G. Manikin, D. Parrish and W. Shei, 2005. North American Regional Reanalysis. *B. Am. Meteorol. Soc.* 87, 343-360.
- Miller B. I., 1958. On the maximum intensity of hurricanes. *J. Meteor.* 15, 184-195.
- Morrow, R., F. Birol, D. Griffin, and J. Sudre (2004), Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic ocean eddies, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24311, doi:10.1029/2004GL020974.
- Müller-Karger, F. E., and C. Fuentes-Yaco, 2000: Characteristics of wind generated rings in the eastern tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 105, 1271–1284.

- O'Brien J. J. and R. O. Reid, 1967. The non-linear response of a two-layer ocean to a stationary axially symmetric hurricane: Part I. Upwelling induced by momentum transfer. *J. Atmos. Sci.* 24, 205-215
- Palacios D. M. and S. J. Bograd, 2005. A census of Tehuantepec and Papagayo eddies in the northeastern Tropical Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 32, L23606, doi:10.1029/2005GL024324.
- Palmen E., 1948. On the formation and structure of tropical cyclones. *Geophysica* 3, 2638.
- Pantoja D. A., S. G. Marinone, A. Parés-Sierra and F. Gómez-Valdivia, 2012. Numerical modeling of seasonal and mesoscale hydrography and circulation in the Mexican Central Pacific. *Cienc. Mar.* 38, 363-379.
- Perlroth I., 1967. Hurricane behavior as related to oceanographic environmental conditions. *Tellus* 19, 258-268.
- Price, J. F., 1981: Upper ocean response to a hurricane. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 153–175.
- Reynolds R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes and W. Wang, 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate* 15, 1609-1625.
- Robinson A. R. (Ed.), 1983. *Eddies in marine sciences*, Springer, New York, 609 pp.
- Shay L. K., G. J. Goni and P. G. Black, 2000. Effects of a warm oceanic feature on hurricane Opal. *Mon. Wea. Rev.* 128, 1366-1383.
- Shay, L. K., P. G. Black, A. J. Mariano, J. D. Hawkins, and R. L. Elsberry, 1992: Upper ocean response to Hurricane Gilbert. *J. Geophys. Res.*, 97(C12), 20,227–20,248.

- Shay, L. K., and E. W. Uhlhorn, 2008: Loop Current response to Hurricanes Isidore and Lili. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3248-3274.
- Shay L. K. and J. K. Brewster, 2010. Oceanic heat content variability in the eastern Pacific Ocean for hurricane intensity forecasting. *Mon. Wea. Rev.* 138, 2110-2131.
- Teague W. J., M. J. Carron and P. J. Hogan, 1990. A comparison between the Generalized Digital Environmental Model and Levitus climatologies. *J. Geophys. Res.* 95, 71677183.
- Trasviña, A., E. D. Barton, J. Brown, H. S. Vélez, P. M. Kosro, and R. L. Smith (1995), Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec: Mexico: The asymmetric circulation, *J. Geophys. Res.*, 100, 20,649–20,663.
- Zamudio L., A. P. Leonardi, S. D. Meyers and J. J. O'Brien, 2001. ENSO and eddies on the southwest coast of Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 28, 13-16.
- Zamudio L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger, S. L. Morey, J. J. O'Brien, C. E. Tilburg and J. Zavala-Hidalgo, 2006. Interannual variability of Tehuantepec eddies. *J. Geophys. Res.* 111, C05001, doi:10.1029/2005JC003182.
- Zamudio L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger and C. E. Tilburg, 2007. Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the María Islands, Mexico. *J. Geophys. Res.* 112, C05048, doi:10.1029/2006JC004018.
- Zamudio L., P. Hogan and E. J. Metzger, 2008. Summer generation of the southern Gulf of California eddy train. *J. Geophys. Res.* 113, C06020, doi:10.1029/2007JC004467.