



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

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

***VARIABILIDAD DE PARÁMETROS METEOROLÓGICOS EN DISTINTAS  
ESCALAS ESPACIO-TEMPORALES EN EL PACÍFICO TROPICAL  
NORORIENTAL***

**T E S I S**

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

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

**ROSARIO DE LOURDES ROMERO CENTENO**

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

**2007**



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.

## **AGRADECIMIENTOS**

A la Dra. Graciela Binimelis de Raga, directora de tesis, por su constante apoyo durante mi trabajo de investigación.

A los miembros del comité: Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro, Dr. Artemio Gallegos García, Dr. Ernesto Caetano Neto, Dr. Benjamín Martínez López, Dr. Ricardo Prieto González y Dr. David J. Raymond, por sus acertados comentarios y sugerencias para mejorar el trabajo de tesis.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, el Centro de Ciencias de la Atmósfera y la UNAM, por las facilidades y el apoyo brindados.

Al CONACYT, por brindarme una beca para la realización de mis estudios.

# DEDICATORIA

*A Jorge*

## TABLA DE CONTENIDO

<b>RESUMEN</b> .....	<b>1</b>
<b>CAPÍTULO I - INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>3</b>
<b>I.1 Marco de referencia</b> .....	<b>3</b>
<i>I.1.1 Escalas espacio-temporales</i> .....	3
<i>I.1.2 Variabilidad en los trópicos</i> .....	6
<b>I.2 Antecedentes</b> .....	<b>7</b>
<i>I.2.1 El Pacífico Tropical Nororiental</i> .....	7
<i>I.2.2 Vientos en el Pacífico Tropical Nororiental</i> .....	9
<i>I.2.3 La canícula</i> .....	11
<i>I.2.4 La temperatura superficial del mar y la convección en los trópicos</i> .....	12
<b>I.3 Objetivos</b> .....	<b>14</b>
<b>I.4 Hipótesis</b> .....	<b>14</b>
<b>CAPÍTULO II - DATOS Y METODOLOGÍA</b> .....	<b>16</b>
<b>II.1 Datos de viento del escaterómetro QSCAT</b> .....	<b>16</b>
<b>II.2 Datos de los reanálisis del NCEP</b> .....	<b>18</b>
<b>II.3 Datos de precipitación</b> .....	<b>18</b>
<b>II.4 Datos de radiación de onda larga saliente y de TSM</b> .....	<b>19</b>
<b>CAPÍTULO III - RESULTADOS</b> .....	<b>20</b>
<b>III.1 Variabilidad estacional e intraestacional en el PTN</b> .....	<b>20</b>
<i>III.1.1 El viento cerca de la superficie</i> .....	20
<i>III.1.2 Vientos zonales en el PTN y la precipitación en el sur de México y Centroamérica</i> .....	23
<i>III.1.3 Los flujos de humedad en la región central del PTN</i> .....	28
<i>III.1.4 Divergencia del campo de viento</i> .....	30
<i>III.1.5 Temperatura superficial del mar</i> .....	32
<i>III.1.6 La radiación de onda larga saliente</i> .....	36
<i>III.1.7 La velocidad vertical (Omega)</i> .....	41

<i>III.1.8 La presión a nivel del mar y su relación con los vientos</i> .....	45
III.1.8.1 El jet de Tehuantepec y el campo de presión a nivel del mar .....	50
III.1.8.2 El jet de Papagayo y el campo de presión a nivel del mar .....	53
<i>III.1.9 Campos de presión y viento en niveles altos</i> .....	55
<b>III.2 Variabilidad de escala sinóptica en el PTN</b> .....	<b>58</b>
<i>III.2.1 El jet de Tehuantepec</i> .....	58
<i>III.2.2 El jet de Papagayo</i> .....	61
<i>III.2.3 El viento zonal en la parte central del PTN y la precipitación en la región             oriental del PTN, el centro-sur de México y Centroamérica</i> .....	65
<i>III.2.4 Patrones atmosféricos asociados con eventos específicos de viento de             escala sinóptica sobre el PTN</i> .....	68
III.2.4.1 Patrones característicos de PNM .....	69
III.2.4.2 Patrones característicos de ROL y precipitación .....	75
III.2.4.3 Patrones característicos de velocidad vertical .....	80
 <b>CAPÍTULO IV - DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</b> .....	 <b>86</b>
<b>REFERENCIAS</b> .....	<b>90</b>

# VARIABILIDAD DE PARÁMETROS METEOROLÓGICOS EN DISTINTAS ESCALAS ESPACIO-TEMPORALES EN EL PACÍFICO TROPICAL NORORIENTAL

## *RESUMEN*

La variabilidad en escalas estacional, intraestacional y sinóptica de la circulación atmosférica de niveles bajos sobre el Pacífico Tropical Nororiental (PTN), su relación con otras variables meteorológicas y la conexión con patrones atmosféricos de gran escala, se analizan utilizando diversos conjuntos de datos. Los datos de viento del escaterómetro SeaWinds/QuikSCAT muestran que la circulación atmosférica cerca de la superficie sobre el PTN está afectada principalmente por los vientos alisios del norte, los alisios del sur y los vientos intensos (o *jets*) que se generan al atravesar los pasos montañosos en Tehuantepec, Papagayo y Panamá. La evolución estacional de estos sistemas de viento, estrechamente relacionada con las variaciones de la temperatura superficial del mar, determina la circulación de niveles bajos sobre el PTN en esta escala de tiempo, la cual muestra, entre otras características particulares, el desplazamiento meridional de la zona intertropical de convergencia a lo largo del año. Sobre la región central del PTN la circulación está dirigida predominantemente hacia el oeste durante el invierno y principios de la primavera, pero en el verano, cuando los vientos alisios del sur alcanzan su máxima intensidad y penetración hacia el norte, se observan cambios en la circulación, con vientos débiles hacia el continente en Junio, vientos hacia el oeste en Julio-Agosto y nuevamente vientos hacia el continente en Septiembre. Los resultados muestran que este patrón de circulación está relacionado con los *jets* de Tehuantepec y Papagayo, que se intensifican ligeramente a mitad del verano debido a la intensificación y desplazamiento hacia el oeste del sistema de alta presión del Atlántico subtropical, lo cual aumenta el gradiente meridional de presión a través del Istmo de Tehuantepec y sobre el Caribe occidental favoreciendo la generación de los *jets*.

Asimismo, este patrón de circulación tiene una alta correlación con la distribución de la precipitación en la región oriental del PTN y en regiones continentales del centro-sur de México y partes de Centroamérica en las cuales se observa un mínimo relativo de precipitación a la mitad de la estación lluviosa, fenómeno conocido como *canícula*. La ocurrencia de la canícula, durante Julio-Agosto, coincide con la intensificación de los *jets* y con el cambio en la circulación atmosférica sobre

la parte central del PTN, cuando se observan vientos dirigidos hacia el oeste, mientras que los máximos de precipitación de Junio y Septiembre coinciden con vientos y transportes de humedad dirigidos hacia el continente.

El análisis de la variabilidad en escala intraestacional y sinóptica de los patrones característicos de la presión a nivel del mar, la radiación de onda larga saliente, los movimientos verticales y la precipitación asociados con eventos específicos de viento sobre la parte central del PTN durante el verano, apoyan la idea de que la canícula es el resultado de procesos atmosféricos de gran escala que inhiben la precipitación a la mitad de la estación lluviosa. Dichos procesos se desarrollan a partir de la intensificación y penetración hacia el oeste del sistema de alta presión del Atlántico subtropical y del reforzamiento de la alta presión sobre el Golfo de México (GM) debido a la influencia de sistemas remotos y/o que se desarrollan localmente, lo cual provoca subsidencia de aire seco sobre el GM y las regiones adyacentes, inhibiendo el desarrollo de la convección sobre todo en regiones del litoral oriental de la República Mexicana. Por otra parte, el patrón de presión a nivel del mar asociado con estos procesos favorece la intensificación de los alisios en el Caribe occidental y de los *jets* de Tehuantepec y Papagayo, así como vientos del este sobre la parte central del PTN, factores que propician la disminución de la precipitación sobre la región oriental del PTN, el centro-sur de México y Centroamérica mediante la inhibición de la penetración de los alisios del sur en la parte oriental del PTN, el desplazamiento de la convección lejos de las costas, la disminución de los transportes de humedad hacia el continente y la subsidencia de aire sobre las laderas occidentales del sur de México y Centroamérica.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### I.1 Marco de referencia

#### I.1.1 Escalas espacio-temporales

La variabilidad en el estado del tiempo y el clima se extiende sobre muchas escalas de tiempo y espacio, desde procesos turbulentos de microescala y fenómenos de pequeña escala como las ráfagas de viento, las tormentas localizadas y los tornados, hasta rasgos de mayor escala como los sistemas atmosféricos de alta presión (anticiclones) y baja presión (ciclones) de escala planetaria. Existen eventos meteorológicos de duración moderada como las inundaciones o ciertas sequías, o fenómenos climáticos de vida prolongada como El Niño y La Niña, o aún tendencias de escala decadal. En general, las escalas espaciales y temporales de los movimientos atmosféricos están estrechamente relacionadas; por ejemplo, los fenómenos de escalas temporales más grandes están asociados con cambios en la circulación atmosférica que abarcan un área mucho mayor que la de una región particular afectada (Tabla 1).

**Tabla 1.** Dimensiones espacio-temporales de los sistemas atmosféricos del estado del tiempo y regímenes climáticos (adaptada de Barry y Carleton, 2001).

		ESCALA HORIZONTAL (Km)														
		10 <sup>4</sup>	5	2	10 <sup>3</sup>	5	2	10 <sup>2</sup>	5	2	10	5	2	1	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-3</sup>
		← GLOBAL O PLANETARIA	SINÓPTICA			MESOESCALA			PEQUEÑA ESCALA O CONVECTIVA			MICRO-ESCALA	MOLECULAR →			
LATITUDES MEDIAS		ONDAS LARGAS	DEPRESIONES EXTRA-TROPICALES			ONDAS DE SOTAVENTO			CUMULO-NIMBUS			REMOLINOS EN LA CAPA LÍMITE				
		ANTICICLONES SUBTROPICALES	ANTICICLONES			ONDAS DE GRAVEDAD			CHUBASCOS			TORBELLINOS DE POLVO				
			JETS			(LÍNEAS DE TORMENTA, FRENTE)			TORNADOS							
TRÓPICOS		(ITCZ)	AGLOMERADOS DE NUBES			ELEMENTOS CONVECTIVOS DE MESO-ESCALA			CELDA CONVECTIVAS			REMOLINOS EN LA CAPA LÍMITE				
		ONDAS ECUATORIALES Y DEL ESTE	CICLONES TROPICALES													
			10 <sup>2</sup>		10		1		10 <sup>-1</sup>					10 <sup>-2</sup>		
			ESCALA TEMPORAL (Hr)													

En ocasiones, ciertos rasgos persistentes de la circulación ocurren simultáneamente sobre extensas áreas del planeta y dan como resultado patrones anómalos del estado del tiempo en muchas regiones. Aspectos importantes de esta variabilidad están vinculados a fenómenos de escala global que afectan la distribución e intensidad de la precipitación tropical, así como la posición e intensidad de las regiones subtropicales de alta presión y las corrientes en chorro de latitudes medias (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/intraseasonal/>).

Aún cuando el viento sopla en la horizontal con una rapidez promedio mucho mayor que en la vertical, el parámetro más importante en términos de su influencia directa en la producción de fenómenos meteorológicos es, sin duda, el movimiento vertical del aire. Mientras que las velocidades del viento en la horizontal son comúnmente superiores a 25 m/s en algún punto en la atmósfera sobre una localidad, la rapidez promedio del viento en la vertical es únicamente de unos cuantos centímetros por segundo (Tabla 2). El movimiento vertical de gran escala es generalmente casi imperceptible, sin embargo las velocidades verticales asociadas con sistemas de tormentas locales quedan evidenciadas en forma dramática por el gran desarrollo de las nubes cumulonimbus que las caracterizan. Aunque los movimientos ascendentes en las tormentas pueden tener velocidades verticales mayores de 150 km/h, éstas solamente abarcan un área superficial pequeña de la tierra comparada con las áreas que no tienen tormentas. De hecho, menos del 1% del tiempo hay velocidades verticales mayores de 1.5 km/h sobre cualquier localidad. Los movimientos ascendentes asociados con las bajas presiones y los frentes producen desplazamientos verticales de unos cuantos centímetros por segundo en la escala sinóptica. Sin embargo, un movimiento ascendente de tan sólo 6 cm/s conduce a una distancia vertical bastante significativa dado un tiempo suficiente (216 metros en una hora), que puede producir un gran volumen de precipitación si hay humedad presente para ser condensada (<http://theweatherprediction.com>).

**Tabla 2.** Magnitudes relativas de los movimientos verticales asociados con sistemas atmosféricos de diferentes escalas (adaptada de Barry y Carleton, 2001).

<i>Sistema</i>	<i>Velocidad (cm s<sup>-1</sup>)</i>	<i>Escala de tiempo</i>
Tormenta	10 <sup>3</sup>	Una hora
Tormenta tropical; subsinóptica (zona frontal)	10 <sup>2</sup> – 5 x 10 <sup>2</sup>	Seis horas
Depresión intensa	10	Seis a doce horas
Depresión promedio	5	Uno a dos días
Onda planetaria	1	Una semana

También es posible hacer la descripción de las escalas de los movimientos atmosféricos sobre una base dinámica usando tres frecuencias fundamentales (Barry y Carleton, 2001):

- 1) La frecuencia inercial debida a la rotación de la tierra:  $f = 2\omega \sin \varphi \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ;  $\varphi$  = latitud,  $\omega$  = velocidad angular de la tierra;  $f$  es conocida como el parámetro de Coriolis.
- 2) La frecuencia planetaria asociada con la variación latitudinal del parámetro de Coriolis (el “efecto beta”):

$$P = (U \beta)^{1/2} \sim 10^{-6} \text{ s}^{-1}$$

donde  $\beta = \partial f / \partial y$  y  $U$  = velocidad horizontal del aire.

- 3) La frecuencia de Brunt-Väisälä para oscilaciones verticales:

$$N = \left( \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \sim 10^{-2} \text{ s}^{-1}$$

donde  $\theta$  = temperatura potencial,  $g$  = aceleración gravitacional y  $z$  = altura.  $N$  es una medida de la estabilidad estática de la atmósfera.

Estas frecuencias pueden ser usadas para distinguir cuatro escalas de movimiento:

1. Pequeña escala, donde  $F$  (la frecuencia atmosférica)  $> N$ .
2. Mesoescala,  $f < F < N$ .
3. Escala sinóptica,  $P < F < f$ .
4. Escala planetaria,  $F < P$ .

Sin embargo, existen diversas clasificaciones de los fenómenos meteorológicos en la literatura que se basan ya sea en observaciones empíricas o en consideraciones teóricas. Por ejemplo, los ciclones tropicales han sido clasificados como fenómenos de escala sinóptica por algunos meteorólogos, mientras que otros los clasifican como fenómenos de mesoescala (Lin, 2007). Los movimientos atmosféricos tienen asociados procesos dinámicos y físicos complejos y es difícil establecer una división en escalas que sean completamente separables. Asimismo, se pueden dar procesos de transferencia de energía de los sistemas de mayor escala hacia los de escalas menores y viceversa.

### ***1.1.2 Variabilidad en los trópicos***

El estado del tiempo en los trópicos no es tan predecible como en latitudes medias. Esto se debe a que en latitudes medias las variables meteorológicas (nubosidad, precipitación, viento, temperatura y presión) están principalmente gobernadas por las ondas de Rossby troposféricas de niveles altos, las cuales interactúan con el estado del tiempo en superficie en un proceso llamado *inestabilidad baroclínica*. En los trópicos no existe tal inestabilidad dominante o movimiento ondulatorio, y por lo tanto el estado del tiempo es menos predecible en el corto plazo (de 1 a 10 días) (Geerts y Wheeler, 1998). De hecho, hasta hace poco se creía que las variaciones meteorológicas en los trópicos en escalas de tiempo menores a la escala estacional eran esencialmente aleatorias. Actualmente se sabe que la precipitación tropical exhibe una fuerte variabilidad en la escala sub-estacional cuyas fluctuaciones pasan, con frecuencia, por un ciclo completo en un período de 30 a 60 días. A dichas fluctuaciones se les conoce como “oscilaciones intraestacionales” u “oscilaciones de Madden-Julian” (MJO, por sus siglas en inglés).

La MJO es un componente del sistema acoplado océano-atmósfera que afecta significativamente la circulación atmosférica en los trópicos y subtrópicos, y que ha recibido mucha atención en años recientes (consultar por ejemplo <http://www.coaps.fsu.edu/lib/elninobib/Madden-Julian-Oscillation>). La MJO, también conocida como la oscilación de 30-60 días o de 40-50 días, involucra variaciones en viento, temperatura superficial del mar, nubosidad y lluvia. Aunque la MJO afecta toda la troposfera tropical, es más evidente en el océano Índico y el Pacífico occidental. Sin embargo, durante ciertas fases de la MJO, ocurre una modulación de la actividad convectiva sobre el Pacífico oriental cerca de México y Centroamérica, especialmente durante el verano del hemisferio norte, donde las anomalías asociadas con la MJO que se propagan desde el oeste se amplifican localmente por la convección desarrollada (Maloney y Hartmann, 2000).

Dentro de las variaciones de escala sinóptica en el Pacífico tropical oriental es importante mencionar el papel que juegan las llamadas ondas del este (u ondas africanas del este), las cuales proporcionan una modulación de alta frecuencia ( $< f$ ) de la convección climatológica situada a lo largo de la ITCZ y, usualmente, proporcionan el forzamiento necesario para la ciclogénesis tropical. Estas ondas son perturbaciones en la troposfera baja generadas por una inestabilidad del jet africano del este, el cual resulta del intenso gradiente meridional de temperatura causado por el calentamiento de la

superficie en el desierto del Sahara en contraste con las temperaturas sustancialmente más frías a lo largo de la costa del Golfo de Guinea, entre el ecuador y aproximadamente 25°N. Las perturbaciones de escala sinóptica que se forman, se propagan hacia el oeste sobre el océano Atlántico tropical y, en ocasiones, generan tormentas tropicales y huracanes en el Atlántico occidental. Las ondas del este emergen desde Abril o Mayo y hasta Octubre o Noviembre; típicamente, tienen longitudes de onda de 2,000 a 2,500 km y se propagan con una rapidez de aproximadamente  $8 \text{ ms}^{-1}$ , lo cual implica un periodo de entre 3 y 4 días (Holton 2004; <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A4.html> y las referencias ahí incluidas). Aunque únicamente alrededor del 60% de las tormentas tropicales y huracanes menores en el Atlántico se originan a partir de ondas del este, cerca del 85% de los huracanes intensos tienen su origen en estas ondas. Asimismo, se ha sugerido que algunos ciclones tropicales que ocurren en el Pacífico oriental tienen su origen en ondas del este, las cuales parecen fortalecerse al cruzar por Centroamérica y entrar al Pacífico oriental sin que todavía se conozca la razón (Raymond et al., 1998). Tampoco se sabe con claridad cómo cambian estas ondas de un año a otro, tanto en intensidad como en posición, y cómo se relacionan con la actividad de las tormentas en el Atlántico y el Pacífico oriental.

El pronóstico preciso de todos estos tipos de variabilidad es de gran beneficio no solamente para los habitantes de las regiones tropicales sino también para el resto de los habitantes del planeta, ya que existen teleconexiones remotas entre las condiciones meteorológicas en los trópicos y aquellas que ocurren en cualquier otro lugar del planeta. En este sentido, el presente trabajo está enfocado al estudio de las variaciones en las escalas estacional, intraestacional y sinóptica (~2 a 10 días) de diversos parámetros meteorológicos y de temperatura superficial del mar en el Pacífico tropical nororiental.

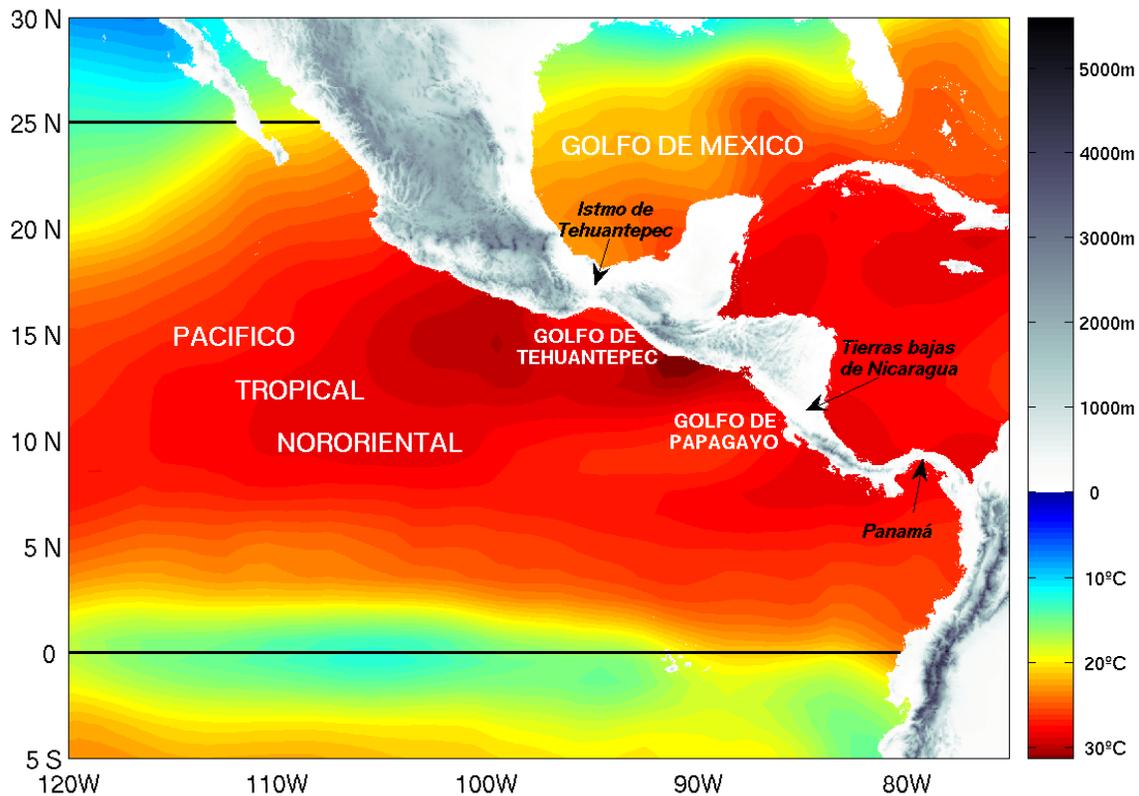
## **I.2 Antecedentes**

### ***I.2.1 El Pacífico Tropical Nororiental***

El Pacífico Tropical Nororiental (PTN), ubicado aproximadamente entre 0° y 25°N y al este de 120°W (Fig. 1), está caracterizado por condiciones atmosféricas y oceánicas que conducen a la generación de importantes procesos de interacción océano-atmósfera en un amplio rango de escalas espaciales y temporales. Los patrones de variación de procesos tales como los flujos de calor a través

de la superficie del océano, los transportes de humedad, la precipitación y los campos de viento en esta región aún no son comprendidos del todo.

El PTN muestra marcadas asimetrías climáticas cuyo entendimiento, en el contexto de los forzamientos atmosféricos y oceánicos, aún está lejos de alcanzarse (ver, p.e., Amador et al., 2006 y Kessler 2006). Entre sus rasgos más característicos vale la pena mencionar la lengua de agua fría ecuatorial, una región caracterizada por un mínimo de la temperatura superficial del mar (TSM) que se extiende hacia el oeste desde las costas de Sudamérica hacia el Pacífico central, y la alberca caliente del Pacífico oriental, localizada fuera de las costas del sur de México y Centroamérica y determinada por TSMs cálidas (generalmente por encima de los 27°C) y vientos zonales relativamente débiles (Fig. 1). La alberca caliente del Pacífico oriental, considerada como un reservorio de energía térmica del océano, está separada de la lengua de agua fría ecuatorial por un frente agudo de TSM y es una región importante para el desarrollo de ciclones tropicales.



**Figura 1.** Ubicación del Pacífico Tropical Nororiental. Sobre el relieve topográfico (contornos en gris) se indican los tres principales pasos montañosos en la cordillera del sur de México y Centroamérica. Los contornos en color representan la temperatura promedio de la superficie del mar para el mes de Enero, destacándose la lengua de agua fría ecuatorial y la alberca de agua caliente del Pacífico oriental. Datos de temperatura superficial del mar de la NOAA.

Otro rasgo importante del PTN es la zona de convergencia intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés), tradicionalmente definida como el resultado de la celda de Hadley ecuatorial, una región que se distingue por una convección atmosférica intensa, fuerte precipitación, bajas presiones y vientos débiles en donde convergen los alisios del norte y del sur. La ITCZ raramente se localiza sobre el ecuador; se mueve hacia el norte durante el verano del hemisferio norte y hacia el sur durante el verano del hemisferio sur. La ITCZ se encuentra generalmente en una banda que se extiende de los 5° a los 10° de latitud norte, conocida como el ecuador meteorológico, en donde la razón de precipitación excede considerablemente a la razón de evaporación del océano. La fuente de este exceso de precipitación es el vapor proporcionado por los vientos alisios convergentes que lo transportan desde regiones donde la evaporación excede a la precipitación. Cada una de estas características ha recibido especial atención e investigación en un amplio número de publicaciones (ver, p.e., Amador et al., 2006 y las referencias ahí incluidas).

### ***1.2.2 Vientos en el Pacífico Tropical Nororiental***

Además de los rasgos antes mencionados, la singular orografía de los continentes en la frontera oriental del PTN, combinada con las condiciones meteorológicas, produce vientos intensos a través de las interrupciones en las montañas de la Sierra Madre del Sur en México y la cordillera Centroamericana. Los tres pasos montañosos más importantes están localizados en el Istmo de Tehuantepec, las tierras bajas del centro de Nicaragua y Panamá (Fig. 1), y los fuertes vientos que se generan a sotavento de estas interrupciones en la cordillera son conocidos como los *jets* de Tehuantepec, Papagayo y Panamá, respectivamente. La influencia de estos *jets* de viento en procesos locales sobre las aguas adyacentes del Pacífico, como la generación de grandes remolinos oceánicos, la generación de corrientes intensas perpendiculares a la costa, el incremento de los flujos turbulentos de calor, el descenso considerable de la TSM (de hasta 10°C en un día) debido a procesos de mezcla vertical y afloramiento de agua subsuperficial con el consecuente incremento de la actividad biológica, han motivado numerosos estudios que se han enfocado principalmente al Golfo de Tehuantepec (p.e. Roden 1961; Stumpf 1975; Stumpf y Legeckis 1977; Alvarez et al., 1989; McCreary et al., 1989; Lavín et al., 1992; Barton et al., 1993; Trasviña et al., 1995; Lluch-Cota et al., 1997; Schultz et al., 1997; Steenburgh et al., 1998; Bourassa et al., 1999; Muller-Karger y Fuentes-Yaco 2000; Zamudio et al., 2006). Sin embargo, cabe mencionar que la evolución y la dinámica de estos chorros de viento no está

completamente entendida debido, en gran parte, a que las observaciones directas de vientos sobre el océano en esas regiones son escasas.

En particular, el mecanismo de generación del *jet* de Tehuantepec durante el invierno boreal, cuando es más intenso y más frecuente, ha sido ampliamente documentado: diferencias grandes de presión a nivel del mar entre el Golfo de México y el Pacífico oriental provocadas por la migración hacia el sureste de sistemas de alta presión asociados con brotes de aire frío provenientes del noroeste de los E.U.A., generan flujos de aire que son bloqueados por la cordillera y después encañonados a través del paso montañoso (p.e. Roden 1961; Parmenter 1970; Clarke 1988; Lavín et al., 1992; Schultz et al., 1997; Steenburgh et al., 1998). Frecuentemente, conforme el sistema de alta presión penetra suficientemente hacia el sur, el *jet* de Tehuantepec es seguido pocos días después por la generación de los *jets* de Papagayo y Panamá. Sin embargo, algunas veces los *jets* de Papagayo y Panamá se ven influenciados por fluctuaciones de los vientos alisios y por circulaciones tropicales que tienen poco o ningún efecto sobre el *jet* de Tehuantepec (Chelton et al., 2000a). Asimismo, existen diferencias entre los tres *jets* en cuanto a su intensidad, orientación, escalas de tiempo y estacionalidad que producen diferentes respuestas atmosféricas y oceánicas (Chelton et al., 2000a,b; Kessler 2002; Xie et al., 2005). Chelton et al., (2000a) establecen que la escala de tiempo típica del altamente energético *jet* de Tehuantepec es de alrededor de dos días, siendo más variable e intenso que los otros dos. Los autores sugieren que los *jets* de Papagayo y Panamá están controlados por un mecanismo diferente al del gradiente de presión a través del paso montañoso asociado con sistemas de alta presión de latitudes medias, estando más probablemente acoplados a las variaciones de los alisios del Caribe que cruzan a través de las interrupciones en la cordillera.

En escala estacional, la intensidad de los tres *jets* disminuye hacia finales de la primavera y el verano, pero hay una ligera intensificación de los *jets* de Tehuantepec y Papagayo durante Julio-Agosto cuyo origen, al menos en el caso del *jet* de Tehuantepec, ha sido atribuido a una diferencia de la presión a nivel del mar entre el Atlántico occidental y el Pacífico oriental causada por la intensificación y elongación hacia el oeste del sistema subtropical de alta presión del Atlántico norte (o anticiclón de Azores-Bermuda) durante el medio verano (Romero-Centeno et al., 2007). Esta intensificación de los *jets* está en fase con la disminución observada en la actividad de tormentas tropicales sobre el extremo oriental del Pacífico (Magaña et al., 1999; Curtis 2002) y la cuenca del Caribe (Inoue et al., 2002), la cual muestra una marcada distribución bimodal con máximos en Junio y Octubre separados por un

mínimo en Julio. Inoue et al. (2002) atribuyen la bimodalidad en la actividad de tormentas tropicales en el Caribe a la variabilidad de la surgencia de gran escala en el suroeste de la cuenca debida a la intensificación y debilitamiento anual de los vientos alisios del este. Los alisios intensos en Julio dan como resultado una intensificación de la surgencia en el suroeste del Caribe que conduce a disminuir la temperatura superficial del mar y a debilitar la convección atmosférica, disparando así la secuencia de eventos cuyas condiciones son desfavorables para la ciclogénesis tropical.

### ***1.2.3 La canícula***

El ciclo estacional de la precipitación en el sur de México y Centroamérica presenta también una distribución bimodal, con máximos en Junio y Septiembre y con una reducción en la cantidad de precipitación de aproximadamente un 40% a finales de Julio y principios de Agosto comparada con la de Junio y Septiembre (Mosiño y García, 1966; Magaña et al., 1999; Cortéz 2000; Curtis 2004). Este fenómeno climatológico, conocido como *canícula*, *sequía intraestival* o *sequía relativa de medio verano*, puede tener efectos negativos sobre el rendimiento de cultivos de temporal, dependiendo de su intensidad y duración. Según Mosiño y García (1966), la sequía intraestival afecta gran parte del territorio mexicano, en especial a los estados costeros del Golfo de México y del sur del Pacífico. Este fenómeno presenta características meteorológicas parecidas a las de invierno, lo que ellos llaman el “retorno al invierno”, en donde el anticiclón de Azores-Bermuda se vuelve dinámicamente inestable y se disocia en dos celdas, una sobre el Atlántico y otra sobre las planicies centrales de Norte América, separadas por una vaguada superior frente a la costa oriental de los E.U.A. El papel que juega esta vaguada es el de bloquear la corriente alisia y la entrada de aire húmedo hacia el Golfo de México mientras que la celda anticiclónica sobre el continente alimenta de aire seco al Golfo, circunstancias que explicarían parcialmente la sequía intraestival que afecta a los estados del oriente del país. En cuanto a la canícula que se observa en los estados costeros del Pacífico, los autores señalan que la desviación de la corriente alisia sería el único proceso que influiría en este caso.

Magaña et al. (1999) muestran que la canícula no está asociada con la migración meridional de la ITCZ, ya que este fenómeno se presenta casi simultáneamente sobre un rango latitudinal considerable, y que aparece independientemente de la fase del evento de El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés). Ellos proponen que las interacciones locales aire-mar en el PTN

conducen a cambios en el patrón de convección y sugieren que el incremento en la nubosidad y una reducción de radiación solar en Junio conducen a un descenso de la TSM sobre la alberca de agua caliente del Pacífico oriental que inhibe, por consiguiente, la lluvia durante Julio-Agosto. La reducción de la nubosidad en Julio-Agosto permite un incremento de la radiación solar que llega a la superficie, la cual eleva la TSM y causa el regreso de la precipitación a finales de Agosto y Septiembre, estableciendo el papel esencial de las retroalimentaciones de radiación solar para explicar la distribución bimodal de la precipitación en la región centro-sur de México, la mayor parte de Centroamérica y algunas regiones del Caribe. Los autores concluyen que esta fluctuación estacional de la TSM, junto con variaciones en el flujo convergente de niveles bajos y una intensificación de los vientos alisios la cual, sugieren, es parte de la respuesta dinámica a la intensidad del forzamiento convectivo de la ITCZ, producen la sequía de medio verano.

Recientemente, Magaña y Caetano (2005), con base en observaciones de varias campañas llevadas a cabo sobre las albercas calientes de las Américas en el verano de 2001, revelaron las limitaciones de la hipótesis de Magaña et al. (1999) (basada, a su vez, en la hipótesis de Ramanathan y Collins), y la necesidad de una explicación distinta. Contrario a lo que esperaban, la radiación solar observada fue más alta en Septiembre que en Julio. Estos autores proponen un efecto combinado de cambios en la TSM y de subsidencia relacionada con circulaciones directas como una mejor explicación de la actividad convectiva durante el verano en el PTN.

#### ***1.2.4 La temperatura superficial del mar y la convección en los trópicos***

La TSM es un factor muy importante, aunque no el único, para la ocurrencia de convección sobre los océanos. Graham y Barnett (1987) encontraron que sobre amplias regiones de los océanos Índico y Pacífico, se requieren TSMs superiores a  $27.5^{\circ}\text{C}$  para que ocurra convección profunda de gran escala. Sin embargo, el hecho de que haya una TSM por encima de  $27.5^{\circ}\text{C}$  (valor que denominan como la temperatura crítica,  $T_c$ ) no es una condición suficiente para que se dé la convección. Cuando las TSMs están por encima de  $T_c$ , la divergencia del viento en superficie está estrechamente asociada con la presencia o ausencia de la convección profunda, haciendo notar que aunque se requieren TSMs por arriba de  $T_c$  para que ésta ocurra, la intensidad de la convección parece ser insensible a mayores incrementos en la TSM. La relación entre divergencia de viento en superficie y convección, y la

existencia de regiones donde la convección es persistentemente suprimida a TSMs superiores a  $T_c$ , indican que cambios forzados remotamente en el movimiento vertical y/o en la estabilidad juegan un papel importante en la regulación de la convección. Los resultados de Graham y Barnett (1987) respaldan la idea de que el enfriamiento por evaporación y la cubierta de nubes asociada con la convección ponen un límite superior sobre las TSMs en las regiones tropicales, actuando por ello como controladores para la circulación de gran escala. Asimismo muestran que la convergencia de humedad, y no la TSM, es el factor dominante en la generación de convección a TSMs superiores a  $28^\circ\text{C}$ .

Analizando datos de radiación de onda larga saliente (ROL; ver la sección III.1.6) y de TSM, Lau et al. (1997) distinguen diferentes regímenes de la relación entre convección tropical y TSM que surgen de la interacción de diferentes mecanismos en acción. Los autores explican que las transiciones entre diferentes regímenes ocurren continuamente y son controlados por cambios en la distribución de TSM y la circulación de gran escala. Dependiendo de la intensidad del movimiento ascendente de gran escala, la transición entre condiciones de cielo despejado/subsistencia y convección profunda/ascenso ocurre en un rango de TSM de  $25.5^\circ\text{C}$  a  $27.5^\circ\text{C}$ . Para TSMs por encima de este rango, existe un descenso evidente de ROL con la TSM que puede ser atribuido al incremento en la ocurrencia de convección profunda/nubes altas. En este régimen, la sensibilidad de la convección a la TSM local es fuertemente aumentada por los movimientos ascendentes asociados con la circulación de gran escala. Ahora bien, en regiones con fuerte movimiento ascendente de gran escala, como en la alberca de agua caliente del Pacífico occidental, la convección se incrementa monótonamente con la TSM en el rango de  $26^\circ$  a  $29^\circ\text{C}$  y los niveles bajan para más de  $29.5^\circ\text{C}$ . Por otra parte, en el Pacífico ecuatorial oriental, la competencia es entre la insolación que calienta el océano y la vigorosa dinámica oceánica que lo enfría mediante surgencia.

En escala interanual, la señal ENSO domina las relaciones ROL-TSM. Es bien sabido que durante ENSO los cambios en la circulación de gran escala están asociados con la migración hacia el este de la convección desde el Pacífico occidental. La migración de la convección es una respuesta a cambios en la estructura de la circulación acoplada entre el océano y la atmósfera y, en particular, a los cambios en el gradiente de TSM.

### **I.3 Objetivos**

Este trabajo pretende contribuir al conocimiento y comprensión de los patrones observados de circulación atmosférica y precipitación en la región centro-sur de México y Centroamérica. Para ello, se plantearon los siguientes objetivos:

1. Estudiar la variabilidad en escalas estacional, intraestacional y sinóptica (2 a 10 días) de la circulación atmosférica de niveles bajos en el PTN, con especial énfasis en los vientos que se generan al cruzar las interrupciones en la cordillera del sur de México y Centroamérica.
2. Analizar los posibles mecanismos de forzamiento de los vientos en la parte centro-oriental del PTN, incluyendo los *jets* de Tehuantepec y Papagayo, en distintas épocas del año y en distintas escalas de tiempo.
3. Determinar y analizar los patrones característicos de circulación atmosférica, presión a nivel del mar, radiación de onda larga saliente y movimientos verticales asociados con condiciones favorables y desfavorables para el desarrollo de la precipitación en la parte centro-sur de México y Centroamérica.

### **I.4 Hipótesis**

El trabajo de investigación está basado en la siguiente hipótesis: La variabilidad intraestacional de la circulación atmosférica de niveles bajos sobre la parte central del PTN y de la precipitación en la región oriental del PTN y en zonas del centro-sur de México y Centroamérica, es el resultado de patrones atmosféricos de gran escala que favorecen la intensificación de los *jets* de Tehuantepec y Papagayo a mitad del verano y establecen las condiciones para que se presente el fenómeno de la canícula.

Los siguientes capítulos de la tesis están organizados de la siguiente manera: la descripción de los datos utilizados y la metodología empleada para su análisis se presentan en el Capítulo II, los resultados obtenidos se detallan en el Capítulo III, y la discusión y las conclusiones del trabajo están contenidas en el Capítulo IV.

## CAPÍTULO II

### DATOS Y METODOLOGÍA

#### II.1 Datos de viento del escaterómetro QSCAT

Los escaterómetros son sensores satelitales remotos que tienen la capacidad de medir la dirección y rapidez del viento sobre los océanos del mundo. Esencialmente, son radares que transmiten pulsos de microondas hacia la superficie de la Tierra y miden la energía que llega de regreso al instrumento (retrodispersión). En superficies de agua, la rugosidad está altamente correlacionada con la rapidez y dirección de los vientos cerca de la superficie. Los datos derivados de estos instrumentos son esenciales para los estudios de interacción océano-atmósfera y de circulación oceánica, así como sus efectos sobre los patrones del estado del tiempo y del clima global. Asimismo, ayudan a mejorar considerablemente la precisión del pronóstico del tiempo de los modelos numéricos.

En este trabajo se utilizaron los datos proporcionados por el escaterómetro SeaWinds localizado a bordo del satélite QuikBird de la National Aeronautics and Space Administration (NASA) de los E.U. (comúnmente se hace referencia a este instrumento como QuikScat o QSCAT), que fue lanzado al espacio el 19 de junio de 1999. La órbita del satélite es de sincronía solar, con una inclinación de  $98.6^\circ$ , y se encuentra a una altura de 803 km. El satélite utiliza una antena rotatoria, con un plato de un metro de diámetro, que produce dos haces puntuales realizando un barrido circular; la antena irradia pulsos de microondas con una frecuencia de 13.4 gigahertz (banda Ku) a través de amplias regiones sobre la superficie terrestre. El QSCAT proporciona mediciones de viento con una cobertura espacial y temporal mucho mayor que las observaciones in-situ o que cualquier otra misión satelital previa, y tienen una resolución considerablemente mayor que la proporcionada actualmente por los modelos numéricos de predicción del tiempo o por los productos de viento de los reanálisis (Ebuchi et al., 2002; Bourassa et al., 2003; Chelton et al., 2004). Estudios recientes han mostrado que los datos del QSCAT representan, actualmente, el producto disponible que mejor resuelve los *jets* de viento que se observan sobre la parte oriental del PTN en diferentes escalas de espacio y tiempo, y son una herramienta excelente para caracterizar el estado dinámico de la troposfera baja con un alto grado de precisión (Chelton et al., 2004; Bordoni et al., 2004; McNoldy et al., 2004). El QSCAT colecta datos dentro de una franja de 1,800 kilómetros de ancho, cubriendo aproximadamente el 93% de la superficie oceánica

libre de hielo en un día con una resolución espacial de 25 km y proporcionando mediciones de la rapidez del viento con una precisión de  $\pm 2$  m/s y de la dirección con una precisión de  $\pm 20^\circ$  o mejor (<http://winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat>).

Para llevar a cabo el análisis del campo de viento cerca de la superficie, los datos diarios de viento del QSCAT fueron procesados y analizados para el período de Julio de 1999 a Diciembre de 2005 en la región  $0-33^\circ\text{N}$ ,  $130^\circ\text{W}-75^\circ\text{W}$ . Dichos datos fueron obtenidos del sitio Web del Center for Ocean-Atmospheric Prediction Studies de la Universidad Estatal de Florida (<http://coaps.fsu.edu/cgi-bin/qscat/wind-swath-ku2001>) y consisten de los conjuntos de datos de las franjas o *swaths* del nivel 2B del Remote Sensing Systems Ku-2001, es decir, aquellos que están en unidades geofísicas y de los cuales se han removido campos que, en general, son innecesarios. Los vientos están referenciados a una altura de 10 m y los archivos de datos incluyen la rapidez (m/s) y dirección (grados) del viento, el momento de la medición (que está dado en segundos a partir de las 00:00:00 GMT del 1° de enero de 1999), la latitud y longitud, y un indicador de ocurrencia de lluvia al momento de la medición (*rain flag* o bandera de lluvia). Los datos marcados con bandera de lluvia fueron excluidos del análisis ya que la lluvia intensa degrada la calidad de la recuperación del viento superficial de los sistemas de observación de los escaterómetros debido a la atenuación y desviación del pulso de microondas emitido y a la retrodispersión por la superficie oceánica (Milliff et al., 2004). El porcentaje de datos con bandera de lluvia para el área y período de estudio varía dependiendo de la estación del año, estando entre el 20% y 25% en la región de la ITCZ y llegando a 40% sobre pequeñas regiones de vientos altamente divergentes en el Golfo de Tehuantepec.

Las componentes zonal ( $u$ ) y meridional ( $v$ ) del viento se calcularon a partir de los datos de rapidez y dirección del viento y a cada dato se le reasignó la hora del día en la que se realizó la medición en lugar del registro de los segundos. Se obtuvieron los promedios de las componentes del viento en cajas de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  de latitud-longitud, considerando las horas del día en las que hay mediciones en la región de interés (en general, el satélite cubre ciertas áreas de la región de interés a las 00, 01, 12 y 13 horas GMT). Los promedios diarios y mensuales del campo de viento se calcularon a partir de los datos horarios y el ciclo anual se obtuvo a partir de los promedios mensuales en el período analizado. Adicionalmente, los campos medios de la divergencia del viento se calcularon usando un esquema de diferencias centradas.

## **II.2 Datos de los reanálisis del NCEP**

El análisis de la estructura vertical de los campos de viento y presión atmosférica se realizó utilizando productos derivados del segundo reanálisis del National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy para el Atmospheric Model Intercomparison Project (NCEP-DOE AMIP II o NCEPR2; Kanamitsu et al., 2002). El NCEPR2 está basado en el reanálisis del NCEP/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR Reanalysis o NCEPR1; Kalnay et al., 1996) y produce análisis de campos atmosféricos usando datos de 1979 a la fecha. Las mejoras del proyecto del NCEPR2 con respecto al NCEPR1 incluyen la corrección de problemas de procesamiento y las actualizaciones del modelo de pronóstico, del sistema de asimilación de datos y de las parametrizaciones de los procesos físicos. Los productos del NCEPR2 que se utilizaron consisten de los valores cada 6 horas de la presión a nivel del mar (Pa), las componentes horizontales del viento (m/s), la velocidad vertical (Pa/s) y la altura geopotencial (m), los cuales están disponibles en una malla rectangular global de 2.5° de resolución. Para el análisis de la estructura vertical de los campos de viento y presión se usaron datos de las componentes horizontales del viento y de altura geopotencial en distintos niveles de la atmósfera. A partir de los datos de cada 6 horas se calcularon los promedios diarios y mensuales de las distintas variables.

El cálculo de los flujos de humedad en distintos niveles de la atmósfera se realizó usando los datos de viento del NCEPR2 y los de humedad específica (kg/kg) del NCEPR1, dado que los datos de humedad específica del NCEPR2 sólo están disponibles para una altura de 2 m.

El período de datos usado en este trabajo abarca de Julio de 1999 a Diciembre de 2005, es decir, el mismo período que el de los datos de viento del QSCAT. Los datos de ambos reanálisis fueron proporcionados por la NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, a través de su sitio Web en <http://www.cdc.noaa.gov>.

## **II.3 Datos de precipitación**

Además de los promedios diarios de la razón de precipitación en superficie del NCEPR2, se usaron los datos del CPC Merged Analysis of Precipitation Enhanced (CMAP) que consisten de los

promedios de cinco días (o pentadas) de las tasas de precipitación (mm/día). Los valores de este producto mejorado (*enhanced*) son obtenidos de cinco tipos de estimaciones de satélite y de valores de precipitación del NCEPR1. Los archivos contienen 73 pentadas por año y los datos se encuentran en una malla global de 2.5° de resolución. El período analizado en este trabajo abarca de Julio de 1999 a Diciembre de 2005. Los datos de precipitación de CMAP fueron proporcionados por la NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, a través de su sitio Web en <http://www.cdc.noaa.gov>.

## **II.4 Datos de radiación de onda larga saliente y de TSM**

Los datos de radiación de onda larga saliente que se utilizan en el estudio son un producto que consiste de los promedios diarios calculados a partir de los valores obtenidos por satélites de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA Interpolated Outgoing Longwave Radiation). En este producto, los huecos son rellenados mediante una interpolación temporal y espacial. Los datos se encuentran disponibles en una malla de 2.5° x 2.5° de latitud-longitud y tienen unidades de  $Wm^{-2}$ . También se utilizan los campos mensuales de temperatura superficial del mar (°C) obtenidos de la versión 2 de la interpolación óptima de la NOAA en una malla rectangular de 1°. En ambos casos se usan los datos del período 1999-2005, los cuales fueron proporcionados por la NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, a través de su sitio Web en <http://www.cdc.noaa.gov>.

La metodología empleada para llevar a cabo el análisis de los patrones característicos de presión a nivel del mar, radiación de onda larga saliente, precipitación y velocidad vertical asociados con eventos específicos de viento de escala sinóptica, se detalla en la sección III.2.4.

## CAPÍTULO III

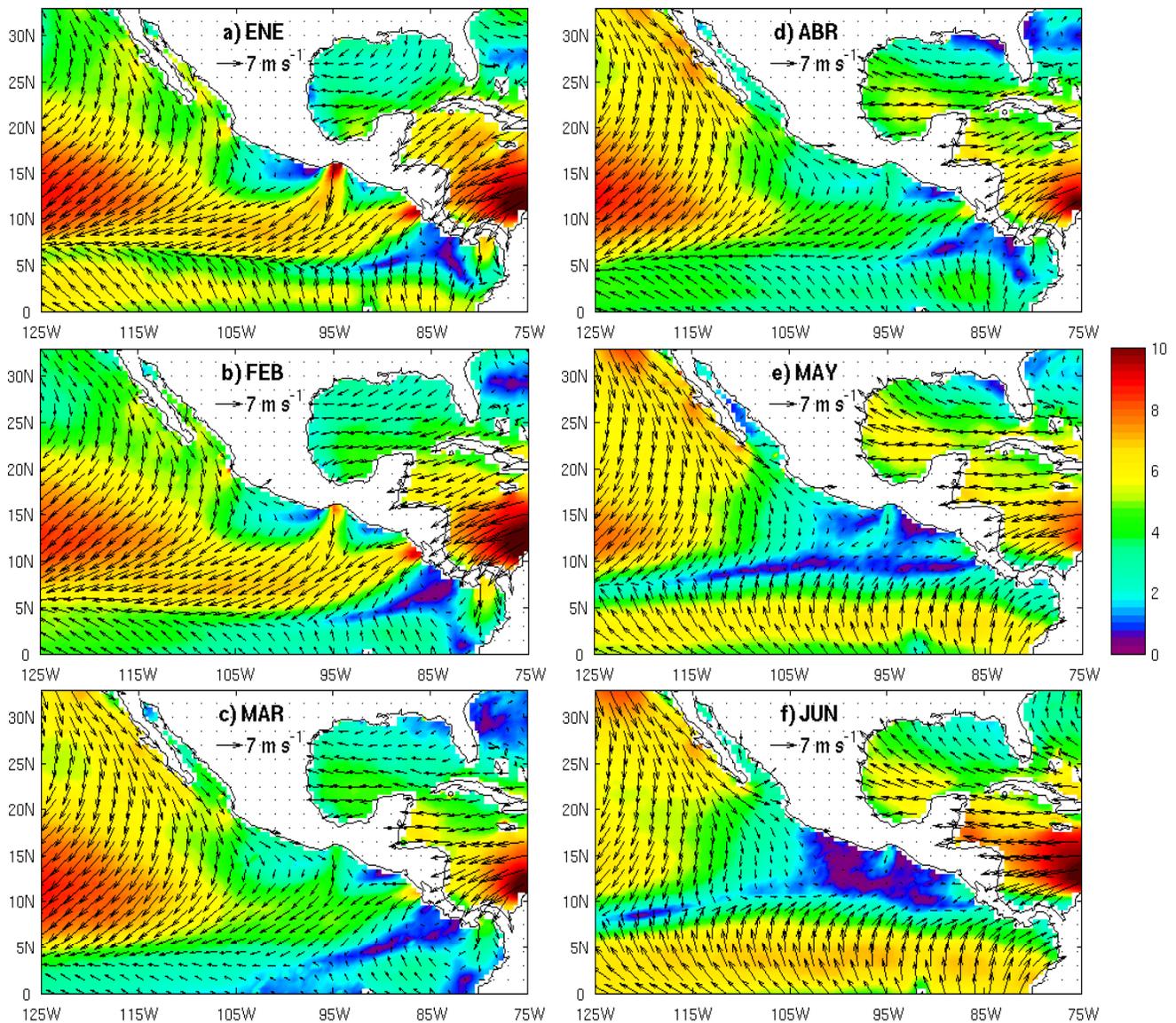
### RESULTADOS

#### III.1 Variabilidad estacional e intraestacional en el PTN

En las secciones siguientes se analizan los ciclos estacionales del campo de viento, la precipitación, los flujos de humedad, la temperatura superficial del mar, la radiación de onda larga saliente, la velocidad vertical y la presión a nivel del mar en el PTN haciendo énfasis en las variaciones que se observan durante el verano y en las características típicas asociadas con el fenómeno de la canícula.

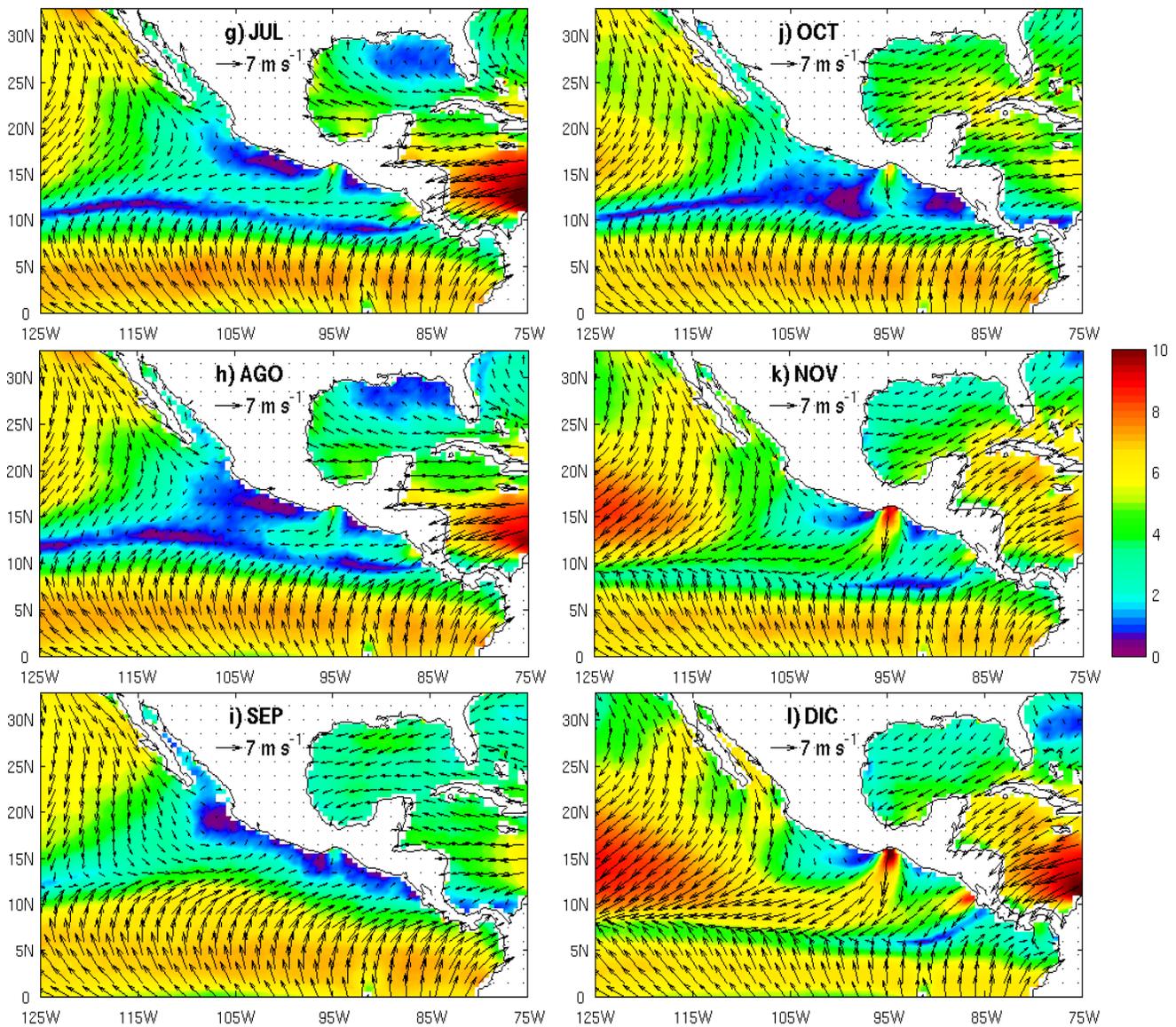
##### III.1.1 *El viento cerca de la superficie*

El ciclo anual del campo de viento cerca de la superficie (a 10 m) calculado a partir de los seis años y medio de datos del QSCAT, de Julio de 1999 a Diciembre de 2005, muestra una marcada variabilidad estacional en el PTN, el Golfo de México y el Mar Caribe (Fig. 2). Una de las características más sobresalientes en las gráficas de los promedios mensuales, es la señal asociada con los vientos que emergen de los pasos de baja elevación de la cordillera en la parte sur de México y Centroamérica (ver Fig. 1 para su ubicación) y se extienden sobre las aguas adyacentes. Como se mencionó en la sección I.2.2, estos chorros de viento intenso son conocidos como los *jets* de Tehuantepec, Papagayo y Panamá. La señal del *jet* de Tehuantepec se distingue durante la mayor parte del año, siendo más evidente durante el invierno boreal (Noviembre-Febrero), observándose que presenta una orientación predominantemente meridional cerca de la costa (Figs. 2a-b, 2k-l). El *jet* de Papagayo se comienza a distinguir débilmente desde Noviembre, alcanzando su intensidad máxima en Enero, y, a diferencia del *jet* de Tehuantepec, su orientación es predominantemente zonal cerca de la costa. En invierno la influencia del *jet* de Tehuantepec sobre la parte oriental del PTN se extiende considerablemente hacia el sur, donde converge con el *jet* de Papagayo y con los alisios del noreste. Ambos *jets* comienzan a debilitarse en Marzo (Fig. 2c) y apenas se distinguen en Mayo (Fig. 2d). En general, a finales de la primavera y durante el verano los vientos son muy débiles en la región oriental al norte de la ITCZ.



**Figura 2.** Promedios mensuales del viento y contornos de rapidez ( $\text{ms}^{-1}$ ) obtenidos con los datos del escaterómetro QSCAT (referenciados a una altura de 10 m) para los meses de Enero a Junio considerando el período de Julio de 1999 a Diciembre de 2005.

Los promedios mensuales para Enero y Febrero también muestran evidencia clara de los vientos que cruzan por Panamá, los cuales están orientados meridionalmente como el *jet* de Tehuantepec. Estos vientos alcanzan a distinguirse aún en Marzo y Abril (Figs. 2a-d), pero no durante el verano. Dado que estos vientos son considerablemente menos intensos y su influencia sobre la parte central del PTN es muy pequeña en comparación con la de los *jets* de Tehuantepec y Papagayo, el análisis subsiguiente sólo incluye a estos últimos.



**Figura 2 (Continuación).** Como en la figura anterior pero para los meses de Julio a Diciembre.

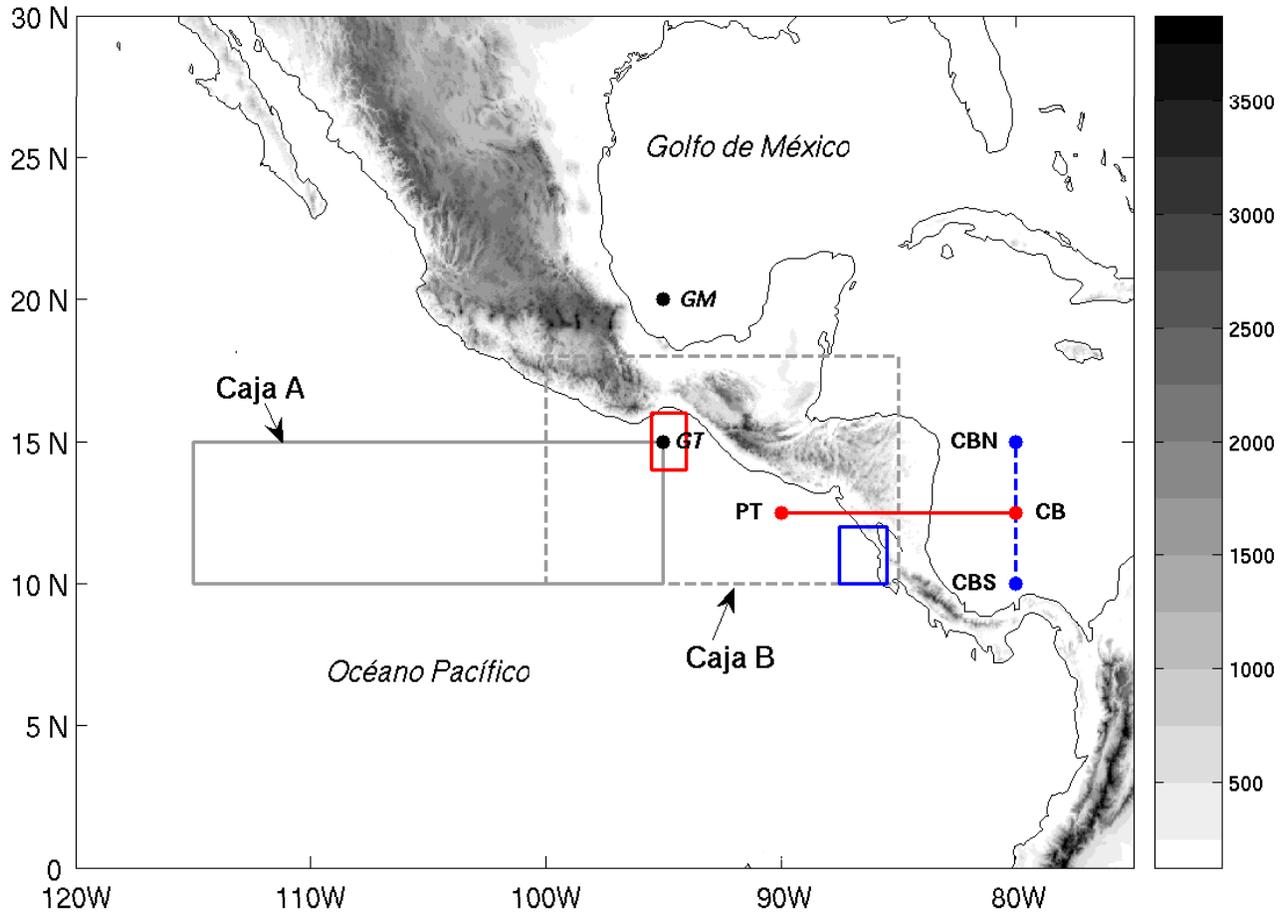
De Diciembre a Abril, cuando los alisios del norte son más intensos, los vientos en el PTN están dirigidos principalmente hacia el oeste, fluyendo de la costa hacia el Pacífico occidental (Fig. 2a-d, 2l). En Mayo, este patrón comienza a cambiar: los alisios del sur empiezan a intensificarse y a virar ligeramente su componente zonal hacia el este entre  $\sim 3^\circ$  y  $7^\circ\text{N}$  y al este de  $\sim 110^\circ\text{W}$ , mientras que vientos débiles dirigidos hacia el oeste cubren el área al norte de  $\sim 8^\circ\text{N}$  y al este de  $\sim 110^\circ\text{W}$  (Fig. 2e). En Junio, mientras los alisios del norte son relativamente débiles, los del sur continúan intensificándose y penetrando hacia el norte, al tiempo que los vientos débiles alrededor de los  $10^\circ\text{N}$  se revierten

dirigiéndose ahora hacia el este desde aproximadamente 115°W (Fig. 2f). Este patrón de circulación favorece transportes de humedad hacia el continente, lo cual coincide con el primer máximo de precipitación observado en regiones del centro-sur de México y Centroamérica (ver Fig. 4b). Sin embargo, en Julio y Agosto, aunque menos notable en éste último, se observa una ligera intensificación de los vientos de Tehuantepec y Papagayo, al tiempo que el flujo de niveles bajos en la región de vientos débiles se dirige nuevamente hacia el oeste (Figs. 2g-h). Este flujo hacia el oeste no está restringido al área cercana a la costa sino que se observa varios cientos de kilómetros (~2,200 km) lejos de las costas sobre la parte central del PTN. Este patrón de circulación parece inhibir la penetración hacia el norte de los alisios del sur, a pesar de su intensidad y orientación hacia el este, y restringe el transporte de humedad en niveles bajos hacia el continente, lo cual coincide con la llamada canícula o sequía de medio verano observada en algunas regiones del PTN y del centro-sur de México y Centroamérica (ver Fig. 4b).

El patrón de circulación cambia abruptamente en Septiembre (Fig. 2i), cuando los *jets* de viento son imperceptibles, los vientos alisios del norte son muy débiles, los alisios del sur alcanzan su máxima penetración hacia el norte y se observa un flujo en niveles bajos dirigido hacia el este sobre el PTN que favorece el transporte de humedad hacia el continente, coincidiendo con el segundo máximo de precipitación observado en la región. En Octubre este patrón comienza a debilitarse, dando paso al patrón que se observa durante invierno y primavera.

### ***III.1.2 Vientos zonales en el PTN y la precipitación en el sur de México y Centroamérica***

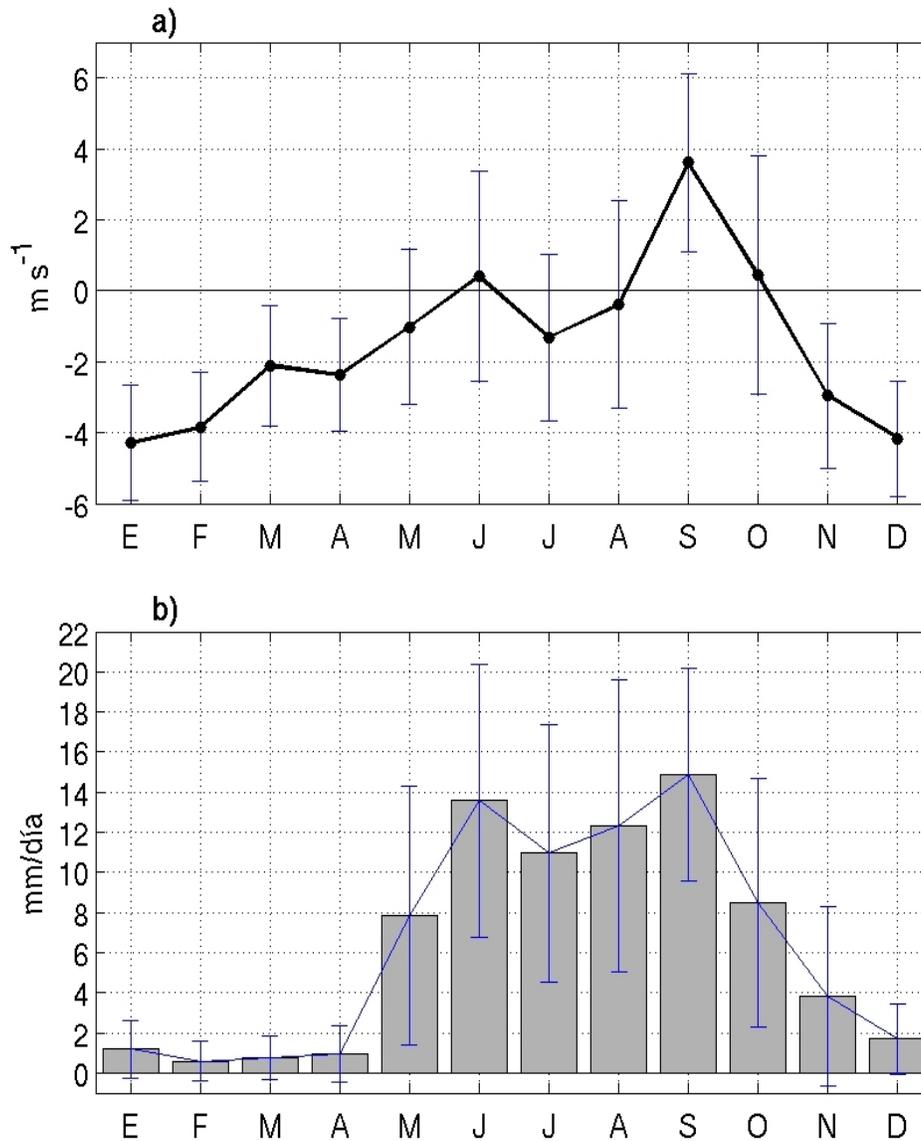
Buena parte de los análisis subsecuentes se centra en dos regiones: la región comprendida entre 10°-15°N y 115°-95°W, denominada Caja A, y la región comprendida entre 10°-18°N y 100°-85°W, denominada Caja B (ver Fig. 3 para su ubicación). La Caja A es la región sobre la parte central del PTN donde ocurren los cambios de dirección del viento durante el verano; esta región está influenciada por los *jets* de viento de Tehuantepec y Papagayo, pero no se ve muy afectada por el giro de la componente zonal de los intensos alisios del sur que ocurre en esta época del año. La Caja B cubre regiones del sur de México, de Centroamérica y de la parte oriental del PTN en las cuales ocurre el fenómeno de la canícula o sequía de medio verano.



**Figura 3.** Ubicación de las regiones denominadas Caja A y Caja B cuyas características se detallan en el texto principal. También se muestran las regiones en las cuales se calcularon los vientos promedio para los *jets* de Tehuantepec (rectángulo rojo) y Papagayo (rectángulo azul) (ver sección III.8). Asimismo se marca la ubicación de distintos puntos que se usaron para calcular las diferencias de presión a través del Istmo de Tehuantepec (GM y GT), a través del paso montañoso en Papagayo (CB y PT) y en el Caribe occidental (CBN y CBS) (ver sección III.8). La escala de grises representa la elevación en metros.

Los ciclos estacionales de la componente zonal del viento, promediada en la región central del PTN (Caja A en la Fig. 3) a partir de los datos del escaterómetro, y de la razón de precipitación, promediada en la región donde ocurre la canícula (Caja B en la Fig. 3) a partir de los datos del NCEPR2, ambos calculados para el período de observaciones del QSCAT, resumen algunos de los resultados presentados en la sección anterior (ver Fig. 4 y Tabla 3). Los promedios mensuales de la componente zonal del viento ( $\bar{u}$ ) en la Caja A muestra vientos del este (valores negativos de  $\bar{u}$ ) durante la mayor parte del año, con intensidades máximas en los meses de invierno (Fig. 4a). Estos vientos intensos del este que se observan durante el invierno y principios de la primavera, coinciden con las

razones de precipitación más bajas en la Caja B (Fig. 4b). Los vientos promedio en Julio y Agosto, que también están dirigidos hacia el oeste pero son menos intensos que en el invierno, coinciden con la reducción de precipitación a mediados de la estación lluviosa en la Caja B, mientras que los promedios máximos de precipitación observados en Junio y Septiembre coinciden con la ocurrencia de vientos del oeste (valores positivos de  $\bar{u}$ ), o dirigidos hacia el continente, en la Caja A.



**Figura 4.** (a) Ciclo estacional de la componente zonal del viento en la Caja A calculado a partir de los datos del escaterómetro. (b) Ciclo estacional de la razón de precipitación en la Caja B calculado a partir de los datos del NCEPR2. Los promedios mensuales se calcularon para el período Julio 1999-Diciembre 2005. Las barras representan  $\pm 1$  desviación estándar de los valores diarios para el mes correspondiente (ver Tabla 3).

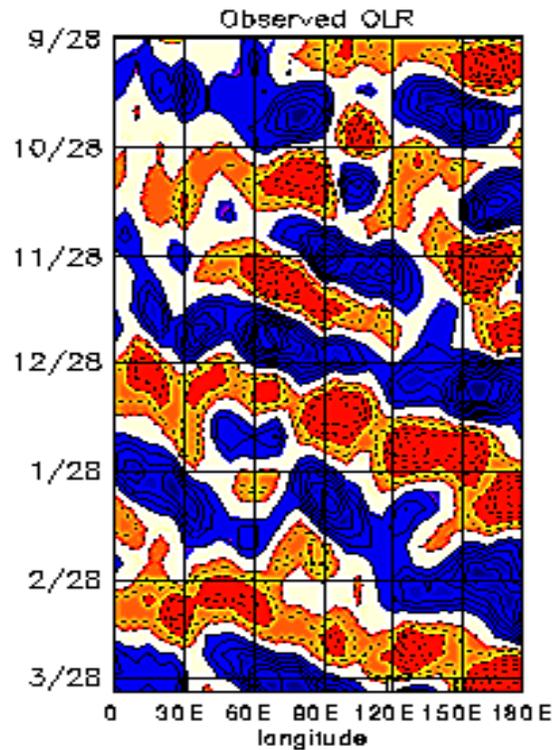
**Tabla 3.** Promedios mensuales ( $\bar{u}$ ,  $P$ ) y desviaciones estándar ( $s_u$ ,  $s_p$ ) de la componente zonal del viento ( $\text{ms}^{-1}$ ) en la Caja A (QSCAT) y de la razón de precipitación (mm/día) en la Caja B (NCEPR2), respectivamente (ver Fig. 4).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
$\bar{u}$	-4.3	-3.8	-2.1	-2.4	-1.0	0.4	-1.3	-0.4	3.6	0.4	-3.0	-4.2
$s_u$	1.6	1.5	1.7	1.6	2.2	3.0	2.3	2.9	2.5	3.4	2.0	1.6
$P$	1.2	0.6	0.8	0.9	7.8	13.6	11.0	12.3	14.9	8.5	3.8	1.7
$s_p$	1.4	1.0	1.1	1.4	6.4	6.8	6.4	7.3	5.3	6.2	4.5	1.8

Se mencionó anteriormente (sección I.1.2) que la oscilación de Madden-Julian (MJO) afecta significativamente la circulación atmosférica en los trópicos y subtrópicos, involucrando variaciones en viento, TSM, nubosidad y lluvia. La MJO está caracterizada por una propagación hacia el este de grandes regiones tanto de lluvia aumentada como disminuida, que se observan principalmente sobre los océanos Índico y Pacífico. Generalmente, la lluvia anómala se presenta primero sobre el Índico occidental y permanece evidente conforme se propaga sobre las aguas cálidas del Pacífico tropical occidental y central. Sin embargo, conforme este patrón de precipitación se mueve sobre las aguas más frías del Pacífico oriental se vuelve inapreciable, pero reaparece nuevamente sobre el Atlántico tropical y el océano Índico. Este ciclo dura aproximadamente entre 30 y 60 días. Existen patrones distintivos de anomalías atmosféricas en niveles bajos y altos que acompañan al patrón de lluvia tropical relacionado con la MJO, los cuales proporcionan información importante respecto a las regiones de movimientos ascendentes y descendentes asociados con fases particulares de la oscilación (Fig. 5) (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/intraseasonal/>; Geerts y Wheeler, 1998).

En Magaña y Caetano (2005) se exponen algunas razones para suponer que la MJO no está asociada con la sequía de medio verano. En primer lugar, mencionan el hecho de que la fase de precipitación disminuida de la MJO no tiene porqué ocurrir todos los años durante el mismo período, es decir, acoplada al ciclo anual. En segundo lugar, se ha observado que mientras en la costa occidental de Mesoamérica y el Pacífico nororiental ocurre la sequía intraestival, sobre la costa oriental de Centroamérica ocurre un máximo de actividad convectiva, no habiendo razón para esperar que una característica de gran escala como la MJO afecte únicamente un lado del Istmo Centroamericano. Sin embargo, se podría suponer que la MJO es un factor que contribuye a modular la intensidad de la

canícula, del mismo modo que modula de manera significativa la actividad de ciclones tropicales al proporcionar un ambiente de gran escala que es favorable (o desfavorable) para su desarrollo. Existe evidencia, por ejemplo, de que eventos importantes de la MJO pueden modular la actividad de ciclones tropicales sobre el Pacífico oriental a través del incremento local de las anomalías de viento que se propagan hacia el este asociadas con la dinámica de las ondas de Kelvin (Maloney y Hartmann, 2000).



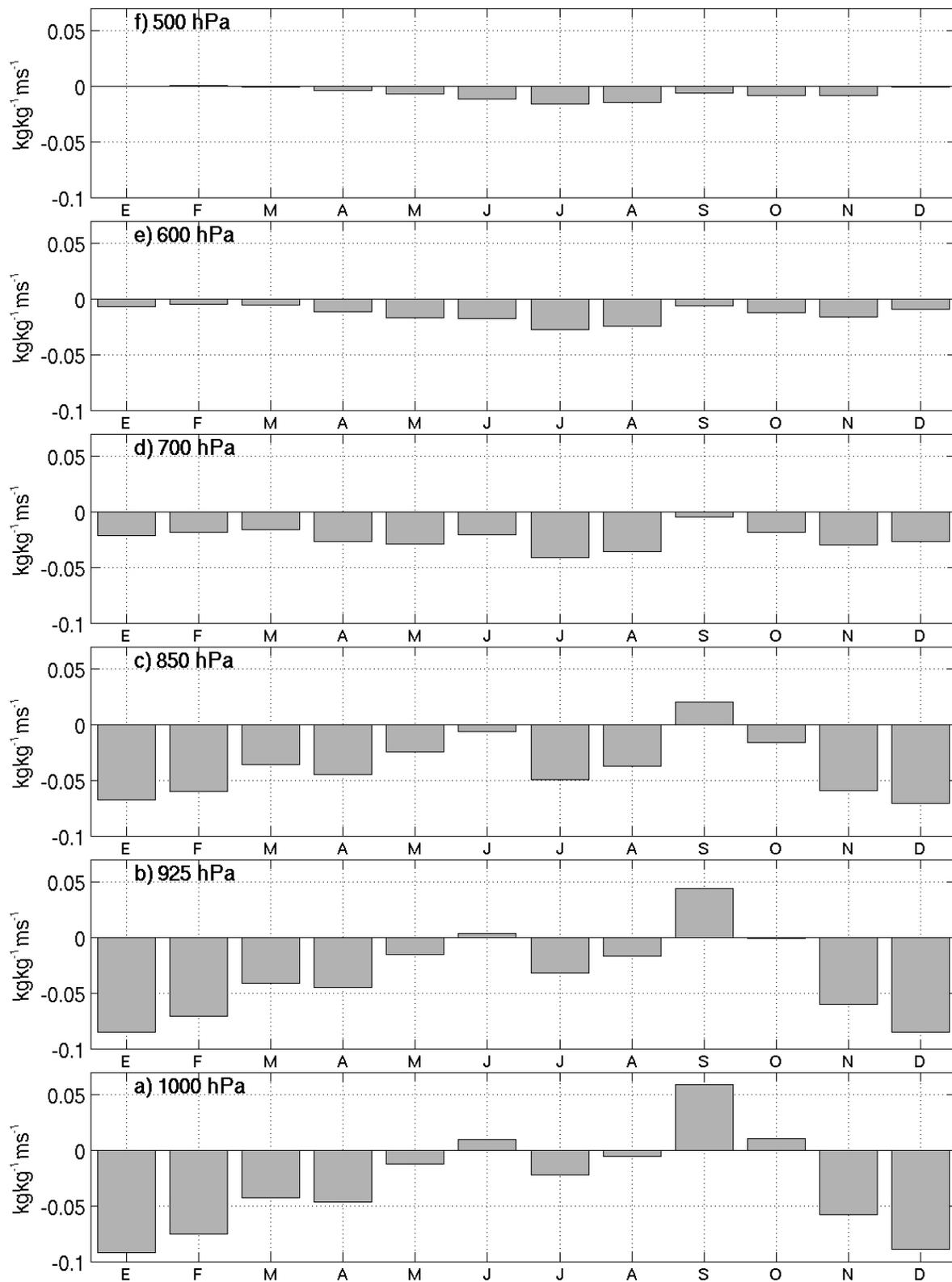
**Figura 5.** Desviaciones respecto al promedio de radiación de onda larga saliente alrededor del planeta entre 5°S y 5°N durante 6 meses (Octubre 1991 a Marzo 1992). El intervalo entre contornos es de 5 Wm<sup>-2</sup>. Las áreas en azul representan anomalías negativas que exceden de 5 Wm<sup>-2</sup> y las áreas en rojo representan anomalías positivas mayores de 5 Wm<sup>-2</sup>. Los datos fueron filtrados para remover las variaciones de alta frecuencia (< 30 días). Figura tomada de Geerts y Wheeler (1998).

En el Capítulo IV de este trabajo se describen los procesos más importantes involucrados en la variación de la precipitación durante el medio verano en la parte oriental del PTN y las regiones continentales adyacentes del sur de México y Centroamérica, con base en los resultados obtenidos del análisis de las distintas bases de datos.

### ***III.1.3 Los flujos de humedad en la región central del PTN***

Los promedios mensuales de los flujos zonales de humedad ( $qu$ ) en diferentes niveles de la atmósfera sobre el área delimitada por la Caja A, se calcularon usando los promedios diarios de la componente zonal del viento ( $u$ ) del NCEPR2 y de humedad específica ( $q$ ) del NCEPR1 para el período de Julio de 1999 a Diciembre de 2005. El ciclo anual de los flujos zonales de humedad en el nivel de 1000 hPa (Fig. 6a) muestra flujos hacia el oeste de Noviembre a Mayo, con valores máximos en Diciembre-Enero y muy débiles en Mayo. En Junio, los flujos de humedad cambian de dirección mostrando una ligera componente hacia el este, mientras que en Julio se dirigen nuevamente hacia el oeste y permanecen así en Agosto, aunque muy débiles. Septiembre es el mes con los flujos de humedad hacia el este más intensos, los cuales se mantienen en esa dirección en Octubre pero con una intensidad considerablemente menor. Un comportamiento similar se observa en el nivel de 925 hPa con valores ligeramente menores a lo largo del año, excepto a mitad del verano cuando los flujos de humedad hacia el oeste muestran un ligero incremento (Fig. 6b). En el nivel de 850 hPa, los flujos de humedad están dirigidos hacia el oeste durante todo el año, excepto en el mes de Septiembre cuando aún prevalecen flujos hacia el este (Fig. 6c). De Diciembre a Marzo se observa una disminución en la intensidad de los flujos hacia el oeste en comparación con los observados en niveles más bajos. Es en el nivel de 850 hPa donde se observan los flujos máximos de humedad hacia el oeste a mitad del verano, en sentido opuesto a la propagación de las anomalías de viento asociadas con la MJO que favorecen el desarrollo de las tormentas y huracanes en el Pacífico oriental (ver sección anterior).

En los niveles superiores de la atmósfera, a partir de 700 hPa, se observan flujos de humedad hacia el oeste durante todo el año con valores máximos en Julio y Agosto (Figs. 6d-f). Estos resultados muestran que, durante Julio y Agosto, los flujos de humedad están dirigidos hacia el oeste desde la superficie hasta, por lo menos, el nivel de 500 hPa sobre la región central del PTN, factor que no favorece el desarrollo de precipitación en la región oriental del PTN y las zonas continentales adyacentes. Asimismo, en los niveles superiores de la atmósfera se observa una disminución considerable de los flujos de humedad durante los meses de invierno en comparación con los observados en niveles inferiores, siendo prácticamente nulos en 500 hPa.



**Figura 6.** Promedios mensuales de los flujos zonales de humedad en diferentes niveles de la atmósfera sobre la región central del PTN (Caja A en la Fig. 3), calculados usando datos de viento del NCEPR2 y de humedad específica del NCEPR1 para el período Julio 1999 - Diciembre 2005.

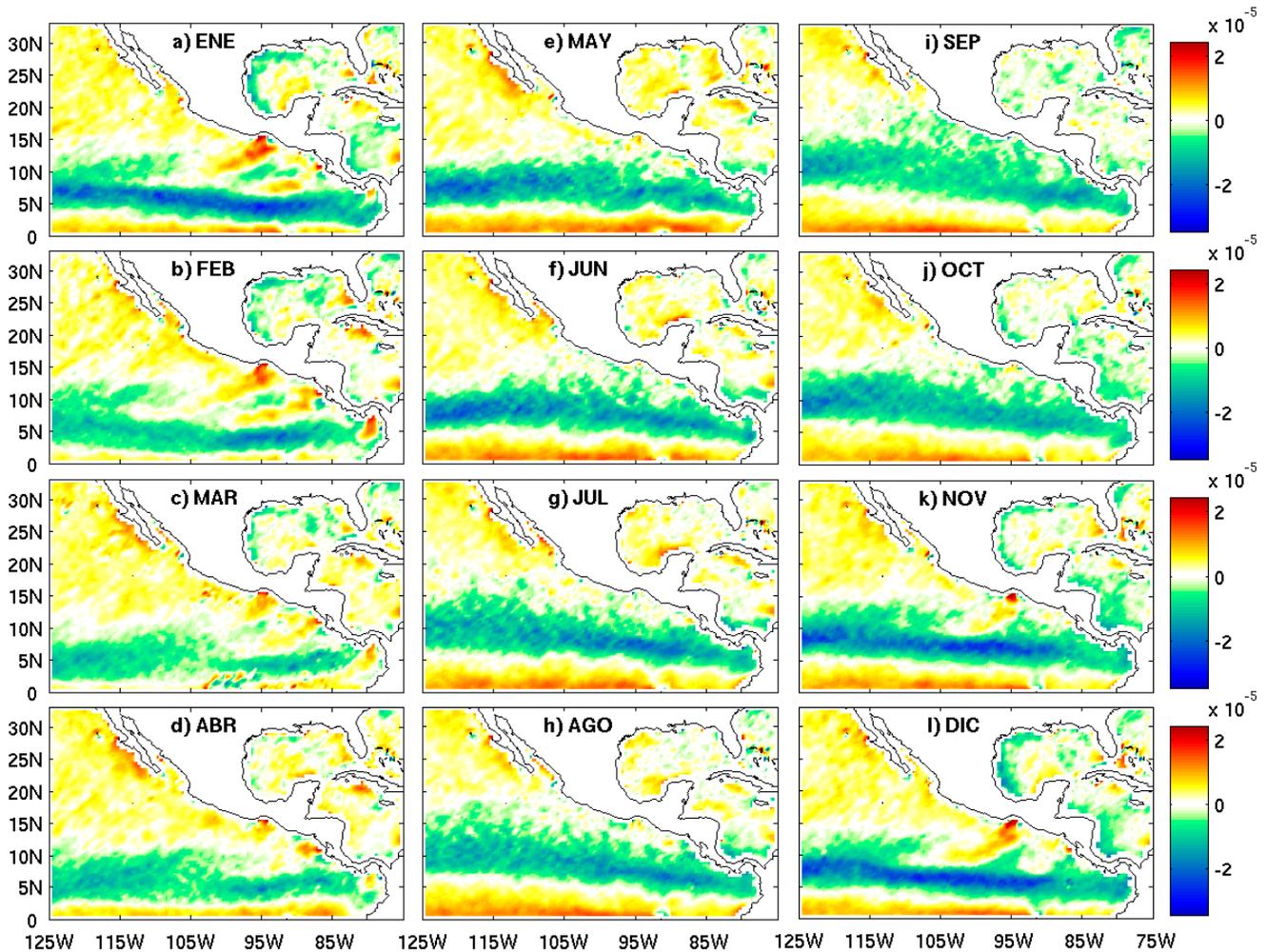
El análisis anterior refuerza la hipótesis de que la intensificación de los *jets* de viento y el cambio en la circulación de niveles bajos sobre la parte central del PTN a mitad del verano están estrechamente relacionados con la reducción de la precipitación en el sur de México y Centroamérica debido a la disminución de los flujos de humedad hacia el continente.

### ***III.1.4 Divergencia del campo de viento***

Estudios previos revelan que los vientos de alta resolución del QSCAT son capaces de resolver detalles importantes que no son detectados por los reanálisis y ayudan a mejorar nuestro entendimiento de la circulación superficial en el Atlántico y el Pacífico oriental (McNoldy et al., 2004; Chelton et al., 2004). Para los propósitos de este estudio, los campos de divergencia del viento derivados de los datos del QSCAT (Fig. 7) son una herramienta importante para analizar el impacto sobre la ITCZ de los vientos que atraviesan por los pasos montañosos. Estos campos muestran claramente la migración estacional de la ITCZ, la cual se desplaza hacia el sur durante los meses de invierno y hacia el norte durante el verano, observándose que la amplitud de este desplazamiento es mayor en la región occidental del PTN. De Noviembre a Enero, cuando tanto los alisios del norte como los del sur son relativamente intensos, se observa una franja angosta de convergencia intensa principalmente en la parte oriental del PTN (Figs. 7a, 7k-l). En estos meses, cuando los *jets* son más intensos, se distinguen claramente los campos divergentes asociados a ellos, los cuales influyen de manera notoria sobre la configuración de la ITCZ al producir amplias áreas de divergencia que parecen mantener confinada la convergencia intensa sobre una franja angosta al sur de los *jets* de Tehuantepec y Papagayo. En Febrero los alisios del sur comienzan a debilitarse y la convergencia es menos intensa (Fig. 7b). La ITCZ alcanza su desplazamiento máximo hacia el sur en Marzo, cuando los alisios del norte son muy intensos y los alisios del sur son débiles, generando una zona de convergencia relativamente débil (Fig. 7c). La migración hacia el norte de la ITCZ inicia en Abril, cuando los alisios del sur comienzan a intensificarse (Fig. 7d).

En Mayo, la intensificación gradual de los alisios del sur genera una franja de convergencia relativamente intensa especialmente en la parte occidental del PTN, mientras que la señal divergente de los *jets* es apenas perceptible (Fig. 7e). En Junio se observa también la franja de convergencia intensa en la parte occidental del PTN, así como áreas dispersas de convergencia al este de  $\sim 110^{\circ}\text{W}$  y al norte

de  $\sim 10^{\circ}\text{N}$  (Fig. 7f). Es importante recordar que, durante este mes, el campo de viento promedio muestra vientos débiles hacia el este sobre la parte central del PTN (ver Fig. 2f) y que los flujos zonales de humedad se dirigen hacia el continente desde la superficie hasta el nivel de 925 hPa (ver Figs. 6a-b).



**Figura 7.** Promedios mensuales de la divergencia del viento ( $\text{s}^{-1}$ ) calculados a partir de los datos del escaterómetro QSCAT.

Durante Julio y Agosto la circulación de niveles bajos sobre la parte central del PTN se invierte con respecto a lo observado en Junio, es decir, los vientos zonales se dirigen hacia el oeste, al tiempo que se observa una ligera intensificación de los *jets* de Tehuantepec y Papagayo (ver Figs. 2g-h). A pesar de esta intensificación de los *jets*, no se observa claramente su señal divergente en los campos mensuales de divergencia del viento (Fig. 7g-h). Por otra parte, es clara la penetración hacia el norte y el ensanchamiento de la ITCZ en la parte occidental del PTN (al oeste de  $\sim 107^{\circ}\text{W}$ ), en donde rebasa los

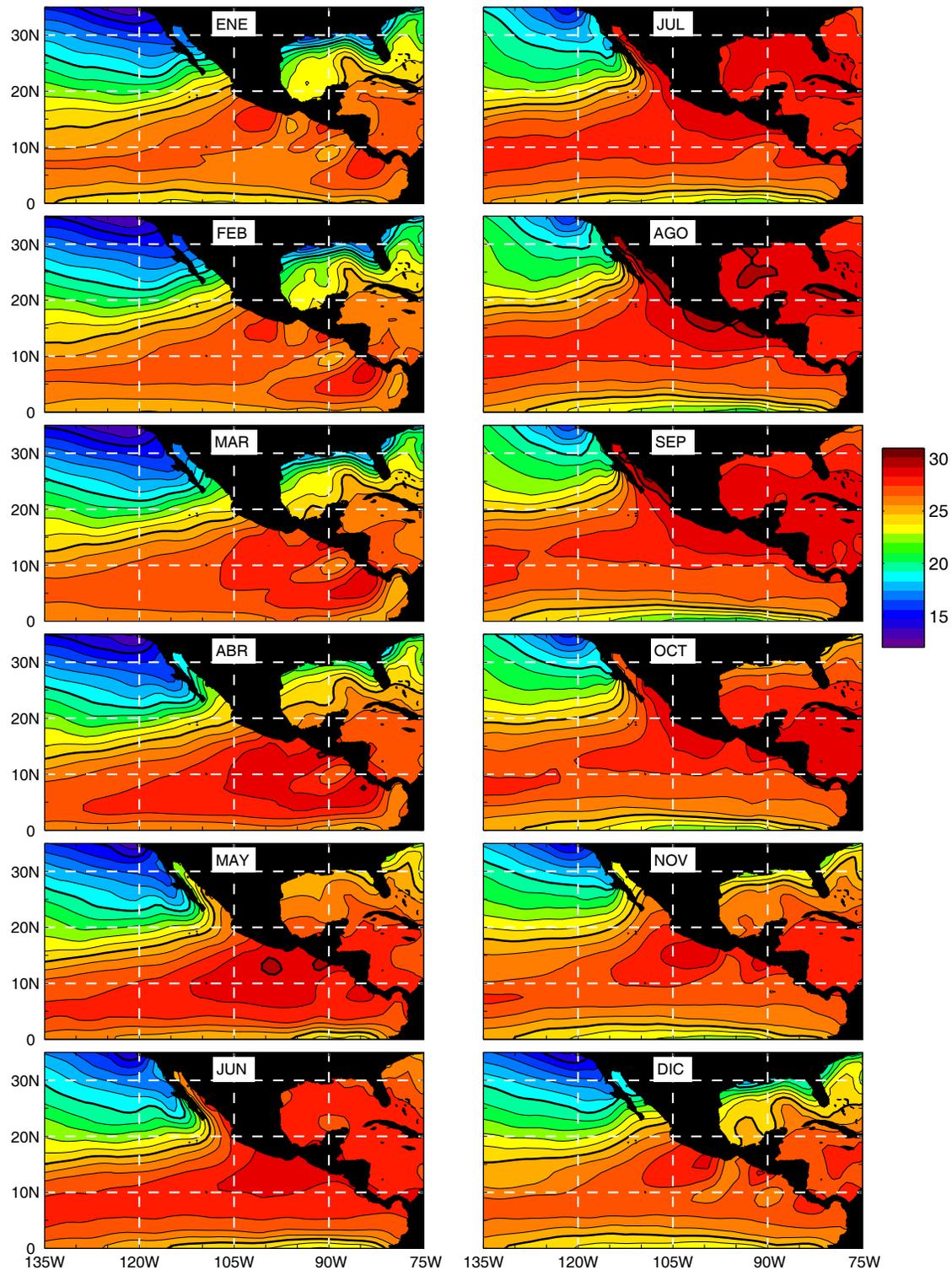
15°N. Este ensanchamiento de la ITCZ puede deberse a un desplazamiento de la convección hacia el oeste asociado con el patrón de circulación observado durante el medio verano y/o a que dicho patrón de circulación inhibe la penetración hacia el norte de los alisios del sur en la región oriental del PTN. Asimismo, se puede apreciar que, durante Julio y Agosto, las áreas de convergencia son escasas alrededor de la región de influencia de los *jets* en comparación con lo que se observa en Junio y Septiembre. En el mes de Septiembre, el cambio abrupto en el patrón de circulación y la desaparición de los *jets*, propician que gran parte de la región oriental del PTN se vea cubierta por áreas de convergencia, mientras que en la parte occidental la ITCZ se angosta ligeramente con respecto a lo observado en Julio y Agosto (Fig. 7i).

El análisis de los vientos zonales, los flujos de humedad y los campos de divergencia sugiere que la sequía de medio verano observada en el centro-sur de México y Centroamérica está estrechamente relacionada con la circulación hacia el oeste sobre la parte central del PTN y la intensificación de los *jets* de Tehuantepec y Papagayo que ocurre en esta época del año. Los procesos que están involucrados son: el desplazamiento de la convección lejos del continente y la inhibición de la penetración hacia el norte de los alisios del sur en la región oriental del PTN, con la consecuente disminución de los flujos de humedad hacia el continente al norte de ~10°N.

### ***III.1.5 Temperatura superficial del mar***

Aunque existe incertidumbre acerca de los mecanismos que gobiernan la variabilidad de la ITCZ y de la alberca caliente del Pacífico oriental, se sabe que los gradientes meridionales de la temperatura superficial del mar (TSM), junto con los vientos en superficie y los flujos de calor a través de la superficie, son elementos muy importantes que influyen sobre la evolución temporal de estos rasgos característicos del PTN (Raymond et al., 2006; Xie et al., 2005). Como se mencionó en la sección I.2.1, la alberca caliente del PTN es un área relativamente extensa caracterizada por una TSM cálida (generalmente por encima de los 27°C) que se localiza frente a las costas del sur de México y Centroamérica, aproximadamente al norte de 6°N y al este de 120°W. Aunque las aguas más cálidas se localizan en el extremo oriental del PTN, cerca del continente, una franja de agua cálida se extiende sobre la región occidental, delimitada por las isotermas de 27°C durante el invierno (Nov-Mar) y por las isotermas de 28°C en el verano (Abr-Oct) (Fig. 8). Esta franja de agua caliente muestra una

inclinación noreste-suroeste, varía en intensidad y se desplaza meridionalmente a lo largo del año, encontrándose más al sur durante Marzo-Abril.

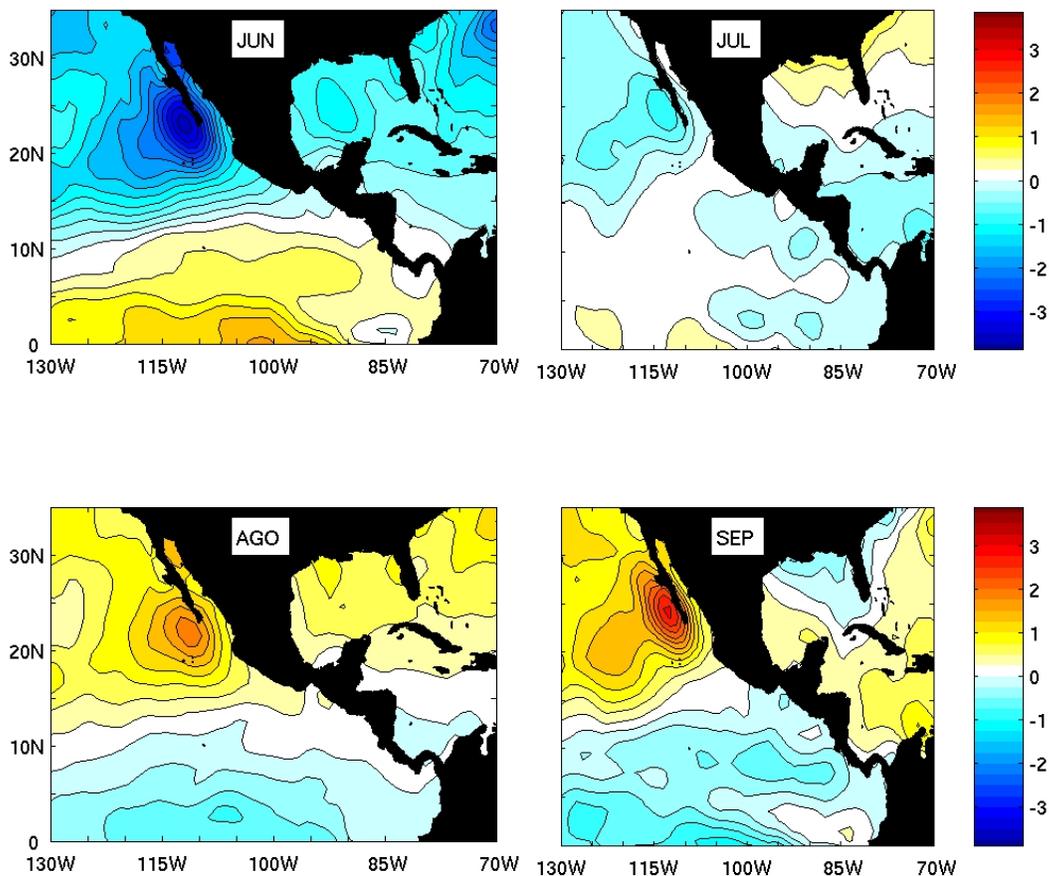


**Figura 8.** Promedios mensuales de temperatura superficial del mar (°C) a partir de datos de la interpolación óptima V2 de la NOAA. Los contornos gruesos indican las isotermas de 15°, 20°, 25° y 30°C. Los contornos son cada 1°C.

De Diciembre a Marzo el patrón de TSM cerca del sur de México y Centroamérica es complejo, observándose claramente la influencia de los *jets* de Tehuantepec y Papagayo que enfrían la superficie del mar mediante procesos de mezcla vertical y surgencia (ver referencias en la sección I.2.2). Estos parches de agua fría, junto con la subsidencia inducida a sotavento sobre el Pacífico por el descenso de los vientos alisios intensos que fluyen sobre las montañas de Centroamérica, provocan el desplazamiento de la ITCZ hacia el sur en la región oriental del PTN durante el invierno (Xu et al., 2005). A partir de Abril se observa un aumento de la TSM en un área relativamente extensa al este de  $\sim 107^{\circ}\text{W}$  y entre  $5^{\circ}\text{N}$  y  $15^{\circ}\text{N}$ , que muestra valores mayores de  $29^{\circ}\text{C}$  con excepción de una zona centrada aproximadamente en  $9^{\circ}\text{N}$  y  $90^{\circ}\text{W}$  (Fig. 8). Esta zona de alta productividad pesquera, conocida como el Domo de Costa Rica, de entre 200 y 400 km de ancho, es una región de surgencia en el océano abierto en donde la isoterma de  $20^{\circ}\text{C}$  se encuentra alrededor de los 25 metros de profundidad y es causada por una combinación de factores como los *jets* de viento, remolinos oceánicos y la ITCZ (Kessler, 2006). La señal del Domo de Costa Rica se distingue casi a lo largo de todo el año. En Mayo, la isoterma de  $29^{\circ}\text{C}$  está desplazada hacia el norte en comparación con la ubicación que muestra en Abril y se extiende ligeramente al oeste de  $110^{\circ}\text{W}$ , distinguiéndose pequeñas regiones con  $\text{TSM} > 30^{\circ}\text{C}$  en la parte oriental del PTN al norte de  $10^{\circ}\text{N}$ . En Junio se observa un retraimiento de la isoterma de  $29^{\circ}\text{C}$  hacia el este, al tiempo que continua desplazándose hacia el norte, y desaparecen las regiones con  $\text{TSM} > 30^{\circ}\text{C}$ . En este mes, la franja de agua cálida se ensancha sobre la parte occidental del PTN.

Durante Julio y Agosto la franja de agua caliente continúa su desplazamiento hacia el norte; la isoterma de  $29^{\circ}\text{C}$  se retrae hacia el continente y penetra hacia el norte del Golfo de California. En Agosto se observan  $\text{TSMs} > 30^{\circ}\text{C}$  a lo largo de gran parte de las costas mexicanas del Pacífico, observándose también que la región cubierta por  $\text{TSMs} > 29^{\circ}\text{C}$  es ligeramente mayor que en Julio. Durante el medio verano, mientras la franja de agua cálida continúa su desplazamiento hacia el norte, los intensos alisios del sur permanecen confinados al sur del área de influencia de los *jets* de viento y de los vientos que se dirigen hacia el oeste sobre la región centro-oriental del PTN (ver Figs. 2 y 7). En Septiembre, la franja de agua con temperaturas mayores de  $28^{\circ}\text{C}$  rebasa los  $10^{\circ}\text{N}$  en algunas zonas al este de  $125^{\circ}\text{W}$ , mientras que las  $\text{TSMs}$  siguen siendo mayores a  $29^{\circ}\text{C}$  a lo largo de las costas del Pacífico mexicano. A partir de Octubre comienza a distinguirse la influencia del *jet* de Tehuantepec sobre la alberca de agua caliente, al tiempo que las aguas más frías del norte comienzan a penetrar hacia el sur.

Los gradientes meridionales de TSM en el PTN favorecen la convergencia de los vientos del norte y del sur. Los patrones de anomalía de TSM con respecto al promedio de verano (JJAS) para los meses de Junio a Septiembre (Fig. 9) muestran que la zona de máxima TSM (ver Fig. 8) sufre poca variación durante esta época del año, con anomalías de hasta un grado centígrado (positivas o negativas). Sin embargo, tanto al sur como al norte de la zona de máxima TSM la variabilidad es mayor lo cual induce cambios en los gradientes meridionales de TSM. En la Figura 8 se observa que el gradiente de TSM de norte a sur ( $\sim 20^{\circ}\text{N}$  a  $10^{\circ}\text{N}$ ) es intenso en Junio y se debilita hacia Septiembre, mientras que el gradiente de sur a norte ( $\sim 0$  a  $10^{\circ}\text{N}$ ) es relativamente débil en Junio y se intensifica hacia Septiembre. De las Figuras 8 y 9 también se infiere que la variación de los gradientes zonales de TSM a lo largo del verano es menor que la de los meridionales. Estas características de los gradientes de TSM explican la penetración de los vientos del sur hacia el final del verano, pero no explican el cambio en la dirección de los vientos a mitad del verano.



**Figura 9.** Patrones de anomalía de la temperatura superficial del mar con respecto al promedio de verano (JJAS) para los meses de Junio a Septiembre. Los contornos son cada  $0.25^{\circ}\text{C}$ .

Estos resultados sugieren que los gradientes meridionales de TSM no son el mecanismo causante de la variación observada en la dirección de los vientos y en la precipitación durante el medio verano y que existen otros factores que juegan un papel importante sobre estos procesos en el PTN.

### ***III.1.6 La radiación de onda larga saliente***

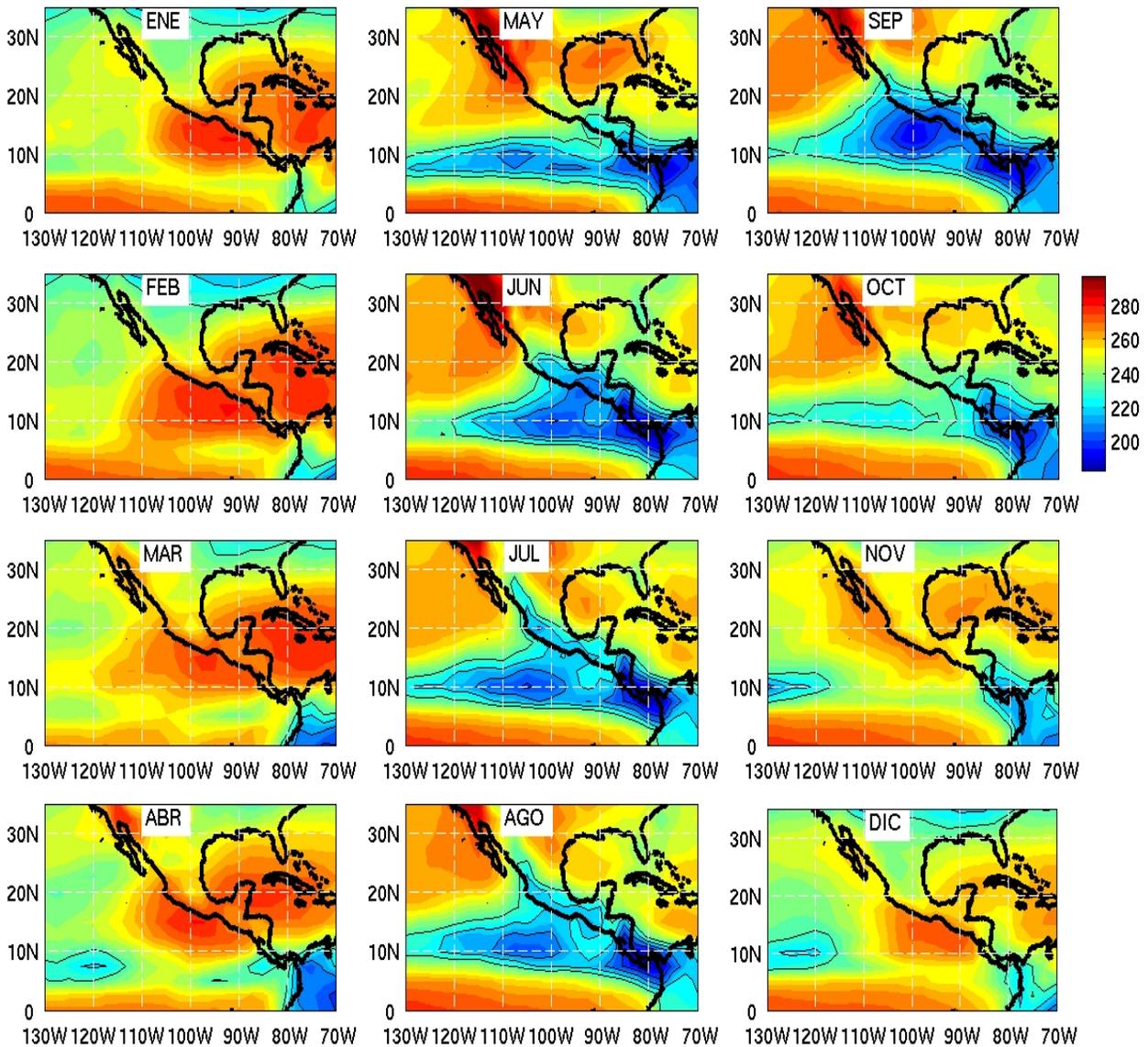
Una porción de la energía solar que penetra al sistema tierra-atmósfera, en forma de radiación de onda corta (radiación electromagnética con una longitud de onda entre 0.1 y 0.7  $\mu\text{m}$ ), es reflejada de regreso al espacio, mientras que la porción restante es absorbida por el sistema y almacenada como calor; parte de esta energía es absorbida por la atmósfera y parte por los continentes y océanos. Este calor almacenado es emitido por el sistema tierra-atmósfera de regreso al espacio en forma de energía de onda larga. El término “radiación de onda larga saliente” (ROL) se refiere a la suma total de la energía electromagnética de onda larga, o radiación infrarroja en longitudes de onda que van de 4 a 100  $\mu\text{m}$ , que escapa del tope de la atmósfera hacia el espacio (<http://earthobservatory.nasa.gov/Observatory>). A partir de la radiación solar entrante conocida, se puede inferir que el promedio global de ROL es cercano a  $240 \text{ Wm}^{-2}$ , ya que los flujos de radiación entrante y saliente deben balancearse. Sin embargo, existe una variabilidad considerable para diferentes latitudes, épocas del año y condiciones meteorológicas, de modo que los valores locales de ROL varían aproximadamente entre  $160 \text{ Wm}^{-2}$  y  $320 \text{ Wm}^{-2}$  (John et al., 2006). Se ha demostrado, por ejemplo, que la variabilidad de la ROL en condiciones de cielo despejado se debe principalmente a variaciones de temperatura en latitudes altas y a variaciones de humedad en latitudes bajas (John et al., 2006 y las referencias ahí incluidas).

En general, la ROL depende de factores como la temperatura del aire y de la superficie del mar, así como del contenido de vapor de agua, la nubosidad y el polvo en la atmósfera; estos últimos factores tienden a reducir la ROL por debajo de los valores de cielo despejado. Las nubes atrapan la radiación proveniente de los niveles más bajos y es la temperatura del tope alto de las nubes la que determina la cantidad de ROL medida por los sensores satelitales. Las nubes presentan una temperatura similar a la del aire que las rodea, por ello las nubes altas registran temperaturas menores y emiten menor radiación infrarroja que las nubes bajas y estas últimas emiten menos radiación infrarroja que la

superficie terrestre. El calentamiento considerable y la mayor disponibilidad de humedad en las regiones tropicales da lugar a una marcada convección que origina nubes con un gran desarrollo vertical cuyos topos superiores se encuentran muy altos y por lo tanto son muy fríos; por ejemplo, valores de  $ROL < 200 \text{ Wm}^{-2}$  se asocian con convección atmosférica profunda o con las temperaturas frías de los Himalayas. De hecho, en regiones de convección profunda, la altura del tope de las nubes, más que cualquier otro parámetro, controla la ROL.

Las relaciones lineales entre ROL y precipitación en distintas escalas de tiempo han sido consideradas razonables, por lo que los valores de ROL han sido utilizados para estimar cuantitativamente la precipitación. Asimismo, la ROL se usa con frecuencia como indicador de la divergencia en niveles altos dada la escasez de mediciones directas y a que las estimaciones de los análisis globales no son muy confiables, especialmente en los trópicos (ver Liebmann et al., 1998 y las referencias ahí incluidas). Esto es, los movimientos ascendentes de gran escala dan como resultado divergencia en niveles altos y topos altos de las nubes, obteniéndose una correspondencia negativa entre ROL y divergencia, digamos, en 150 hPa.

Con el objeto de analizar la variabilidad estacional de la ROL en la región de estudio, se calcularon los promedios mensuales para el período 1999-2005 (Fig. 10). Las gráficas muestran una marcada variación espacial y estacional de la ROL tanto en el PTN como en las regiones del Golfo de México y Mar Caribe. Enfocándonos en la región del PTN, los valores máximos de ROL durante los meses de invierno y primavera (Nov-Abr) se observan sobre la alberca de agua caliente y al sur de la ITCZ, asociados con nubes de poco desarrollo vertical o con ausencia de nubosidad, lo cual coincide con la época seca en la parte centro-sur de México y Centroamérica. La parte occidental de la ITCZ comienza a mostrar valores de ROL menores de  $220 \text{ Wm}^{-2}$  en Abril, los cuales están asociados con regiones de fuerte convección atmosférica y nubes convectivas profundas. En Mayo se observa un cambio abrupto al desaparecer los valores  $> 260 \text{ Wm}^{-2}$  que hasta Abril cubrían la alberca de agua caliente, la parte centro-sur de México y el norte de Centroamérica, los cuales se ven desplazados hacia el norte principalmente sobre el noroeste de la República Mexicana y el Golfo de California. En este mes, las regiones del centro-sur de México y norte de Centroamérica muestran valores de ROL relativamente bajos, entre  $220 \text{ Wm}^{-2}$  y  $250 \text{ Wm}^{-2}$ , y las áreas de mayor convección abarcan toda la ITCZ y las regiones continentales del sur de Centroamérica y noroeste de Sudamérica.



**Figura 10.** Promedios mensuales de radiación de onda larga saliente ( $\text{Wm}^{-2}$ ) a partir de datos de la NOAA. Los contornos en negro corresponden a las isolíneas de 230, 220 y 210  $\text{Wm}^{-2}$  (contornos cada 5  $\text{Wm}^{-2}$ ).

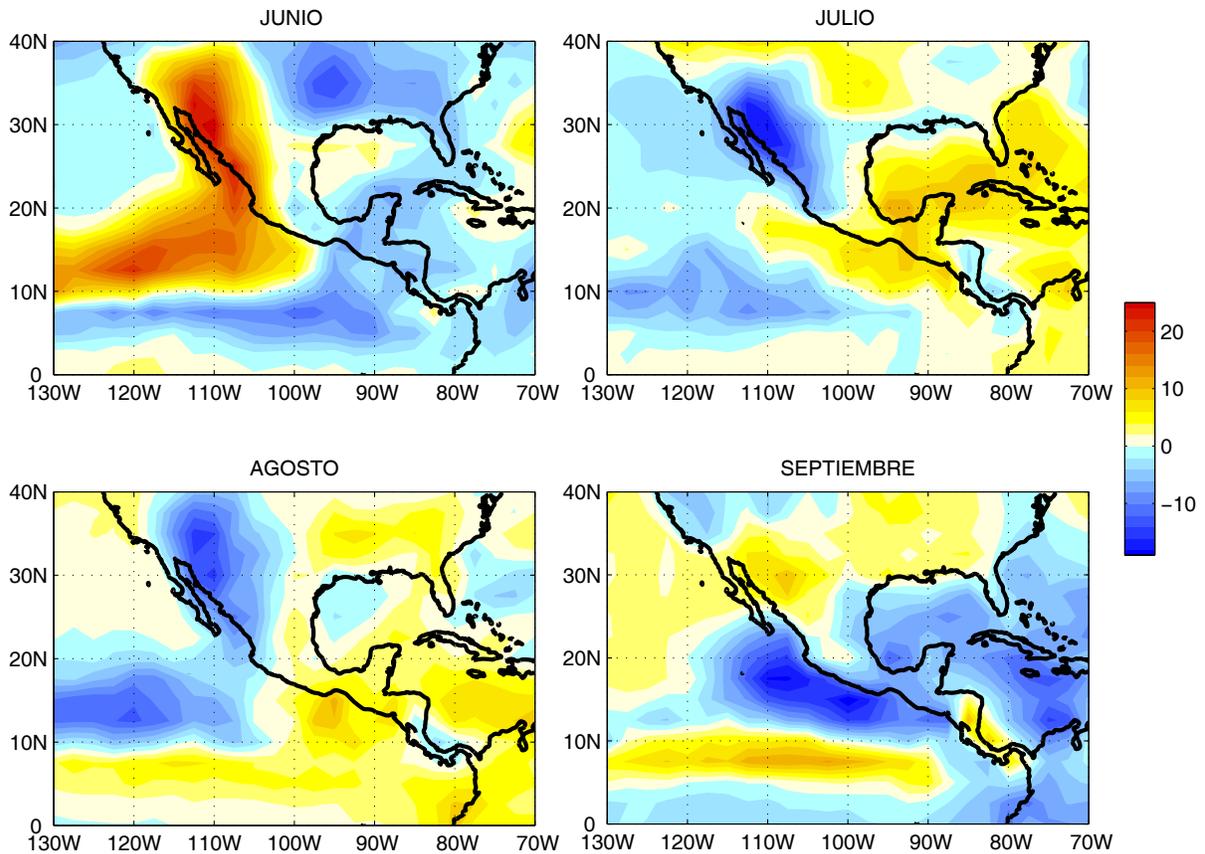
Durante los meses de Mayo a Septiembre se distingue una región oceánica centrada aproximadamente en  $9^{\circ}\text{N}$  y  $90^{\circ}\text{W}$ , cerca de las costas orientales de Costa Rica y Nicaragua, cuyos valores de ROL son ligeramente mayores que los de las áreas adyacentes. Dicha región corresponde al Domo de Costa Rica (ver la sección anterior), en donde las aguas frías de la superficie suprimen la convección atmosférica y abren un gran hueco de precipitación reducida en la ITCZ al suroeste de Papagayo (Xie et al., 2005). En Junio, la convección intensa se ve desplazada hacia el este, cubriendo

gran parte de la región oriental del PTN y las regiones continentales adyacentes con valores de ROL  $< 210 \text{ Wm}^{-2}$ , con excepción del Domo de Costa Rica. Asimismo, se observa la penetración de la convección intensa sobre el noroeste de la República Mexicana, la cual continúa durante Julio y Agosto.

En concordancia con lo observado en las gráficas de divergencia del viento en superficie (ver Fig. 7), durante Julio y Agosto el área con valores mínimos de ROL ( $< 210 \text{ Wm}^{-2}$ ) se ve desplazada hacia el oeste sobre la parte central del PTN, mientras que en Septiembre la convección más intensa vuelve a cubrir la zona de la alberca de agua caliente y las regiones continentales adyacentes. En Octubre los valores de ROL sobre el PTN son, en su mayoría, superiores a  $230 \text{ Wm}^{-2}$  y para Noviembre se observan valores  $> 250 \text{ Wm}^{-2}$  en gran parte de la región oriental del PTN y a lo largo de la costa occidental del Pacífico mexicano, observándose valores  $< 230 \text{ Wm}^{-2}$  únicamente alrededor de  $10^\circ\text{N}$  al oeste de  $\sim 120^\circ\text{W}$  y en las costas del sur de Centroamérica.

Los patrones de anomalía de ROL con respecto al promedio de verano (JJAS) para los meses de Junio a Septiembre se muestran en la Figura 11. En Junio se observa una anomalía positiva intensa sobre el suroeste de los E.U.A. y el noroeste de la República Mexicana, incluyendo al Golfo de California, que se extiende hacia la parte centro-occidental del PTN, entre  $10^\circ\text{N}$  y  $20^\circ\text{N}$ . Por otra parte, sobre la franja correspondiente a la ITCZ, el centro-sur de México y Centroamérica y las áreas oceánicas adyacentes en el Pacífico, Caribe y Golfo de México las anomalías observadas son negativas, indicando una mayor cantidad de nubosidad con respecto al promedio de verano. El máximo de anomalía negativa en Junio está centrado aproximadamente en  $35^\circ\text{N}$ ,  $95^\circ\text{W}$ , sobre la masa continental de los E.U.A.

El patrón de anomalías para los meses de Julio y Agosto es prácticamente inverso al observado en Junio, con anomalías negativas intensas sobre el suroeste de los E.U.A. y el noroeste de la República Mexicana asociadas con el monzón de Norteamérica. Las anomalías negativas asociadas con la ITCZ se encuentran desplazadas hacia el norte y hacia el oeste en comparación con el patrón de Junio, al tiempo que el centro-sur de México, el norte de Centroamérica y gran parte del Caribe y del Golfo de México están cubiertos con valores positivos de anomalía de ROL, indicando un exceso de ROL y, en consecuencia, una disminución de la nubosidad en comparación con el promedio de verano y que coincide con la temporada de la canícula.



**Figura 11.** Patrones de anomalía de radiación de onda larga saliente ( $\text{Wm}^{-2}$ ) con respecto al promedio de verano (JJAS) a partir de datos de la NOAA. Contornos cada  $2 \text{ Wm}^{-2}$ .

En Septiembre, la región oriental del PTN y las áreas continentales adyacentes se ven cubiertas por anomalías negativas de ROL, cuyos valores mínimos se observan cerca de las costas del Pacífico mexicano, aproximadamente entre  $12^\circ$  y  $20^\circ\text{N}$ . La región oriental de Centroamérica y las aguas adyacentes del Caribe occidental, que en Julio y Agosto presentaban anomalías negativas débiles de ROL, en Septiembre muestra valores positivos, lo cual concuerda con lo expuesto por Magaña y Caetano (2005) en el sentido de que sobre la costa oriental de Centroamérica ocurre un máximo de actividad convectiva cuando en la costa occidental de Mesoamérica y el PTN ocurre la canícula. En el noroeste de la República Mexicana se observan anomalías positivas de ROL, indicando el término de la estación monzónica.

### III.1.7 La velocidad vertical (*Omega*)

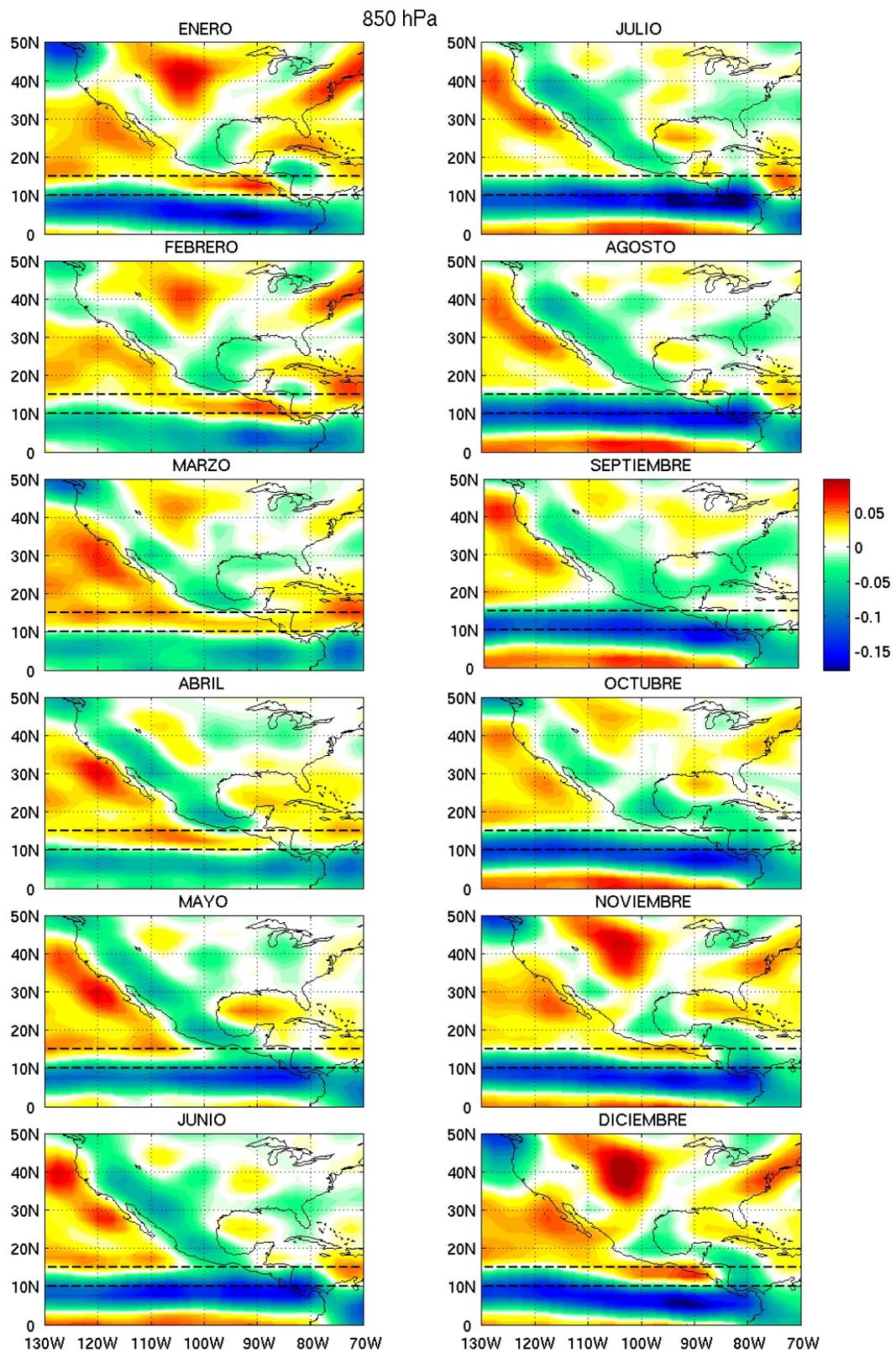
Como se mencionó en la introducción (sección I.1.1), los movimientos verticales del aire son muy importantes en términos de su influencia directa en la producción de fenómenos meteorológicos, a pesar de que sus magnitudes promedio son únicamente de unos cuantos centímetros por segundo. Los sondeos meteorológicos de rutina, sin embargo, sólo proporcionan la rapidez del viento con una precisión de alrededor de un metro por segundo, por lo que, en general, la velocidad vertical no se mide directamente sino que debe inferirse a partir de los campos que sí son medidos directamente. Dos métodos que se usan para estimar el flujo vertical son: el método cinemático, basado en la integración vertical de la ecuación de continuidad en coordenadas de presión, y el método adiabático, basado en la ecuación de energía termodinámica. Estos métodos tienen limitaciones importantes para estimar la velocidad vertical con cierto grado de confiabilidad, por ejemplo, en casos en que los vientos en la horizontal tienen errores pequeños ó en situaciones donde existe un fuerte calentamiento diabático, como en las tormentas en las cuales ocurre lluvia intensa sobre un área grande (Holton, 2004).

Existe un método alternativo para estimar el movimiento vertical en coordenadas de presión, llamado la ecuación omega ( $\omega = Dp/Dt$ ), que utiliza la ecuación de vorticidad y la ecuación termodinámica. En su expresión más amplia, la ecuación omega incluye el forzamiento debido a la variación vertical de la advección de vorticidad absoluta, los términos de advección térmica y componentes debidos al calentamiento diabático. Después de desarrollar y reacomodar los términos en la ecuación se producen algunas cancelaciones y se llega a una expresión para el campo de  $\omega$  en términos del campo de geopotencial ( $\Phi$ ) instantáneo que involucra solamente derivadas en el espacio (ecuación de diagnóstico):

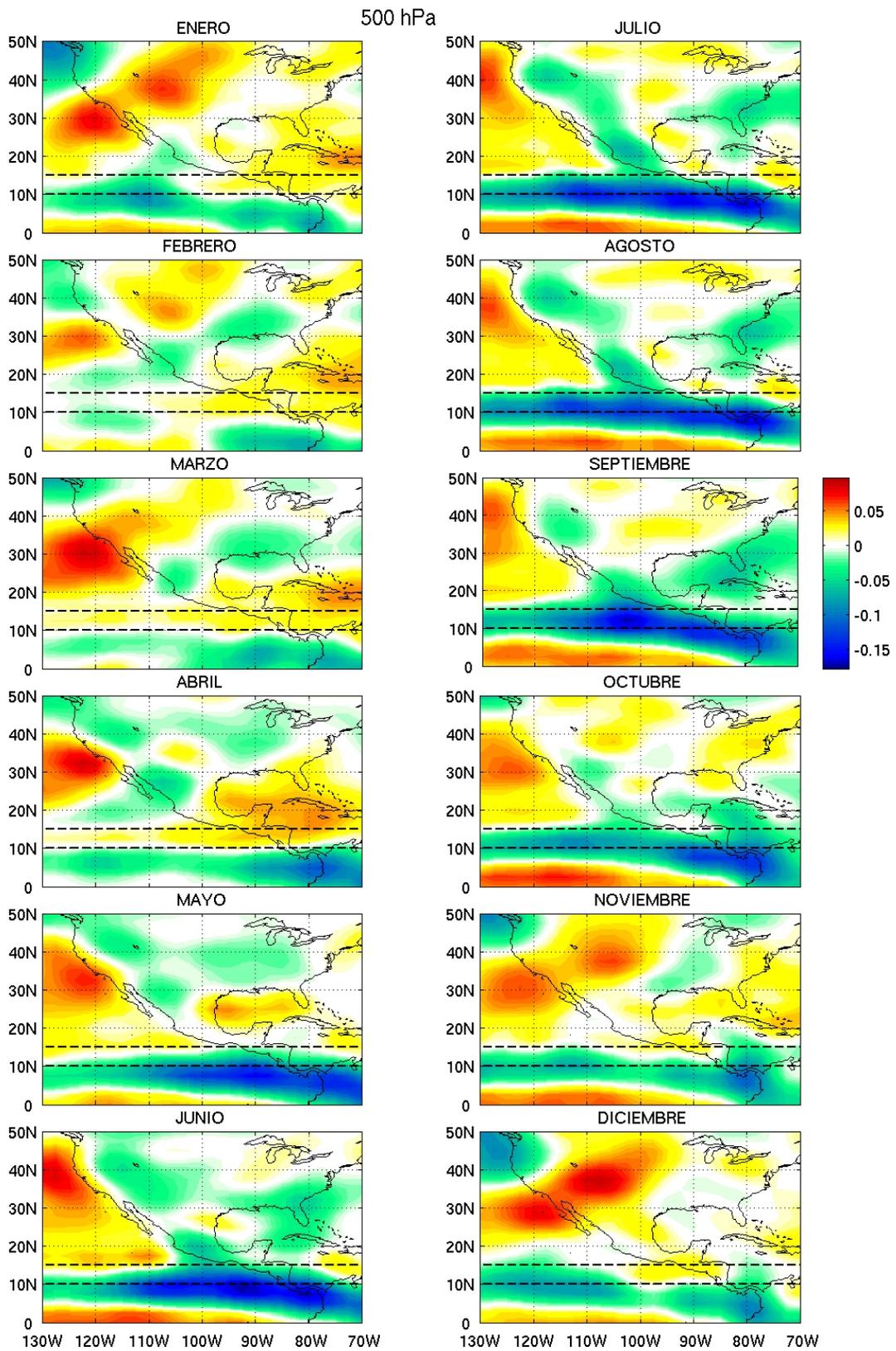
$$\left( \nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega \approx \frac{f_0}{\sigma} \left[ \frac{\partial V_g}{\partial p} \cdot \nabla \left( \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) \right]$$

donde  $V_g \equiv f_0^{-1} \mathbf{k} \times \nabla \Phi$  es el viento geostrófico,  $f$  y  $f_0$  representan el parámetro de Coriolis ( $f$  como función de la latitud y  $f_0$  es un valor constante),  $p$  es la presión atmosférica y  $\sigma \equiv -RT_0 p^{-1} d \ln \theta_0 / dp$  donde  $\theta_0$  es la temperatura potencial correspondiente a la temperatura del estado básico  $T_0$  (Holton, 2004). La ecuación omega no requiere de observaciones directas de viento ni de información sobre la tendencia de vorticidad o de temperatura, como en los otros métodos; únicamente se necesitan observaciones de  $\Phi$  en un momento dado para determinar el campo de  $\omega$  (Holton, 2004).

En esta sección se analizan los datos de velocidad vertical ( $\omega$ ) del NCEPR2. El análisis de los promedios mensuales de  $\omega$  en distintos niveles de la atmósfera (Fig. 12 para 850 hPa y Fig. 13 para 500 hPa) muestra patrones de ascenso y descenso de aire que están asociados con celdas directas de circulación atmosférica de tipo Hadley (zonalmente simétricas) y de tipo Walker (con orientación este-oeste). Es importante señalar que, como la presión decrece con la altura en la atmósfera, el aire en ascenso produce un valor negativo de  $\omega$  y viceversa. En ambos niveles atmosféricos es clara la región de movimientos ascendentes ( $\omega < 0$ ) asociados con la ITCZ a lo largo del año y, sobre todo en los meses de verano, la región de movimientos descendentes ( $\omega > 0$ ) al sur de la ITCZ. La franja comprendida entre  $10^\circ$  y  $15^\circ\text{N}$  (delimitada por las líneas segmentadas en las figuras) muestra variaciones importantes a lo largo del año, viéndose afectada por el desplazamiento meridional de la ITCZ. Dentro de esta franja, en 850 hPa (Fig. 12), la región más oriental del PTN (al este de  $\sim 105^\circ\text{W}$ ) muestra descenso marcado en invierno, mientras que la región occidental (al oeste de  $\sim 110^\circ\text{W}$ ) muestra movimientos de ascenso. En 500 hPa (Fig. 13) se observa un patrón similar pero con valores de  $\omega$  considerablemente menores. Asimismo, durante los meses de invierno (Nov-Feb) es notoria la región de subsidencia sobre la parte central de Norteamérica, mientras que la asociada con el sistema de alta presión del Pacífico subtropical se distingue durante todo el año con variaciones en su intensidad y ubicación (ver la sección III.1.8). En Marzo y Abril, cuando la ITCZ alcanza su máximo desplazamiento hacia el sur, se observan movimientos descendentes prácticamente a lo largo de toda la franja en ambos niveles de la atmósfera, al tiempo que los movimientos de ascenso asociados con la ITCZ se ven muy disminuidos. Durante el verano son evidentes los movimientos ascendentes asociados con el calentamiento diabático en las regiones continentales, siendo más intensos en el nivel de 850 hPa.



**Figura 12.** Promedios mensuales de velocidad vertical ( $\omega$ ) en 850 hPa. Las unidades son Pa/s, los valores positivos indican movimientos descendentes y los negativos movimientos ascendentes. Las líneas segmentadas delimitan la franja entre 10°N y 15°N.



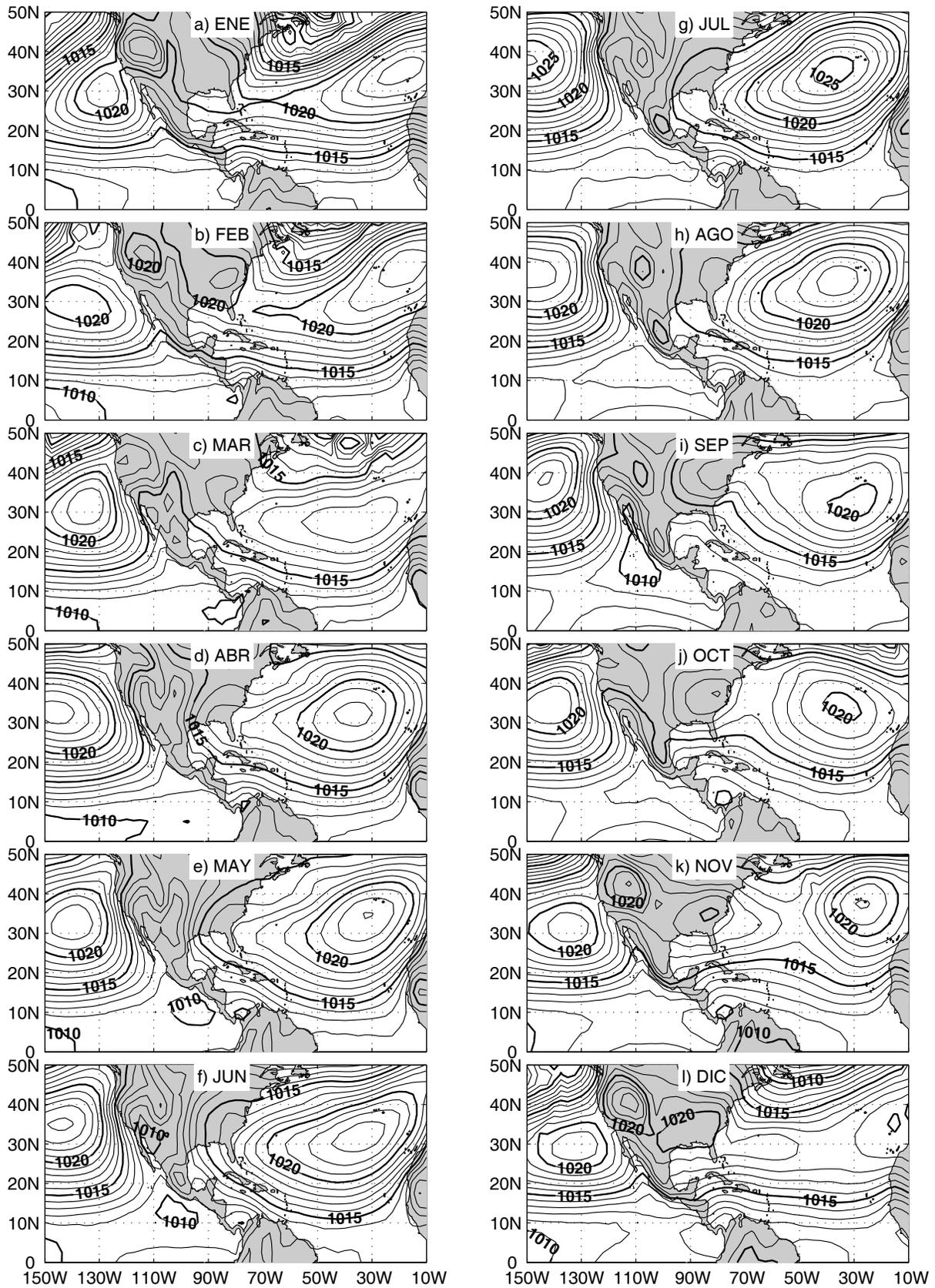
**Figura 13.** Igual que en la figura anterior pero para el nivel de 500 hPa.

En el nivel de 500 hPa (Fig. 13) es clara la variación del campo de  $\omega$  durante los meses de verano (Junio a Septiembre), principalmente al sur de 15°N. En Junio, movimientos ascendentes intensos cubren la región al este de 115°W, alcanzando casi los 15°N entre 100°W y 90°W. Durante Julio-Agosto esta zona de movimientos ascendentes intensos muestra un ligero retraimiento hacia el sur en la parte oriental del PTN y un alargamiento hacia el oeste. En Septiembre, la zona de valores mínimos de  $\omega$  se ve ensanchada sobre la región más oriental del PTN en donde rebasa los 15°N. Esta variabilidad en el patrón de  $\omega$  durante el verano coincide con las variaciones observadas en el campo de viento cerca de la superficie (ver Figs. 2 y 7) y con los patrones de ROL (ver Figs. 10 y 11) en la parte oriental del PTN.

### ***III.1.8 La presión a nivel del mar y su relación con los vientos***

Estudios previos muestran que durante el invierno los gradientes de presión a través del Istmo de Tehuantepec, producidos por la intrusión de anticiclones de latitudes medias hacia el Golfo de México, favorecen la generación del *jet* de vientos en esta región (ver las referencias en la sección I.2.2). Se ha sugerido también que durante el medio verano la ligera intensificación del *jet* de Tehuantepec se produce por la elongación hacia el oeste del anticiclón subtropical del Atlántico, el cual es muy intenso en esta época del año (Romero-Centeno et al., 2007). En esta sección se analizan con detalle las variaciones estacionales e intraestacionales del campo de presión a nivel del mar (PNM) y la relación que guardan con los campos de viento de niveles bajos, incluyendo los *jets* de viento en Tehuantepec y Papagayo.

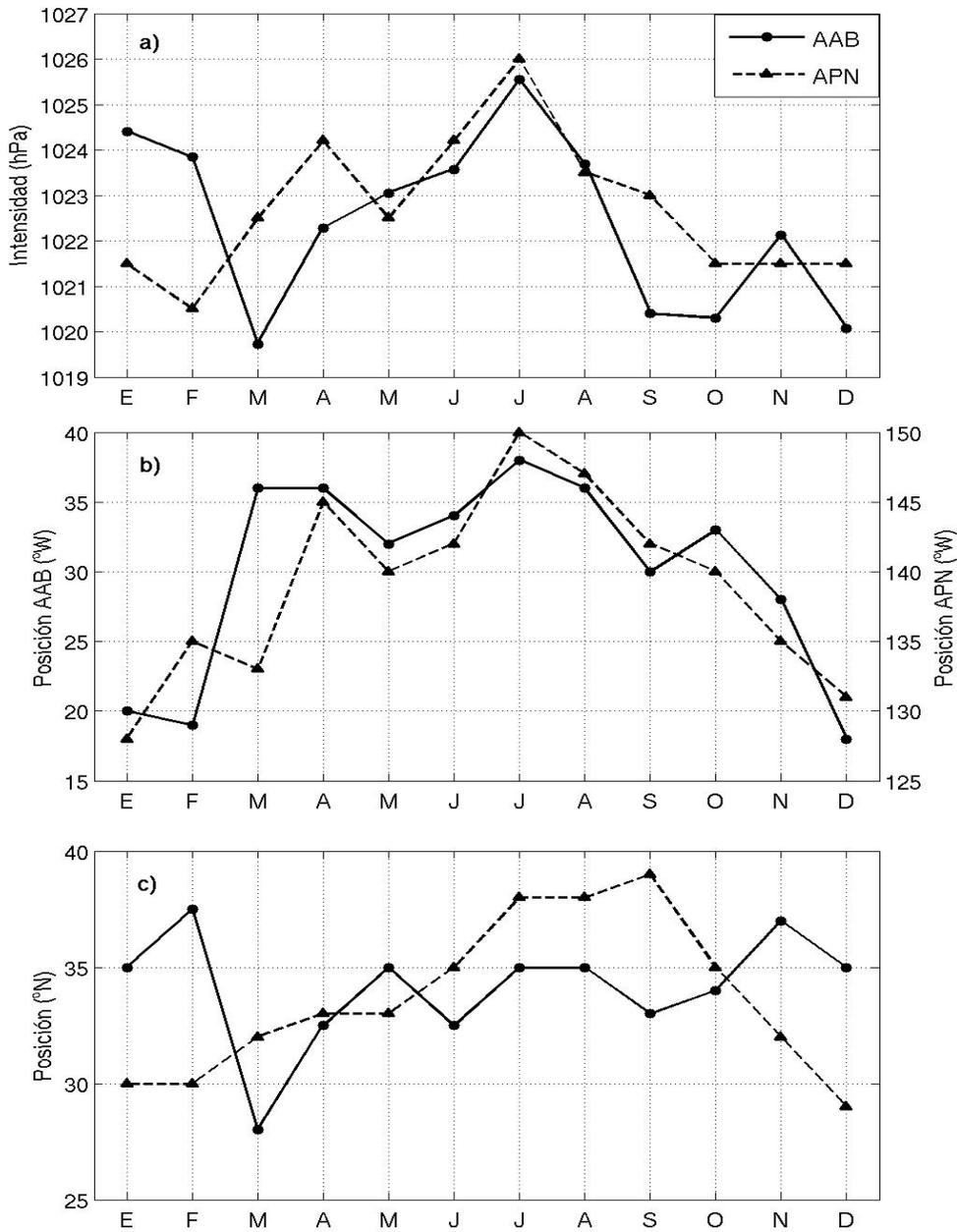
El ciclo anual de la PNM, calculado con los datos del NCEPR2 sobre la región 0-50°N, 150°W-10°W considerando el período Julio 1999-Diciembre 2005 (Fig. 14), muestra los dos sistemas semi-permanentes de alta presión alrededor de 30°-35°N, el del Pacífico subtropical (la alta del Pacífico Norte, APN) y el del Atlántico subtropical (la alta de Azores-Bermuda, AAB), así como el cinturón de presiones bajas que dominan sobre las áreas tropicales. El gradiente de presión meridional relativamente intenso entre los subtrópicos y los trópicos, acelera las masas de aire hacia las regiones ecuatoriales (vientos alisios). En los promedios mensuales de PNM también es evidente un sistema de alta presión sobre la masa continental de los E.U.A. durante los meses de invierno.



**Figura 14.** Ciclo anual de la presión a nivel del mar (hPa) obtenido a partir de datos del NCEPR2 para el período Julio 1999 – Diciembre 2005.

La APN y la AAB muestran variaciones tanto en intensidad como en posición a lo largo del año (Figs. 14 y 15). En promedio, la AAB es menos intensa hacia finales de año (Sep-Dic), con una ligera intensificación en Noviembre, aunque su mínimo absoluto se observa en Marzo (Figs. 14c, 14i-l y 15a). La APN es menos intensa de Octubre a Febrero, mostrando un mínimo absoluto en Febrero (Figs. 14a-b, 14j-l y 15a). Ambos sistemas alcanzan su intensidad máxima absoluta en Julio, con valores de 1025.5 hPa para la AAB y 1026.0 hPa para la APN, aunque la AAB muestra un máximo relativo en Enero (Figs. 14g y 15a). La intensidad máxima de la AAB en Julio coincide con el desplazamiento máximo de su centro hacia el oeste sobre el Atlántico, mientras que en Enero su centro está desplazado hacia el este (Fig. 15b). El centro de la APN también muestra su desplazamiento máximo hacia el oeste sobre el Pacífico en Julio, mientras que en invierno está más cerca del continente (Fig. 15b). El centro de los anticiclones subtropicales también sufre desplazamientos meridionales a lo largo del año (Figs. 14 y 15c); el desplazamiento máximo hacia el norte de la APN (38°-39°N) se observa durante Julio-Agosto-Septiembre, mientras que en invierno su centro está desplazado hacia el sur alcanzando los 29°N en Diciembre. El centro de la AAB se encuentra desplazado hacia el sur en Marzo, cuando alcanza ~28°N; el resto del año se mueve entre 32.5°N y 37.5°N, alcanzando su máximo desplazamiento hacia el norte en Febrero. Estas variaciones de la PNM determinan, en gran medida, el curso estacional de los patrones de circulación sobre la región.

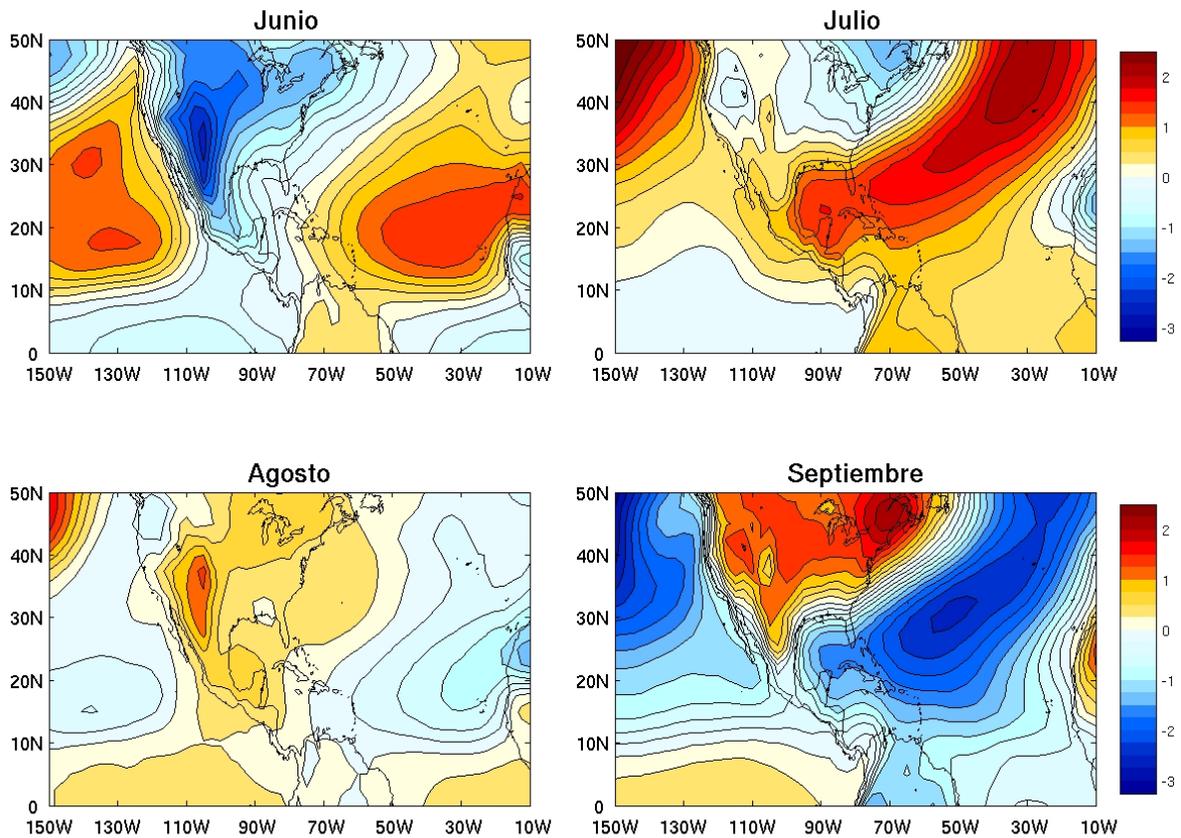
Los mecanismos de forzamiento y la estructura tridimensional de los anticiclones subtropicales en el Hemisferio Norte aún no se comprenden del todo. Existen diversas teorías que identifican procesos tales como ondas planetarias de niveles altos, subsidencia de la troposfera media, contrastes térmicos tierra-mar cerca de la superficie en las costas occidentales de los continentes subtropicales, así como rasgos topográficos, entre otros, como mecanismos importantes que determinan la estructura y evolución anual de las altas subtropicales (Chen et al., 2001; Liu y Wu, 2004; Miyasaka y Nakamura, 2005).



**Figura 15.** Evolución anual de: a) intensidad, b) posición zonal, y c) posición meridional de los centros de los sistemas de alta presión de Azores-Bermuda en el Atlántico (AAB, línea continua) y en el Pacífico Norte (APN, línea segmentada). Los valores fueron obtenidos a partir de gráficos de contornos cada 0.5 hPa.

Los patrones de anomalía de la PNM para los meses de Junio a Septiembre con respecto al promedio de verano se muestran en la Figura 16. En Junio, el incremento de la radiación solar al inicio del verano produce anomalías negativas sobre amplias regiones de Norteamérica, incluyendo la República Mexicana, debido a que las altas temperaturas superficiales sobre los continentes inducen el

ascenso de aire cálido que genera las bajas presiones. En este mes, tanto en el Atlántico como en el Pacífico, se observan anomalías positivas relativamente débiles entre  $\sim 10^{\circ}\text{N}$  y  $40^{\circ}\text{N}$ , mientras que al sur de  $\sim 10^{\circ}\text{N}$  se observan anomalías negativas pequeñas en ambos océanos. En Julio, el patrón de anomalías de PNM muestra una franja de anomalías positivas sobre el Atlántico que se extiende desde el noreste, donde se observan los valores máximos, hacia el suroeste, penetrando por el Golfo de México y llegando hasta las costas del Pacífico mexicano. En este mes, el Pacífico norte muestra presiones anómalamente altas desplazadas hacia el noroeste. Las regiones continentales al norte de  $\sim 35^{\circ}\text{N}$  muestran anomalías negativas relativamente débiles, con un máximo en la parte nororiental que afecta las regiones oceánicas adyacentes y que contribuye a la elongación hacia el suroeste de la franja de anomalías positivas en el Atlántico. Las anomalías negativas en la parte sur del PTN son más débiles que en Junio y al sur del Atlántico tropical se observan ahora anomalías positivas débiles. En Agosto las anomalías positivas son relativamente débiles comparadas con las que se observan en Julio y cubren gran parte de la masa continental, el sur del PTN y del Atlántico tropical y el noroeste del Pacífico. Cabe mencionar que en las regiones donde las presiones son anómalamente altas, la subsidencia es mayor y los niveles medios de la atmósfera son más secos (Knaff, 1997). En este mes, anomalías negativas empiezan a cubrir regiones del Atlántico y del Pacífico al norte de  $\sim 10^{\circ}\text{N}$ . El patrón observado en Agosto parece reforzarse significativamente en Septiembre, cuando ambas regiones oceánicas muestran anomalías negativas intensas al norte de  $\sim 10^{\circ}\text{N}$  y anomalías positivas cubren amplias regiones del continente al norte de  $\sim 23^{\circ}\text{N}$ . El patrón de anomalías de PNM en Septiembre es prácticamente el inverso del observado en Julio.



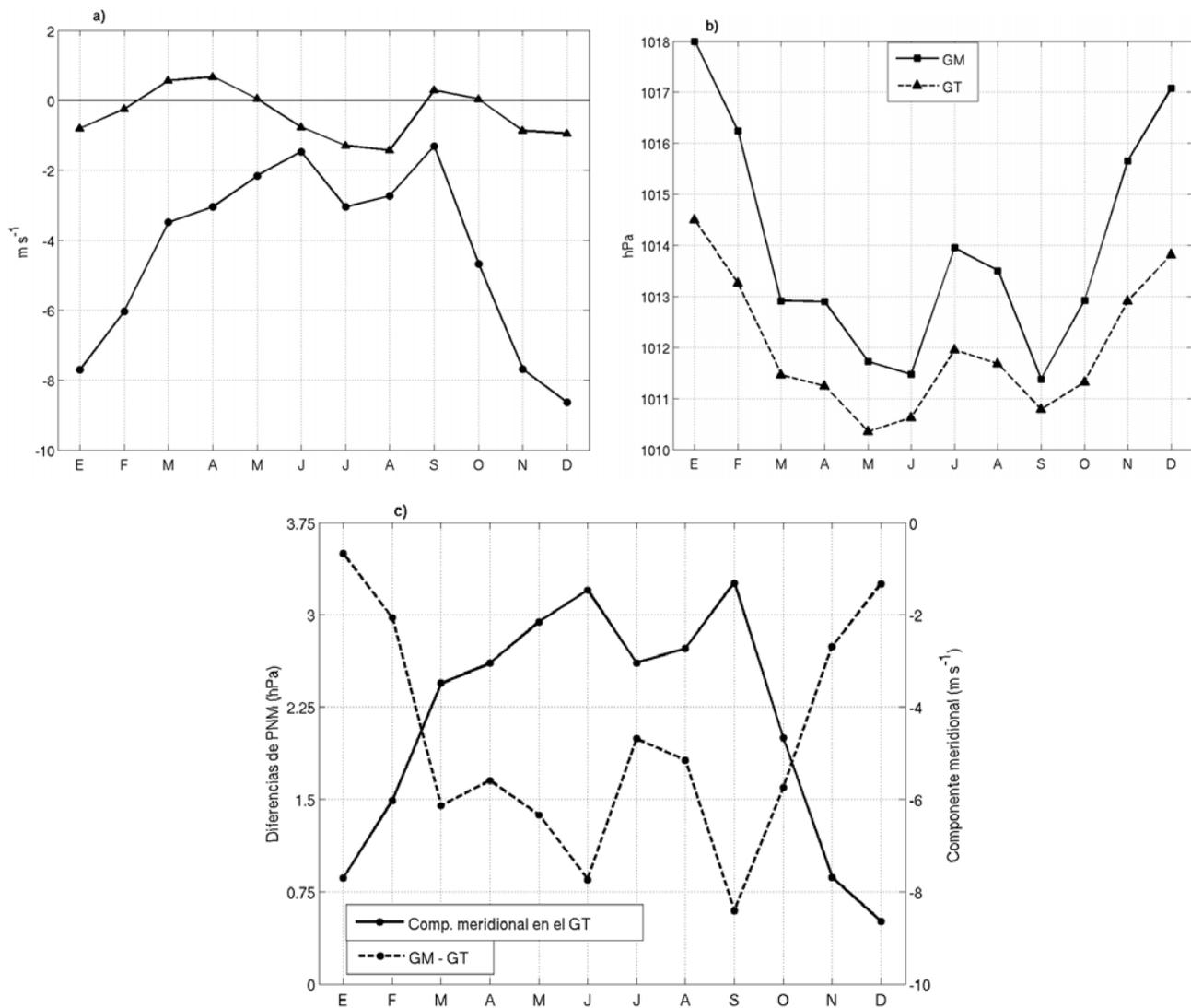
**Figura 16.** Patrones de anomalía de la presión a nivel del mar (hPa) con respecto al promedio de verano para los meses de Junio a Septiembre a partir de datos del NCEPR2. Contornos cada 0.25 hPa.

### III.1.8.1 El jet de Tehuantepec y el campo de presión a nivel del mar

La orientación norte-sur del paso montañoso en el Istmo de Tehuantepec determina la orientación de los vientos a la salida del paso, los cuales fluyen paralelos al gradiente meridional de presión. Los ciclos anuales de las componentes zonal y meridional del viento promediadas sobre la región del Golfo de Tehuantepec ( $14^{\circ}$ - $16^{\circ}$ N,  $95.5^{\circ}$ - $94.0^{\circ}$ W, rectángulo rojo en la Fig. 3), utilizando los datos del QSCAT, muestran que la componente meridional predomina sobre la componente zonal a lo largo de todo el año, sobre todo durante los meses de otoño-invierno (Fig. 17a). Los promedios mensuales muestran vientos con componente del este en invierno, de Noviembre a Febrero, y en verano, de Junio a Agosto, mientras que el resto del año los vientos tienen una componente del oeste. En general, la intensidad de los vientos zonales en Tehuantepec es relativamente baja a lo largo de todo

el año, alcanzando intensidades máximas con componente del este en Julio y Agosto de 1.3 m/s y 1.4 m/s, respectivamente. Por otra parte, la componente meridional muestra vientos promedio con componente del norte durante todo el año, con intensidades máximas durante el invierno y mínimas en Junio y Septiembre (ver Tabla 4 en la sección III.2.1). La intensidad de la componente meridional disminuye hacia la primavera-verano, promediando -1.5 m/s en Junio, pero en los meses de Julio y Agosto se observa una ligera intensificación que coincide con los promedios máximos de vientos zonales con componente del este.

Los gradientes meridionales de PNM a través del Istmo de Tehuantepec se estimaron mediante las diferencias de presión entre la parte sur del Golfo de México, en 20°N, 95°W (GM), y el Golfo de Tehuantepec, en 15°N, 95°W (GT) (ver Fig. 3 para la ubicación de los sitios), y se analizó su relación con los vientos en el Golfo de Tehuantepec. Los ciclos anuales de la PNM en ambos golfos muestran que, en escala estacional, la presión en el GM es mayor que en el GT a lo largo de todo el año y que las diferencias de presión entre ambos golfos son mayores en invierno, llegando a ~3.5 hPa en el mes de Enero (Figs. 17b-c). Las condiciones promedio de invierno (ver Figs. 14a-b y 14k-l) muestran un sistema de alta presión sobre el sureste de los E.U.A. que induce un fuerte gradiente meridional de presión sobre el sur de México, Centroamérica y el Caribe, mientras que la parte oriental del PTN se ve afectada por la relativamente débil APN. Este patrón induce una diferencia considerable de presión entre el GM y el GT que favorece la generación del *jet* de Tehuantepec en el invierno. La PNM en ambos golfos decrece en los meses de primavera, al igual que las diferencias de presión entre ellos, siendo alrededor de 0.85 hPa en el mes de Junio (Figs. 17b-c). La PNM se incrementa ligeramente en los dos golfos durante Julio y Agosto, pero este incremento es mayor en el GM que en el GT, lo cual aumenta la diferencia de presión entre ambos (~2.0 hPa en Julio). Este incremento de la PNM sobre el GM a mitad del verano está asociado con la intensificación y elongación hacia el oeste de la AAB (ver Figs. 14g-h y 15a-b). En la Figura 17c se observa que la intensificación de los vientos hacia fuera de la costa en el GT a mitad del verano coincide con el incremento en las diferencias de presión entre ambos golfos.



**Figura 17.** Ciclos anuales de: a) la componente zonal (triángulos) y meridional (círculos) del viento en el Golfo de Tehuantepec ( $14^{\circ}$ - $16^{\circ}$ N,  $95.5^{\circ}$ - $94.0^{\circ}$ W); b) la presión a nivel del mar en el Golfo de México (GM) (línea continua) y en el Golfo de Tehuantepec (GT) (línea segmentada), y c) la componente meridional del viento en el GT (línea continua) comparada con las diferencias de presión entre el GM y el GT (GM-GT) (línea segmentada). Ver la Figura 3 para ubicar los sitios.

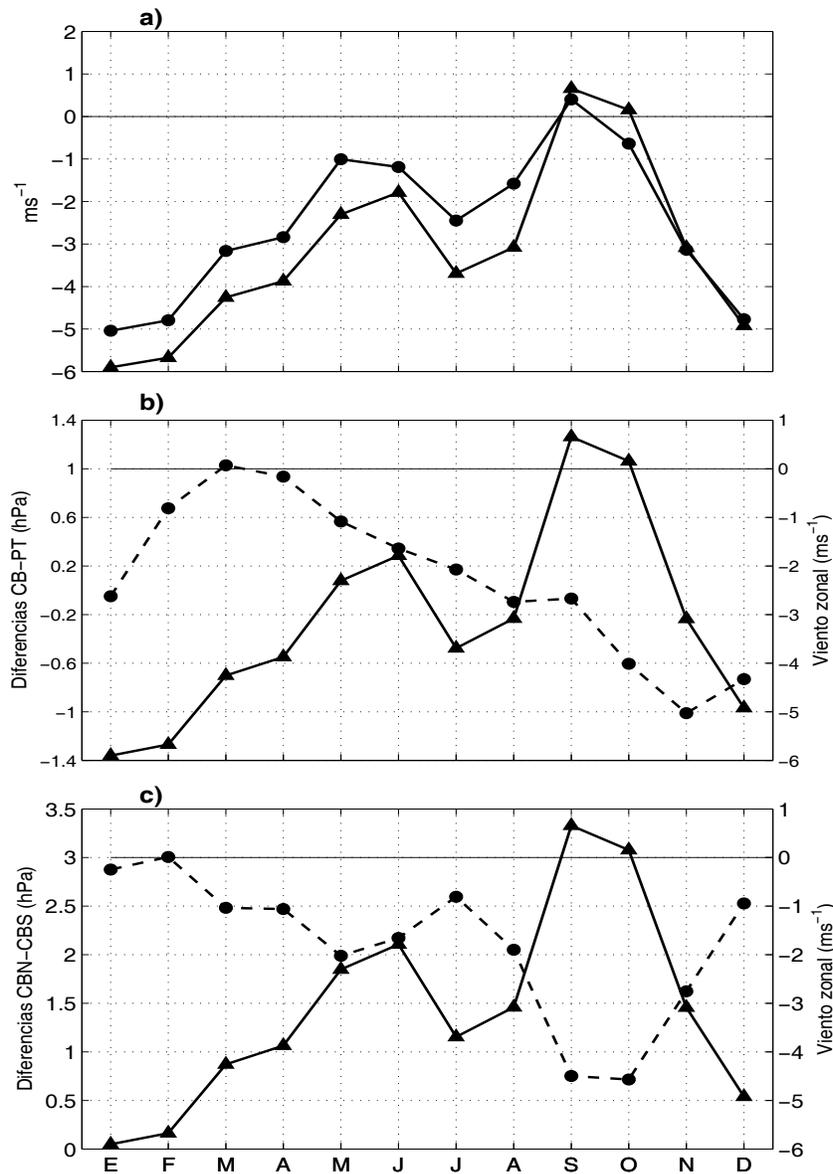
La correlación entre el ciclo anual de las diferencias de PNM entre el GM y el GT (GM-GT), calculado con datos del NCEPR2, y el de la componente meridional del viento en el GT, calculado con datos del QSCAT, es muy alta, teniendo un valor del coeficiente de correlación de  $r_{Tm} = -0.93$  y un coeficiente de determinación de  $r_{Tm}^2 = 0.86$  (ver Fig. 17c). Este valor del coeficiente de determinación indica que, en escala estacional, el 86% de la varianza observada en los vientos de Tehuantepec es explicada por los gradientes de presión a través del Istmo. En consecuencia, el principal mecanismo

físico que produce la intensificación del *jet* de Tehuantepec en Julio-Agosto es el mismo que favorece su generación durante el invierno: un marcado gradiente de presión a través del Istmo. Sin embargo, los procesos responsables de producir este marcado gradiente de presión son distintos en invierno que a mitad del verano, como se discute más adelante en la sección III.2.4.

### III.1.8.2 El jet de Papagayo y el campo de presión a nivel del mar

En esta sección se hace un análisis similar al de la sección anterior pero en la zona del Golfo de Papagayo, estimando tanto los gradientes meridionales como los zonales de la PNM y analizando su relación con los vientos en la región.

Los ciclos anuales de las componentes zonal y meridional del viento promediadas en la región del *jet* de Papagayo (10°-12°N, 87.5°-85.5°W, rectángulo azul en la Fig. 3) muestran un comportamiento muy similar entre sí, siendo los vientos zonales ligeramente más intensos que los meridionales durante la mayor parte del año (Fig. 18a). Los vientos meridionales se dirigen hacia el sur durante casi todo el año, con excepción del mes de Septiembre cuando muestran una pequeña componente hacia el norte. Excepto en los meses de Septiembre y Octubre, cuando los vientos zonales promedio muestran una pequeña componente hacia el este, es decir, están dirigidos hacia el continente, el resto del año los vientos en Papagayo presentan una componente hacia el oeste (ver Tabla 5 en la sección III.2.2). Esta evolución anual de los vientos en Papagayo está estrechamente relacionada con el gradiente meridional de PNM en el Caribe occidental, mientras que el gradiente zonal de presión entre el Caribe occidental y el Pacífico oriental tiene menor influencia sobre estos vientos (Figs. 18b-c). Para mostrar lo anterior, en la Figura 18b se compara el ciclo anual de la componente zonal del viento en Papagayo con el de las diferencias zonales de presión entre el Caribe occidental (CB), en 12.5°N, 80°W, y la región oriental del Pacífico (PT), en 12.5°N, 90°W (ver Fig. 3 para ubicar los sitios), los cuales muestran una evolución anual distinta con una correlación muy baja ( $r_{Pz} = -0.24$ ,  $r_{Pz}^2 = 0.06$ ). En contraste, el ciclo anual de la componente zonal del viento en Papagayo tiene una correlación muy alta con el gradiente meridional de presión en el Caribe occidental, estimado mediante las diferencias de presión entre 15°N, 80°W (CBN) y 10°N, 80°W (CBS) (ver Fig. 3 para ubicar los sitios), con una correlación de  $r_{Pm} = -0.93$  y  $r_{Pm}^2 = 0.86$  (Fig. 18c).



**Figura 18.** a) Ciclos anuales de la componente zonal (triángulos) y de la componente meridional (círculos) del viento en la región del *jet* de Papagayo. b) Ciclo anual de la componente zonal del viento en Papagayo (línea continua) comparado con el de las diferencias zonales de presión entre el Caribe occidental y la región oriental del Pacífico (CB-PT) (línea segmentada). c) Ciclo anual de la componente zonal del viento en Papagayo (línea continua) comparado con el de las diferencias meridionales de presión en el Caribe occidental (CBN-CBS) (línea segmentada). Los datos de presión a nivel del mar son del NCEPR2 y los de viento del QSCAT. Ver la Figura 3 para ubicar los sitios.

En escala estacional, las mayores diferencias meridionales de PNM en el Caribe occidental se observan durante el invierno (Dic-Feb) y coinciden con los vientos zonales más intensos en Papagayo; asimismo, el ligero aumento del gradiente meridional de presión en el Caribe occidental en Julio, y algo menos marcado en Agosto, coincide con la intensificación de los vientos en la región durante el

medio verano. En Septiembre-Octubre, cuando los vientos zonales están dirigidos hacia el continente en Papagayo, las diferencias meridionales de PNM en el Caribe occidental muestran los promedios mensuales más bajos.

Estos resultados indican que las condiciones mensuales promedio que favorecen la generación del *jet* de Papagayo están asociadas con sistemas de presión de gran escala que afectan el Atlántico tropical y el mar Caribe, los cuales inducen un fuerte gradiente meridional de PNM en el Caribe occidental y vientos alisios intensos que atraviesan por el paso en la cordillera. El encañonamiento de los alisios a través del paso en Papagayo es un mecanismo de generación del *jet* que fue propuesto por Chelton et al. (2000a), pero que no se había analizado en detalle conjuntamente con los datos de PNM.

Del análisis previo se infiere que los sistemas de gran escala responsables de la generación del *jet* de Tehuantepec en distintas épocas del año son los mismos que favorecen la generación del *jet* de Papagayo. Sin embargo, en este último caso no es el gradiente de presión a través del paso el principal mecanismo de generación del *jet*, como en Tehuantepec, ya que la orientación del hueco en la cordillera es distinta: meridional en Tehuantepec y zonal en Papagayo. Esta característica propicia que los vientos alisios del Caribe sean encañonados a través del paso en la cordillera y generen el *jet* de Papagayo.

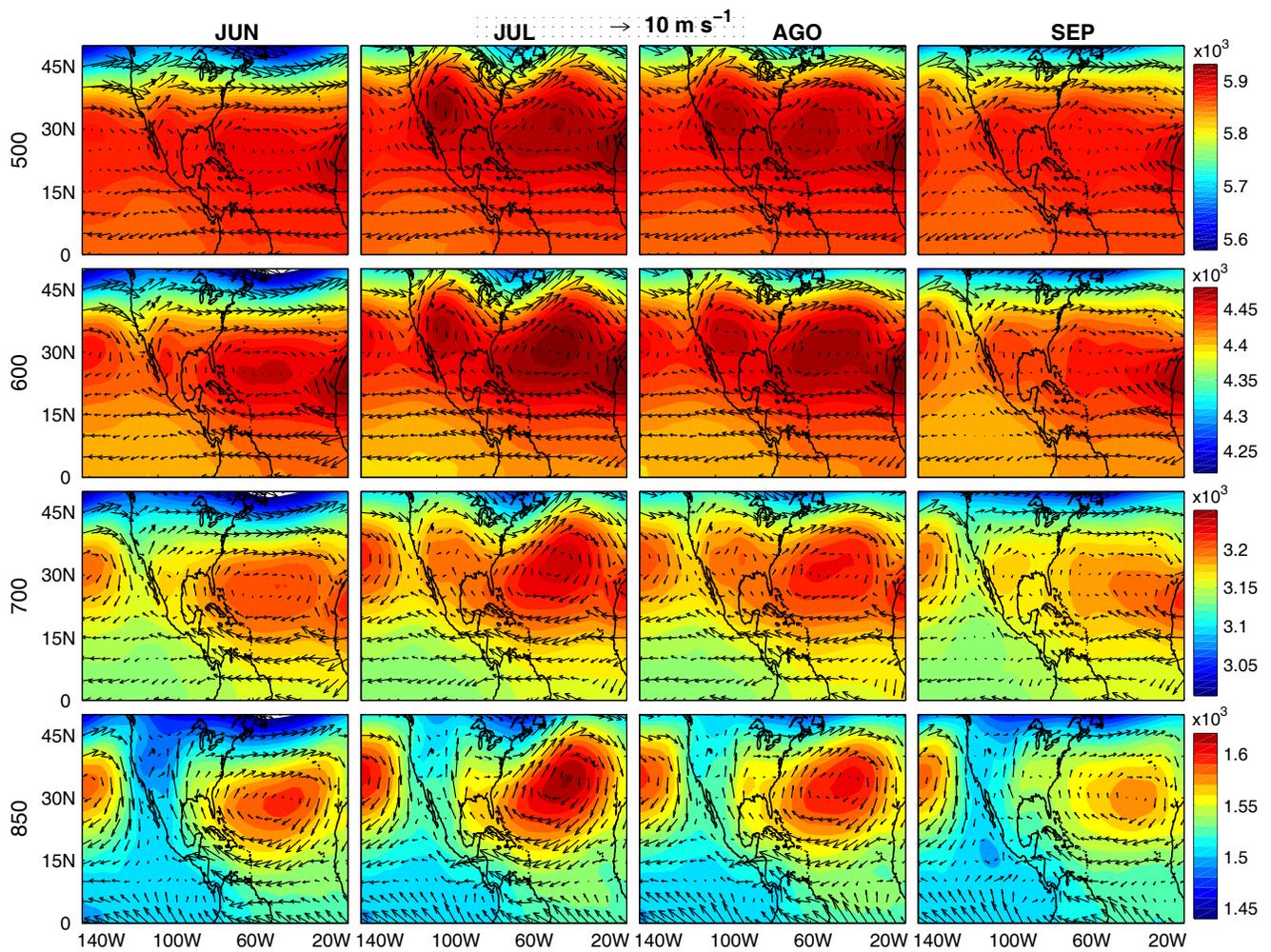
### ***III.1.9 Campos de presión y viento en niveles altos***

Como se puede observar en la Figura 14 de la sección anterior, los promedios mensuales de PNM muestran los sistemas subtropicales de alta presión en el Atlántico y el Pacífico del norte como dos celdas separadas. Esta estructura de celdas separadas sugiere que la dinámica de las altas subtropicales está relacionada con ondas planetarias forzadas térmicamente, en lugar de ser parte de una circulación zonalmente simétrica (Chen et al., 2001; Liu y Wu, 2004; Miyasaka y Nakamura, 2005). Estudios sobre la formación de los anticiclones subtropicales establecen que, cerca de la superficie, los fuertes vientos del norte que fluyen a lo largo de las costas de las cuencas nororientales del Pacífico y del Atlántico asociados con estos anticiclones, mantienen las TSMs bajas por medio del aumento de la evaporación superficial y de la surgencia costera, lo cual, en consecuencia, incrementa el contraste térmico tierra-mar durante la época de verano. En este contexto, el calentamiento continental

y el enfriamiento marítimo superficiales juegan un papel muy importante en la formación de las altas subtropicales cerca de la superficie, las cuales se intensifican de principios a mediados del verano a través de procesos locales de retroalimentación (Miyasaka y Nakamura, 2005, y las referencias ahí incluidas).

Para analizar las variaciones de los campos de presión y viento durante el verano en distintos niveles de la atmósfera, los promedios mensuales de altura geopotencial y vientos para los meses de Junio a Septiembre (para el período de Julio de 1999 a Diciembre de 2005) en 850, 700, 600 y 500 hPa sobre la región 0-50°N, 150°-10°W, se muestran en la Figura 19. Se observa que en los niveles bajos de la atmósfera (850 hPa), la distribución y ubicación de las altas subtropicales del Atlántico y del Pacífico, separadas por presiones bajas sobre el continente, establecen gradientes zonales de presión relativamente intensos al norte de ~15°N y gradientes meridionales relativamente intensos entre ~12°N y 18°N (Fig. 19, paneles inferiores). En las capas bajas de la atmósfera, los patrones de presión, junto con los gradientes de TSM, los gradientes térmicos entre el océano y los continentes y los rasgos topográficos, determinan campos de viento complejos.

En los niveles altos de la atmósfera, los sistemas de presión de gran escala dominan el panorama. Por ejemplo, a partir del nivel de 700 hPa la intrusión hacia el norte de los vientos del sur, que aún se observa claramente en 850 hPa, desaparece; en su lugar, vientos del este dominan la región al sur de 15°N (Fig. 19, paneles intermedios y superiores). La intensificación y elongación hacia el oeste de la AAB es aún evidente en los mapas de altura geopotencial en 600 y 500 hPa de Julio y Agosto; asimismo, la circulación anticiclónica asociada con el calentamiento de la masa continental de Norteamérica se observa claramente en estos meses. En el nivel de 500 hPa la estructura de celdas separadas es más difusa, mostrando la fusión de los dos sistemas de alta presión.



**Figura 19.** Promedios mensuales de altura geopotencial (contornos en metros) y vectores de viento de Junio a Septiembre para las superficies de 850, 700, 600 y 500 hPa calculados a partir de datos del NCEPR2 para el período de Julio de 1999 a Diciembre de 2005.

## III.2 Variabilidad de escala sinóptica en el PTN

En las secciones previas se presentó el análisis de la variación estacional e intraestacional de los campos de viento y PNM sobre la región de estudio y la relación entre estas dos variables en sitios específicos. Sin embargo, se ha documentado con anterioridad que, superpuestos a la escala estacional, se producen eventos de viento con escalas de tiempo de unos cuantos días (p.e. Schultz et al., 1997; Steenburgh et al., 1998; Chelton et al., 2000a,b). En las secciones siguientes se analizan las variaciones de escala sinóptica de los vientos en la parte centro-oriental del PTN, incluyendo los *jets* de Tehuantepec y Papagayo, y su relación con la PNM y con la razón de precipitación en regiones donde se observa la canícula. Asimismo, se analizan los patrones característicos de PNM, ROL, precipitación y velocidad vertical asociados con la ocurrencia de eventos específicos de viento sobre la parte central del PTN en distintas épocas del año.

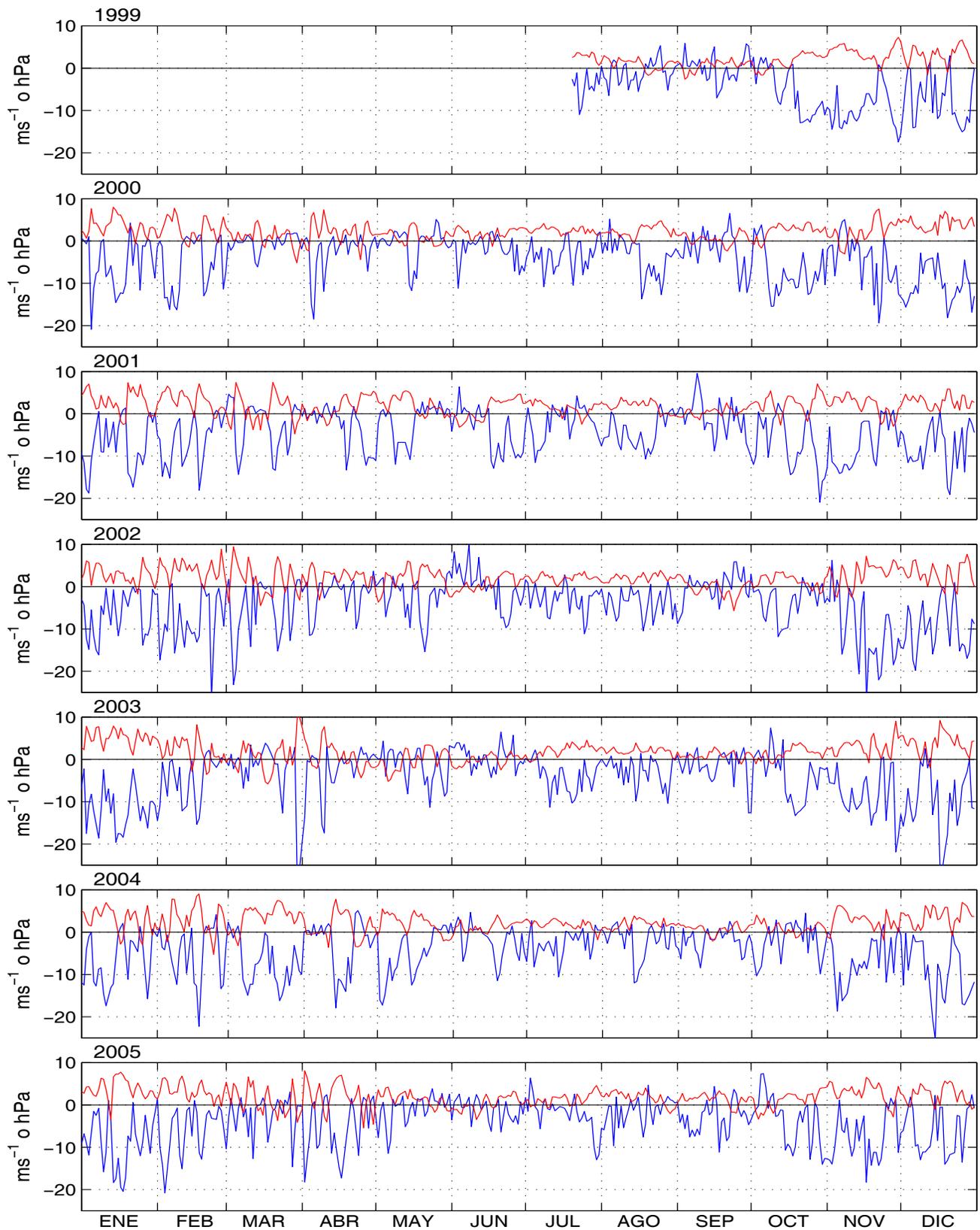
### III.2.1 El jet de Tehuantepec

Los promedios diarios de la componente meridional del viento en el Golfo de Tehuantepec (rectángulo rojo en la Fig. 3), calculados con los datos del QSCAT, muestran vientos dirigidos predominantemente hacia fuera de la costa durante todo el año (Fig. 20, línea azul). La gráfica muestra que, en general, los eventos de viento más intensos ocurren durante el invierno, algunos de los cuales exceden los 23 m/s. En promedio, los vientos soplan hacia fuera de la costa (vientos con componente del norte o  $v$  negativa) más del 89% del tiempo de Noviembre a Enero, mientras que en Mayo, Junio y Septiembre los porcentajes de ocurrencia de estos vientos son los más bajos, con el 52.2%, 59.4% y 59.5% respectivamente (Tabla 4). Sin embargo, durante Julio y Agosto hay un incremento en la ocurrencia de vientos con componente del norte, con porcentajes de 79.6% y 73.7% respectivamente. Los vientos con componente del sur son considerablemente menos intensos que los vientos del norte y ocurren con mayor frecuencia de Marzo a Junio y en Septiembre. Claramente los porcentajes mensuales varían de un año a otro, siendo en Marzo, Junio y Septiembre cuando presentan una mayor variación interanual, mientras que Diciembre es el mes con menor desviación estándar del período en cuanto al porcentaje de ocurrencia de vientos del norte (Tabla 4). En cuanto a la intensidad promedio de la componente meridional del viento ( $\bar{v}$ ), los meses de invierno (de Noviembre a Marzo) son los que presentan mayor variabilidad, mientras que durante el verano su desviación estándar es menor (Tabla 4).

**Tabla 4.** Porcentajes de ocurrencia de vientos con componente del norte en el Golfo de Tehuantepec y desviaciones estándar con respecto al porcentaje mensual para el periodo 1999-2005 a partir de los datos del QSCAT. Se incluyen también los promedios y desviaciones estándar de la componente meridional del viento (m/s) en el Golfo de Tehuantepec.

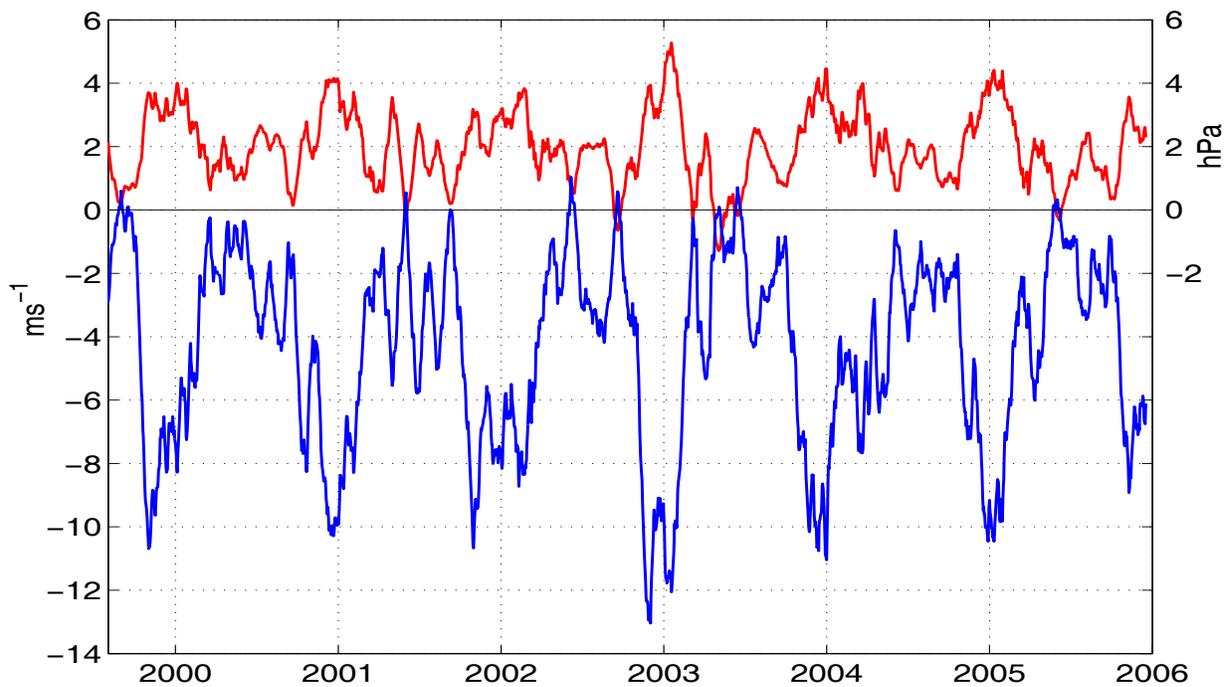
	<b>ENE</b>	<b>FEB</b>	<b>MAR</b>	<b>ABR</b>	<b>MAY</b>	<b>JUN</b>	<b>JUL</b>	<b>AGO</b>	<b>SEP</b>	<b>OCT</b>	<b>NOV</b>	<b>DIC</b>
1999								58.1	40.0	67.7	96.7	87.1
2000	77.4	69.0	54.8	76.7	35.5	70.0	83.9	87.1	60.0	83.9	76.7	100
2001	83.9	89.3	45.2	76.7	48.4	73.3	64.5	80.6	56.7	83.9	86.7	96.8
2002	96.8	92.9	67.7	66.7	58.1	43.3	80.6	90.3	43.3	83.9	93.3	93.5
2003	100	82.1	61.3	60.0	51.6	40.0	87.1	80.6	60.0	71.0	96.7	93.5
2004	87.1	75.9	87.1	56.7	74.2	70.0	80.6	58.1	80.0	61.3	93.3	96.8
2005	93.5	92.9	74.2	73.3	45.2	60.0	80.6	61.3	76.7	80.6	83.3	90.3
<b>Porcentaje Mensual</b>	<b>89.8</b>	<b>83.5</b>	<b>65.0</b>	<b>68.3</b>	<b>52.2</b>	<b>59.4</b>	<b>79.6</b>	<b>73.7</b>	<b>59.5</b>	<b>76.0</b>	<b>89.5</b>	<b>94.0</b>
<b>Std (%)</b>	8.5	9.8	14.8	8.6	13.1	14.5	7.8	14.1	15.1	9.3	7.6	4.3
$\bar{v}$	<b>-7.7</b>	<b>-6.0</b>	<b>-3.5</b>	<b>-3.0</b>	<b>-2.2</b>	<b>-1.5</b>	<b>-3.0</b>	<b>-2.7</b>	<b>-1.3</b>	<b>-4.7</b>	<b>-7.7</b>	<b>-8.6</b>
<b>Std (v)</b>	6.0	6.0	6.0	5.4	4.6	4.1	3.6	3.7	3.7	5.5	6.0	5.9

En la misma gráfica de la Figura 20 se presentan, con línea roja, los promedios diarios de las diferencias de PNM entre el GM y el GT calculados con los datos del NCEPR2. El coeficiente de correlación entre las series de tiempo de la componente meridional del viento en el GT y las diferencias de presión entre ambos golfos (GM-GT) es de  $r_{Td} = -0.78$  ( $r_{Td}^2 = 0.61$ ), observándose una clara correspondencia entre los eventos de viento con componente del norte (sur) y las diferencias de presión positivas (negativas) en la escala sinóptica. El valor del coeficiente de determinación ( $r_{Td}^2$ ) implica que alrededor del 61% de la variación diaria de los vientos en Tehuantepec se explica por las diferencias de presión entre ambos golfos.



**Figura 20.** Promedios diarios de la componente meridional del viento en el Golfo de Tehuantepec (línea azul) y de las diferencias de presión entre el Golfo de México y el Golfo de Tehuantepec (GM-GT) (línea roja).

Para filtrar las variaciones de alta frecuencia y analizar las señales de escala intraestacional, se calcularon los promedios corridos de 30 días de la componente meridional del viento en el GT y de las diferencias de presión entre el GM y el GT (Fig. 21) observándose una alta correlación entre estas series de tiempo, con un valor del coeficiente de correlación de  $r_{Tc} = -0.89$  ( $r_{Tc}^2 = 0.79$ ). La Figura 21 muestra que durante el invierno 2002-2003 se presentaron los vientos del norte más intensos de todo el período, los cuales están relacionados con las diferencias de presión más grandes, y que pudieran estar asociados con el fenómeno de El Niño. Esto estaría de acuerdo con algunos estudios que indican una mayor incidencia de anticiclones de latitudes medias en el GM durante los años afectados por este fenómeno (Schultz et al., 1998; Magaña et al., 1999; Romero-Centeno et al., 2003), aunque cabe señalar que este evento de El Niño fue poco intenso.



**Figura 21.** Promedios corridos de 30 días de la componente meridional del viento en el Golfo de Tehuantepec (línea azul) y de las diferencias de presión entre el Golfo de México y el Golfo de Tehuantepec (GM-GT) (línea roja).

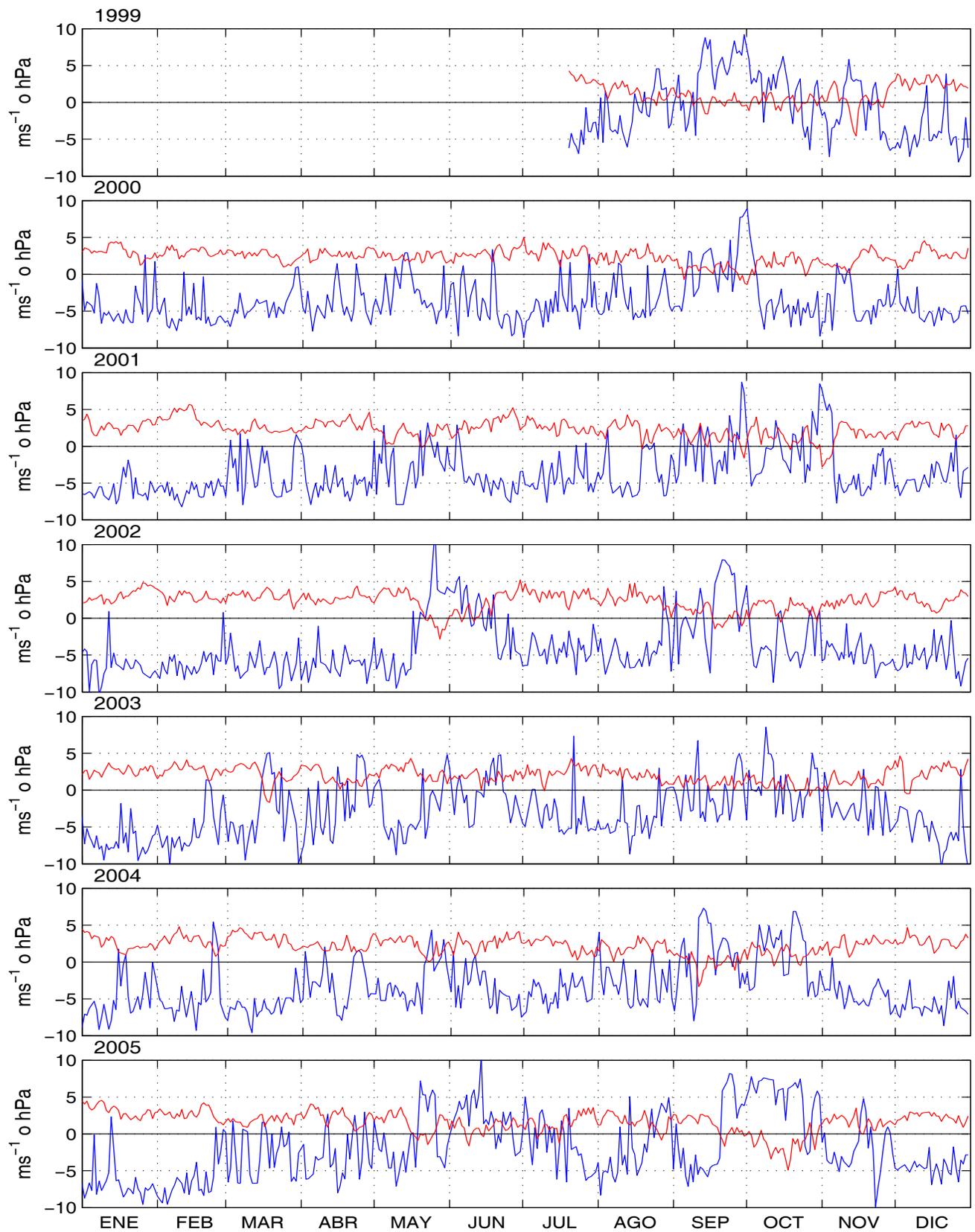
### III.2.2 El jet de Papagayo

Los promedios diarios de la componente zonal del viento en Papagayo (Fig. 22, línea azul) muestran vientos hacia fuera de la costa (vientos con componente del este o  $u$  negativa) durante la

mayor parte del año, con porcentajes de ocurrencia promedio superiores al 94% de Diciembre a Febrero. Estos vientos se presentan con menor frecuencia en Septiembre y Octubre, ocurriendo el 45.7% y el 51.2% del tiempo respectivamente, y son relativamente poco frecuentes en Junio cuando se presentan alrededor del 68% del tiempo (Tabla 5). En contraste, durante el medio verano se observan vientos hacia fuera de la costa el 88.2% del tiempo en Julio y el 81.1% del tiempo en Agosto. Estos porcentajes varían de un año a otro, siendo los meses de Diciembre a Febrero los que presentan una menor variación interanual, mientras que Junio y Octubre son los meses con mayor variabilidad del período en cuanto al porcentaje de ocurrencia de vientos con componente del este en Papagayo. Por ejemplo, en Octubre de 2005 únicamente el 10% del tiempo ocurrieron vientos hacia fuera de la costa, mientras que en este mismo mes pero del año 2000 su ocurrencia fue del 87.1% (Tabla 5). En cuanto a la intensidad promedio de la componente zonal del viento ( $\bar{u}$ ), los meses que presentan las desviaciones estándar más grandes son Mayo-Junio y Septiembre-Octubre (Tabla 5), a diferencia de la componente meridional del viento en el Golfo de Tehuantepec que presenta mayor variabilidad durante el invierno (ver Tabla 4).

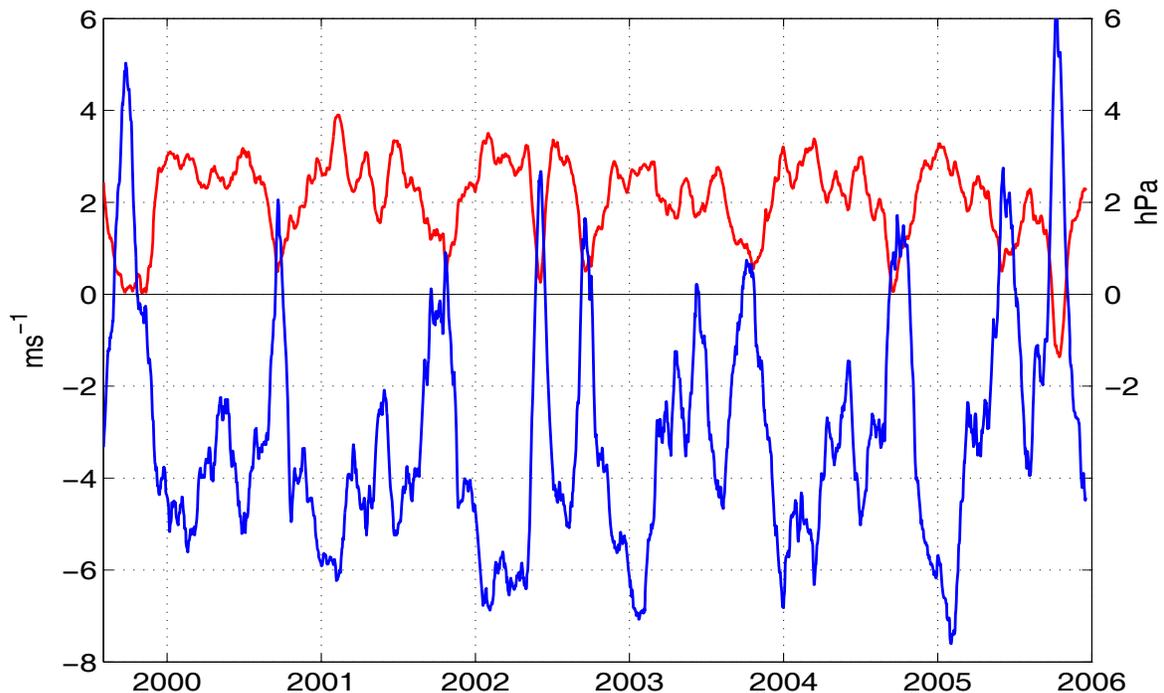
**Tabla 5.** Porcentajes de ocurrencia de vientos con componente del este en el Golfo de Papagayo y desviaciones estándar con respecto al porcentaje mensual para el periodo 1999-2005 a partir de los datos del QSCAT. Se incluyen también los promedios y desviaciones estándar de la componente zonal del viento (m/s) en Papagayo.

	<b>ENE</b>	<b>FEB</b>	<b>MAR</b>	<b>ABR</b>	<b>MAY</b>	<b>JUN</b>	<b>JUL</b>	<b>AGO</b>	<b>SEP</b>	<b>OCT</b>	<b>NOV</b>	<b>DIC</b>
1999								64.5	20.0	29.0	63.3	93.6
2000	93.6	96.6	93.6	93.3	77.4	90.0	90.3	83.9	43.3	87.1	83.3	96.8
2001	100	100	80.6	96.7	77.4	93.3	93.6	90.3	46.7	64.5	83.0	96.8
2002	96.8	96.4	100	100	61.0	50.0	100	93.6	40.0	74.2	100	100
2003	100	89.3	74.0	60.0	77.0	63.3	90.3	83.9	66.7	51.6	83.3	96.8
2004	94.0	89.7	100	80.0	80.6	86.7	94.0	87.1	40.0	41.9	96.7	100
2005	96.8	92.9	67.7	86.7	64.5	26.7	61.3	65.0	63.3	10.0	73.3	100
<b>Porcentaje Mensual</b>	<b>96.8</b>	<b>94.1</b>	<b>86.0</b>	<b>86.1</b>	<b>73.0</b>	<b>68.3</b>	<b>88.2</b>	<b>81.1</b>	<b>45.7</b>	<b>51.3</b>	<b>83.1</b>	<b>97.7</b>
<b>Std (%)</b>	2.9	4.3	13.8	14.7	8.1	26.6	13.6	11.8	15.7	26.8	12.6	2.4
<b><math>\bar{u}</math></b>	<b>-5.9</b>	<b>-5.7</b>	<b>-4.3</b>	<b>-3.9</b>	<b>-2.3</b>	<b>-1.8</b>	<b>-3.7</b>	<b>-3.1</b>	<b>0.7</b>	<b>0.2</b>	<b>-3.1</b>	<b>-4.9</b>
<b>Std (<math>u</math>)</b>	2.3	2.4	3.0	3.0	3.8	3.7	2.5	3.0	4.2	4.3	3.1	2.0



**Figura 22.** Promedios diarios de la componente zonal del viento en el Golfo de Papagayo (línea azul) y de las diferencias meridionales de presión en el Caribe occidental (CBN-CBS) (línea roja).

En general, los vientos en Papagayo son menos intensos que en Tehuantepec (ver Figs. 20 y 22), alcanzando los 10 m/s en algunos eventos de vientos intensos dirigidos hacia fuera de la costa principalmente durante el invierno y de vientos dirigidos hacia el continente principalmente durante Mayo-Junio y Septiembre-Octubre. Comparando con los promedios diarios de las diferencias meridionales de PNM en el Caribe occidental (CBN-CBS) (Fig. 22, línea roja), se obtiene un coeficiente de correlación entre ambas series de tiempo de  $r_{Pd} = -0.67$  y un coeficiente de determinación  $r_{Pd}^2 = 0.45$ , lo cual indica que alrededor del 45% de la variación diaria de los vientos en Papagayo puede explicarse por los gradientes meridionales de presión en el Caribe occidental. Por lo tanto, en escala sinóptica, procesos como las brisas u otros procesos regionales en el PTN adyacente a Papagayo pueden ser factores importantes que influyan en la variabilidad de los vientos en esta región. Sin embargo, al filtrar las variaciones de alta frecuencia, la correlación entre los promedios corridos de 30 días de la componente zonal del viento en Papagayo y de las diferencias meridionales de PNM en el Caribe es muy alta, con un valor del coeficiente de correlación de  $r_{Pc} = -0.91$  ( $r_{Pc}^2 = 0.83$ ) (Fig. 23).

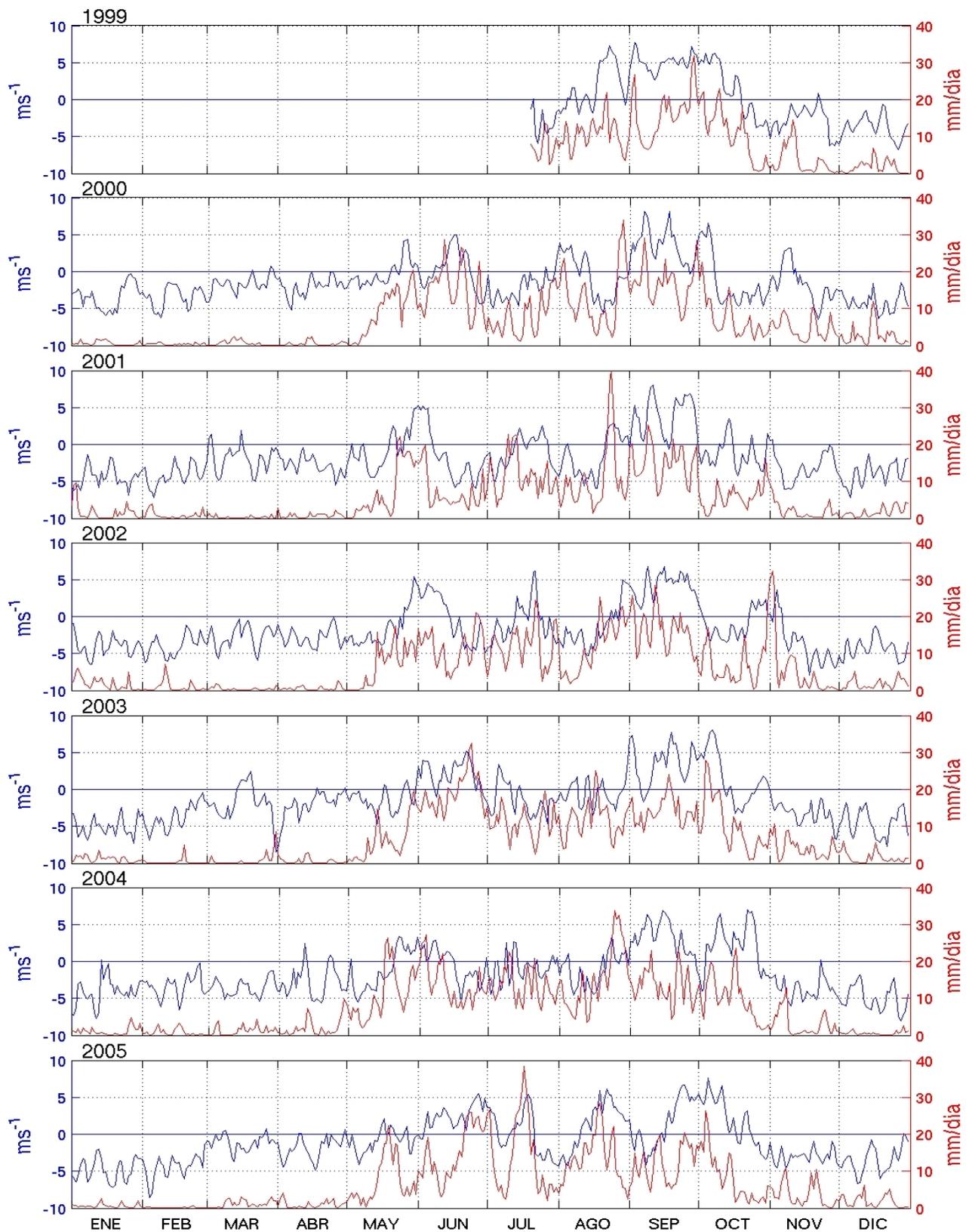


**Figura 23.** Promedios corridos de 30 días de la componente zonal del viento en Papagayo (línea azul) y de las diferencias meridionales de presión en el Caribe occidental (línea roja).

### ***III.2.3 El viento zonal en la parte central del PTN y la precipitación en la región oriental del PTN, el centro-sur de México y Centroamérica***

Los vientos en la parte centro-oriental del PTN están claramente influenciados por los *jets* de Tehuantepec y Papagayo; tomando esto en cuenta, en esta sección se analiza la relación, en escala sinóptica, entre la componente zonal del viento en la parte central del PTN (Caja A en la Figura 3) y la precipitación en la parte oriental del PTN, el centro-sur de México y Centroamérica que son regiones afectadas por el fenómeno de la canícula (Caja B en la Figura 3). Los promedios diarios de estas variables para el período 1999-2005 se muestran en la Figura 24. En promedio, se observan vientos con componente del este ( $u$  negativa) más del 90% del tiempo de Noviembre a Abril, mientras que en Junio este porcentaje se reduce a alrededor del 41% y en Septiembre ocurren menos del 10% del tiempo (Tabla 6). Sin embargo, durante el medio verano, los vientos con componente del este ocurren el 68.3% del tiempo en Julio y el 56.7% del tiempo en Agosto, de acuerdo con los cambios observados en la circulación de niveles bajos sobre la parte central del PTN en esta época del año (ver Fig. 2). En esta región, los meses de Junio y Octubre son los que presentan mayor variabilidad interanual en cuanto al porcentaje de ocurrencia de vientos con componente del este, mientras que de Diciembre a Febrero las variaciones son muy pequeñas en el período analizado (Tabla 6), comportamiento similar al observado en Papagayo (ver Tabla 5). También durante los meses de Junio y Octubre es cuando se observan las mayores variaciones en la intensidad de la componente zonal de los vientos en el PTN (Tabla 6).

Los promedios diarios de la razón de precipitación en la región donde se presenta la canícula muestran una correlación significativa con los de la componente zonal en la parte central del PTN, obteniéndose un coeficiente de correlación entre ambas series de datos de  $r_{AB} = 0.63$  ( $r_{AB}^2 = 0.40$ ) (Fig. 24). En la figura se puede observar que existe una variabilidad interanual importante que dificulta establecer con precisión las fechas de inicio y término de la estación de lluvias o la duración de la canícula, que son aspectos muy importantes para la planeación en sectores como el de la agricultura. En general, las lluvias comienzan a mediados de Mayo y, ocasionalmente, se presentan todavía precipitaciones importantes hasta principios de Noviembre. Aún cuando la razón de precipitación se ve disminuida principalmente durante los meses de Julio y Agosto, las gráficas muestran que hay años en los que la canícula inicia en Junio, como en el 2001 y 2004. Asimismo, se observan variaciones en la dirección del viento zonal dentro del mismo período de la canícula, es decir, hay días en los que el viento tiene componente del oeste y que coinciden con incrementos en la tasa de precipitación.

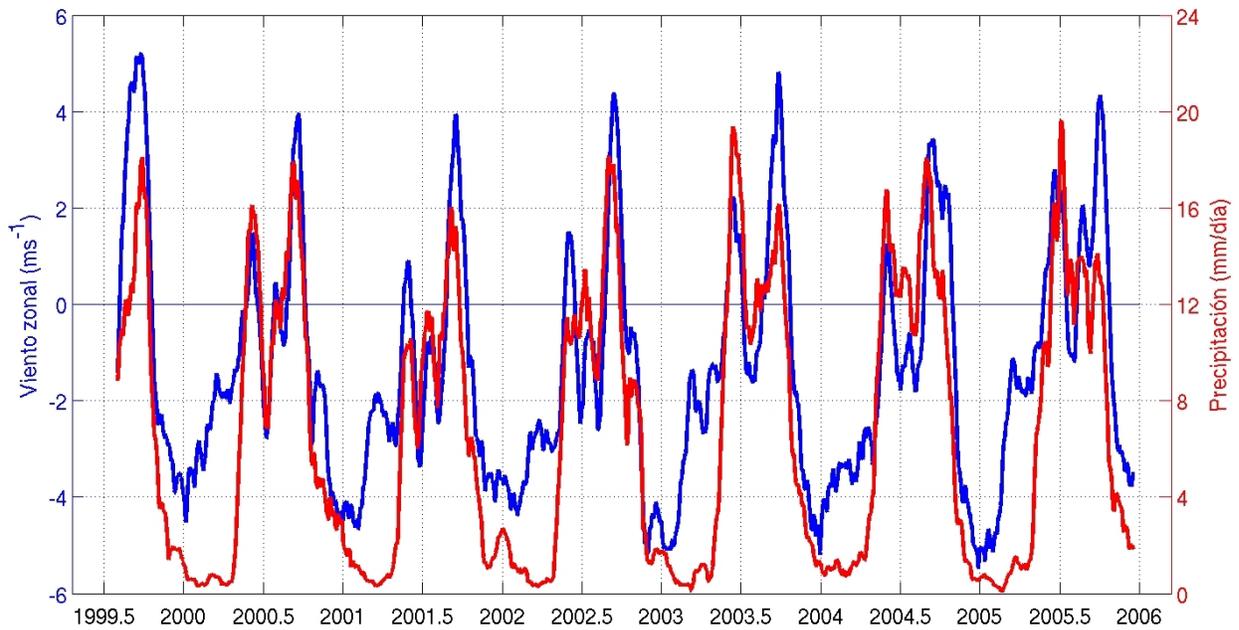


**Figura 24.** Promedios diarios de la componente zonal del viento en la parte central del PTN (Caja A) a partir de datos del QSCAT (línea azul) y de la razón de precipitación en la región oriental del PTN y zonas del sur de México y Centroamérica (Caja B) a partir de datos del NCEPR2 (línea roja).

**Tabla 6.** Porcentajes de ocurrencia de vientos con componente del este en la parte central del PTN y desviaciones estándar con respecto al porcentaje mensual para el periodo 1999-2005 a partir de los datos del QSCAT. Se incluyen también los promedios y desviaciones estándar de la componente zonal del viento (m/s) en la parte central del PTN.

	<b>ENE</b>	<b>FEB</b>	<b>MAR</b>	<b>ABR</b>	<b>MAY</b>	<b>JUN</b>	<b>JUL</b>	<b>AGO</b>	<b>SEP</b>	<b>OCT</b>	<b>NOV</b>	<b>DIC</b>
1999								32.3	0	38.7	96.7	100
2000	100	100	90.3	100	64.5	46.7	90.3	58.1	3.3	77.4	80.0	100
2001	100	100	90.3	100	64.5	76.7	54.8	64.5	6.7	80.6	93.3	100
2002	100	100	100	100	77.4	53.3	64.5	80.6	0	64.5	83.3	100
2003	100	100	77.4	93.3	87.1	13.3	74.2	64.5	13.3	35.5	100	100
2004	96.8	100	100	86.6	61.3	43.3	77.4	64.5	3.3	25.8	96.7	100
2005	100	100	87.1	86.7	74.2	10.0	48.4	32.3	36.7	32.3	100	96.8
<b>Porcentaje Mensual</b>	<b>99.5</b>	<b>100</b>	<b>90.9</b>	<b>94.4</b>	<b>71.5</b>	<b>40.6</b>	<b>68.3</b>	<b>56.7</b>	<b>9.0</b>	<b>50.7</b>	<b>92.9</b>	<b>99.5</b>
<b>Std (%)</b>	1.3	0	8.5	6.6	9.9	25.2	15.5	18.0	13.0	22.9	8.0	1.2
<b><math>\bar{u}</math></b>	<b>-4.3</b>	<b>-3.8</b>	<b>-2.1</b>	<b>-2.4</b>	<b>-1.0</b>	<b>0.4</b>	<b>-1.3</b>	<b>-0.4</b>	<b>3.6</b>	<b>0.4</b>	<b>-3.0</b>	<b>-4.2</b>
<b>Std (u)</b>	1.6	1.5	1.7	1.6	2.2	<b>3.0</b>	2.3	2.9	2.5	<b>3.4</b>	2.0	1.6

Aunque es evidente la relación entre precipitación y dirección de los vientos zonales en el PTN, la relación no siempre es clara en cuanto a la intensidad de los eventos, dada la influencia de factores de escala sinóptica como las ondas del este y las tormentas tropicales (ver sección I.1.2). Filtrando las variaciones de alta frecuencia, los promedios corridos de 30 días de la componente zonal del viento en la Caja A y de la razón de precipitación en la Caja B (Fig. 25) muestran una correspondencia muy alta, con un coeficiente de correlación de  $r_{ABC} = 0.84$  ( $r_{ABC}^2 = 0.71$ ). En esta figura es clara la correspondencia entre los máximos de precipitación en Junio y Septiembre y los vientos del oeste, o dirigidos hacia el continente, sobre el PTN, mientras que las tasas de precipitación más bajas, tanto en invierno como a la mitad de la estación de lluvias, coinciden con vientos del este. Asimismo, se observan las fluctuaciones en los vientos zonales y en la tasa de precipitación dentro del período de la canícula, como se mencionó en la sección anterior.



**Figura 25.** Promedios corridos de 30 días de la componente zonal del viento en la parte central del PTN (línea azul) y de la razón de precipitación en la región donde se observa la canícula (línea roja).

### ***III.2.4 Patrones atmosféricos asociados con eventos específicos de viento de escala sinóptica sobre el PTN***

En esta sección se analizan las condiciones atmosféricas características asociadas con la ocurrencia de eventos específicos de viento de escala sinóptica en la parte central del PTN en distintas épocas del año. Para tal efecto, se usaron los datos del escaterómetro para identificar los días en los cuales ocurrieron los eventos de interés, considerando por separado los meses de invierno (Noviembre-Marzo) y los de verano (Junio-Septiembre). Con base en los análisis previos, los eventos de viento que se estudiaron se describen a continuación. Para el invierno: a) vientos intensos del este ( $u < -6$  m/s), los cuales estarían relacionados con *jets* intensos en Tehuantepec y Papagayo, y b) vientos débiles del este o vientos del oeste ( $u > -1$  m/s), que estarían relacionados con *jets* muy débiles o ausencia de éstos. Para el verano: a) vientos intensos del este ( $u < -4$  m/s), que estarían relacionados con *jets* relativamente intensos y con bajas tasas de precipitación en las regiones donde se observa la canícula, y b) vientos del oeste ( $u > 0$  m/s), relacionados con ausencia de *jets* y mayor cantidad de precipitación.

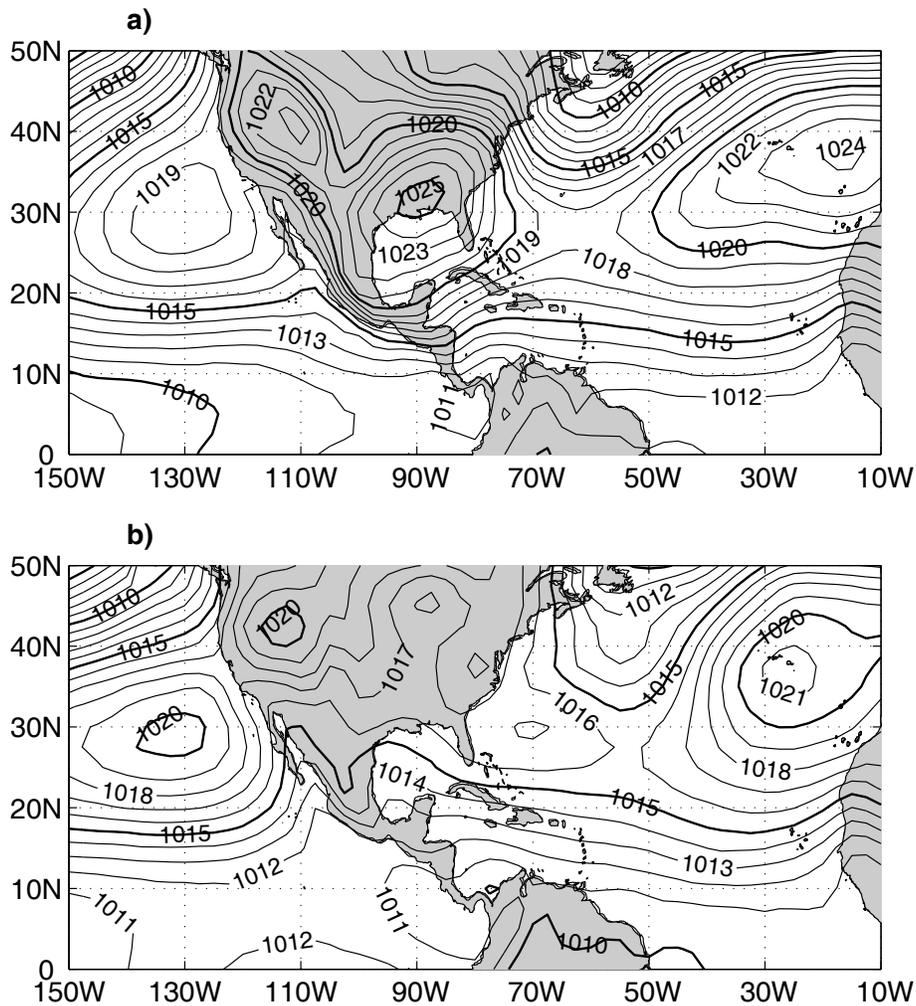
Una vez identificadas las fechas de ocurrencia de estos eventos de viento en la serie de promedios diarios, se recopilaron los datos de PNM, ROL, precipitación y velocidad vertical correspondientes a esas mismas fechas y se promediaron para obtener los patrones característicos asociados a cada tipo de evento.

### III.2.4.1 Patrones característicos de PNM

#### i) Invierno

Los eventos de vientos intensos del este en la parte central del PTN (Caja A en la Fig. 3) durante el invierno están asociados con las condiciones de PNM mostradas en la Figura 26a. Este escenario muestra un sistema de alta presión sobre el sureste de los E.U.A. que afecta al GM e induce un gradiente de presión intenso a través del Istmo de Tehuantepec y, por consiguiente, la generación del *jet*. En escala sinóptica, estos sistemas de alta presión están asociados con brotes de aire frío provenientes del noroeste de los E.U.A. (ver referencias en la sección I.2.2). Se observa también una alta de Azores-Bermuda (AAB) intensa, cuyo centro está ubicado en la parte noreste de la cuenca del Atlántico norte, y una alta del Pacífico Norte (APN) relativamente débil cuyo centro se localiza alrededor de 30°N, 130°W. Este patrón de PNM establece un gradiente meridional de presión intenso entre 10°N y 20°N que incrementa el flujo del este sobre el mar Caribe y el PTN. El fuerte gradiente meridional de PNM sobre el Caribe induce vientos intensos que cruzan a través del paso montañoso en Papagayo.

En contraste, las condiciones de PNM asociadas con vientos débiles del este o vientos del oeste durante el invierno en la parte central del PTN (Fig. 26b), muestran que no existe un sistema de alta presión afectando al GM, la AAB es relativamente débil y el gradiente de presión a través del Istmo de Tehuantepec es muy débil, inhibiendo la generación de un *jet* intenso. Aún cuando la APN es ligeramente más intensa que en el caso anterior, el gradiente meridional de presión sobre la parte central del PTN es ligeramente menor, lo cual induciría vientos del este menos intensos sobre todo al oeste de 120°W. Al este de 110°W y sobre el Caribe occidental el gradiente meridional de presión es pequeño y en consecuencia los vientos asociados son débiles, una situación que no favorece la generación del *jet* de Papagayo.

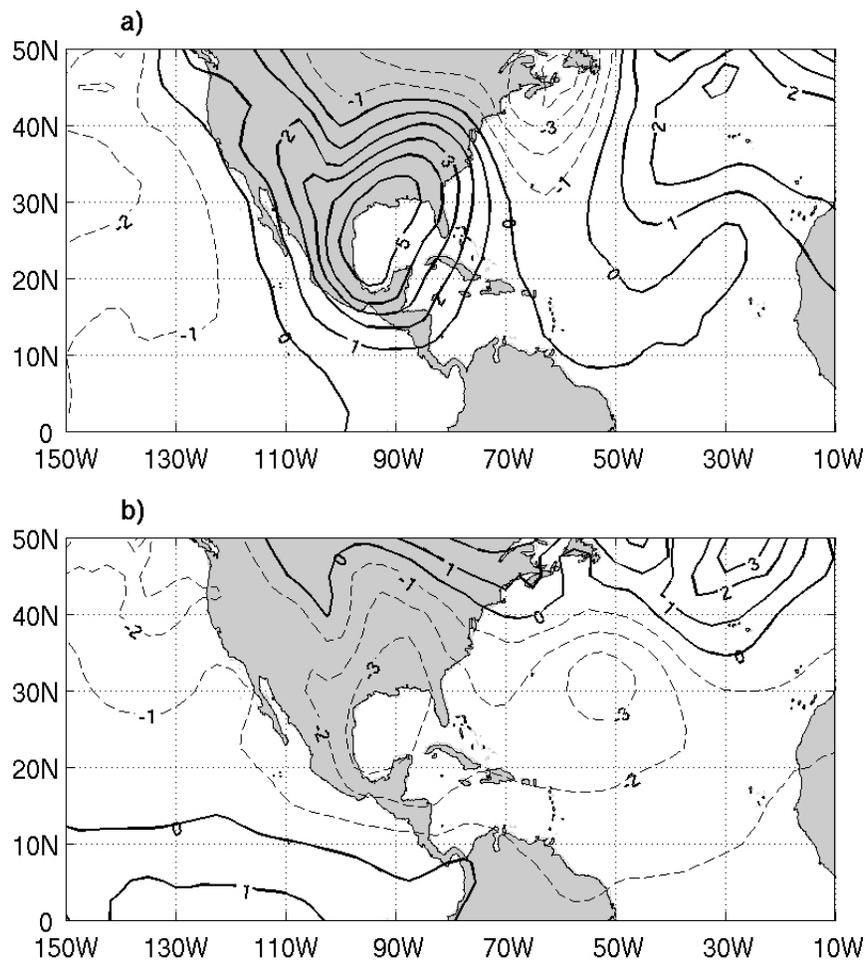


**Figura 26.** Condiciones promedio de presión a nivel del mar asociadas con: a) eventos de vientos intensos del este, y b) eventos de vientos débiles del este o vientos del oeste, en la parte central del PTN durante el invierno.

Las anomalías de PNM con respecto al patrón promedio de invierno (Nov-Mar) se presentan en la Figura 27 para cada uno de los eventos específicos de viento. Los patrones de anomalía para el caso de eventos de vientos intensos del este en la parte central del PTN, cuando también ocurren *jets* intensos, muestran una fuerte anomalía positiva centrada sobre la región occidental del GM que se extiende hacia el noroeste, rebasando los 50°N, conforme disminuye su intensidad (Fig. 27a). Una anomalía positiva menos intensa se observa en la parte nororiental del Atlántico, al este de ~50°W, la cual está separada de la región de máxima anomalía positiva sobre el GM por una zona de anomalías negativas intensas en el sureste de Canadá, el noreste de los E.U.A. y la región adyacente del Atlántico. Anomalías negativas cubren la mayor parte del Pacífico al oeste de ~110°W. Este patrón está asociado con subsidencia de aire sobre las regiones con anomalías positivas altas, que al descender se comprime

y calienta adiabáticamente y, en consecuencia, disminuye su humedad relativa, así como con divergencia del viento cerca de la superficie, condiciones que no favorecen el desarrollo de convección en la región.

En el caso de eventos de vientos débiles del este o vientos del oeste sobre la parte central del PTN, cuando los *jets* son débiles o no hay *jets*, se observa una amplia franja zonal de anomalías negativas, que muestra cierta inclinación noroeste-sureste, cuyos valores máximos se presentan sobre la región occidental del GM y en la parte central del Atlántico norte (Fig. 27b). Esta franja de anomalías negativas está flanqueada por regiones de anomalías positivas débiles sobre la parte sur del Pacífico y más intensas en la región nororiental del Atlántico norte; en el noreste de los E.U.A. y sureste de Canadá también se observan anomalías positivas.

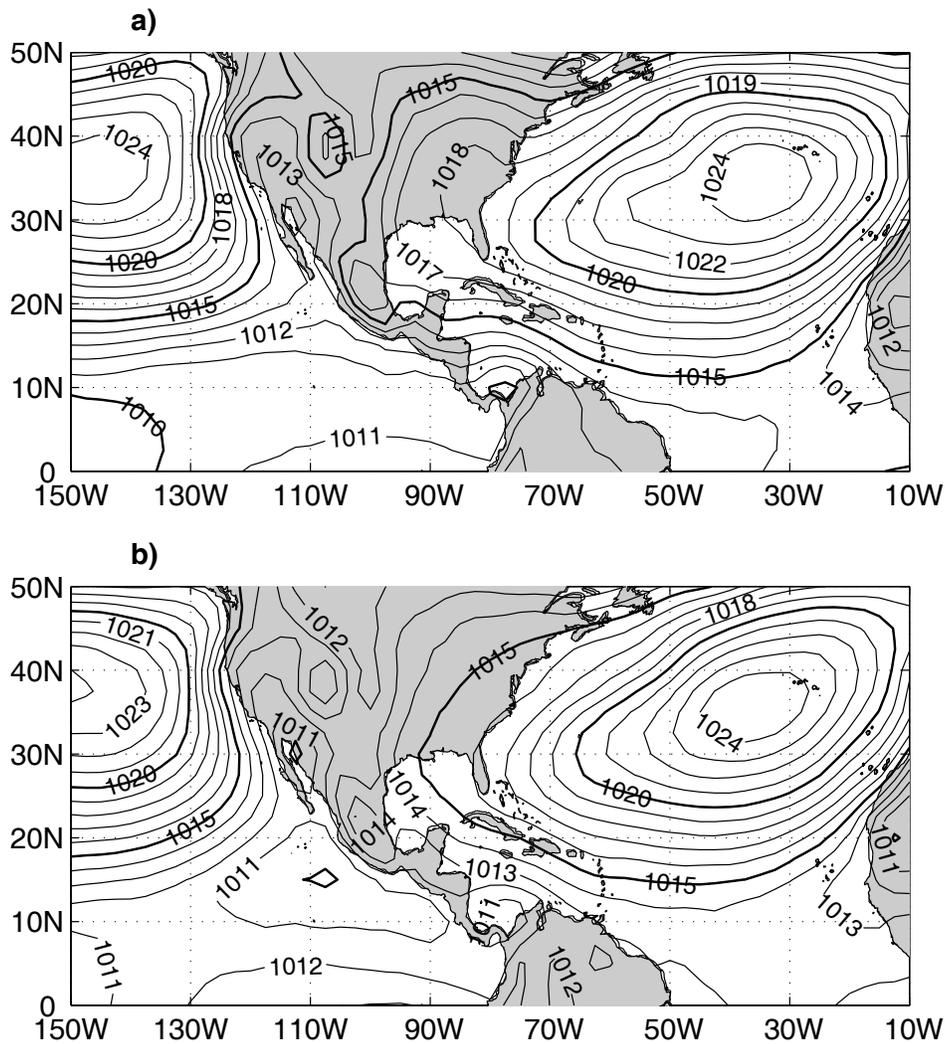


**Figura 27.** Anomalías de PNM con respecto al patrón promedio de invierno (Nov-Mar) asociadas con: a) eventos de vientos intensos del este, y b) eventos de vientos débiles del este o vientos del oeste, en la parte central del PTN.

## ii) Verano

Las condiciones de PNM asociadas con vientos intensos del este en la parte central del PTN durante el verano, muestran una AAB intensa y alargada hacia el oeste que parece unirse con un sistema de presión relativamente alta sobre el sureste de los E.U.A. (Fig. 28a). El amplio sistema de alta presión así formado, que muestra a la isobara de 1015 hPa penetrando por el sur del GM, induce un gradiente de presión a través del Istmo de Tehuantepec y sobre el mar Caribe que, aunque menos intenso que en invierno, también favorece la generación de los *jets*. En este caso, la APN es más intensa y su centro está ubicado más hacia el noroeste comparado con los escenarios de invierno, lo cual induce vientos del noreste relativamente intensos principalmente al oeste de 115°W. Este patrón de PNM muestra valores más bajos de presión sobre la parte central del PTN comparados con los que se observan a las mismas latitudes sobre el Atlántico, lo cual también pudiera favorecer vientos del este sobre la región oriental del PTN.

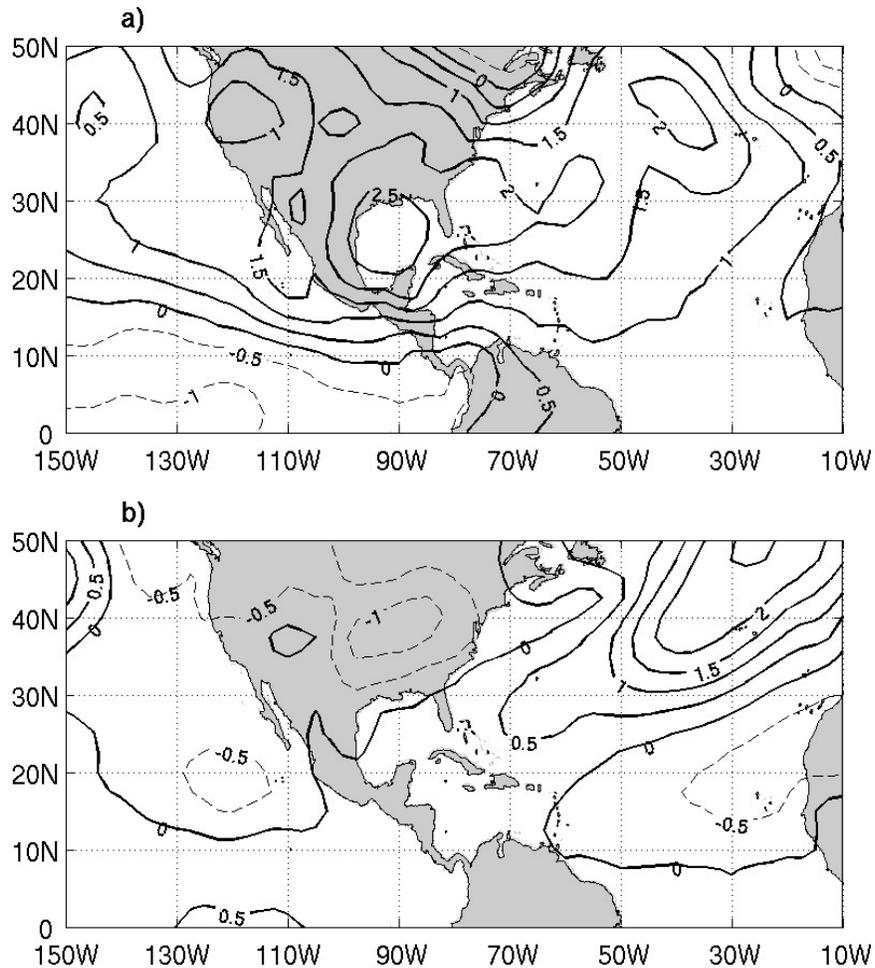
En cuanto a las condiciones de PNM asociadas con eventos de vientos del oeste sobre la parte central del PTN durante el verano, éstas muestran también una AAB intensa aunque con una elongación hacia el oeste menor que en el caso anterior, con la isobara de 1015 hPa pasando por la región nororiental del GM (Fig. 28b). El gradiente de presión a través del Istmo de Tehuantepec es pequeño, lo cual inhibe la generación del *jet*. El gradiente meridional de presión en el Caribe occidental también es relativamente pequeño y las isobaras están orientadas en dirección sureste-noroeste, una situación que no favorece el encañonamiento de los vientos a través de la cordillera en Papagayo. En este caso, el centro de la APN está desplazado ligeramente hacia el oeste en comparación con el escenario anterior y se observa un centro de baja presión alrededor de 15°N, 108°W el cual puede favorecer el transporte de humedad hacia el continente y, por lo tanto, mayor precipitación en la región.



**Figura 28.** Condiciones promedio de presión a nivel del mar asociadas con: a) eventos de vientos intensos del este, y b) eventos de vientos del oeste sobre la parte central del PTN durante el verano.

Las anomalías de PNM con respecto al patrón promedio de verano (Jun-Sep) para los eventos de vientos intensos del este y de vientos del oeste sobre la región central del PTN se presentan en la Figura 29. Para el caso de vientos intensos del este (Fig. 29a), que están relacionados con *jets* relativamente intensos, se observa una amplia región de anomalías positivas que se extiende del Pacífico al Atlántico con valores máximos sobre el GM. Pequeñas regiones al noreste del Atlántico y sureste de Canadá, así como la región sur del Pacífico tropical (al sur de  $\sim 18^\circ\text{N}$  en la región occidental y de  $\sim 10^\circ\text{N}$  en la región oriental), muestran anomalías negativas de PNM. A diferencia del patrón de anomalías de PNM observado en invierno, en este caso la zona con anomalías negativas sobre el

sureste de Canadá no penetra mayormente hacia el sur y no se observan anomalías negativas en la parte occidental del Pacífico por encima de  $\sim 18^\circ\text{N}$ . Como se mencionó anteriormente, las regiones con presión anómalamente alta estarían relacionadas con condiciones de subsidencia de aire y baja humedad en las capas intermedias de la atmósfera, sobre todo alrededor de los centros de máxima anomalía. Por el contrario, las regiones con presión anómalamente baja estarían asociadas con condiciones favorables para el desarrollo de la convección.



**Figura 29.** Anomalías de PNM con respecto al patrón promedio de verano asociadas con: a) eventos de vientos intensos del este, y b) eventos de vientos del oeste sobre la parte central del PTN durante el verano.

El patrón de anomalías de PNM asociado con vientos del oeste en verano sobre la región central del PTN, es decir, cuando no ocurren *jets* y se observan mayores tasas de precipitación, muestra una franja de anomalías positivas que está orientada aproximadamente en dirección noreste-suroeste cuyos

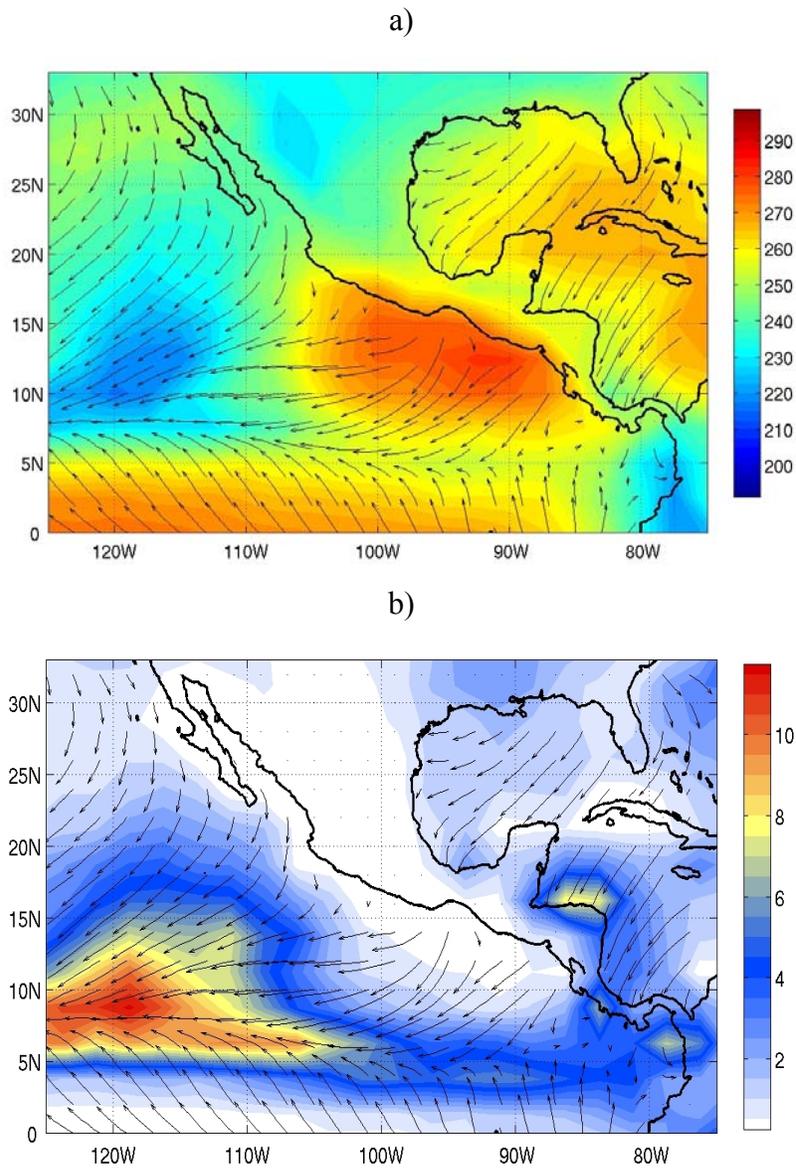
valores máximos se encuentran sobre la región nororiental del Atlántico y disminuyen hacia el GM, mar Caribe y sur del Pacífico donde las anomalías son muy pequeñas (Fig. 29b). Buena parte de la región norte del Pacífico y de la región continental de Norteamérica muestra anomalías negativas de PNM, con valores máximos sobre la región nororiental de los E.U.A., y otra región de anomalías negativas más débiles centrada aproximadamente en 18°N y 120°W.

### III.2.4.2 Patrones característicos de ROL y precipitación

#### i) Invierno

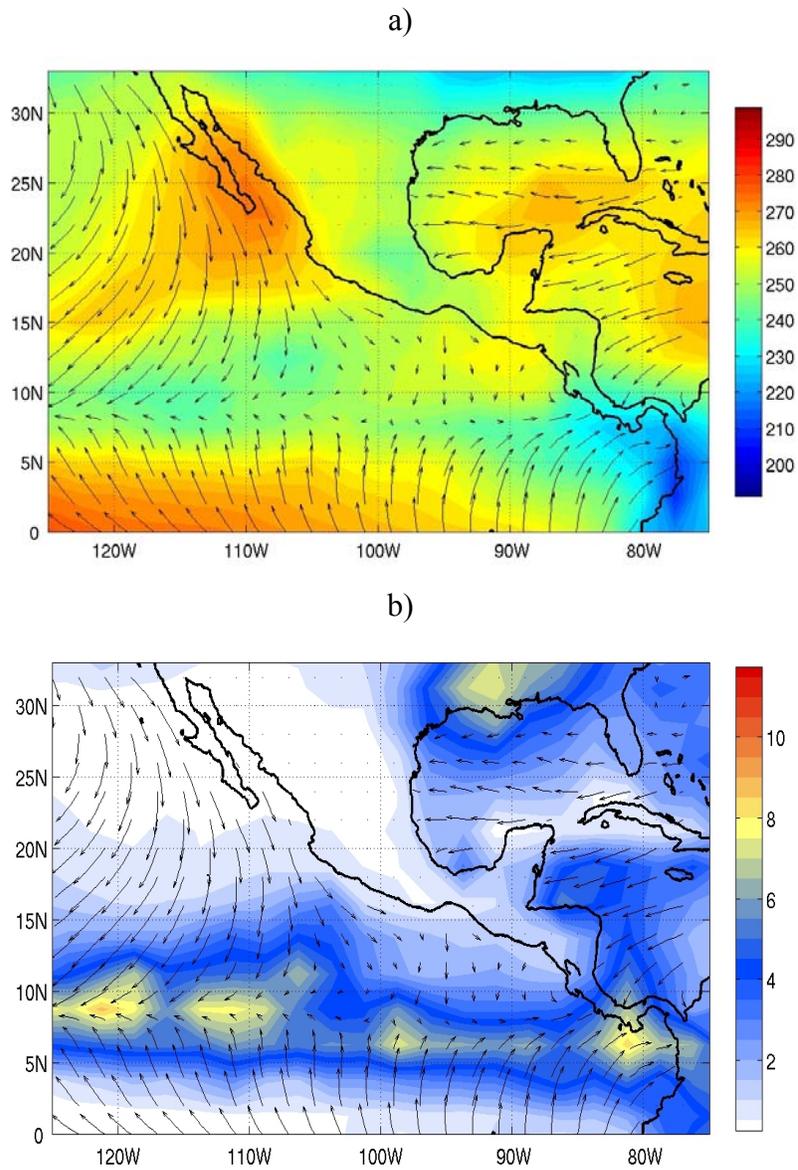
Los patrones promedio de ROL y precipitación asociados con vientos intensos del este sobre la región central del PTN durante el invierno, cuando ocurren *jets* intensos en Tehuantepec y Papagayo, se muestran en la Figura 30. Se distingue claramente la región de valores máximos de ROL sobre la región de la alberca de agua caliente del PTN, asociados con nubes de poco desarrollo vertical o ausencia de nubes; también se observan valores altos al sur de 5°N, con excepción de la región más oriental cercana a las costas de Sudamérica que presenta valores relativamente bajos de ROL (Fig. 30a). Las regiones con valores altos de ROL tienen tasas de precipitación bajas (Fig. 30b). Una amplia región con valores bajos de ROL  $< 230 \text{ Wm}^{-2}$  se observa sobre la parte centro-occidental del PTN, al norte de 7°N y al oeste de 112°W, que es la que presenta las tasas de precipitación más altas.

Cuando ocurren eventos de vientos débiles del este o vientos del oeste sobre la parte central del PTN en invierno, que están relacionados con la ausencia de *jets* en Tehuantepec y Papagayo, los patrones característicos de ROL y precipitación son los que se muestran en la Figura 31. En este caso se observan valores de ROL considerablemente menores sobre la alberca de agua caliente del PTN comparados con los del caso anterior (Figs. 31a y 30a), aunque la tasa de precipitación es relativamente baja (Fig. 31b). A diferencia del caso anterior, no se observa una región confinada de valores bajos de ROL en la parte centro-occidental del PTN sino que se observa una franja zonal de valores relativamente bajos que se extiende sobre toda la parte central del PTN, alrededor de ~9°N en la región occidental y de ~7°N en la oriental, y que tiene asociadas tasas de precipitación relativamente altas; esta franja está asociada con la ITCZ.



**Figura 30.** Patrones de (a) ROL ( $Wm^{-2}$ ) y (b) precipitación (mm/día) asociados con eventos de vientos intensos del este sobre el PTN durante el invierno. Los vectores representan el campo de viento promedio correspondiente.

Es interesante notar la zona con valores relativamente altos de ROL que cubre gran parte de la península de Baja California y el Golfo de California, la cual se extiende hacia el suroeste hasta alrededor de los  $15^{\circ}N$ , y que forma parte del patrón característico de este evento específico de vientos sobre el PTN (Fig. 31a). La posible correlación entre estos dos procesos de escala sinóptica durante el invierno, sugerida por estos resultados, debe estudiarse con más detalle.

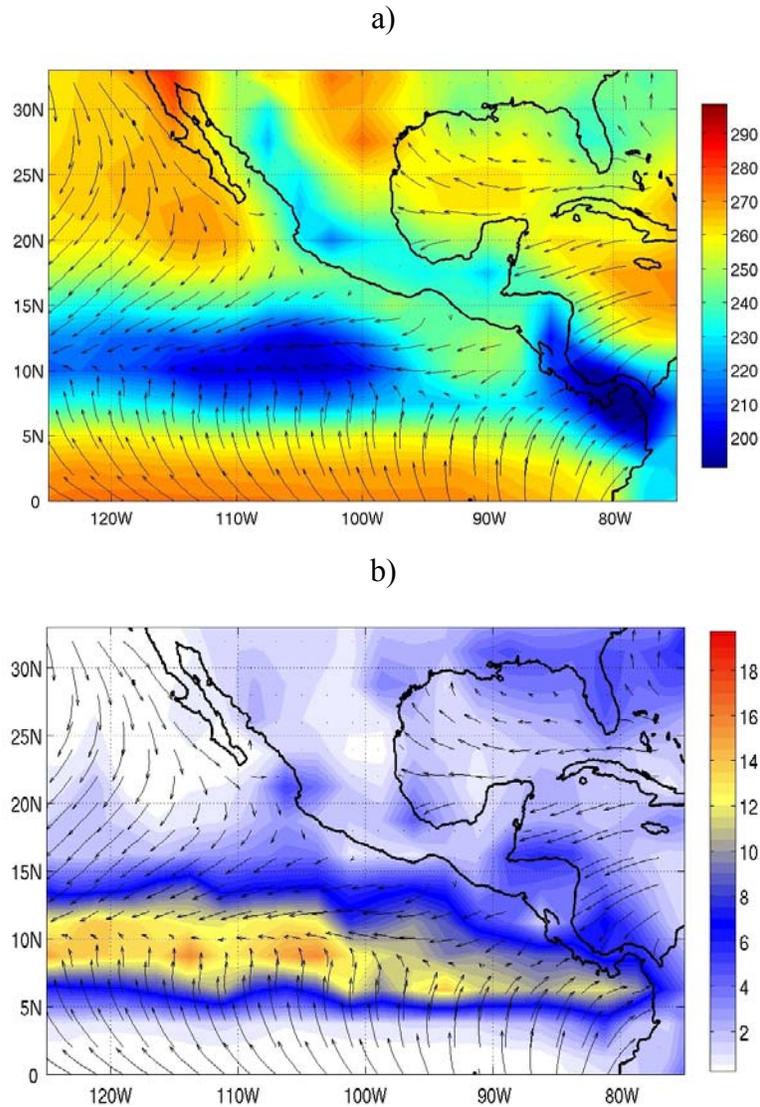


**Figura 31.** Patrones de (a) ROL ( $Wm^{-2}$ ) y (b) precipitación (mm/día) asociados con eventos de vientos débiles del este o vientos del oeste sobre el PTN durante el invierno. Los vectores representan el campo de viento promedio correspondiente.

## ii) Verano

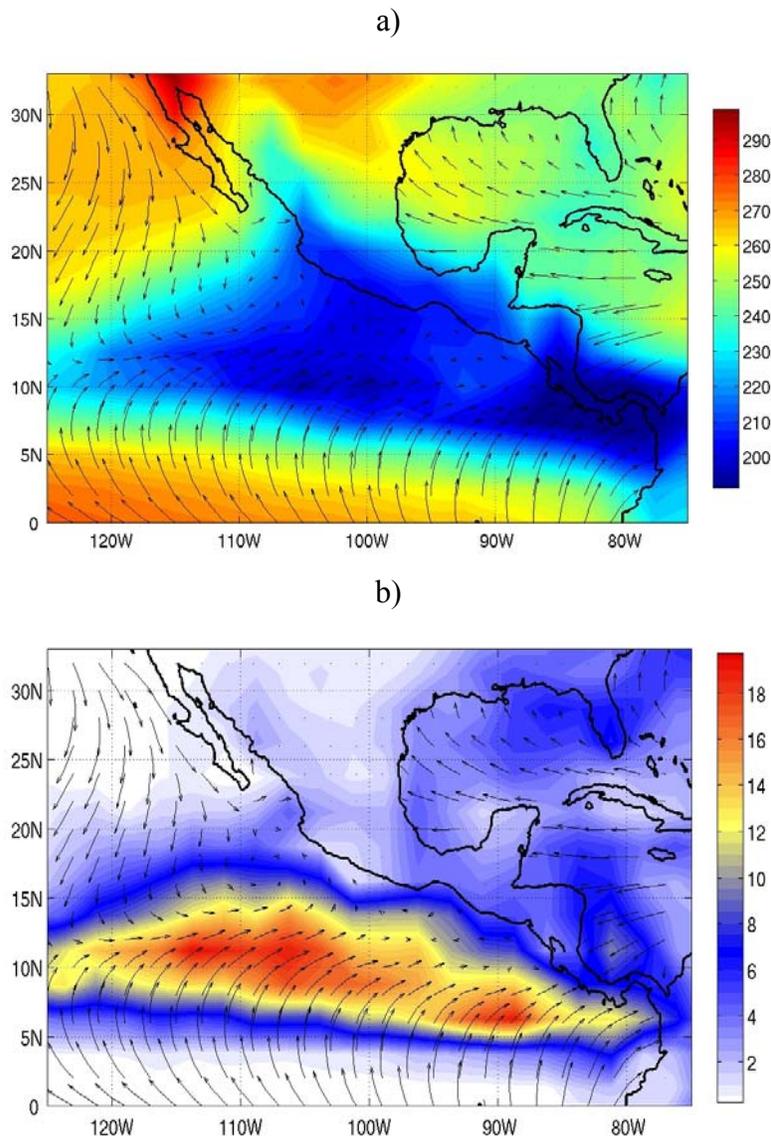
Durante el verano, los eventos de vientos intensos del este sobre la región central del PTN, relacionados con *jets* relativamente intensos y tasas de precipitación bajas en esta época del año, tienen asociados los patrones de ROL y de precipitación que se muestran en la Figura 32. En este caso, la

franja zonal con valores mínimos de ROL, asociada con la convección profunda sobre la ITCZ, se ve interrumpida por valores significativamente mayores al este de aproximadamente 100°W (Fig. 32a), mientras que hacia el oeste se observa cierto ensanchamiento de esta región asociada con convección profunda. En correspondencia, el patrón de precipitación asociado muestra valores relativamente bajos al este de 100°W, mientras que las zonas de mayor precipitación se extienden hacia el oeste de 100°W en la franja entre ~7° y 13°N (Fig. 32b).



**Figura 32.** Patrones de (a) ROL ( $Wm^{-2}$ ) y (b) precipitación (mm/día) asociados con eventos de vientos intensos del este sobre el PTN durante el verano. Los vectores representan el campo de viento promedio correspondiente.

Los patrones característicos de ROL y precipitación asociados con eventos de vientos del oeste sobre la parte central del PTN durante el verano, cuando no ocurren *jets* y las tasas de precipitación son altas, se muestran en la Figura 33. En este caso, una zona muy amplia sobre la parte oriental del PTN y las regiones continentales adyacentes está cubierta por valores bajos de ROL (Fig. 33a), que presenta también tasas de precipitación altas, sobre todo al este de 120°W (Fig. 33b). A diferencia del caso anterior, la zona de mayor precipitación se ve ensanchada sobre la parte centro-oriental del PTN, mientras que al oeste de 120°W la franja de precipitación es más angosta.



**Figura 33.** Patrones de (a) ROL ( $Wm^{-2}$ ) y (b) precipitación (mm/día) asociados con eventos de vientos del oeste sobre el PTN durante el verano. Los vectores representan el campo de viento promedio correspondiente.

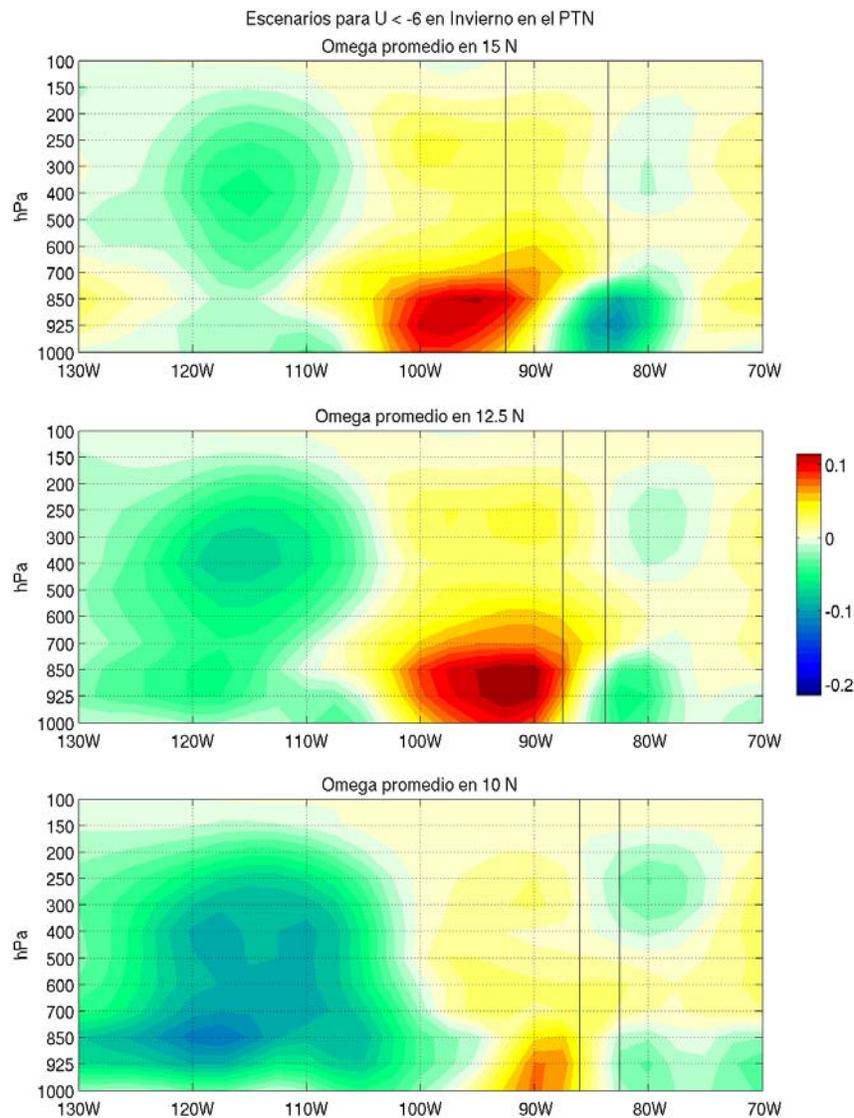
### III.2.4.3 Patrones característicos de velocidad vertical

Para analizar los patrones característicos de velocidad vertical ( $\omega$ ) asociados con los distintos eventos de viento en invierno y verano se graficaron los cortes verticales en tres latitudes fijas:  $15^{\circ}\text{N}$ ,  $12.5^{\circ}\text{N}$  y  $10^{\circ}\text{N}$ .

#### i) Invierno

Los eventos de vientos intensos del este sobre la región central del PTN durante el invierno están asociados con los patrones de  $\omega$  que se muestran en la Figura 34. Las líneas verticales en cada figura representan, aproximadamente, los límites continentales en la latitud correspondiente. Sobresalen en estas gráficas, particularmente en  $15^{\circ}\text{N}$  y  $12.5^{\circ}\text{N}$ , los movimientos descendentes sobre la región oriental del PTN que abarcan toda la columna de aire, siendo más intensos por debajo de 700 hPa, lo cual inhibe el desarrollo de la convección. Estos movimientos de descenso sobre el PTN están relacionados con distintos procesos: la PNM anómalamente alta sobre el GM (ver Fig. 27a), la subsidencia de los vientos alisios intensos del Caribe al descender por las laderas occidentales de la cordillera (Xu et al., 2005) y la divergencia y disminución de la TSM provocada por los intensos *jets* durante el invierno los cuales producen un efecto notable sobre la configuración de la ITCZ (ver sección I.2.2 y Fig. 7). Al oeste de  $\sim 105^{\circ}\text{W}$  dominan los movimientos ascendentes, que son más intensos en  $10^{\circ}\text{N}$  por la influencia de la convección más intensa asociada con el eje de la ITCZ (cabe recordar que durante el invierno la ITCZ se encuentra desplazada hacia el sur). En  $15^{\circ}\text{N}$  y  $12.5^{\circ}\text{N}$ , los movimientos ascendentes más intensos se localizan alrededor de  $115^{\circ}\text{W}$  y entre 400 y 300 hPa, mientras que en  $10^{\circ}\text{N}$  se encuentran aproximadamente en  $118^{\circ}\text{W}$  y 850 hPa. Estos patrones de velocidad vertical concuerdan con los patrones promedio de ROL y precipitación característicos de estos eventos de viento, los cuales fueron analizados en la sección anterior (ver Fig. 30).

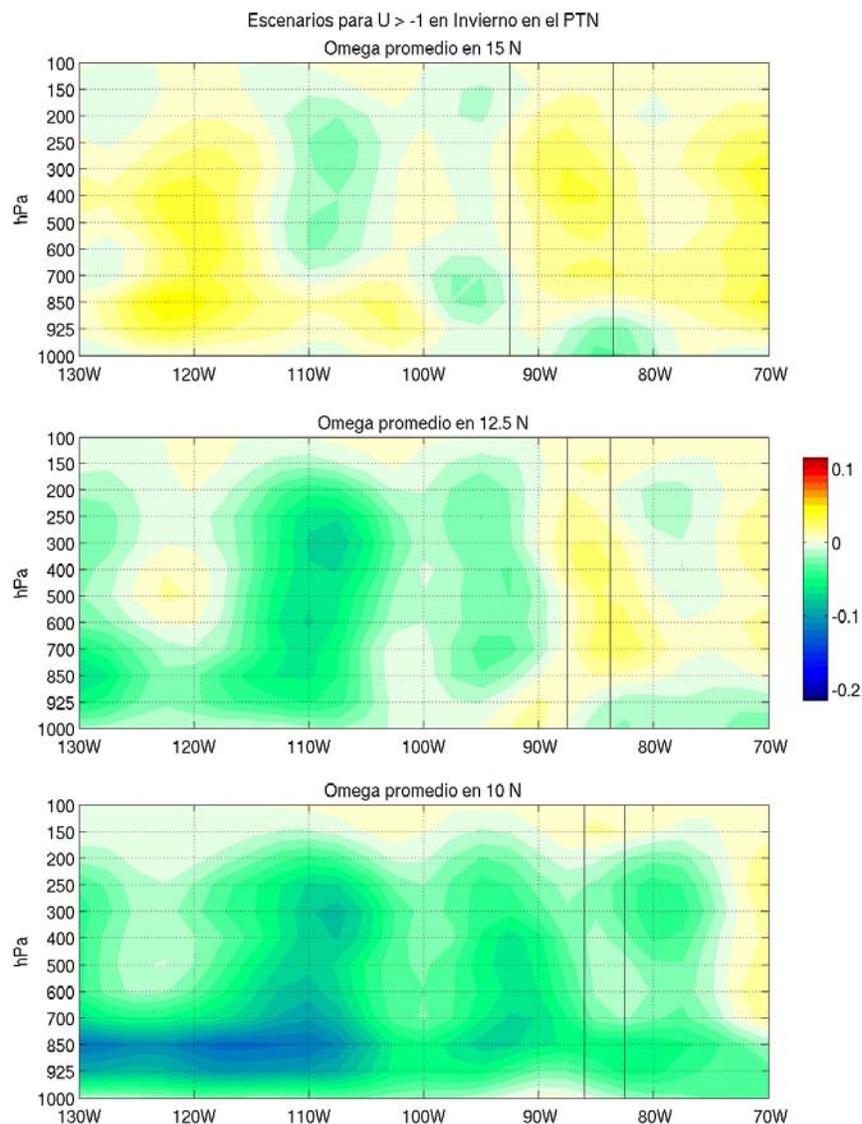
Sobre el Caribe occidental, cerca de la costa, se observan movimientos ascendentes intensos desde la superficie hasta alrededor de 700 hPa, sobre todo en  $15^{\circ}\text{N}$ , que pueden deberse a un efecto orográfico al chocar los intensos alisios del Caribe con la cordillera centroamericana. Los patrones promedio de ROL y precipitación de la Figura 30 muestran valores relativamente bajos de ROL y relativamente altos de precipitación en esta región.



**Figura 34.** Patrones característicos de omega (Pa/s) asociados con eventos de vientos intensos del este sobre la parte central del PTN durante el invierno en: a) 15°N, b) 12.5°N y c) 10°N. Los valores positivos (negativos) indican movimientos descendentes (ascendentes). Las líneas verticales representan los límites continentales en la latitud correspondiente.

Los patrones de omega cambian radicalmente cuando ocurren eventos de vientos débiles del este o vientos del oeste sobre la parte central del PTN en invierno (Fig. 35). En este caso, en lugar de subsidencia intensa, se observan movimientos de ascenso relativamente débiles en la parte oriental del PTN al este de 100°W, aunque sobre el continente, en 15°N y 12.5°N, aún se observan ligeros movimientos descendentes en gran parte de la columna de aire, con excepción de las capas cercanas a la superficie. Recordemos que el patrón de anomalías de PNM asociado con estos eventos específicos de viento (ver Fig. 27b) muestra una zona de anomalías negativas centrada en la parte occidental del

GM que pudiera favorecer condiciones de inestabilidad atmosférica en la región. En 15°N, la región occidental del PTN, al oeste de 110°W, se ve afectada por subsidencia débil, lo cual concuerda con los patrones promedio de ROL y precipitación característicos de estos eventos de viento (ver Fig. 31). Sobre todo en 12.5°N y 10°N, el patrón de velocidad vertical muestra cierta señal ondulatoria que no es evidente en las gráficas del caso anterior. Nuevamente, los movimientos ascendentes más pronunciados se observan en 10°N, al oeste de 105°W y alrededor de 850 hPa, los cuales están asociados con la convección más intensa sobre la ITCZ.

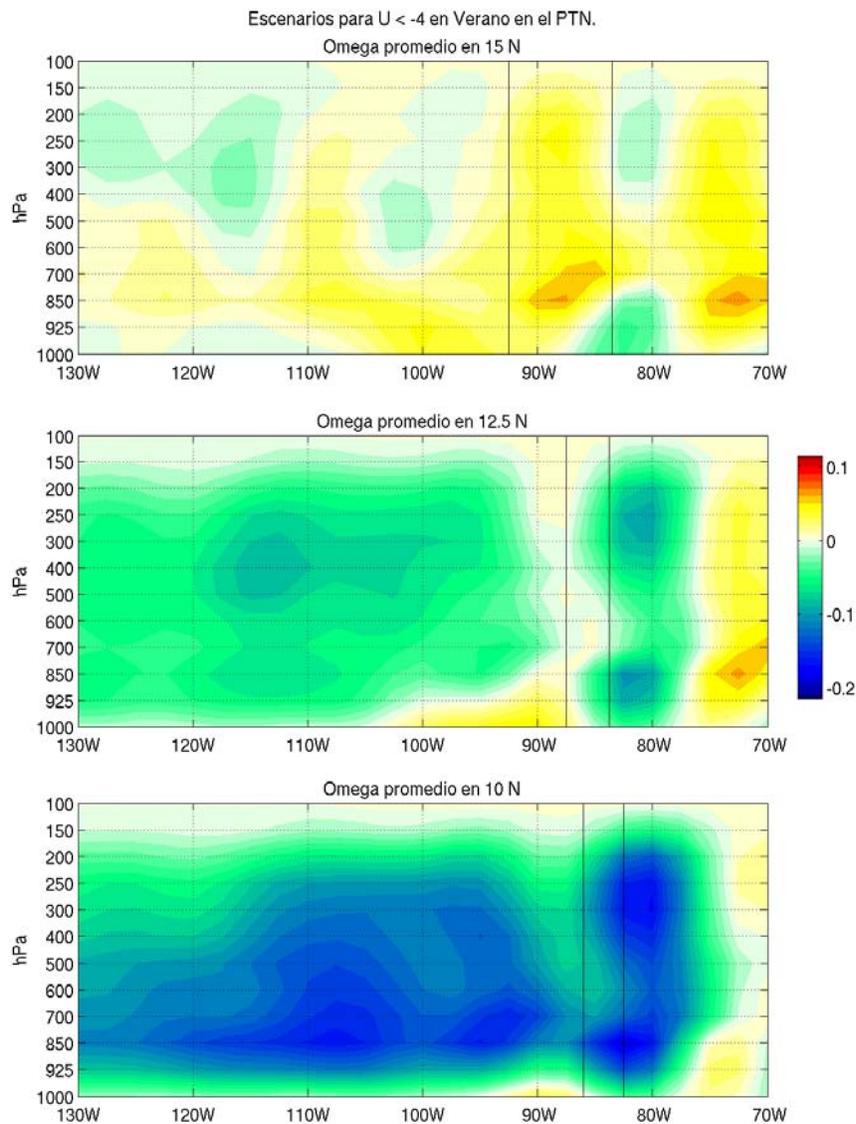


**Figura 35.** Patrones característicos de omega (Pa/s) asociados con eventos de vientos débiles del este o vientos del oeste sobre la parte central del PTN durante el invierno en: a) 15°N, b) 12.5°N y c) 10°N. Los valores positivos (negativos) indican movimientos descendentes (ascendentes). Las líneas verticales representan los límites continentales en la latitud correspondiente.

## ii) Verano

En verano, los eventos de vientos intensos del este sobre la parte central del PTN tienen asociado el patrón de omega que se muestra en la Figura 36. En 15°N los movimientos descendentes abarcan gran parte de la atmósfera, observándose los valores más altos sobre el continente alrededor de 850 hPa y que están asociados con el patrón de anomalías de PNM característico de estos eventos de viento, el cual muestra una zona de anomalías positivas cuyo máximo se encuentra sobre la parte occidental del GM (ver Fig. 29a). Los movimientos de descenso sobre la costa oriental del PTN pueden estar asociados con la subsidencia de los intensos alisios del Caribe al descender por las laderas occidentales de la cordillera (como se mencionó en el caso equivalente para el invierno). Sin embargo, los movimientos descendentes en 15°N abarcan una región que se extiende considerablemente hacia el oeste, lo cual concuerda con la hipótesis de que la circulación hacia el oeste durante el verano, aunada a la intensificación de los *jets*, inhibe la penetración hacia el norte de la ITCZ en la parte centro-oriental del PTN. Los movimientos ascendentes en 15°N son débiles y aparecen generalmente por encima de 600 hPa, y en las capas cercanas a la superficie en la parte occidental del PTN (al oeste de 110°W) que pudieran estar asociados con el ensanchamiento de la zona de convergencia en esta región a mitad del verano (ver Fig. 7). En general, este patrón de omega indica que las condiciones no son favorables para el desarrollo de convección profunda en esta latitud (y más cerca del continente en 12.5°N) cuando ocurren vientos intensos del este sobre la parte central del PTN durante el verano. Estos resultados concuerdan con los patrones característicos de ROL y precipitación que se analizaron en la sección anterior (ver Fig. 32).

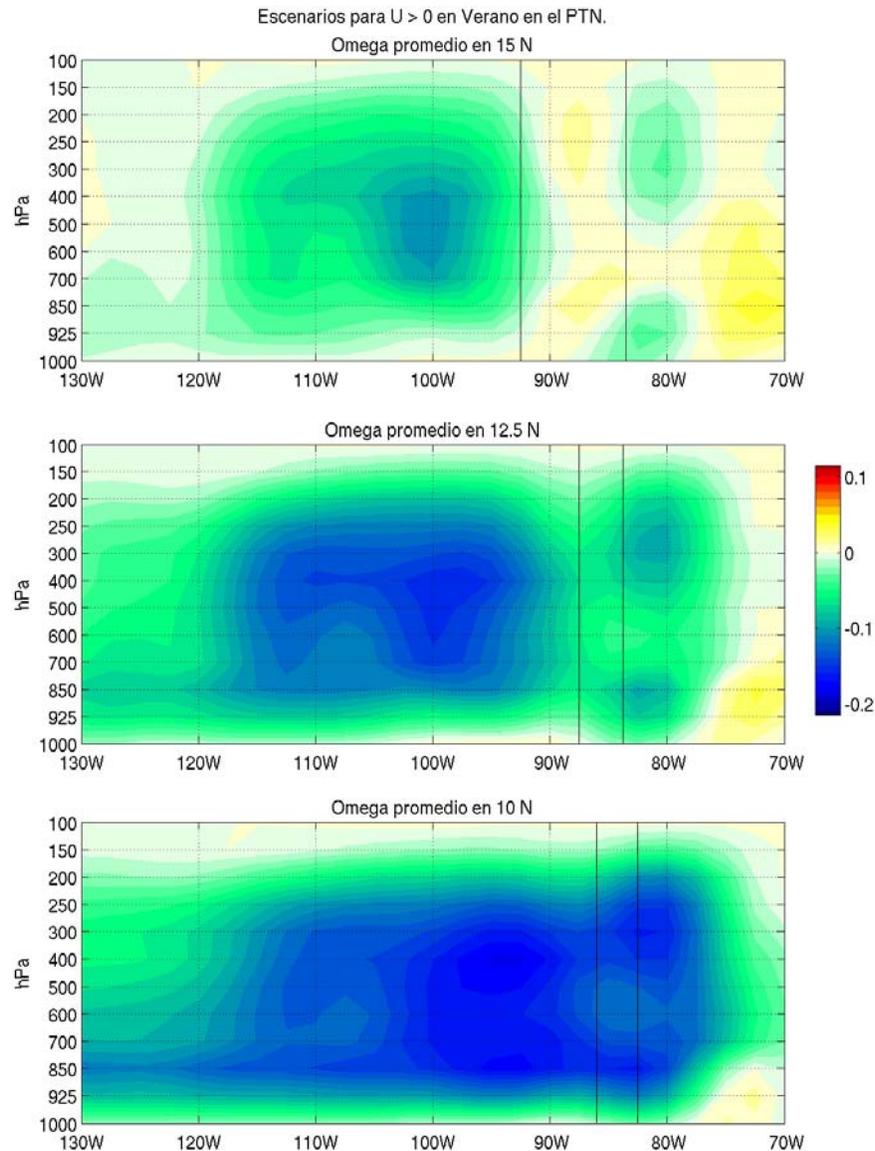
En 12.5°N, aún cuando predominan los movimientos ascendentes, éstos son relativamente débiles comparados con los que se observan en 10°N; asimismo, sobre la parte oriental del PTN y la región continental adyacente se observan movimientos de descenso que no favorecen la convección. La influencia de la ITCZ es evidente en 10°N, donde predominan los movimientos ascendentes intensos principalmente por encima de 850 hPa. Sin embargo, al este de ~90°W dichos movimientos ascendentes son débiles y aún se distinguen valores positivos muy cerca de la superficie, los cuales pudieran estar relacionados con el Domo de Costa Rica.



**Figura 36.** Patrones característicos de omega (Pa/s) asociados con eventos de vientos intensos del este sobre la parte central del PTN durante el verano en: a) 15°N, b) 12.5°N y c) 10°N. Los valores positivos (negativos) indican movimientos descendentes (ascendentes). Las líneas verticales representan los límites continentales en la latitud correspondiente.

En el caso de eventos de vientos del oeste sobre la parte central del PTN durante el verano, el patrón de omega asociado (Fig. 37) muestra características muy diferentes a las del caso anterior. Por ejemplo, en 15°N los movimientos ascendentes dominan al este de 120°W, siendo más intensos en 100°W, entre 600 y 400 hPa, y los movimientos de descenso sobre la región continental son muy débiles. Los movimientos de ascenso más importantes en 12.5° y 10°N también se localizan al este de 120°W; en 12.5°N se observan dos núcleos de movimientos de ascenso máximos, uno alrededor de

110°W entre 400 y 300 hPa, y el otro alrededor de 100°W entre 600 y 400 hPa, mientras que en 10°N el núcleo de movimientos ascendentes más intensos se localiza alrededor de 95°W y 400 hPa. En general, este patrón de omega muestra condiciones favorables para el desarrollo de convección profunda cuando ocurren vientos del oeste sobre la parte central del PTN, lo cual concuerda con los resultados obtenidos en las secciones previas (ver Figs. 29b y 33).



**Figura 37.** Patrones característicos de omega (Pa/s) asociados con eventos de vientos del oeste sobre la parte central del PTN durante el verano en: a) 15°N, b) 12.5°N y c) 10°N. Los valores positivos (negativos) indican movimientos descendentes (ascendentes). Las líneas verticales representan los límites continentales en la latitud correspondiente.

## CAPÍTULO IV

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La circulación de niveles bajos en el Pacífico Tropical Nororiental (PTN) está afectada por tres sistemas de viento principales: los vientos alisios del norte, los alisios del sur y los *jets* de viento que se generan al cruzar el aire a través de los pasos montañosos en Tehuantepec, Papagayo y Panamá. La evolución estacional de estos sistemas de viento, estrechamente relacionada con las variaciones de la TSM, determina la circulación de niveles bajos sobre el PTN en esta escala de tiempo. Los datos de viento del escaterómetro QSCAT muestran que los alisios del norte y del sur varían en intensidad y penetración sobre el PTN, provocando el desplazamiento meridional de la ITCZ a lo largo del año (Fig. 2). Los alisios del sur y la ITCZ alcanzan su máxima penetración hacia el norte en Septiembre, cuando los alisios del norte son débiles, y su retracción máxima hacia el sur en Marzo, cuando los alisios del norte son más intensos. Los *jets* de viento de Tehuantepec y Papagayo también muestran una variación estacional, siendo más intensos durante el invierno y más débiles en el verano; sin embargo, muestran una ligera intensificación durante Julio y Agosto y vuelven a disminuir en Septiembre.

Conjuntamente con la variación intraestacional de los *jets*, la circulación de niveles bajos sobre la parte central del PTN muestra cambios de dirección durante el verano, observándose vientos débiles hacia el este en Junio, vientos hacia el oeste en Julio y Agosto, y nuevamente vientos hacia el este en Septiembre (Fig. 2). Al inicio del verano, la ITCZ se encuentra desplazada hacia el norte y los vientos intensos del sur adquieren una componente hacia el este, incrementándose el transporte de humedad hacia el continente. Sin embargo, la circulación de niveles bajos a mitad del verano, aunada a la intensificación de los *jets* de viento en esta época del año, se extiende varios cientos de kilómetros hacia el oeste en la parte central del PTN produciendo una disminución del transporte de humedad hacia el continente (Fig. 6) e inhibiendo la penetración de la ITCZ hacia el norte en la región centro-oriental del PTN (Figs. 2 y 7). Esta evolución de la circulación atmosférica presenta una alta correlación con el ciclo anual de la precipitación en la región oriental del PTN, el centro-sur de México y Centroamérica, donde los máximos de precipitación que ocurren en Junio y Septiembre coinciden con vientos del oeste y la reducción en la tasa de precipitación que se observa a mediados de la estación lluviosa (fenómeno conocido como canícula o sequía de medio verano) coincide con vientos del este en la región central del PTN (Fig. 4).

Los patrones de presión a nivel del mar (PNM) que influyen sobre la circulación en el PTN en escala estacional se caracterizan, durante el invierno, por la presencia de un sistema de alta presión sobre el sureste de los E.U.A., una alta subtropical intensa en la parte nororiental del Atlántico norte y una alta subtropical relativamente débil sobre el PTN (Figs. 14a-b, 14k-l). Este patrón de PNM induce un fuerte gradiente meridional de presión sobre la parte sur de México, Centroamérica y el mar Caribe que favorece la generación del *jet* de Tehuantepec al incrementar las diferencias de presión entre el Golfo de México (GM) y el Golfo de Tehuantepec (GT), y del *jet* de Papagayo al incrementar el gradiente meridional de presión en el Caribe occidental. Cabe señalar que el análisis de las diferencias de presión a través del paso montañoso en Papagayo (e.d., de las diferencias zonales de presión entre el Caribe occidental y la región oriental del PTN) y de las diferencias meridionales de presión en el Caribe occidental (Figs. 18b-c), indica que estas últimas son las que favorecen la generación del *jet* de Papagayo ya que la orientación zonal del paso en la cordillera propicia el encañonamiento de los vientos alisios a través de éste.

El patrón de PNM característico de invierno cambia hacia el verano, mostrando una variación intraestacional durante esta época del año. Las condiciones promedio de PNM a mitad del verano están representadas por intensas altas subtropicales en el Atlántico y Pacífico del norte, ambas desplazadas hacia el oeste con respecto a las condiciones de invierno, que producen un incremento de la PNM tanto en el GM como en el GT (Figs. 14g-h, 15 y 17). El incremento de la PNM es mayor en el GM que en el GT debido a la influencia de la alta subtropical del Atlántico (AAB), provocando que las diferencias de presión entre ambos golfos aumenten y favorezcan la generación del *jet* de Tehuantepec en Julio-Agosto (Fig. 17). Asimismo, la intensificación y desplazamiento hacia el oeste de la AAB produce un incremento del gradiente meridional de presión en el Caribe occidental y vientos alisios intensos que favorecen la generación del *jet* de Papagayo durante estos meses (Fig. 18). El patrón de anomalías de la PNM para el mes de Julio con respecto al patrón promedio de verano (JJAS), muestra una franja de anomalías positivas sobre el Atlántico que se extiende del noreste hacia el suroeste penetrando hacia el GM y llegando hasta las costas del Pacífico mexicano (Fig. 16). Este patrón favorece subsidencia sobre el GM y las regiones adyacentes y flujo del este sobre el Caribe y la parte oriental del PTN. Anomalías negativas sobre el noreste del continente, contribuyen a la elongación hacia el suroeste de la franja de anomalías positivas en el Atlántico.

Superpuestos a estas condiciones medias de escala estacional e intraestacional, ocurren eventos

de vientos intensos de alta frecuencia, tanto en Tehuantepec y Papagayo como en la parte centro-oriental del PTN. En invierno, estos eventos son producidos por la intrusión hacia el GM y el mar Caribe de sistemas de alta presión provenientes del noroeste de Norteamérica (Fig. 26a) y, durante el verano, están relacionados con el desarrollo de una alta presión sobre el GM debida a la penetración hacia el oeste de la alta subtropical del Atlántico y a la posible influencia de sistemas de alta presión provenientes de Norteamérica (Fig. 28a).

En escala sinóptica, los cambios en la circulación de niveles bajos en la parte central del PTN durante el verano son evidentes en las series de tiempo de los promedios diarios de la componente zonal del viento en esa región (Fig. 24), las cuales muestran esta característica año con año. Sin embargo, estas series de tiempo muestran importantes variaciones interanuales en cuanto a los momentos de inicio y término de las condiciones de verano. En este sentido, los meses de Junio y Octubre son los que presentan mayor variación interanual de los vientos zonales en la parte central del PTN. Es notable la alta correlación que existe, tanto en escala intraestacional como sinóptica, entre los vientos zonales en la región central del PTN y la tasa de precipitación en las regiones que se ven afectadas por el fenómeno de la canícula, en la parte oriental del PTN, el centro-sur de México y la región occidental de Centroamérica (Figs. 24 y 25). Aún las fluctuaciones en la precipitación observadas dentro del mismo período de la canícula coinciden con cambios en los vientos zonales en el PTN.

El análisis de los patrones característicos de PNM, ROL, precipitación y velocidad vertical asociados con eventos específicos de viento de escala sinóptica sobre la parte central del PTN durante el verano (Figs. 28, 29, 32, 33, 36 y 37), concuerdan con la idea de que el fenómeno de la canícula es el resultado de patrones de gran escala que favorecen la disminución de la precipitación a la mitad de la estación lluviosa. Los resultados de este trabajo indican que los procesos involucrados en el desarrollo de la canícula son los siguientes: 1) Intensificación y penetración hacia el oeste del sistema de alta presión del Atlántico subtropical; 2) Reforzamiento de la alta presión sobre el GM por la influencia de sistemas remotos y/o que se desarrollan localmente; 3) Intensificación del gradiente meridional de presión en el Istmo de Tehuantepec y el Caribe occidental que genera vientos relativamente intensos a través de los pasos montañosos en Tehuantepec y Papagayo; 4) Patrón de PNM que favorece el desarrollo de circulación dirigida hacia el oeste sobre la parte central del PTN; 5) Alisios intensos en el Caribe que al descender sobre las laderas occidentales provocan subsidencia y disminución de la

humedad relativa del aire. Los procesos mencionados en 1) y 2) provocan subsidencia de aire seco sobre el GM y las regiones adyacentes, condiciones que no favorecen el desarrollo de la convección sobre todo en regiones del litoral oriental. Los procesos en 3) y 4) inhiben la penetración de los alisios del sur en la parte oriental del PTN y disminuyen el transporte de humedad hacia el continente lo cual, aunado al proceso 5), disminuyen la precipitación sobre la región oriental del PTN y las regiones continentales adyacentes del centro-sur de México y Centroamérica.

En conclusión, tanto en escala estacional como intraestacional y sinóptica, se observa una alta correlación entre los vientos zonales en la parte central del PTN, los *jets* de viento de Tehuantepec y Papagayo, los gradientes meridionales de presión en la región del Istmo de Tehuantepec y el mar Caribe, y la precipitación en las regiones en donde se observa el fenómeno de la canícula. Los procesos de gran escala en el Pacífico y Atlántico del norte, como el desplazamiento e intensificación de las altas subtropicales, contribuyen de manera muy importante en la variabilidad de la circulación en el PTN en distintas escalas espaciales y temporales, afectando los *jets* de viento, los transportes de humedad en los niveles bajos de la atmósfera y la precipitación en la región. El desarrollo y penetración de los sistemas de alta presión sobre el GM durante el verano, así como su variabilidad interanual en número, duración e intensidad, aún no se comprenden totalmente y, a la luz de los resultados de este trabajo, requieren estudiarse con más detalle. De forma análoga, debe profundizarse en el estudio de la relación entre estos procesos de gran escala y los procesos de menor escala como las interacciones locales entre el océano y la atmósfera.

## REFERENCIAS

- Alvarez, L. G., A. Badan-Dangon y A. Valle, 1989: On coastal currents off Tehuantepec. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, **29**, 89–96.
- Amador, J. A., E. J. Alfaro, O. G. Lizano y V. O. Magaña, 2006: Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress in Oceanography*, **69** (2-4), 101-142.
- Barton, E. D. y Coautores, 1993: Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography*, **6**, 23–30.
- Bielli, S. y D. L. Hartmann, 2004: On wind, convection, and SST variations in the northeastern tropical Pacific associated with the Madden-Julian oscillation. *Journal of Climate*, **17**, 4080-4088.
- Bordoni, S., P. E. Ciesielski, R. H. Johnson, B. D. McNoldy y B. Stevens, 2004: The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT, *Geophys. Res. Letters*, Vol. 31, L10109, doi:10.1029/2004GL020009.
- Bourassa, M. A., L. Zamudio y J. O'Brien, 1999: Noninertial flow in NSCAT observations of Tehuantepec winds. *J. Geophys. Res.*, **104**(C5), 11 311–11 319.
- Bourassa, M. A., D. M. Legler, J. J. O'Brien y S. R. Smith, 2003: SeaWinds Validation with research vessels. *J. Geophys. Res.*, **108**(C2), 3019, doi:10.1029/2001JC001028.
- Chelton, D. B., M. H. Freilich y S. K. Esbensen, 2000a: Satellite observations of the wind *jets* off the Pacific coast of Central America. Part I: Case studies and statistical characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1993–2018.
- , —, y —, 2000b: Satellite observations of the wind *jets* off the Pacific coast of Central America. Part II: Regional relationships and dynamical considerations. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2019–2043.
- Chelton, D. B., S. K. Esbensen, M. G. Schlax, N. Thum y M. H. Freilich, 2001: Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific. *J. Climate*, **14**, 1479-1498.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich y R. F. Milliff, 2004: Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds, *Science*, **303**, 978-983.
- Chen, P., M. P. Hoerling y R. M. Dole, 2001: The origin of the subtropical anticyclones. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1827-1835.
- Clarke, A. J., 1988: 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.

- Curtis, S., 2002: Interannual variability of the bimodal distribution of summertime rainfall over Central America and tropical storm activity in the far-eastern Pacific. *Clim. Res.*, **22**, 141-146.
- , 2004: Diurnal cycle of rainfall and surface winds and the mid-summer drought of Mexico/Central America. *Clim. Res.*, **27**, 1-8.
- Ebuchi, N., H. C. Graber y M. J. Caruso, 2002: Evaluation of wind vectors observed by QuikSCAT/SeaWinds using ocean buoy data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**(12), 2049-2062.
- Geerts, B. y M. Wheeler, 1998: *The Madden-Julian oscillation* en <http://www-das.uwyo.edu/~geerts/cwx/notes/chap12/mjo.html>.
- Inoue, M., I. C. Handoh y G. R. Bigg, 2002: Bimodal distribution of tropical cyclogenesis in the Caribbean: Characteristics and environmental factors. *J. Climate*, **15**, 2897-2905.
- John, V. O., S. A. Buehler, A. von Engeln, P. Eriksson, T. Kuhn, E. Brocard y G. Koenig-Langlo, 2006: Understanding the variability of clear-sky outgoing long-wave radiation based on ship-based temperature and water vapour measurements. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (2006), **132**, pp. 2675–2691, doi: 10.1256/qj.05.70
- Kalnay, E. y Coautores, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino y G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Met. Soc.*, **83**, 1631-1643.
- Kessler, W. S., 2002: Mean three-dimensional circulation in the northeast tropical Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2457-2471.
- Kessler, W. S., 2006: The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, **69** (2-4), 181-217.
- Knaff, J. A., 1997: Implications of summertime sea level pressure anomalies in the tropical Atlantic region. *J. Climate*, **10**, 789-804.
- Lavín, M. F. y Coautores, 1992: Física del Golfo de Tehuantepec. *Cienc. Desarrollo*, **17**, 97–108.
- Lin, Y.-L., 2007: Mesoscale Dynamics. Cambridge University Press.
- Liu, Y. y G. Wu, 2004: Progress in the study on the formation of the summertime subtropical anticyclones. *Advances in Atmos. Sci.*, **21**(3), 322-342.
- Lluch-Cota, S. E., S. Alvarez-Borrego, E. M. Santamaría del Angel, F. E. Muller-Karger y S. Hernández-Vázquez, 1997: The Gulf of Tehuantepec and adjacent areas: Spatial and temporal variation of satellite-derived photosynthetic pigments. *Cienc. Mar.*, **23**, 329–340.

- Magaña, V., J. Amador y S. Medina, 1999: The midsummer drought over Mexico and Central America. *J. Climate*, **12**, 1577–1588.
- Magaña, V. y E. Caetano, 2005: Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02803, doi:10.1029/2004GL021033.
- Maloney, E. D. y D. L. Hartmann, 2000: Modulation of Eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, **13**, 1451-1460.
- McCreary, J. P., H. S. Lee y D. B. Enfield, 1989: The response of the coastal ocean to strong offshore winds: With application to circulations in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo. *J. Mar. Res.*, **47**, 81–109.
- McNoldy, B. D., P. E. Ciesielski, W. H. Schubert y R. H. Johnson, 2004: Surface winds, divergence, and vorticity in stratocumulus regions using QuikSCAT and reanalysis winds, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L08105, doi:10.1029/2004GL019768.
- Milliff, R. F., J. Morzel, D. B. Chelton y M. H. Freilich, 2004: Wind stress curl and wind stress divergence biases from rain effects on QSCAT surface wind retrievals. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 1216-1231.
- Miyasaka, T. y H. Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the Northern Hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, **18**, 5046-5065.
- Mosiño, P. A. y E. García, 1966: Evaluación de la sequía intraestival en la República Mexicana. En: Enriqueta García, Antología. Instituto de Geografía, UNAM. Orellana y Vidal Eds., 59-74.
- Muller-Karger, F. E. y C. Fuentes-Yaco, 2000: Characteristics of wind-generated rings in the eastern tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **105**, 1271–1284.
- Parmenter, F. C., 1970: Picture of the month: A "Tehuantepecer". *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 479.
- Raymond, D. J., C. S. Bretherton y J. Molinari, 2006: Dynamics of the intertropical convergence zone of the East Pacific. *J. Atmospheric Sciences*, **63**, 582-597.
- Roden, G. I., 1961: On the wind driven circulation in the Gulf of Tehuantepec and its effect upon surface temperatures. *Geofis. Int.*, **1**(3), 55–76.
- Romero-Centeno, R., J. Zavala-Hidalgo, A. Gallegos y J. J. O'Brien, 2003: Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Climate*, **16**, 2628-2639.
- Romero-Centeno, R., J. Zavala-Hidalgo y G. B. Raga, 2007: Midsummer gap winds and low-level circulation over the Eastern Tropical Pacific. *J. Climate*, **20**, 3768-3784.
- Schultz, D. M., W. E. Bracken, L. F. Bosart, G. J. Hakim, M. A. Bedrick, M. J. Dickinson y K. R. Tyle, 1997: The 1993 superstorm cold surge: Frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Mon.*

- Wea. Rev.*, **125**, 5–39; Corrigendum, 125, 662.
- Steenburgh, W. J., D. M. Schultz y B. A. Colle, 1998: The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2673–2691.
- Stumpf, H. G., 1975: Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 383–388.
- , y R. V. Legeckis, 1977: Satellite observations of mesoscale eddy dynamics in the eastern tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 648–658.
- Trasviña, A., E. D. Barton, J. Brown, H. S. Velez, P. M. Kosro y R. L. Smith, 1995: Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. *J. Geophys. Res.*, **100**, 20 649–20 663.
- Xie, S-P., H. Xu, W. S. Kessler y M. Nonaka, 2005: Air-sea interaction over the eastern Pacific warm pool: Gap winds, thermocline dome, and atmospheric convection. *J. Climate*, **18** (1), 5-20.
- Xu, H., S-P. Xie, Y. Wang y R. J. Small, 2005: Effects of Central American Mountains on the Eastern Pacific Winter ITCZ and Moisture Transport. *J. Climate*, **18**, 3856-3873.
- Yang, F., A. Kumar y W. Wang, 2001: Seasonal dependence of surface wind stress variability on SST and precipitation over the tropical Pacific, *Geophys. Res. Letters*, **28** (16), 3171-3174.
- Zamudio, L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger, S. L. Morey, J. J. O'Brien, C. E. Tilburg y J. Zavala-Hidalgo, 2006: Interannual variability of Tehuantepec eddies. *J. Geophys. Res.*, **111**, C05001, doi:10.1029/2005JC003182.