

Tesis defendida por
Jessica Martínez Jiménez
y aprobada por el comité

Dr. Julio Sheinbaum Pardo

Director del Comité

Dra. María Tereza Cavazos Pérez

Miembro del Comité

Dr. Juan Carlos Herguera García

Miembro del Comité

Dra. Sarah Justine Berthet

Miembro del Comité

Dr. Jesús Manuel Figueroa Rodríguez

Coordinador

Programa de Posgrado en Oceanografía
Física

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales

Director

Dirección de Estudios de Posgrado

31 de mayo de 2013

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA



Programa de Posgrado en Ciencias
En Oceanografía Física

Representación de la sequía intra-estival para el sur de México y Centroamérica con datos
ERA-Interim reanálisis, con énfasis en la circulación en superficie

Tesis
que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:
Jessica Martínez Jiménez

Ensenada, Baja California, México, mayo de 2013

Resumen de la tesis de Jessica Martínez Jiménez, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física. Ensenada, Baja California, México. Mayo de 2013

Representación de la sequía intra-estival para el sur de México y Centroamérica con datos ERA-Interim reanálisis, con énfasis en la circulación de superficie

Resumen aprobado por:

Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Director de Tesis

El ciclo anual de precipitación en el sur de México y Centroamérica presenta un máximo en junio, un mínimo relativo en julio-agosto, y un segundo máximo entre septiembre y principios de octubre. El mínimo en precipitación de esta distribución bimodal se conoce con el nombre de sequía intra-estival o canícula. Para investigar el comportamiento de la precipitación en esta zona, se utilizó la nueva versión del reanálisis ERA-Interim del European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) para generar climatologías de la precipitación, presión atmosférica a nivel del mar, vector de viento en superficie además otras variables de interés y representar los principales sistemas atmosféricos de latitudes tropicales. Posteriormente se definieron las fases que conforman la sequía intra-estival, donde la fase 1 corresponde al primer máximo de precipitación, la fase 2 al mínimo y la fase 3 al segundo máximo de precipitación al final del verano. Con base en estas fases se realizaron compuestos de las condiciones promedio y anomalías respecto del promedio de verano (junio-septiembre de 1979-2010) con la finalidad de analizar cuáles son las condiciones atmosféricas que prevalecen en cada fase, así como los forzamientos locales y de gran escala que propician la canícula y determinar la circulación en superficie. En la distribución bimodal de la precipitación, la primera fase o máximo de precipitación se debe principalmente a la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) que migra al norte durante el verano. La fase 2 se origina por una combinación de factores, por una parte la oscilación meridional del sistema de alta presión del Atlántico subtropical y su extensión al oeste durante el verano fortalece los vientos alisios y al jet de bajos niveles del Caribe, dando lugar a anomalías de viento en superficie del este en el Pacífico oriental tropical; esto a su vez incita un desplazamiento al sur de la ZCIT. Por otra parte, las anomalías de alta presión sobre el Golfo de México son remanentes de la extensión al oeste de la alta presión del Atlántico subtropical, que favorece la divergencia en los niveles bajos de la atmósfera inhibiendo la convección en el sur de México e incrementando la temperatura superficial del mar durante la fase 2. Posteriormente, el debilitamiento de las anomalías de alta presión y las altas temperaturas en la superficie del mar fomentan la convección en la fase 3, junto con la entrada de flujo de aire del oeste y la migración al norte de la ZCIT se origina el segundo máximo de precipitación. Por lo que en el reanálisis ERA-Interim, el sistema de alta presión del Atlántico y la ZCIT son los principales moduladores de gran escala en el desarrollo de la sequía intra-estival, mientras que las anomalías de alta presión sobre el Golfo de México y el fortalecimiento del jet de bajos niveles del Caribe constituyen un forzamiento local importante.

Palabras clave: sequía intra-estival, alta presión del Atlántico subtropical, ZCIT, reanálisis ERA-Interim

Abstract of the thesis presented by Jessica Martínez Jiménez, in partial fulfillment of the requirement of the degree of Master in SCIENCE in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, México. May. 2013.

Representation of midsummer drought for southern Mexico and Central America with ERA-Interim reanalysis data, with emphasis on the surface circulation

Abstract approved by:

Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Thesis adviser

The annual cycle of precipitation in southern Mexico and Central America presents a maximum in June, a relative minimum in July-August, and a second maximum between September and early October. The minimum of this bimodal distribution is known as the midsummer drought or *canícula*. To investigate this process, the new version of the ERA-Interim reanalysis of the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) was used. First, the climatology of precipitation, atmospheric pressure at sea level, wind vector at the surface and other variables of interest was obtained. The results represent the main large-scale weather systems in tropical latitudes. Subsequently, we determined the phases comprising the midsummer drought, where phase 1 corresponds to the first maximum in precipitation, phase 2 to the minimum, and phase 3 to the second maximum at the end of summer. Based on this separation, phase composites were obtained of mean conditions as well as anomalies from average summer conditions (June-September from 1979 to 2010) in order to analyze the weather conditions prevailing in each phase, as well as the local and large scale forcings important for the midsummer drought and the surface circulation.

The first maximum of the bimodal distribution of precipitation (phase 1) is mainly due to the influence of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) that migrates northward during the boreal summer. The *canícula* (phase 2) is caused by a combination of factors: first, the meridional oscillation of the subtropical Atlantic high pressure and its westward extension during boreal summer, strengthens the trade winds and the low level Caribbean jet, leading to easterly anomalies in the surface winds in the eastern tropical Pacific, that in turn encourages a southward displacement of the ITCZ. Moreover, high pressure anomalies over the Gulf of Mexico, remnants of the west extension of the subtropical Atlantic high, aid the divergence in low levels of the atmosphere inhibiting convection in southern Mexico and increasing sea surface temperatures over the Gulf of Mexico during phase 2. Later on, during phase 3, weakened high pressure anomalies and high sea surface temperatures contribute to an increased convection, that together with westerly anomalies in the eastern Pacific and northward migration of the ITCZ induce the second maximum of precipitation. The high pressure system and the ITCZ are the main large-scale modulators for the development of midsummer drought in the ERA-Interim reanalysis, while high pressure anomalies over the Gulf of Mexico and a strengthened Caribbean low level jet are the key local forcing or features associated with it.

Keywords: Midsummer drought, subtropical Atlantic high pressure, ITCZ, ERA-Interim reanalysis.

*Porque después de todo he comprendido
que no se goza bien de lo gozado
sino después de haberlo padecido.*

*Porque después de todo he comprobado
que lo que tiene el árbol de florido
vive de lo que tiene sepultado.*

Santa Teresa de Ávila

A mi madre, mi hermana, mis abuelos,
mi papá y toda mi familia
por apoyarme en este camino

Agradecimientos

Al Dr. Julio Sheinbaum por sus enseñanzas, apoyo y paciencia durante la elaboración de esta tesis.

Gracias a la Dra. Tereza Cavazos, Dra. Sara Berthet y al Dr. Juan Carlos Herguera por sus comentarios y asesorías.

A mis profesores por sus clases y compartir sus conocimientos.

A mis compañeros de generación, del posgrados de oceanografía física y demás compañeros del CICESE.

A Juan por alentarme a seguir adelante pero sobre todo por su apoyo y comprensión en los momentos difíciles, a Brisia que se animó a emprender esta aventura conmigo, Angelica (uvis) gracias por toda la ayuda brindada desde mi llegada a Ensenada, y por sus asesorías y platicas que al igual que George ayudaron en la elaboración de esta tesis, a Erika, Moy, Argelia, Ena, Araceli, Rocío y Mauro por su amistad y ser un aliciente en los momentos de stress, y a mis grandes amigos de toda la vida Daniela y Roberto que aún en la distancia estuvieron presente.

Al CONACYT por la beca de posgrado otorgada.

Al Posgrado en Oceanografía Física del CICESE por el apoyo económico durante los meses septiembre-febrero del 2012-2013.

Al proyecto Estudio de la circulación en el talud del Golfo de México Occidental, por el apoyo económico.

Contenido

Resumen en español	i
Resumen en inglés	ii
Dedicatorias	iii
Agradecimiento	iv
Lista de figuras	vi
1 Introducción	1
I.1 Justificación	2
I.2 Objetivo general	2
I.3 Objetivos específicos	3
2 Circulación atmosférica en el sur de México y Centroamérica	4
2.1 Características de latitudes tropicales	4
2.2 Forzamientos atmosféricos	6
2.3 Sitio de estudio	10
3 Metodología	12
3.1 Datos	12
3.2 Método	14
4 Resultados	17
4.1 Circulación atmosférica media en verano	17
4.1.1 Precipitación	17
4.1.2 Zona de convergencia inter-tropical y sistemas semi-permanentes de alta presión	22
4.2 Señal de la sequía intra-estival	29
4.3 Fases de la sequía intra-estival	32
4.4 Sequía intra-estival o canícula	38
5 Discusión	47
6 Conclusiones	51
Referencias bibliográficas	53

Lista de figuras

Figura		Página
1	Figura 1. Vector de viento medio a 925 hPa (ms^{-1}) para el mes de julio durante 1958-1998 con datos de NCEP/NCAR Reanalysis (Tomado de Amador <i>et al.</i> , 2006).	6
2	Patrones de circulación en la baja troposfera, de lado izquierdo el modelo baroclínico lineal y en la derecha el reanálisis NCEP/NCAR, en la fase 1 antes de la canícula (a) y (b), fase 2 durante la canícula (c) y (d), fase 3 después de la canícula (e) y (f). Los contornos de presión en superficie están en intervalos de 0.2 hPa (a-d) y de 0.4 hPa (e y f). Los contornos oscuros corresponden a valores negativos y la escala de las flechas es de 2 m s^{-1} (Tomado de Small, 2007).	7
3	Climatología de vientos a 925 hPa, de lado derecho (julio) y de lado izquierdo (febrero), arriba NARR y abajo ERA-40, en el período 1979-2001. La referencia de las flechas es de 10 m s^{-1} y las áreas sombreadas corresponden a la magnitud del vector (m s^{-1}). (Tomado de Muñoz <i>et al.</i> , 2008).	8
4	Esquema de los principales forzamientos remotos que describen la canícula. La elipse gruesa denota la zona donde se presenta las lluvias y la baja presión, las elipses paralelas la reducción de la precipitación y la alta presión y la elipse delgada una baja térmica, (Small, 2007).	9
5	Esquema de la relación local temperatura superficial del mar – radiación de solar – convección, (Magaña, <i>et al.</i> 1999).	9
6	Ubicación geográfica de la zona de estudio, para captar la influencia de diversos sistemas atmosféricos de gran escala; en rojo el área donde se presenta la sequía intra-estival.	11
7	Climatología mensual (enero-diciembre, a-l) de la precipitación acumulada (mm), de 1979-2010 de acuerdo al ERA-Interim Reanálisis.	19
8	Climatología mensual de la temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$), (enero-diciembre, a-l) del período 1979-2010 del reanálisis ERA-Interim.	21

Figura		Página
9	Climatología mensual de la radiación onda larga (Wm^{-2}), en el período de 1979-2010 con base en el reanálisis Era-Interim. . .	24
10	Climatología mensual (enero-diciembre, a-l) de la presión en superficie a nivel del mar (mb) del reanálisis ERA-Interim de 1979-2010.	26
11	Climatología del vector de viento en superficie (ms^{-1}), vector de referencia (5m/s), (enero-diciembre, a-l) en el período 1979-2010 de acuerdo al reanálisis ERA-Interim.	28
12	Distribución climatológica quincenal de precipitación acumulada (mm/15días), para áreas promediadas cada $4.9^{\circ} \times 4.9^{\circ}$. El cuadro rojo delimita la región donde la señal de la sequía intra-estival es significativa.	30
13	Distribución quincenal de la precipitación acumulada (mm/15días) de 1979-2010, promediado para la región con canícula significativa, cuadro rojo de la figura 12.	31
14	Anomalías de precipitación (mm/15días) y del vector de viento en superficie (m/s, vector de referencia 1m/s) respecto del promedio de verano que corresponde de junio-septiembre de 1979-2010, en las tres fases que forman la canícula, a) fase 1 (antes de la canícula), b) fase 2 (canícula) y c) fase 3 (post-canícula).	32
15	Anomalías del vector de viento (m/s, vector de referencia 2 m/s) a 200 mb respecto del promedio de verano (junio-septiembre de 1979-2010), inciso a) fase 1, b) fase 2 y c) fase 3.	34
16	Corte vertical de las anomalías de la velocidad vertical (ω , mb/s) respecto del promedio de verano (junio-septiembre de 1979-2010); los valores negativos indican velocidades hacia arriba (asociados a convergencia) y los valores positivos velocidades hacia abajo (subsistencia), en las tres fases de la canícula a) fase 1, b) fase 2 e inciso c) fase 3.	35
17	Compuestos del promedios de la temperatura superficial del mar ($^{\circ}C$), para las tres fases de la canícula, a) fase 1 (antes de la canícula), b) fase 2 (canícula) y c) fase 3 (post-canícula).	37

Figura		Página
18	Anomalías respecto del promedio de verano (junio-septiembre de 1979-2010) de presión en superficie (líneas de contornos de 1.5 a 1.5 cada .25 mb), y de la temperatura superficial del mar (°C, en color), 15 días antes de a) fase 1, d) fase 2 y g) fase 3, durante b) fase 1, e) fase 2 y h) fase 3, y 15 días después de cada fase (incisos c, f e i respectivamente).	39
19	<i>Composites</i> del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$, en N/m ²), para las tres fases que forman la canícula, a) fase 1 (antes de la canícula), b) fase 2 (canícula) y c) fase 3 (post-canícula).	40
20	Promedios de la vorticidad relativa (s ⁻¹) a 1000 mb, inciso a) fase 1, b) fase 2 y c) fase 3, del reanálisis ERA-Interim.	41
21	Divergencia del flujo de humedad ($\nabla \cdot Q = \frac{1}{g} \int_{200}^{ps} \nabla \cdot (qu) dp$, kgkg ⁻¹ /s ⁻¹) en color y vectores del flujo de humedad (qu , vectores de referencia 150 kgkg ⁻¹ ms ⁻¹), graficado 15 días antes de la fase 1 inciso a), d) fase 2, y g) fase 3, durante b) fase 1, e) fase 2 y h) fase 3, 15 días después de cada fase, c) fase 1, f) fase 2 e i) fase 3. Los valores positivos indican divergencia y negativos convergencia de humedad.	42
22	Anomalías respecto del promedio de verano (junio-septiembre de 1979-1020) de temperatura potencial (°C) cada 5 días de mayo a octubre, a) 200 mb, b) 500 mb, c) 850 mb y d) 1000 mb.	44
23	Contornos de perturbación de la presión. El patrón está dominado por una baja sobre el flanco occidental de la zona de calentamiento y por una depresión ecuatorial. Una alta se encuentra en el hemisferio sur, Gill (1980).	46

1

Introducción

Un reanálisis es la simulación de un modelo del clima presente o pasado, que se apoya en la asimilación de datos observados. Los modelos utilizados sirven para interpolar las observaciones de forma físicamente coherente y obtener como resultado un conjunto de datos en una malla. El motivo que lleva a analizar (i.e. asimilar datos combinándolos con salidas del modelo produciendo un solo campo) varias veces los datos es para hacer un mejor uso de las observaciones que se emplean para inicializar los pronósticos numéricos del tiempo y también es una herramienta útil para la investigación atmosférica y oceánica, debido a que proporcionan un registro coherente de varios años de la circulación global o regional según la aplicación.

Los primeros proyectos de reanálisis fueron NCEP1 y ERA-40, sin embargo actualmente diversas instituciones han desarrollado reanálisis atmosféricos con mayor calidad, como resultado de mejores modelos, datos observados y métodos de asimilación. Los nuevos reanálisis provienen de centros como el National Centers for Environmental Prediction (NCEP), Japan Meteorological Agency (JMA), National Aeronautics and Space Administrations (NASA) y el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Estos nuevos reanálisis además de tener una gran variedad de productos, también cubren intervalos de tiempo más largos y una mejor resolución espacial y temporal (*Dee, et al. 2011*).

El ECMWF produjo un nuevo reanálisis global de la atmósfera denominado ERA-Interim que sustituye el reanálisis ERA-40, debido a errores encontrados en el proceso de asimilación de datos particularmente los de satélite. La mejora en este aspecto, dio como resultado una mejor representación del ciclo hidrológico, una circulación estratosférica más realista y una mejor coherencia temporal en diferentes escalas de tiempo. Además, la infraestructura técnica tuvo avances en el manejo de los datos observados, medidas de control de calidad, corrección del

sesgo y herramientas para monitorear el sistema de asimilación de datos y su rendimiento (Dee, *et al.*, 2011).

La nueva versión del reanálisis ERA-Interim será la base de este proyecto de tesis, que servirá para analizar la representación de la sequía intra-estival (conocida también como canícula) en México y Centroamérica. La canícula se define como una disminución en la precipitación durante la mitad del verano, se caracteriza por una distribución bimodal en el ciclo anual de precipitación con dos máximos relativos en junio y septiembre-octubre y un mínimo durante julio-agosto, alcanzando una reducción en la precipitación de hasta el 40%. La sequía intra-estival tiene una distribución espacial extensa que comprende gran parte de Centroamérica y el sur de México y se extiende incluso sobre el este del Pacífico tropical (Magaña *et al.*, 1999).

1.1 Justificación

Trabajos previos han utilizado reanálisis del ERA40, NCEP y NARR (Magaña *et al.*, 1999., Small, 2007., Muñoz, 2008., entre otros) para el estudio de la sequía intra-estival, pero no se ha hecho un estudio de dicha señal con el reanálisis ERA-Interim. Primero, es fundamental determinar si en este nuevo reanálisis se aprecia la variación anual de la precipitación en el centro-sur de México y Centroamérica, para en segundo lugar, establecer los patrones de circulación atmosférica asociados al fenómeno considerando diferentes variables físicas.

Los resultados obtenidos funcionarán además como una forma de validación de las mejoras que hizo el ECMWF al reanálisis, en función del desempeño del reanálisis ERA-Interim para representar las características climáticas de las latitudes tropicales.

1.2 Objetivo general

Analizar el desarrollo y circulación de la sequía intra-estival en el centro-sur de México y Centroamérica con datos de superficie (y de otros niveles superiores si es que están disponibles) del reanálisis de ERA-Interim.

1.3 Objetivos Específicos

- Determinar la presencia de la sequía intra-estival en los datos de precipitación del ERA-Interim reanálisis.
- Analizar la variabilidad anual e interanual de la precipitación.
- Analizar los forzamientos locales y de gran escala a nivel superficial.
- Determinar con mayor detalle las características de la circulación en superficie e investigar si existe un patrón típico asociado a este fenómeno.

2

Circulación atmosférica en el sur de México y Centroamérica

2.1 Características de latitudes tropicales

Las variaciones de la actividad convectiva y por ende de la precipitación a mitad del verano en el centro-sur de México y Centroamérica están ligadas a diferentes patrones de circulación o forzamientos característicos de esta región como la particular orografía, las albercas de agua caliente del Pacífico tropical frente a las costas del sur de México y la gran alberca de agua caliente del Mar Caribe y el Golfo de México. Así mismo, los intensos gradientes de presión entre los trópicos y subtrópicos favorecen el movimiento de masas de aire hacia las regiones ecuatoriales, y que por la acción de la fuerza de Coriolis se observan como viento del noreste en el hemisferio norte y del sureste en el hemisferio sur, y que son conocidos como los vientos alisios (Amador, *et al.*, 2006), estos vientos llevan una gran cantidad de humedad hacia latitudes bajas (Hastenrath, 1991), y contribuyen en gran medida al desarrollo de una franja de bajas presiones y de profunda actividad convectiva conocida como la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT); posteriormente la convergencia de aire y humedad asciende formando la celda de Hadley, la cual mueve la circulación hacia los polos a través de la troposfera superior y desciende alrededor de los 30° de latitud norte y sur, formando el cinturón de altas presiones donde se ubican los sistemas semi-permanente de alta presión Azores-Bermudas y del Pacífico Subtropical, en el Hemisferio Norte.

Durante el verano diversos estudios encuentran un mínimo en la ciclogénesis tropical en el Caribe relacionado con fuertes vientos del este y asociado al inicio de la sequía intra-estival. Inoue *et al.* (2002) analizaron dicho comportamiento y señalan que tal disminución en la ciclogénesis se debe a una combinación de factores ambientales en los que se relacionan los vientos Alisios a través del Caribe y su cambio asociado al rotacional del esfuerzo del viento, que propicia surgencias en el suroeste del Caribe, desencadenando condiciones desfavorables para la

convección, debido a temperaturas superficiales del mar frías y a una presión del nivel del mar alta, que conlleva al fortalecimiento de los vientos del este.

Wang (2007) utilizando datos de NCEP/NCAR Reanalysis encontró que los máximos observados en el viento zonal del este a 925 hPa en el Caribe forman el jet de bajos niveles del Caribe. El intenso jet durante el verano está asociado con un máximo en la presión del nivel del mar y un mínimo relativo en las precipitaciones y en la ciclogénesis tropical, principalmente durante julio en el mar Caribe, coincidiendo con el estudio de Inoue. Señalando que esto es debido a las variaciones en el gradiente meridional de la temperatura superficial del mar, que modifica la presión atmosférica a nivel de mar y que a su vez está relacionada con la alta subtropical del Atlántico Norte. En conjunto estas variaciones son consistentes con las oscilaciones que presenta el jet de bajos niveles del Caribe, al ser más intenso durante el verano e invierno y debilitándose en primavera y otoño.

Por otro lado, Romero *et al.*, (2007) en un estudio sobre la circulación de los vientos de bajo nivel durante el verano en el este del Pacífico tropical en el que utilizan datos de viento a 10 m de altura de la NASA de Sea Wind Scatterometer (QSCAT), también encuentran que el viento zonal, los flujos de humedad y el análisis de la divergencia evidencian la presencia de la sequía intra-estival en el centro-sur de México y Centroamérica, y se relaciona estrechamente con un fortalecimiento del jet de bajos niveles del Caribe, el cual impulsa al oeste las zonas de convergencia del centro-este del noreste del Pacífico tropical.

El jet de bajos niveles del Caribe está considerado como la característica dinámica más importante de la circulación atmosférica de verano en el Mar Caribe y Centroamérica con un máximo en el viento zonal en julio (Amador, 1998), debido a un intenso régimen de vientos alisios que constituye un factor determinante en el clima regional predominante durante el verano. Amador, *et al.*, (2006), utilizando datos de NCEP/NCAR Reanalysis del vector de viento a 925 hPa para el mes de julio, observan vientos intensos superiores a los 14 m s^{-1} (figura 1) sobre el centro del Mar Caribe (Kalnay *et al.*, 1996).

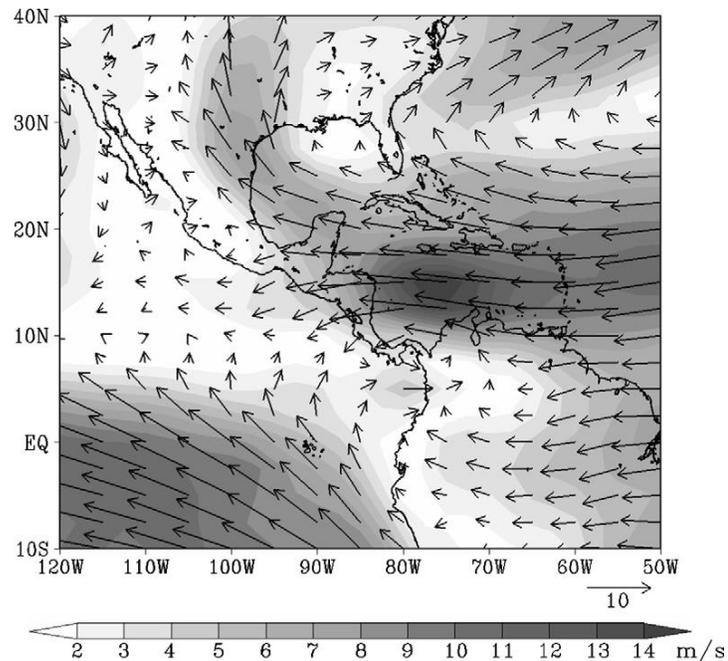


Figura 1. Vector de viento medio a 925 hPa (ms^{-1}) para el mes de julio durante 1958-1998 con datos de NCEP/NCAR Reanalysis (Tomado de Amador *et al.*, 2006).

2.2 Forzamientos atmosféricos

Small (2007) analizó los posibles forzamientos de gran escala y los aspectos regionales de la sequía intra-estival en Centroamérica, utilizando un modelo baroclínico lineal en el que la respuesta a la suma del calor latente y sensible en superficie fue comparado con el reanálisis de NCEP/NCAR. Ambos muestran una expansión al oeste de la alta subtropical del Atlántico y al este de la alta presión del Pacífico subtropical, separadas por una baja continental durante la fase 1 que corresponde a un período previo de 3 semanas antes de la canícula. En la fase 2 (sequía intra-estival) domina flujo intenso del este y divergencia en bajos niveles principalmente sobre el Golfo de México debido a la fusión de los dos sistemas de alta presión, y en la fase 3, se presenta un gran sistema ciclónico de baja presión en el Atlántico y Pacífico y una alta presión sobre Norteamérica, con flujo del oeste a través de Centroamérica (figura 2)

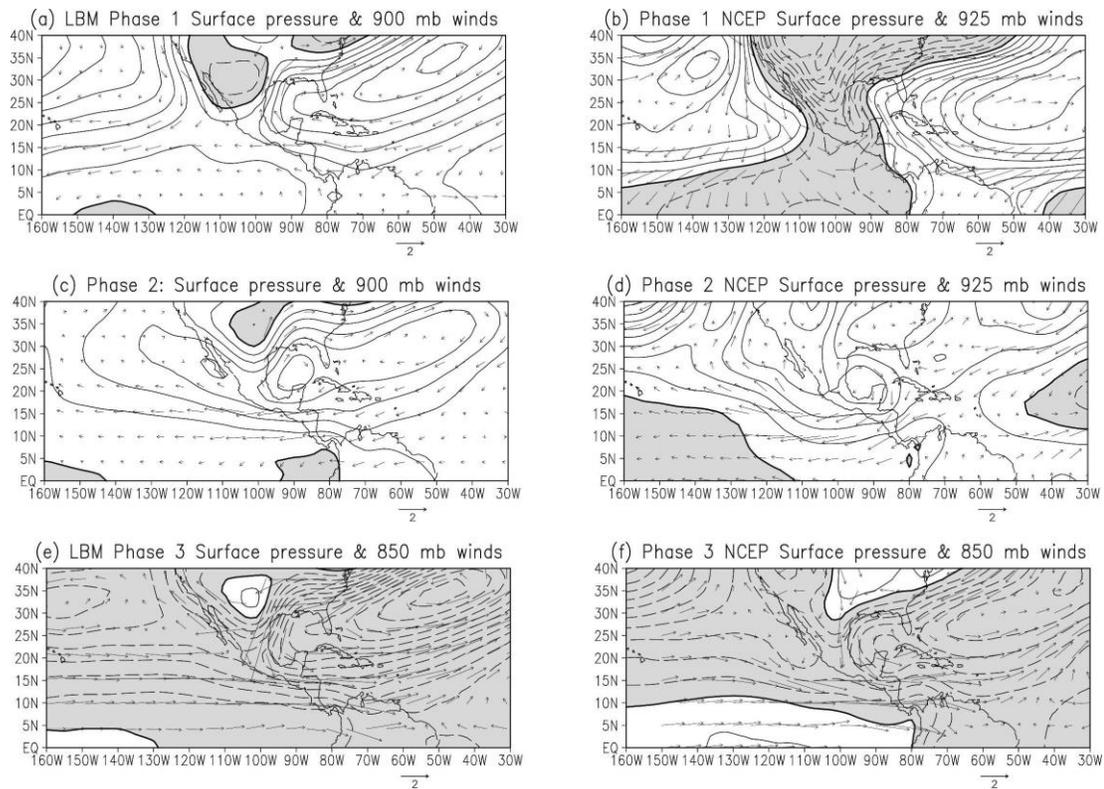


Figura 2. Patrones de circulación en la baja troposfera, de lado izquierdo el modelo baroclínico lineal y en la derecha el reanálisis NCEP/NCAR, en la fase 1 antes de la canícula (a) y (b), fase 2 durante la canícula (c) y (d), fase 3 después de la canícula (e) y (f). Los contornos de presión en superficie están en intervalos de 0.2 hPa (a-d) y de 0.4 hPa (e y f). Los contornos oscuros corresponden a valores negativos y la escala de las flechas es de 2 m s^{-1} (Tomado de Small, 2007).

Sin embargo, dada la importancia del jet de bajos niveles en la circulación atmosférica en el centro-sur de México y Centroamérica, por ser una característica fundamental en el desarrollo de la sequía intra-estival, se han realizado diversos estudios para determinar su estructura durante el verano y su relación con la precipitación.

Uno de ellos es el trabajo de Muñoz *et al.*, (2008) en el que calculando campos climatológicos a partir del North American Regional Reanalysis (NARR) y del reanálisis ERA-40 del ECMWF, observaron en ambos reanálisis que el jet de bajos niveles del Caribe tiene un ciclo semi-anual con vientos máximos en febrero y julio con una mayor desviación estándar en el verano, los cuales son una extensión regional de la circulación de gran escala. En su análisis encontraron además que la alta cadena montañosa en el sur del Mar Caribe influye en el gradiente meridional de temperatura del aire, facilitando una estructura baroclínica que favorece a fuertes vientos del

este, por lo que durante el verano, el jet de bajos niveles del Caribe se asocia con subsidencia sobre el Atlántico norte subtropical, al cambio en la ZCIT y a la evolución del monzón de América Central (figura 3), provocando mayor divergencia del flujo de humedad a mitad del verano.

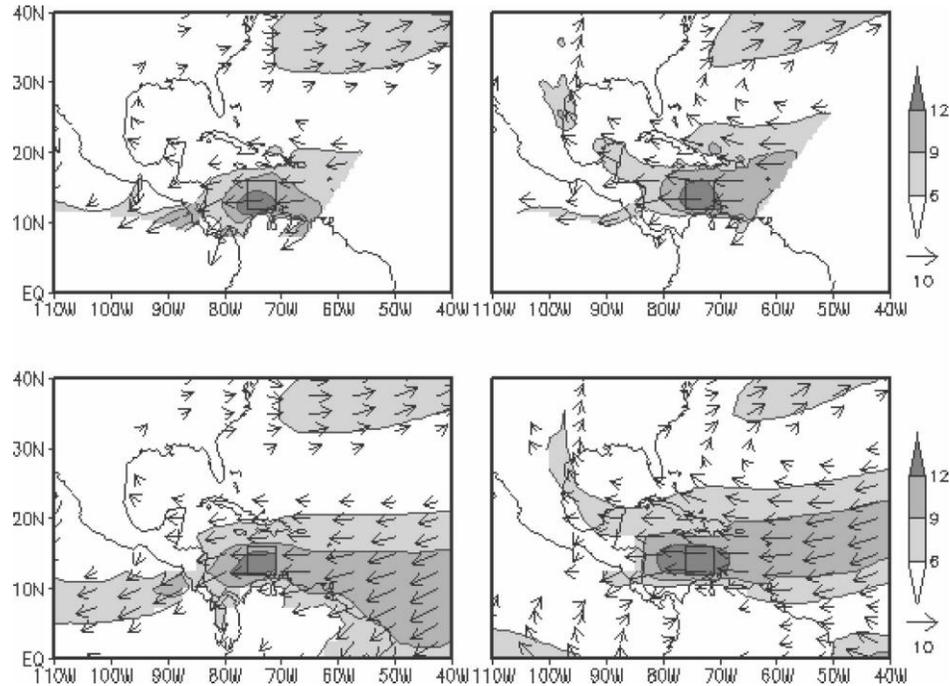


Figura 3. Climatología de vientos a 925 hPa, de lado derecho (julio) y de lado izquierdo (febrero), arriba NARR y abajo ERA-40, en el período 1979-2001. La referencia de las flechas es de 10 m s^{-1} y las áreas sombreadas corresponden a la magnitud del vector (m s^{-1}). (Tomado de Muñoz *et al.*, 2008).

Como se mencionó anteriormente, el ciclo semi-anual del jet de bajos niveles del Caribe tiene dos máximos uno en julio y otro en febrero, el primero relacionado con el ciclo estacional de la alta subtropical del Atlántico Norte y el segundo al calentamiento en el norte de América del Sur. Así mismo, precipitaciones intensas sobre el Mar Caribe están ligadas a un débil jet de bajos niveles del Caribe, mientras que las precipitaciones en tierra dependen de la estación, ya que el jet de bajos niveles del Caribe responde a variaciones regionales y no a cambios en la circulación de gran escala (Cook *et al.* 2010).

En la mayoría de las investigaciones que se relacionan con la sequía intra-estival, el principal forzamiento de gran escala que influye en su desarrollo es el sistemas de alta presión del

Atlántico subtropical que al expandirse fortalecen los vientos alisios, tal como lo señala Small (2007) figura 4.

Sin embargo Magaña *et al.*, (1999) proponen que la disminución de la precipitación a mitad del verano se debe a la variación en la temperatura superficial del mar y su relación con la radiación de onda corta. Argumentan que al inicio del verano (junio) la temperatura superficial del mar y la convección profunda son máximas, observándose el primer pico de precipitación. Pero al aumentar la convección, disminuye la entrada de radiación solar propiciando una disminución en la temperatura superficial del mar y como consecuencia, en la convección durante julio-agosto generando la sequía intra-estival. Ello permite la entrada de radiación de onda corta y el aumento en la temperatura superficial del mar, dando lugar a mayor convección y al segundo máximo de la precipitación en septiembre-octubre, figura 5. Estudios posteriores no encontraron evidencia de esta explicación del fenómeno (Magaña y Caetano, 2005).

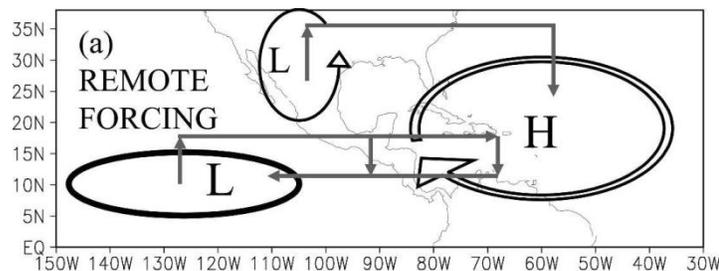


Figura 4. Esquema de los principales forzamientos remotos que describen la canícula. La elipse gruesa denota la zona donde se presenta las lluvias y la baja presión, las elipses paralelas la reducción de la precipitación y la alta presión y la elipse delgada una baja térmica, (Small, 2007).

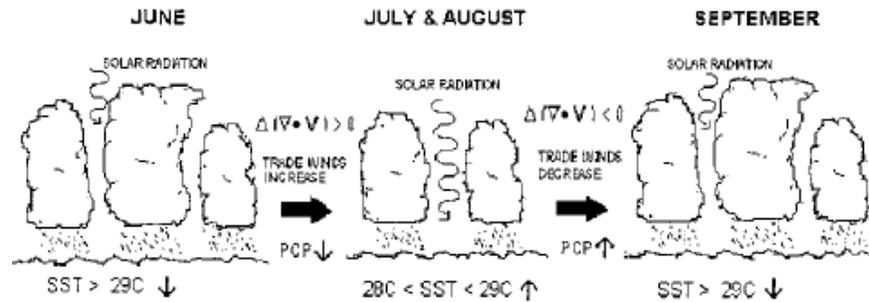


Figura 5. Esquema de la relación local temperatura superficial del mar – radiación de solar – convección, (Magaña, *et al.* 1999).

Hasta el momento estos procesos se han estudiado con diferentes datos provenientes de satélites, mediciones directas, de reanálisis e incluso modelados. Los forzamientos más importantes en el desarrollo de la sequía intra-estival y la interacción entre ellos pueden resumirse en: la ZCIT, el jet de bajos niveles, los vientos alisios, las temperaturas de la superficie del mar y las zonas de alta presión semi permanentes.

Sin embargo tales patrones bien definidos oscilan entre los 925 y 700 hPa (750 y 3000 msnm), y poco se ha estudiado la circulación en superficie (10 metros de altura) en niveles de la atmosfera inferiores a 925 hPa durante el verano, con base en los trabajos antes referenciados. En este trabajo, además de ver las características de los indicadores típicos asociados a la canícula y al jet de bajos niveles usando el ERA-Interim (dependiendo de la disponibilidad de datos) se investigarán con mayor detalle la interacción entre los mismos, lo que esperamos servirá para establecer un patrón de circulación en superficie y verificar si las mejoras aplicadas al reanálisis perfeccionan o modifican la representación de la sequía y su dinámica.

2.3 Sitio de Estudio

La sequía intra-estival ha sido detectada en una amplia región que abarca desde del centro de México aproximadamente 20° de latitud norte hasta el sur de Centroamérica a 10° de latitud norte, incluyendo el Mar Caribe y el este del Pacífico Tropical, es decir entre 250° y 280° E de longitud, sin embargo para capturar las señales de sistemas fuera de esta región se considerará una zona de estudio más amplia, como la que se muestra en la figura 6.

Esta región se caracteriza por la presencia de los vientos alisios, que son vientos del este de bajos niveles y cuya componente meridional forma parte de la celda de Hadley, la cual es un patrón de circulación que domina la atmósfera tropical, con movimientos ascendentes cerca del Ecuador (convección) y descendentes en latitudes medias (divergencia en niveles bajos de la atmósfera). Así mismo, la confluencia de los vientos alisios está relacionada con la ZCIT, que es una franja de bajas presiones con intensa actividad convectiva que varía su posición norte-sur a lo largo del año siguiendo la estación de verano; la ZCIT aparentemente se relaciona con el desarrollo de la sequía intra-estival, especialmente en el este del Pacífico tropical, zona donde la variabilidad intra-estacional en la precipitación es más intensa debido a la presencia de la alberca de agua caliente del Pacífico oriental (Amador *et al.*, 2006).

La orografía del sur de México y Centroamérica es característica por grandes cadenas montañosas como la Sierra Madre Occidental en el sur de México, y un gran número de volcanes inactivos en Centroamérica. Esta característica topográfica actúa como un forzamiento durante el verano, cuando los vientos alisios son más intensos, permitiendo la formación de jets de bajos niveles, como el de Tehuantepec, y los de Papagayo y Panamá (o Jet del Caribe) (Amador, *et al.* 2006), que influyen en la temperatura superficial del mar y en la distribución temporal y espacial de la precipitación entre el este del Pacífico tropical y el Caribe.

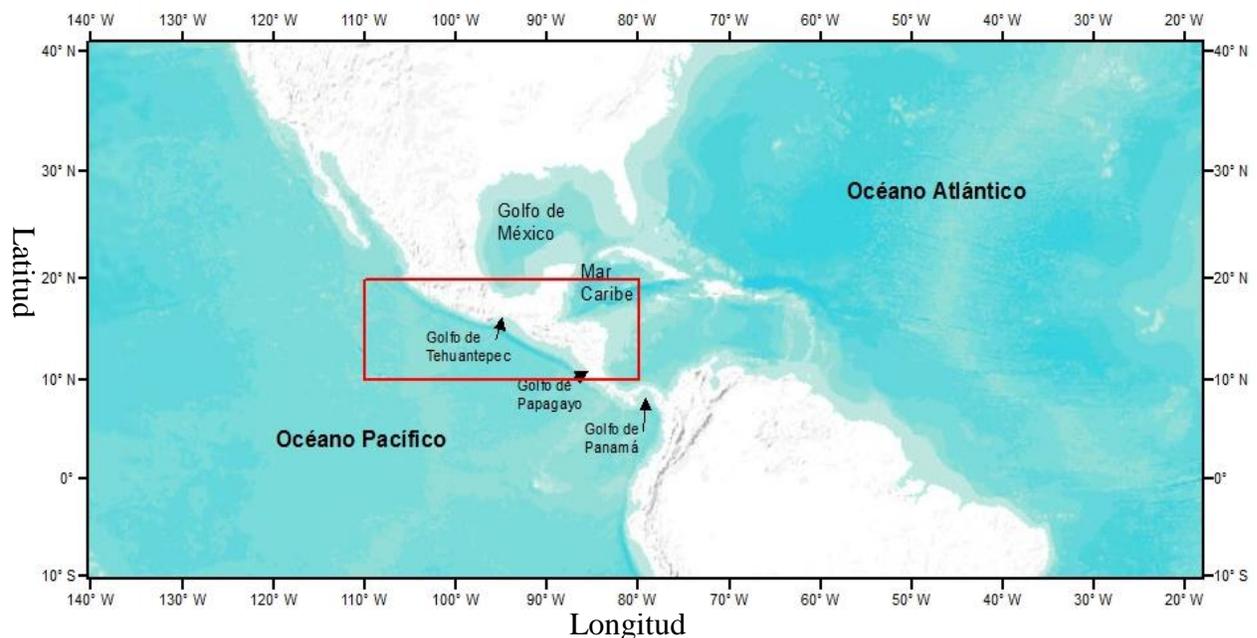


Figura 6. Ubicación geográfica de la zona de estudio, para captar la influencia de diversos sistemas atmosféricos de gran escala; en rojo el área donde se presenta la sequía intra-estival

3

Metodología

3.1 Datos

Diversos organismos han llevado a cabo proyectos en conjunto con la intención de compilar datos globales y de calidad controlada utilizando campos analizados y de pronóstico. Los proyectos más grandes han sido desarrollados por el National Weather Service de Estados Unidos creando el National Centers for Environmental Prediction reanálisis (NCEP), y el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts produjo el European Reanalysis (ERA); estos dos reanálisis se han destacado por tener una malla global y una coherente representación de la dinámica de la atmósfera, sin embargo al combinar modelos y observaciones, puede tener diferencias respecto a datos observados.

En un estudio realizado por Serrenze y Hurst (2000) sobre la representación de la precipitación media en el Ártico, encontraron que la primera versión de los datos del reanálisis ERA muestra, en comparación con datos observados, un menor sesgo en la representación del ciclo anual de precipitación y de diversas variables como la humedad y la radiación de onda larga respecto al reanálisis NCEP.

Otros trabajos sugieren que los reanálisis ERA representan mejor la climatología en diferentes regiones, siendo éste uno de los principales motivos por los que se decidió usar los datos del ECMWF, que produjo un nuevo reanálisis atmosférico global denominado ERA-Interim que cubre el período del 1 de enero de 1979 al 31 de diciembre de 2010. Este reanálisis sustituye al reanálisis ERA-40, debido a errores encontrados en el proceso de asimilación de datos particularmente los de satélite. La mejora en este aspecto y en la infraestructura técnica que tuvo avances en el manejo de los datos observados, medidas de control de calidad, corrección del sesgo y herramientas para monitorear el sistema de asimilación de datos y su rendimiento, dio como resultado una mejor representación del ciclo hidrológico, una circulación estratosférica más realista y una mejor coherencia temporal de campos geofísicos (Dee, *et al.*, 2011).

Los datos ERA-Interim en superficie están en una malla Gaussiana, con un espaciamiento uniforme de 0.703125° , tienen 256 puntos alineados a lo largo del Meridiano de Greenwich desde el Ecuador hasta los Polos, y 512 puntos de este-oeste a lo largo de una línea particular de latitud. Estos datos fueron proporcionados mediante la colaboración con el proyecto DRAKKAR (Dr. Bernard Barnier, LEGI Grenoble) y tienen mayor resolución que los datos a niveles superiores disponibles en la red. Los datos en niveles de presión tienen una resolución espacial de 1.5° , con 240 puntos en x y 121 puntos en y, en 37 niveles de presión. Sin embargo para este estudio las mallas de los datos en superficie y en niveles de presión fueron recortadas para un área que comprende de los -10.5°N a 40°N y 140°W a 16°W , dicha región es mayor que el área donde se presenta la canícula, debido a que uno de los objetivos es analizar los sistemas atmosféricos de gran escala que se relacionan con la distribución bimodal de la precipitación.

Para este estudio utilizamos los campos diarios de precipitación, radiación de onda corta y onda larga, y campos cada tres horas de la temperatura del aire y del vector de viento zonal (u) y meridional (v) a 10 metros y humedad específica, que tienen una resolución de 0.7° , y campos diarios de la presión en superficie, temperatura superficial del mar (TSM), divergencia, vorticidad relativa, velocidad vertical (w), vector de viento zonal y meridional y temperatura en la vertical en niveles de presión de 1000 a 100 milibares (mb), a una resolución de 1.5° , para el período que comprende de 1979-2010, todas las variables, excepto las de superficie, se extrajeron del sitio web con la nueva versión del reanálisis global ERA-Interim de la atmósfera del ECMWF (http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_full_daily).

Adicionalmente a los datos de reanálisis utilizamos una base de datos diarios observados de precipitación del Climatic Research Unit (CRU) de la Universidad de East Anglia a una resolución espacial de 0.5° para el período de 1989-2009, con la finalidad de evaluar el comportamiento de los datos de precipitación proveniente de reanálisis con los datos observados a través de la climatología mensual y el promedio anual. Ello para evaluar si las mejoras que se hicieron a esta nueva versión del reanálisis dieron como resultado una mejor representación del ciclo hidrológico en nuestra región de interés.

3.2 Método

Dado que la señal de la sequía intra-estival es parte del ciclo anual de precipitación, para determinar la variabilidad espacial y temporal de la misma se produjo una distribución climatológica de la razón de precipitación quincenal (mm/15 días) desde 5°N hasta los 34°N de latitud y 113°W a 80°W de longitud, cubriendo México, Centroamérica, el este del Pacífico Tropical y el Mar Caribe, promediando en áreas de 4.9° x 4.9° (de acuerdo a Magaña *et al.*, 1999), de la cual se definió la región en que la señal de la canícula es más significativa, que comprende la región entre los 10° - 20°N y 103° - 88°W.

Sin embargo, aunque la sequía intra-estival es parte del ciclo anual de precipitación, en la región del sur de México, Centroamérica y el este del Pacífico Tropical, su magnitud no es constante, y su período varía año con año (Magaña *et al.*, 1999). Así para definir los años con una clara distribución bimodal primero se obtuvo la distribución anual promedio de la región que presenta una señal significativa de la canícula, utilizando la precipitación acumulada cada 15 días. Debido a la marcada variabilidad interanual de la sequía intra-estival tanto en su fecha de inicio, intensidad y duración (Amador, *et al.*, 2003), se optó por separar la canícula en tres fases, con base en los máximos y mínimos de precipitación. Esta separación por máximos y mínimos fue la base para determinar que el primer máximo de precipitación (inicio o fase 1) se presenta durante junio, el mínimo (canícula o fase 2) en julio - agosto, y el segundo máximo en la precipitación (final o fase 3) durante septiembre y los primeros quince días de octubre, conformando así tres fases de la sequía intra-estival.

Para ilustrar los cambios de la sequía intra-estival se realizaron promedios para cada fase respecto de los años que se determinaron con una distribución bimodal significativa, por lo que a cada fase le corresponde una distribución espacial de la precipitación, vector de viento, temperatura superficial del mar, temperatura del aire, presión atmosférica en superficie y humedad específica, entre otras variables de interés. Además, la media del verano definida en junio-septiembre, se resta a los campos promedios de cada fase o compuesto en particular obteniendo así las anomalías de cada variable, en un área que comprende de los -10.5° a 40°N y 140° a 16°W. Este tratamiento de los datos permite analizar los sistemas atmosféricos de gran escala que influyen en el desarrollo de la sequía intra-estival, pero también los factores locales que responden a los cambios de gran escala.

Dada la estrecha relación que guardan los vientos alisios a través del Caribe y la temperatura superficial del mar, se hizo el cálculo del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$), dado que, el cambio del mismo puede provocar condiciones desfavorables para la convección (Inoue, 2002). Los esfuerzos del viento (τ) en Nm^{-2} , fueron calculados utilizando las siguientes formulas (Gill, 1982):

$$\tau_x = c_d \times \rho \times V \times u \quad (1)$$

$$\tau_y = c_d \times \rho \times V \times v \quad (2)$$

donde ρ es la densidad del aire igual a 1.1993 kgm^{-3} , V es la rapidez calculada con la velocidad horizontal, donde u y v son las componentes zonal y meridional de la velocidad del viento respectivamente, y c_d es el coeficiente de arrastre que se calcula de la siguiente forma (Gill, 1982):

$$c_d = \frac{1}{10^{-3}} \times (0.61 + 0.063 \times V) \quad (3)$$

La intensificación de los vientos en forma de jet (figura 1 y sección de resultados) genera un rotacional del esfuerzo del viento positivo (negativo) al sur (norte) del jet que propicia variaciones en el gradiente meridional de la temperatura superficial del mar y del aire, asociados a su vez con a los cambios en la presión atmosférica a nivel de mar (Wang, 2007). Por ello se obtuvieron los gradientes meridionales y zonales de los datos compuestos (“composites” en inglés) de la temperatura del aire, y la presión atmosférica a nivel del mar (ec. 4), en las tres fases que conforman la canícula,

$$\frac{F}{m} = - \frac{1}{\rho} \nabla P \quad (4)$$

La divergencia del flujo de humedad (5) denotada como $\nabla \cdot Q$ fue calculada debido a los intensos contrastes de presión meridionales, que dan lugar a fuertes vientos del este en los bajos niveles de la atmósfera en el Caribe, desarrollándose el jet de bajos niveles del Caribe, el cual genera una profunda cortante vertical del viento y es asociado a la divergencia del flujo de humedad (Serra, et al., 2010)

$$\nabla \cdot Q = \frac{1}{g} \int_{200}^{ps} \nabla \cdot (q\mathbf{u}) dp \quad (5)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad en ms^{-2} , el flujo de humedad ($q\mathbf{u}$), siendo q la humedad específica (KgKg^{-1}), $\mathbf{u} = (u, v)$ la velocidad horizontal y ∇ es el operador gradiente en la horizontal, esto integrado verticalmente desde la superficie (p_s) hasta los 200 mb. Considerando que en estado estacionario, la precipitación es igual a la convergencia del flujo de humedad más la evaporación.

Para realizar el cálculo de la temperatura potencial (θ), se procedió a utilizar la ecuación de Poisson (Holton, 2004) y graficar en diagramas Hovmueller.

$$\theta = T \left(\frac{p_s}{p} \right)^{R/C_p} \quad (6)$$

donde T es la temperatura en $^{\circ}\text{C}$ y p la presión en cada nivel de la atmósfera, p_s la presión en superficie, ambas en milibares, C_p es el calor específico a presión constante igual a $1004 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ y R es una constante con un valor de $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, la división de estos dos últimos valores es representado como $\kappa = 0.286$.

Los cálculos anteriores se llevaron a cabo utilizando el lenguaje de programación de NCAR Command Language (NCL, Versión 6.0 [Software]. 2012. Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/VETS. <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>), el cual es un producto del Computational & Information Systems Laboratory del National Center for Atmospheric Research (NCAR) y que ésta diseñado para el análisis y visualización de datos.

4

Resultados

4.1 Circulación atmosférica media en verano

La precipitación en el sur de México y Centroamérica está influenciada por diferentes factores característicos de las regiones tropicales, por ello antes de discutir la circulación atmosférica durante la sequía intra-estival es fundamental describir los campos medios incluida la precipitación durante el verano (definida de junio a septiembre), para las principales regiones de nuestra zona de estudio el este del Pacífico tropical, Mar Caribe y Golfo de México, a partir de los promedios mensuales de 1979-2010 del reanálisis ERA-Interim.

4.1.1 Precipitación

De la media mensual de la precipitación resulta que la zona de convergencia inter-tropical es el patrón dominante en la evolución estacional de las precipitaciones intensas para la región tropical, con una ubicación media aproximadamente a los 10°N , y con una tendencia a ser más intensa en el este del Pacífico tropical que en el Atlántico y Mar Caribe, así como sobre el océano que el continente, debido a la mayor cantidad de evaporación. Las barreras montañosas como la Sierra Madre Occidental y Oriental también funcionan como un precursor para la convectividad, así como la propagación de ondas del este en el Atlántico que ayudan a que la precipitación en el sur de México y Centroamérica oscile alrededor de los 250 mm o más al mes (figura 7f y 7i) durante el verano. Mientras que el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos se caracterizan por presentar las menores precipitaciones, debido a los procesos de afloramiento que llevan a temperaturas superficiales del mar frías, y la presencia de un sistema semi-permanente de alta presión que inhibe la convección, presentándose las mayores precipitaciones para esta región durante el invierno las cuales oscilan entre los 30 y 55 mm al mes; en tanto que el noreste del

Pacífico tropical y el Golfo de California está dominado por los fuertes contrastes océano-continente que durante el verano que dejan precipitaciones de alrededor de entre 80-130 mm al mes en los estados aledaños a la Sierra Madre Occidental, tal como Sinaloa y Sonora.

En contraste, las precipitaciones durante el invierno en México están más relacionadas a la influencia de los frentes fríos provenientes de latitudes medias y por lo tanto menores que las de verano, paneles 7a, 7b y 7l.

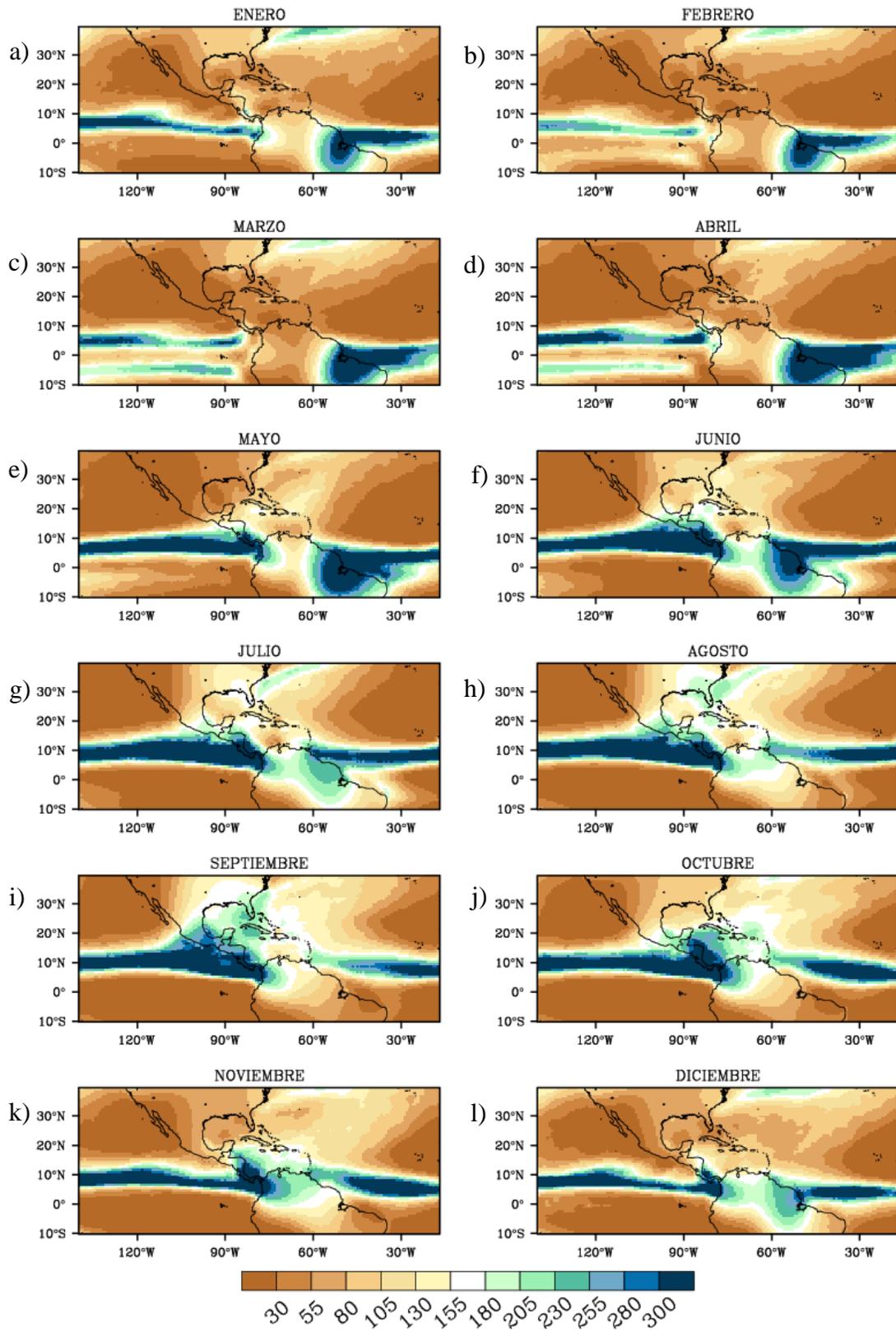


Figura 7. Climatología mensual (enero-diciembre, a-l) de la precipitación acumulada (mm), de 1979-2010 de acuerdo al ERA-Interim Reanálisis.

Dada la influencia de diferentes factores atmosféricos en las regiones tropicales, especialmente durante el verano, es complejo explicar la distribución espacial y temporal de la precipitación, si bien ésta es principalmente de origen convectivo, las condiciones atmosféricas y oceánicas que prevalecen deben ser propicias para que ocurra. La temperatura superficial del mar es una de ellas, y está estrechamente relacionada con la oscilación meridional de la ZCIT que mantiene un desplazamiento norte-sur siguiendo la estación de verano, como se muestra en color azul en el gráfico 7 de la precipitación mensual; durante esta época del año la temperatura superficial del mar es máxima en el hemisferio norte, y con mayor énfasis en los meses de julio, agosto y septiembre (paneles 8g, 8h y 8i). En la figura 8g, 8h y 8i se identifican con claridad las albercas de agua cálida (definidas por temperaturas superficiales mayores a 28°C), del Mar Caribe y del este del Pacífico tropical, siendo esta última en general más intensa, incluso en los meses de invierno cuando la temperatura superficial del mar es mínima en el hemisferio norte y la ZCIT se encuentra en su posición más al sur, la alberca de agua cálida del este del Pacífico tropical alcanza una temperatura de 27°C como se puede ver en las figuras 8a y 8l. Dada esta condición, las albercas de agua cálida son un factor indispensable en la variabilidad de la ciclogénesis y el desarrollo de la sequía intra-estival (Magaña, 1999), y su presencia es posible apreciarla en el ciclo estacional de la temperatura superficial del mar, especialmente durante el verano y otoño (Wang y Enfield, 2003).

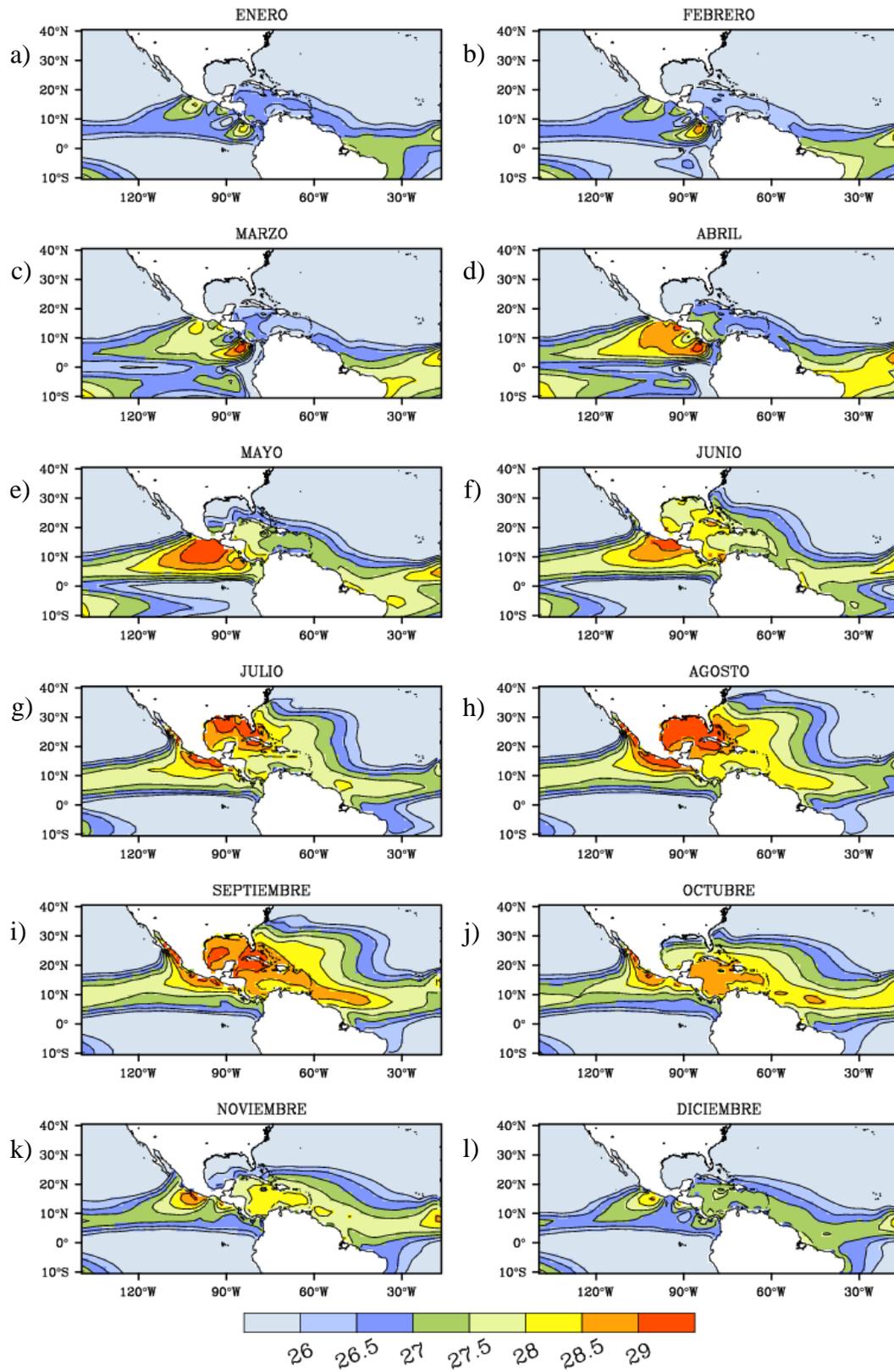


Figura 8. Climatología mensual de la temperatura superficial del mar (°C), (enero-diciembre, a-l) del período 1979-2010 del reanálisis ERA-Interim.

Por otra parte la alberca cálida del Caribe no muestra una actividad convectiva tan intensa como su contraparte del Pacífico (paneles 7 y 7h), debido a la presencia de los intensos vientos alisios, que desencadenan en una fuerte cortante vertical del viento y subsidencia en la baja troposfera, relacionada con el jet de bajos niveles del Caribe (Amador, *et al.*, 2000). Si bien los vientos alisios transportan una gran cantidad de humedad en las regiones tropicales, y se relacionan con la actividad convectiva de la ZCIT, cuando presentan velocidades intensas estos funcionan de manera contraria, inhibiendo la convección.

4.1.2 Zona de Convergencia Intertropical y sistemas semi-permanentes de alta presión

La radiación de onda larga es la radiación emitida principalmente por la superficie de la Tierra en la porción infrarroja del espectro electromagnético, y es medida con base en la cantidad de radiación que alcanza al tope de la nube, esto significa que a mayor cantidad de radiación de onda larga, hay una mayor nubosidad. La figura 9 corresponde a la climatología mensual de la radiación de onda larga, en la que los colores azules denotan la menor cantidad de radiación, los cuales dominan el noroeste de México, región caracterizada por un sistema semi-permanente de alta presión que está asociado con cielos despejados, mientras que el color rojo señala los valores más altos de radiación localizados en el sur de México y Centroamérica durante los meses de verano (figuras 9f-i), siendo septiembre el mes más significativo (figura 9i), por presentar valores altos de radiación infrarroja en una amplia región que alcanza el centro y noreste de México y que es asociado con un máximo de precipitación. Durante el resto de los meses la cantidad de radiación de onda larga disminuye lo cual es congruente con la disminución o ausencia de precipitación observada.

Dado lo anterior, los altos valores de radiación de onda larga observados en el Pacífico oriental tropical durante los meses de verano (figura 9f-i), han sido asociados con la ZCIT que se caracteriza por convección profunda, y como se dijo antes, mantiene una oscilación estacional norte – sur siguiendo el verano boreal de cada hemisferio, sin embargo su posición está al norte de la línea ecuatorial (Mitchell y Wallace, 1992), y tiene un menor desplazamiento a lo largo del año en el Atlántico, alcanzando aproximadamente 10°N durante los meses de julio y agosto,

siendo esta su máxima posición al norte (figura 7g y 7h). En tanto que, en el este del Pacífico tropical, la ZCIT varía entre los 5° y 15°N, y durante los meses de febrero, marzo y abril (paneles 7b, c y d), se aprecia una doble pero significativa ZCIT localizada alrededor de los 5°S.

A partir del mes de junio, la ZCIT migra entre Centroamérica hasta la región sur de México, fecha que coincide con el primer máximo en la precipitación en la zona (figura 7f). Sin embargo durante los meses de julio y agosto, hay una reducción en la precipitación que se recupera durante el mes de septiembre superando el máximo de junio en cantidad y extensión llegando incluso hasta el centro de la República Mexicana como se muestra en la figura 7i. Para el mes de octubre, la ZCIT empieza a debilitarse, y en noviembre deja de impactar el sur de México. En el lado del Atlántico la ZCIT, dada su poca variación, no parece influir en forma importante el patrón de precipitación del sur de México y Centroamérica, y su mayor afectación se centra en el noreste de Brasil con un máximo en abril. Durante los meses de verano del hemisferio norte, la ZCIT en el Atlántico presenta un máximo en junio y disminuye a partir de julio sin embargo no presenta una recuperación durante septiembre como en el Pacífico (figura 7f-i).

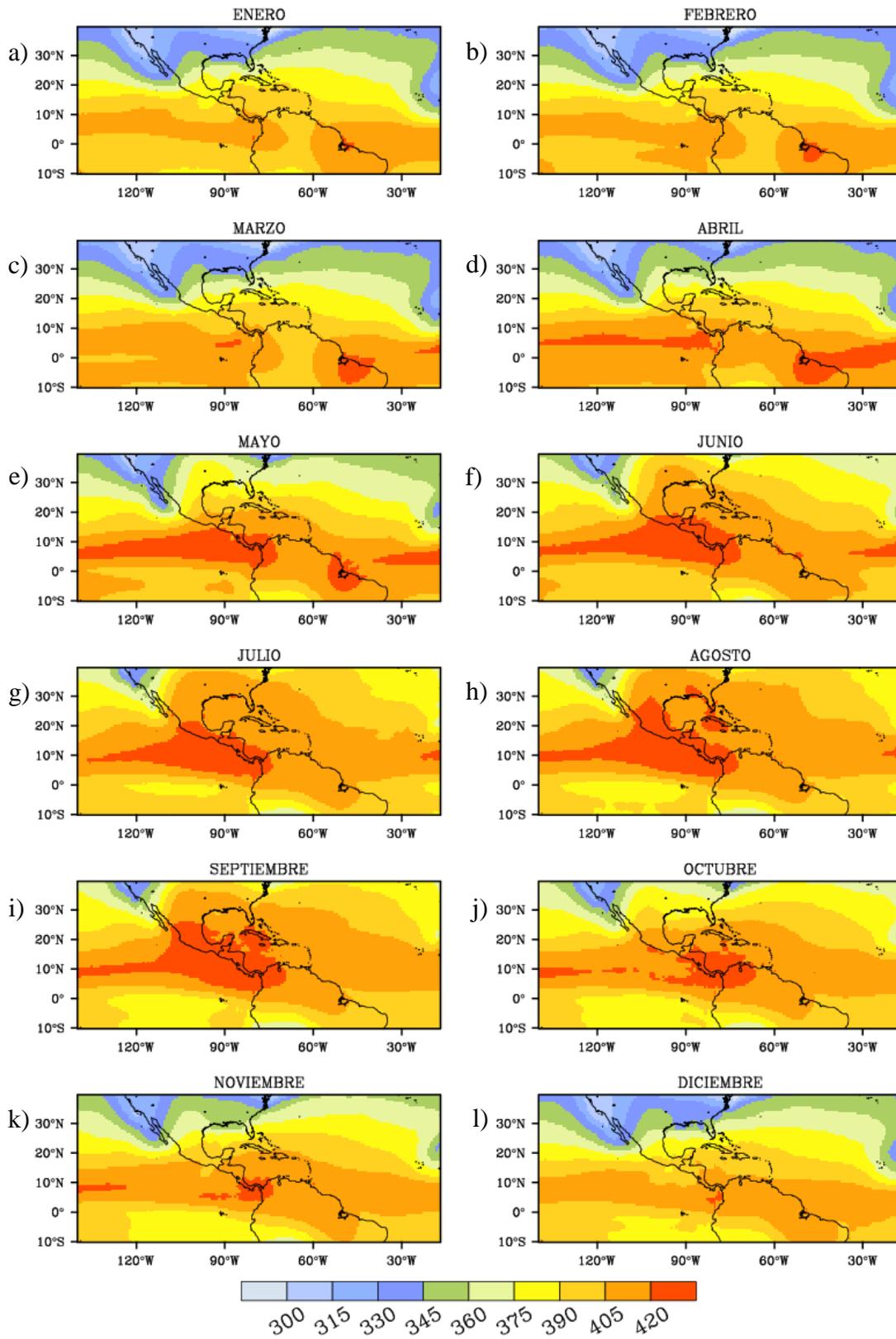


Figura 9. Climatología mensual de la radiación onda larga (Wm^{-2}), en el período de 1979-2010 con base en el reanálisis Era-Interim.

La presión en superficie marca el intenso gradiente meridional de presión entre las regiones tropicales y subtropicales, con un cinturón de bajas presiones entre los 5°S y 20°N asociado a la ZCIT, y dos sistemas semi-permanentes de altas presiones uno en el este del Pacífico subtropical y otro en el Atlántico conocida como alta presión Azores-Bermudas, los centros de estos sistemas corresponden a los contornos rojos en la figura 10. Ambos forman parte del cinturón de altas presiones que se ubica alrededor de los 30°N y 30°S. Sin embargo aunque ambos sistemas se encuentran en regiones subtropicales la alta presión del Atlántico parece estar más estrechamente relacionada con las características climatológicas de la región tropical, debido a que presenta una extensión hacia el oeste y migración al sur, principalmente durante el invierno y verano, figuras 10a y 10g respectivamente; las diferencias de presión entre las latitudes tropicales y subtropicales generadas por este comportamiento da lugar al desplazamiento de masas de aire conformando así los vientos alisios, como se puede apreciar en las figuras 11f y 11g. En tanto, aunque el sistema de alta presión del Pacífico subtropical mantiene el flujo de viento hacia el sur (figura 11); no se observa que éste tenga una influencia directa en la circulación atmosférica sobre el centro y sur de México, por ello no se relaciona directamente con las precipitaciones del sur de México y Centroamérica, y su principal influencia se centra en el noroeste de México, en la zona del monzón, como se deja ver en la figura 10, sin embargo su migración al norte en verano y debilitamiento en invierno si fomenta la entrada de humedad proveniente del sur durante el verano y del norte a través de los frentes fríos en invierno.

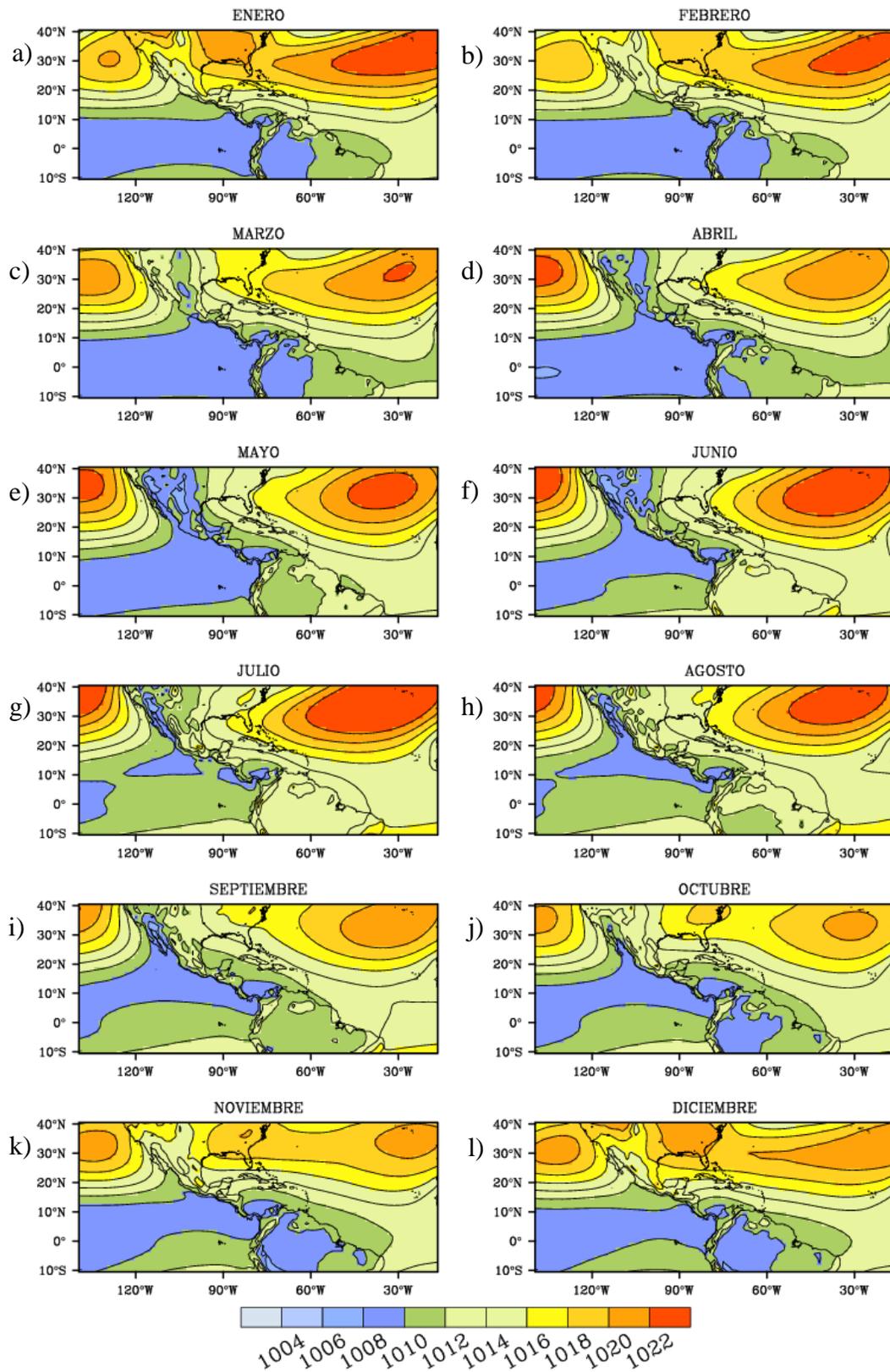


Figura 10. Climatología mensual (enero-diciembre, a-l) de la presión en superficie a nivel del mar (mb) del reanálisis ERA-Interim de 1979-2010.

Durante el verano principalmente junio y julio los sistemas de alta presión del Pacífico y Atlántico tienden a intensificarse (figura 10f y 10g). La alta del Pacífico subtropical, aunque se encuentra ubicada ligeramente alejada del noroeste de México influye para mantener condiciones relativamente secas en el noroeste de México principalmente sobre Baja California y California en Estados Unidos. Sin embargo, en la región del monzón de América del Norte, la vaguada de la ZCIT entra al continente en los meses de mayo-agosto formando la vaguada monzónica (figuras 10 e-h), lo que permite la entrada de humedad y lluvias de verano al noroeste de México (Sonora, Sinaloa y Chihuahua) y el suroeste de Estados Unidos (Arizona y Nuevo México). Mientras que, el movimiento al noroeste de la alta presión del Pacífico subtropical trae consigo un debilitamiento de los vientos alisios, permitiendo la entrada de viento del oeste en el Pacífico Oriental tropical principalmente durante junio y septiembre (figuras 11f y 11i), meses en que se observan los máximos de precipitación, debido a que da lugar a la migración al norte de la ZCIT que durante el verano alcanza el sur de México y Centroamérica y derivan en la temporada de lluvias.

En el invierno, aunque la intensidad del sistema de alta presión del Pacífico subtropical es menor comparada con el verano, ésta tiende a desplazarse al sureste, y adentrarse al continente durante diciembre y enero como se puede ver en las figuras 10l y 10a respectivamente, bloqueando la entrada de humedad, y propiciando condiciones secas en el noroeste de México.

Por otra parte el sistema semi-permanente del Atlántico subtropical presenta dos máximos, uno en julio y otro durante enero (figuras 10g y 10a respectivamente), observándose que de manera general tiende a ser más intensa durante el verano que en el invierno. Durante su intensificación la alta presión Azores-Bermudas también muestra un desplazamiento al oeste y una migración al sur lo que propicia un incremento en la intensidad de los vientos alisios, como ya se mencionó y se puede apreciar en la figura 11. Ello da lugar a la formación de una corriente en chorro en el Caribe, que cruza la brecha montañosa hacia el Golfo de Papagayo, y es conocido como el jet de bajos niveles del Caribe; esta corriente de vientos máximos durante el verano ha sido relacionada con el desarrollo de la sequía intra-estival (Whyte, *et al.*, 2008; Wang, 2007; Amador *et al.*, 2006).

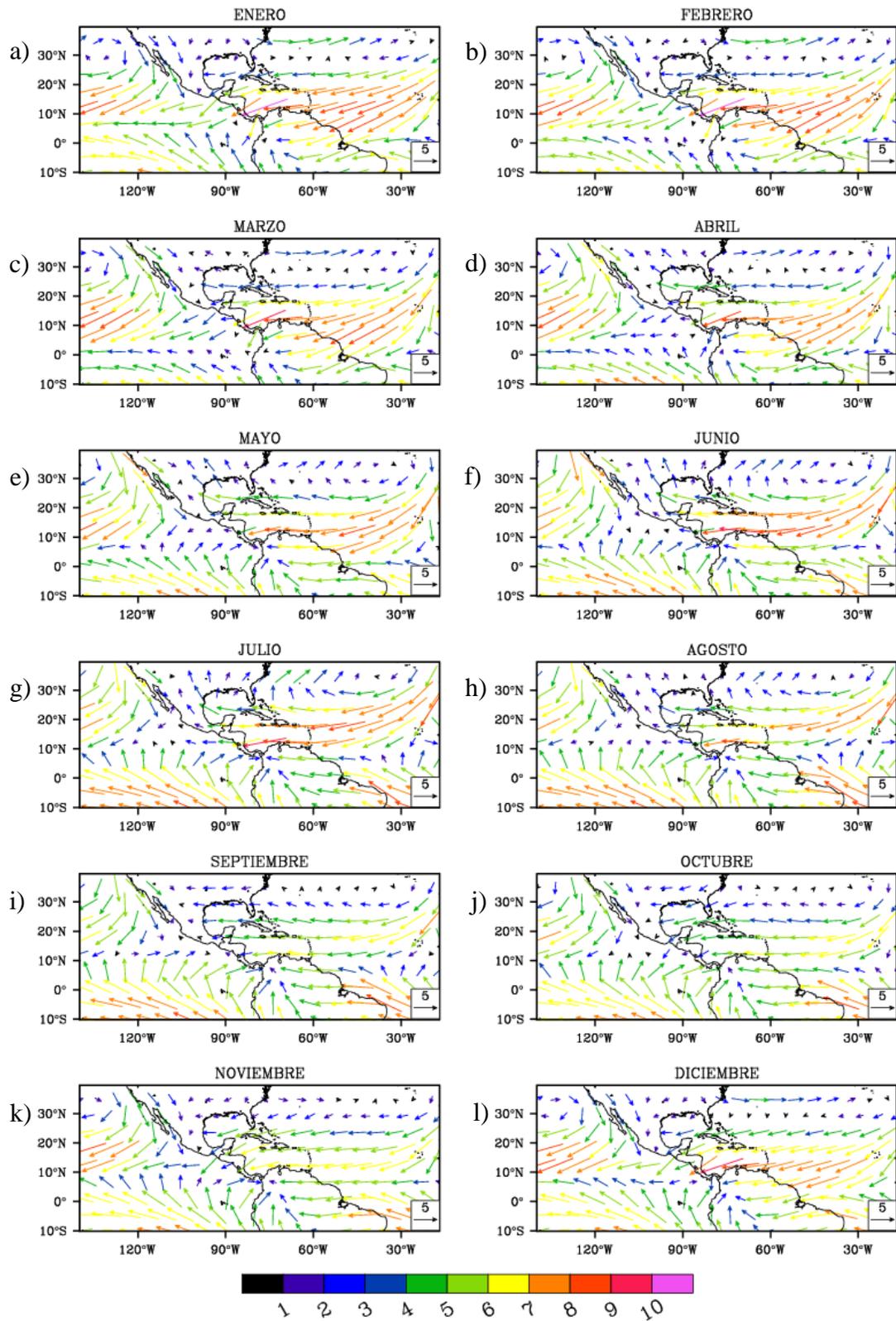


Figura 11. Climatología del vector de viento en superficie (ms^{-1}), vector de referencia (5m/s), (enero-diciembre, a-l) en el período 1979-2010 de acuerdo al reanálisis ERA-Interim.

4.2 Señal de la sequía intra-estival

Hasta ahora los promedios mensuales de la precipitación, temperatura superficial del mar, presión y viento en superficie de los datos de ERA-Interim reanálisis han representado adecuadamente los principales sistemas atmosféricos de las regiones tropicales y subtropicales, sin embargo aún no hemos determinado si los datos de ERA-Interim representan la señal de la sequía intra-estival. En este apartado abordaremos el comportamiento de la precipitación durante el verano con énfasis para el sur de México y Centroamérica.

Para precisar la señal de la canícula en los datos ERA-Interim y delimitar su variación espacio-temporal, partimos de la climatología de la precipitación acumulada cada 15 días y promediada en áreas de $4.9^{\circ} \times 4.9^{\circ}$. Como se muestra en la figura 12 la precipitación es máxima en las latitudes cercanas al ecuador, superando los 200 mm/15 día y tiende a disminuir al desplazarnos al norte, así mismo, el este del Pacífico tropical tiende a ser más húmedo que el Mar Caribe.

La zona comprendida entre los 10° y 20° de latitud norte y 103° y 88° de longitud oeste presenta una clara distribución bimodal. En diversos trabajos (Curtis y Gamble, 2007; Magaña *et al.*, 1999) se ha encontrado que la señal de la canícula puede ser más extensa, observándose en áreas más al norte y en el Mar Caribe. Sin embargo, en los datos ERA-Interim el comportamiento bimodal en la precipitación para zonas más allá de la arriba mencionada, no es suficientemente significativo o la señal no es clara.

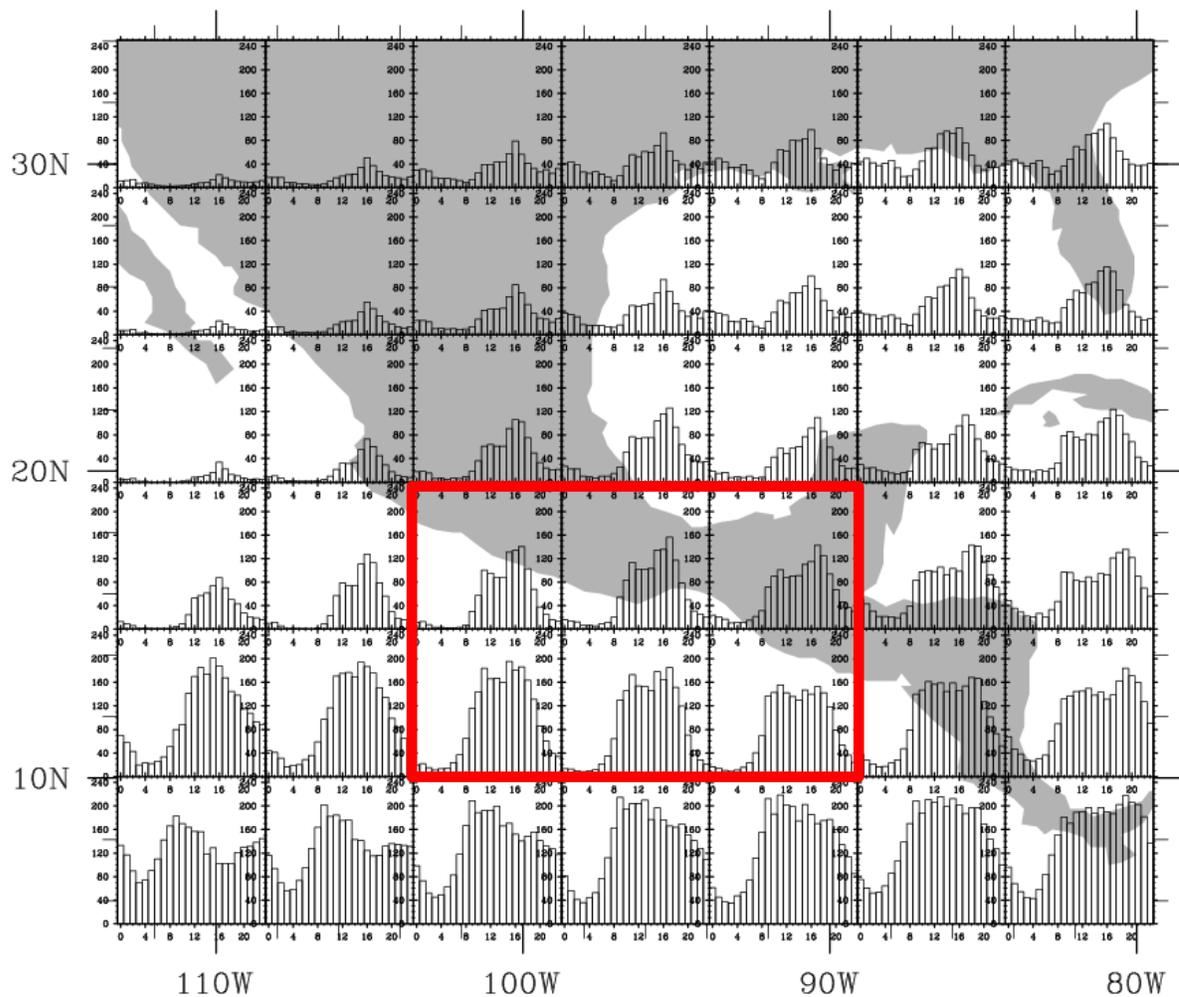


Figura 12. Distribución climatológica quincenal de precipitación acumulada (mm/15días), para áreas promediadas cada $4.9^\circ \times 4.9^\circ$. El cuadro rojo delimita la región donde la señal de la sequía intra-estival es significativa.

En la región acotada que evidencia la señal de la canícula en la figura 12, se aprecian las distribuciones que presentan el primer máximo de precipitación en junio y éste supera los 100 mm/15 días; sin embargo, el segundo máximo tiende a ser más intenso alcanzando valores superiores a los 200 mm/15 días, y la reducción de la precipitación oscila entre finales de julio y las primeras semanas de agosto con precipitaciones de aproximadamente 80 mm/15 días.

Para identificar los años con canícula significativa se hizo uso de la distribución anual de la precipitación en un área promedio, sobre la zona de 10° a 20° N y -103° a 88° W. Considerando que cada año la canícula puede variar en intensidad y duración, del período de 32 años se consideró que 1979, 1980, 1981, 1982, 1983, 1987, 1988, 1989, 1991, 1992, 1993, 1999, 2003,

2005, 2007 y 2008 fueron los años en que la distribución bimodal de la precipitación está bien definida como se muestra en la figura 13. El análisis correspondiente de la dinámica atmosférica de dicho fenómeno, se basará en estos años, no sin antes definir las fases del mismo para cada año.

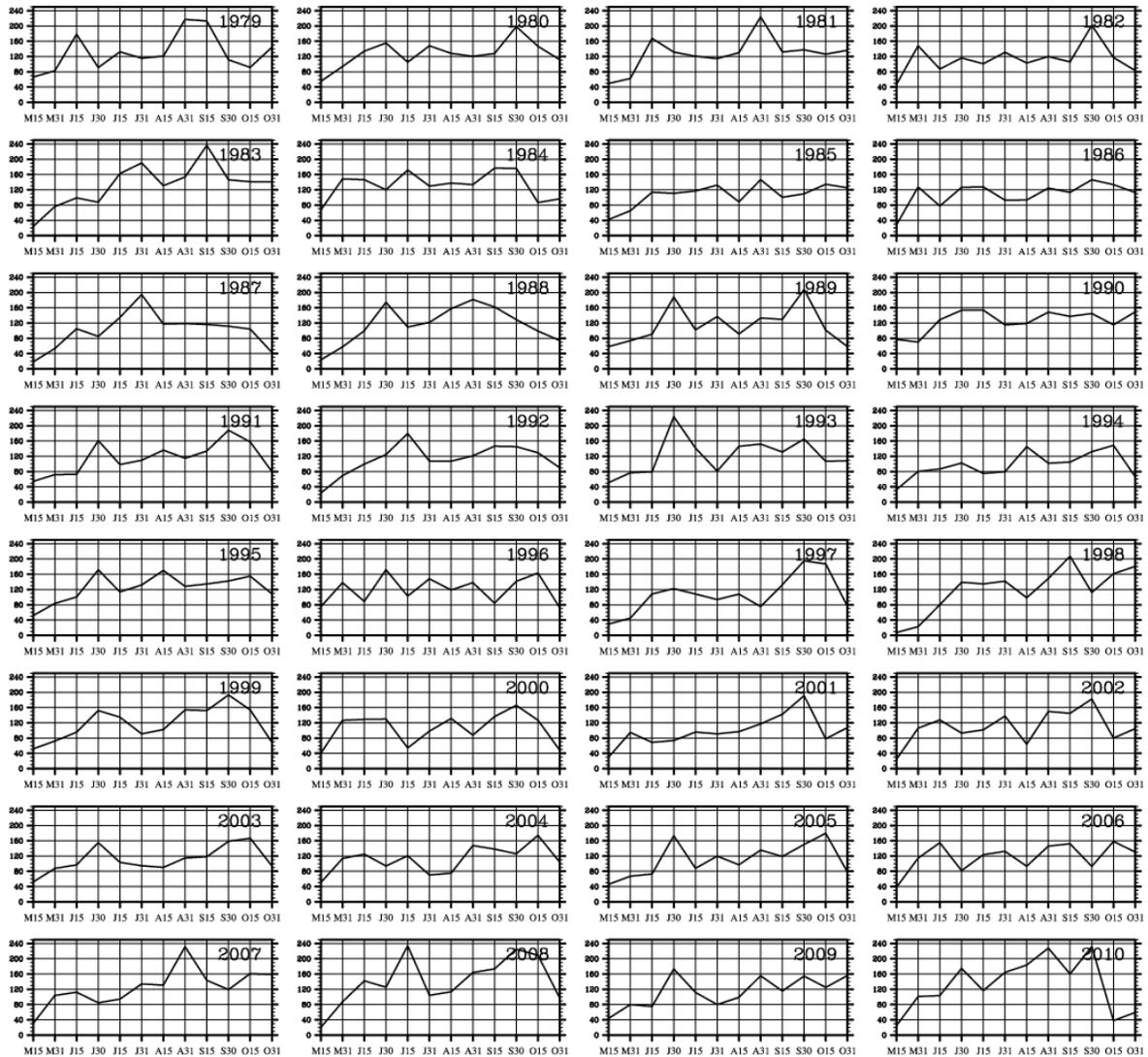


Figura 13. Distribución quincenal de la precipitación acumulada (mm/15días) de 1979-2010, promediado para la región con canícula significativa, cuadro rojo de la figura 12.

4.3 Fases de la sequía intra-estival

En el apartado anterior se seleccionaron los años que presentan una clara distribución bimodal de la precipitación y la región en que ésta tiende a ser más significativa. Utilizando estos resultados se procedió a determinar las etapas de la sequía intra-estival, basándonos en la definición de Magaña *et al.*, (1999), donde el primer máximo en la precipitación corresponde al inicio de la canícula durante junio, referida como fase 1, el mínimo en la precipitación de verano corresponde a la sequía intra-estival o fase 2 en los meses de julio y agosto, y el final de la canícula concierne al segundo máximo en la precipitación o fase 3, durante septiembre y principios de octubre.

Empleando esta delimitación de las fases de la sequía intra-estival, se realizaron los compuestos (“*composites*”), promediando cada fase con los años seleccionados con clara distribución bimodal, y se les quitó además la media de verano que comprende de junio-septiembre de 1979-2010, para obtener las anomalías de cada fase de las diferentes variables.

En las anomalías de viento en superficie en la figura 14 se aprecia que predominan los vientos alisios durante la fase 2 (figura 14b), intensificándose a su paso por el Mar Caribe y alcanzando el Pacífico oriental tropical, estas implican la persistencia de un anticiclón bien definido en el noroeste del Atlántico en la misma fase (fase 2), influyendo en la circulación de los vientos en el Golfo de México. Durante esta fase las anomalías de precipitación señalan una clara reducción de la misma, desde el noreste, centro y sur de México hasta Centroamérica. Sin embargo durante la fase 1 (primer máximo de precipitación), las anomalías de viento en superficie en la figura 14a señalan viento del oeste en el este del Pacífico oriental tropical y los alisios en el Mar Caribe, los cuales al encontrarse en el sur de México y Centroamérica tienden a desplazarse hacia el norte. Las anomalías de la circulación superficial en la fase 3 (figura 14c), indican que después de la canícula se desarrollan anomalías intensas de vientos del oeste en el Pacífico oriental tropical y Mar Caribe, lo que favorece una circulación ciclónica en toda Mesoamérica dando lugar al segundo pico de precipitación de verano, el cual es mucho más intenso que el primero.

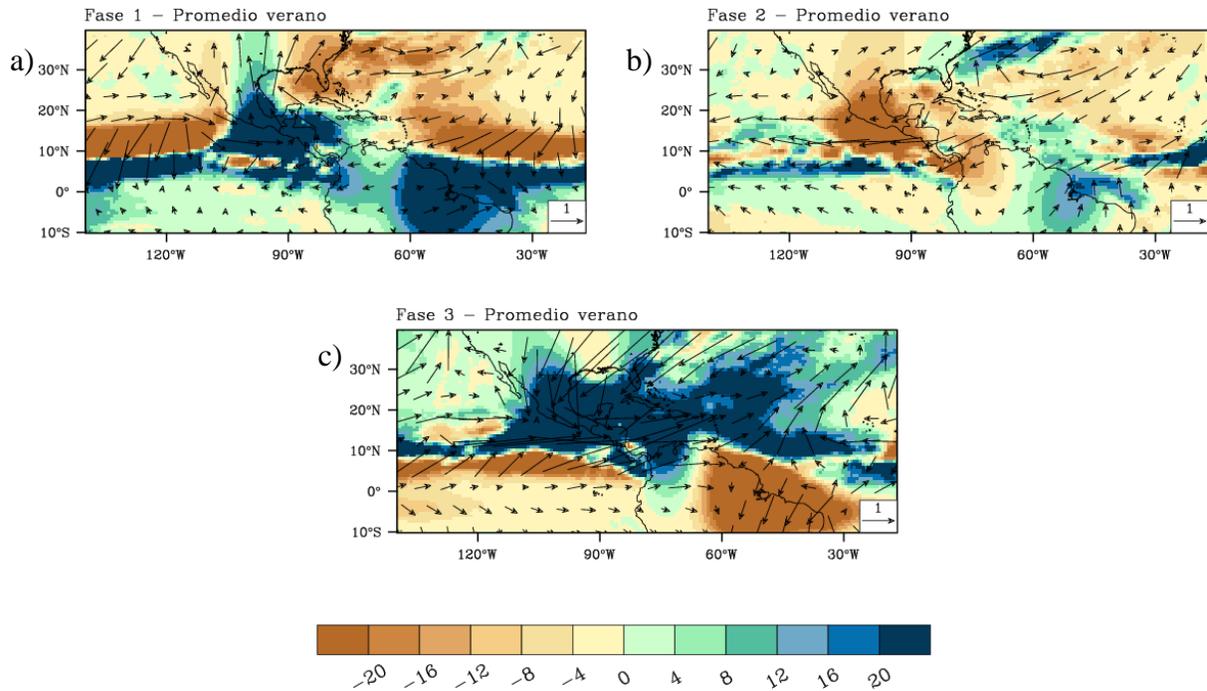


Figura 14. Anomalías de precipitación (mm/15días) y del vector de viento en superficie (m/s, vector de referencia 1m/s) respecto del promedio de verano que corresponde de junio-septiembre de 1979-2010, en las tres fases que forman la canícula, a) fase 1 (antes de la canícula), b) fase 2 (canícula) y c) fase 3 (post-canícula).

Durante la fase 1 en los niveles altos de la atmósfera (200 mb), el centro y sur de México se caracterizan por la presencia de divergencia asociada a la intensa convección en los niveles bajos de la atmósfera, como lo muestran las anomalías del vector de viento a 200 mb en la figura 15a. Se aprecia también la presencia de dos sistemas anticiclónicos, uno en el noroeste de México relacionado con el desarrollo del monzón de Norteamérica, y otro en el este del Pacífico tropical con la ZCIT, mientras que en el Atlántico subtropical no se observa un patrón de circulación definido. En la fase 3 las anomalías de viento en la figura 15c se aprecia un gran sistema anticiclónico sobre el sureste de México, Golfo de México y Mar Caribe, influenciado por el intenso flujo del oeste en el norte de México y sur de Estados Unidos así como del noreste proveniente del Atlántico subtropical.

Las anomalías de viento a 200 mb durante la fase 2 (figura 15b) indican un gran sistema ciclónico sobre el centro y sur de México, favoreciendo divergencia en los niveles bajos de la atmósfera y

por tanto asociado al desarrollo de la sequía intra-estival, así como flujo intenso del suroeste sobre el Pacífico oriental tropical, y del este en el norte de México y sur de Estados Unidos.

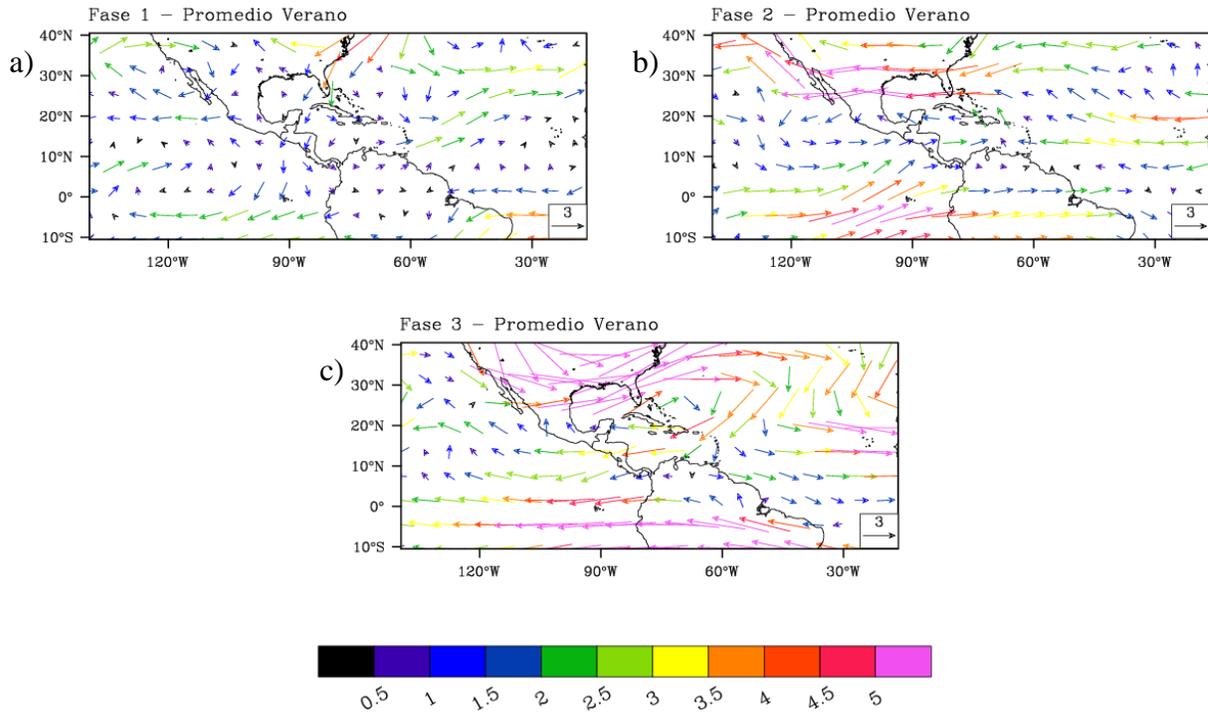


Figura 15. Anomalías del vector de viento (m/s, vector de referencia 2 m/s) a 200 mb respecto del promedio de verano (junio-septiembre de 1979-2010), inciso a) fase 1, b) fase 2 y c) fase 3.

Las anomalías de la velocidad vertical promediadas latitudinalmente desde los 14° a 20° N, señalan las zonas de convergencias que se presentan en las fases 1 y 3 (figura 16a y 16 c), y la divergencia durante la fase 2 relacionada con la canícula (figura 16b). En la fase 1 (panel 16a), los valores negativos indican la fuerte convergencia que ocurre entre los 100° y 90°W, correspondiente al sur de México y Golfo de Tehuantepec, con ascenso desde la superficie hasta los 500. En la fase 3 (panel 16c), el ascenso de aire alcanza los 200 mb y la región se extiende desde los 110° hasta los 70°W, es decir, desde el Pacífico oriental tropical hasta el Mar Caribe pasando por Centroamérica y el sur de México. Este resultado reafirma la circulación observada en los vientos en superficie y altura en las fases 1 y 3, y coincide con lo analizado anteriormente, respecto a que el segundo máximo de precipitación es superior al primero, tanto en intensidad

como en área (ver figura 14c). La fase 2 en la figura 16b, es dominada por anomalías positivas lo que sugiere divergencia en superficie al percibirse subsidencia desde los 500 mb hasta la superficie, siendo más intensa en el sur de México y el Pacífico oriental tropical, entre los 105° y 90°W.

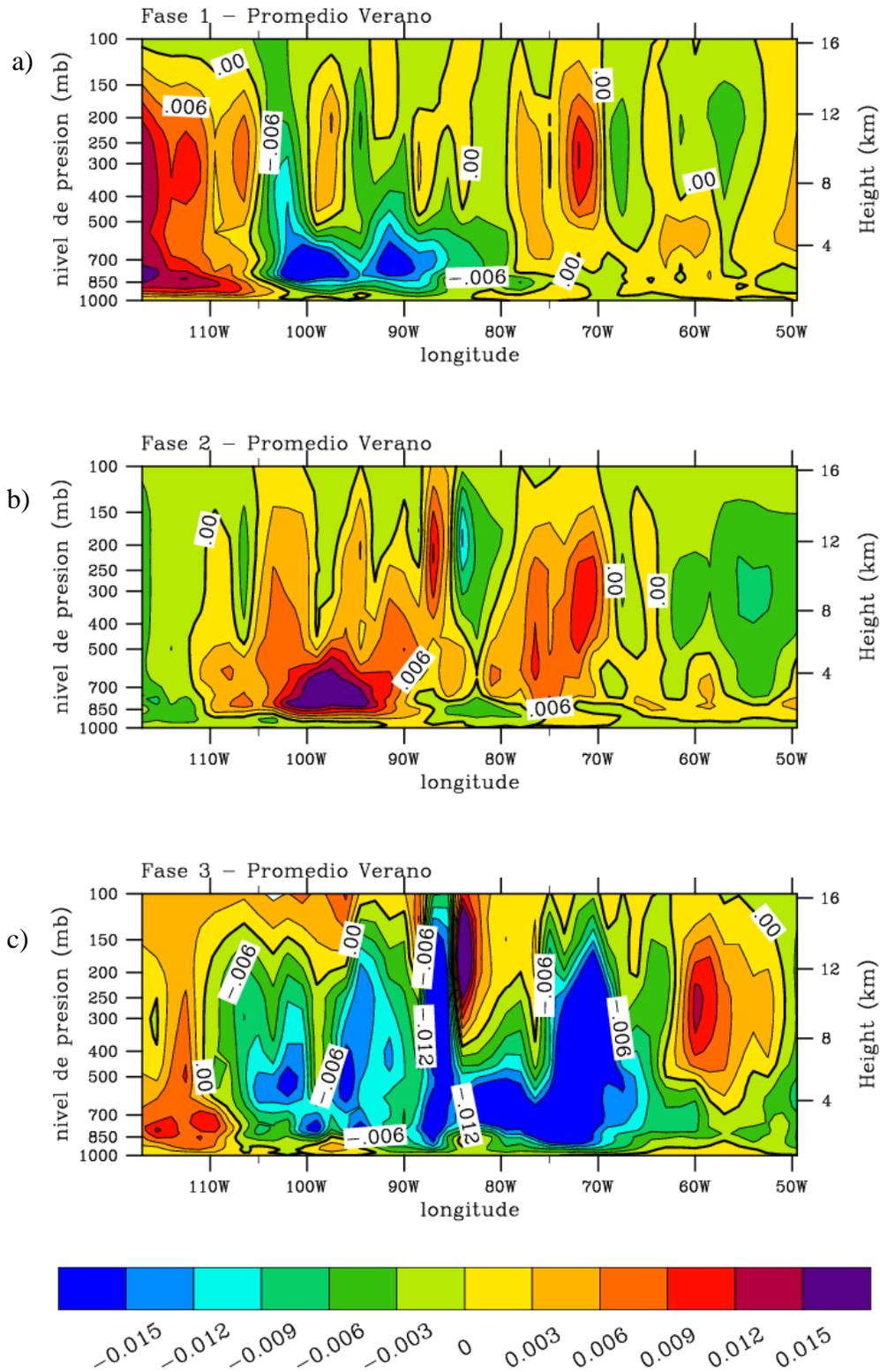


Figura 16. Corte vertical de las anomalías de la velocidad vertical (ω , mb/s) respecto del promedio de verano (junio-septiembre de 1979-2010); los valores negativos indican velocidades hacia arriba (asociados a convergencia) y los valores positivos velocidades hacia abajo (subsistencia), en las tres fases de la canícula a) fase 1, b) fase 2 e inciso c) fase 3.

En la figura 17 se puede observar el promedio de la temperatura superficial del mar para cada fase de la canícula. Durante la fase 1 (figura 17a) el Golfo de México y Mar Caribe presentan temperaturas de aproximadamente 28°C y únicamente el Golfo de Tehuantepec, que está relacionado con la región de la alberca de agua cálida, tiene temperaturas superiores a los 28°C, sin embargo de manera general en la fase 1 se observan las temperaturas más bajas de la temporada de verano. En la figura 17c que corresponde a la fase 3, el área con temperaturas superiores a los 28°C se extiende principalmente hacia el Mar Caribe y en menor medida al Golfo de México, mientras que en el Golfo de Tehuantepec la temperatura superficial del mar disminuye alrededor de medio grado centígrado.

Sin embargo la fase 2 de la canícula (figura 17b) se destaca por las altas temperaturas observadas en una amplia región que abarca el Golfo de México, Golfo de Tehuantepec, Mar Caribe y la región costera del Pacífico oriental tropical, superior a las analizadas en las fases 1 y 3. Esta característica de la temperatura superficial del mar es relevante si consideramos que altas temperaturas superficiales son favorables para el desarrollo eventual de la convección; sin embargo, durante la fase 2 se presenta una reducción en la precipitación que está ligada a la subsidencia observada en los niveles bajos de la atmósfera (figura 16b) lo cual generalmente es asociado con un sistema anticiclónico, entonces el calentamiento que se observa en la fase 2 estaría relacionado con cielos despejados y la entrada de radiación de onda corta provocado por un sistema de alta presión, en tanto que el calentamiento acumulado durante la fase de la canícula podría favorecer el desarrollo convectivo durante la fase 3.

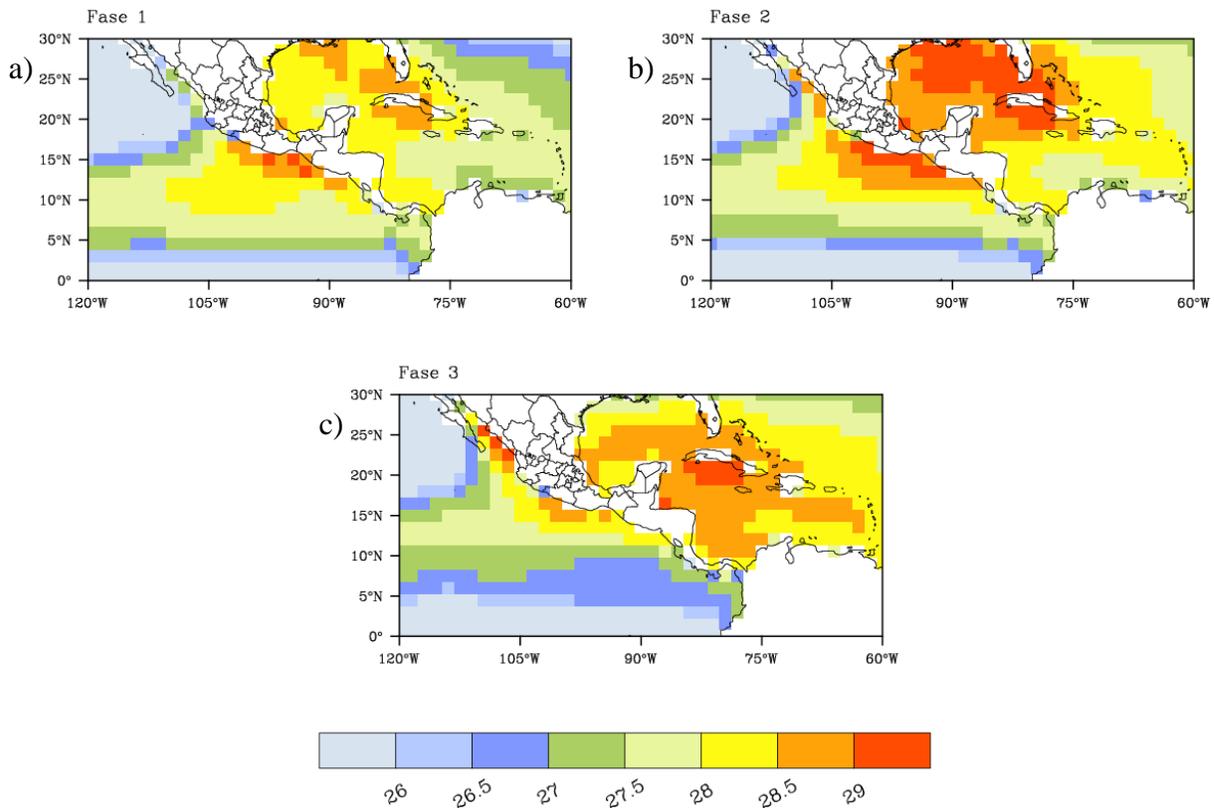


Figura 17. Compuestos del promedios de la temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$), para las tres fases de la canícula, a) fase 1 (antes de la canícula), b) fase 2 (canícula) y c) fase 3 (post-canícula).

4.3 Sequía intra-estival o canícula

Hasta ahora se ha identificado la señal de la sequía intra-estival en los datos de precipitación y su estrecha relación con los vientos alisios, como un factor modulador en el desarrollo de la canícula, sin embargo los vientos del este responden a las variaciones en la presión atmosférica, y su fortalecimiento durante el verano está asociado al sistema de alta presión del Atlántico subtropical, el cual tiende a migrar hacia el suroeste durante el verano.

En la figura 18 se grafican las anomalías de presión en superficie a nivel del mar y las anomalías de temperatura superficial del mar 15 días antes, durante y 15 días después de cada una de las tres fases que definen la precipitación de verano. Quince días antes de que se presente el primer máximo de precipitación y durante la fase 1 (panel 18a y 18b, respectivamente), las anomalías asociadas a la alta presión del Atlántico subtropical se encuentran en su posición más al sur (20°N , $30\text{-}40^{\circ}\text{W}$), y 15 días después de la fase 1 (panel 18c) las anomalías de presión se ven

desplazadas al noroeste (30° N, 60° W) frente a las costas del sureste de Estados Unidos. Por otra parte en el noroeste de México principalmente sobre la península de Baja California, durante esta última fase (figura 18c) se perciben anomalías de alta presión relacionadas con la alta del Pacífico subtropical.

Antes de la fase 2 (figura 18d), las anomalías señalan que la alta Azores-Bermudas se ubica extendida en el oeste del Atlántico subtropical, pero con menor intensidad. En la fase 2 que representa la canícula (panel 18e), la alta presión Azores-Bermudas empieza a regresar al este y se ubica en el noroeste del Atlántico, sin embargo deja como remanente anomalías de alta presión centrado sobre el Golfo de México, que se observan incluso 15 días antes de la fase 2; y tanto este sistema como la alta del Atlántico subtropical estarían bloqueando el flujo proveniente del oeste, e intensificando las anomalías de viento del este a través de la brecha montañosa de Centroamérica. Posterior a la fase 2 (panel 18f), las anomalías indican que la alta presión del Atlántico subtropical se ubica en el este, acompañada de anomalías de baja presión en el sureste (15° N, 30° W) y al noroeste (40° N, 60° W), en tanto que sobre el Golfo de México y Florida aparecen también anomalías negativas, mientras la anomalía positiva remanente de la anomalía de alta presión Azores-Bermudas en el sur de México empieza a debilitarse.

Después de la fase 2 (o 15 días antes de la fase 3, panel 18g) la alta presión ubicada al sur del Golfo de México se ha debilitado completamente, dominando anomalías de presión negativas que indican bajas presiones tanto en el sur de la Península de Baja California como en el oeste del Atlántico tropical, disminuyendo los intensos vientos del este y circulando flujo del oeste. En tanto que en la fase 3 de la canícula en la figura 18h, dominan anomalías negativas de presión, desde el Golfo de México, Mar Caribe hasta el oeste del Atlántico subtropical, predominando las anomalías del oeste y noreste sobre el sur de México y Centroamérica, mientras que en el sur de Estados Unidos y noreste de México se distinguen anomalías de presión positivas, que 15 días después de la fase 3 controlan desde el sur de Estados Unidos hasta el centro de México.

Por otra parte, anomalías positivas de la temperatura superficial del mar generalmente están asociadas con los sistemas de baja presión, que durante la fase 1 se sitúan en el este y sureste del Pacífico tropical (panel 18b), y en la fase 3 (panel 18h) en el Mar Caribe y oeste del Atlántico tropical, mientras que las anomalías negativas de la temperatura superficial de mar están principalmente relacionadas con las altas presiones, congruente con lo observado en el oeste del

Atlántico tropical controlado por anomalías negativas durante las fases 1 y 2 (figura 18b y 18e, respectivamente). Sin embargo es importante resaltar que durante la fase 2 (panel 18e) cuando prevalecen anomalías de alta presión sobre el Golfo de México predominan anomalías positivas en la temperatura superficial del mar, esto como se explicó antes podría estar relacionado con un menor desarrollo de nubosidad y mayor entrada de radiación de onda corta que estaría calentando la superficie del mar, ocasionado por divergencia en los niveles bajos de la atmósfera asociado a un sistema de alta presión.

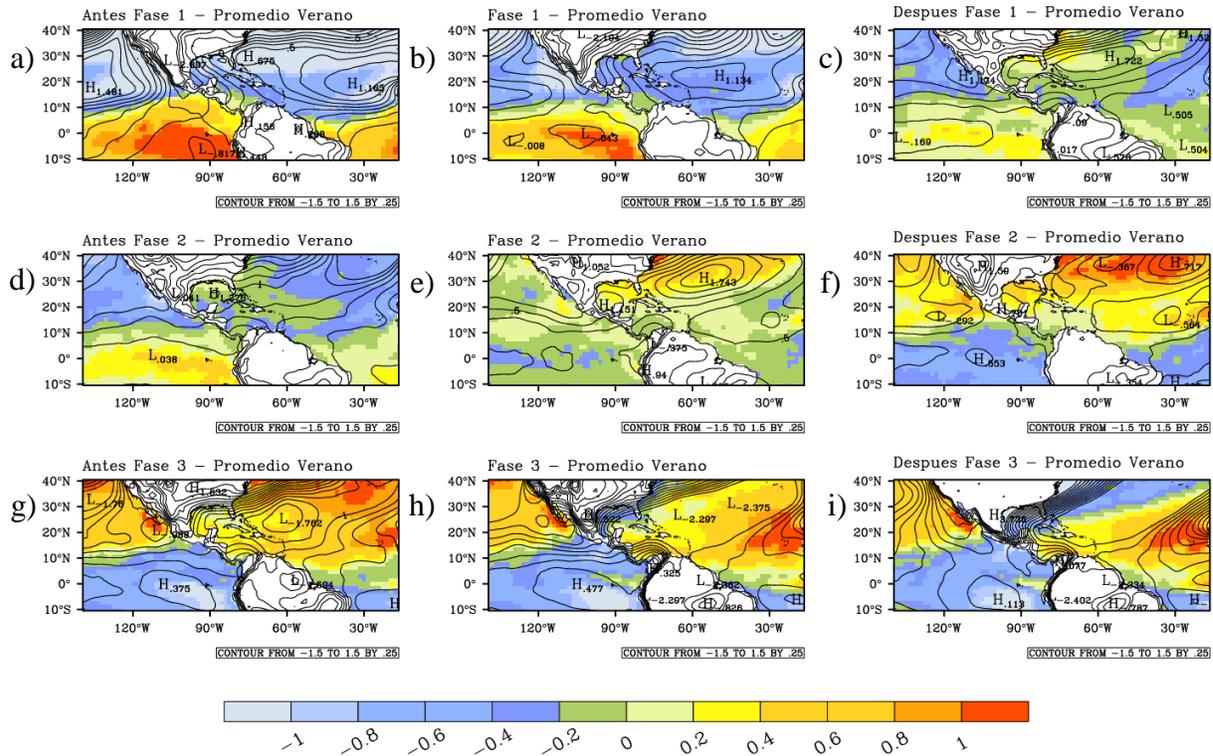


Figura 18. Anomalías respecto del promedio de verano (junio-septiembre de 1979-2010) de presión en superficie (líneas de contornos de 1.5 a 1.5 cada .25 mb), y de la temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$, en color), 15 días antes de a) fase 1, d) fase 2 y g) fase 3, durante b) fase 1, e) fase 2 y h) fase 3, y 15 días después de cada fase (incisos c, f e i respectivamente).

La oscilación y expansión del sistema semi-permanente de alta presión del Atlántico subtropical mantiene una clara influencia en la intensificación de los vientos alisios en el Mar Caribe y el este del Pacífico tropical, por lo que para conocer el impacto que tiene el fortalecimiento de los alisios durante la canícula en la temperatura superficial del mar, se obtuvo el rotacional del esfuerzo del

viento como se muestra en la figura 19. Donde un rotacional positivo en el hemisferio norte estaría indicando el bombeo de aguas subsuperficiales y por tanto frías a la superficie.

La zona costera de Centroamérica y con mayor énfasis en las costas de Costa Rica y Panamá así como el sur del Golfo de México, se caracterizan por un rotacional positivo durante las fases 1 y 2 (figura 19a y 19b), que tienden a debilitarse durante la fase 3 (panel 19c), lo cual es congruente con lo observado en la precipitación, si consideramos que, si el rotacional aumenta (disminuye) la temperatura superficial del mar es más fría (cálida) y por tanto la convección disminuye (aumenta). En tanto que en el norte del Golfo de México y oeste del Mar Caribe impera un rotacional negativo, durante las fase 1 y 2 y en menor medida en la fase 3. Por otro lado, en el este del Pacífico tropical se observa una franja con rotacional positivo en las fases 1 y más fuerte en la fase 3 (paneles 19a y 19c, respectivamente), y es relacionado a la ZCIT, considerando que un rotacional positivo es asociado con una circulación ciclónica. Durante la fase 2 (figura 19b) la franja con rotacional positivo sobre el Pacífico oriental tropical se ubica al sur alrededor de los 10°N, y en las costas occidentales del sur de México y el Golfo de Papagayo se distingue un rotacional negativo intenso ligado a una circulación anticiclónica.

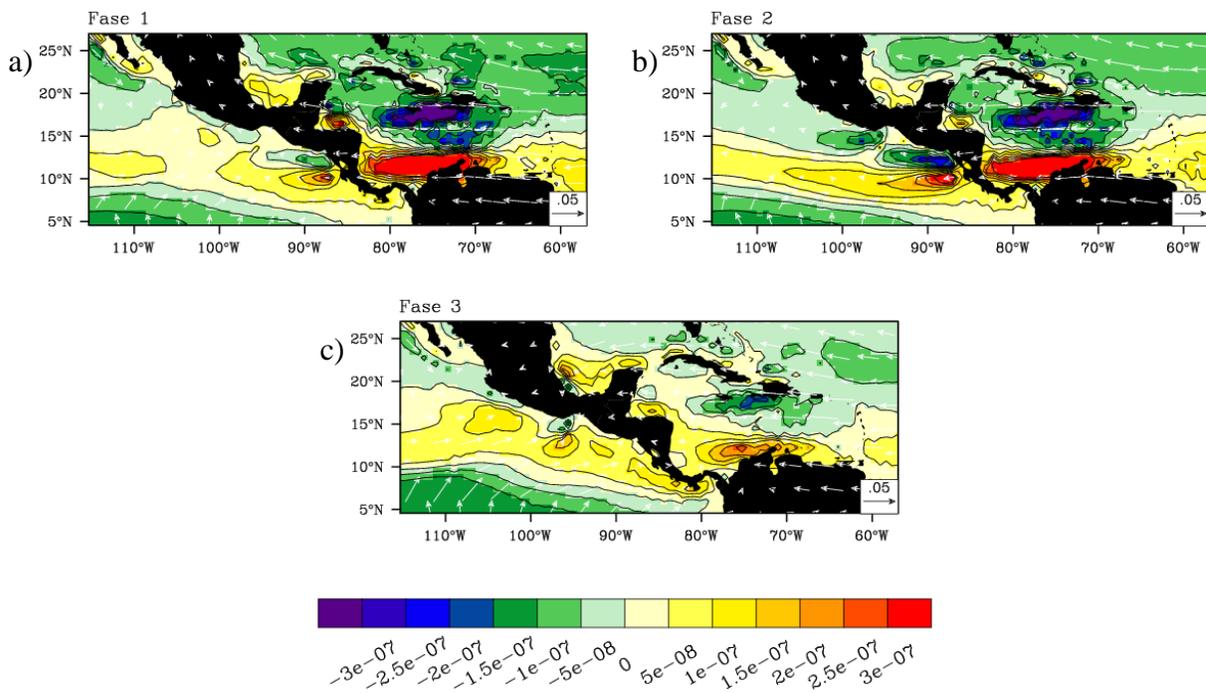


Figura 19. Composites del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$, en N/m²), para las tres fases que forman la canícula, a) fase 1 (antes de la canícula), b) fase 2 (canícula) y c) fase 3 (post-canícula).

Si bien el cálculo de la divergencia (convergencia) es asociada con sistemas de alta presión (baja presión), el sentido de rotación del aire también nos indica qué tipo de sistema se tiene con base en el signo de la vorticidad, si esta es positiva (negativa) se trata de una circulación ciclónica (anticiclónica) y es relacionada a una zona de baja presión (alta presión) y por ende con convergencia (divergencia).

Con base en lo anterior en el promedio de la vorticidad a 1000 mb (figura 20), se puede observar una franja con valores positivos que corresponden a la ZCIT, su posición más al norte se presenta durante la fase 3 (figura 20c) en el Pacífico oriental tropical aproximadamente 15°N , y aunque durante la fase 1 (panel 20a) la ZCIT también se aprecia cerca del sur de México su intensidad es menor que en la fase 3, mientras que en la fase 2 el este de la ZCIT se ve desplazada al sur alrededor de 5° , alejada del Golfo de Tehuantepec y de la costa noroeste de Centroamérica como se puede ver en la figura 20b, y retorna al norte durante la fase 3 de la canícula.

El Golfo de México y oeste del Mar Caribe están dominados por vorticidad negativa (circulación anticiclónica), que es mayor durante las fases 1 y 2 y disminuye en la fase 3, tal incremento de la vorticidad anticiclónica (negativa) durante la fase 2 es probable esté relacionada con las anomalías positivas observadas en la presión en superficie en la misma fase.

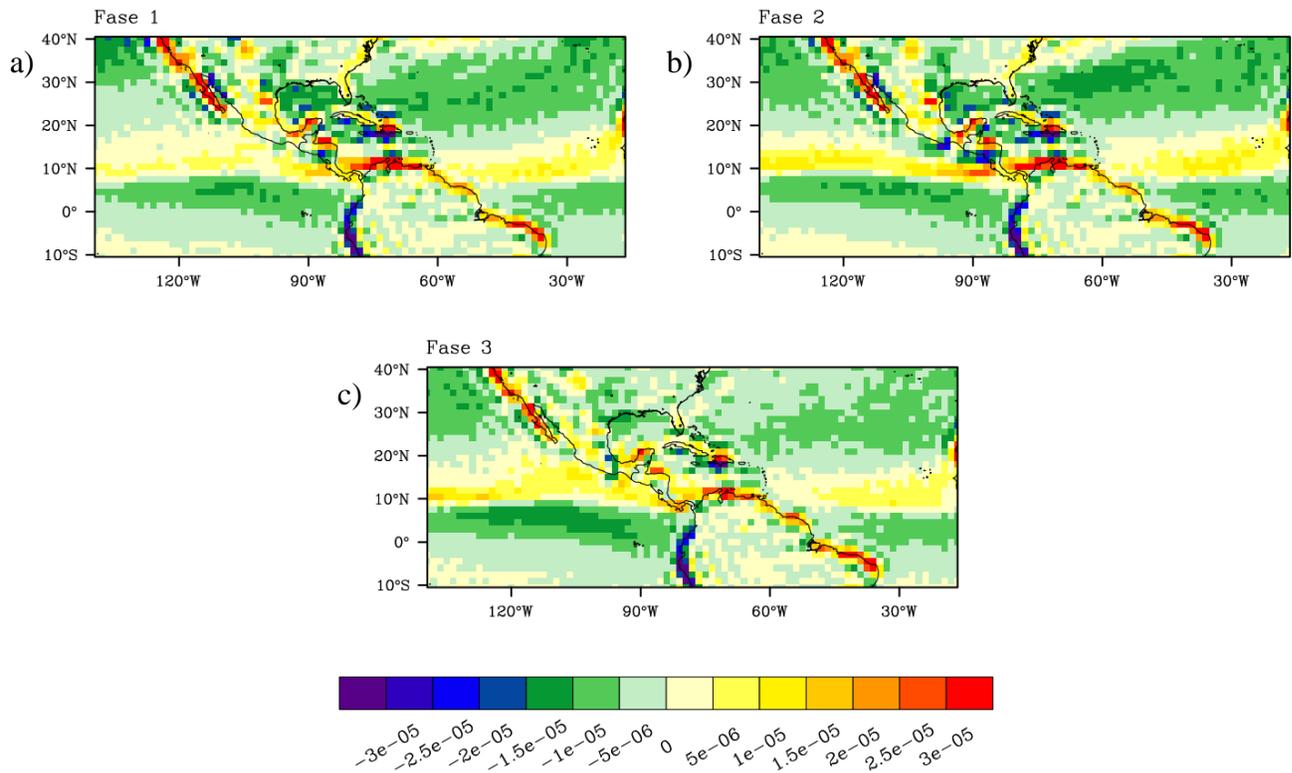


Figura 20. Promedios de la vorticidad relativa (s^{-1}) a 1000 mb, inciso a) fase 1, b) fase 2 y c) fase 3, del reanálisis ERA-Interim.

En la figura 21 se muestra la divergencia del transporte de humedad 15 días antes, durante y 15 días después de cada una de las tres fases que definen la precipitación de verano. En ella podemos ver que los valores negativos en colores azul y morado que imperan en el Pacífico oriental tropical señalan la convergencia de humedad asociada a la ZCIT, que posterior a la fase 1, antes y principalmente durante la fase 2 tiende a alejarse de las costas del sur de México (figuras 21c-e), desplazándose aproximadamente 5° al sur; tal resultado coincide con lo observado en los compuestos de vorticidad relativa. Por otra parte la débil convergencia observada en el Caribe antes y durante las fases 1 y 2 como se muestra en los paneles 21a-f, incrementa después de la fase 2 y alcanza un máximo en la fase 3 (figura 21h), que coincide con el segundo pico de precipitación.

En tanto que el occidente de México está controlado por la convergencia de humedad, dicha franja de valores positivos, antes y durante las fases 1 y 3 (figuras 21a, b, g y h) se une a la ZCIT,

cuando esta alcanza su posición más al norte. Mientras que en el Golfo de México antes, durante y 15 días después de las fases 1 y 2 (paneles 21a-f) predomina la divergencia del flujo de humedad, excepto en las costas de Tabasco, Campeche y sur de Veracruz donde se distingue la convergencia de humedad; esta mancha en colores azul y morado continua hasta Centroamérica y se une en el Pacífico oriental tropical con la ZCIT, y únicamente 15 días antes de la fase 3 y durante la misma (figura 21g y 21h) tiende a extenderse al norte del Golfo de México a través de las zonas costeras del estado de Veracruz.

Es interesante notar que en todas las fases, la región costera del Golfo de México desde Veracruz hasta Tamaulipas y la región costera centro y norte del Pacífico Mexicano está dominadas por divergencia; por lo que es probable que esto sea un error del modelo.

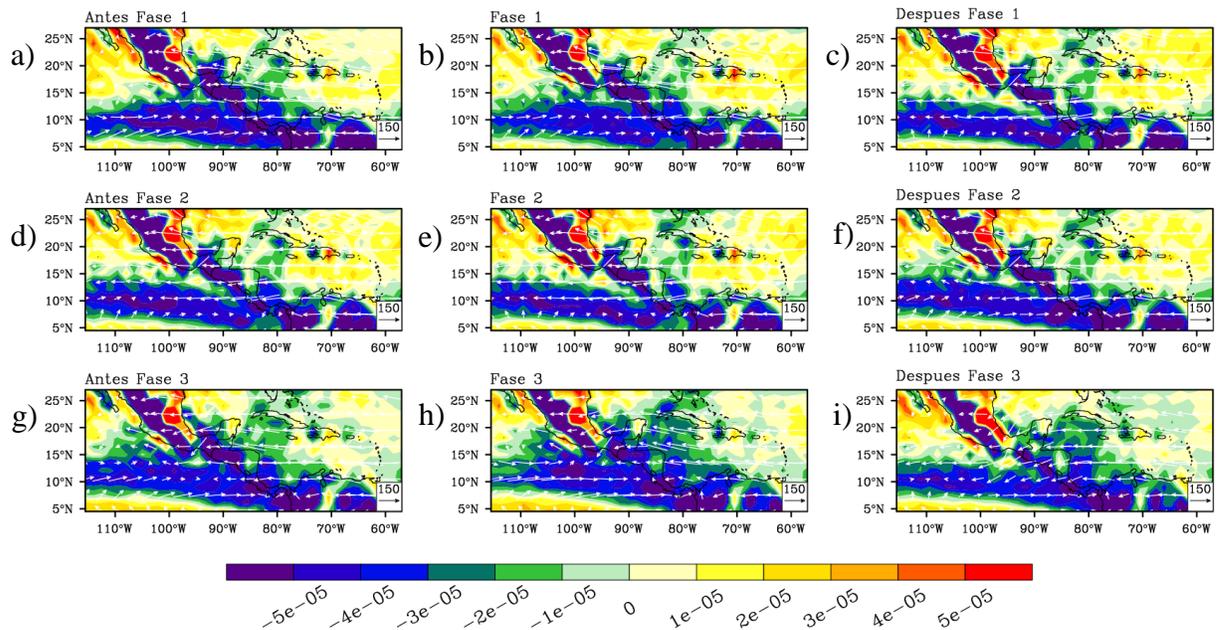


Figura 21. Divergencia del flujo de humedad ($\nabla \cdot Q = \frac{1}{g} \int_{200}^{ps} \nabla \cdot (qu) dp, \text{kgkg}^{-1} / \text{s}^{-1}$) en color y vectores del flujo de humedad (qu , vectores de referencia $150 \text{ kgkg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$), graficado 15 días antes de la fase 1 inciso a), d) fase 2, y g) fase 3, durante b) fase 1, e) fase 2 y h) fase 3, 15 días después de cada fase, c) fase 1, f) fase 2 e i) fase 3. Los valores positivos indican divergencia y negativos convergencia de humedad.

Acoplado a los resultados anteriores, se realizó un diagrama Hovmöller de las anomalías de temperatura potencial promediada cada 5 días durante el verano a 200, 500, 850 y 1000 mb como se muestra en la figura 22. En el panel 22a se puede ver en color morado las anomalías positivas de la temperatura potencial que al presentar una inclinación hacia el oeste pueden estar

sugiriendo la propagación de un sistema en los niveles altos de la atmosfera (200 y 500 mb) durante los meses de mayo y junio, en una amplia región que abarca el este del Pacífico tropical y el Mar Caribe, sin embargo las anomalías a 850mb y superficie (figura 22c y 22d) durante los mismo meses, aunque son positivas no reflejan una propagación y solo se manifiestan como un pulso, además el área longitudinal que ocupan estas anomalías va disminuyendo al acercarse a la superficie.

En julio si bien se aprecia una gran mancha con anomalías negativas a 200 mb (figura 22a), no puede ser explicada como una propagación dado que no presenta una inclinación significativa que la califique como tal, mientras que a 500, 850 mb y superficie, no se aprecian anomalías significativas dado que éstas oscilan alrededor de cero (paneles 22b-d).

A partir de la mitad de agosto hasta octubre, nuevamente se presenta la propagación de anomalías positivas en el este del Atlántico tropical a 200 mb que pueden estar relacionadas al viaje de ondas del este, sin embargo a 850 mb y superficie en los paneles 22c y 22d respectivamente no se observa la propagación de estas anomalías. En tanto que anomalías negativas intensas son encontradas en el este del Pacífico tropical y Mar Caribe en octubre a los 200 mb, sin embargo son aún mayores en superficie y a 850 mb.

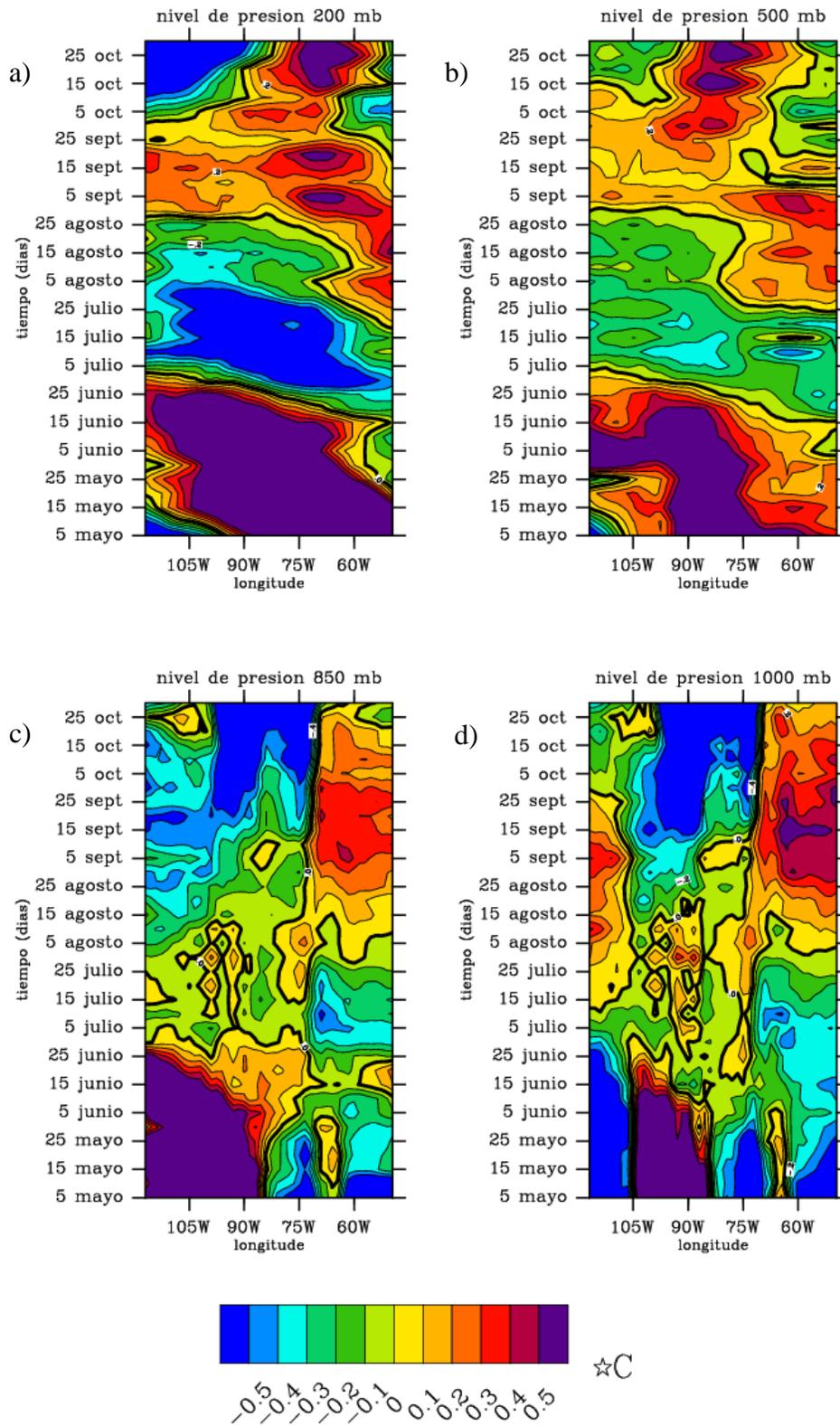


Figura 22. Anomalías respecto del promedio de verano (junio-septiembre de 1979-1020) de temperatura potencial (°C) cada 5 días de mayo a octubre, a) 200 mb, b) 500 mb, c) 850 mb y d) 1000 mb.

5

Discusión

El desarrollo de la sequía intra-estival es parte del ciclo estacional en las precipitaciones de verano en el sur de México y Centroamérica como se mostró en la figura 12, sin embargo el mecanismo por el cual éste se lleva a cabo es complejo, debido a los diversos patrones de gran escala y locales que la influyen.

La mayoría de los estudios relacionados con la sequía intra-estival sugieren que ésta es propiciada por la extensión al oeste del sistema semi-permanente de alta presión del Atlántico subtropical (Gamble, *et al.*, 2007; Romero et al., 2007), que intensifica los vientos alisios durante julio y está asociado con divergencia en los niveles bajos de la atmósfera (Whyte, *et al.*, 2008), o con la formación de un gran sistema de alta presión en el centro de México, debido a la unión de la alta presión del Atlántico subtropical y la alta semi-permanente del Pacífico subtropical que generan divergencia en superficie durante julio, y que posteriormente tiende a debilitarse (Small, 2007).

Los resultados obtenidos del reanálisis ERA-Interim que se ha llevado a cabo en este trabajo de tesis señalan que el primer máximo de precipitación se debe principalmente a la influencia de la ZCIT que migra al norte durante el verano, y a que durante el mes de mayo la alberca de agua cálida del Pacífico oriental tropical alcanza su máxima temperatura (figura 8e), condición que fomenta la convección.

La fase 2 que corresponde al desarrollo de la sequía intra-estival se propicia por una combinación de varios factores: por una parte, el sistema de alta presión del Atlántico subtropical mantiene una oscilación meridional a lo largo del año, y una extensión al oeste durante el verano, dejando como remanente anomalías de alta presión sobre el Golfo de México que cubre hasta el sureste de México (figura 18), provocando flujo divergente (figura 16c) y fuertes anomalías del este en los niveles bajos de la atmósfera que se observan en la figura 14c; este flujo intenso fortalece el jet del este de bajos niveles del Caribe, como se puede ver en la figura 11g. En tanto que el

cambio asociado al rotacional del esfuerzo del viento propicia el afloramiento de aguas subsuperficiales en el Caribe, dando lugar a temperaturas superficiales del mar más frías.

Las anomalías de alta presión encontradas en el sur y Golfo de México durante la fase 2, se diferencian de los resultados de Small (2007), debido a que en el reanálisis ERA-Interim no se observa que el sistema de alta presión del Pacífico subtropical influya en el desarrollo de la canícula, y que dichas anomalías formen una gran sistema de alta presión sobre México.

Por otra parte el modelo Gill (1980), ha sido utilizado para tratar de explicar el desarrollo de la sequía intra-estival; en el que se considera que una anomalía negativa (positiva) en la temperatura superficial del mar en el Atlántico y fuera de la zona ecuatorial, tiene como respuesta una alta presión (baja presión) en el noroeste de la zona de enfriamiento (calentamiento), asociado con una onda de Rossby. El caso que se muestra en la figura corresponde al de un calentamiento, sin embargo para el proceso de la sequía intra-estival corresponde a un enfriamiento por lo que la respuesta sería invertida al de la figura 23.

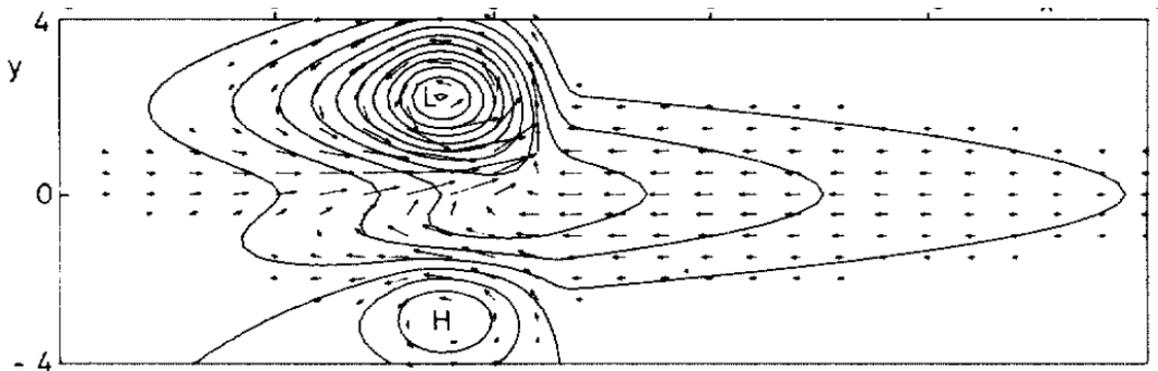


Figura 23. Contornos de perturbación de la presión. El patrón está dominado por una baja sobre el flanco occidental de la zona de calentamiento y por una depresión ecuatorial. Una alta se encuentra en el hemisferio sur, Gill (1980).

Por lo tanto una anomalía negativa en la temperatura superficial del mar en la región de los mares Intra-Americanos responde como una onda de Rossby con un anticiclón de bajo nivel centrado en el Golfo de México (Rauscher *et al.*, 2008). En los resultados de las anomalías de la temperatura superficial del mar y presión atmosférica a nivel del mar en la figura 18, se observa un

comportamiento similar al antes explicado, y las anomalías de viento en superficie de la figura 14 responden como lo esperado en el modelo de Gill (anomalías del este).

En tanto que la permanencia de anomalías de alta presión sobre el Golfo de México durante julio y principios de agosto, hasta el momento no se ha estudiado, sin embargo en este trabajo tratamos de darle una explicación recurriendo a la teoría del bloqueo atmosférico, en la que se considera que patrones de gran escala en la presión atmosférica, en este caso el sistema semi-permanente del Atlántico subtropical, propicia la formación de intensas anomalías en el flujo local contrarias a las dominantes (viento del este) (Pelly, 2001), debido al desvío de los vientos alisios. Sin embargo el bloqueo atmosférico es típico de las latitudes medias, por lo que esta explicación puede no ser del todo aplicable a las regiones tropicales, donde se tiene la influencia de otros patrones atmosféricos.

La respuesta de la atmósfera a diferentes forzamientos térmicos entre ellos las anomalías de alta presión sobre el Golfo de México, benefician el incremento en la temperatura superficial del mar durante la fase 2, como se observa en la figura 17b, que posteriormente es un factor indispensable en el proceso convectivo de la fase 3.

Por otra parte, la reducción de la precipitación durante la canícula (fase 2), puede también estar asociada además con el desplazamiento al sur de la ZCIT en el este del Pacífico tropical, observado en los promedios de la vorticidad en superficie (figura 20c), y la divergencia del transporte de humedad (figura 21c) entre julio y agosto. Esto podría estar relacionado con el fortalecimiento de los vientos alisios a su paso por el Caribe, dado que propician una disminución en el calentamiento del Atlántico tropical del norte, y por lo tanto, pueden incrementar la advección seca desde el Mar Caribe hasta el Pacífico oriental tropical, favoreciendo una posición más al sur de la ZCIT (Xie, et al., 2007).

No podemos dejar de lado el diagrama Hovmöller de la temperatura potencial de la figura 22 que muestra la propagación de una señal en tiempo y espacio de este a oeste, en los niveles altos de la atmósfera, y que en superficie se aprecia como un pulso; ésta propagación puede estar relacionada con el sistema de alta presión del Atlántico subtropical que podría ser advechado desde niveles superiores de la atmósfera a la superficie, dado que las anomalías del vector de

viento a 200 mb (figura 15) en la fase 2 son del este, o con la oscilación de Madden Julian influyendo en la circulación de verano.

Las máximas precipitaciones de la fase 3 están estrechamente relacionadas con el desplazamiento al norte de la ZCIT, la entrada de flujo de aire marítimo tropical del oeste cargado de humedad, y la acumulación de calor durante la fase 2 que favorece la convección, tal como se puede ver en las figuras 14c y 21c.

Si bien este estudio no se enfoca en la variabilidad interanual de la sequía intra-estival, es conocida su relación con el fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS), debido a que éste mantiene una clara influencia en la temperatura superficial del mar, presión atmosférica y los vientos alisios, afectando directamente la migración de la ZCIT durante el verano.

Curtis (2002) señala que durante un evento cálido del ENOS, la sequía intra-estival tiende a ser más fuerte, debido al intenso flujo seco proveniente del Caribe hacia el Pacífico tropical, transportado por el jet de bajos niveles del Caribe que tiende a acelerarse, por una débil presión en superficie sobre el Pacífico oriental tropical (Enfield and Alfaro, 1999).

Y aunque el análisis en este trabajo se enfoca en la climatología de la sequía intra-estival y los factores atmosféricos que la propician, no se puede despreciar que en el desarrollo de la canícula, su intensificación o debilitamiento pueden estar interviniendo el fenómeno ENOS, la oscilación de Madden Julian o la del Atlántico Norte.

6

Conclusiones

El análisis climatológico de verano llevado a cabo con los datos de reanálisis ERA-Interim, señalan en primera instancia que estos representan adecuadamente las características climatológicas de las zonas tropicales, tal como la migración meridional de la ZCIT siguiendo la estación de verano, los principales sistemas semi-permanentes de alta presión del Atlántico y Pacífico subtropical y la presencia de los vientos alisios y contralisios.

Sin embargo, aunque en los datos de precipitación se percibe la señal de la sequía intra-estival en el sur de México y Centroamérica, la extensión espacial de ésta es pequeña, si la comparamos con la zona de canícula en otros estudios en los que utilizan datos observados, y la señal de la sequía intra-estival alcanza el Mar Caribe (Magaña, 1999 y Gamble, *et al.*, 2007).

Por otra parte el primer máximo de precipitación o fase 1, es asociado con la migración al norte de la ZCIT, propiciado por el intenso calentamiento antes y durante el solsticio de verano, así como por los vientos contralisios que fluyen en el Pacífico oriental tropical cargados de humedad.

La reducción de la precipitación a mitad del verano es más compleja ya que son diversos los factores que influyen para su desarrollo, por una parte y quizás la más importante es la propiciada por el sistema semi-permanente de alta presión del Atlántico subtropical que durante su migración al sur y extensión hacia el oeste, intensifica los vientos alisios, fortaleciendo el jet del este de bajos niveles del Caribe, favoreciendo una disminución en la temperatura superficial del mar y por ende una dominancia del flujo de aire seco del este, desde el Caribe hacia y hasta el Pacífico oriental tropical, desplazando la ZCIT hacia el sur, lo que da lugar a una reducción en la precipitación en el Pacífico oriental tropical y las zonas costeras del Pacífico sur mexicano.

La alta presión del Atlántico subtropical deja además como remanente anomalías de circulación anticiclónica sobre el sureste y Golfo de México en niveles bajos de la atmósfera, generando divergencia en superficie e inhibiendo la convección, pero favoreciendo la entrada de radiación de onda corta que junto con otros forzamientos térmicos incrementan la temperatura superficial

del mar en la fase 2; tal incremento lleva a una acumulación de calor que fomenta la convección durante la fase 3.

Se considera que el debilitamiento del sistema de alta presión centrada sobre el Golfo de México, y la migración al norte de la alta del Atlántico subtropical, da lugar a anomalías negativas en la presión en superficie, lo que disminuye la intensidad de los vientos del este y favorece el transporte de humedad del oeste, el desplazamiento al norte nuevamente de la ZCIT y la recuperación de la temperatura superficial del mar en el Caribe; esto desencadena el intenso desarrollo convectivo y por tanto en el segundo máximo de precipitación.

Sin embargo las señales encontradas en las anomalías de temperatura potencial con el desarrollo de la sequía intra-estival aún no es del todo clara por lo que es indispensable continuar investigando la procedencia de las mismas y su relación con la canícula, así como con la oscilación de Madden Julian, la del Atlántico Norte y el fenómeno ENOS.

Referencias bibliográficas

Amador J.A. (1998). A climatic feature of tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 5 (2): 91–102, 1998.

Amador J. A., Magaña V. O., Pérez J. B. (2000). The low level jet and convective activity in the Caribbean. Preprints 24th Conference in Hurricanes and Tropical Meteorology, 29 may – 2 june 2000, Fort Lauderdale, FL, *American Meteorological Society*, pp. 114-115.

Amador J. A., Chacón R. E., Laporte S. (2003). Climate and climate variability in the Arenal Basin of Costa Rica. In: Diaz H. F., Morehouse B. (Eds.), *Climate and Water: Transboundary Challenges in the Americas*, Kluwer, Dordrecht, pp. 317-350.

Amador J. A., Alfaro E. J., Lizano O. G., Magaña V. O. (2006). Atmospheric forcing of the Eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69:101-142, 2006

Cook K. H., Vizy E. K. (2010). Hydrodynamics of the Caribbean Low-Level Jet and Its Relationship to Precipitation. *Journal of Climate*, 23:1477-1494.

Curtis S. (2002). Interannual variability of the bimodal distribution of summertime rainfall over Central America and tropical storm activity in the far eastern Pacific. *Climate Research*, 22:141-146.

Dee D.P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Baljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J. J., Park B. K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J. N., Vitart F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Journal of Climate*, 137:553-597.

Enfield D. B., Alfaro E. J. (1999). The dependence of Caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific oceans. *Journal of Climate*, 12:2093-2103.

Gamble D. W., Parnell D. B., Curtis S. (2007). Short Communication Spatial variability of the Caribbean mid-summer drought and relation to north Atlantic high circulation. *Journal of Climatology*, 28:343-350.

Gill A. E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106:447-462.

Gill, E.A. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, London.

Hastenrath F. (2002). The Intertropical Convergence Zone of the Eastern Pacific Revisited. *Journal of Climatology*, 22:347-356.

Holton J. R. (2004). *An Introduction to Dynamics Meteorology*, 4^a ed. Academic Press, New York.

Inoue M., Handoh, I. C., Bigg, G. R. (2002). Bimodal Distributions of Tropical Cyclogenesis in the Caribbean: Characteristics and Environmental Factors. *Journal of Climate*, 15:2897-2905.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne, R., Joseph D. (1996). The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(3): 437-471.

Magaña V., Amador J. A., Medina S. (1999). The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12:1577-1588.

Magaña V., Caetano E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophysical Research Letters*, 32:1-4.

Mitchell T. P., Wallace J. M. (1992). The annual cycle in equatorial convection and surface temperature. *Journal of Climate*, 5:1140-1156.

- Muñoz E., Busalacchi A. J., Nigam S., Ruiz-Barradas A. (2008). Winter and Summer Structure of the Caribbean Low-Level Jet. *Journal of Climate*, 21:1260-1276.
- Pelly Joanna L. (2001). *The predictability of atmospheric blocking*. (Thesis of Doctor), The University of Reading, Reading, Berkshire, England. Recuperada de: www.met.rdg.ac.uk
- Rauscher S. A., Giorgi F., Diffenbaugh N. S., Seth A. (2008). Extension and Intesification of the Meso-American mid-summer drought in the twenty-first century. *Climate Dynamics*, 31:551-571.
- Romero C. R., Zavala H. J., Binimelis R. G. (2007). Midsummer Gap Winds and Low-Level Circulation over the Eastern Tropical Pacific. *Journal of Climate*, 20:3768-3784.
- Serra Y. L., Kiladis G. N., Hodges K. I. (2010). Tracking and Mean Structure of Easterly Waves over the Intra-Americas Sea. *Journal of Climate*, 23:4823-4840.
- Serrenze M. C., Hurst C. M. (2000). Representation of Mean Artic Precipitation from NCEP-NCAR and ERA Reanalyses. *Journal of Climate*, 13:182-201.
- Small O. R. J., Szoek S. P., Xie, S. P. (2007). The Central American Midsummer Drought: Regional Aspects and Large-Scale Forcing. *Journal of Climate*, 20:4853-4873.
- Wang C., Enfield D. B. (2003). A further study of the tropical western hemisphere warm pool. *Journal of Climate*, 16:1476-1493.
- Wang C. (2007). Variability of the Caribbean Low-Level Jet and tis relations to climate. *Climate Dynamics*, 29:411-422
- Whyte F. S., Taylor M. A., Stephenson T. S., Campbell J. D. (2008). Features of the Caribbean low level jet. *Journal of Climatology*, 28:119-128.
- Xie S.P., Miyama T., Wang Y., Xu H., Szoek S., Small R., Richards K., Mochizuki T., Awaji T. (2007). A regional ocean-atmosphere model for Eastern Pacific climate: toward reducing tropical biases. *Journal of Climate*, 20:1504-1522.