

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN  
SUPERIOR DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

---

**Variabilidad océano-atmósfera asociada a la sequía  
intraestival en el reanálisis CFSR**

Tesis

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

Presenta:

**Ivonne Mariela García Martínez**

Ensenada, Baja California, México

2015

Tesis defendida por

**Ivonne Mariela García Martínez**

y aprobada por el siguiente comité

---

Dr. Julio Sheinbaum Pardo

*Director del Comité*

---

Dra. María Tereza Cavazos Pérez

*Miembro del Comité*

---

Dr. Gilberto Gaxiola Castro

*Miembro del Comité*

---

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson

*Miembro del Comité*

---

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

*Coordinador del Programa de  
Posgrado en Oceanografía Física*

---

Dr. Jesús Favela Vara

*Director de Estudios de Posgrado*

Febrero de 2015

Resumen de la tesis que presenta Ivonne Mariela García Martínez como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

## Variabilidad océano-atmósfera asociada a la sequía intraestival en el reanálisis CFSR

Resumen elaborado por:

---

Ivonne Mariela García Martínez

La sequía intraestival o canícula (MSD por la siglas de *midsummer drought*) es un fenómeno que se caracteriza por una disminución de la precipitación que ocurre a la mitad del verano en la región centro-sur de México, Centroamérica y en los océanos adyacentes. En este estudio se investiga la presencia espacial y temporal de la MSD en el reanálisis *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), producto generado por el *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) de los EEUU, que considera un modelo acoplado océano-atmósfera de alta resolución en el periodo 1979-2010. En contraste con versiones anteriores del NCEP, el reanálisis CFSR incluye una dinámica y un sistema de asimilación de datos en un modo acoplado entre océano y atmósfera, y su resolución espacial y temporal es mayor. El análisis de las anomalías y correlaciones de diversas variables atmosféricas y oceánicas revela una serie de procesos interrelacionados que da origen a los dos máximos -y al mínimo relativo- de precipitación en el verano. Se propone una metodología para calcular campos de anomalías, diferente de la reportada en la literatura, que permite comparar el comportamiento de las variables físicas en los años de MSD con respecto a sus valores climatológicos. El desplazamiento estacional de la Zona de Convergencia Intertropical y la intensificación del *Jet* de bajos niveles del Caribe parecen ser los factores clave en la dinámica que da origen a la sequía intraestival. Con base en la comparación entre la cantidad de precipitación de verano en los años con MSD y sin MSD, se encontró la posibilidad de que la canícula no se deba exclusivamente a un mecanismo inhibitorio de la precipitación (como ha sido documentado hasta ahora), sino que además, sea resultado de un reforzamiento de la precipitación que ocurre antes y después de la MSD. Por lo anterior, esta tesis propone la idea de que lo anómalo durante la temporada de lluvias de verano es el aumento de precipitación al inicio y al final del verano, lo que genera dos máximos que le dan el carácter bimodal al ciclo anual de precipitación, definiendo la canícula.

Palabras Clave: **Sequía intraestival, interacciones océano-atmósfera, sur de México y Centroamérica, reanálisis CFSR.**

Abstract of the thesis presented by Ivonne Mariela García Martínez as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Master in Sciences in PHYSICAL OCEANOGRAPHY.

## **Ocean-atmosphere variability related with the midsummer drought in the reanalysis CFSR**

Abstract by:

---

Ivonne Mariela García Martínez

The midsummer drought (MSD), also known in Spanish as *canícula*, is a phenomenon characterized by a reduction in the amount of precipitation during the boreal summer season, usually observed in southern Mexico, Central America and adjacent ocean regions. In this study the spatial and temporal presence of the MSD is investigated by means of the *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), which is a high-resolution coupled ocean-atmosphere reanalysis for the period 1979-2010 produced by the National Center for Environmental Prediction (NCEP) of the USA. In contrast to previous products, the CFSR includes dynamics and data assimilation in the coupled ocean-atmosphere system as well as higher temporal and spatial resolutions. The analysis of anomalies and correlations of different atmospheric and oceanic variables reveals a series of interrelated processes that yield two maxima -and the relative minimum- of the summer precipitation. A different methodology to investigate anomaly fields is proposed, which provides additional information not captured by standard methods reported in the literature. This procedure allows comparing the behavior of physical variables in the MSD years with their climatological values. The seasonal migration of the Intertropical Convergence Zone and the intensification of the Caribbean Low Level Jet seem to be the key factors involved in the dynamics of the midsummer drought. A comparative analysis between the summer precipitation in the years with and without MSD points toward a new perspective of the mechanisms governing the MSD. The results strongly suggest that the MSD might be not only the result of a rain suppressor mechanism (as documented until now) but, in addition, that it might be a manifestation of the reinforcement of the rain before and after the MSD. For these reasons, we propose that the anomalous behaviour during the rainy season in the region is the increase of precipitation at the beginning and at the end of the summer, which causes the two maxima that give the bimodal structure to the annual cycle of precipitation, defining the MSD.

**Keywords: Midsummer drought, ocean-atmosphere interactions, southern Mexico and Central America, CFSR reanalysis.**

## Dedicatoria

*A mis padres, Flor y Agustín.*

## Agradecimientos

Esta tesis fue posible gracias a la dedicación y entusiasmo de mi tutor académico el Dr. Julio Sheinbaum, a quien agradezco los momentos de inspiración y apoyo.

Gracias a la Dra. Tereza Cavazos, al Dr. Cuauhtémoc Turrent y al Dr. Gilberto Gaxiola por su interés y colaboración a este trabajo.

A todos mis compañeros y a los miembros del departamento de Oceanografía Física, por tener siempre sus puertas abiertas y una sonrisa sincera para hacer el día. Gracias a mis amigos quienes, aún en la distancia, me han expresado su apoyo y cariño.

Gracias al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología y al Posgrado en Oceanografía Física por la beca otorgada.

Y un agradecimiento especial para mi familia. Para mis papás, Flor y Agustín, por su amor, comprensión y apoyo en todo momento y de todas las formas. A mis hermanos, Agustín y Paúl, por ser mi impulso, mis protectores y cómplices. Gracias a Luis, por este viaje extraordinario.

# Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	iii
Resumen en inglés	iv
Dedicatoria	v
Agradecimientos	vi
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xi
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Generalidades y justificación . . . . .	1
1.2. Objetivos . . . . .	3
1.3. Antecedentes . . . . .	4
<b>2. Zona de estudio y datos</b>	<b>7</b>
2.1. Zona de estudio . . . . .	7
2.2. El reanálisis CFSR . . . . .	7
<b>3. Climatología de la región de estudio</b>	<b>10</b>
3.1. Precipitación e ITCZ . . . . .	10
3.2. Presión atmosférica en superficie . . . . .	13
3.3. Viento en superficie . . . . .	14
3.4. Flujos de radiación . . . . .	15
3.5. Temperatura superficial del océano . . . . .	16
3.6. Profundidad de la capa de mezcla en el océano . . . . .	18
<b>4. Análisis de la sequía intraestival</b>	<b>21</b>
4.1. Detección de la región con sequía intraestival . . . . .	21
4.2. Clasificación de la temporada de lluvias en fases . . . . .	22
4.3. Selección de años con sequía intraestival intensa . . . . .	22
4.4. Cálculo de anomalías . . . . .	24
4.5. Análisis de las anomalías . . . . .	26
<b>5. Variabilidad interanual en la sequía intraestival</b>	<b>35</b>
<b>6. Covariabilidad entre la precipitación y otras variables</b>	<b>43</b>
<b>7. Variaciones oceánicas en los años con sequía intraestival</b>	<b>55</b>
7.1. Extensión de la alberca de agua caliente del Pacífico-Atlántico . . . . .	55
7.2. Profundidad de la capa de mezcla . . . . .	57
<b>8. Discusión</b>	<b>59</b>
<b>9. Conclusiones</b>	<b>64</b>
Lista de abreviaturas	67
Lista de referencias	69

## Lista de figuras

Figura		Página
1.	Precipitación promedio ( $\text{mm } 15 \text{ días}^{-1}$ ) de 1992 en la región de $105^\circ\text{W}$ a $80^\circ\text{W}$ y de $10^\circ\text{N}$ a $25^\circ\text{N}$ . . . . .	2
2.	Zona de estudio, incluyendo la orografía ( $m$ ) considerada en el CFSR. . . . .	7
3.	Climatología mensual de precipitación ( $\text{mm día}^{-1}$ ) del periodo 1979-2010. . . . .	11
4.	Comparación de la climatología de precipitación de verano (JJAS). Arriba: en $\text{mm día}^{-1}$ . Abajo: acumulada ( $\text{mm}$ ). <b>a)</b> y <b>c)</b> con datos de CFSR, <b>b)</b> tomada de Small <i>et al.</i> (2007) y <b>d)</b> tomada de Magaña <i>et al.</i> (1999). . . . .	12
5.	Climatología mensual de la presión atmosférica reducida al nivel del mar ( $mb$ ) del periodo 1979-2010. . . . .	13
6.	Climatología estacional del viento en superficie ( $m s^{-1}$ ) del periodo 1979-2010. Los colores indican la magnitud, y las flechas la dirección. . . . .	15
7.	Climatología estacional del flujo de radiación de onda corta incidente en la superficie ( $W m^{-2}$ ) del periodo 1979-2010. . . . .	16
8.	Climatología estacional del flujo de radiación de onda larga recibida en el tope de la atmósfera ( $W m^{-2}$ ) del periodo 1979-2010. . . . .	17
9.	Climatología mensual de temperatura superficial del océano ( $^\circ\text{C}$ ) del periodo 1979-2010. En contornos negros se muestra la isoterma de $28.5^\circ\text{C}$ . . . . .	18
10.	Climatología mensual de la profundidad de la capa de mezcla ( $m$ ) del periodo 1979-2010. . . . .	20
11.	Distribución de la precipitación climatológica (1979-2010) quincenal ( $\text{mm } 15 \text{ días}^{-1}$ ) en regiones de $5^\circ$ de latitud por $5^\circ$ de longitud. El recuadro en rojo (RC) representa la región con MSD identificada en México y Centroamérica. . . . .	21
12.	Distribución anual de la precipitación acumulada quincenal ( $\text{mm } 15 \text{ días}^{-1}$ ) promediada en la RC. Las barras en rojo corresponden al periodo de junio a septiembre. . . . .	24
13.	Índice MSD ( $adim$ ) obtenido para el periodo 1979-2010. La línea roja discontinua indica el valor mínimo requerido para considerar a un año con canícula intensa. Los años sin índice no presentan un patrón bimodal claro en la precipitación. . . . .	25
14.	Anomalías de: a) precipitación y b) presión atmosférica reducida al nivel del mar. . . . .	27
15.	a) Compuestos de los años MSD, b) climatologías de verano, y c) anomalías del viento en superficie. Los periodos considerados y los vectores de referencia se indican en cada mapa. Valores en ( $m s^{-1}$ ). . . . .	29
16.	Como la Figura 15 pero con viento a 850 mb ( $m s^{-1}$ ). . . . .	29
17.	Como la Figura 15 pero con viento a 500 mb ( $m s^{-1}$ ). . . . .	30



## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
18. Como la Figura 15 pero con viento a 200 mb ( $m s^{-1}$ ). . . . .	31
19. Anomalías de la vorticidad del viento ( $s^{-1}$ ) en distintos niveles. . . . .	31
20. Anomalías de la divergencia del viento ( $s^{-1}$ ) en distintos niveles. . . . .	32
21. Anomalías de: a) temperatura superficial del mar, b) radiación de onda larga emitida por la superficie y c) profundidad de la capa de mezcla. . . . .	33
22. Anomalías de flujos de calor: a) latente de evaporación y b) sensible. . . . .	34
23. <b>a)-f)</b> $s_{17}$ de P y su porcentaje con respecto a la varianza total para junio (JUN), julio-agosto (JA) y septiembre (SEP). <b>g)-l)</b> $s_{11}$ y su porcentaje para los mismos periodos. La barra izquierda indica las unidades de $s_{17}$ y $s_{11}$ , y la derecha su porcentaje con respecto a la varianza total. . . . .	37
24. Como la figura 23 pero con SST. . . . .	38
25. Como la figura 23 pero con el viento en superficie. . . . .	39
26. Como la figura 23 pero con SLP. . . . .	40
27. Como la figura 23 pero con OLR. . . . .	40
28. Como la figura 23 pero con OHC. . . . .	41
29. Como la figura 23 pero con ISOT20. . . . .	41
30. Como la figura 23 pero con MLD. . . . .	42
31. <b>a)</b> Precipitación promedio mensual de la región con MSD ( $10^{\circ}$ - $25^{\circ}$ N y $105^{\circ}$ W- $80^{\circ}$ W). Serie original en negro. Serie filtrada (con frecuencias menores a 6 meses $^{-1}$ ) en rojo. <b>b)</b> Señal de la precipitación con variabilidad estacional e intraestacional obtenida de la ecuación (6). Los marcadores verdes se localizan sobre los junios del periodo, los rojos sobre julios y agostos y los negros sobre los septiembres. . . . .	44
32. Índice de precipitación (IP) obtenido de la ecuación (7). Los marcadores verdes se localizan sobre los junios del periodo, los rojos sobre julios y agostos y los negros sobre los septiembres. . . . .	45
33. Correlación simultánea entre IP y presión atmosférica a nivel del mar. Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC. . . . .	47
34. Correlación simultánea entre IP y radiación de onda larga. Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC. . . . .	48

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
35. Correlación simultánea entre IP y flujos de calor latente de evaporación. Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC. . . . .	49
36. Correlación simultánea entre IP y temperatura superficial (en mar y tierra). Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC. . . .	50
37. Correlación simultánea entre IP y el viento zonal en 850 mb. Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC. . . . .	51
38. Correlación simultánea entre IP y el viento zonal en 200 mb. Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC. . . . .	52
39. Correlación simultánea entre IP y distintas variables para el periodo julio-agosto. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC. . . . .	53
40. SST ( $^{\circ}C$ ) y extensión ( $km^2$ ) de la WHWP en: la climatología de 1979-2010 (columna izquierda), el compuesto de los años con canícula (columna central) y el compuesto de los años sin canícula (columna derecha) para junio (primera fila), julio-agosto (segunda fila) y septiembre (tercera fila). En la esquina inferior izquierda de cada mapa se señala el área que cubre la alberca (en negro) y su porcentaje de cambio con respecto a la climatología de ese periodo (negativos en azul y positivos en rojo). . . . .	57
41. Profundidad de la capa de mezcla en junio, julio-agosto y septiembre en el compuesto de los años con canícula (incisos a, d y g), en el compuesto de los años sin canícula (b, e y h) y la diferencia entre ellos (c, f, e i). . . . .	58
42. Precipitación promedio del periodo 1979-2010, en la RC para junio, julio-agosto y septiembre. Las barras azules (negras) indican los años con (sin) canícula. . . . .	63

## Lista de tablas

Tabla		Página
1.	Abreviaturas de las variables de estudio . . . . .	9
2.	Características de las variables seleccionadas del CFSR . . . . .	9

# Capítulo 1. Introducción

---

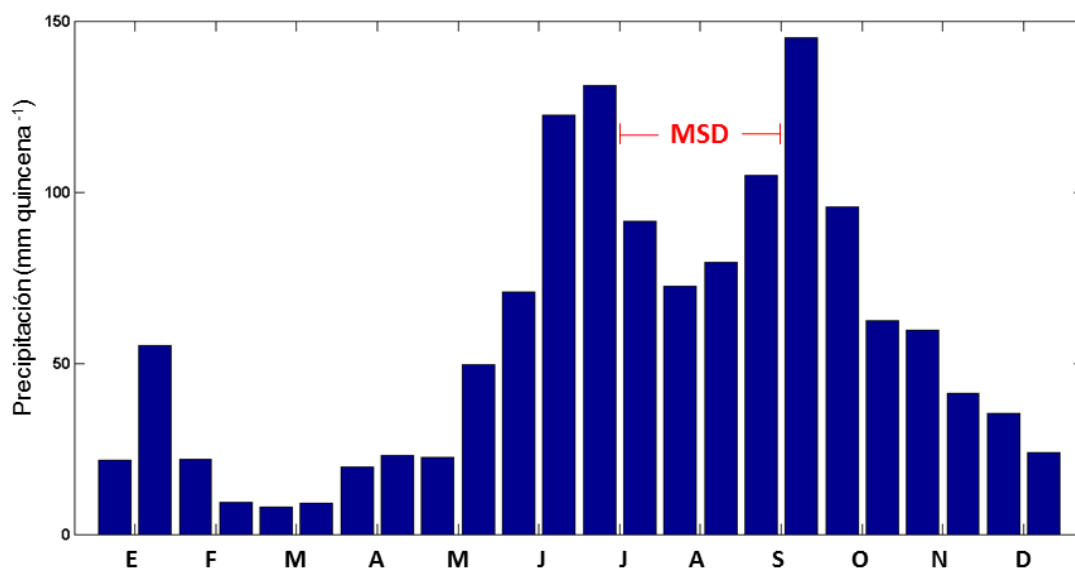
## 1.1. Generalidades y justificación

La circulación atmosférica de gran escala (con periodos suficientemente largos para ignorar las variaciones causadas por sistemas meteorológicos de corto periodo, pero capaz de mantener la variabilidad estacional) es modulada por factores como el calentamiento diferencial en la superficie, la rotación de la Tierra, la presencia de masas continentales y la compleja topografía en éstas. De la interacción de estos factores se generan sistemas de bajas y altas presiones en superficie que dan lugar a los movimientos del aire a escalas planetarias. Para fines prácticos es posible sintetizar esta circulación en un cinturón de bajas presiones sobre la región ecuatorial, centros de alta presión cerca de los  $\pm 30^\circ$  de latitud y otra banda de bajas presiones en los  $\pm 60^\circ$  de latitud. Debido a estas diferencias de presión atmosférica latitudinales se producen vientos que se dirigen de las zonas de mayor a las de menor presión atmosférica. Si agregamos, además, el efecto de la rotación terrestre, la trayectoria de los vientos se desvía a la derecha en el hemisferio norte (HN), y a la izquierda en el hemisferio sur (HS), generando así los vientos *alisios* del NE en el HN y del SE en el HS, los *contraalisios* o también llamados *oestes* entre los  $\pm 30^\circ$  y  $\pm 60^\circ$ , y los *estes polares* en latitudes mayores a  $\pm 60^\circ$ . Esta circulación en superficie está compensada en altura por vientos en sentido opuesto y, por continuidad en la vertical, se presentan movimientos ascendentes sobre los sistemas de baja presión y descendentes (subsistencia) de los sistemas de alta presión. De esta forma se completan tres celdas (axisimétricas con respecto al eje ecuatorial) de circulación alrededor de todo el globo conocidas como celdas de Hadley (del ecuador hacia los  $\pm 30^\circ$ ), celdas de Ferrel ( $30^\circ$  a  $60^\circ$  norte y sur) y las celdas polares ( $\pm 60^\circ$  hacia los polos).

La posición e intensidad de los sistemas subtropicales de alta presión influyen en la climatología de las regiones donde se localizan. En el hemisferio norte, cerca del continente americano, se presentan dos sistemas subtropicales de alta presión importantes. Por una parte, el sistema de alta presión del Atlántico Norte (conocido también como anticiclón de los Azores por ubicarse al sur de la región ocupada por un grupo de nueve islas que lleva este nombre), genera altas temperaturas, cielos despejados y baja humedad, debido a la subsistencia causada por su circulación anticiclónica en superficie, principalmente al norte de

África y en Europa. Además, durante el verano este sistema se extiende al oeste, trayendo consigo estas características al norte del continente americano, pero a su vez, su circulación anticiclónica favorece el aporte de humedad a las zonas tropical y subtropical de América del Norte. Del mismo modo, el sistema de alta presión del Pacífico norte, modula la temperatura, la nubosidad y el aporte de humedad en la costa occidental de América del Norte.

Aunados a estos sistemas de escala global, se encuentran otros de escala regional y local que generan condiciones de temperatura, viento y humedad características en cada región. En particular, en el sur de México y América Central se presenta un ciclo anual de precipitación bien definido, típicamente de mayo a octubre. Sin embargo, existe un periodo intermedio relativamente seco, donde la precipitación se ve disminuida hasta en un 40 % (Curtis 2002, Small *et al.* 2007). A este periodo se le conoce como sequía de medio verano, sequía intraestival, canícula o MSD por las siglas en inglés de *midsummer drought*. Los máximos de precipitación anterior y posterior a la MSD definen el carácter bimodal de su ciclo anual. La magnitud e intensidad de este evento varían interanualmente. En la Figura 1 se muestra un ejemplo representativo del ciclo anual de precipitación observado en una región con canícula.



**Figura 1:** Precipitación promedio (mm 15 días<sup>-1</sup>) de 1992 en la región de 105°W a 80°W y de 10°N a 25°N.

La precipitación es una de las variables principales en la caracterización de la climatología de una región. En México y Centroamérica, la precipitación en distintas escalas de tiempo

(intraestacional, estacional, anual e interanual) modula un alto número de actividades relacionadas, principalmente, con los sectores salud, agrícola, hídrico, energético y económico. Es esencial conocer con mayor precisión la distribución espacial, temporal, el inicio y la duración de la temporada de lluvias de verano, con la finalidad de aprovechar, prevenir y adaptarse mejor a la disponibilidad de recursos hídricos. Por esta razón es fundamental entender los procesos físicos que modulan la precipitación de verano sobre la región de México y Centroamérica, para que, paulatinamente, sean incorporados a los modelos numéricos y se realicen mejoras en los pronósticos de mediano y largo plazo.

Anteriormente se han desarrollado estudios de la sequía de medio verano con observaciones y datos de satélite (Magaña *et al.* 1999, Curtis 2002, Magaña y Caetano 2005, Gamble *et al.* 2007), con reanálisis (Karnauskas *et al.* 2013, Martínez 2013) y algunos otros incorporaron además salidas de modelos numéricos (Small *et al.* 2007, Rauscher *et al.* 2008). Sin embargo, no se ha utilizado el reanálisis CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) para realizar estudios de la sequía de medio verano sobre la región de México y Centroamérica. Este reanálisis es de interés por ser el producto más novedoso del NCEP (*National Center for Environmental Prediction*), en donde se considera un sistema acoplado entre océano y atmósfera, se tiene una asimilación de datos más avanzada y una mayor resolución espacial y temporal que en las dos versiones anteriores creadas por el NCEP y el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR).

El propósito general de los reanálisis globales es producir los estados de la atmósfera y el océano en un periodo de varios años representados en mallas para todo el globo. Éstos son generados por un modelo con un sistema de asimilación de datos determinado (Suranjana, 2010). En 2010, el NCEP generó el nuevo reanálisis global acoplado CFSR para el periodo 1979-2010. Con una mayor resolución espacial y temporal que los reanálisis existentes, y bajo la consideración de un modo acoplado, se espera una representación más realista de los fenómenos de interacción océano-atmósfera.

## 1.2. Objetivos

En general, la finalidad de este trabajo es analizar los procesos de interacción en el sistema océano-atmósfera que se relacionan con la sequía intraestival del sur de México y Centroaméri-

ca, utilizando los datos del reanálisis acoplado CFSR.

En particular, el interés se centra en:

- Establecer los patrones de configuración atmosférica y oceánica durante la canícula.
- Determinar la variación interanual de la sequía intraestival.
- Identificar la influencia de las variables oceánicas en superficie (temperatura) y al interior del océano (profundidad de la capa de mezcla, de las isothermas de 20° y 28°C y el contenido de calor), así como de los gradientes zonales y meridionales de las variables atmosféricas y oceánicas en la sequía intraestival.

### 1.3. Antecedentes

En años recientes se ha incrementado el interés en tratar de comprender los mecanismos asociados con la MSD. Diversos autores atribuyen la intensidad y duración de la MSD a características particulares del océano y la atmósfera, como los sistemas semipermanentes de alta presión sobre el Atlántico (*North Atlantic Subtropical High*, NASH) y el Pacífico (*North Pacific High*, NPH), la ubicación de la zona de convergencia intertropical (*Intertropical Convergence Zone*, ITCZ), la radiación solar, la intensidad de los vientos alisios, definida en la región principalmente por el *jet* de bajos niveles del Caribe (*Caribbean Low Level Jet*, CLLJ), la temperatura superficial del océano (*Sea Surface Temperature*, SST), además de algunos fenómenos transitorios como las ondas del este y la oscilación de Madden-Julian (*Madden-Julian Oscillation*, MJO), cuyo periodo de ocurrencia coincide con el de la MSD.

Magaña *et al.* (1999) propusieron un mecanismo para explicar la MSD basado en la retroalimentación entre la radiación solar de onda corta, la SST, y procesos convectivos. Este mecanismo consiste en un desplazamiento al norte de la ITCZ, lo que genera intensa convección sobre y al oeste de Centroamérica en mayo-junio, ocasionando el primer máximo de precipitación. La excesiva nubosidad asociada a esta convección reduce la entrada de radiación solar y disminuye la SST sobre el Pacífico oriental tropical (ETP, por las siglas de *Eastern Tropical Pacific*). Al ser reducida la SST, disminuye la convección durante julio-agosto, iniciando así la sequía de medio verano. Como consecuencia de la poca nubosidad

en julio-agosto, una mayor cantidad de radiación solar incide sobre la región del ETP y aumenta su temperatura superficial, lo que genera el segundo máximo de precipitación durante septiembre-octubre sobre el sur de México y Centroamérica.

Sin embargo, Magaña y Caetano (2005), y Small *et al.* (2007) encontraron que la disminución de la SST propuesta en el mecanismo de Magaña *et al.* (1999) no se observa en toda la región, sólo en el noreste del Pacífico. Por esto, Small *et al.* (2007) propusieron un mecanismo dinámico para la MSD enfatizando el impacto de factores remotos de gran escala, tales como cambios en la ITCZ del Pacífico y en el centro de alta presión subtropical del Atlántico. Este mecanismo es descrito a continuación.

El primer máximo de precipitación, durante principios de junio, se debe a vientos anómalos del oeste y suroeste que transportan humedad de la ITCZ del Pacífico. A finales de junio el calentamiento solar es máximo en el hemisferio norte (HN) y, debido a las relativas altas temperaturas sobre el continente, se forma una gran baja térmica sobre Norteamérica. Esta baja presión sobre el continente se asocia con subsidencia sobre los océanos subtropicales adyacentes, lo que permite el desplazamiento de la NASH hacia el oeste. Durante julio-agosto la ITCZ se ubica más al norte. La combinación del desplazamiento de la ITCZ del Pacífico y la extensión al oeste de la NASH genera anomalías de viento del este en el Mar Caribe y el ETP, por lo que la humedad es transportada fuera de la costa del Pacífico, estableciendo así el inicio de la MSD. En septiembre se alcanzan las máximas SST en el Atlántico y el Caribe, la ITCZ se ubica en su punto más al norte en el Pacífico oriental y en el Atlántico occidental, y las depresiones tropicales también alcanzan su máximo. Debido a esto se genera un aumento de precipitación (asociado con bajas presiones anómalas) y flujo del oeste del Pacífico hacia el Atlántico, sobre Centroamérica. Las condiciones de baja presión permiten el desarrollo de convergencia en los niveles bajos sobre el sur de México y América Central, dando lugar al segundo máximo de la temporada.

Maloney y Hartmann (2000), encontraron que anomalías del este en los vientos de niveles bajos sobre Centroamérica durante la fase 'seca' de la MJO coinciden con una disminución en la actividad de ciclones tropicales (y por lo tanto de precipitación) en el Pacífico oriental y el Golfo de México, sugiriendo que la MJO podría ser un factor modulador de la MSD.



Small *et al.* (2010), cuantificaron la importancia de la convección atmosférica profunda generada localmente por la interacción océano-atmósfera, y encontraron que en la región del Pacífico oriental existen dos factores principales que explican la variabilidad interanual: los forzamientos remotos y los mecanismos de retroalimentación entre la convección local y la circulación.

Recientemente, Herrera *et al.* (2014), establecieron dos aspectos fundamentales a considerar en los procesos detrás de la MSD. El primero son las interacciones océano-atmósfera, particularmente la relación entre la SST y la convección sobre el Atlántico tropical. El segundo son los efectos dinámicos asociados al CLLJ y a la subsidencia sobre el sur de México y Centroamérica. Ellos argumentan que la evolución temporal de la precipitación de verano sobre el noreste del Pacífico tropical y sobre los mares intra-americanos (el Golfo de México y el Mar caribe) está relacionada, pero no es resultado del mismo proceso. En la alberca de agua caliente del Pacífico, la evolución temporal de la actividad convectiva parece estar estrechamente relacionada con las variaciones de la SST. Mientras que en los mares intra-americanos la intensificación del CLLJ durante julio parece ser el factor clave.

De los estudios existentes sobre la canícula, son pocos los que han presentado hipótesis que establecen un mecanismo para explicar el origen y desarrollo de la MSD. Sin embargo, aún no es clara la influencia de los procesos de interacción en la interfaz océano-atmósfera en la canícula. Tampoco se han explorado las relaciones con variables oceánicas profundas. Por estas razones, en este estudio nos concentramos en proponer un mecanismo dinámico considerando los procesos de interacción entre el océano y la atmósfera a través de datos obtenidos de un reanálisis acoplado.

## Capítulo 2. Zona de estudio y datos

### 2.1. Zona de estudio

Si bien la MSD es un fenómeno que se ha identificado en el centro-sur de México y América Central, se eligió como zona de estudio una región más amplia con la finalidad de observar patrones en la circulación de gran escala que puedan estar asociados con la MSD. Esta región está limitada entre las latitudes  $40^{\circ}\text{N}$  a  $10^{\circ}\text{S}$  y entre las longitudes  $150^{\circ}\text{W}$  a  $50^{\circ}\text{W}$ . La región comprende el Pacífico oriental tropical, el Mar Caribe, el Golfo de México y el Atlántico occidental tropical. Sobre el continente existen características topográficas particulares que, aunadas a determinados elementos atmosféricos y oceánicos, tienen un efecto importante en los cambios estacionales de las variables. La zona de estudio con la orografía que utiliza el CFSR se muestra en la figura 2.

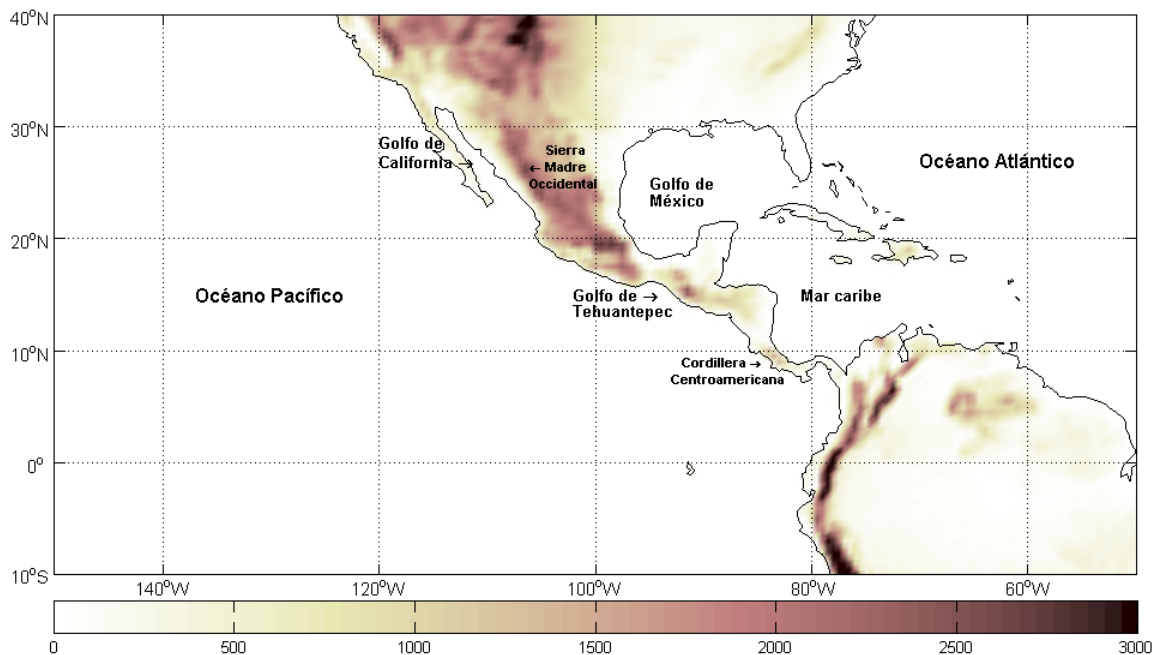


Figura 2: Zona de estudio, incluyendo la orografía ( $m$ ) considerada en el CFSR.

### 2.2. El reanálisis CFSR

Todas las variables utilizadas en este estudio fueron obtenidas del reanálisis CFSR (Suranjana *et al.* 2010). Este reanálisis es un producto del NCEP, que comprende el periodo

de 1979 a 2010. El reanálisis CFSR es un modelo global de alta resolución que considera un sistema acoplado entre el océano, la atmósfera, la criósfera y la litósfera, con la finalidad de proveer mejores estimaciones del estado de estos dominios acoplados. En la tabla 1 se presentan las variables analizadas y sus abreviaturas.

La resolución temporal máxima disponible del reanálisis es de una hora. La resolución horizontal en la atmósfera es de mallas regulares de  $0.5^\circ$  para la mayoría de las variables (en superficie algunas están disponibles en mallas de  $0.3^\circ$ ). En el océano la resolución horizontal va de  $0.25^\circ$  en el ecuador y se extiende hasta  $0.5^\circ$  en latitudes extratropicales. La resolución vertical de la atmósfera es de 64 niveles desde la superficie hasta 0.26 hPa ( $\sim 38$  km), y la del océano es de 40 niveles (desde la superficie hasta 4737 m de profundidad); en la litósfera se consideran 4 niveles, y en la criósfera 3 niveles.

Existen diversos productos del CFSR. Los que se han utilizado para este estudio son los productos llamados *análisis* (análisis instantáneo de las observaciones de un parámetro al tiempo de inicialización del modelo), *pronósticos de N horas* (pronóstico instantáneo de un parámetro a las  $N$  horas después de la inicialización del modelo) y *promedios de N horas* (es el promedio durante  $N$ -horas de un parámetro). En función de la disponibilidad de estos productos se eligió el más adecuado para cada variable (ver última columna de la tabla 2).

Las resoluciones seleccionadas del reanálisis fueron los productos cada 6 horas en una malla horizontal de  $0.3^\circ \times 0.3^\circ$  o de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (dependiendo de la disponibilidad de cada variable). De la atmósfera se seleccionaron productos de superficie y de tres niveles más: 850 mb, 500 mb y 200 mb, representativos de la tropósfera baja, media y alta, respectivamente. En la tabla 2 se presenta un resumen de las características de las variables. Esta información está disponible en el portal web de la NOAA (<http://nomads.ncdc.noaa.gov>).

Tabla 1: Abreviaturas de las variables de estudio

Nombre	Variable
P	Precipitación acumulada por unidad de tiempo
Ts, SST	Temperatura en superficie terrestre y oceánica, respectivamente
SLP	Presión atmosférica en superficie reducida al nivel del mar
SHs	Humedad específica en superficie
LHF, SHF	Flujos de calor latente y sensible, respectivamente, en superficie
ISR	Flujo de radiación de onda corta incidente en la superficie
OLR	Flujo de radiación de onda larga que llega al tope de la atmósfera
us,vs	Componentes zonal y meridional del viento en superficie
MLD	Profundidad de la capa de mezcla
OHC	Contenido de calor oceánico
ISOT20, ISOT28	Profundidad de las isotermas de 20°C y 28°C
T(850,500,200)	Temperatura de la atmósfera en 850, 500 y 200 mb
SH(850,500,200)	Humedad específica en 850, 500 y 200 mb
u,v(850,500,200)	Componentes zonal y meridional del viento en 850, 500 y 200 mb
Z(850, 500, 200)	Altura geopotencial en 850, 500 y 200 mb

Tabla 2: Características de las variables seleccionadas del CFSR

Variable	Unidades	Nivel	Res. horizontal	Producto
P	$mm\ día^{-1}$	superficie	$\sim 0.3^\circ$	promedio 6h
Ts,SST	$^\circ C$	superficie	$\sim 0.3^\circ$	pronóstico 1h
SLP	$mb$	superficie	$\sim 0.3^\circ$	análisis
SHs	$kg\ kg^{-1}$	2 m	$\sim 0.3^\circ$	pronóstico 1h
LHF, SHF	$W\ m^{-2}$	superficie	$\sim 0.3^\circ$	pronóstico 6h
ISR	$W\ m^{-2}$	superficie	$\sim 0.3^\circ$	pronóstico 1h
OLR	$W\ m^{-2}$	tope de la atm	$\sim 0.3^\circ$	pronóstico 6h
us,vs	$m\ s^{-1}$	10 m	$\sim 0.3^\circ$	pronóstico 1h
MLD	$m$	—	$0.5^\circ$	promedio 1h
OHC	$J\ m^{-2}$	capa oceánica	$0.5^\circ$	promedio 1h
ISOT20, ISOT28	$m$	—	$0.5^\circ$	promedio 1h
T(850,500,200)	$^\circ C$	850, 500 y 200 mb	$0.5^\circ$	análisis
SH(850,500,200)	$kg\ kg^{-1}$	850, 500 y 200 mb	$0.5^\circ$	análisis
u,v(850,500,200)	$m\ s^{-1}$	850, 500 y 200 mb	$0.5^\circ$	análisis
Z(850, 500, 200)	$m\ s^{-1}$	850, 500 y 200 mb	$0.5^\circ$	análisis

## Capítulo 3. Climatología de la región de estudio

---

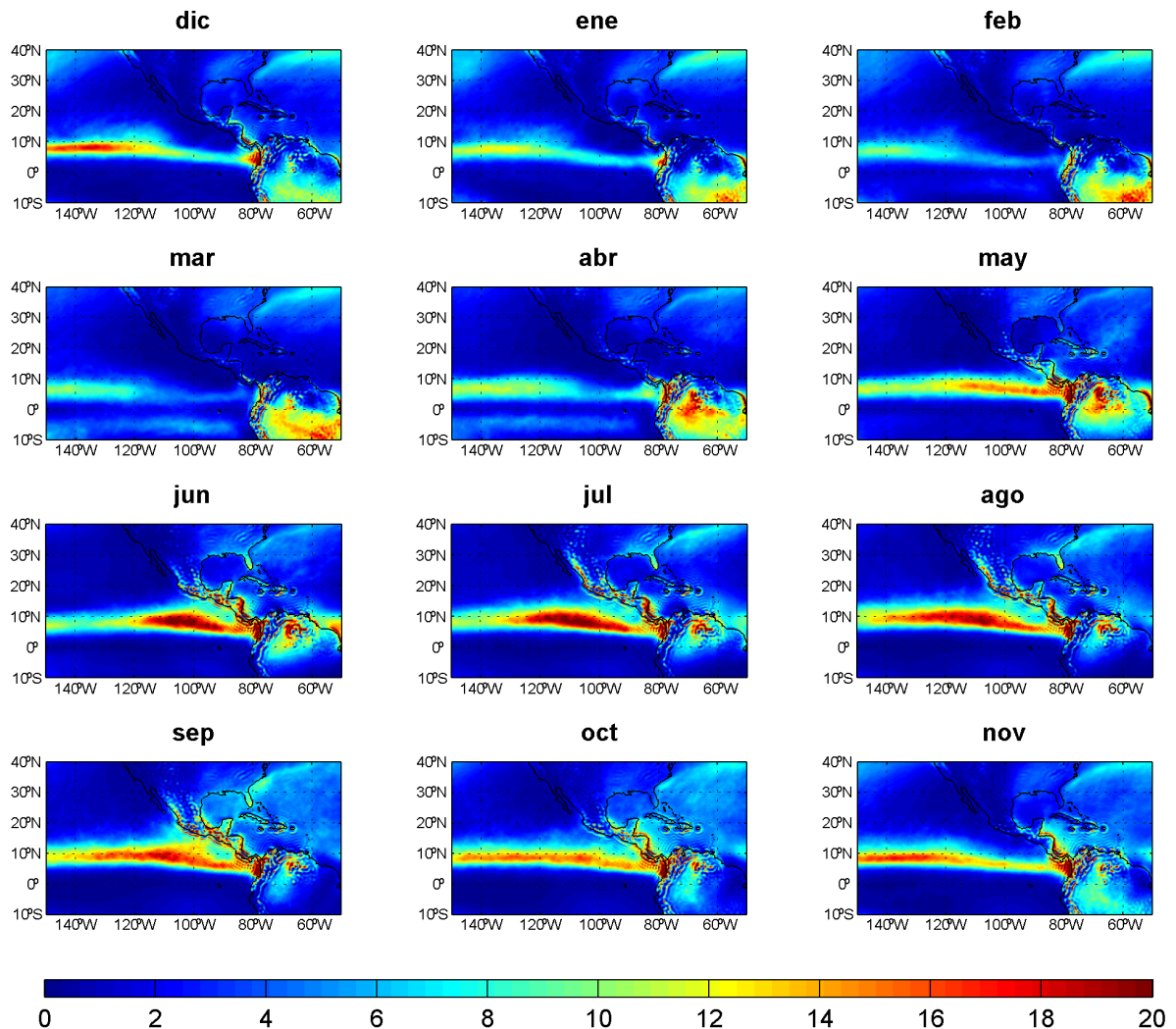
Como una primera forma de evaluación del reanálisis se calcularon promedios mensuales, estacionales y anuales de las variables seleccionadas del CFSR en el periodo 1979-2010. Estas climatologías permiten evaluar qué tan adecuadamente se representan los fenómenos climatológicos en el CFSR, en comparación con otros resultados obtenidos por diversos autores a partir de observaciones, modelos, otros reanálisis, y otras bases de datos. En este capítulo se presentan las principales características climatológicas de la región de estudio obtenidas con el CFSR.

### 3.1. Precipitación e ITCZ

A escala global existen diversos factores que modulan la cantidad y frecuencia de la precipitación en cada lugar. La cercanía con los océanos u otras fuentes de humedad, la influencia de vientos prevalentes que advecten humedad, la presencia de topografía compleja y los centros de baja presión atmosférica son algunos de los factores que favorecen la precipitación. En el caso del dominio aquí estudiado y para escalas de tiempo desde estacionales hasta interanuales se agrega a estos factores la presencia de fenómenos transitorios, como los ciclones tropicales en ambas cuencas (Pacífico y Atlántico), las ondas del este en el Atlántico (que pueden cruzar México y llegar al Pacífico), los sistemas frontales, la Oscilación de Madden-Julian y los eventos ENSO, por ejemplo. Si el interés se centra en analizar el comportamiento de la precipitación en periodos más largos, influyen además otros fenómenos de mayor escala como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, *Pacific Decadal Oscillation*) o la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, *Atlantic Multidecadal Oscillation*).

En la Figura 3 se presenta el ciclo anual de la precipitación registrada por el CFSR en la zona de estudio. Se observa la variación de la posición de la ITCZ, la cual está en función de la época del año. Su desplazamiento se debe al calentamiento de la superficie de la Tierra, debido principalmente, a la cantidad de radiación solar que recibe. La ITCZ oscila estacionalmente, ubicándose en su punto más al sur durante el invierno boreal y en su punto más al norte en el verano boreal. Su posición usualmente se encuentra al norte del ecuador. Es posible notar que la ITCZ al oeste de  $120^\circ$  W tiene una menor variación de su posición (entre  $5^\circ$  y  $15^\circ$  de latitud), mientras que en ITCZ localizada al este de  $120^\circ$  W, sobre el ETP,

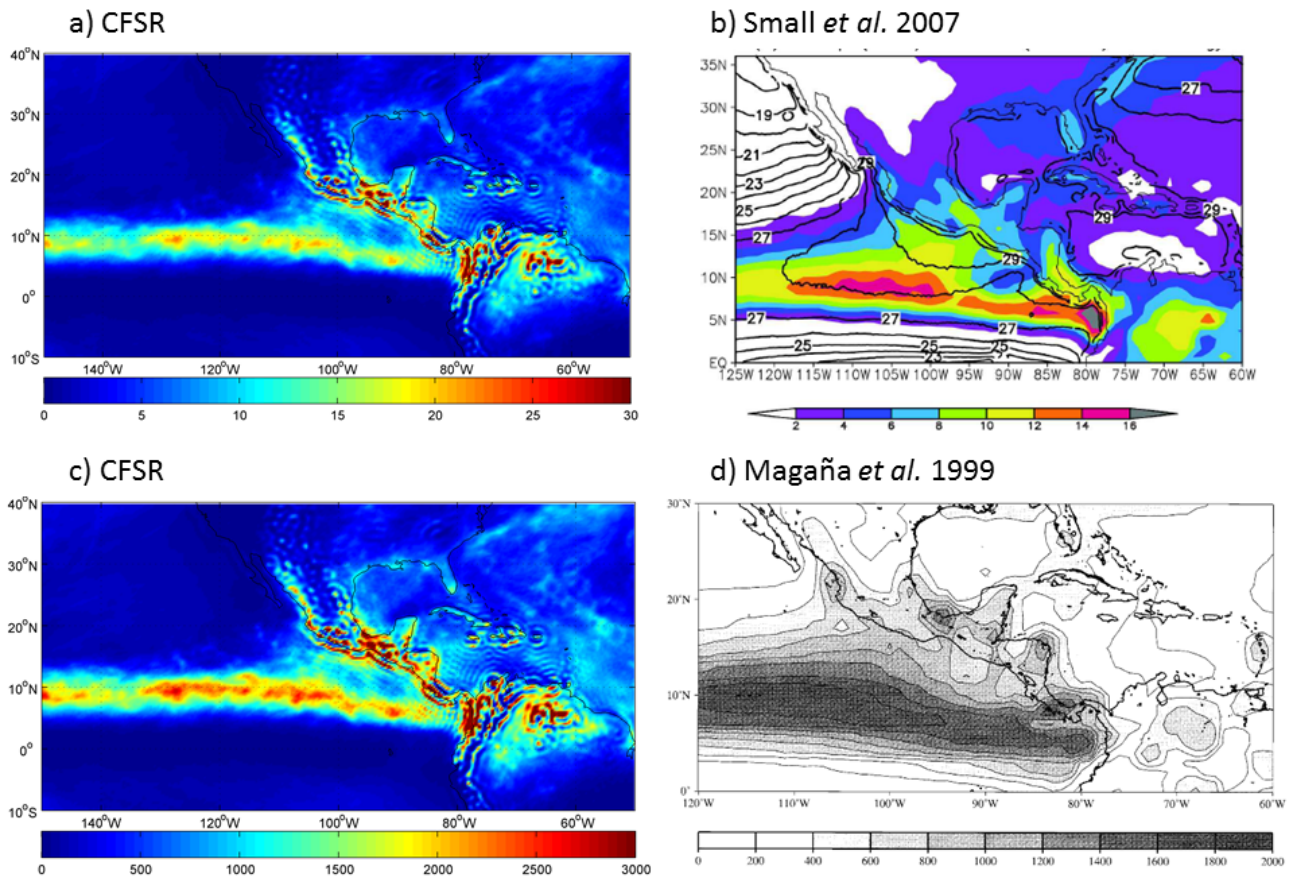
cerca de la costa mexicana, tiene una oscilación latitudinal de mayor amplitud (desde  $\sim 2^\circ\text{N}$  hasta  $20^\circ\text{N}$ ). Durante marzo y abril se observa una segunda ITCZ (más débil), entre  $-10^\circ$  y  $-5^\circ$  de latitud. Espacial y temporalmente se representan de manera adecuada las intensas precipitaciones que ocurren durante el verano en el sur de México y América Central, así como la ocurrencia del monzón de Norteamérica en el noroeste de México durante julio, agosto y septiembre.



**Figura 3: Climatología mensual de precipitación ( $\text{mm día}^{-1}$ ) del periodo 1979-2010.**

Sin embargo, los valores de precipitación capturados en el CFSR están sobreestimados con respecto a lo reportado con otras bases de datos. La Figura 4 presenta la precipitación de verano (junio a septiembre, JJAS) obtenida con el CFSR (incisos a y c). Los máximos valores son de  $\sim 18 \text{ mm día}^{-1}$ . Small *et al.* (2007) encontraron máximos de  $16 \text{ mm día}^{-1}$  en el núcleo

de la ITCZ durante el verano, usando información del TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) en el periodo 1998-2004 (Figura 4b). Con base en los datos de NCAR y del Servicio Meteorológico Nacional de México y de otros países centroamericanos Magaña *et al.* (1999) reportaron que la precipitación máxima acumulada en la ITCZ de junio a septiembre durante el periodo 1979-1995 es del orden de 2000 mm (Figura 4d), mientras que en el CFSR los valores en la ITCZ alcanzan máximos de hasta 2300 mm. Otra comparación realizada con el trabajo de Martínez (2013), en donde se utilizó el reanálisis ERA-Interim (producto del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), indica también una sobreestimación del CFSR en la precipitación climatológica sobre la región dominio (no mostrado). De lo anterior se concluye que el CFSR representa patrones de precipitación similares a los observados con otras bases de datos, pero con valores más altos.



**Figura 4:** Comparación de la climatología de precipitación de verano (JJAS). Arriba: en  $mm\ día^{-1}$ . Abajo: acumulada ( $mm$ ). a) y c) con datos de CFSR, b) tomada de Small *et al.* (2007) y d) tomada de Magaña *et al.* (1999).

### 3.2. Presión atmosférica en superficie

La Figura 5 muestra la climatología de la presión reducida al nivel del mar obtenida con el CFSR. El reanálisis CFSR simula razonablemente bien los sistemas semipermanentes subtropicales de alta presión del Atlántico (NASH) y del Pacífico (NPH). Sobre el continente representa las variaciones estacionales de presión atmosférica debidas a la compleja topografía de la zona, así como las bajas presiones invernales en el hemisferio norte asociadas a los frentes fríos típicos de dicha temporada. Se observa además la ubicación de la ITCZ que coincide con la mostrada en el ciclo anual de la precipitación, en donde los valores de presión oscilan cerca de los 1011 mb durante todo el año.

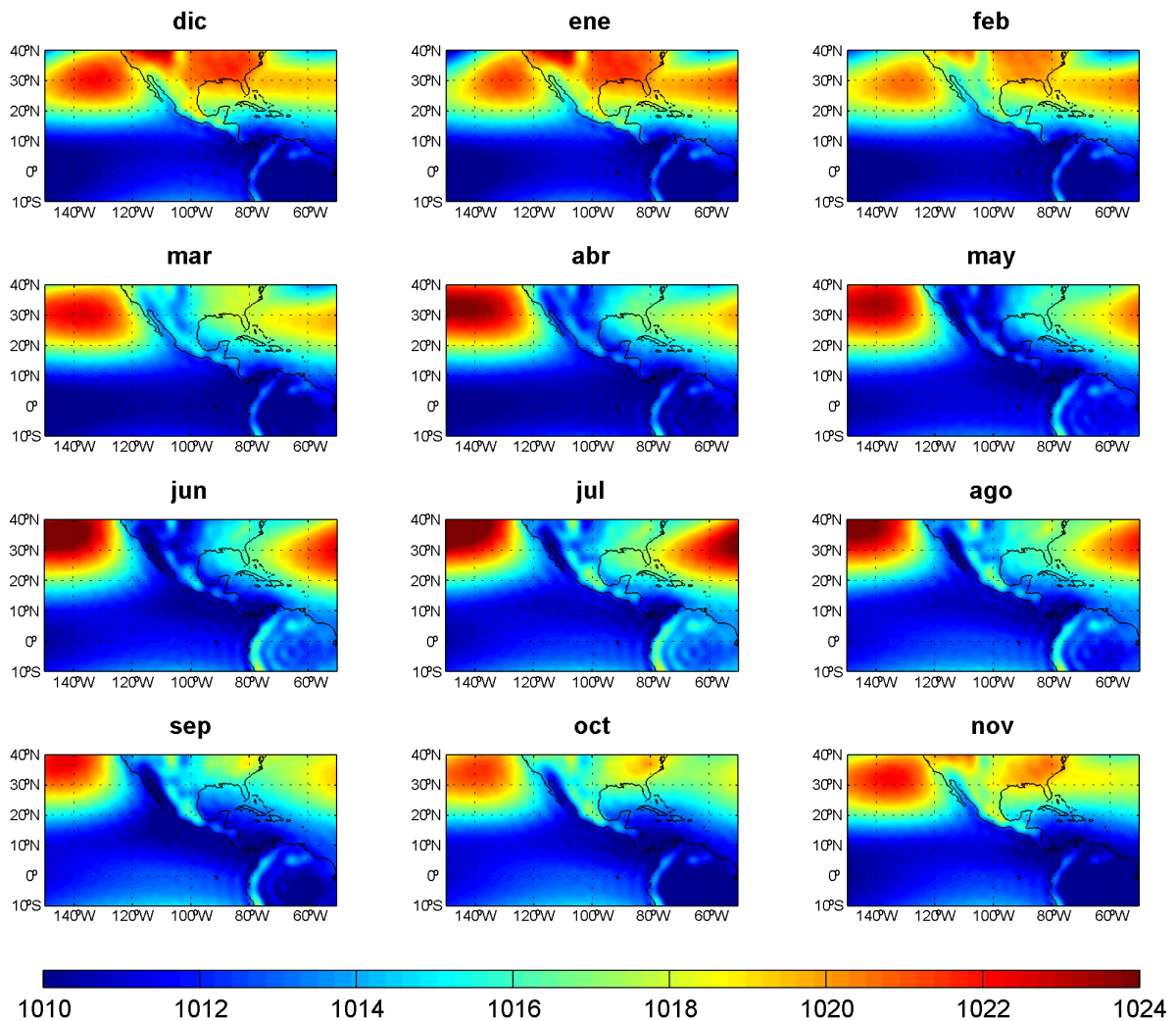


Figura 5: Climatología mensual de la presión atmosférica reducida al nivel del mar (*mb*) del periodo 1979-2010.



De acuerdo con diversos autores (Knaff 1997, Small *et al.* 2007, Wang 2007, Martínez-Sánchez y Cavazos 2014, Fuentes-Franco *et al.* 2014), cuando el gradiente de SST entre el Pacífico y el Atlántico aumenta (con SST mayores en el Pacífico que en el Atlántico), se observa una intensificación del CLLJ, que a su vez intensifica la circulación anticiclónica de la NASH. Esto favorece condiciones de sequía sobre el sur de México y Centroamérica debido a que el centro de convección que generalmente se observa sobre esta región en el verano se desplaza al oeste impulsado por el CLLJ.

Ambos sistemas (NASH y NPH) presentan una oscilación estacional norte-sur a lo largo del año. Sus núcleos presentan los máximos valores ( $\sim 1024$  mb) durante los meses de verano. Sin embargo, durante este periodo la NASH muestra una extensión hacia el continente americano, mientras que la EPH se desplaza hacia el oeste, alejándose del continente.

### 3.3. Viento en superficie

En la región de estudio existen patrones dominantes de viento bien establecidos. En la Figura 6 se presenta la climatología estacional del viento en superficie (10 m) obtenida con el CFSR. Consistente con la Figura 3, se observa el desplazamiento latitudinal de la ITCZ que se ubica en su posición más al sur durante el invierno boreal y en su punto más al norte en el verano boreal. Los alisios del NE en el HN y del SE en el HS se mantienen casi constantes (con velocidades entre  $5$  y  $8 \text{ m s}^{-1}$ ) durante todo el año. Se observan circulaciones anticiclónicas de gran escala que forman parte de los sistemas de alta presión del Atlántico y del Pacífico. Durante el invierno (DEF) y la primavera (MAM) la circulación asociada a la NPH se intensifica en la región al norte de  $10^\circ \text{ N}$  y al oeste de  $120^\circ \text{ W}$ . La NASH se acerca al continente americano durante el verano (JJA) cuando se observa también una intensificación del CLLJ. Este *jet* de niveles bajos es una región de velocidades máximas del viento sobre el Mar Caribe (aproximadamente entre  $70 - 75^\circ \text{ W}$  y  $12 - 14^\circ \text{ N}$ , Muñoz *et al.* 2008) y forma parte del régimen de vientos alisios del Atlántico. Amador *et al.* (2008) reportaron un claro ciclo anual en el CLLJ, con dos máximos en 925 mb durante julio y enero-febrero, siendo el de julio el más intenso. Se observan además los vientos tehuanos y los papagayos en el ETP durante el invierno. Las velocidades promedio más altas del CLLJ en el verano y el invierno van desde  $10 \text{ m s}^{-1}$  hasta  $13 \text{ m s}^{-1}$  en la superficie.

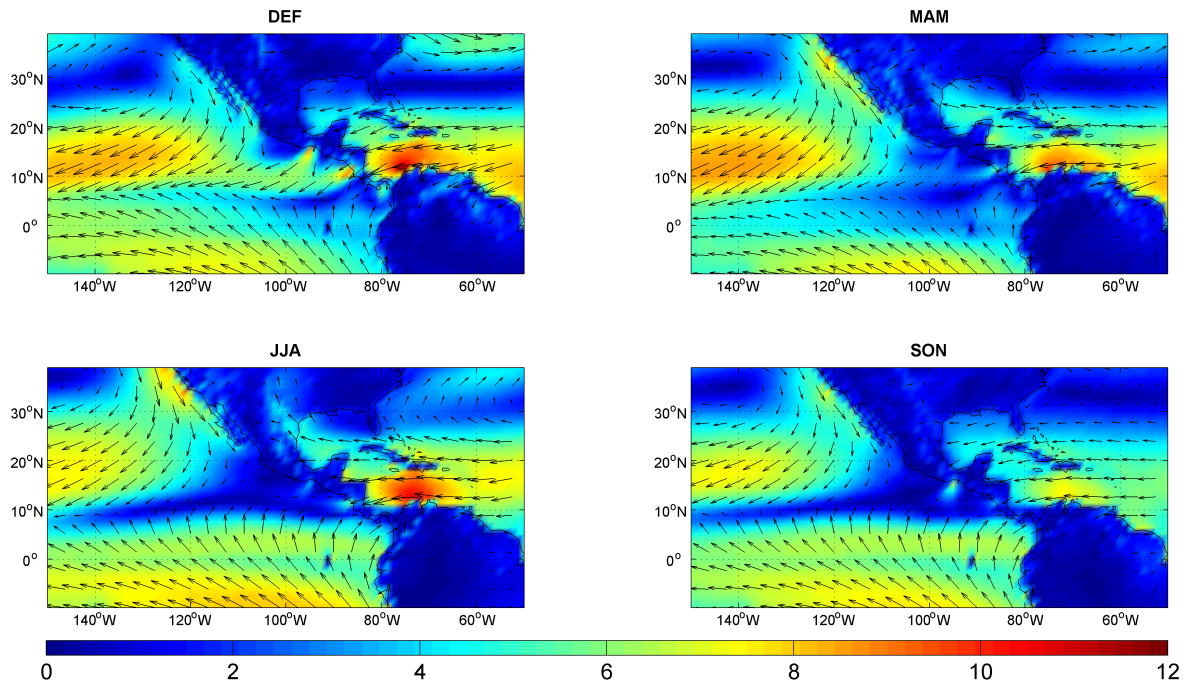


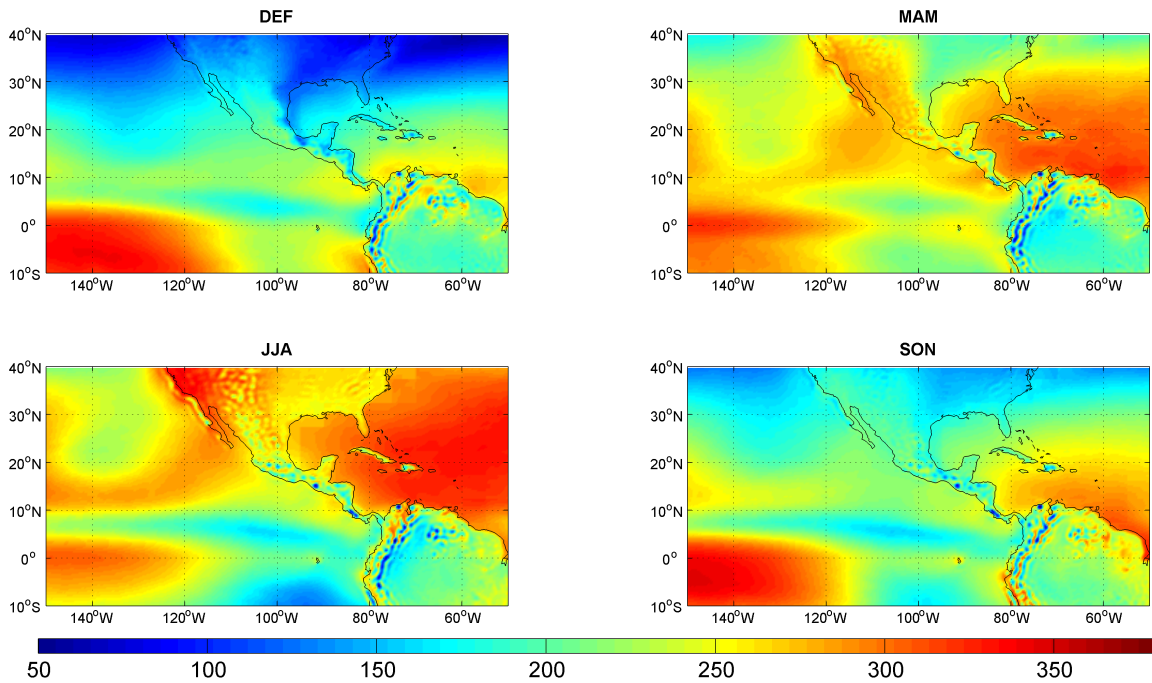
Figura 6: Climatología estacional del viento en superficie ( $m s^{-1}$ ) del periodo 1979-2010. Los colores indican la magnitud, y las flechas la dirección.

### 3.4. Flujos de radiación

La energía que alimenta al sistema climático proviene principalmente de la radiación solar de onda corta (*Incoming Solar Radiation*, ISR) que alcanza la superficie terrestre y que luego es reemitida por la Tierra con una longitud de onda mayor (*Outgoing Longwave Radiation*, OLR). Existen además otros procesos que intervienen en este balance radiativo; una parte de la radiación incidente es reflejada, otra es dispersada y otra parte es absorbida por la superficie, las nubes y la atmósfera. Aquí se analizan dos de las componentes más significativas de este balance: el flujo de radiación de onda corta proveniente del sol y el flujo de radiación de onda larga que es emitido por la superficie terrestre y llega al tope de la atmósfera.

El ciclo anual del flujo de ISR es bien conocido en el dominio aquí utilizado. En general, la entrada de ISR es máxima durante el verano y mínima durante el invierno del HN. Los valores más bajos se observan al norte de  $20^{\circ}$  N durante el invierno y los más altos sobre el Atlántico tropical y NW de México en el periodo de mayo a agosto (Figura 7).

En la Figura 8 se representa la variación estacional del flujo de radiación de onda larga

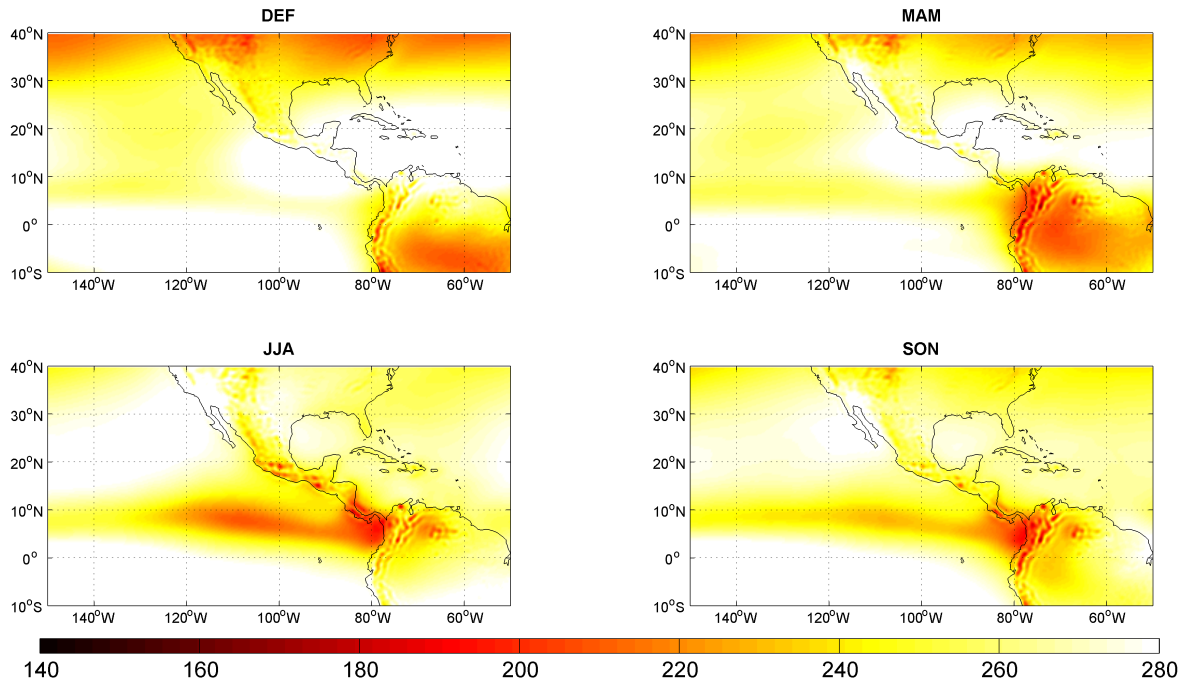


**Figura 7:** Climatología estacional del flujo de radiación de onda corta incidente en la superficie ( $W m^{-2}$ ) del periodo 1979-2010.

emitido por la superficie. La OLR se utiliza como un indicativo de la nubosidad. Cuando sus valores son bajos (colores rojizos-oscuros) significa que la radiación reflejada que llegó al tope de la atmósfera es baja, debido a la presencia de nubes que bloquean su salida. Por el contrario, los valores altos de OLR (colores amarillos-claros) indican cielos despejados, lo que permite que una mayor cantidad de OLR llegue hasta el tope de la atmósfera. Durante la primera mitad del año (de enero a mayo) se registra la máxima OLR sobre el sur de México, Centroamérica y los océanos adyacentes, entre  $10^{\circ}$  y  $25^{\circ}$ N. Durante el verano y parte del otoño se identifica claramente la nubosidad asociada a la ITCZ alrededor de los  $10^{\circ}$ N. En la península de Baja California se aprecian cielos despejados de mayo a noviembre y OLR bajas (asociadas a precipitación) durante el invierno, mientras que en la Sierra Madre Occidental se identifica la ocurrencia del monzón de norteamérica durante el verano.

### 3.5. Temperatura superficial del océano

El ciclo anual de SST está modulado a gran escala, principalmente, por la radiación de onda corta emitida por el sol. La respuesta del océano es relativamente lenta, por lo que en general, los valores máximos de SST son observados un tiempo después (poco más de



**Figura 8:** Climatología estacional del flujo de radiación de onda larga recibida en el tope de la atmósfera ( $W m^{-2}$ ) del periodo 1979-2010.

un mes), de que han ocurrido los máximos de radiación solar de onda corta recibida en la superficie.

La representación de SST en el CFSR permite visualizar el desarrollo y evolución de la alberca de agua caliente del Pacífico y Atlántico (WHWP, por las siglas en inglés de *Western Hemisphere Warm Pool*), como se muestra en la Figura 9. De acuerdo con Wang y Enfield (2001) en este trabajo se considera como alberca de agua caliente a la(s) región (regiones) del océano donde la temperatura superficial es igual o mayor a  $28.5^{\circ}C$ . En el CFSR se identifica la aparición de la WHWP en abril, su prolongación al Atlántico en junio y su máxima extensión (considerando ambas cuencas) durante septiembre.

Se observa además un enfriamiento del ETP sobre las regiones donde actúan los vientos tehuanos y los papagayos, que generan desplazamiento de las aguas costeras superficiales cálidas y, por bombeo de Ekman, aguas frías y profundas (desde aproximadamente  $\sim 50m$  de profundidad, de acuerdo con Fiedler y Talley 2006) ocupan la superficie provocando un descenso en la temperatura del mar de hasta  $2^{\circ}C$ .

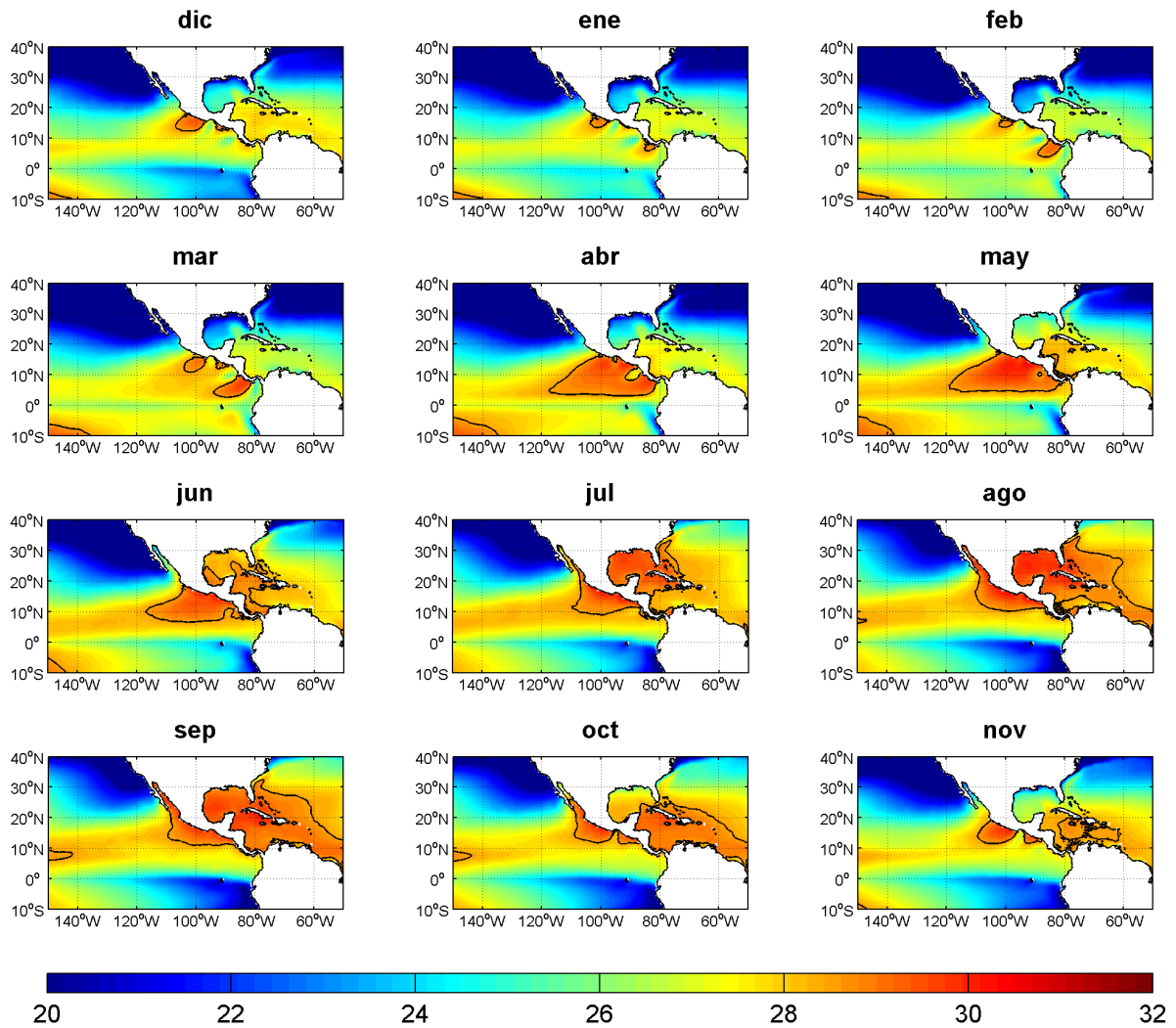


Figura 9: Climatología mensual de temperatura superficial del océano ( $^{\circ}C$ ) del periodo 1979-2010. En contornos negros se muestra la isoterma de  $28.5^{\circ}C$ .

### 3.6. Profundidad de la capa de mezcla en el océano

La capa de mezcla oceánica es la manifestación de procesos de mezcla turbulentos activos en la capa superficial del océano (De Boyer *et al.* 2004). Estos procesos turbulentos son tridimensionales y permiten el desarrollo de una región en el océano en donde algunas de sus propiedades físicas (la temperatura, la salinidad y la densidad) son casi uniformes en la vertical (Kara *et al.* 2003). La transferencia de energía, masa y momento en esta región es la fuente de casi todos los movimientos oceánicos, y su profundidad determina el contenido de calor y la inercia mecánica de la capa que actúa directamente con la atmósfera (De Boyer *et al.* 2004).

El espesor de la capa de mezcla (MLD) varía por diversos factores como la acción del viento y los intercambios de calor en la interfaz océano-atmósfera, la evaporación, la precipitación, la advección lateral y la presencia de ondas internas. El esfuerzo del viento favorece la mezcla vertical, de tal forma que a mayor esfuerzo del viento la capa de mezcla se profundiza más. El enfriamiento y la evaporación inducen a la mezcla convectiva y a los movimientos verticales en el océano (que se traducen en MLD mayores), mientras que el calentamiento y la precipitación causan estratificación que deja capas de mezcla menos profundas (Montoya 2013).

La MLD varía en un amplio rango de escalas temporales, desde la diurna, la intraestacional, la estacional y la interanual (De Boyer *et al.* 2004). Su variabilidad espacial también es amplia, con valores mínimos de 20 m y máximos de hasta 500 m en un dominio que incluye latitudes tropicales y subtropicales.

La profundidad media mensual de la capa de mezcla oceánica obtenida con el CFSR se muestra en la Figura 10. De diciembre a abril existe un fuerte contraste entre la región al norte de 20°N, en donde se observan MLD mayores a 400 m, y la región al sur de esta latitud, en donde las profundidades se encuentran entre 20 y 60 m. El aumento en la profundidad de la capa de mezcla durante el invierno y parte de la primavera en la región norte se debe a la combinación de algunos de los factores antes mencionados: vientos intensos, alta tasa de evaporación y bajas temperaturas en la superficie del mar. Sobre esta región se observa la mayor variabilidad con diferencias de MLD de hasta 250-350 m entre el verano y el invierno.

En el Caribe también se presentan variaciones considerables a lo largo del año. En el invierno (de diciembre a marzo) la capa se profundiza hasta aproximadamente 150 m, mientras que en el verano es de 80-90 m. Durante el verano, las mayores profundidades de la capa de mezcla en el dominio se sitúan sobre el Mar Caribe y son debidas, principalmente, a la intensificación del CLLJ durante este periodo. En contraste, la región del ETP presenta poca variabilidad anual. Las MLD registradas sobre esta región varían apenas 30-40 m durante el año, sin seguir ningún patrón espacial ni temporal claro.

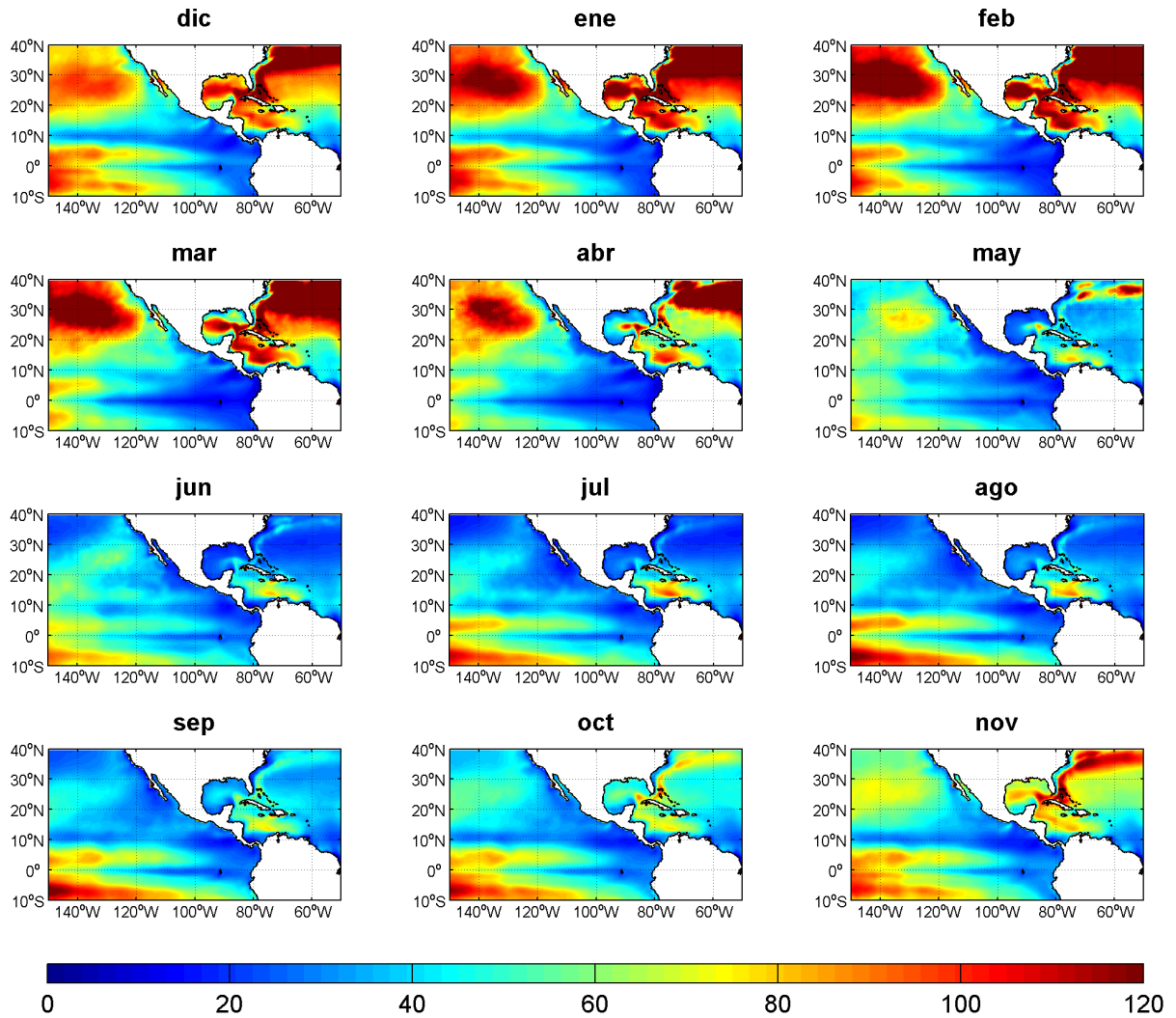


Figura 10: Climatología mensual de la profundidad de la capa de mezcla ( $m$ ) del periodo 1979-2010.

## Capítulo 4. Análisis de la sequía intraestival

### 4.1. Detección de la región con sequía intraestival

Para identificar la región del dominio en donde se observa la canícula se realizó una climatología de la precipitación acumulada cada 15 días para el dominio dividido en regiones de  $5^\circ$  de latitud por  $5^\circ$  de longitud. En la figura 11 se muestra esta regionalización y su precipitación climatológica correspondiente.

Se detectó la región con MSD identificando una señal bimodal en el ciclo anual de precipitación de cada subregión de la Figura 11. Este patrón es más claro en el centro y sur de México y sobre el norte de Centroamérica. Esta zona está delimitada entre los  $10^\circ$  y  $25^\circ$  de latitud y entre los  $-105^\circ$  y  $-80^\circ$  de longitud (recuadro rojo de la Figura 11). A partir de este momento se usará el término *RC* para hacer referencia a esta región con canícula.

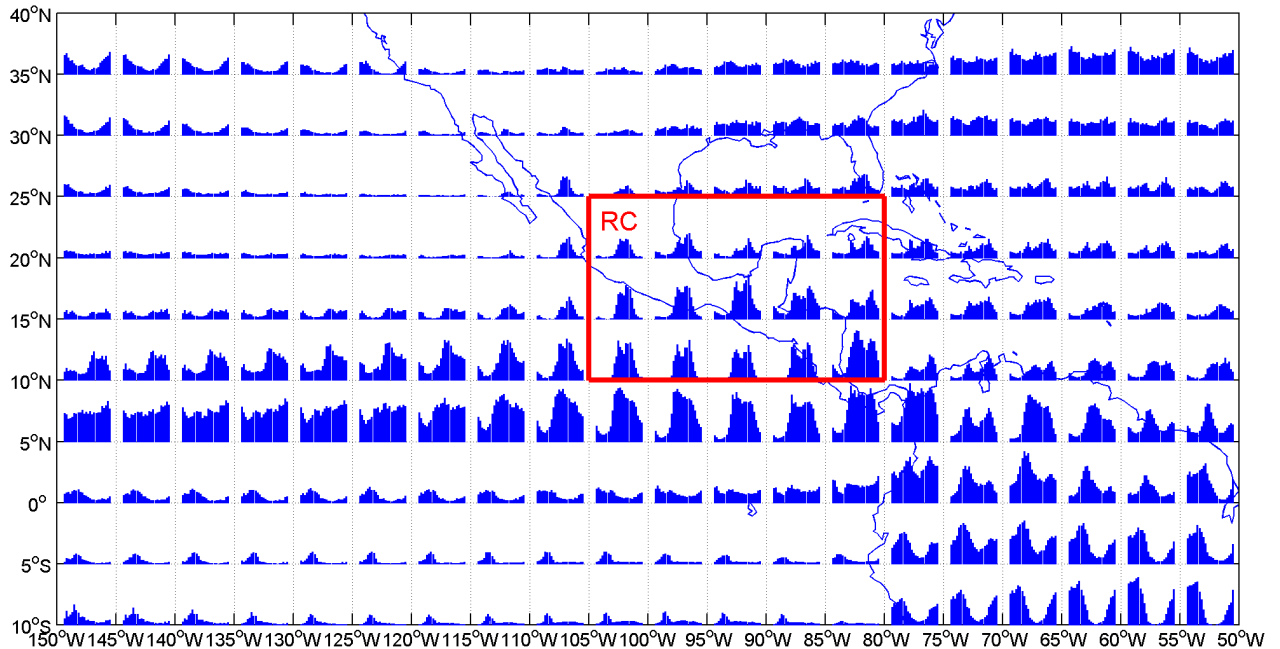


Figura 11: Distribución de la precipitación climatológica (1979-2010) quincenal ( $mm\ 15\ días^{-1}$ ) en regiones de  $5^\circ$  de latitud por  $5^\circ$  de longitud. El recuadro en rojo (RC) representa la región con MSD identificada en México y Centroamérica.



#### 4.2. Clasificación de la temporada de lluvias en fases

Debido a que durante el verano se presentan distintos regímenes de precipitación (y de otras variables), se realizó una separación de la temporada de lluvias en tres fases, con base en la precipitación quincenal para cada año con MSD intensa. La *fase 1* corresponde al primer máximo de precipitación de la temporada, la *fase 2* a la sequía de medio verano y la *fase 3* al segundo máximo. Es importante resaltar que la clasificación de las fases se hizo año por año, siguiendo los máximos y mínimo en la precipitación de verano, debido a que el periodo de ocurrencia de estos dos máximos y del mínimo relativo no siempre es el mismo. De esta forma se busca maximizar la señal de la canícula, seleccionando el periodo preciso de ocurrencia para cada año. Posteriormente se calculó el promedio de cada variable por fase y por año, y se obtuvieron compuestos para cada una de las tres fases.

Después de establecer la presencia espacial de la sequía intraestival en el CFSR y clasificar la temporada de lluvias en fases, se determinó la variación interanual de la canícula. Para esto se propone un método que detecta la intensidad de la MSD cada año. Este método se detalla a continuación.

#### 4.3. Selección de años con sequía intraestival intensa

Para detectar los patrones que puedan estar asociados con la sequía intraestival se separó el periodo en dos grupos de datos: 1) años con canícula intensa y 2) años sin canícula o con canícula débil. El método utilizado para realizar esta clasificación se explica a continuación.

Para cada año del periodo 1979-2010, y considerando sólo el dominio de la RC (Figura 11):

- i) Se selecciona el periodo de lluvias mayo-octubre.
- ii) Se localiza el primer máximo de precipitación entre mayo y julio (un mes antes y un mes después de cuando ocurre generalmente). Si no se encuentra un máximo en este periodo se clasifica como año de *no* canícula.

- iii) De igual forma se localiza el segundo máximo de precipitación entre agosto y octubre. Si no es posible ubicar un máximo en este periodo el año se considera como un año de *no* canícula.
- iv) Se promedia la precipitación de las quincenas que quedaron ubicadas entre los dos máximos, el valor obtenido corresponde a la precipitación promedio de la sequía intraestival ( $P_{MSD}$ ).
- v) Se calcula la operación siguiente:

$$I_{MSD} = \frac{P_{max} - P_{MSD}}{P_{max}}, \quad (1)$$

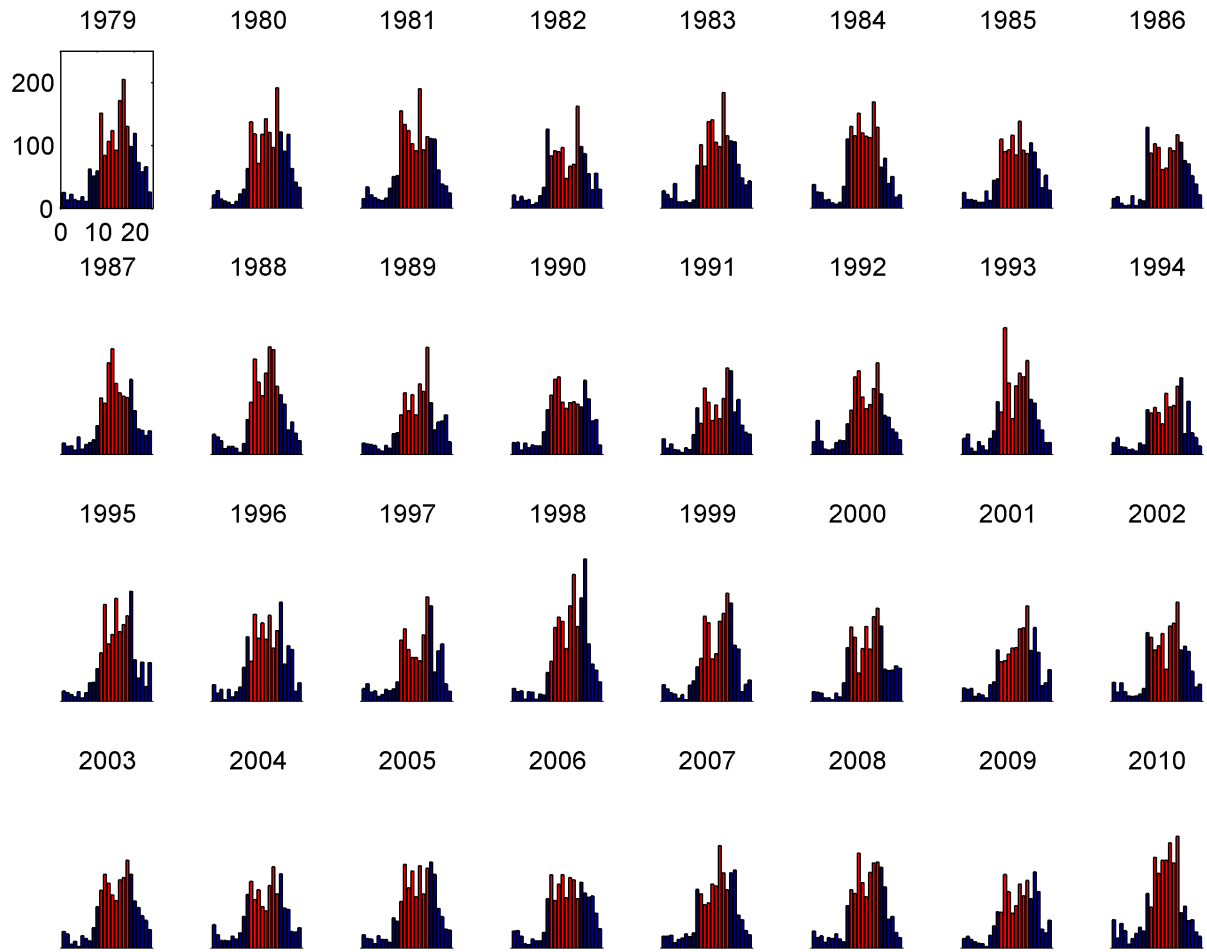
donde  $I_{MSD}$  es un índice que determina la reducción de la precipitación durante el periodo de canícula, y  $P_{max}$  es la máxima precipitación obtenida del primer o segundo pico de precipitación (del que sea mayor). Además se cumple que:

$$0 < I_{MSD} < 1.$$

La expresión (1) permite cuantificar el porcentaje de disminución en la precipitación durante el periodo de sequía con respecto al máximo más alto de precipitación de la temporada. En la Figura 12 se muestra el ciclo anual de precipitación de la RC para cada año del periodo 1979-2010.

Con base en el trabajo de Curtis (2002) y Small *et al.* (2007), en donde se cuantifica que la precipitación puede verse reducida hasta en un 40 % durante la canícula, se determinó que los años en donde el índice de canícula es mayor o igual a 0.3 ( $I_{MSD} \geq 0.3$ ), se considerarán como eventos de MSD intensos. Para ejemplificar esto tomemos el año 1979 (primer histograma de la Figura 12). Durante este año,  $P_{max}$  es de 221 mm y  $P_{MSD}$  es de 130 mm, por lo que calculando la expresión (1), el valor del  $I_{MSD}$  es de 0.4, lo cual significa que durante 1979 la reducción de la precipitación durante la canícula fue, aproximadamente, del 40 % en la región encerrada en el recuadro rojo de la Figura 11.

Aplicando este método a todo el periodo los resultados muestran que, de los 32 años de datos disponibles, 17 presentan sequía de medio verano intensa (bajo los criterios antes

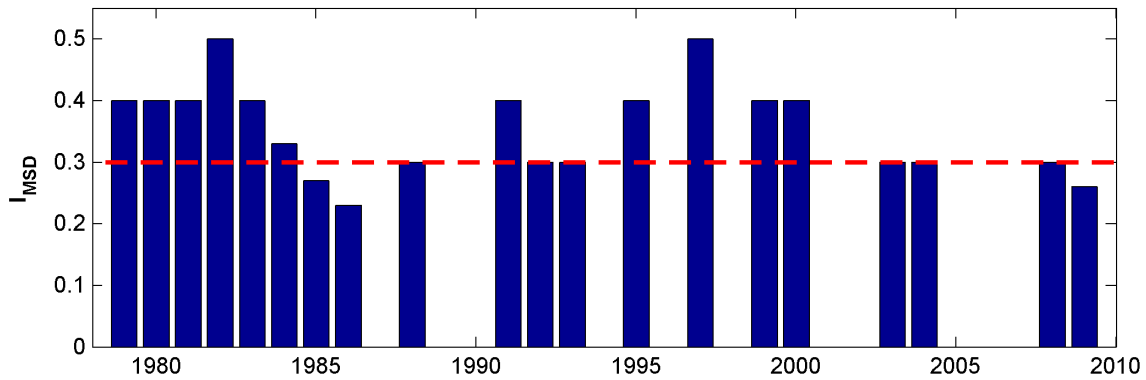


**Figura 12:** Distribución anual de la precipitación acumulada quincenal ( $\text{mm } 15 \text{ días}^{-1}$ ) promediada en la RC. Las barras en rojo corresponden al periodo de junio a septiembre.

mencionados): 1979-1984, 1988, 1991-1993, 1995, 1997, 1999, 2000, 2003, 2004 y 2008. A partir de ahora este conjunto de años conforman el grupo de los años de canícula intensa, con el cual se elaboran las anomalías de los compuestos mostrados en la sección 4.5. En la Figura 13 se muestra el índice de canícula obtenido para cada año.

#### 4.4. Cálculo de anomalías

Se obtuvieron las anomalías de los compuestos de los años con canícula, con respecto al mes (o meses) donde se observan los máximos y mínimo relativo de precipitación con mayor frecuencia. Es decir, a la fase 1 se le resta el promedio de junio, a la 2 se le resta el promedio de julio y agosto y a la fase 3 el promedio de septiembre. Estos periodos se obtienen con base en que, de los 17 años con canícula, 13 tienen su primer máximo en junio, el mismo



**Figura 13: Índice MSD (*adim*) obtenido para el periodo 1979-2010. La línea roja discontinua indica el valor mínimo requerido para considerar a un año con canícula intensa. Los años sin índice no presentan un patrón bimodal claro en la precipitación.**

número de casos presenta el segundo máximo en septiembre, por lo que, en la mayoría de los casos, la MSD se desarrolla entre julio y agosto. Estadísticamente, éstos son los meses en los cuales cada una de las fases coincide con mayor frecuencia. El siguiente conjunto de ecuaciones representa la obtención de estas anomalías:

$$\begin{aligned}
 A_{ij}^{f1} &= C_{ij}^{f1} - P_{ij}^J \\
 A_{ij}^{f2} &= C_{ij}^{f2} - P_{ij}^{JA} \\
 A_{ij}^{f3} &= C_{ij}^{f3} - P_{ij}^S
 \end{aligned} \tag{2}$$

el par de subíndices  $ij$  representa las coordenadas de los puntos de malla en el dominio, los superíndices, el periodo considerado en el análisis, donde,  $f1$ ,  $f2$ , y  $f3$  representan las fases 1, 2 y 3 de la temporada de lluvias y,  $J$ ,  $JA$ , y  $S$ , simbolizan los periodos de verano junio, julio-agosto, y septiembre.  $C_{ij}$  es el compuesto de los años con canícula para cada fase, expresado como:

$$C_{ij} = \frac{1}{17} \sum_{k=1}^{17} V_{ij}(k), \tag{3}$$

donde  $V_{ij}$  es el campo de cualquiera de las variables usadas en este estudio, y  $P_{ij}$  es el promedio de la variable seleccionada en el periodo indicado por el superíndice:

$$P_{ij} = \frac{1}{32} \sum_{k=1}^{32} V_{ij}(k), \quad (4)$$

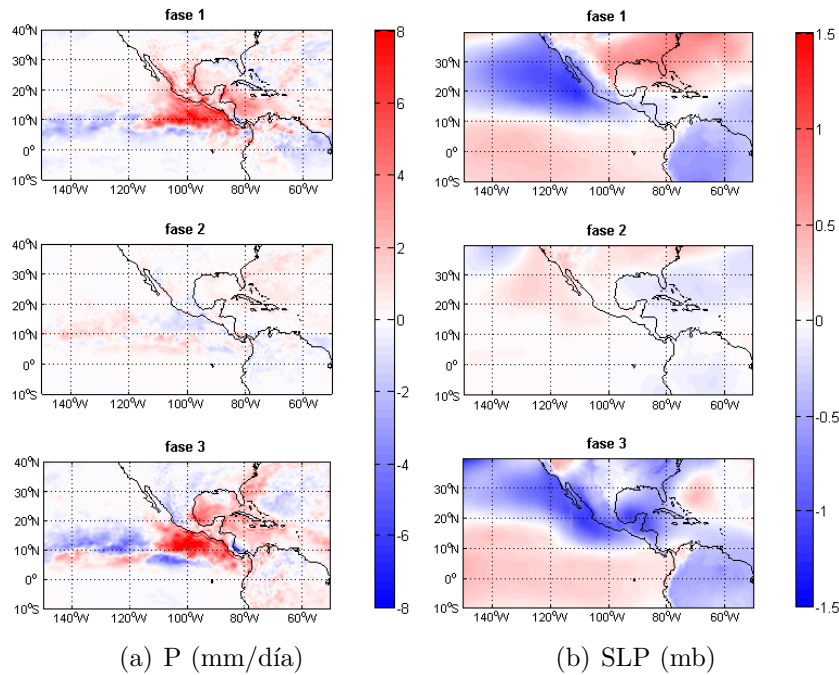
Las anomalías representan la diferencia de cada fase con respecto a la climatología del mes (o meses) en cuestión. Por ejemplo, si una zona del dominio presenta anomalías positivas de temperatura en la fase 2, esto significa que en los años con canícula se registraron temperaturas más altas que en la climatología de julio-agosto en esa región. La información que nos proporcionan estas anomalías es útil para encontrar las diferencias entre los años con canícula y la climatología de un periodo en particular (junio, julio-agosto o septiembre).

#### 4.5. Análisis de las anomalías

A partir de la climatología de las diferentes variables atmosféricas y oceánicas, fue posible identificar patrones dominantes que coinciden con el periodo de ocurrencia de la MSD. Entre éstos destacan el jet de bajos niveles del caribe (CLLJ) y sus consecuentes Tehuanos y Papagayos, los sistemas subtropicales semipermanentes de alta presión del Atlántico (NASH) y el Pacífico (NPH), la alberca de agua caliente que se desarrolla en la región del Pacífico oriental tropical, el Golfo de México y el Mar Caribe, entre otros que fueron identificados en las anomalías y que se mencionan a continuación. La idea fundamental es establecer las posibles conexiones entre estos patrones y la MSD.

Los campos de anomalías para cada variable se calculan de acuerdo al conjunto de ecuaciones (2) de este capítulo. De acuerdo con esta metodología, los resultados se presentan en términos de las tres fases de la MSD. Se debe recordar que solo se consideran los 17 años en los que el índice de canícula,  $I_{MSD}$ , es mayor o igual a 0.3. Los compuestos de las anomalías obtenidos se utilizarán para ilustrar los patrones de configuración atmosférica en superficie y en diferentes niveles: 850 mb, 500 mb y 200 mb, así como en la superficie del océano y en otras profundidades. A continuación se mencionan los patrones más significativos que se han encontrado en este análisis.

En la Figura 14a se observan anomalías positivas de precipitación (de hasta 8 mm día<sup>-1</sup>) en las fases 1 y 3 (f1 y f3) y negativas (de -2 mm día<sup>-1</sup>), durante la fase 2 (f2, MSD) en el ETP. Es visible una pequeña región en Centroamérica, en la costa caribeña, en donde las



**Figura 14: Anomalías de: a) precipitación y b) presión atmosférica reducida al nivel del mar.**

anomalías son opuestas a las que dominan en cada fase; es decir, durante las fases 1 y 3 se presentan anomalías negativas (poca precipitación), mientras que el periodo de canícula es muy lluvioso en esa pequeña región. Esto ha sido atribuido al efecto orográfico de la cordillera centroamericana ante intensos vientos alisios cargados de humedad (Small *et al.* 2007), aunque hay controversia al respecto (Herrera *et al.* 2014). El contraste entre los altos (f1 y f3) y los bajos (f2) valores de las anomalías sugiere que el factor que determina la presencia e intensidad de la MSD es el aumento de la precipitación al inicio (f1) y al término (f3) de la temporada de lluvias, lo que genera una mayor diferencia de precipitación entre estos dos máximos y la MSD y deja, como consecuencia, sequías intraestivales intensas.

En la Figura 14b se presentan las anomalías de la presión atmosférica. En la fase 1 se observan presiones atmosféricas más bajas que en la climatología (anomalías negativas) sobre toda la costa occidental de México y el Pacífico nororiental. Durante la fase 3 estas anomalías negativas se extienden desde el Pacífico nororiental, cruzan la parte central y sur de México y alcanzan el Golfo de México. Estas bajas presiones anomálas, proveen el forzamiento que genera el aumento de la precipitación durante las fases 1 y 3. Durante el periodo de canícula las anomalías van de levemente positivas (0.3 mb) a cero.

En las Figuras 15, 16, 17 y 18 se presentan los resultados para el campo de viento en los cuatro niveles (superficie, 850 mb, 500 mb y 200 mb, respectivamente). En la columna izquierda (a) se muestran los compuestos de los años con canícula, en la central (b) las climatologías de junio, julio-agosto y septiembre y, en la derecha (c) las anomalías de magnitud del viento obtenidas de restar la climatología al compuesto de cada fase. En superficies de color se representa la magnitud del viento y, con el fin de visualizar la dirección se graficaron los vectores obtenidos de restar las componentes del viento ( $u$  y  $v$ ) de la climatología a las componentes de los compuestos.

La intensidad del viento en superficie (Figura 15) y 850 mb (Figura 16) presenta patrones similares en las anomalías: durante las fases 1 y 3 se genera una región bien delimitada de anomalías positivas ( $+3 \text{ m s}^{-1}$  en superficie y hasta  $+5 \text{ m s}^{-1}$  en 850 mb) sobre el ETP, a lo largo de la banda de  $10^\circ\text{N}$ , entre  $90^\circ\text{W}$  y  $120^\circ\text{W}$ . En Centroamérica y el sur del Mar Caribe se observa una disminución en la intensidad del viento, más notoria aún durante la fase 3 en los 850 mb de altura. De lo anterior se obtiene que la tropósfera baja, particularmente en la fase 1, se caracteriza por una circulación ciclónica anómala, que se intensifica particularmente de la superficie a los 850 mb. Durante el periodo de canícula (f2), el viento no muestra cambios considerables con respecto a la climatología de julio-agosto.

En las Figuras 19 y 20 se muestran los campos de anomalías de vorticidad y divergencia del viento en los cuatro niveles analizados. Para aumentar la precisión en el cálculo de estos campos se consideró la curvatura de la superficie terrestre. Las anomalías en la intensidad del viento durante las fases 1 y 3 en los dos niveles cerca de la superficie se ven reflejadas en sus respectivos campos de anomalías de vorticidad (Figura 19a y b) y divergencia (Figura 20a y b). Al norte de la banda de latitudes de las anomalías más intensas de viento sobre el ETP se generan anomalías positivas de vorticidad ( $5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) y al sur de esta banda se observan anomalías negativas del orden de  $-3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ . En esta región del ETP también se observan anomalías en la convergencia de los vientos cercanos a la superficie durante las fases de los máximos de precipitación (1 y 3), lo que sugiere un transporte de humedad del Pacífico tropical hacia la costa occidental del sur México.

En la atmósfera media (500 mb, Figura 17), se observan cambios significativos del viento al inicio y fin de la temporada de lluvias (f1 y f3). Los vientos del oeste (contra-alisios),

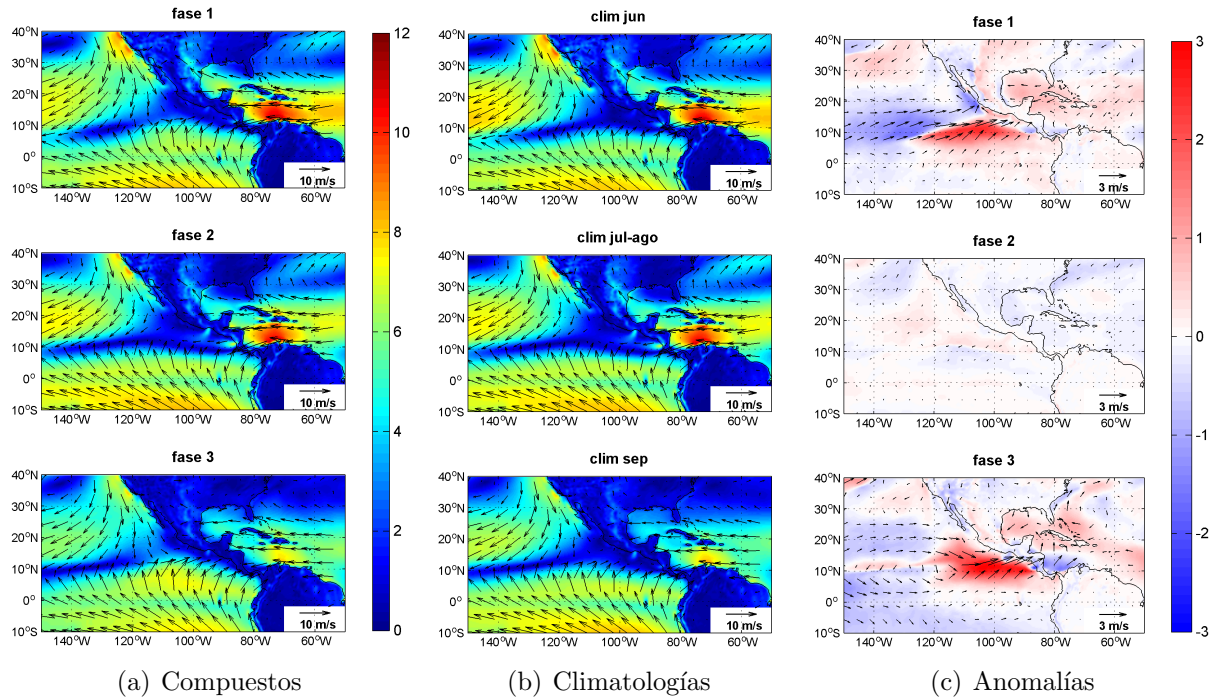


Figura 15: a) Compuestos de los años MSD, b) climatologías de verano, y c) anomalías del viento en superficie. Los periodos considerados y los vectores de referencia se indican en cada mapa. Valores en ( $m s^{-1}$ ).

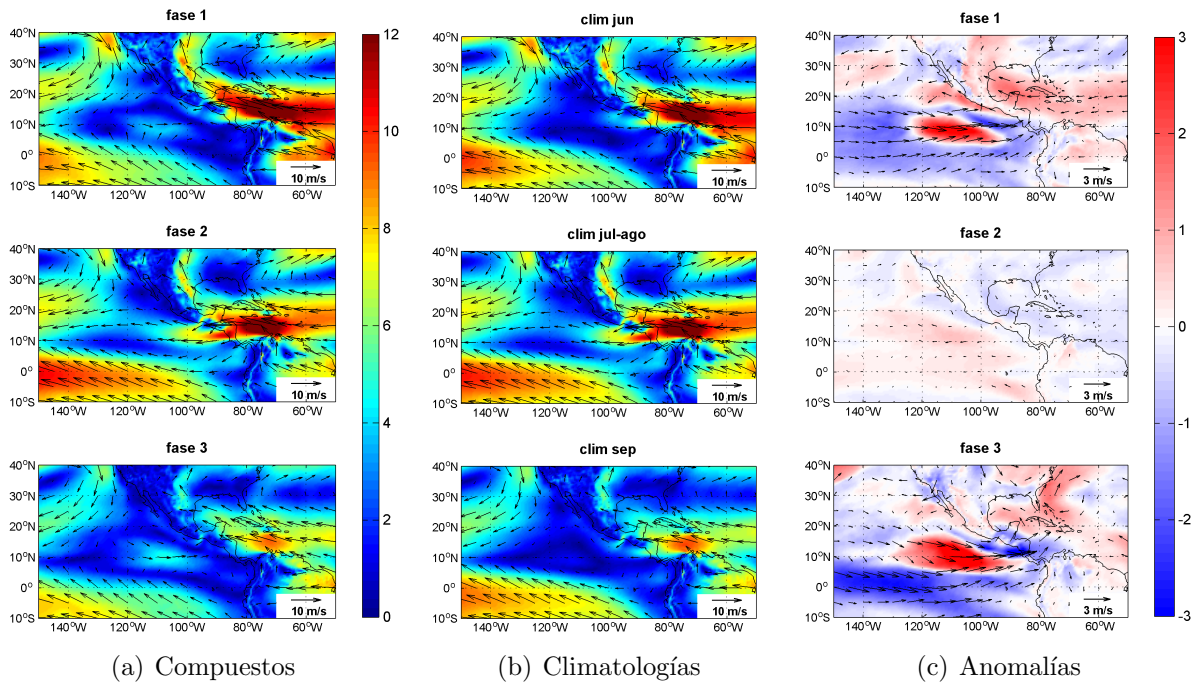
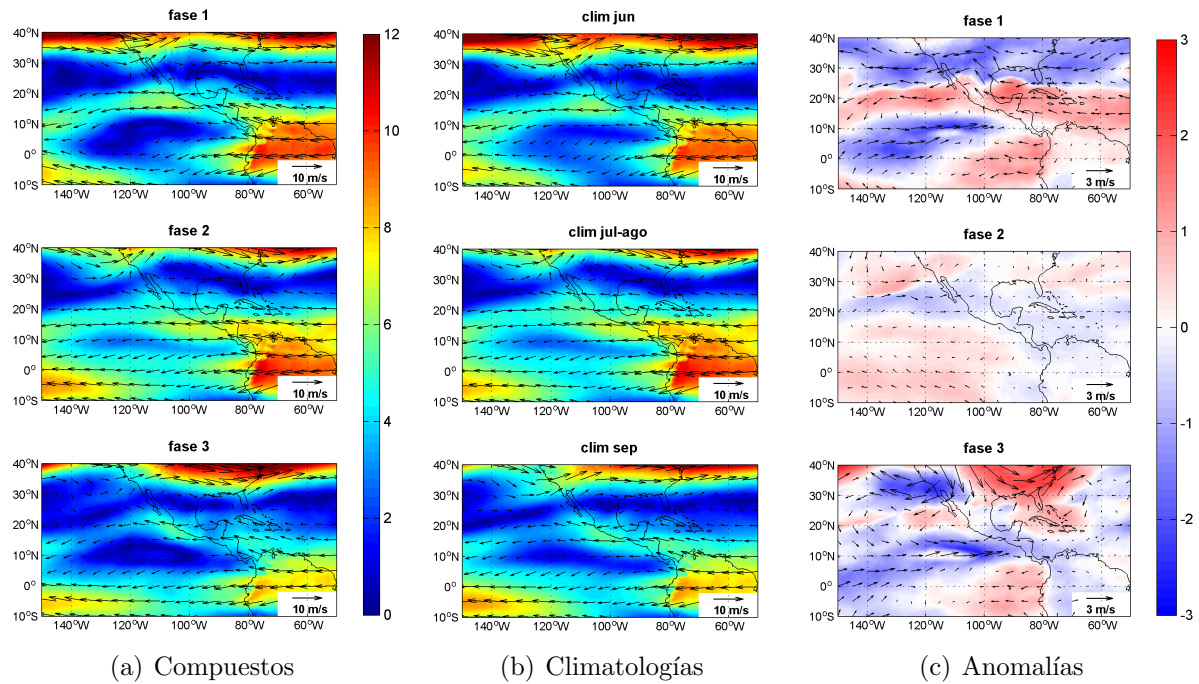


Figura 16: Como la Figura 15 pero con viento a 850 mb ( $m s^{-1}$ ).





**Figura 17:** Como la Figura 15 pero con viento a 500 mb ( $m s^{-1}$ ).

se debilitan en la zona subtropical, generando una circulación anómala del continente hacia el océano Pacífico, posiblemente asociada con la circulación del monzón. A su vez, durante la fase 1 se observa una intensificación de los alisios en latitudes tropicales, que puede ser asociada con la influencia de la circulación de la NASH.

El nivel más alto analizado (200 mb) presenta una circulación anticiclónica bien definida sobre el ETP (Figura 18a y b), misma que se ve anómalamente intensificada durante los periodos de máxima precipitación (Figura 18c). Esta circulación anticiclónica en niveles altos es típica de las zonas de intensa convectividad, como lo sugieren las anomalías positivas observadas en la divergencia a 200 mb en la Figura 20d y las anomalías negativas de OLR en la Figura 21b sobre el ETP.

Otra de las variables de interés es la temperatura de la superficie del océano (SST). En el análisis de las anomalías de la SST se observan cambios en los patrones de las 3 fases (Figura 21a). En las fases 1 y 3 se observa una zona de anomalías negativas ( $-0.3^{\circ}C$ ) sobre el ETP cercano a la costa mexicana y anomalías positivas (calentamiento anómalo) sobre las aguas costeras de California y Baja California. Estas anomalías sobre las costas de California y la península de Baja California se observan durante toda la temporada de lluvias (en las

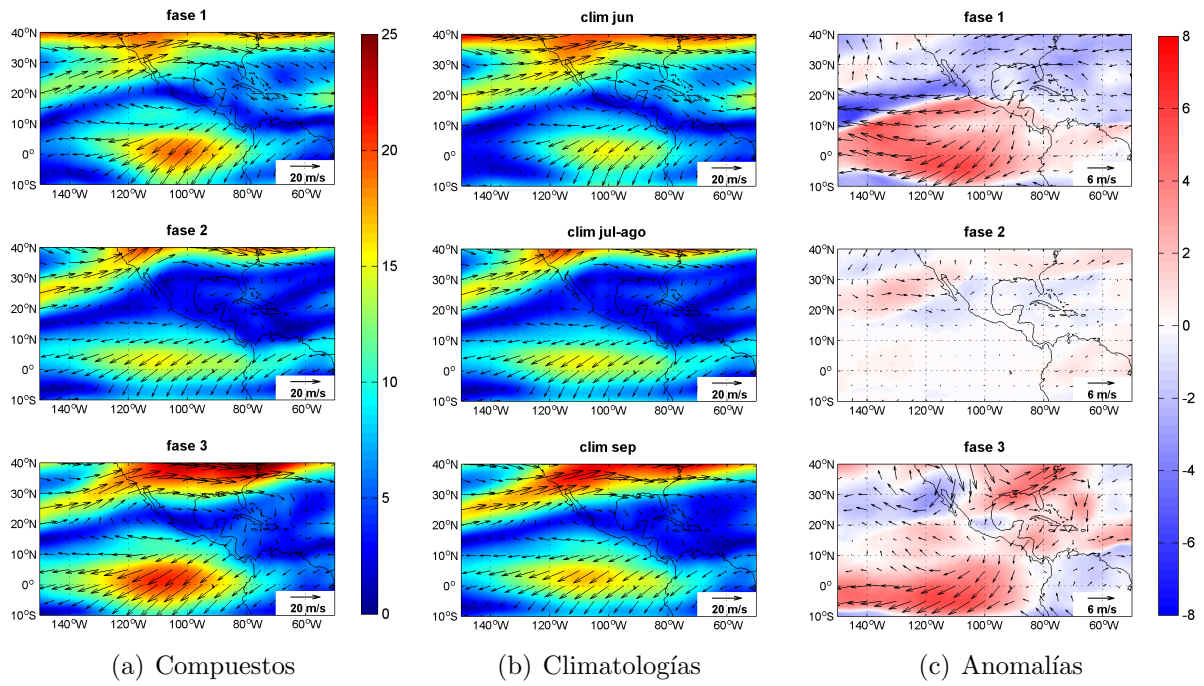


Figura 18: Como la Figura 15 pero con viento a 200 mb ( $m s^{-1}$ ).

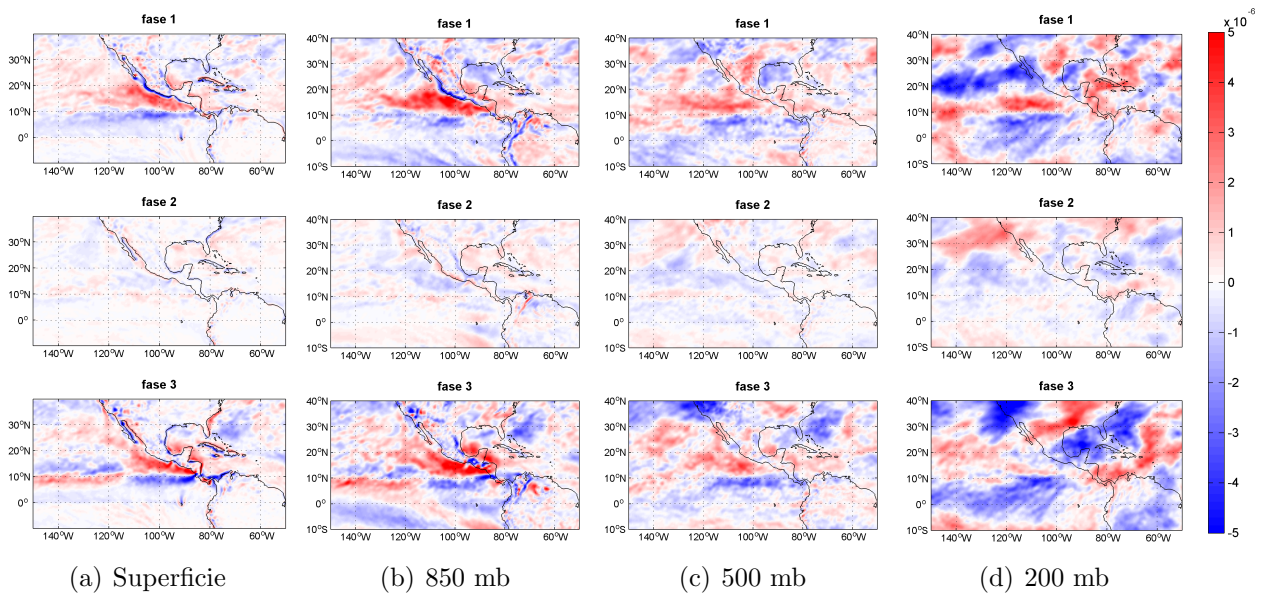
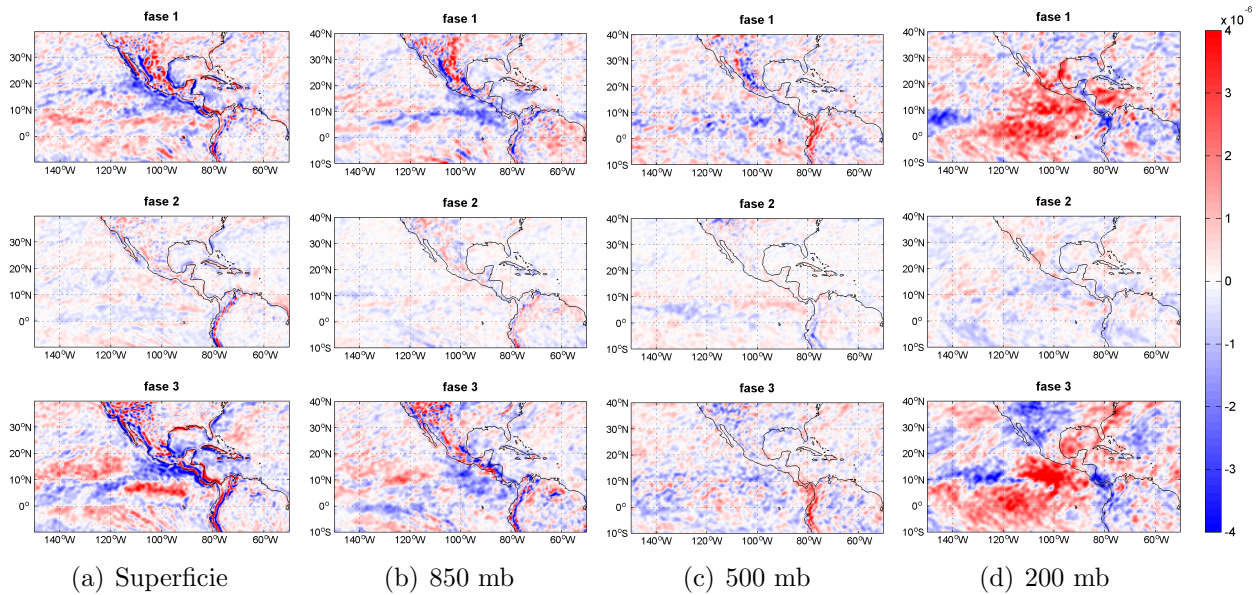


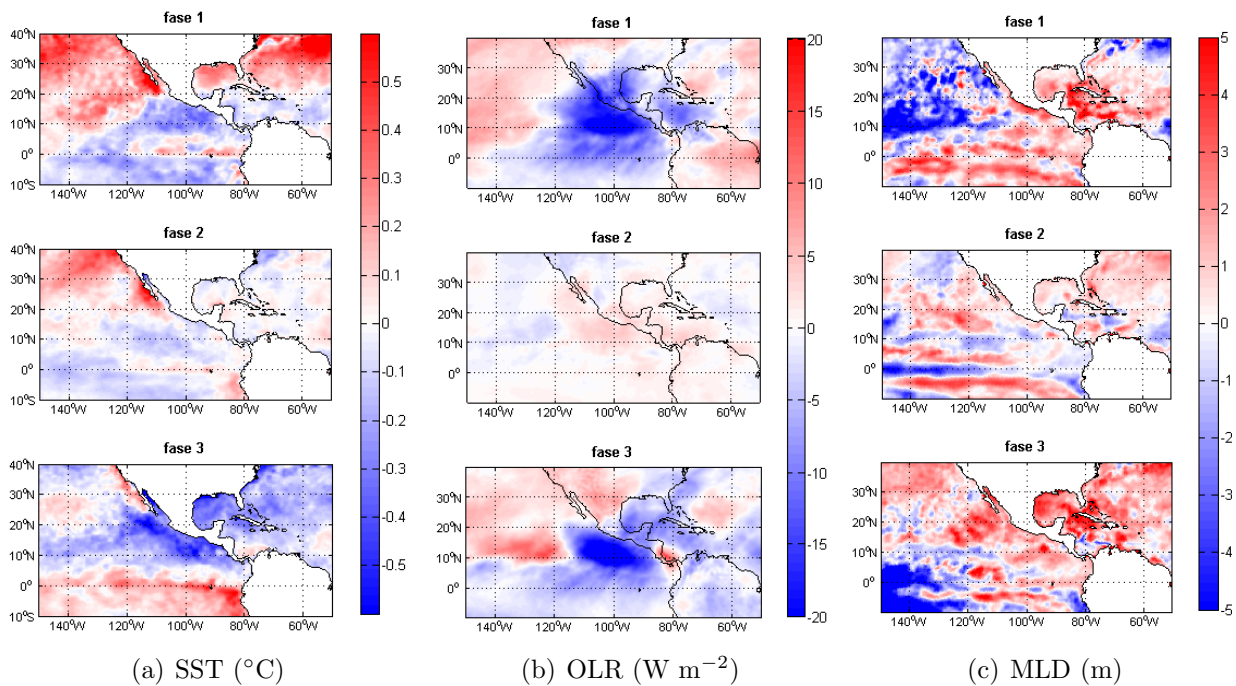
Figura 19: Anomalías de la vorticidad del viento ( $s^{-1}$ ) en distintos niveles.



**Figura 20:** Anomalías de la divergencia del viento ( $s^{-1}$ ) en distintos niveles.

tres fases), sin embargo su intensidad parece estar ligada a factores estacionales: durante la fase 1 las anomalías son las más altas (de las 3 fases), disminuyen durante la fase 2 y en la fase 3 se observan aún anomalías positivas pero más bajas y en una región menor. En el Golfo de México también es posible notar cambios importantes: en la fase 1 se observa un calentamiento anómalo en el norte del Golfo, y durante la fase 3 este patrón se invierte dejando anomalías negativas en todo el Golfo. En la región del ETP se observa un enfriamiento durante las tres fases, siendo máximo en las fases 1 y 3. Algunos autores (Magaña *et al.* 1999, Magaña y Caetano 2005) sugieren que este enfriamiento del ETP durante las fases de máximas precipitaciones (1 y 3), es debido a un mecanismo de retroalimentación entre la temperatura superficial, procesos convectivos y efectos de la radiación solar.

Para conocer el estado de la nubosidad promedio en la atmósfera de cada fase, se obtuvieron las anomalías de radiación de onda larga (OLR). Éstas se muestran en la Figura 21b. Las anomalías positivas representan menor nubosidad o cielos más despejados durante los años con MSD que en la climatología, mientras que las anomalías negativas, por el contrario, son indicativo de mayor nubosidad. El flujo de radiación de onda larga presenta patrones muy claros durante cada una de las fases de la temporada de lluvias. Durante la fase 1 es notable una región de anomalías negativas sobre todo México, el ETP, el Caribe y parte del Golfo de México. Durante la fase 2 se establecen anomalías positivas sobre la misma región y en

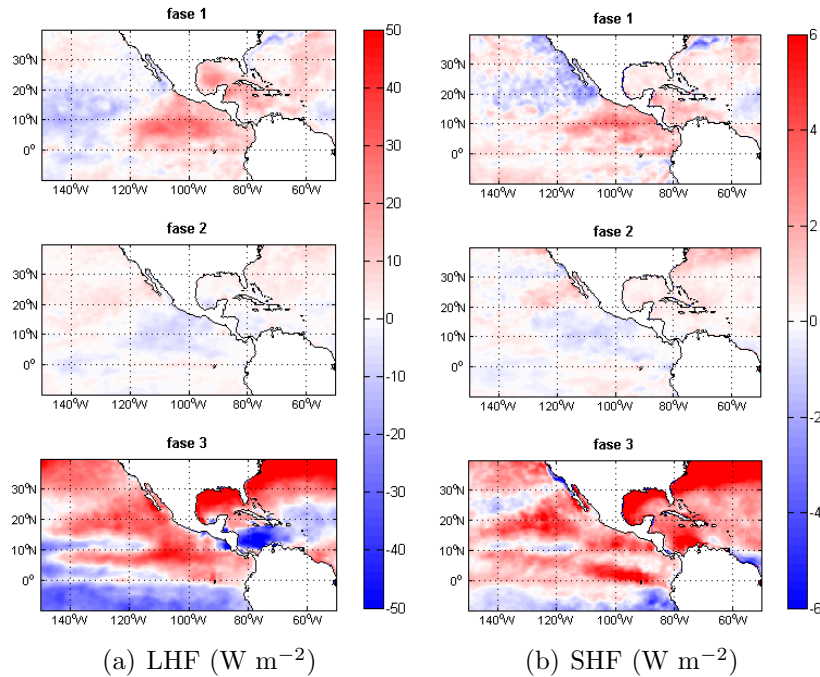


**Figura 21: Anomalías de: a) temperatura superficial del mar, b) radiación de onda larga emitida por la superficie y c) profundidad de la capa de mezcla.**

la fase 3, al igual que en la fase 1, se observan cielos anómalamente nublados, pero esta vez más hacia el sur de México y océanos adyacentes. Esto deja la posibilidad de que las bajas temperaturas sobre el ETP sean causadas, parcialmente, por el bloqueo de radiación solar debido a la nubosidad presente sobre la región en las fases 1 y 3.

La profundidad de la capa de mezcla (Figura 21c), también muestra cambios durante el transcurso de las tres fases de la temporada de lluvias, particularmente en el Golfo de México y el mar Caribe. Se observan profundidades mayores (anomalías positivas de 5 m) en el mar Caribe durante las fases 1 y 3, y en esta última, las anomalías positivas se extienden por todo el Golfo de México. Durante la fase 2 las anomalías son casi cero en la RC. Esto implica que no hay cambios significativos con respecto a la climatología.

Los flujos de calor en el CFSR son medidos en función de la pérdida o ganancia de calor en la atmósfera. De esta forma, los flujos positivos de calor sensible deben entenderse como ganancias de calor para la atmósfera, es decir dominan los flujos de la superficie planetaria hacia la atmósfera y por el contrario, los flujos negativos son indicativo de que la atmósfera cede calor al océano o a la superficie terrestre. El flujo de calor latente de evaporación es siempre positivo.



**Figura 22:** Anomalías de flujos de calor: a) latente de evaporación y b) sensible.

Los mapas de anomalías en la Figura 22a muestran que, sobre el ETP, durante las fases 1 y 3, se libera más calor a la atmósfera por evaporación, que en las climatologías de junio y septiembre, con anomalías máximas de hasta  $50 \text{ W m}^{-2}$ . La zona y las fases donde se presentan estas anomalías son consistentes con lo observado en las anomalías de SST, de precipitación y del viento en superficie. Una posible explicación a la relación entre estas anomalías es que, debido a los efectos radiativos, la superficie del océano se calienta y almacena energía en forma de calor, que después es liberada por evaporación hacia la atmósfera, proceso que además es reforzado por el anómalo viento intenso en la superficie. Durante la fase 2, la atmósfera cede calor ( $5 \text{ W m}^{-2}$ ) al océano sobre la región del ETP. Esto es congruente con el sistema de alta presión que se establece sobre México durante la sequía de medio verano, que genera subsidencia y por lo tanto flujos de calor de la atmósfera hacia el océano.

Los patrones descritos anteriormente sugieren algunas ideas sobre los mecanismos dinámicos y termodinámicos involucrados con el periodo de relativa sequía que se presenta a la mitad de la temporada de lluvias en el verano. Para complementar esta información se utilizó otro método para analizar la variabilidad espacial y temporal de las variables. Se realizaron proyecciones de un índice de precipitación sobre otras variables, para examinar la variabilidad acoplada de dos campos. Los resultados de este análisis se muestran en el capítulo 6.

## Capítulo 5. Variabilidad interanual en la sequía intra-estival

---

Siguiendo la clasificación utilizada en las secciones anteriores, se llamará grupo 1 al compuesto de los 17 años con MSD y grupo 2 al compuesto de los 15 años sin MSD. Para conocer la variabilidad que cada grupo aporta a la variabilidad total se separó la varianza total ( $s^2$ ) en dos términos de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}
 s^2 &= \frac{1}{32} \sum_{i=1}^{32} (Y_i - \overline{Y_{32}})^2 & (5) \\
 &= \frac{1}{32} \sum_{i=1}^{17} (Y_i - \overline{Y_{32}})^2 + \frac{1}{32} \sum_{i=1}^{15} (Y_i - \overline{Y_{32}})^2 \\
 &= s_{17} + s_{15}
 \end{aligned}$$

donde  $Y$  es cualquiera de las variables de estudio en un punto geográfico y  $s_{17}$  y  $s_{15}$  representan las contribuciones del grupo 1 y grupo 2, respectivamente, a la varianza total.

Se calcularon  $s_{17}$  y  $s_{15}$  para cada una de las variables utilizadas del CFSR y para tres periodos de verano: junio, julio-agosto, y septiembre. Para identificar con mayor facilidad el aporte de variabilidad de cada uno de los grupos, se calcularon los porcentajes de estos aportes con respecto a la varianza total.

Una propiedad derivada de la separación de la varianza es que la suma de los dos elementos ( $s_{17}$  y  $s_{15}$ ) siempre es la varianza total, de tal forma que los mapas de  $s_{17}$  son el complemento de los mapas de  $s_{15}$  (y viceversa). Por esta razón se presentan solo los mapas de  $s_{17}$ , que representan la variabilidad que aportan los años de canícula a la varianza total.

Además, con la finalidad de identificar posibles fuentes de variabilidad asociadas con los eventos ENSO intensos (tanto en su fase cálida: el Niño, como en la fría: la Niña), se realizaron otros cálculos que excluyeran los años con estos eventos. Los eventos ENSO intensos se definen como cinco superposiciones consecutivas (de tres meses cada una) con anomalías de SST iguales o mayores a  $+1.5^\circ\text{C}$  (El Niño) o con anomalías iguales o menores a  $-1.5^\circ\text{C}$  (La Niña). Para considerar que se presenta un evento ENSO, al menos tres de las cinco

superposiciones debe ser igual o mayor al umbral establecido ( $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$ ). Las anomalías de SST fueron obtenidas del ONI (*Oceanic Niño Index*), disponible en el portal web de la NOAA<sup>1</sup>. Bajo estas consideraciones, los años con eventos ENSO en el grupo 1 fueron: 1982, 1983, 1988, 1997, 1999 y 2000. Al grupo 2 se le restaron los años 1987, 1989, 1998 y 2010. De esta forma los dos nuevos grupos (de años con y sin MSD) que excluyen los años con ENSO, quedaron compuestos por 11 elementos cada uno. Para simbolizar la parte de la varianza que representa la variabilidad en los años con canícula (y sin eventos ENSO intensos) se utiliza la notación  $s_{11}$ . A continuación se mencionan los resultados más sobresalientes de este análisis.

La precipitación presenta un alto porcentaje (entre el 90 y 100 %) de variabilidad ecuatorial durante junio, julio y agosto de los años con MSD, pero con  $s_{17}$  pequeños ( $\sim 7 - 8 \text{ mm}^2 \text{ día}^{-2}$ , Figura 23a-d). En septiembre también se observa un alto porcentaje de variabilidad sobre la costa mexicana del Pacífico (Figura 23f), posiblemente asociada al paso de ciclones tropicales. Sin embargo, al excluir los años con eventos ENSO, la variabilidad ecuatorial disminuye notablemente de junio a agosto (Figura 23g-l).

En los años con MSD la SST muestra entre 50 y 80 % de la variabilidad total sobre todo el Pacífico (Figura 24a-f). Se ubican tres regiones con las  $s_{17}$  más altas; desde las costas de Perú hasta el ecuador, en el Golfo de California y al oeste de la península de Baja California, con  $s_{17}$  de hasta  $2^{\circ}\text{C}^2$ . Al igual que en la precipitación, la alta variabilidad de SST observada sobre la región ecuatorial en los años con MSD desaparece casi en su totalidad cuando se eliminan los eventos ENSO en el cálculo (incisos g-l de la Figura 24).

En el viento en superficie se identifica un alto porcentaje de variabilidad (80-90 %) en junio, julio y agosto sobre el ecuador en los años con MSD, que disminuye ligeramente (entre un 20 y 30 %) cuando no se consideran los años con eventos ENSO (Figura 25). En niveles más altos la variabilidad está compartida en porcentajes similares entre los años con y sin MSD (no mostrado), sin seguir ningún patrón claro.

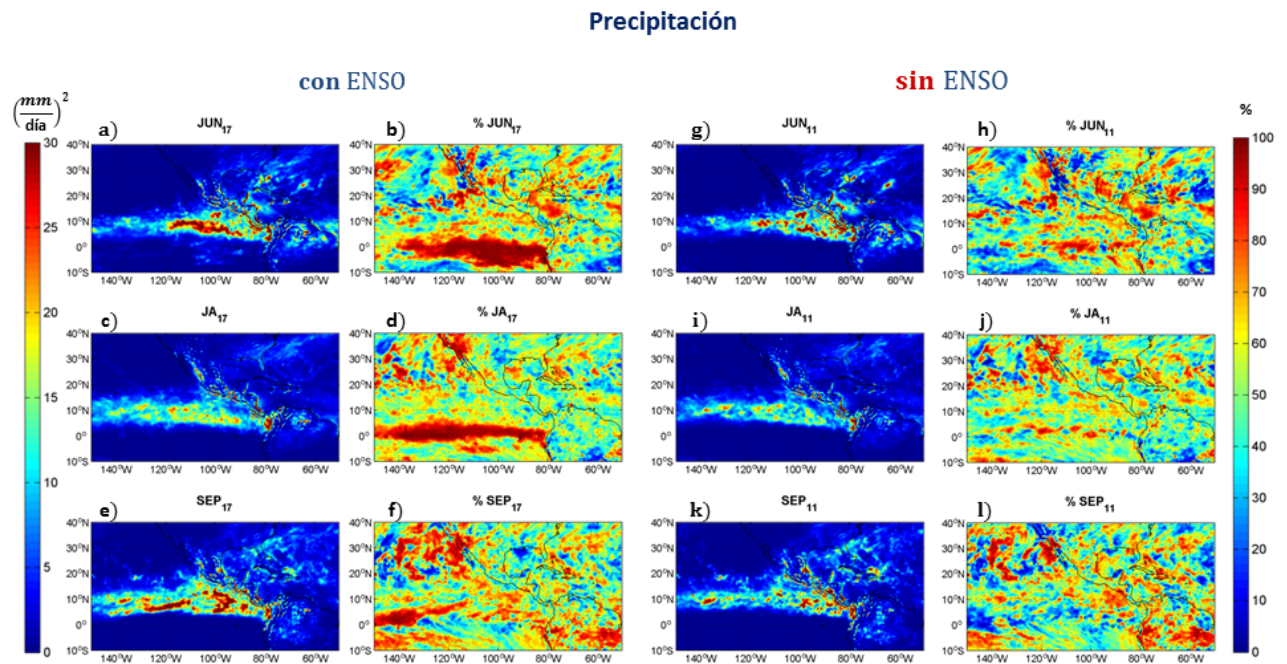
La presión a nivel del mar presenta alta variabilidad (70-80 %) sobre el Pacífico en los años con MSD (Figura 26a-f). Sin embargo es en julio y agosto cuando  $s_{17}$  tiene los máximos valores sobre el ecuador ( $\sim 0.7 \text{ mb}^2$ ). En los incisos g-l de la misma figura se observa una disminución

---

<sup>1</sup>[http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)

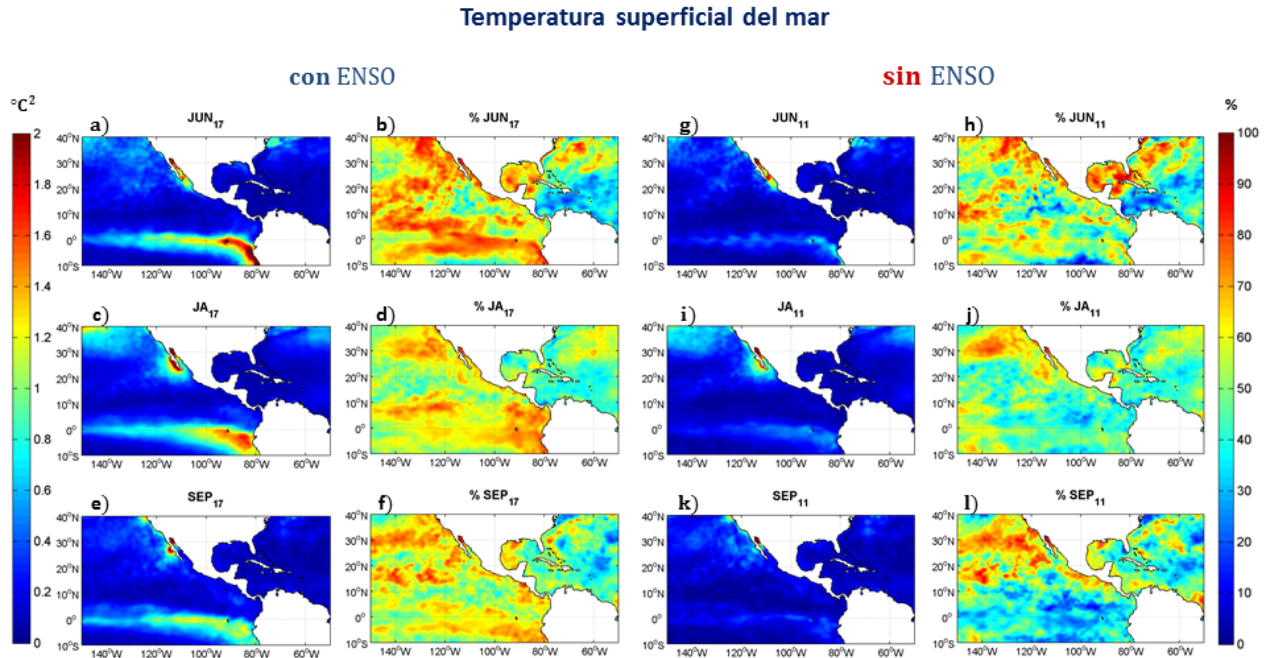
de la variabilidad ecuatorial en el periodo de julio a septiembre cuando se ignoran los eventos ENSO, mientras que en junio no se observan cambios significativos.

En el flujo de radiación de onda larga (Figura 27a-f), los flujos de calor (sensible y latente, no mostrados) y algunas variables oceánicas (el contenido de calor, la isoterma de 20°C y la profundidad de la capa de mezcla, en los incisos a-f de las Figuras 28, 29 y 30) la variabilidad está concentrada en los años con MSD, principalmente sobre el océano Pacífico. Al extraer los años con eventos ENSO de cada una de estas variables, se encuentran algunos cambios significativos. Por ejemplo, la OLR (Figura 27g-l) disminuye su variabilidad en julio-agosto sobre la ITCZ y en el Pacífico oriental tropical, mientras que en junio y septiembre, se observan los mismos porcentajes con o sin considerar los eventos ENSO. La energía interna del océano (Figura 28g-l) también muestra una disminución en su variabilidad cuando se quitan los años con eventos ENSO, pero esto ocurre durante todo el verano (junio-septiembre) sobre el Pacífico, mientras que el mayor porcentaje de la variabilidad en el mar Caribe se encuentra en los años sin MSD, sin importar si se consideran los eventos ENSO.



**Figura 23:** a)-f)  $s_{17}$  de P y su porcentaje con respecto a la varianza total para junio (JUN), julio-agosto (JA) y septiembre (SEP). g)-l)  $s_{11}$  y su porcentaje para los mismos periodos. La barra izquierda indica las unidades de  $s_{17}$  y  $s_{11}$ , y la derecha su porcentaje con respecto a la varianza total.





**Figura 24:** Como la figura 23 pero con SST.

A partir de los resultados obtenidos es posible concluir que el ENSO tiene una influencia en la variabilidad atmosférica y oceánica, principalmente sobre la región ecuatorial. Sin embargo, aún en años en los que no se observa este fenómeno la MSD se presenta. Esto implica que el ENSO no es el factor determinante para que la MSD se desarrolle. Otros autores han encontrado algunas relaciones entre la MSD, el ENSO y fenómenos de escala intraestacional. Giannini *et al.* (2000), Taylor *et al.* (2002), y Chen y Taylor (2002), identificaron los impactos de los eventos ENSO en el Caribe, a través de cambios en los patrones de convergencia y de las SST, que generan anomalías en la precipitación sobre esta región. Curtis (2002) identificó una MSD más intensa y un mínimo más pronunciado (a la mitad del verano) en la frecuencia de los ciclones tropicales en los veranos antes de un evento El Niño.

Small *et al.* (2010) propuso que la convección intraestacional en el ETP está influenciada por el paso de las señales de la MJO. Barlow y Salstein (2006) detectaron una fuerte influencia de la actividad de la MJO sobre el ETP en la precipitación de la región durante el verano, particularmente en las costas del Pacífico, del Golfo de México y sobre el sur de México y Centroamérica. Martin y Schumacher (2011) encontraron anomalías de precipitación en el Caribe de hasta  $\pm 50\%$  del promedio anual en distintas fases de la MJO.

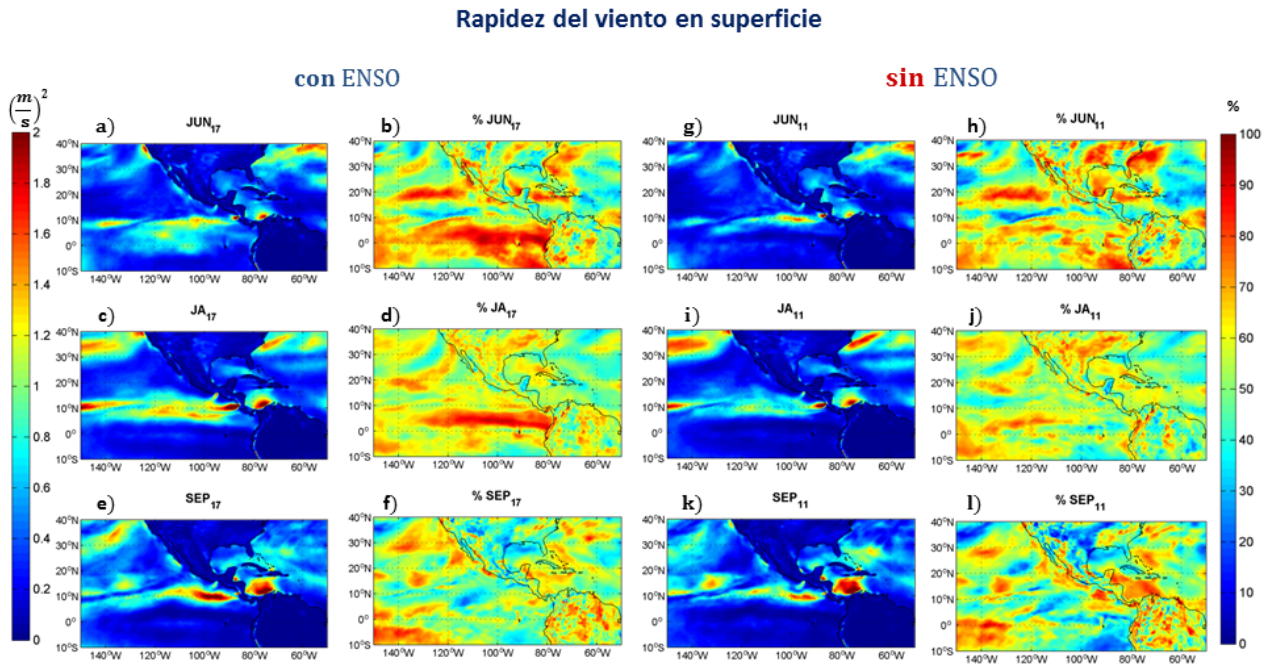


Figura 25: Como la figura 23 pero con el viento en superficie.

La oscilación de Madden-Julian también parece influir en la distribución e intensidad de las ondas del este y los ciclones tropicales en las dos cuencas (Molinari *et al.* 1997, Maloney y Hartmann 2000, Molinari y Vollaró 2000). Estos fenómenos contribuyen con un considerable aporte de precipitación de verano en el Pacífico, el Caribe y el Atlántico.

Sin embargo, la mayoría de estas conexiones no han sido completamente documentadas. Es necesario mejorar el entendimiento de la interacción de los fenómenos de distintas escalas espaciales y temporales que están involucrados con el desarrollo de la MSD.

### Presión atmosférica en superficie

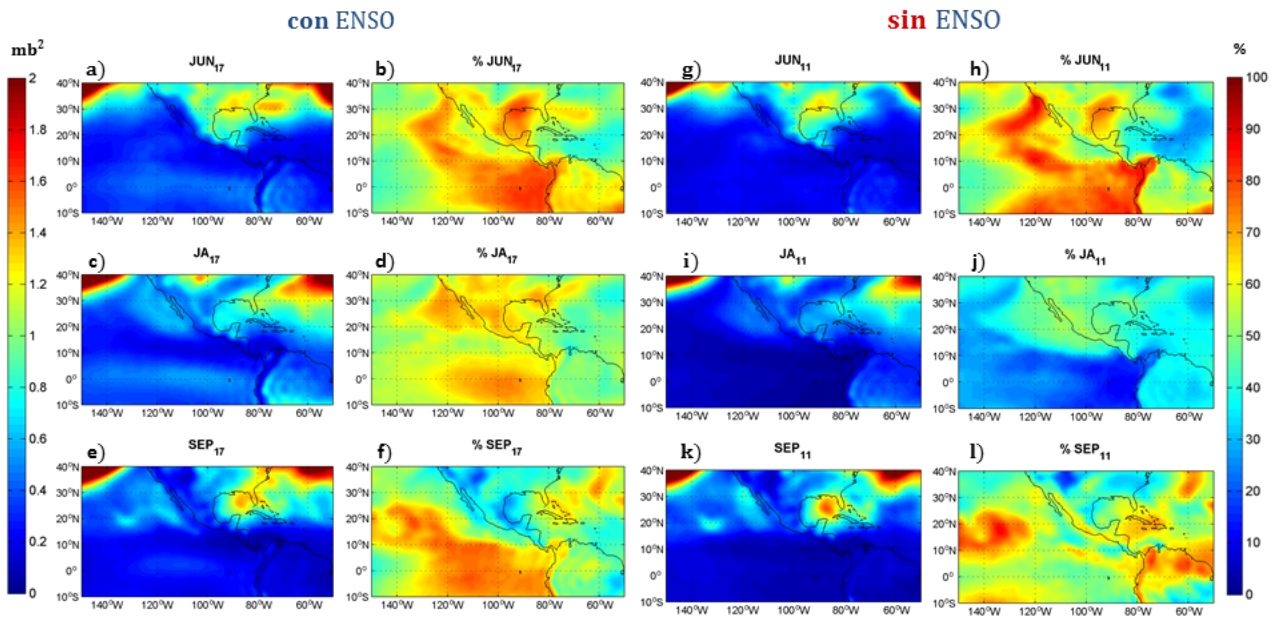


Figura 26: Como la figura 23 pero con SLP.

### Radiación de onda larga

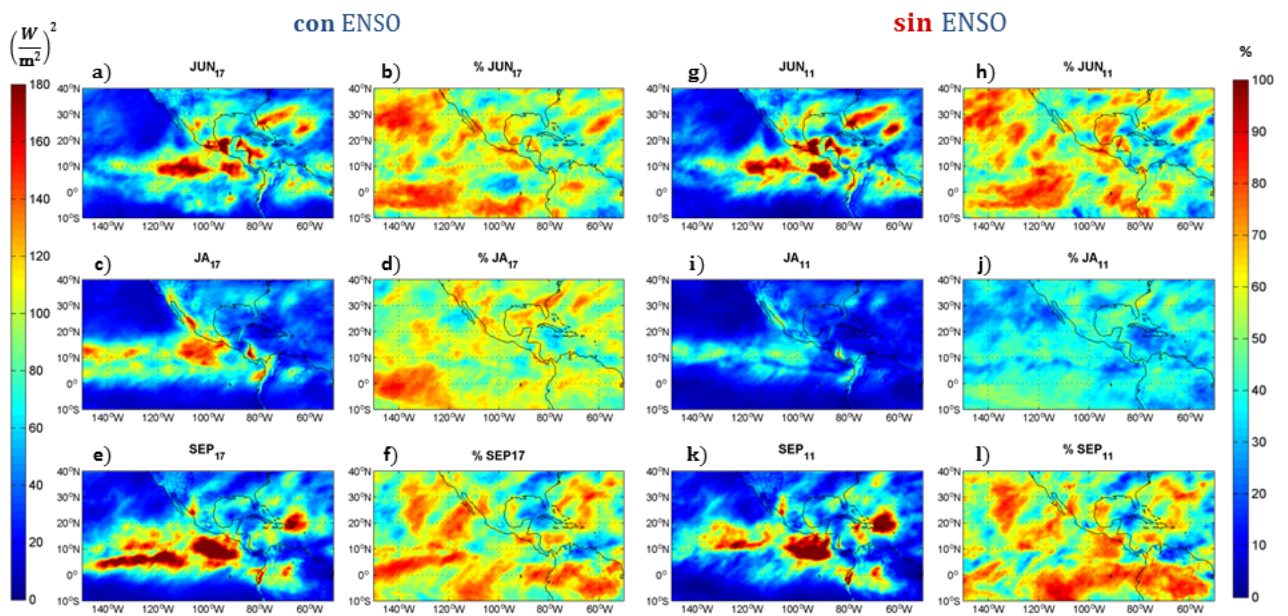


Figura 27: Como la figura 23 pero con OLR.

### Contenido de calor oceánico

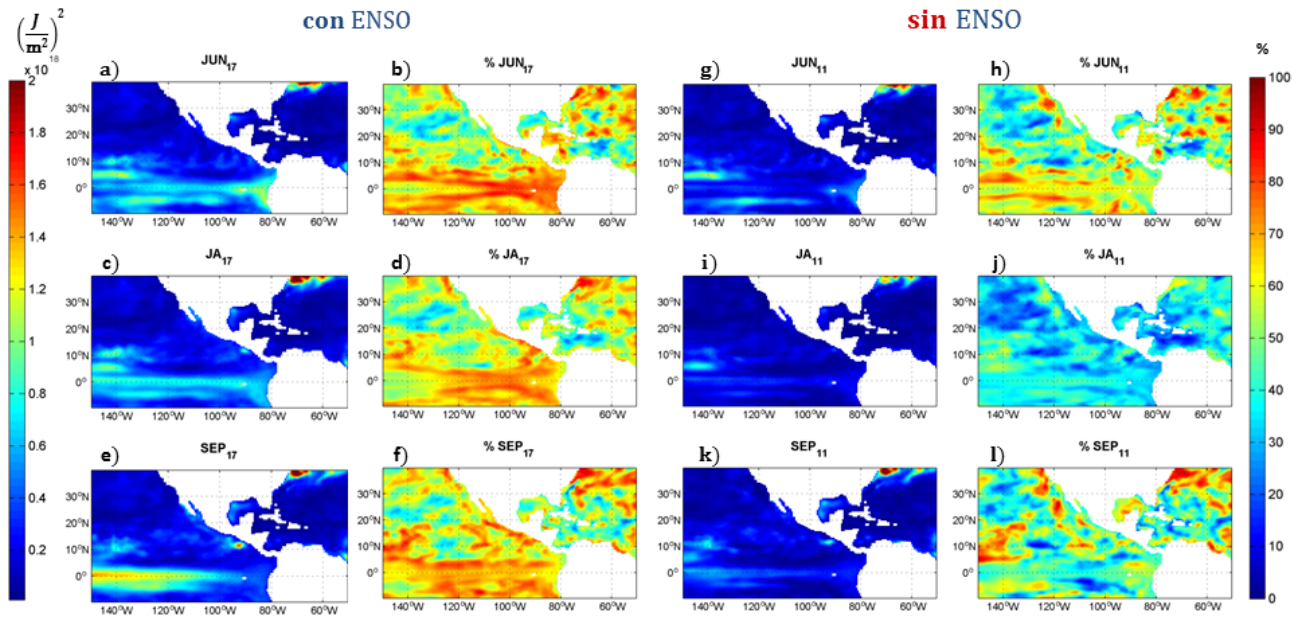


Figura 28: Como la figura 23 pero con OHC.

### Profundidad de la isoterma de 20°C

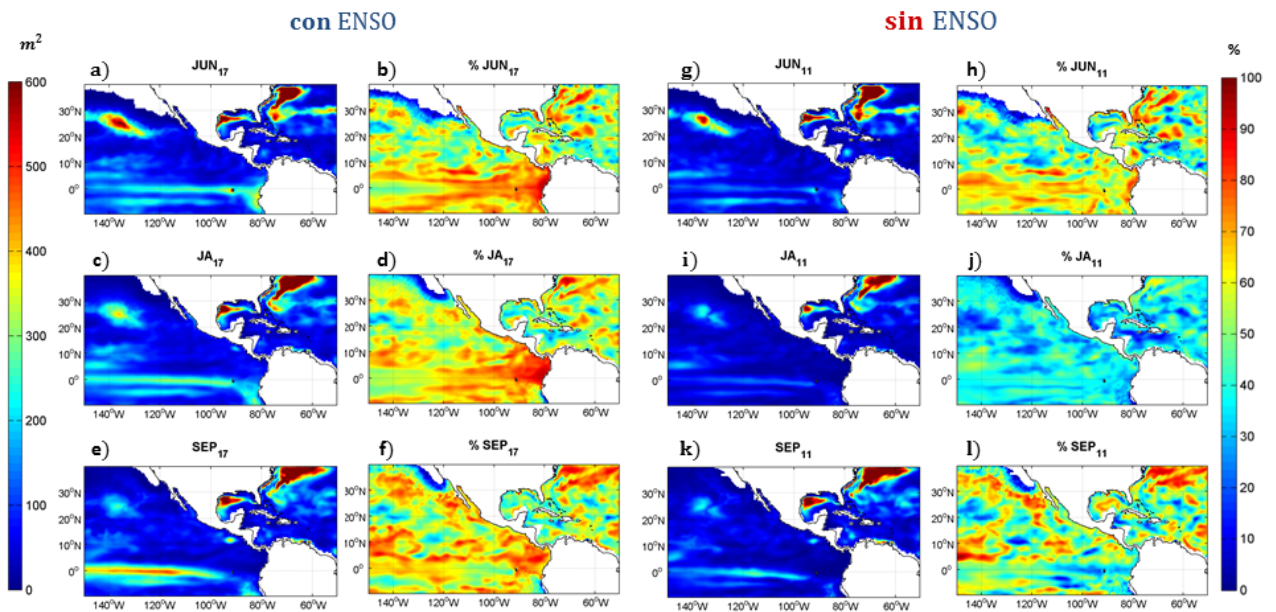


Figura 29: Como la figura 23 pero con ISOT20.

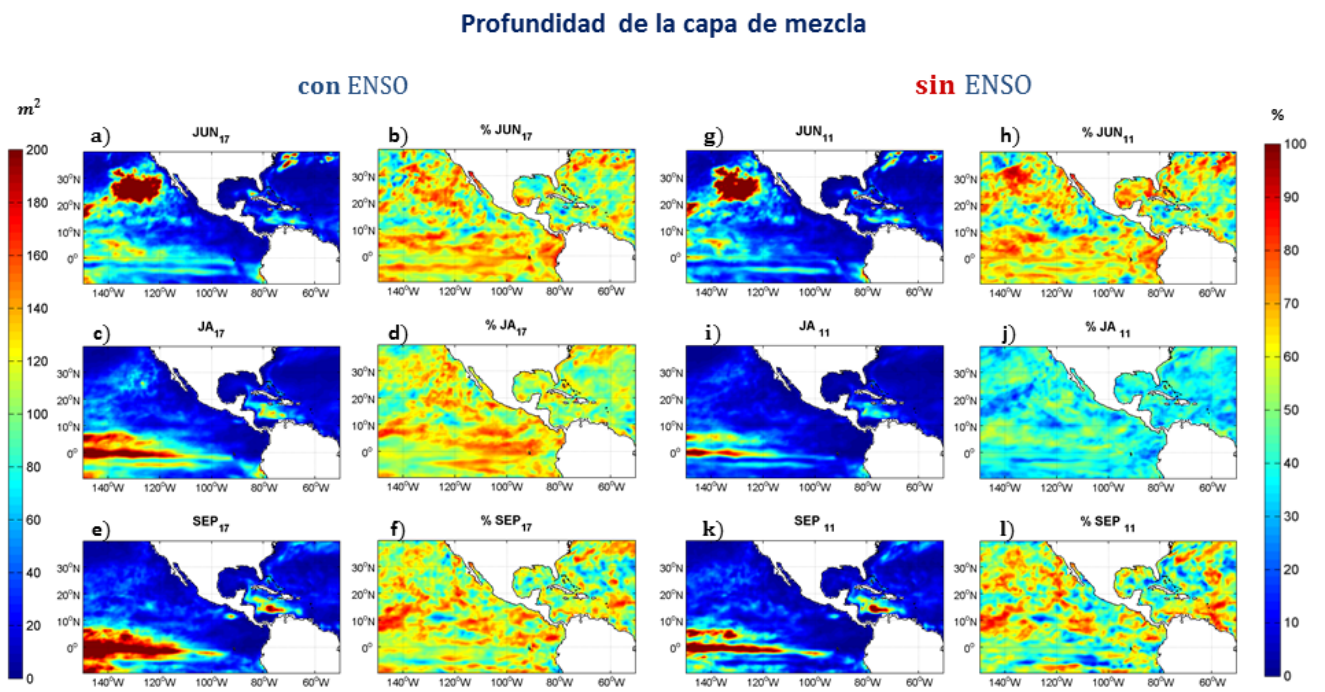


Figura 30: Como la figura 23 pero con MLD.

## Capítulo 6. Covariabilidad entre la precipitación y otras variables

---

Para identificar posibles patrones de covariabilidad entre la precipitación de la región con MSD y el resto de las variables en todo el dominio, se creó un índice de precipitación que permite identificar más claramente la señal de la canícula. Además, siguiendo la metodología usada en el capítulo 5, los resultados obtenidos se presentan en una forma que permite determinar la contribución de los años con y sin canícula a la correlación total. El procedimiento para obtener este índice se describe enseguida.

1. Se aplica un filtro Lanczos a la serie de precipitación media mensual de la región donde se observa la MSD (recuadro rojo de la Figura 11). En la Figura 31a se identifican la serie de precipitación media mensual del periodo 1979-2010 ( $P$ ) en negro, y las bajas frecuencias (menores a seis meses<sup>-1</sup>) extraídas de esta señal ( $P_{BF}$ ) en rojo.
2. Se recupera la señal de la precipitación de altas frecuencias ( $P_{AF}$ , Figura 31b):

$$P_{AF} = P - P_{BF}. \quad (6)$$

3. De esta señal de altas frecuencias, sólo se considera al periodo de verano y éste, a su vez, se clasifica en tres subconjuntos: junio, julio-agosto y septiembre.
4. A cada uno de los tres subconjuntos de datos se le resta su media y se divide entre su desviación estándar. De esta forma el IP queda definido para cada subconjunto como:

$$IP = \frac{P_{AF} - \overline{P_{AF}}}{s(P_{AF})}, \quad (7)$$

donde  $\overline{P_{AF}}$  es la media en el tiempo de  $P_{AF}$ :

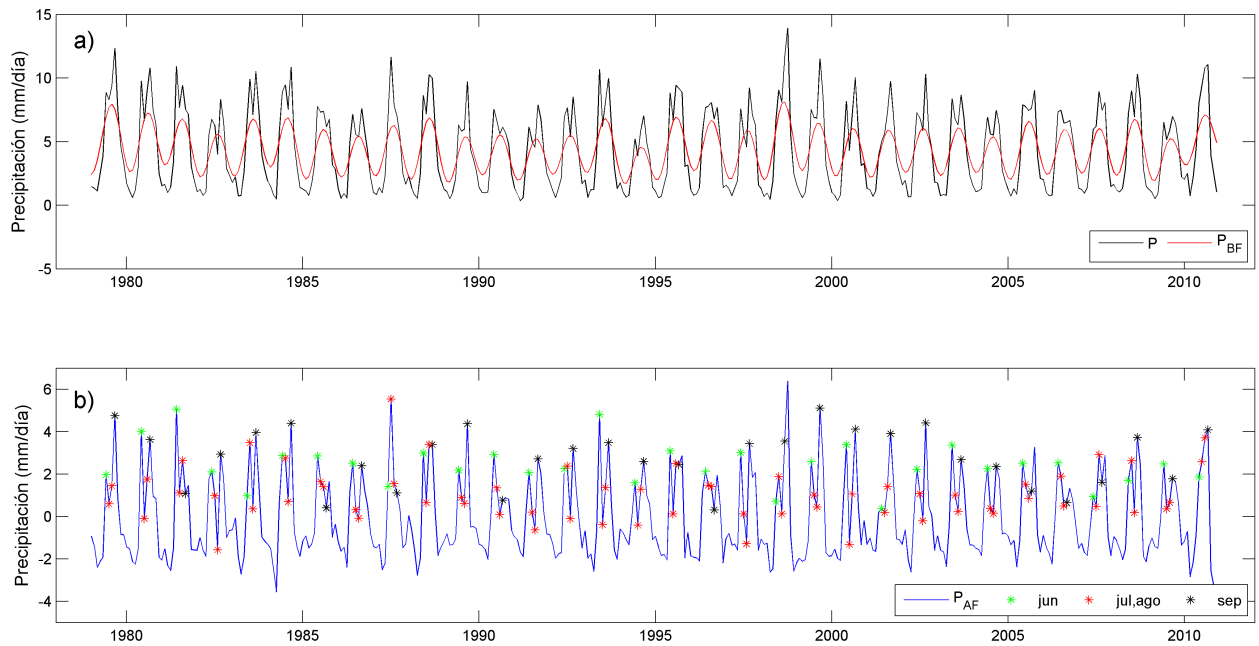
$$\overline{P_{AF}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_{AF}, \quad (8)$$

$s(P_{AF})$  es la desviación estándar muestral:

$$s(P_{AF}) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_{AFi} - \overline{P_{AF}})^2}{n - 1}} \quad (9)$$

y  $n$  es el número total de meses tomados para el análisis.

En la figura 32 se muestra el índice de precipitación reconstruido a partir de los tres subconjuntos de datos.

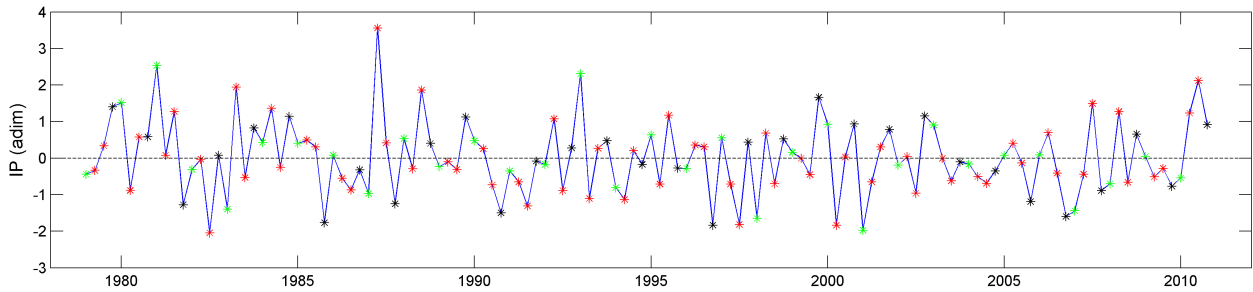


**Figura 31:** a) Precipitación promedio mensual de la región con MSD ( $10^{\circ}$ - $25^{\circ}$ N y  $105^{\circ}$ W- $80^{\circ}$ W). Serie original en negro. Serie filtrada (con frecuencias menores a  $6 \text{ meses}^{-1}$ ) en rojo. b) Señal de la precipitación con variabilidad estacional e intraestacional obtenida de la ecuación (6). Los marcadores verdes se localizan sobre los junios del periodo, los rojos sobre julio y agosto y los negros sobre los septiembres.

Al eliminar las bajas frecuencias, es posible identificar la señal bimodal (característica de la MSD) con mayor claridad en la precipitación de verano (Figura 31b). Una vez capturada la señal de la MSD se realizaron las proyecciones del índice en los campos mensuales estandarizados de las variables atmosféricas y oceánicas usando la siguiente definición:

$$C = \frac{Y \cdot IP}{n}, \quad (10)$$

donde  $C$  representa la correlación obtenida entre el  $IP$  y la matriz de datos de la variable



**Figura 32: Índice de precipitación (IP) obtenido de la ecuación (7). Los marcadores verdes se localizan sobre los junios del periodo, los rojos sobre julio y agosto y los negros sobre los septiembres.**

estandarizada  $Y$ . El  $IP$  es una serie de  $n$  tiempos y la variable  $Y$  es una matriz conformada por  $n$  mapas con  $q$  puntos de malla, de tal forma que el vector resultante  $C$  corresponde a un mapa de la correlación encontrada entre la precipitación y la variable seleccionada. En notación matricial la ecuación (10) se expresa como:

$$\begin{aligned}
 \begin{pmatrix} C_1 \\ C_2 \\ \vdots \\ C_q \end{pmatrix} &= \frac{1}{n} \begin{pmatrix} Y_{p_1 t_1} & Y_{p_1 t_2} & \cdots & Y_{p_1 t_n} \\ Y_{p_2 t_1} & Y_{p_2 t_2} & \cdots & Y_{p_2 t_n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ Y_{p_q t_1} & Y_{p_q t_2} & \cdots & Y_{p_q t_n} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} IP_{t_1} \\ IP_{t_2} \\ \vdots \\ IP_{t_n} \end{pmatrix} \\
 &= \frac{1}{n} \begin{pmatrix} IP_{t_1} Y_{p_1 t_1} + IP_{t_2} Y_{p_1 t_2} + \cdots + IP_{t_n} Y_{p_1 t_n} \\ IP_{t_1} Y_{p_2 t_1} + IP_{t_2} Y_{p_2 t_2} + \cdots + IP_{t_n} Y_{p_2 t_n} \\ \vdots \\ IP_{t_1} Y_{p_q t_1} + IP_{t_2} Y_{p_q t_2} + \cdots + IP_{t_n} Y_{p_q t_n} \end{pmatrix}
 \end{aligned} \tag{11}$$

donde  $p_1, p_2, \dots, p_q$  son todos los puntos espaciales, y  $t_1, t_2, \dots, t_q$  son los datos temporales.

Se optó por calcular correlaciones para el periodo completo (representadas como  $C_{32}$ ), así como la contribución que aportan los años con y sin canícula ( $F_{17}$  y  $F_{15}$ , respectivamente) a esta correlación. Para obtener las fracciones de correlación  $F_{17}$  y  $F_{15}$ , se separa al  $IP$  y a la variable  $Y$  en años con y sin MSD. Una vez que se tienen los vectores ( $IP$ ) y las matrices ( $Y$ ) de los dos grupos de datos, se les resta el promedio de los 32 años y se divide entre



la desviación estándar de los 32 años de cada periodo y variable correspondientes. Una vez que se estandarizan las dos variables de cada grupo, se obtienen las fracciones  $F_{17}$  y  $F_{15}$  calculando el producto punto de la ecuación 10.

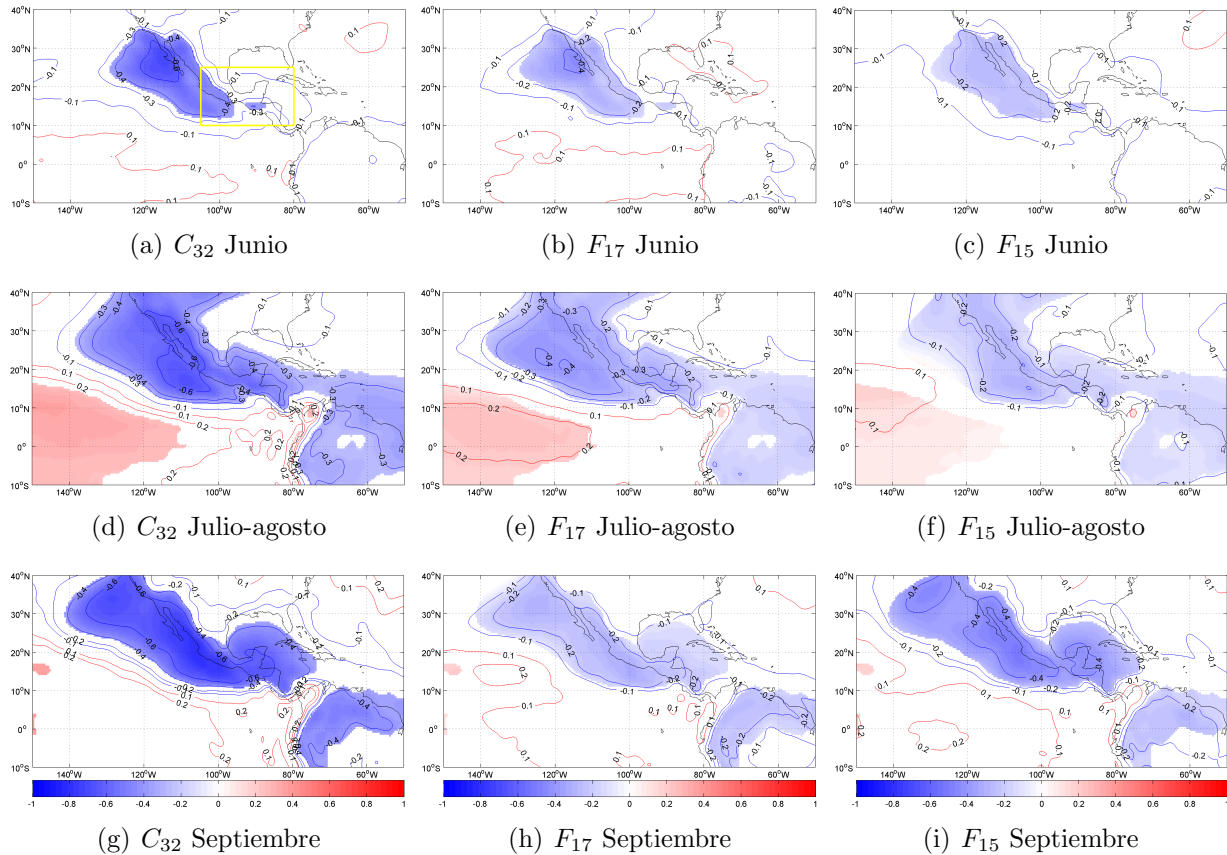
Es importante notar que, aunque  $F_{17}$  y  $F_{15}$  no son correlaciones en el sentido estricto, son un concepto útil que permite identificar si los patrones de correlación encontrados en el periodo completo son parte de la climatología o una característica propia de alguno de los dos grupos de datos.

Se calcularon, además, correlaciones a cinco desfases (de cero hasta cuatro meses) para los tres periodos. Un desfase cero ( $Lag0$ ) denota correlaciones en periodos simultáneos del IP y la variable en cuestión. Los desfases de -1 a -4 ( $Lag-1$  a  $Lag-4$ ) deben interpretarse como retrasos (desde uno hasta cuatro meses) de la variable de interés con respecto al IP. Las correlaciones con desfase cero indican una covariabilidad simultánea, y los desfases negativos nos dan una idea de las posibles conexiones entre la precipitación de verano en la región con MSD y el comportamiento de la variable de interés ( $Y$ ) meses antes.

En el resto del capítulo se discuten los principales patrones de correlación de gran escala encontrados entre el IP y las variables de estudio. En todas estas variables, los patrones de máxima correlación se obtienen con periodos simultáneos ( $Lag0$ ). Para simplificar la visualización, sólo se muestran estas correlaciones.

De los resultados que se presentan a continuación se destacan los que son estadísticamente significativos con un nivel de confianza del 95 % (con superficies de color) de los que no lo son (indicados sólo con contornos). Los últimos, a pesar de tener un nivel de confianza menor al 95 %, se incluyen sólo con la intención de identificar posibles diferencias de signo entre los patrones observados en las correlaciones de los años con y sin MSD.

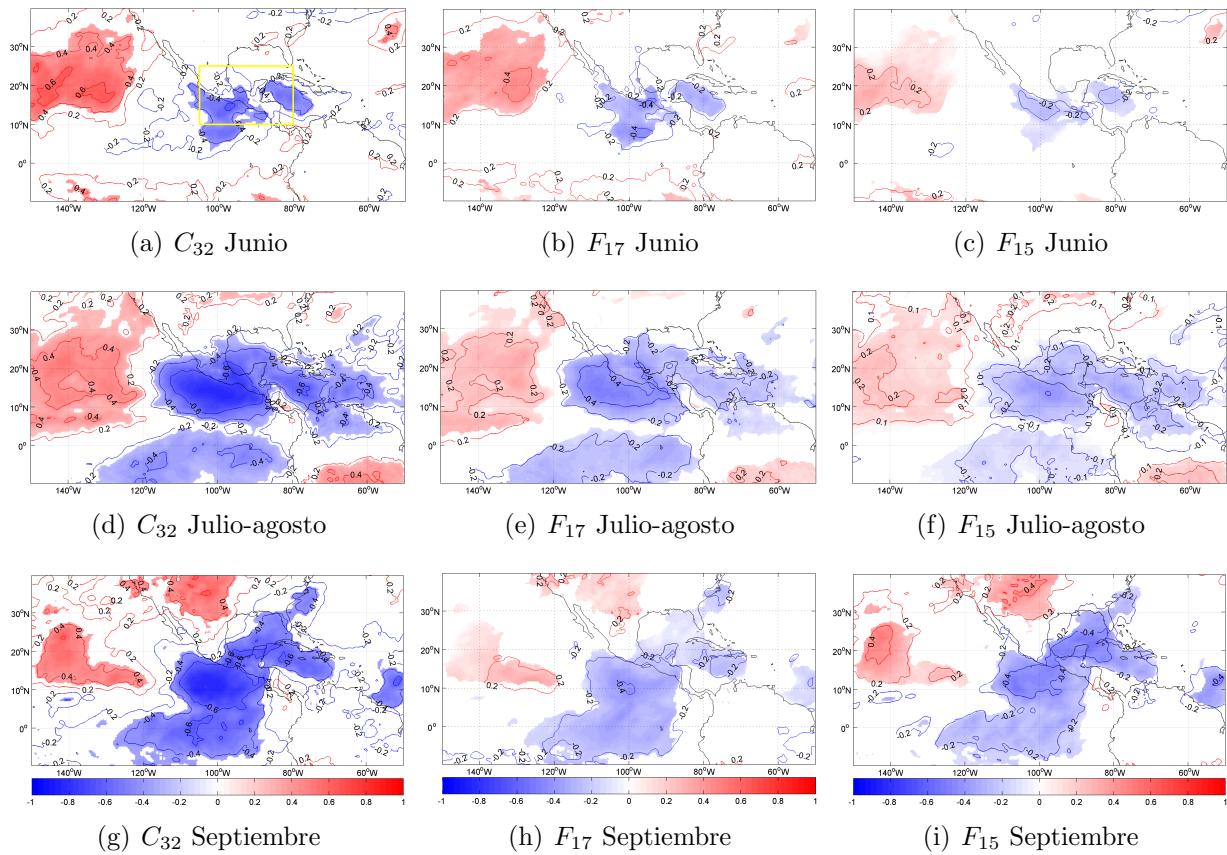
Se considera que cada 30 días se tiene una muestra independiente. Esta suposición se basa en que el tiempo de respuesta de la atmósfera es muy corto (mucho menor que un mes), por lo que el promedio mensual no resuelve procesos de mayor frecuencia. Además, al seleccionar un mes en particular por año, la suposición es que cada mes de cada año es independiente del anterior o posterior, lo cual es muy razonable. En total se consideran 32 muestras independientes para cada subconjunto del periodo completo.



**Figura 33:** Correlación simultánea entre IP y presión atmosférica a nivel del mar. Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC.

La presión atmosférica reducida al nivel del mar (Figura 33) presenta correlaciones negativas con el IP (de hasta -0.8) sobre todo México, el Pacífico y parte del Golfo de México, en los tres periodos. El aporte de los años con canícula es mayor de junio a agosto, mientras que en septiembre domina el aporte de los años sin canícula. Las correlaciones negativas expresan una relación inversa entre la presión atmosférica y la precipitación en la RC; bajas (altas) presiones corresponden a un aumento (disminución) de la precipitación en la RC.

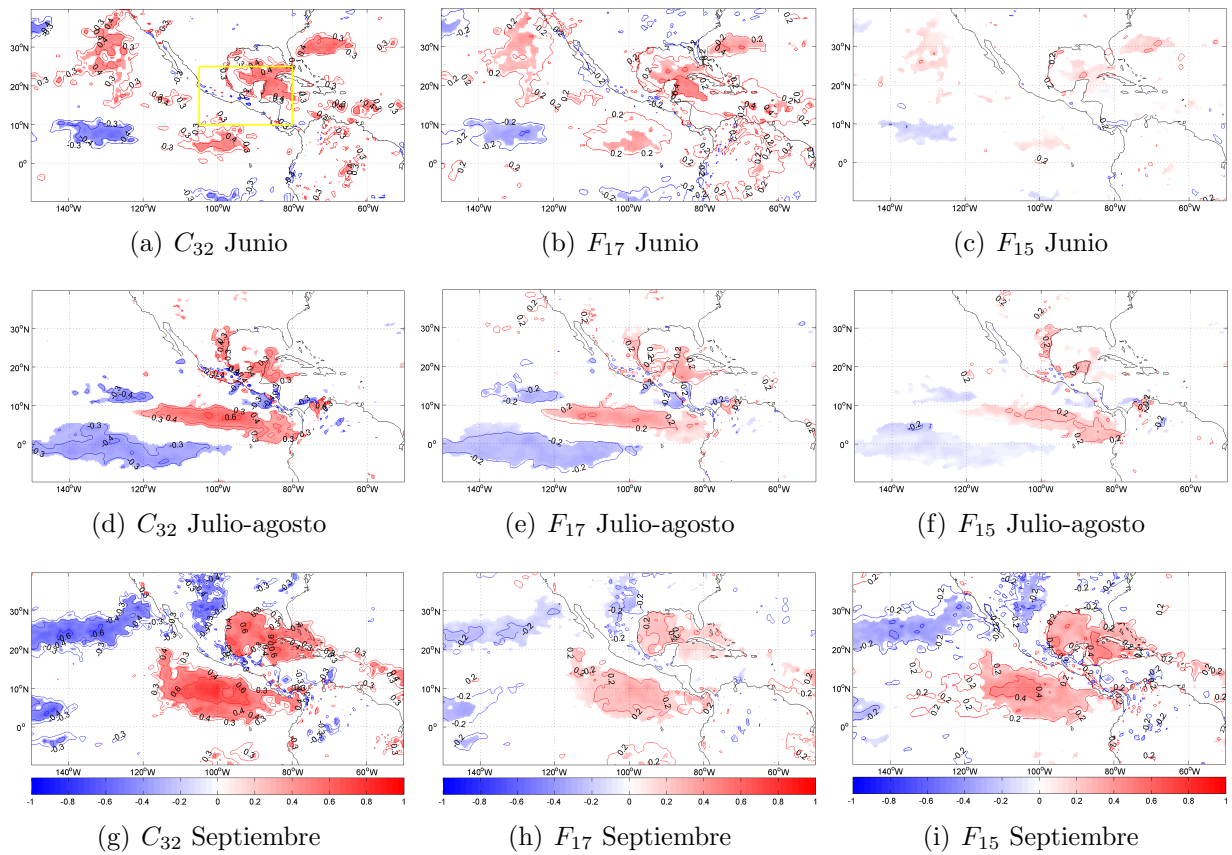
En general, el patrón que siguen las correlaciones entre el IP y la radiación de onda larga en los años con y sin MSD es similar (Figura 34). Las máximas correlaciones se encuentran en los periodos de julio-agosto y septiembre, donde se identifica una zona de altas correlaciones negativas (de hasta -0.8) sobre la RC y sus alrededores. El mayor aporte a estas altas correlaciones se encuentra en los años con canícula, para el primer periodo, y en los años sin canícula, para el segundo. Las correlaciones negativas implican que cuando el IP es alto la OLR es baja (y viceversa). Esto coincide con lo observado en las anomalías de precipitación



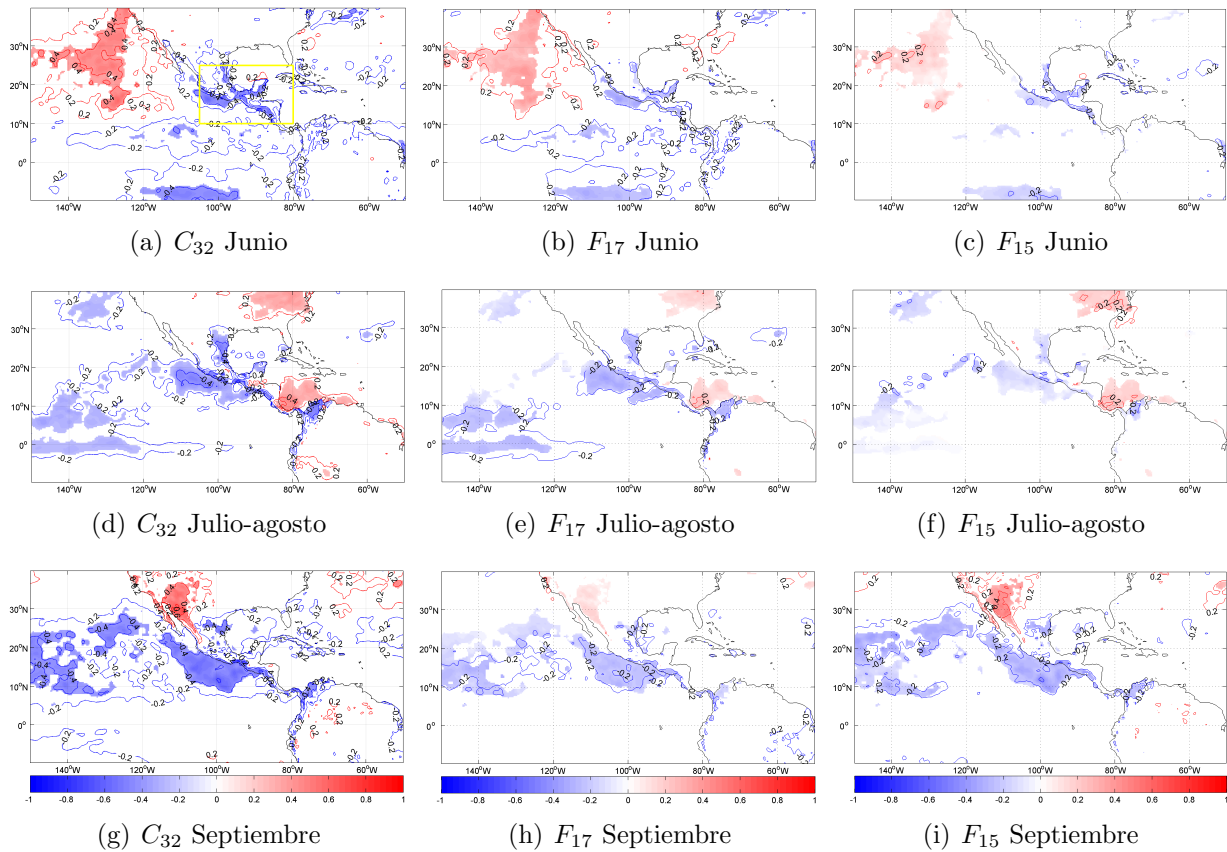
**Figura 34: Correlación simultánea entre IP y radiación de onda larga. Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC.**

durante la temporada de lluvias de verano: alta nubosidad (y por lo tanto baja OLR) durante los máximos de precipitación al inicio y al final de la temporada, y baja nubosidad (con aumento de OLR) durante la canícula. En el Pacífico norte subtropical existen correlaciones positivas entre 0.5 y 0.6 en los tres periodos, posiblemente asociadas con el desplazamiento al oeste del sistema de alta presión del Pacífico durante el verano.

En la Figura 35 se presentan las correlaciones de los flujos de calor latente de evaporación con el IP. Las más altas (+0.6) se localizan sobre el ETP, el Golfo de México y la parte norte del Caribe, principalmente entre julio y septiembre. En estas regiones los intercambios de calor en la interfaz océano-atmósfera son máximos debido a las altas SST y los vientos intensos. Las correlaciones positivas son un indicativo de que, durante los periodos de precipitación, los flujos de calor de la superficie a la atmósfera aumentan, mientras que cuando la precipitación es baja los flujos en esta dirección disminuyen. En el resto del dominio la correlación es baja.



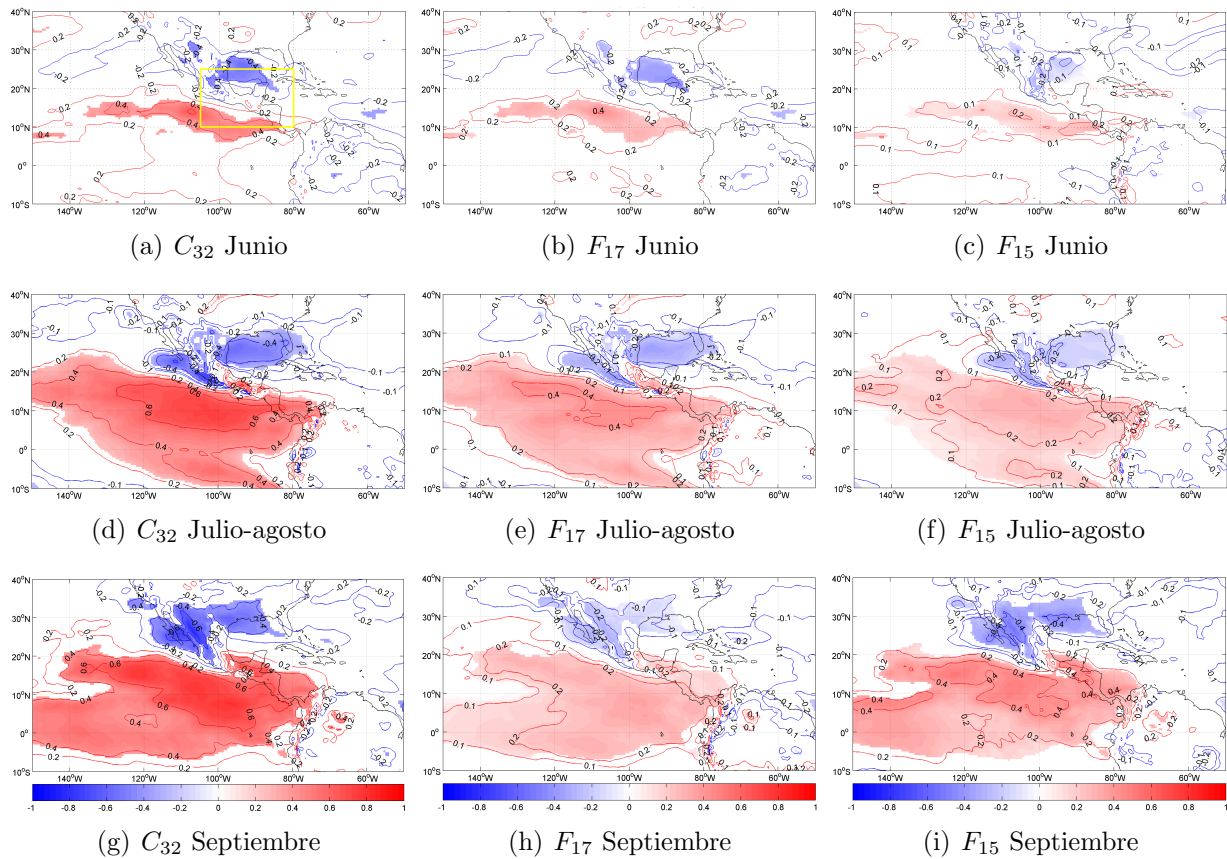
**Figura 35: Correlación simultánea entre IP y flujos de calor latente de evaporación. Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC.**



**Figura 36:** Correlación simultánea entre IP y temperatura superficial (en mar y tierra). Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC.

Las máximas correlaciones entre el IP y las temperaturas superficiales (en tierra y mar) se ubican sobre el ETP, en los tres periodos, y al oeste de la península de Baja California, en junio (Figura 36). En los tres periodos el mayor aporte a la correlación lo hacen los años con canícula. Los coeficientes de correlación obtenidos son negativos (-0.5), de tal forma que la covariabilidad entre la precipitación y la temperatura superficial en esa región es inversa: durante la canícula la región experimenta un aumento de temperatura en la superficie.

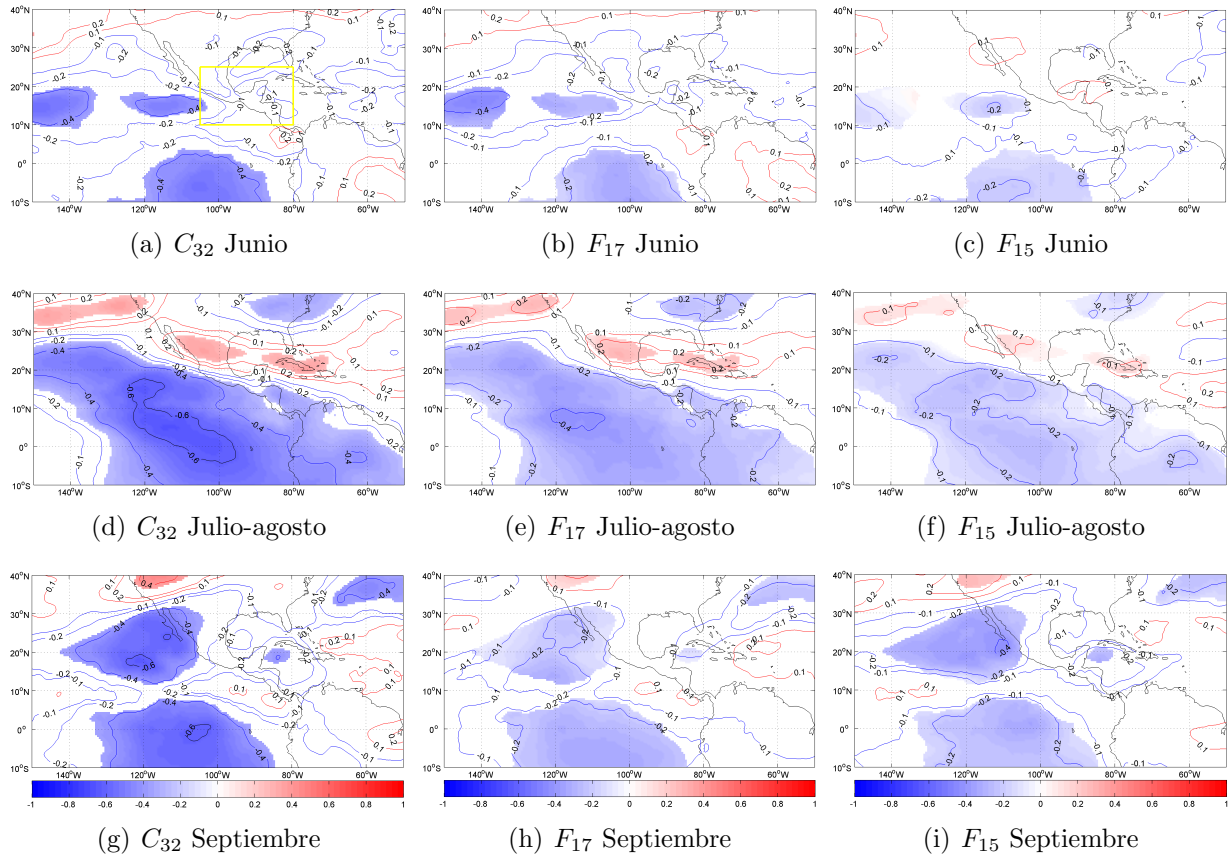
En las Figuras 37 y 38 se muestran las correlaciones obtenidas entre el IP y el viento zonal en 850 y 200 mb. Para la interpretación de estas correlaciones debe considerarse que el CFSR registra valores positivos cuando el viento zonal se dirige hacia el este y negativos cuando se dirige hacia el oeste. En ambos niveles se observan las correlaciones más altas ( $\pm 0.7$ ) sobre gran parte del Pacífico tropical, principalmente entre julio y septiembre. Cerca de la superficie (en 850 mb) estas correlaciones son positivas y establecen que, durante los periodos de máxima precipitación (junio y septiembre), el viento zonal tiene una dirección predominante



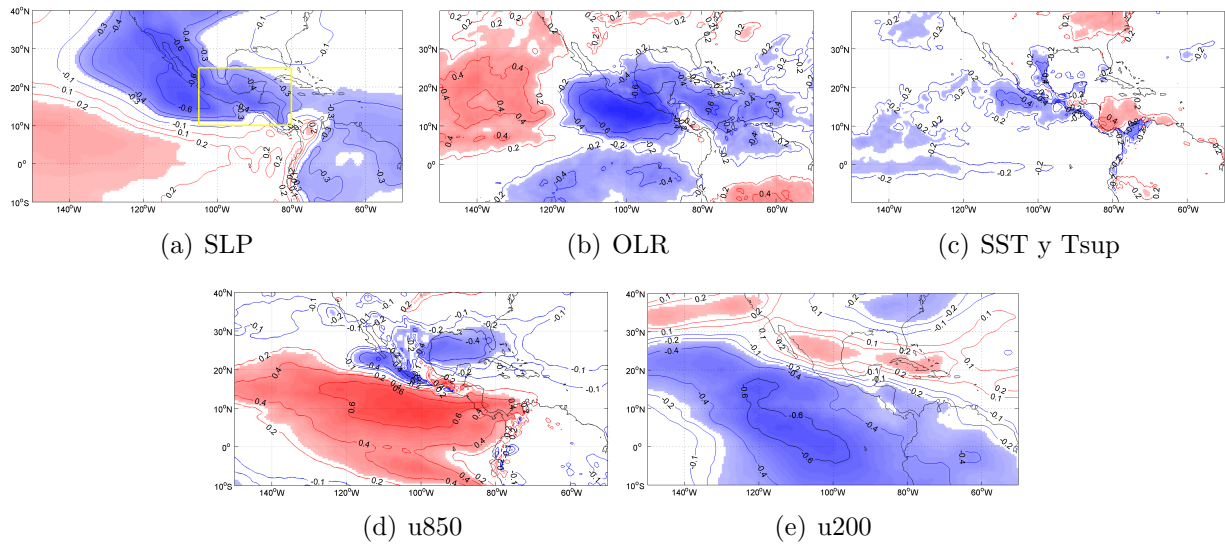
**Figura 37:** Correlación simultánea entre IP y el viento zonal en 850 mb. Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC.

del oeste, consistente con la circulación anómalamente ciclónica mostrada en la Figura 16, lo que favorece el transporte de humedad del ETP hacia la RC, mientras que durante el periodo de mínima precipitación (julio-agosto), la dirección predominante es del este. El aporte a estas correlaciones es mayor en los años con MSD durante julio-agosto, principalmente en la región de la alberca de agua caliente, mientras que en septiembre el mayor aporte proviene de los años sin canícula, considerando la misma región. En contraste, a 200 mb de altura las correlaciones encontradas son del signo opuesto (pero con patrones espaciales similares), lo que implica una circulación anticiclónica, coherente con la observada en la Figura 18. Lo anterior establece una celda ciclónica en los niveles bajos y una anticiclónica en la tropósfera alta.

Si bien fue posible identificar algunas relaciones de covariabilidad entre la precipitación de la región de canícula y otras variables, debe recordarse que estas relaciones no necesariamente establecen una causalidad. Sin embargo, bajo un esquema exploratorio, se sugieren algunas



**Figura 38:** Correlación simultánea entre IP y el viento zonal en 200 mb. Los periodos se indican en cada mapa. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC.



**Figura 39: Correlación simultánea entre IP y distintas variables para el periodo julio-agosto. Las superficies en color señalan las correlaciones significativas. El recuadro amarillo de (a) muestra la RC.**

interpretaciones que toman en cuenta la consistencia encontrada entre estas correlaciones.

Para ilustrar esto considérese un caso en el que se analiza únicamente el periodo julio-agosto, y se fija un IP negativo (correspondiente a la MSD). Para facilitar la visualización se presentan nuevamente los mapas de correlación de este periodo en la Figura 39.

Cuando se establece una disminución de la precipitación en julio-agosto, en la presión atmosférica se observan dos patrones opuestos de gran escala. Por una parte, sobre el continente y en el Pacífico norte subtropical la presión atmosférica aumenta, mientras que en el Pacífico tropical (al oeste de 120°W) disminuye. Suponiendo que esta circulación está en balance geoestrófico, la dirección del flujo alrededor la banda de 10°N es hacia el oeste. Esto es consistente con el viento zonal en 850 mb, que indica un flujo en la misma dirección sobre gran parte del Pacífico tropical. En contraparte, a 200 mb el flujo se mueve en la dirección opuesta (hacia el este). A su vez, sobre la región de canícula y sus alrededores, se presenta un aumento en los flujos de radiación de onda larga, esto implica cielos despejados o con poca nubosidad que pueden estar asociados al aumento de la presión atmosférica sobre la región. La temperatura en superficie, aunque en menor escala, también es consistente con las correlaciones antes mencionadas. En julio-agosto la temperatura superficial muestra un aumento, coherente con el aumento observado en la radiación de onda larga, particularmente en el Pacífico tropical frente a las costas del centro-sur de México. Por otra parte, en el Caribe



las correlaciones de SST son positivas, indicando una disminución durante este periodo, que puede deberse a los efectos de enfriamiento asociados con la intensificación del CLLJ.

Si bien es posible suponer algunas relaciones dinámicas entre las variables analizadas y la precipitación de verano en la región con canícula, es necesario realizar otros análisis que permitan establecer con mayor certeza relaciones de causa-efecto entre las distintas variables.

## Capítulo 7. Variaciones oceánicas en los años con sequía intraestival

---

### 7.1. Extensión de la alberca de agua caliente del Pacífico-Atlántico

La alberca de agua caliente del Hemisferio Oeste (WHWP) es una región de SST mayores a  $28.5^{\circ}\text{C}$ , que se extiende desde el Pacífico norte hasta el Golfo de México y el mar Caribe. Presenta variaciones interanuales de área e intensidad y tiene un ciclo estacional bien definido (Wang y Enfield 2001). Los sistemas atmosféricos que influyen en estas variaciones son distintos en la cuenca del Atlántico y en la del Pacífico. Por esta razón se divide a la WHWP para su estudio en dos partes: la alberca de agua caliente del Pacífico oriental (*Eastern Pacific Warm Pool*, EPWP) y la alberca de agua caliente del Atlántico (*Atlantic Warm Pool*, AWP). La extensión de la EPWP es menor que la de la AWP, de tal forma que la WHWP es más influenciada por lo que sucede en la alberca del Atlántico (Wang et al. 2006).

Sobre la región de la WHWP ocurren importantes intercambios de calor entre el océano y la atmósfera, que son modulados por diversos sistemas atmosféricos. En el Atlántico, por ejemplo, durante el verano estos intercambios se ven influenciados por las ondas del este, los ciclones tropicales y la ITCZ, mientras que en el invierno toman importancia los frentes, y se agregan a estos factores el CLLJ y la acción constante de los vientos alisios durante todo el año. En la alberca de agua caliente del Pacífico las interacciones aire-mar en el invierno se deben principalmente al desarrollo de *jets* intensos sobre los Golfos de Tehuantepec, Papagayo y Panamá, que son acelerados por el gradiente de presión entre el Atlántico y el Pacífico, y por su paso a través de espacios estrechos de la cordillera Centroamericana. Además, a escala interanual, el tamaño de la alberca de agua caliente (en el Atlántico y en el Pacífico) varía en función de las fases del ENSO (Martínez-Sánchez y Cavazos 2014).

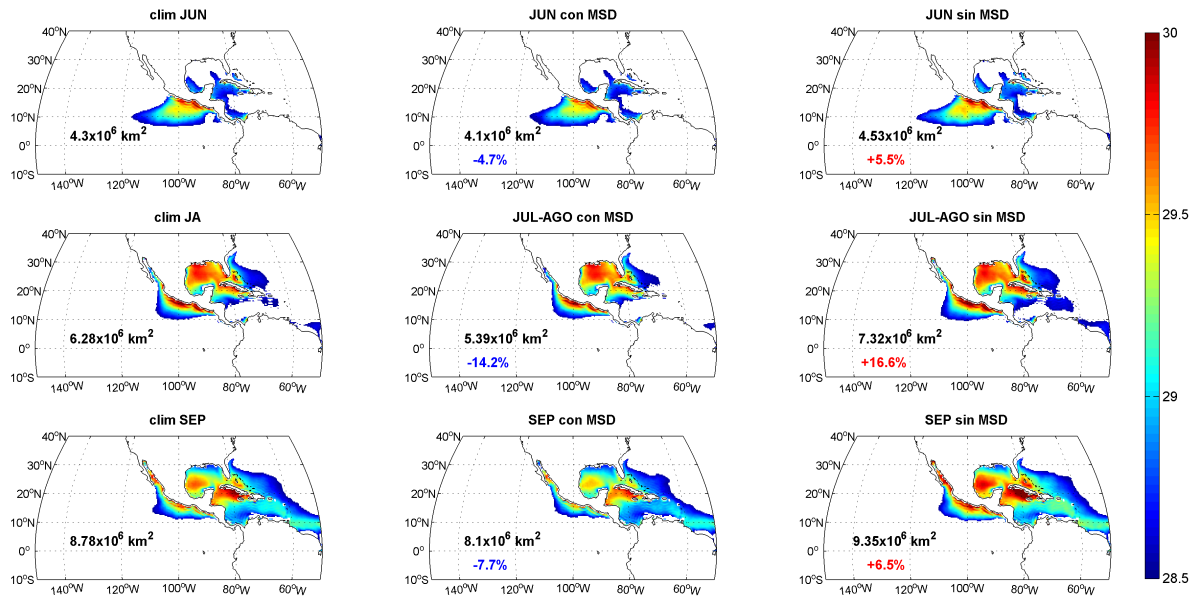
Las anomalías de SST en el Atlántico tropical (particularmente sobre la región de la AWP), tienen una fuerte influencia en la regulación del clima de verano en las regiones tropicales y subtropicales del HN (Wang *et al.* 2006). Una AWP más extensa se asocia con una disminución en la presión atmosférica y un aumento en la convección y nubosidad, que corresponde a un débil cizallamiento del viento troposférico vertical y a una capa superficial

más caliente del océano, lo que aumenta la actividad de ciclones tropicales en el Atlántico (Wang *et al.* 2006). Wang *et al.* (2006) encontraron que una AWP más extensa en el periodo agosto-octubre está asociada con un aumento de la precipitación en el Caribe, en México, en el Pacífico SE y en el Atlántico subtropical.

Para cuantificar la extensión de la WHWP en el CFSR se calcularon las áreas con SST iguales o mayores a  $28.5^{\circ}\text{C}$  para diferentes grupos de datos: la climatología de 1979-2010, el compuesto de los años con canícula y el compuesto de los años sin canícula. En cada uno de estos grupos se separó al verano en tres periodos: junio, julio-agosto y septiembre. La extensión de la WHWP se calculó asociando a cada punto de malla (dentro de la alberca) un área que varía en función de la latitud, de tal forma que los puntos de malla cercanos al ecuador cubren un área mayor que los de latitudes más altas. Con la finalidad de apreciar las variaciones en los grados de longitud considerados en estos cálculos se utilizó una proyección sinusoidal en la zona de estudio.

En los mapas de la Figura 40 se observa que la evolución de la WHWP es similar en los tres grupos: la alberca de agua caliente del Pacífico oriental alcanza su mayor extensión en junio y la del Atlántico en septiembre. Sin embargo, existen diferencias si comparamos los dos grupos de compuestos y tomamos como referencia a la climatología. Durante los años de canícula la extensión de la WHWP disminuye en los tres periodos, y por el contrario, la extensión de la WHWP aumenta durante todo el verano en los años en los que no se identificó a la canícula. El porcentaje de disminución en el grupo de los años con MSD, con respecto a sus climatologías, va desde  $\sim -5\%$  al inicio y  $\sim -8\%$  al final del verano, y es máximo durante julio-agosto ( $-14\%$ ). El cambio más notable del grupo de los años sin MSD ocurre también en el periodo julio-agosto, con un aumento en la extensión de la WHWP del  $+16.6\%$ .

Misra *et al.* (2012) estimaron el área de la AWP usando tres reanálisis oceánicos; GODAS-NCEP (*Global Ocean Data Assimilation System*), CFSR-NCEP y SODA (*Simple Ocean Data Assimilation*) y dos análisis de SST: ERSST (*Extended Range SST version 3*) y OISST (*Optimally Interpolated SST version 2 SST analyses*). Encontraron que el CFSR subestima el área de la AWP con respecto a las otras bases de datos. Sin embargo, su evolución a lo largo del año es similar a la de los otros reanálisis. Si existe tal subestimación en el CFSR,



**Figura 40:** SST ( $^{\circ}C$ ) y extensión ( $km^2$ ) de la WHWP en: la climatología de 1979-2010 (columna izquierda), el compuesto de los años con canícula (columna central) y el compuesto de los años sin canícula (columna derecha) para junio (primera fila), julio-agosto (segunda fila) y septiembre (tercera fila). En la esquina inferior izquierda de cada mapa se señala el área que cubre la alberca (en negro) y su porcentaje de cambio con respecto a la climatología de ese periodo (negativos en azul y positivos en rojo).

los resultados obtenidos en el análisis antes mostrado podrían contener un error sistemático (el mismo en todos los mapas), por lo que los porcentajes de cambio serían similares a los obtenidos.

## 7.2. Profundidad de la capa de mezcla

Con la finalidad de buscar singularidades entre los años con y sin canícula en la profundidad de la capa de mezcla se obtuvieron las diferencias entre ellos. Éstas se muestran en la figura 41.

Las diferencias se calcularon restando el compuesto de los años sin canícula al compuesto de los que sí presentan canícula. Las diferencias positivas (negativas) indican profundidades mayores (menores) de la capa de mezcla en los años con MSD.

En gran parte del dominio las diferencias son muy pequeñas ( $\pm 5m$ ). Pero se identifican algunas regiones en donde las diferencias son de poco más de  $\pm 10m$ . En junio (Figura 41c) se observa una MLD mayor en los años con MSD sobre el Pacífico oriental subtropical. En julio-agosto, las mayores diferencias positivas ( $\sim +10m$ ) se ubican sobre el Mar Caribe (Figura

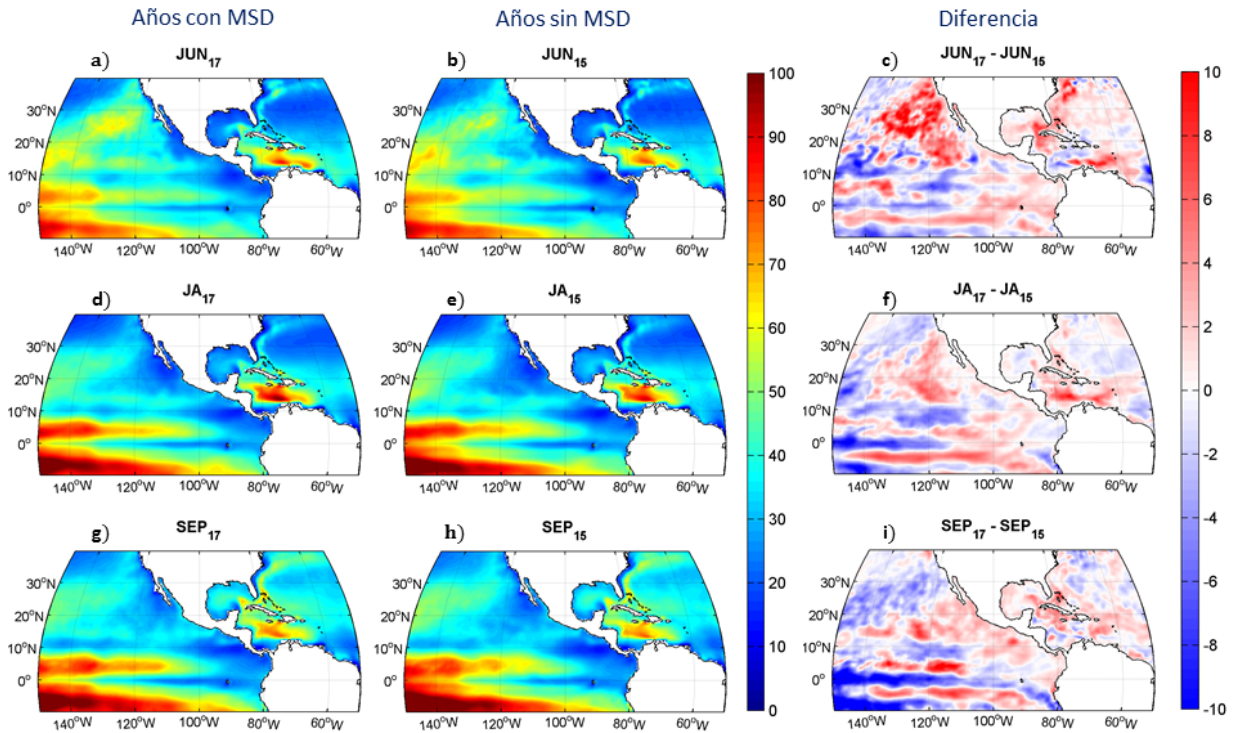


Figura 41: Profundidad de la capa de mezcla en junio, julio-agosto y septiembre en el compuesto de los años con canícula (incisos a, d y g), en el compuesto de los años sin canícula (b, e y h) y la diferencia entre ellos (c, f, e i).

41f). Montoya (2013), con datos del modelo MERCATOR GLORYS, identificó profundidades máximas de 60 m en la capa de mezcla sobre la porción occidental del Caribe durante julio. En el CFSR, las MLD del periodo julio-agosto sobre esta región son un poco mayores, con profundidades de hasta 80 m. En la región ecuatorial se observan bandas alternadas con intensas anomalías positivas (en  $\sim 5^{\circ}\text{N}$ ) y negativas (sobre  $0^{\circ}$  y  $-10^{\circ}\text{N}$ ) en todo el verano.

## Capítulo 8. Discusión

---

En este trabajo se analizan los patrones de configuración atmosférica y oceánica dominantes durante la canícula, con la finalidad de establecer relaciones de covariabilidad entre éstos. Con base en el análisis de anomalías y correlaciones obtenidas, se propone un mecanismo que incluye procesos dinámicos y termodinámicos en diversas escalas de tiempo y espacio.

Durante la fase 1, la ITCZ se desplaza al norte, y al este de  $100^{\circ}\text{W}$  se observa una extensión hacia el continente, que genera bajas presiones anómalas sobre el ETP y cerca de la costa (Figura 14). Se intensifica el viento del oeste y suroeste sobre el ETP en los niveles bajos (Figuras 15 y 16), lo que favorece el transporte de humedad hacia el sur de México y Centroamérica. Estas condiciones generan lluvias intensas (el primer máximo de la temporada) sobre la región de canícula (Figura 14). Derivado de lo anterior se observan, además, cambios en otras variables. En el ETP se presentan temperaturas superficiales anómalamente bajas, debido a una disminución en la entrada de radiación solar, causada por cielos nublados (Figura 21b), asociados a las anomalías negativas de presión atmosférica sobre la región. Se localiza un centro de intensa convergencia sobre la costa del Pacífico mexicano (Figura 20), y anomalías positivas de flujos de calor latente y sensible en el ETP, el Caribe y el Golfo de México (Figura 22), producto de los intercambios de calor involucrados en los procesos convectivos.

El periodo de canícula (fase 2) se identifica por una disminución relativa de la precipitación en la RC (área encerrada por el recuadro rojo de la Figura 11). Durante esta fase las anomalías son cercanas a cero en todas las variables analizadas. Esto implica que los patrones observados en las variables durante la fase 2 de los años con canícula, son similares a los que se observan en julio-agosto cuando no se presenta una canícula intensa. Entre estos patrones se identifica un máximo del CLLJ en julio que, de acuerdo con otros autores (Knaff 1997, Small *et al.* 2007, Wang 2007, Fuentes-Franco *et al.* 2014), es causado por un aumento en el gradiente de temperatura superficial del mar entre el Pacífico y el Atlántico, y que a su vez causa una intensificación en la circulación de la NASH. La consecuencia de estos alisios intensos es una disminución de precipitación en la RC, debida al desplazamiento hacia el oeste del centro de convección, que usualmente se ubica sobre el sur de México y América Central. Sin

embargo, en este análisis, esta característica no parece ser exclusiva de los años con canícula. Por otra parte, en el noroeste de México se presenta el monzón de América del Norte, sistema que se genera debido a un cambio estacional en la dirección de los vientos sobre el Golfo de California, causando un aumento en la disponibilidad de humedad sobre esta región, y por lo tanto un incremento de la precipitación durante el desarrollo de la MSD (entre julio y principios de septiembre).

En la fase 3 se observa el segundo máximo de precipitación de verano en la RC. Anomalías similares a las observadas durante la fase 1 se observan en esta fase pero, en su mayoría, más intensas. Se presenta un aumento en la rapidez de los vientos en el ETP (sobre la ITCZ) con componentes anómalas del oeste, noroeste y suroeste en los niveles bajos de la atmósfera. Bajas presiones anómalas se localizan sobre el Pacífico norte, gran parte de México, Centroamérica y en el Golfo de México, así como anomalías negativas de SST en el Pacífico tropical cercano a la costa mexicana, el Golfo de México y el resto del Atlántico que cubre el dominio. A pesar de que en los años con MSD se observan estas anomalías negativas de temperaturas superficiales, en general, durante esta fase se alcanza un máximo climatológico de SST (Figura 9) y de la extensión de la alberca de agua caliente del Atlántico y el Pacífico (Figura 40), factores que favorecen la formación de ciclones tropicales. Landsea (1993) y Curtis (2002) documentaron un aumento en la frecuencia de huracanes durante esta fase, en el Atlántico y el Pacífico, respectivamente. Por esta razón, es posible considerar que un alto porcentaje de la precipitación en la RC y los alrededores, así como las intensas anomalías en superficie observadas sobre estas cuencas durante la fase 3, son resultado del paso de estos fenómenos transitorios.

El mecanismo antes descrito es parcialmente similar al encontrado por Small *et al.* (2007). En los tres periodos se identifican algunos patrones semejantes en las anomalías; sin embargo, no todos parecen ser exclusivos de los años con MSD. Dos claros ejemplos son los ya mencionados sobre la intensificación del CLLJ y de la NASH durante el periodo julio-agosto. Otro más, es el sistema de baja presión en el noroeste de México, que permite el desarrollo del monzón de Norteamérica. En el mecanismo propuesto por Small *et al.* (2007), la participación de la baja térmica en la generación y desarrollo de la MSD es esencial. En contraste, en este análisis la baja térmica aparece en los años con y sin MSD, como una característica

climatológica.

Las diferencias entre el mecanismo propuesto por Small *et al.* (2007) y el propuesto aquí se deben a la metodología utilizada para obtener las anomalías. El trabajo de Small *et al.* (2007) presenta anomalías con respecto al verano (junio-septiembre). Éstas permiten detectar diferencias entre las tres fases en que se separa al verano. Inicialmente, se calcularon las anomalías de la misma forma en este trabajo. Los resultados obtenidos se asemejan, casi en su totalidad, a los valores y patrones obtenidos por Small *et al.* (2007). Se encontró además que, en algunas variables, se generan patrones de anomalías aparentemente opuestos, entre las fases 1 y 3; sin embargo, estas señales son parte del ciclo estacional, por lo que no deben considerarse como anomalías asociadas con la canícula. Por esta razón, en esta tesis se propone calcularlas restando periodos distintos a cada fase, como se indica en el sistema de ecuaciones (2). Esta metodología permite eliminar el ciclo estacional de las anomalías y mantener sólo las anomalías propias del periodo de canícula y de los dos máximos.

Es importante señalar que las dos formas de calcular las anomalías aportan información relevante, pero distinta. Las anomalías con respecto a todo el verano muestran los contrastes entre distintas etapas de verano, mientras que las anomalías con respecto a cada uno de los tres periodos del verano permiten comparar el comportamiento de las variables en los años de MSD con respecto a su comportamiento climatológico. Dado que los resultados obtenidos de las anomalías con respecto a todo el verano son similares a los ya reportados por otros autores (Small *et al.* 2007, Martínez 2013), se decidió complementar esta información con la obtenida usando la metodología alternativa propuesta.

Los resultados obtenidos de las anomalías presentadas en el capítulo 4 apuntan hacia procesos complejos que dependen, entre otros factores, de los balances radiativos en cada región. Analicemos, por ejemplo, las anomalías de SST y OLR de la Figura 21. En junio, las anomalías de SST son positivas en el Golfo de México, y de cero a negativas en el Caribe, mientras que en la OLR se presentan anomalías negativas en ambas regiones. Esto es un indicativo de que las relaciones entre las variables no siempre son las mismas, debido a que existen procesos no lineales en las interacciones océano-atmósfera cuyo resultado depende del elemento que domine en cada región.



En el análisis de estas anomalías y en el de las correlaciones se establecen diferencias claras entre los dos máximos y el mínimo relativo de precipitación durante el verano. Sin embargo, también es notable que, aunque las anomalías y correlaciones, en general, son del mismo signo en los dos máximos, los patrones espaciales son distintos. Durante el segundo máximo las anomalías y correlaciones tienden a ser más intensas y los patrones espaciales de mayor escala que los observados durante el primer máximo de precipitación. Esto sugiere que el mecanismo dinámico que da origen al primer máximo de precipitación es diferente del mecanismo dinámico que origina al segundo máximo.

Al realizar la selección de los años con canícula, en donde se considera el contraste de precipitación entre el periodo de relativa sequía y los dos máximos, se identificó una particularidad de la MSD. Para describirla, se presenta en la Figura 42 la precipitación promedio de la RC de 1979 a 2010, en tres periodos: junio, julio-agosto y septiembre. Esta figura muestra que, en un alto porcentaje de los años en que se presenta la canícula ( $\sim 76\%$ ), la precipitación promedio por etapa es mayor que su valor climatológico correspondiente, al menos en dos de los tres periodos. Esto significa que no necesariamente tiene que disminuir la precipitación de julio-agosto para que se presente la canícula. Lo anterior señala la posibilidad de que la canícula no se deba a un mecanismo supresor de la precipitación (como ha sido documentado hasta ahora), sino más bien sea el resultado del reforzamiento de la precipitación que ocurre al inicio y al fin del verano.

Una hipótesis similar fue propuesta por Karnauskas *et al.* (2013), pero utilizando un argumento basado en una dependencia latitudinal, en donde los dos máximos de precipitación en el verano son una respuesta al doble cruce de la declinación solar. Sin embargo, la MSD se observa en regiones en donde el doble cruce de la declinación no ocurre, por lo que otros factores deben estar involucrados en la configuración bimodal que caracteriza a la canícula.

Otra evidencia de que la precipitación de verano en la zona de estudio puede deber su estructura bimodal a un aumento de la precipitación al inicio y fin de la temporada es que la precipitación, en las regiones adyacentes a la RC, es del mismo orden en julio-agosto y menor en junio y septiembre que en la RC, exceptuando la ITCZ (ver Figura 11).

Con base en las pruebas anteriores, en esta tesis se propone la idea de que lo anómalo

durante la temporada de lluvias de verano es el aumento de precipitación al inicio y al final del verano, lo que genera dos máximos que le dan el carácter bimodal al ciclo estacional de precipitación, definiendo la canícula.

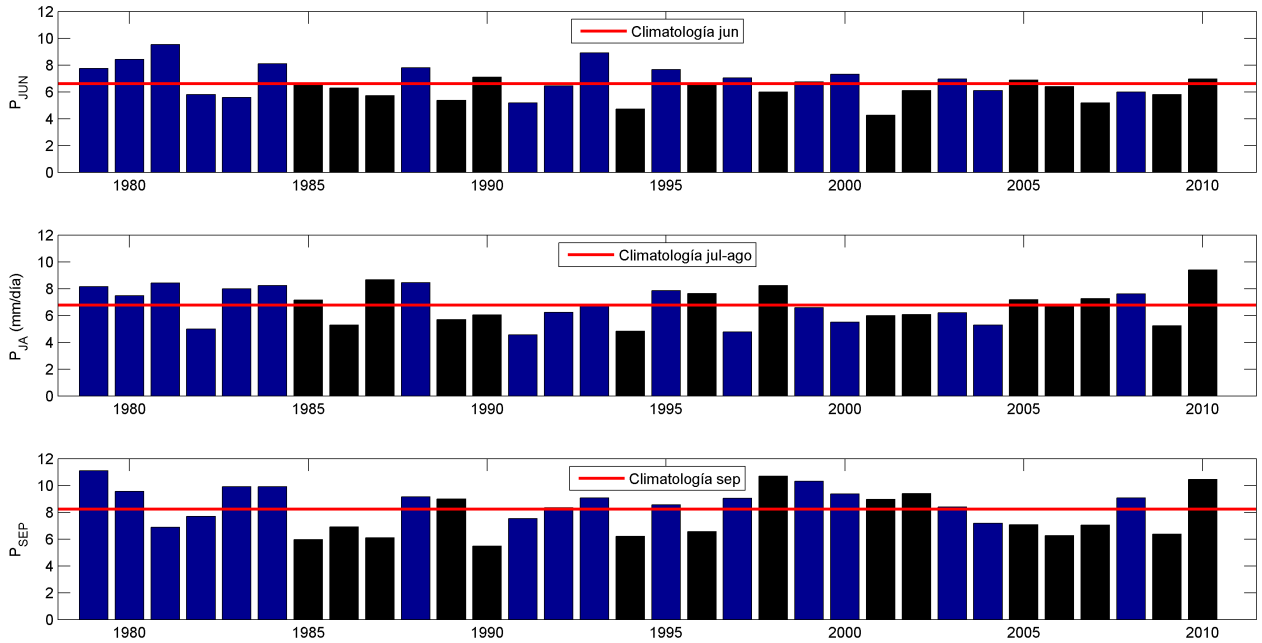


Figura 42: Precipitación promedio del periodo 1979-2010, en la RC para junio, julio-agosto y septiembre. Las barras azules (negras) indican los años con (sin) canícula.

## Capítulo 9. Conclusiones

---

En este trabajo se presenta una nueva forma de analizar la sequía de medio verano, enfocada en determinar el mecanismo que explica su origen y evolución. Hasta ahora, pocos estudios han evaluado la importancia de las interacciones entre el océano y la atmósfera en el desarrollo de la MSD. Con la finalidad de determinar la posible influencia del sistema aire-mar, se utiliza un reanálisis acoplado de alta resolución, el *Climate Forecast System Reanalysis*.

El reanálisis CFSR representa adecuadamente la canícula, el ciclo anual de las variables de estudio, así como otros sistemas tropicales y subtropicales de interés (ITCZ, CLLJ, NASH, NPH). Sin embargo, sobreestima la precipitación con respecto a otras bases de datos (TRMM, NCAR, SMN, ERA-Interim).

La región donde se presenta la sequía intraestival con el CFSR se ubica entre los 10° y 25° de latitud norte y entre los 105° y 80° de longitud oeste (Figura 11). Su duración varía desde uno hasta tres meses. En el periodo de estudio (1979-2010) se identificaron 17 eventos de canícula intensa. El análisis de este conjunto de años permite establecer una serie de procesos interrelacionados que dan origen a los dos máximos de precipitación en el verano. La ocurrencia de estos procesos se puede describir en tres fases.

La primera fase se presenta al inicio de verano, cuando la ITCZ se desplaza al norte, siguiendo las máximas temperaturas en la superficie del océano, y se forma un sistema de baja presión en el ETP cercano a la costa. Esta baja presión genera convergencia sobre la región y vientos intensos que transportan humedad hacia el sur de México y Centroamérica, dando origen al primer máximo de precipitación de la temporada.

A la mitad del verano (segunda fase) la ITCZ continúa su movimiento hacia el norte. El gradiente de temperatura superficial entre el Pacífico y el Atlántico aumenta, generando una intensificación del CLLJ. En el Atlántico subtropical se observa una extensión meridional de la NASH hacia el oeste, posiblemente asociada con la intensificación del CLLJ. El aumento en la magnitud del flujo sobre el Caribe desplaza el centro de convección hacia el oeste, alejándolo de la región de canícula. Esta divergencia y su asociada subsidencia sobre Centroamérica

propician el desarrollo de la sequía intraestival.

En la tercera fase, al final de verano, la ITCZ se localiza en su posición más al norte, y se establece un sistema de baja presión en el ETP, sobre las costas del centro-sur de México. Los vientos sobre el Pacífico se intensifican y convergen sobre Centroamérica, aumentando la disponibilidad de humedad sobre esta región. En septiembre, las SST, la extensión de la alberca de agua caliente y la ocurrencia de ciclones tropicales alcanzan sus valores máximos. Estas condiciones establecen el segundo máximo de precipitación del verano, usualmente mayor que el primero.

La presencia de la MSD parece depender, primordialmente, de la posición de la ITCZ y de la intensificación del CLLJ a la mitad del verano. La primera, genera una serie de eventos que favorecen la precipitación. La segunda, ocasiona un desplazamiento del centro convectivo que generalmente es el responsable de la precipitación sobre la RC, estableciendo condiciones distintas al resto del verano. Sin embargo, las causas de la intensificación del CLLJ aún son tema de investigación.

Los resultados obtenidos con el CFSR apuntan a que la estructura bimodal en la precipitación se acentúa cuando hay un aumento de ésta al inicio y al final del verano. Lo anterior señala la posibilidad de que la canícula no se deba exclusivamente a un mecanismo inhibitor de la precipitación.

En el CFSR se registran algunos cambios significativos en el océano durante los años con canícula. Por una parte, la alberca de agua caliente del Pacífico y Atlántico que rodea a México y Centroamérica disminuye su extensión (hasta 12%), durante los veranos de los años con canícula. En el Caribe, la capa de mezcla se profundiza levemente durante julio-agosto de los años con sequía intraestival.

Además, se identifica una fuerte influencia del ENSO en la variabilidad atmosférica y oceánica interanual, principalmente sobre la región ecuatorial. En otros trabajos se han establecido conexiones entre la MSD, el ENSO y fenómenos de escala intraestacional como la Oscilación de Madden-Julian y las Ondas del Este. Sin embargo, aún es necesario mejorar el entendimiento sobre la compleja interacción de estos fenómenos de distintas escalas espaciales y temporales involucrados en el desarrollo de la MSD.

Finalmente, es importante mencionar que el análisis presentado en esta tesis tiene un carácter exploratorio. Se trata de un trabajo inicial que permite identificar relaciones entre diversas variables atmosféricas y oceánicas, sin embargo, es necesario continuar con la investigación para integrar más explicaciones físicas a las relaciones encontradas entre las variables.

## Lista de abreviaturas

---

AMO: Oscilación Multidecadal del Atlántico (*Atlantic Multidecadal Oscillation*).

AWP: Alberca de agua caliente del Atlántico (*Atlantic Warm Pool*).

CFSR: *Climate Forecast System Reanalysis*.

CLLJ: *Jet* de bajos niveles del Caribe (*Caribbean Low-Level Jet*).

ENSO: El Niño, Oscilación del Sur (El Niño, Southern Oscillation).

EPWP: Alberca de agua caliente del Pacífico oriental (*Eastern Pacific Warm Pool*).

ETP: Pacífico Oriental Tropical (Eastern Tropical Pacific).

HN: Hemisferio norte.

HS: Hemisferio sur.

$I_{MSD}$ : Índice de canícula.

IP: Índice de precipitación.

ITCZ: Zona de convergencia intertropical (Intertropical Convergence Zone).

JJAS: Periodo de junio a septiembre.

MJO: Oscilación de Madden-Julian (Madden-Julian Oscillation).

MSD: Sequía de medio verano (*Mid-Summer Drought*).

MJJASO: Periodo de mayo a octubre.

NASH: Sistema subtropical de alta presión del Atlántico Norte (*North Atlantic Subtropical High*).

NCAR: *National Center for Atmospheric Research*.

NOAA: *National Oceanic and Atmospheric Administration*.

NPH: Sistema subtropical de alta presión del Pacífico Norte (*North Pacific High*).

NCEP: *National Center for Environmental Prediction*.

PDO Oscilación decadal del Pacífico (*Pacific Decadal Oscillation*).

ONI: Índice oceánico el Niño *Oceanic el Niño Index*.

RC: Región de canícula.

WHWP: Alberca de agua caliente del hemisferio oeste (*Western Hemisphere Warm Pool*).

## Lista de referencias

---

- Amador, J. A. (2008). The Intra-Americas sea low-level jet: overview and future research. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, **1146**(1), 153-188.
- Barlow, M., y Salstein, D. (2006). Summertime influence of the Madden-Julian Oscillation on daily rainfall over Mexico and Central America. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(21), L21708.
- Chen, A. A., y Taylor, M. A. (2002). Investigating the link between early season Caribbean rainfall and the El Niño year. *Int. J. Climatol.*, **22**(1), 87106.
- Curtis, S. (2002). Interannual variability of the bimodal distribution of summertime rainfall over Central America and tropical storm activity in the far-eastern Pacific. *Clim. Res.*, **22**, 141-146.
- De Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S, Lazar, A., y Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.*, **109**(C12), 1-20.
- Fiedler, P. C., y Talley, L. D. (2006). Hydrography of the eastern tropical Pacific: a review. *Prog. Oceanogr.*, **69**(2), 143-180.
- Fuentes-Franco, R., Coppola, E., Giorgi, F., Pavia, E. G., Diro, G. T. y Graef, F. (2014). Interannual variability of precipitation over Southern Mexico and Central America and its relationship to sea surface temperature from a set of future projections from CMIP5 GCMs and RegCM4 CORDEX simulations. *Clim. Dyn.*, 1-16.
- Gamble, D. W., Parnell, D. B., y Curtis, S. (2007). Spatial variability of the Caribbean mid-summer drought and relation to north Atlantic high circulation. *Int. J. Climatol.*, **28**(3), 343-350.
- Gianini, A., Kushnir, Y., y Cane, M. A. (2000). Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *J. Clim.*, **13**(2), 297-311.
- Herrera, E., Magaña, V., y Caetano, E., (2014). Airsea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *Int. J. Climatol.*
- Kara, A. B., Rochford, P. A., y Hurlburt, H. E. (2003). Mixed layer depth variability over the global ocean. *J. Geophys. Res.*, **108**(C3), 3079, 24-1, 24-15.



- Karnauskas, K. B., Seager, R., Giannini, A., y Busalacchi, A. J. (2013). A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the Pacific coast of Central America. *Atmósfera*, **26**(2), 261-281.
- Knaff, J. A. (1997). Implications of summertime sea level pressure anomalies in the tropical Atlantic region. *J. Clim.*, **10**(4), 789-804.
- Landsea, C. W. A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**(6), 1703-1713.
- Magaña, V., Amador J. A., y Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *J. Clim.*, **12**(6), 1577-1588.
- Magaña, V., y Caetano, E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(2), 1-4.
- Maloney, E. D., y Hartmann D. L. (2000). Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. *Science*, **287**(5460), 2002-2004.
- Maloney, E. D., y Hartmann D. L. (2000). Modulation of Eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian Oscillation. *J. Clim.*, **13**(9), 1451-1460.
- Martin, E. R., y Schumacher, C. (2011). Modulation of Caribbean precipitation by the Madden-Julian Oscillation. *J. Clim.*, **24**(3), 813-824.
- Martínez, J. (2013). 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 de maestría en ciencias. CICESE. 65 p.
- Martínez-Sanchez, J. N., y Cavazos, T. (2014). Eastern Tropical Pacific hurricane variability and landfalls on Mexican coasts. *Clim. Res.*, **58**(3), 221-234.
- Misra, V., Stroman, A., y DiNapoli, S. (2012). The rendition of the Atlantic Warm Pool in the reanalyses. *Clim. Dyn.*, **41**(2), 517-532.
- Molinari, J., Knight, D., Dickinson, M., Vollaro, D., y Skubis, S. (1997). Potential vorticity, easterly waves, and Eastern Pacific tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**(10), 2699-2708.
- Molinari, J., y Vollaro, D. (2000). Planetary -and Synoptic- Scale influences on Eastern Pacific tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **128**(9), 3296-3307.

- Montoya, R. A. (2013). Variabilidad estacional e interanual del balance de calor en la capa de mezcla superficial en el mar Caribe. Tesis de maestría en ciencias. Universidad Nacional de Colombia. 114 p.
- Muñoz, E., Busalacchi, A. J., Nigam, S., Ruiz-Barradas, A. (2008). Winter and summer structure of the Caribbean Low-Level Jet. *J. Clim.*, **21**(6), 1260-1276.
- Rauscher, S. A., Giorgi, F., Diffenbaugh, N. S., y Seth, A. (2008). Extension and intensification of the Meso-American mid-summer drought in the twenty-first century. *Clim. Dyn.*, **31**(5), 551-571.
- Small, R. J., De Szoeke, S. P., y Xie, S. P. (2007). The central American midsummer drought: regional aspects and large-scale forcing. *J. Clim.*, **20**(19), 4853-4873.
- Small, R. J., Xie, S. P., Maloney, E. D., De Szoeke, S. P., y Miyama, T. (2010). Intraseasonal variability in the far-east Pacific: investigation of the role of air-sea coupling in a regional coupled model. *Clim. Dyn.*, **36**(5-6), 867-890.
- Suranjana, S., *et al.* (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**(8), 1015-1057.
- Taylor, M. A., Enfield, D. B., y Chen A. A. (2002). Influence of the tropical Atlantic versus the tropical Pacific on Caribbean rainfall. *J. Geophys. Res.*, **107**(C9), 3127, 10-1, 10-14.
- Wang, C., y Enfield, D. B. (2001). The tropical Western Hemisphere warm pool. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(8), 1635-1638.
- Wang, C., Enfield, D. B., Lee, S.K. y Landsea, C. W. (2006). Influences of the Atlantic warm pool on western hemisphere summer rainfall and Atlantic hurricanes. *J. Clim.*, **19**(12), 3011-3028.
- Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. *Clim. Dyn.*, **29**(4), 411-422.