



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**INICIO DE LAS LLUVIAS DE VERANO EN LAS  
COSTAS DEL PACÍFICO MESOAMERICANO**

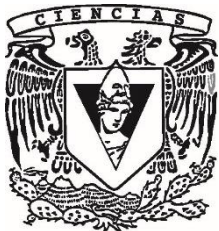
**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**Licenciada en Ciencias de la Tierra**

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

**Sonia Guadalupe Díaz Alcántara**



**DIRECTOR DE TESIS:**

**Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda**

**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

**Nombre del alumno:** Díaz Alcántara Sonia Guadalupe

**Correo:** sonny.0411@ciencias.unam.mx

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Licenciatura en Ciencias de la Tierra

**Número de cuenta:** 310183840

**Tutor:** Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda

**Jurado:**

**Presidente:** Dr. Ernesto Dos Santos Caetano Neto

**Vocal:** Dr. Tomás Morales Acoltzi

**Secretario:** Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda

**Suplente:** Dra. Marni Margarita Pazos Espejel

**Suplente:** M. en C. Luis Eduardo Herrera Aztegui

**Datos del trabajo:**

**Título:** Inicio de las lluvias de verano en las costas del Pacífico Mesoamericano

**Páginas:** 76

**Año:** 2019

## **Agradecimientos**

A mi familia, amigos y compañeros por todo el cariño, el apoyo, la paciencia y por siempre creer en mí.

A mi asesor el Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda por compartir sus conocimientos, y en especial por todo el apoyo y la paciencia para realizar este trabajo.

A los miembros del jurado el Dr. Ernesto Dos Santos Caetano Neto, Dr. Tomás Morales Acoltzi, Dra. Marni Margarita Pazos Espejel y el M. en C. Luis Eduardo Herrera Aztegui por aceptar revisar este trabajo, sus comentarios y aportaciones.

Al Ing. Gustavo Vázquez Cruz por la su ayuda y consejos, en especial por ayudarme con la obtención de datos y el uso de GRADS.

## Índice

1. Introducción	1
1.1 Las lluvias en Mesoamérica	1
1.2 Importancia del inicio de las lluvias	5
1.3 Dinámica del clima de verano en Mesoamérica	8
1.3.1 Zona Intertropical de Convergencia	9
1.3.2 Ciclones tropicales	10
1.3.3 Ondas del Este	10
1.3.4 Convección orográfica	11
1.3.5 Monzón Mexicano	11
1.4 Hipótesis	13
1.5 Objetivos	13
1.5.1 Objetivos generales	13
1.5.2 Objetivos particulares	13
2. Datos y metodología	14
2.1 Datos de precipitación a nivel regional	14
2.2 Datos de Reanálisis de NCEP/NCAR	15
2.3 Temperatura superficial del mar y actividad convectiva	16
2.4 Inicio de precipitación	17
2.5 Cálculo de patrones compuestos	19

3. Resultados	20
3.1 Climatología mensual	20
3.1.1 Patrones de precipitación	20
3.1.2 Albergas de agua caliente y actividad convectiva	23
3.1.3 Vientos, humedad y convergencia de humedad	27
3.2 Inicio de la temporada de lluvias	31
3.3 Desplazamiento meridional del inicio de la temporada de lluvias	40
3.4 Una propuesta de mecanismo para determinar el inicio de la Temporada de Lluvias	44
3.4.1 Circulación promedio	51
3.5 Variaciones en la climatología (ENSO)	59
4. Conclusiones	66
4.1 Inicio de las lluvias en Mesoamérica, ¿predecibles?	66
4.2 Avances hacia los esquemas de pronóstico en México	68
4.3 Recomendaciones	71
5. Referencias	72

## 1. Introducción

### 1.1 Las lluvias en Mesoamérica

Las variaciones en las lluvias han marcado la historia de las regiones en el mundo. En el continente americano los periodos húmedos o de sequía han sido determinantes en el desarrollo de sus grandes civilizaciones. Baste recordar que diversos estudios sugieren que el colapso de la civilización maya se debió entre otros factores a una sequía prolonga (Medina – Elizalde y Rohling, 2012). Otros eventos históricos en México también se han relacionado con variaciones en el clima. A pesar de ello, son aún muchos los retos en entender los factores que modulan las lluvias, por ejemplo, su inicio en la llamada zona mesoamericana.



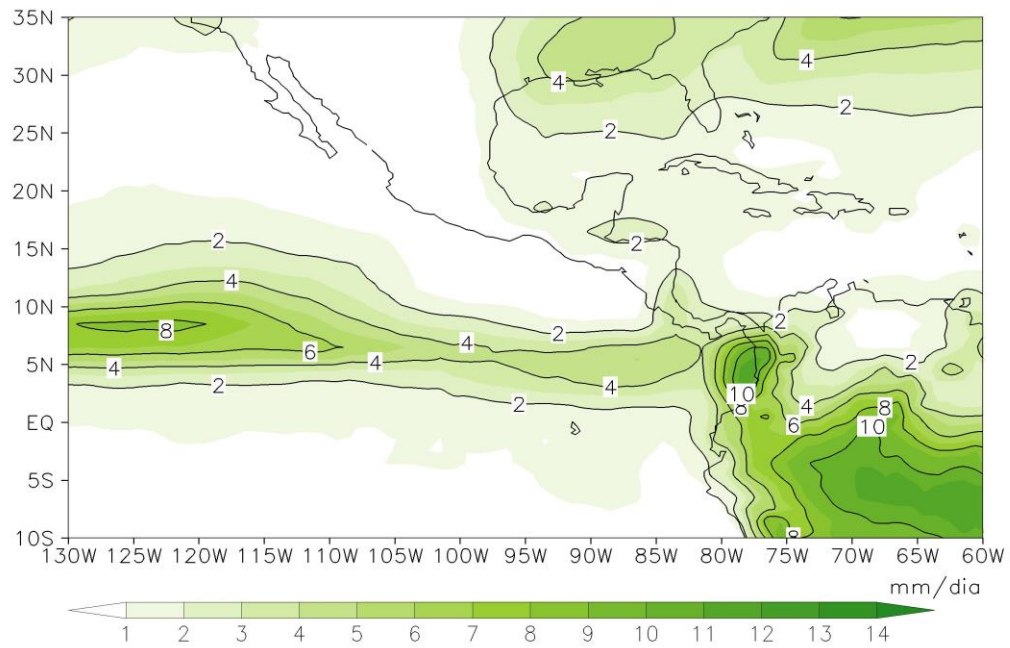
Figura 1. Mapa de la región de Mesoamérica

La región de Mesoamérica abarca los territorios ubicados desde el sur de México hasta Panamá (fig.1). El clima en esta región es considerado de tipo monzónico, ya que, en el invierno (noviembre – abril) el clima de esta región es relativamente seco (fig.2a), con lluvias producidas por sistemas frontales provenientes de latitudes medias.

Durante el verano (mayo – octubre), se registra la mayor cantidad de lluvia en Mesoamérica y el Caribe en relación con diversos fenómenos como: la posición de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC), las ondas del este y los ciclones tropicales (Magaña, 1999) (fig.2b).



a)



b)

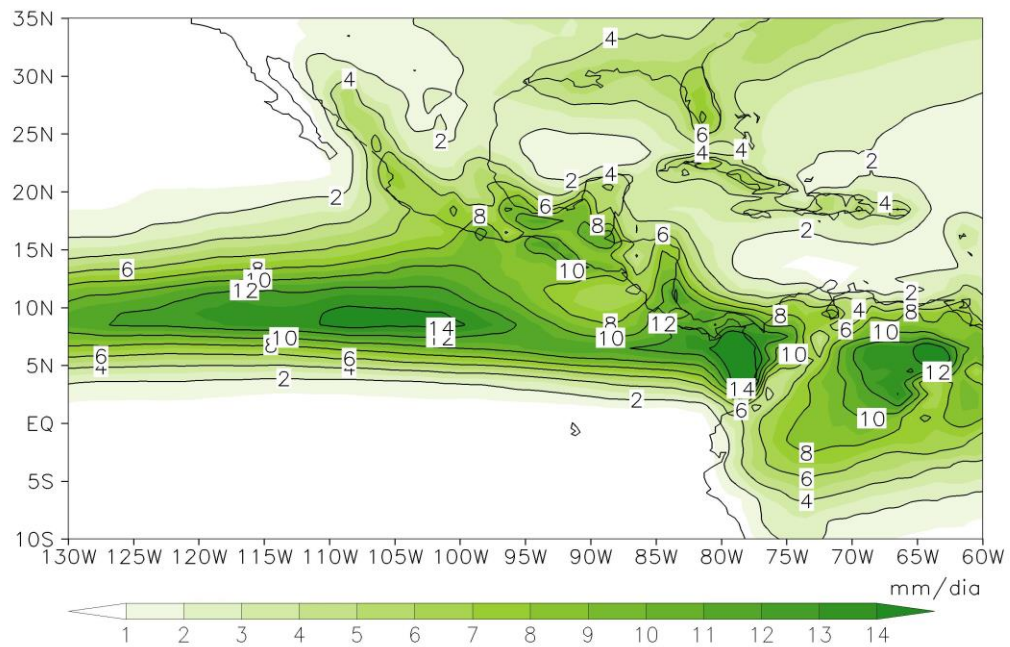


Figura 2. Precipitación (mm/día) promedio durante a) invierno y b) verano (datos obtenidos de GPCP, *Global Precipitation Climatology Project*)

El comportamiento temporal del ciclo hidrológico exhibe una característica particular conocida como la canícula, la cual se manifiesta como un mínimo relativo en las lluvias de verano, entre julio y agosto. Así, los máximos de precipitación se registran en junio y septiembre (fig. 3) (Magaña et al., 1999a).

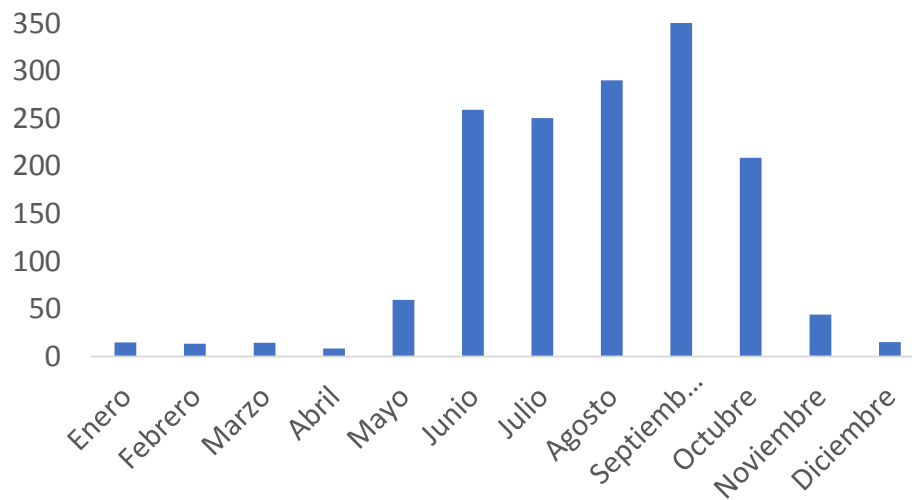


Figura 3. Climatología de precipitación (mm/mes) en Mesoamérica (promedio espacial)

La precipitación de verano muestra gran variabilidad interanual, principalmente en relación con retrasos o adelantos de la temporada de lluvias. Estas variaciones resultan determinantes para diversas actividades socioeconómicas, como por ejemplo la agricultura, por lo que entender el clima implica también entender los procesos que inducen un inicio temprano o tardío de la temporada húmeda.

## **1.2 Importancia del inicio de las lluvias**

El inicio e intensidad de la temporada de lluvias de verano son de gran importancia para el desarrollo de actividades económicas como la agricultura, ganadería, pesca o producción de energía hidroeléctrica. Las variaciones durante el ciclo anual de lluvias pueden resultar en eventos de sequías o inundaciones. Dichos eventos climáticos pueden resultar en grandes pérdidas económicas, además de tener importantes implicaciones sociales y ambientales.

Durante el evento de El Niño de 1997 – 1998, considerado uno de los más intensos, se registró un periodo de sequía provocado por el retraso de las lluvias. Esto resultó en un incremento de los incendios forestales en la región centro y sur de la República Mexicana. El total de la superficie afectada fue de 134 mil 614 hectáreas siendo Oaxaca el estado con la mayor superficie afectada (fig.4). El costo estimado por el impacto de El Niño en México fue de alrededor de 2 mil 300 millones de pesos, incluso causando pérdidas humanas y daños en cultivos (Magaña, 1999).

De esta manera, los pronósticos climáticos no solo son una herramienta de gran ayuda para el desarrollo de actividades productivas, sino también para la prevención y la toma de decisiones en materia de protección civil y planificación territorial.



Figura 4. Superficie afectada en miles de hectáreas por los incendios de 1992 a 1998 según OSEMARNAP (Tomado de Magaña, 1999)

Determinar la fecha de inicio de la temporada de lluvias ha sido tema de gran importancia y de numerosas investigaciones en distintas regiones del mundo. A lo largo de varios años se han desarrollado distintos métodos para establecer el inicio de las lluvias para diversas regiones utilizando datos de precipitación (Liebmann y Marengo, 2001; Liebmann et al., 2007; Uribe, 2004) y radiación de saliente de onda larga (ROL) (Kousky, 1988).

Uno de los métodos más conocidos para estimar el inicio de la temporada de lluvias es el método de “anomalías acumuladas” (en inglés *anomalous accumulation*) el cual se define como la suma de anomalías, de una climatología o año en particular en un punto específico (Liebmann et al., 2007). Este método establece la fecha de inicio de la temporada lluviosa como el día posterior al inicio del periodo en el que la pendiente del acumulado se mantiene positiva (fig.5). La ventaja de este método es que no se establece un

límite regional para la cantidad de lluvia registrada en un cierto periodo, por lo que puede ser utilizado en cualquier región (Tourigny y Jones, 2009).

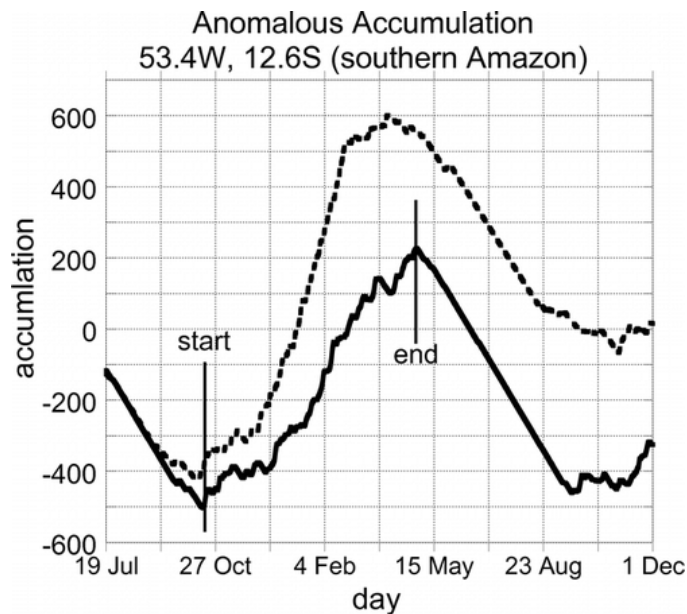


Figura 5. Acumulación anómala para un año con datos de observaciones (línea punteada) y datos obtenidos con un modelo (línea sólida) en la región sur del Amazonas (Tomado de Liebmann et al., 2007).

Otros métodos requieren definir criterios de magnitud y duración de las lluvias para poder establecer la fecha de inicio de las lluvias. En un estudio realizado anteriormente en las costas del Pacífico Mexicano se determinó que para esta región la magnitud debía ser de 2 mm por día con una duración de 5 días, a partir del 1 de mayo. Con esto se logró establecer que en promedio las lluvias en Oaxaca comienzan el 5 de junio y continúan avanzando hasta el noroeste de México donde inician el 29 de junio (fig.6). A partir de esto, se determinó que las lluvias en el suroeste de México inician en promedio el día 7 de junio y en el noroeste ocurría hasta el 17 de junio (Higgins et al., 1999).

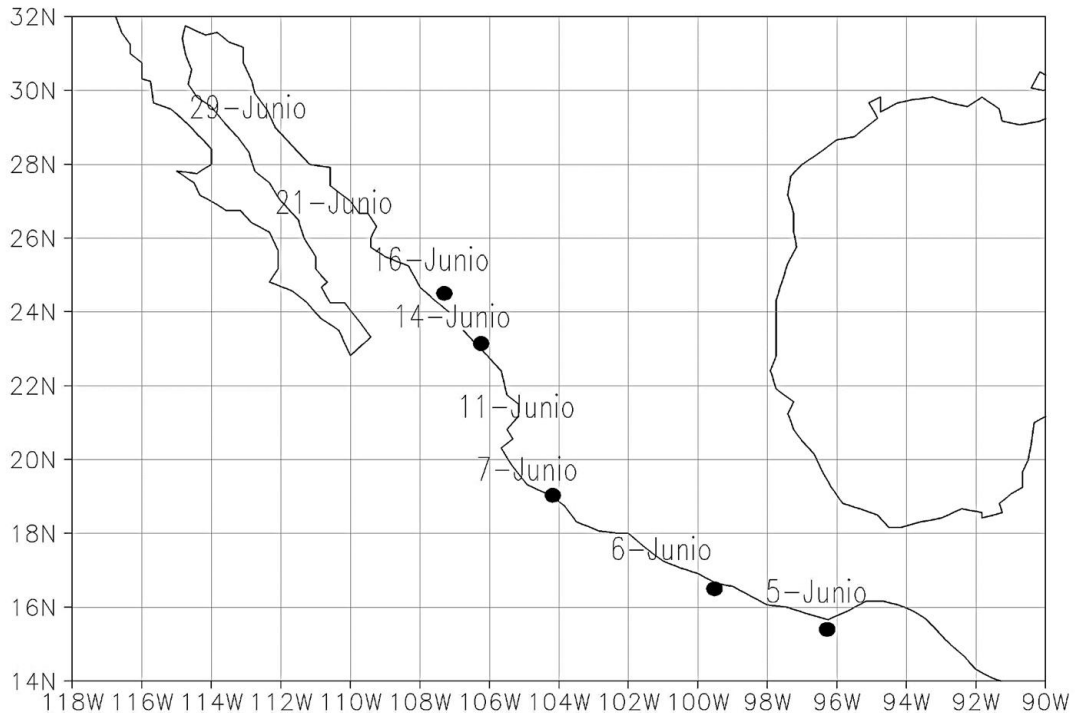


Figura 6. Inicio de las lluvias (Tomado de Higgins et al., 1999).

Sin embargo, determinar el día de inicio de las lluvias, así como avance meridional de un punto a otro a nivel regional resulta casi imposible debido a que no existe un único criterio o método y se requiere de mucha precisión.

### 1.3 Elementos que modulan el clima de verano en Mesoamérica

En la evolución anual del clima en la región de Mesoamérica intervienen diversos mecanismos, particularmente en la producción de lluvias durante el verano. En esta región, la posición y la dinámica de la ZITC es importante para el establecimiento de las lluvias y la intensidad. Además, sistemas como ciclones tropicales, ondas del este y tormentas de mesoescala contribuyen a las de lluvias verano en Mesoamérica (fig. 7). Pero en el caso del inicio de las lluvias en el Pacífico, la migración al norte de la ZITC es un elemento clave

(Uribe, 2002). En años El Niño, por ejemplo, el retraso y posición anómalamente cercana al ecuador geográfico de la ZITC genera un retraso en el inicio de las lluvias (Magaña et al., 2002).

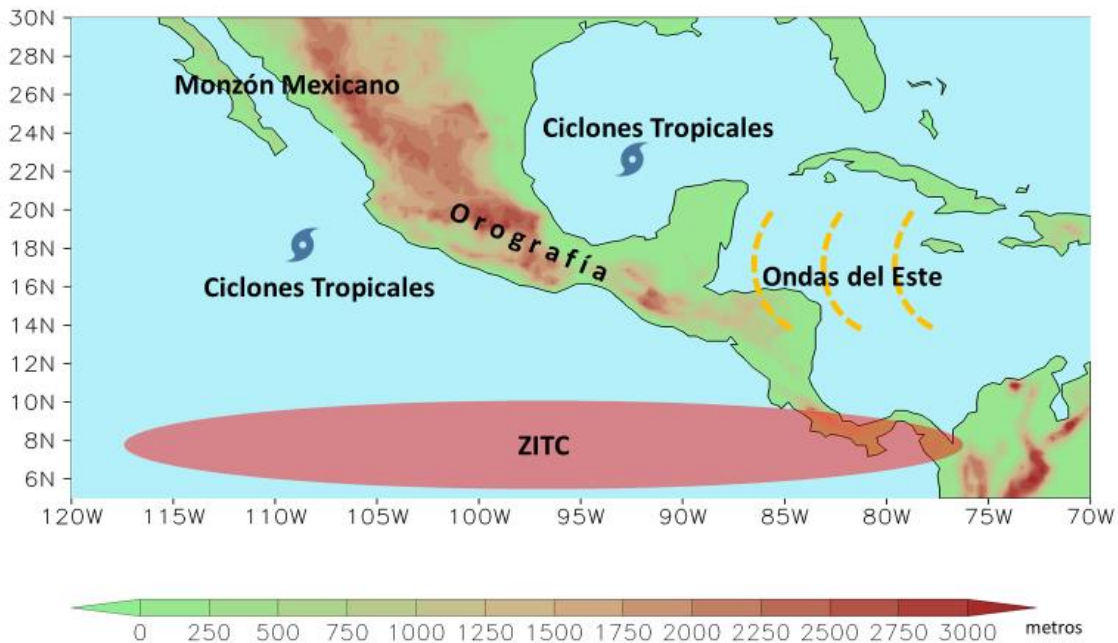


Figura 7. Elementos que modulan el clima de verano en Mesoamérica

### 1.3.1 Zona Intertropical de Convergencia

La actividad convectiva profunda e intensa en la región tropical del Pacífico del este está asociada principalmente con la dinámica de la ZITC. Esta zona se define como una región de baja presión en superficie donde convergen los vientos alisios del hemisferio norte y sur. A finales de la primavera e inicios del verano boreal, la ZITC migra hacia el norte, esta temporalidad está relacionada con el ciclo anual de la radiación solar (Xie et al., 2005). Sobre el Océano Pacífico del este, la ZITC se ubica entre los 9°N y 12°N en el verano boreal (Schneider et al., 2014).

La ZITC es resultado de circulaciones en niveles bajos de la atmósfera que transportan humedad de los subtrópicos a los trópicos. Pero la convección genera una respuesta de circulación estacionaria que induce flujos de humedad hacia el continente, importante para el inicio de las lluvias sobre las costas del Pacífico Mesoamericano. Incluso, al norte de la ZITC las lluvias comienzan antes de la llegada ésta, como resultado de flujos de humedad inducidos por circulaciones generadas por la misma actividad convectiva.

### **1.3.2 Ciclones tropicales**

Los ciclones tropicales son sistemas meteorológicos que afectan el territorio mesoamericano durante el verano y contribuyen entre un 20 y 60% de la lluvia en las costas del Pacífico mesoamericano (Englehart y Douglas, 2001). Dichos sistemas se desarrollan en el Océano Pacífico del este y en el Océano Atlántico entre los 5 y 30° N. La temporada de huracanes en la región del Atlántico, el Mar Caribe y el Golfo de México comienza el 1° de junio y termina el 30 de noviembre. Mientras que, en el Pacífico del este inician el 15 de mayo y finalizan el 30 de noviembre. Son factor importante para incrementar las precipitaciones al inicio de las lluvias de verano.

### **1.3.3 Ondas del Este**

Las Ondas del Este viajan desde el norte de África hasta América a través del Atlántico norte con una longitud de 2000 a 4000 Km y un periodo de 3 a 4 días, generando precipitaciones en las costas Mesoamericanas y, en ocasiones, dando origen a ciclones tropicales en el Atlántico y el Pacífico del Este. Estas ondas tropicales son importantes en la generación de lluvias durante el verano en zonas de alta estabilidad como el Caribe, pues detrás del eje de la vaguada



invertida induce importantes movimientos ascendentes. Algunos estudios sugieren que pueden generarse en el Caribe o en el Pacífico del este por un proceso de inestabilidad barotrópica (Molinari et al., 1997).

#### **1.3.4 Convección orográfica**

El territorio Mesoamericano cuenta con dos grandes fuentes de humedad, el Pacífico del Este y el Mar Intra-americano. La orografía juega un papel importante en la distribución regional de la actividad convectiva tropical (Englehar y Douglas, 2002), ya que refuerza los movimientos ascendentes de los flujos de humedad provenientes del océano y resultan en lluvias con componente orográfica (Barros y Lettenmaier, 1994). Las cadenas montañosas actúan como barreras ante los flujos de humedad de bajos niveles (Xie et al., 2005) que refuerzan los movimientos ascendentes y provocan que la humedad acarreada por los vientos en superficie ascienda y se produzcan lluvias. De tal forma que, cuando estas circulaciones en superficie interactúan con cadenas montañosas como la Sierra Madre Occidental, en México, y los Andes Centroamericanos producen grandes cantidades de lluvia sobre las costas de Mesoamérica (Peña y Douglas, 2002).

#### **1.3.5 Monzón Mexicano**

El Monzón Mexicano, también conocido como el Monzón de Norteamérica o del suroeste de Norteamérica inicia entre julio y septiembre. Se presenta en el suroeste de Estados Unidos de Norteamérica y el Noroeste de México, principalmente en la región de la Sierra Madre Occidental como resultado de flujos de humedad provenientes del Océano Atlántico, Golfo de México,

Océano Pacífico y Golfo de California (Berbery y Fox-Rabinovitz, 2003; Higgins et al., 1997).

Los mecanismos generadores de lluvia como la ZITC, los ciclones tropicales, las ondas del este son afectados por fenómenos meteorológicos de gran escala, esto resulta en variabilidad interanual en el ciclo de precipitación. Dichos fenómenos, modulan la dinámica de la ZITC y la actividad ciclónica debido al impacto que tienen sobre las condiciones del ambiente, como la temperatura superficial de mar (TSM) o la cizalladura de los vientos (Zhang y Wang ,2015).

## **1.4 Hipótesis**

La actividad convectiva de la ZITC en el Pacífico del Este induce circulaciones de tipo ciclónico relacionadas con ondas ecuatoriales estacionarias del tipo Rossby que llevan humedad en niveles bajos de la atmósfera que converge y provoca lluvias en las costas del Pacífico Mesoamericano, dando lugar al inicio del monzón de verano de Norteamérica.

## **1.5 Objetivos**

### **1.5.1 Objetivo General**

Analizar el inicio de la temporada de lluvias de verano en la costa del Pacífico Mesoamericano producido por el flujo de humedad inducido por circulaciones estacionarias como sugiere el modelo de Gill (1980).

### **1.5.2 Objetivos Particulares**

- Establecer un criterio para definir el inicio de la temporada de lluvias de verano en las costas del Pacífico Mesoamericano.
- Analizar la evolución del forzante convectivo en la región de la ZITC y su respuesta en términos de ondas ecuatoriales.
- Relacionar las circulaciones estacionarias resultantes con el flujo de humedad y el inicio de la temporada de lluvias de verano al noroeste de la ZITC del Pacífico del Este.

## **2. Datos y metodología**

El análisis de la dinámica del clima se sustenta en diagnósticos contruidos a partir de observaciones hechas por estaciones meteorológicas en superficie, radiosondeos y estimaciones por satélites que, usando modelos, son llevadas a arreglos regulares en mallas llamados reanálisis. A partir de datos de reanálisis se construyen diagnósticos dinámicos relevantes para establecer el inicio de la temporada de lluvias.

### **2.1 Datos de precipitación a nivel regional**

En Mesoamérica existe una red de estaciones en superficie que durante varios años ha reportado datos diarios de temperatura y precipitación. Para el presente estudio se utilizaron estimaciones diarias de Global Precipitation Climatology Project 1-Degree Daily Combination<sup>1</sup> (GPCP 1DD versión 1.2) y datos diarios de estaciones meteorológicas para 16 puntos a lo largo de las costas del Pacífico Mesoamericano (fig.8). Las observaciones hechas por estaciones meteorológicas se utilizaron con el fin de compararlas con estimaciones de GPCP. Sin embargo, debido a la falta de datos y estaciones esto solo fue posible para algunos puntos de la región costera del Pacífico Mesoamericano.

Las observaciones de precipitación de la región costera del suroeste de México (Guerrero, Oaxaca y Chiapas) se obtuvieron de estaciones meteorológicas operadas por Protección Civil, Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y el Organismo de Cuenca Río Frontera Sur (OCFS). Las estaciones meteorológicas

de la costa del Pacífico Centroamericano fueron obtenidas del servidor Wunderground<sup>2</sup>.

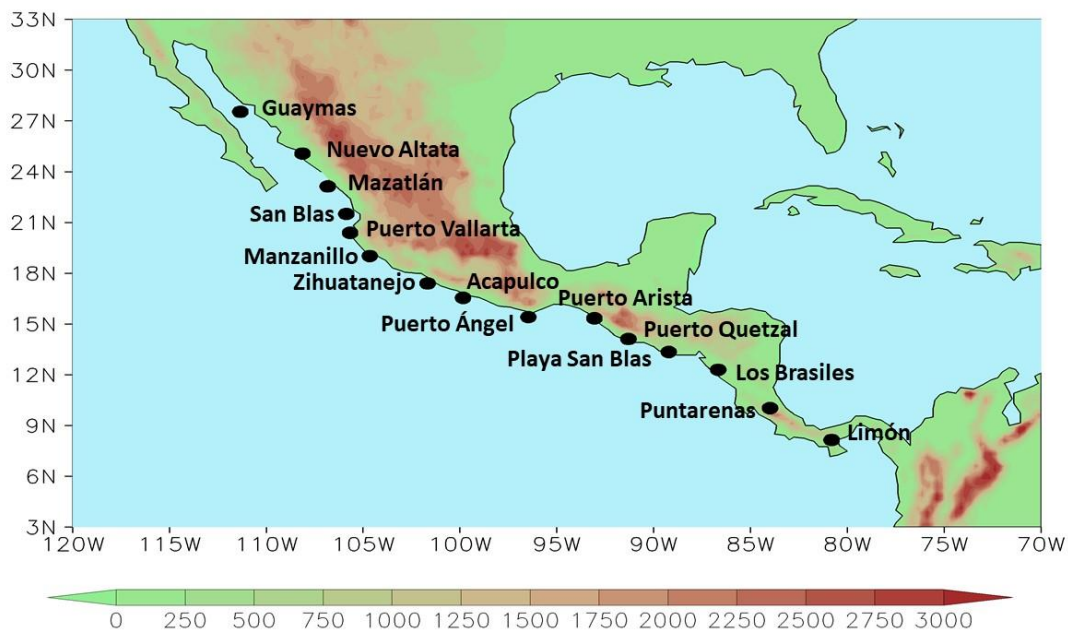


Figura 8. Dominio de análisis del inicio de la temporada de lluvias en Mesoamérica. Incluyendo puntos donde se localizan las estaciones.

Los datos de reanálisis de precipitación de GPCP son estimaciones diarias de precipitación global que cubren océanos y continentes. Estas estimaciones son resultado de la combinación de información obtenida de observaciones satelitales, estaciones y sondeos (Huffman et al., 2001). Cuenta con una resolución espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$  y abarcan el periodo del 1 de octubre de 1996 hasta el 31 de octubre de 2015.

## 2.2 Datos de Reanálisis de NCEP/NCAR

Los datos de reanálisis de NCEP/NCAR Reanalysis 1<sup>3</sup> incluyen observaciones hechas sobre la superficie terrestre y océanos, así como mediciones hechas mediante globos meteorológicos, radiosondeos, satélites, entre otros; estos

son sometidos a controles de calidad y sistemas de asimilación de datos (Kalnay et al., 1996).

Se utilizaron datos de humedad específica, omega en 500 mb (velocidad vertical) y las componentes zonal y meridional del viento cuentan con una resolución espacial de 2.5° x 2.5° y comprenden un periodo desde 1948 hasta enero de 2018. Estos datos fueron empleados para calcular los campos de viento y flujos de humedad a 925 mb y 200 mb, además se calculó la convergencia de humedad ( $C$ ) integrada de 1000 mb a 700 mb, ya que esta variable es generalmente utilizada para predecir lluvias (ec.1) (van Zomeren y van Delden, 2007).

$$C = -\nabla \cdot \frac{1}{g} \int_{1000}^{700} q \mathbf{V} dp \quad \text{Ec. 1}$$

Donde  $q$  es la humedad específica,  $\mathbf{V}$  es el vector de vientos y el termino  $q\mathbf{V}$  se refiere al flujo total de humedad.

### **2.3 Temperatura superficial del mar y actividad convectiva**

Para analizar la relación que existe entre el desarrollo de la actividad convectiva y la formación de la alberca de agua caliente ubicada en el Pacífico del Este durante el verano, se utilizaron datos mensuales de temperatura superficial del mar (TSM) y de radiación saliente de onda larga (OLR, por sus siglas en inglés).

Los datos de TSM fueron obtenidos de NOAA NCEP EMC CMB GLOBAL Reyn\_SmithOlv2<sup>4</sup> y se derivan de una interpolación lineal de observaciones de boyas, barcos e información satelital. Su resolución espacial de 1° x 1° y abarcan un periodo de tiempo desde noviembre de 1981 hasta la actualidad (Reynolds et al., 2002).

El OLR es indicador de convección profunda y precipitación en la región tropical y, se refiere a la cantidad de radiación de onda larga emitida hacia el espacio. Los datos de OLR fueron obtenidos de NOAA NCEP CPC GLOBAL<sup>5</sup> cuentan con una resolución espacial de 2.5° x 2.5° y abarcan desde junio de 1974 hasta el 2018.

#### **2.4 Inicio de precipitación**

El inicio temprano o tardío de la temporada lluviosa puede ser un indicador de un año seco o un año muy lluvioso. De esta manera se han desarrollado diversos métodos para determinar el inicio de las lluvias, ya que esto resulta de gran importancia para aplicaciones como la agricultura.

Para determinar la fecha de inicio de la temporada de lluvias se utilizaron datos diarios de GPCP de 1997 a 2010 para 15 puntos a lo largo de las costas del Pacífico Mesoamericano. A partir de las estimaciones diarias se calcula el acumulado diario de lluvia y con esto se calculan las pendientes para cada año y punto específico sobre la costa. Las pendientes se calcularon mediante el método de mínimos cuadrados para el cual se utilizó un “ventana” de diez días, dentro del intervalo del día 110 al 210 (19 de abril al 30 de julio), el cual abarca la temporada húmeda en el Pacífico de Mesoamérica. De esta manera, se

define la fecha de inicio cuando ocurre un cambio significativo en la pendiente del acumulado diario, esto significa que el valor de la pendiente debe ser mayor a dos. Además, el registro de precipitación diaria de dicho punto y al menos cinco de los diez días de la ventana deben ser mayores a cero (Boyard – Micheau et. al., 2013) (fig.9).

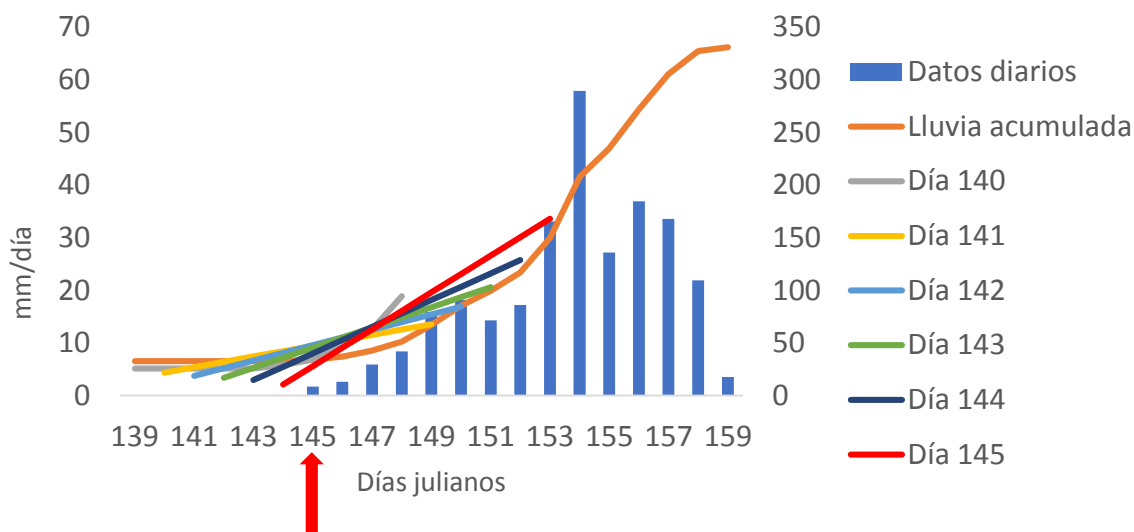


Figura 9. Ajuste de la lluvia acumulada en 10 días (líneas de colores) comenzando en el día 140.

A partir del cálculo del ajuste, se toma como fecha de inicio el punto que haya cumplido todos los criterios anteriores, en este caso se establece como inicio el día 145. Sin embargo, se considera como inicio la semana de esa fecha ya que dar un día exacto de inicio requiere que los criterios aplicados sean mucho más precisos y que los datos utilizados, en este caso GPCP, tengan una mejor resolución.



## **2.5 Cálculo de patrones compuestos**

En las ciencias atmosféricas es común el uso de patrones compuestos los cuales permiten analizar y comparar diferentes variables y observar la forma en que se relacionan (Nachamkin, 2004). Para este trabajo se generaron patrones compuestos de promedios semales de precipitación, OLR, vientos, humedad específica, convergencia de humedad y líneas de corriente en los días previos y posteriores al inicio de las lluvias para cada región en la región costera del Pacífico de Mesoamérica.

### 3. Resultados

#### 3.1 Climatología mensual

##### 3.1.2 Patrones de precipitación

La temporada de máxima intensidad de las lluvias sobre Mesoamérica ocurre durante el verano. En el verano la ZITC migra hacia el norte del ecuador, esto da como resultado el inicio de la temporada de lluvias y es en la vertiente del Golfo de México donde se registran las primeras lluvias de la temporada debido a la incidencia de los vientos que provienen de los Mares Intra-americanos. En el mes de abril las precipitaciones más intensas se localizan al norte de Sudamérica y, además, se pueden observar dos bandas de precipitación, una al sur del ecuador entre los 5 y 10° S y otra al norte entre los 5 y 10° N (fig. 10), lo cual indica la migración de la ZITC. De tal forma que las lluvias en la región de Panamá y Costa Rica comienza de forma casi simultánea a la llegada de la ZITC.

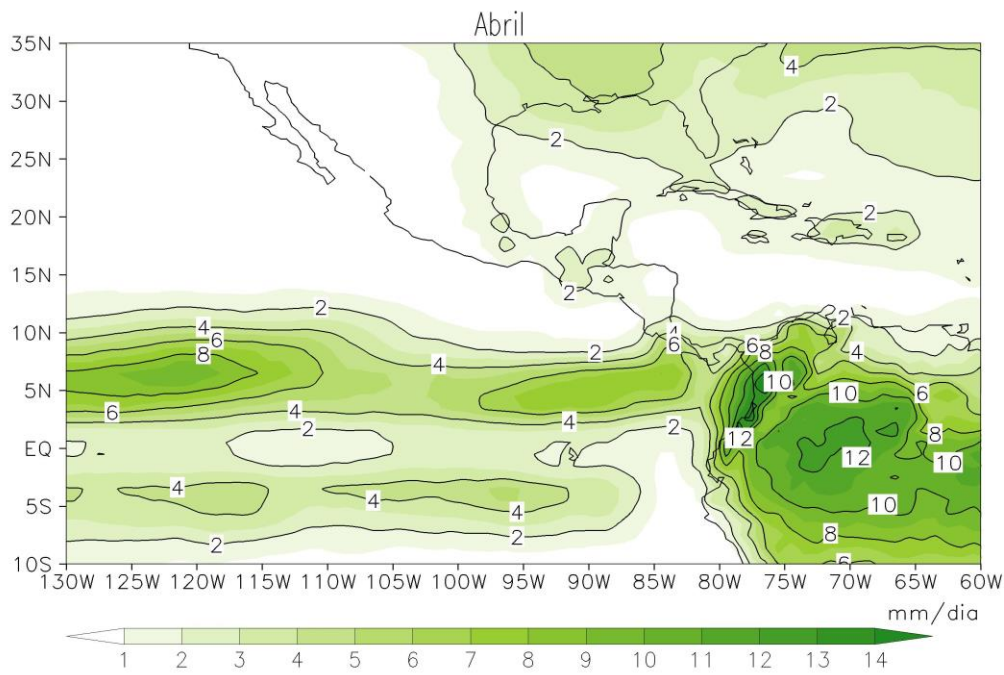


Figura 10. Climatología mensual de precipitación (mm/día) para el mes de abril.

En el mes de mayo la ZITC se ubica entre los 5 y 10 ° N, y es en esta región donde se registran las lluvias más intensas y se registran las primeras lluvias en Centroamérica y parte del suroeste de México (fig.11).

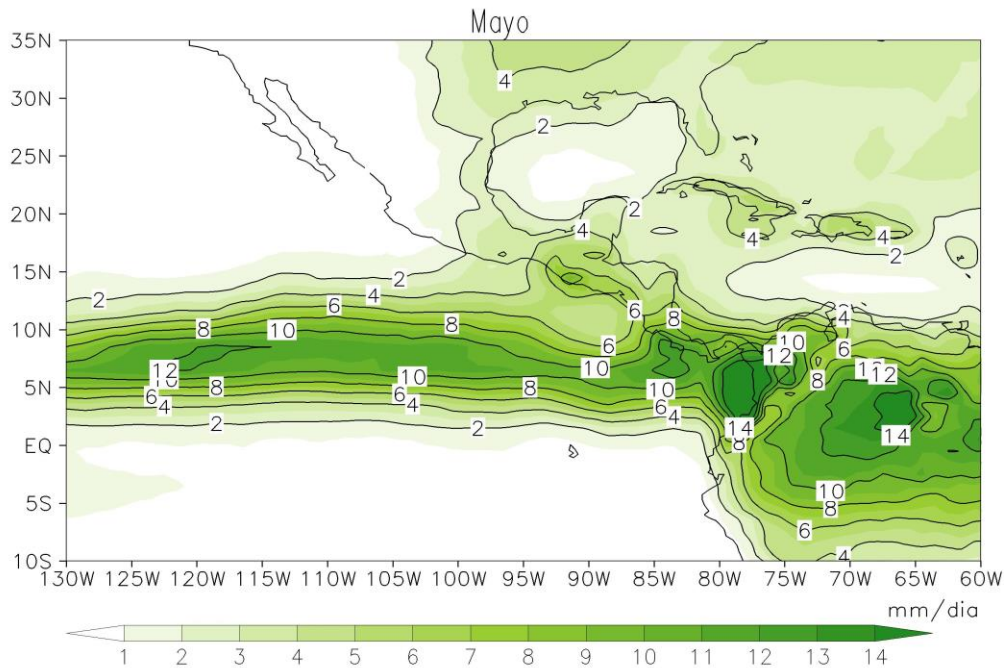


Figura 11. Climatología mensual de precipitación (mm/día) para el de mayo.

Posteriormente, en junio las lluvias son más intensas y la actividad convectiva continúa avanzando hacia el Noroeste de México. Durante esta época del año, además del avance meridional de la ZITC, los huracanes y las ondas del este contribuyen de manera importante a las lluvias en las costas del Pacífico Mesoamericano (fig.12). Sin embargo, en julio las lluvias en la región costera sobre el Pacífico se ven afectadas por el evento de Canícula o Sequía del Medio Verano (Magaña y Caetano 2005; Herrera et al 2014). Por otro lado, en la región del Monzón de Norteamérica las lluvias continúan avanzando hacia el norte e incrementan su intensidad durante el mes de julio (Fig. 13).

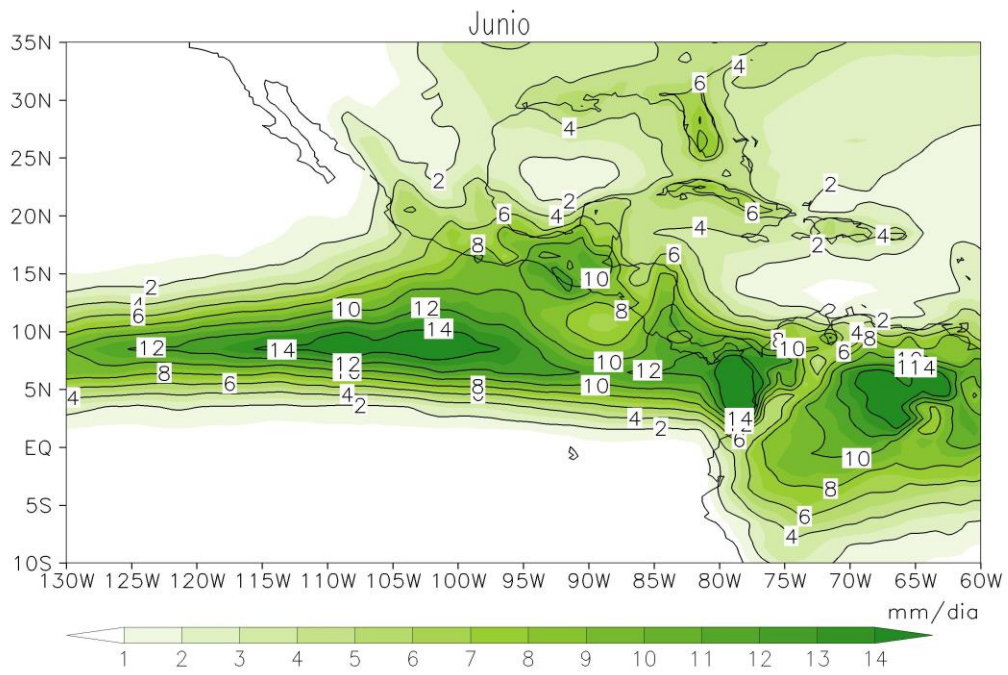


Figura 12. Climatología mensual de precipitación (mm/día) para el mes de junio.

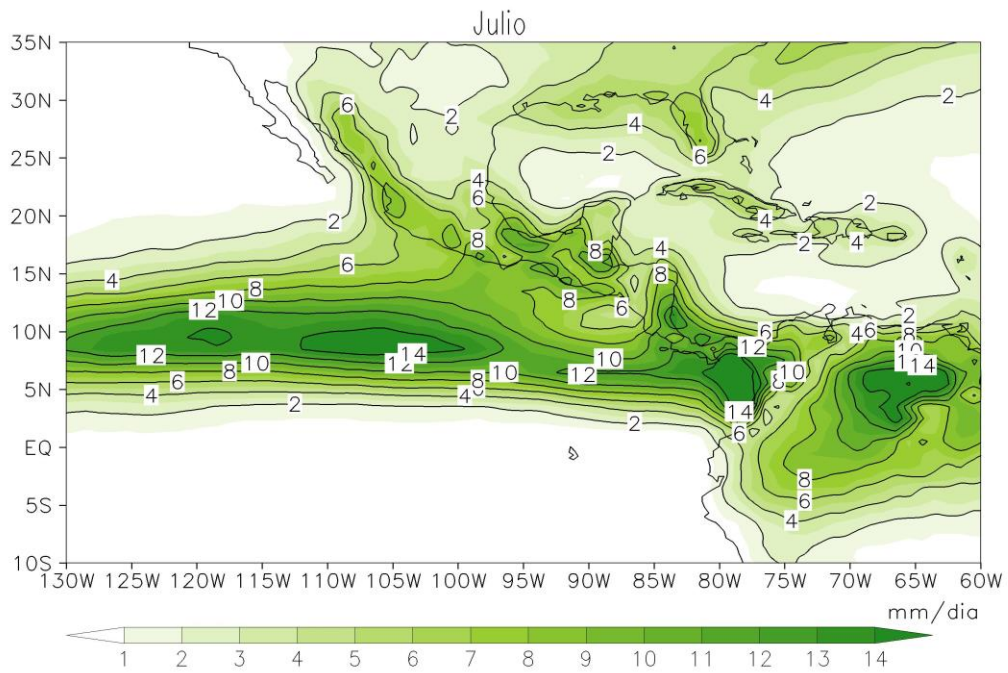


Figura 13. Climatología mensual de precipitación (mm/día) para el mes de julio.

### 3.1.3 Albercas de agua caliente y actividad convectiva

Al finalizar el invierno en el hemisferio norte, la temperatura sobre el Océano Pacífico del Este, el Golfo de México y el Caribe incrementa. A principios del verano, la alberca de agua caliente sobre el Pacífico del Este cerca de las costas mexicanas ya se encuentra formada. Esto genera condiciones de intensa actividad convectiva (OLR) y precipitaciones en las costas de Mesoamérica en el verano.

En el mes de abril, comienza a formarse la alberca de agua caliente en el Pacífico del este, alcanzando una TSM de 29°C en algunas partes de las costas del Pacífico en Centroamérica y Costa Rica. Durante este mes también se observa el desarrollo de actividad convectiva sobre el Océano Pacífico, Panamá y Costa Rica, en relación con la migración de la ZITC (5 -10° N) (fig.14).

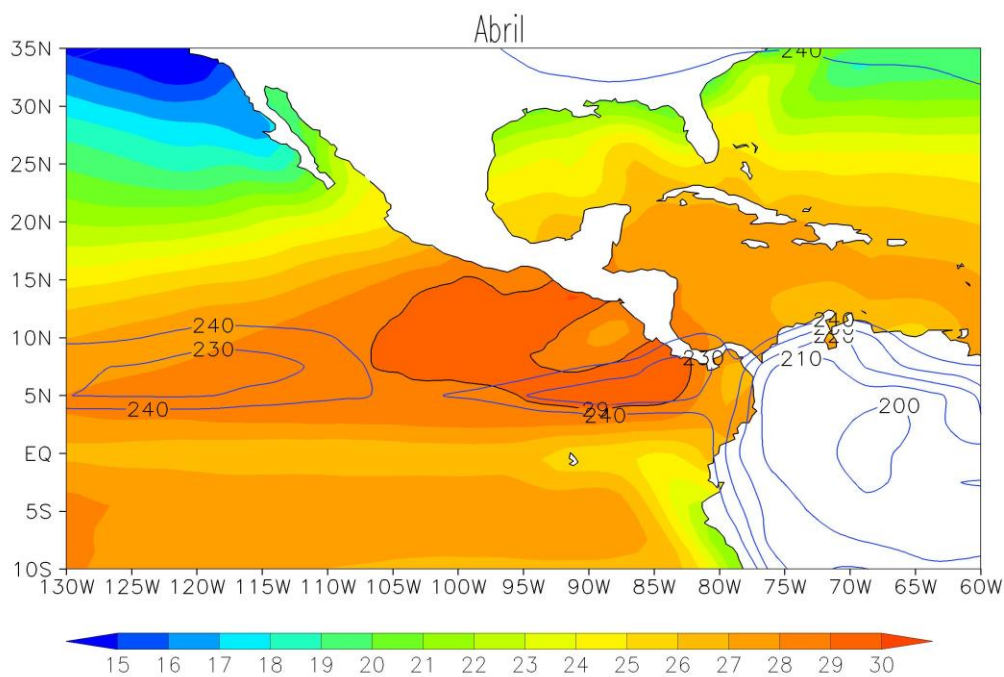


Figura 14. Climatología mensual de Temperatura Superficial del Mar en °C (línea de contorno a 29°C) y OLR (contornos azules) para abril.

Sin embargo, es hasta el mes de mayo cuando podemos observar la ZITC como una banda de actividad convectiva intensa sobre el Pacífico del este. Durante este mes la actividad convectiva avanza hacia América Central, aunque los valores más bajos de OLR continúan registrándose sobre el norte de Sudamérica (200 – 210  $W m^{-2}$ ). En este mes, la alberca de agua caliente abarca desde Costa Rica hasta las costas del Suroeste de México y se extiende zonalmente hasta, aproximadamente, los 112° W (fig.15).

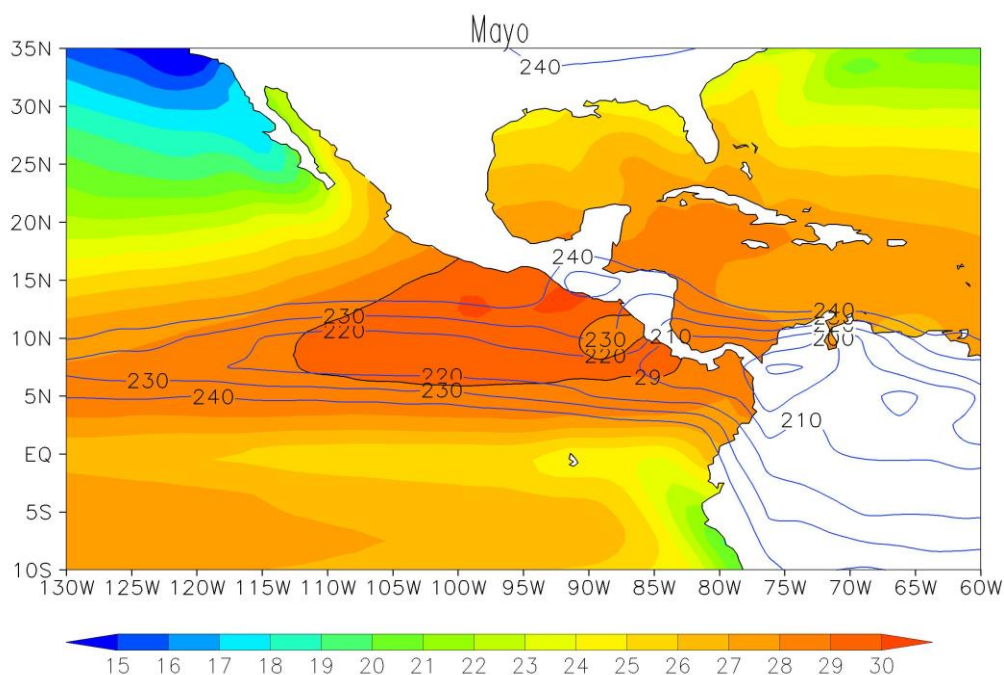


Figura 15. Climatología mensual de Temperatura Superficial del Mar en °C (línea de contorno a 29 °C) y OLR (contornos azules) para mayo.

En junio, la alberca de agua caliente disminuye su extensión hacia el oeste sobre el Pacífico Mexicano, hasta los 110°W y cubre las costas de Centroamérica y el suroeste de México (fig.16). De lado del Golfo de México y el Mar Caribe la temperatura comienza a incrementar hasta los 29°C en ciertas regiones. Durante este mes la actividad convectiva abarca hasta el centro de

México y parte del Caribe y el Golfo de México. Los valores más bajos de OLR ( $200 - 210 \text{ Wm}^{-2}$ ) se ubican sobre Centroamérica y la región de la ZITC ( $210 - 240 \text{ Wm}^{-2}$ ).

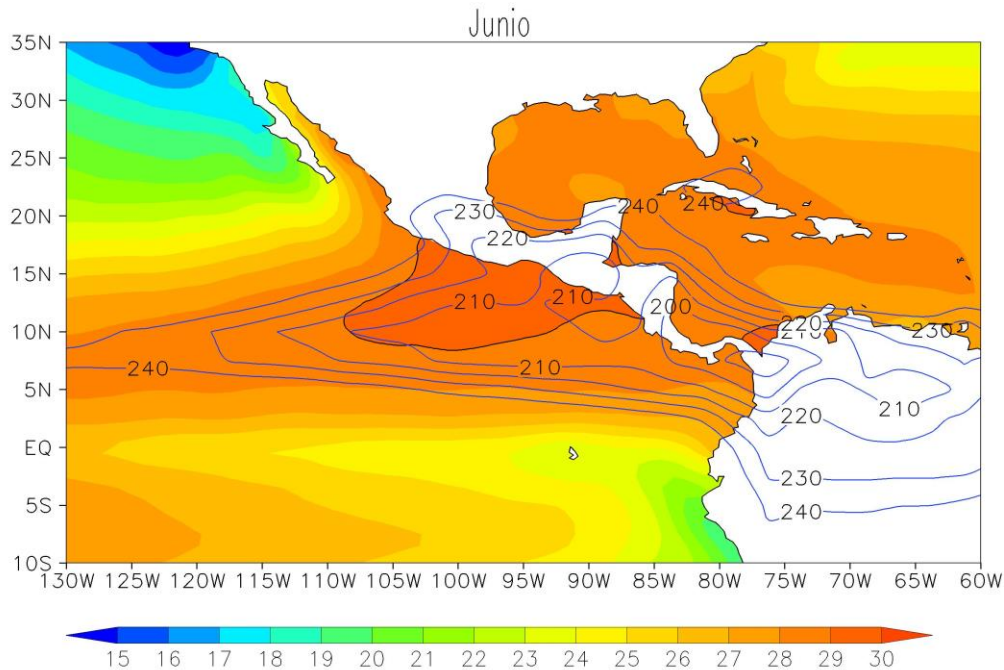


Figura 16. Climatología mensual de Temperatura Superficial del Mar en  $^{\circ}\text{C}$  (línea de contorno a  $29^{\circ}\text{C}$ ) y OLR (contornos azules) para junio.

En el mes de julio, la alberca de agua caliente del Golfo de México incrementa su extensión. Sin embargo, la actividad convectiva en el Mar Caribe disminuye su extensión y se localiza más cerca del continente. Por otra parte, del lado del Pacífico la alberca de agua caliente se extiende hasta las costas de Sonora y la actividad convectiva avanza hasta el noroeste de México por el Golfo de California, al este de donde se forma el Monzón de Norteamérica. Durante este mes la convección más intensa ( $200 - 210 \text{ W m}^{-2}$ ) se encuentra sobre el océano, lejos de las costas del norte de Centroamérica y el suroeste de México (fig. 17).

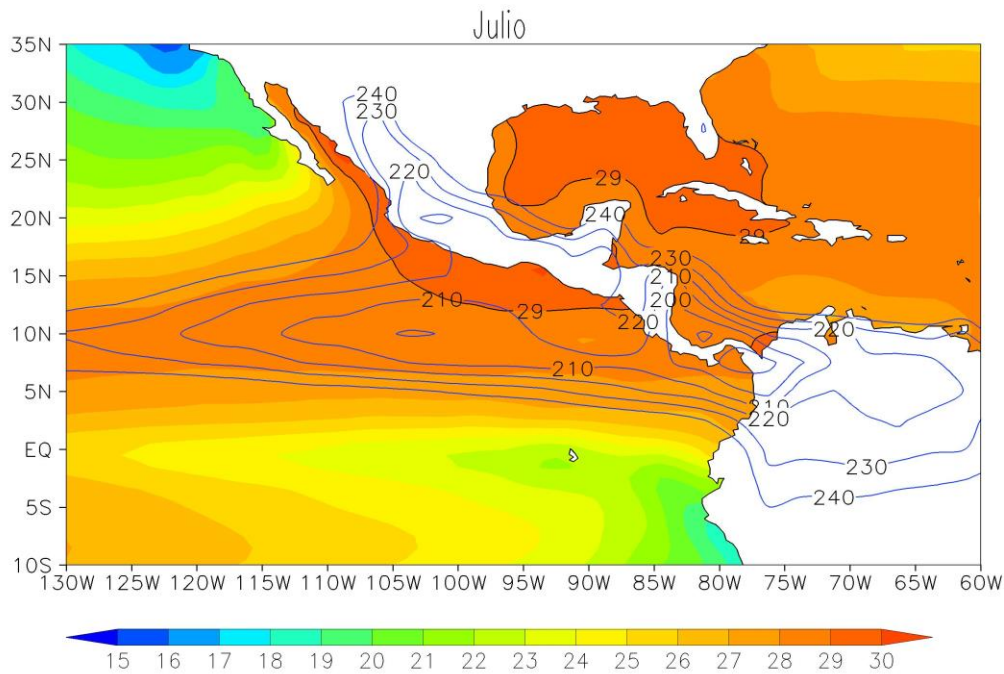


Figura 17. Climatología mensual de Temperatura Superficial del Mar en °C (línea de contorno a 29 °C) y OLR (contornos azules) para julio.

El incremento de la actividad convectiva profunda desarrollada en los meses de verano en la región tropical se relaciona con la formación de la alberca de agua caliente en el Pacífico del este (K.D. Prasad y S.D. Bansod, 2000; M. González et al., 2007). De tal forma que los valores bajos de OLR ( $<240 \text{ Wm}^{-2}$ ) indican el desarrollo de actividad convectiva profunda y, por lo tanto, precipitaciones intensas (Kousky, 1988).

La relación de Clausius-Clapeyron nos permite relacionar el incremento de la TSM y el desarrollo de actividad convectiva (OLR), la cual aumenta de manera exponencial con TSM mayor a 27°C y, se mantiene principalmente donde se observa la ZITC sobre Pacífico Noreste tropical (Herrera et al., 2014) (fig. 18). Sin embargo, esta convección tropical profunda no se localiza sobre la alberca



de agua caliente del Pacífico del este, sino que esta se encuentra ligeramente desfasada.

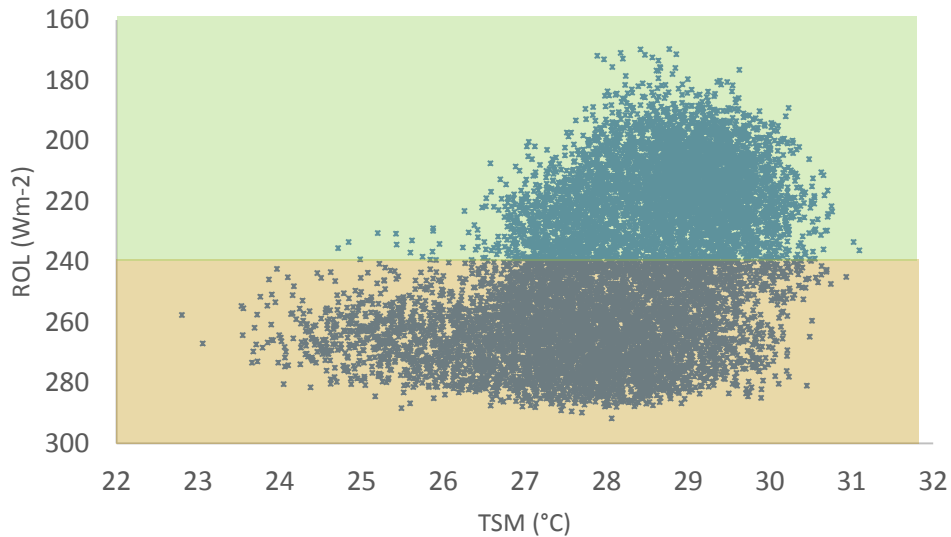


Figura 18. Relación entre TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) y OLR ( $\text{Wm}^{-2}$ ) sobre la alberca de agua caliente ubicada sobre el Océano Pacífico de México ( $110^{\circ}\text{ W}$ ,  $90^{\circ}\text{ W}$ ,  $5^{\circ}\text{ N}$ ,  $15^{\circ}\text{ N}$ ), los valores ubicados en la región verde son indicador de gran actividad convectiva mientras que los valores en la región café son indicador de baja actividad convectiva.

### 3.1.4 Vientos, humedad específica y convergencia de humedad

Las circulaciones superficiales son las encargadas de llevar humedad desde el Océano Pacífico hacia las costas mesoamericanas dando lugar al inicio de las lluvias de verano en la zona costera del Pacífico mesoamericano. Durante esta época, los vientos en superficie que provienen del este y del hemisferio sur comienzan a converger hacia la alberca de agua caliente en el Pacífico del Este como resultado del gradiente de temperatura y presión

Durante abril, las zonas con altos valores humedad específica e intensa convergencia de humedad se localizan al norte de Sudamérica. Sin embargo, sobre Panamá, Costa Rica, el sur de México y la ZITC se observan pequeñas

regiones con de humedad y fuerte convergencia de humedad (fig.19). En abril, sobre la región de Centroamérica predominan los vientos provenientes del este junto con la rama del jet de bajos niveles del Caribe y los cuales, disminuyen su intensidad a partir del mes de mayo (Nakaegawa et al., 2015).

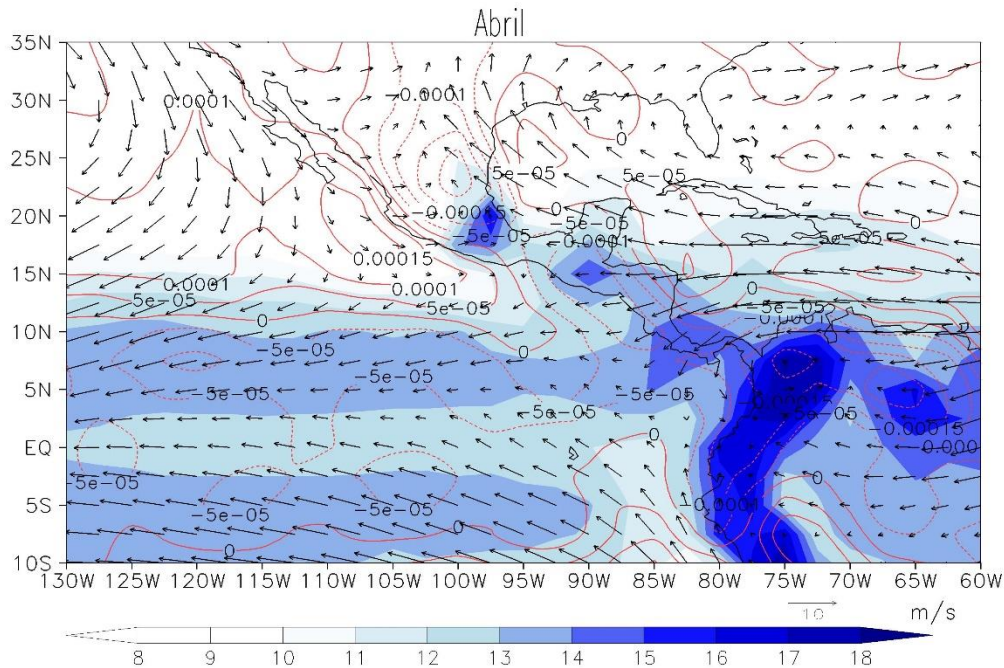


Figura 19. Climatología mensual de vientos (925 mb), contornos de convergencia de humedad (integrada de 1000 mb a 700 mb) y humedad específica (925 mb) para el mes de abril.

En mayo, la humedad específica y la convergencia de humedad continúa aumentando en la zona costera del Pacífico de Mesoamérica, particularmente en la parte de Centroamérica, donde se observa como convergen los vientos del sur y del este. Sin embargo, sobre la región de México las zonas de mayor intensidad de humedad y convergencia de humedad se ubican en la vertiente del Golfo de México, ya que es en esta región es donde se registran las primeras lluvias de la temporada, debido a que el flujo de humedad que proviene del Mar Intra-americano continúa siendo intenso. Durante este mes,

los vientos del sur convergen con mayor intensidad en la región de la ZITC, la cual comienza a verse con mayor claridad sobre el Océano Pacífico del Este al norte del ecuador (fig. 20).

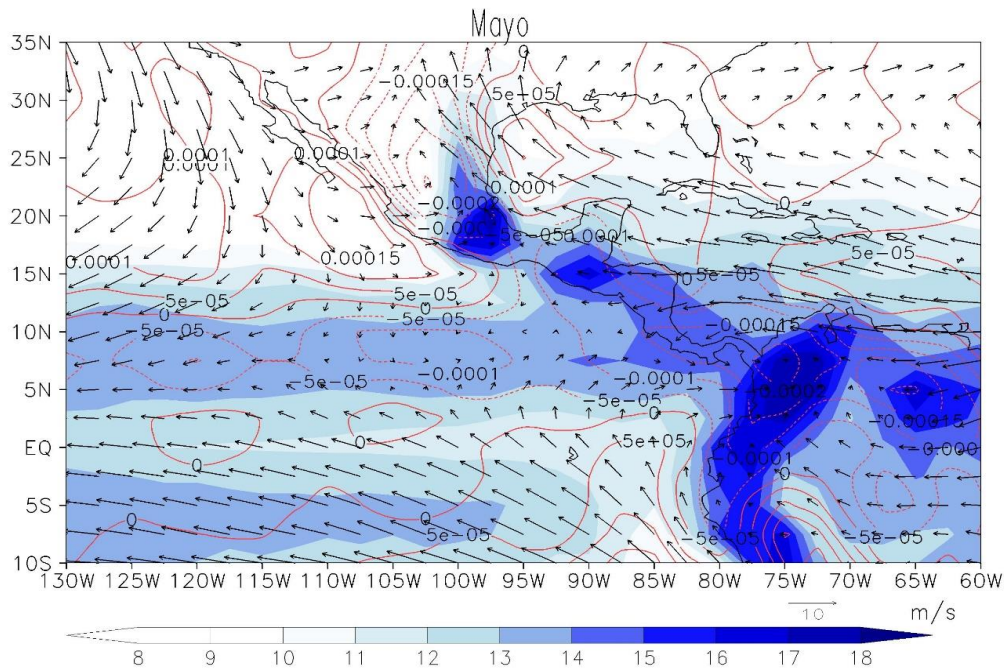


Figura 20. Climatología mensual de vientos (925 mb), contornos de convergencia de humedad (integrada de 1000 mb a 700 mb) y humedad específica (925 mb) para el mes de mayo.

En junio, los vientos en 925 mb provenientes del sur se desvían hacia la costa del Suroeste Mexicano y convergen con los vientos del este. Igualmente, en este mes, se registran valores altos de humedad específica y convergencia de humedad en la región costera del Pacífico del centro y suroeste de México comienza a observarse ligeramente la formación de una circulación ciclónica cerca de las costas del Suroeste de México (fig. 21).

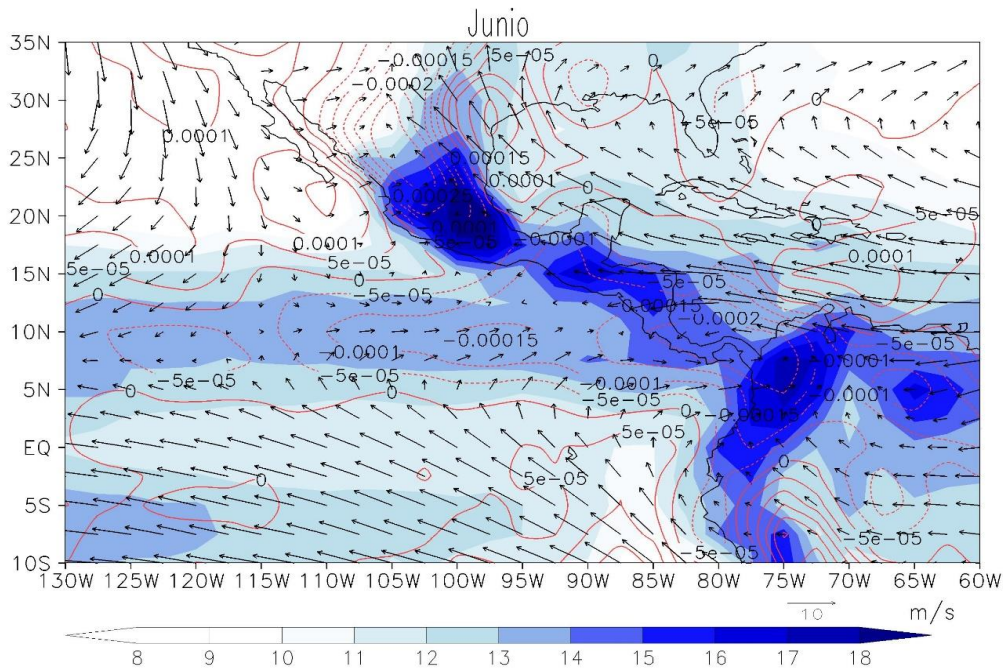


Figura 21. Climatología mensual de vientos (925 mb), contornos de convergencia de humedad (integrada de 1000 mb a 700 mb) y humedad específica (925 mb) para el mes de junio.

Durante julio, los vientos del este en 925 mb comienzan a intensificarse sobre el suroeste de México y Centroamérica. En las costas del Pacífico Mesoamericano observamos que la humedad específica continúa avanzando hacia el norte, aunque en comparación con el mes anterior observamos una ligera disminución sobre Centroamérica y el suroeste de México. Sin embargo, la convergencia de humedad en el noroeste de México se registra con mayor intensidad, lo cual coincide con el inicio del periodo de lluvias en la región del Monzón Mexicano (fig.22).

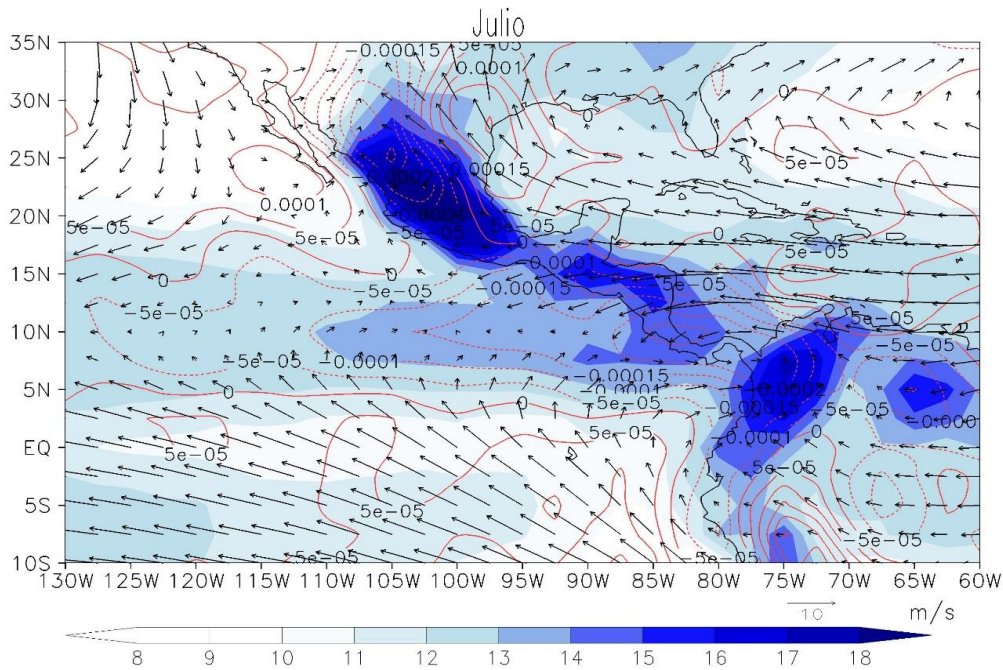


Figura 22. Climatología mensual de vientos (925 mb), contornos de convergencia de humedad (integrada de 1000 mb a 700 mb) y humedad específica (925 mb) para el mes de julio.

### 3.2 Inicio de la temporada de lluvias

Los diagnósticos a nivel mensual sugieren que las lluvias en el Pacífico mesoamericano comienzan entre mayo y junio dada la evolución de los vientos, flujo y convergencia de humedad cerca de la capa límite. Sin embargo, aún resulta ambiguo establecer inicios de la temporada de lluvias con resolución mensual, por ello, se vuelve necesario usar un criterio más preciso con mejor resolución en el tiempo.

El inicio de las lluvias de verano a lo largo de la costa en el Pacífico Mesoamericano se determinó utilizando datos de GPCP diarios y se definió como el cambio de pendiente en el acumulado de la precipitación diaria para cada año en el periodo de 1997 al 2010.

Se utilizaron estimaciones diarias de GPCP, ya que esto permite tener registros más completos y un periodo de tiempo más amplio. Sin embargo, dichas estimaciones no coinciden con la cantidad de lluvia registrada por las estaciones meteorológicas. A pesar de esto, es posible observar el patrón de precipitación anual que caracteriza a las costas de Mesoamérica. Por ejemplo, el inicio de la temporada de lluvias en Acapulco en el año 2000 se registra durante la tercera semana de mayo, tanto en GPCP como en las observaciones hechas por estaciones meteorológicas, dicho año es considerado como año Niña. Por otro lado, el 2005 el inicio de las lluvias presenta un retraso e inician hasta la tercera semana de junio, este año es considerado año Niño (fig. 23). Es importante tener en cuenta cuando un año es Niño o Niña, porque esto nos ayuda a comprender como es la dinámica de los factores que intervienen para dar inicio a la temporada de lluvias, lo cual se explicará más adelante.

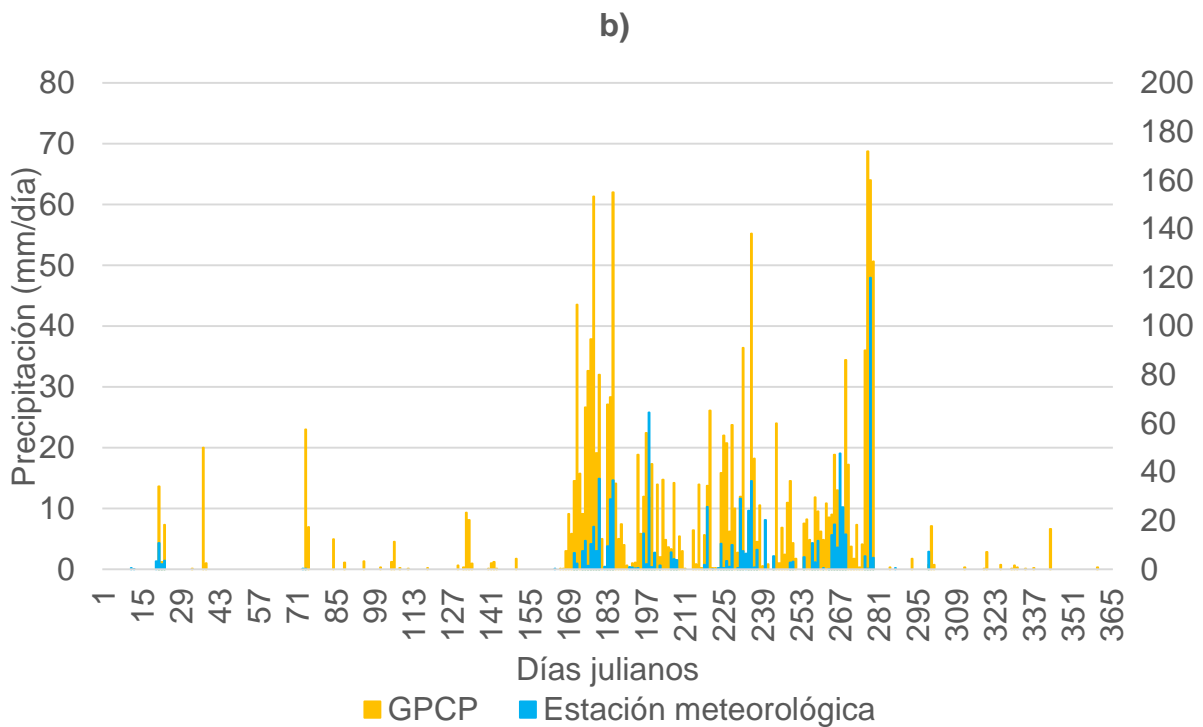
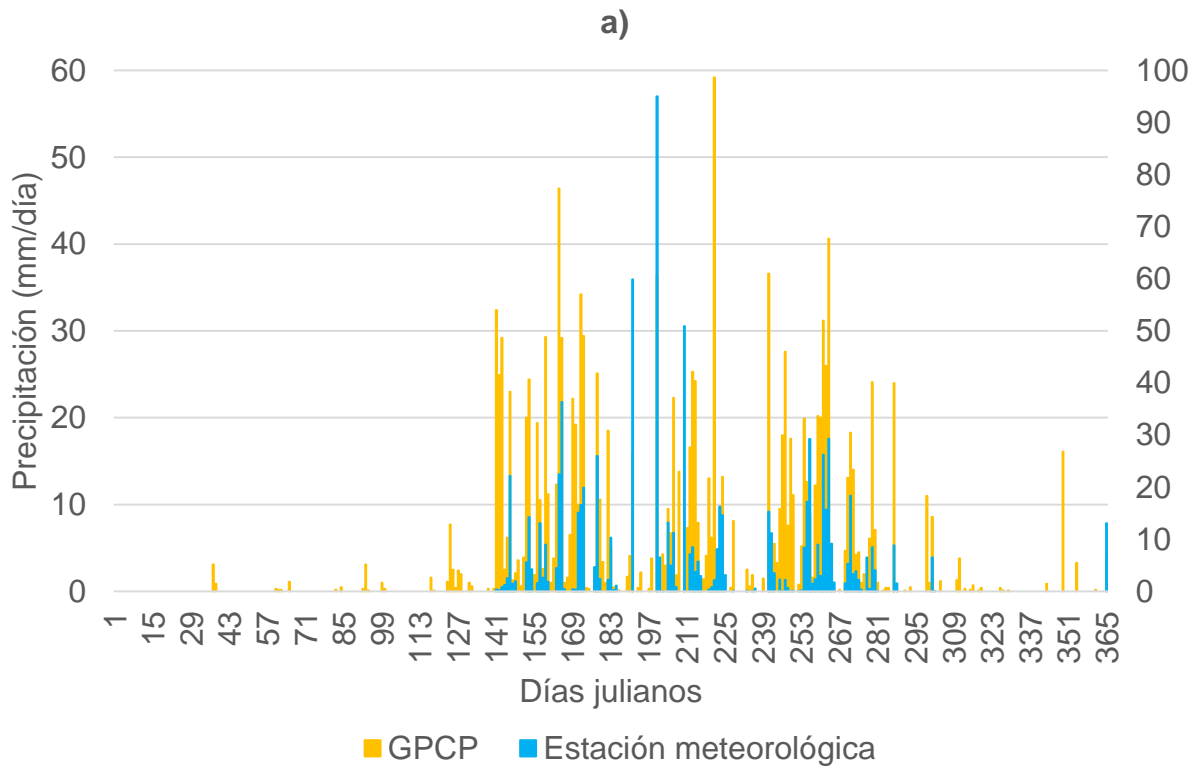


Figura 23. Datos diarios de precipitación de GPCP (barras naranjas) y estación meteorológica (barras azules) en Acapulco para el año a) 2000 (año La Niña) y b) 2005 (año El Niño).

Por otra parte, utilizar datos diarios ayuda a obtener una mayor resolución temporal, lo que facilita realizar diagnósticos más precisos y certeros respecto al inicio de la temporada lluviosa. Esto se debe a que en ocasiones el inicio de las lluvias puede ocurrir entre finales y principios del mes, esto implica que si se utilizan datos mensuales la resolución no permitirá determinar el inicio con claridad (fig.24).

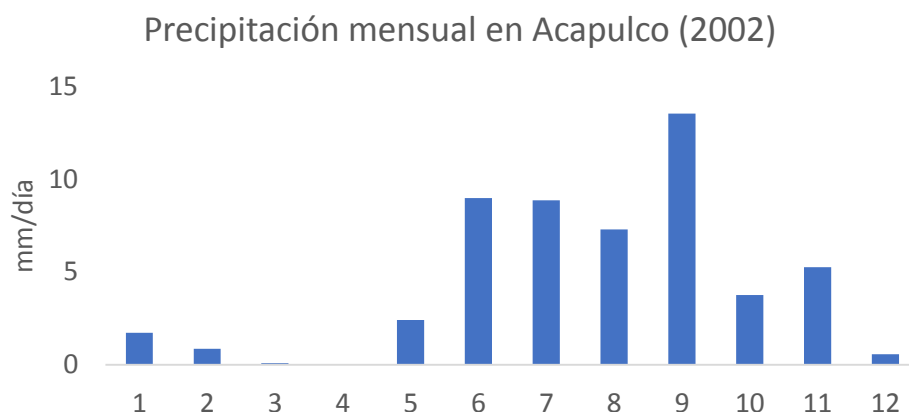


Figura 24. Precipitación diaria y mensual (mm/día) en Acapulco para el año 2002.

A partir de los datos diarios se obtuvo la fecha de inicio para cada año en el periodo de 1997 a 2010, por ejemplo, en las costas de Limón (Panamá) y Puntarenas (Costa Rica) el inicio de las lluvias ocurrió durante la última semana de abril, es decir, las fechas de inicio se registran entre el 20 y el 30 de abril (fig.25a).

En el resto de Centroamérica, Los Brasiles (Nicaragua), Playa San Blas (El Salvador) y Puerto Quetzal (Guatemala), las lluvias inician en promedio durante la tercera semana de mayo. Las fechas de inicio para esta región se ubican dentro del periodo del 10 al 18 de mayo (fig.25b).



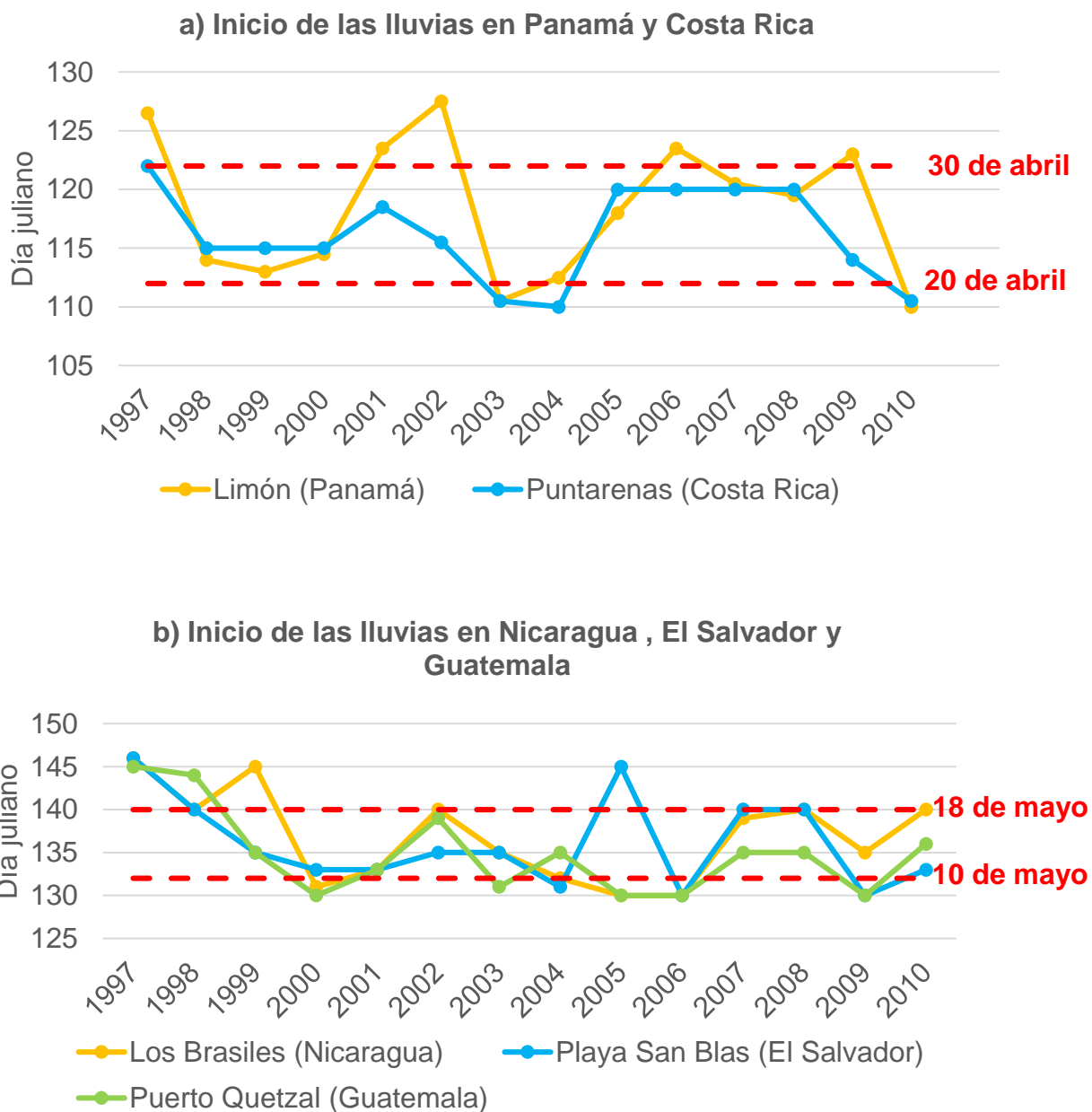
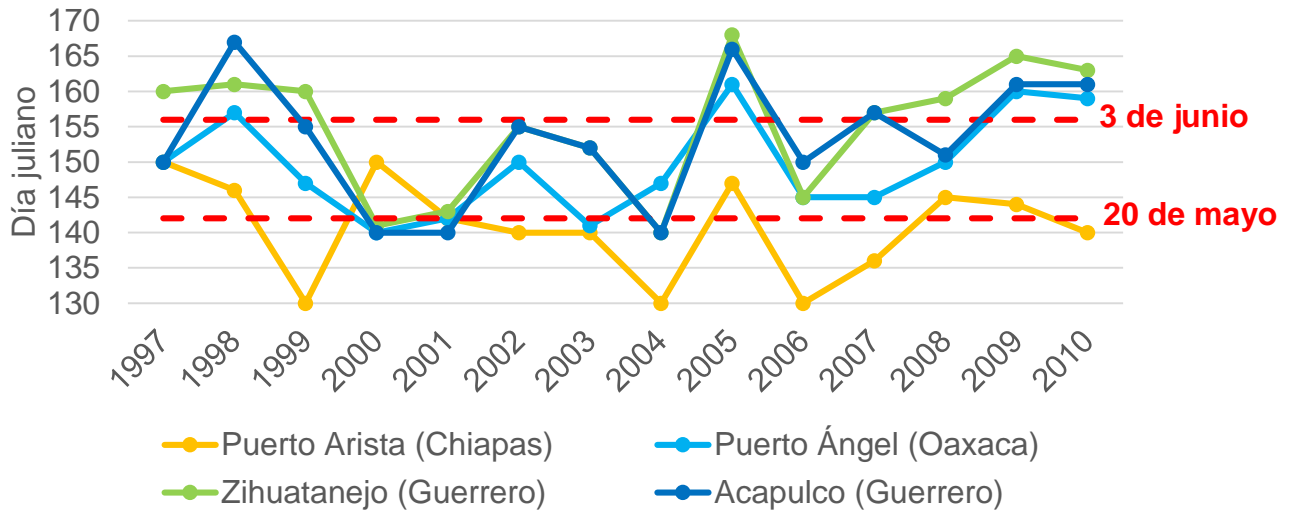


Figura 25. Inicio de precipitación para cada año en el periodo de 1997 a 2010 en a) Panamá y Costa Rica (cuarta semana de abril) y b) el resto de Centroamérica (tercera semana de mayo), las líneas rojas punteadas indican la desviación estándar del inicio promedio.

En la región del suroeste de México, las fechas de inicio en los estados de Guerrero, Chiapas y Oaxaca se registraron entre el 20 de mayo y 3 de junio, es decir, en promedio el inicio se registra durante la cuarta semana de mayo (fig.25c).

Para la tercera semana de junio y la primera de julio, entre el 11 de junio y el 23 de junio, se registran las primeras lluvias de la temporada en el Noroeste de México. Esto implica que, en promedio, las primeras lluvias se registran durante la cuarta semana de junio (fig.25d).

c) Inicio de las lluvias en el Suroeste de México



d) Inicio de las lluvias en el Noroeste de México

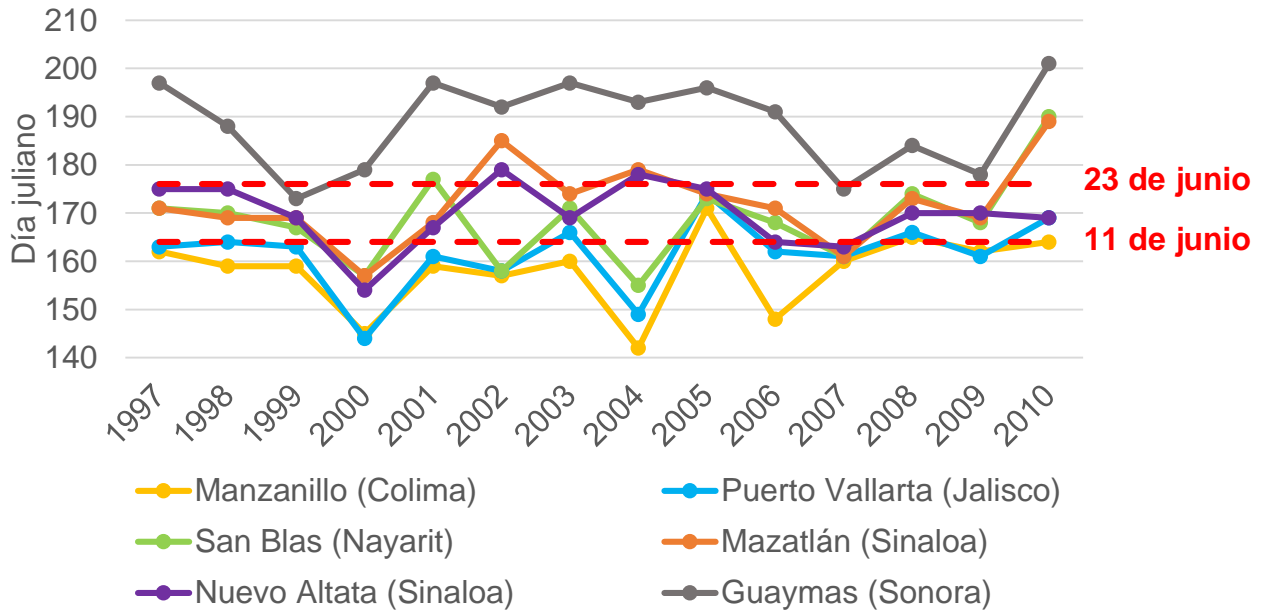


Figura 25. Inicio de precipitación para cada año en el periodo de 1997 a 2010 en c) Chiapas, Oaxaca y Guerrero (cuarta semana de mayo) y d) Manzanillo, Puerto Vallarta, Nayarit, Mazatlán, Culiacán y Guaymas (cuarta semana de junio), las líneas punteadas rojas marcan la desviación estándar del inicio promedio.

A partir de la obtención de las fechas de inicio para cada punto se identificaron cuatro regiones de acuerdo al inicio promedio en el periodo de 1997 - 2010: 1) Panamá y Costa Rica, 2) resto de Centroamérica (Guatemala, Nicaragua y El Salvador), 3) Suroeste de México (Guerrero, Oaxaca y Chiapas) y 4) Noroeste de México (Colima, Jalisco, Nayarit, Sinaloa y Sonora) (Cuadro 1).

	Región	Inicio tardío	Inicio promedio (1997 -2010)	Inicio temprano	
<b>1</b>	Limón (Panamá)	<b>122</b>	<b>117</b>	<b>112</b>	
	Puntarenas (Costa Rica)	(1997,1998,2001,2002, 2005,2006,2008,2009)			(1999,2000,2003,2004, 2007,2010)
<b>2</b>	Los Brasiles (Nicaragua)	<b>140</b>	<b>136</b>	<b>132</b>	
	Playa San Blas (El Salvador)	(1997,1998,1999,2002, 2007,2008,2010)			(2000,2001,2003,2004, 2005,2006,2009,2010)
	Puerto Quetzal (Guatemala)				
<b>3</b>	Puerto Arista (Chiapas)	<b>156</b>	<b>149</b>	<b>142</b>	
	Puerto Ángel (Oaxaca)	(1997,1998,2002,2005, 2007,2008,2009,2010)			(1999,2000,2001,2003, 2004,2006)
	Zihuatanejo (Guerrero)				
	Acapulco (Guerrero)				
<b>4</b>	Manzanillo (Colima)	<b>176</b>	<b>170</b>	<b>164</b>	
	San Blas (Nayarit)				
	Mazatlán (Sinaloa)	(1997,1998,2001,2002, 2003,2005,2008,2010)			(1999,2000,2003,2004, 2006,2007,2009,2010)
	Nuevo Altata (Sinaloa)				
	Guaymas (Hermosillo)				

Cuadro 1. Inicio de precipitación (día juliano) promedio, tardío y temprano por regiones en la costa del Pacífico de Mesoamérica, años El Niño (rojo) y años La Niña (azul).

### **3.3 Desplazamiento meridional del inicio de la temporada de lluvias**

Para determinar el inicio de las lluvias fue necesario modificar el intervalo de tiempo utilizado para calcular el cambio de pendiente según la latitud. Esto se debe a que las lluvias en Panamá y Costa Rica inician de forma casi simultánea con la llegada de la ZITC durante la última semana de abril (fig. 26a).

Posteriormente, en Nicaragua, El Salvador y Guatemala el cambio de pendiente en la lluvia acumulada se observa aproximadamente un mes después, es decir, la temporada de lluvias en la región se registra durante la tercera semana del mes de mayo (fig.26b).

Durante mayo, las lluvias continúan avanzando hacia el suroeste de México, donde las primera lluvias ocurren en Chiapas y Oaxaca en la cuarta semana de mayo y una semana después (primera de junio) comienzan en Guerrero. Para el mes de junio las lluvias avanzan hasta la región del noroeste de México, comenzando durante la segunda semana de junio Jalisco. Para la tercera semana de este mes se registran las primeras lluvias del verano en Nayarit y Sinaloa. Por último, en Sonora el inicio ocurre durante la primera semana de julio, es decir, casi dos meses después del establecimiento de la ZITC en Panamá y Costa Rica (fig.26c).

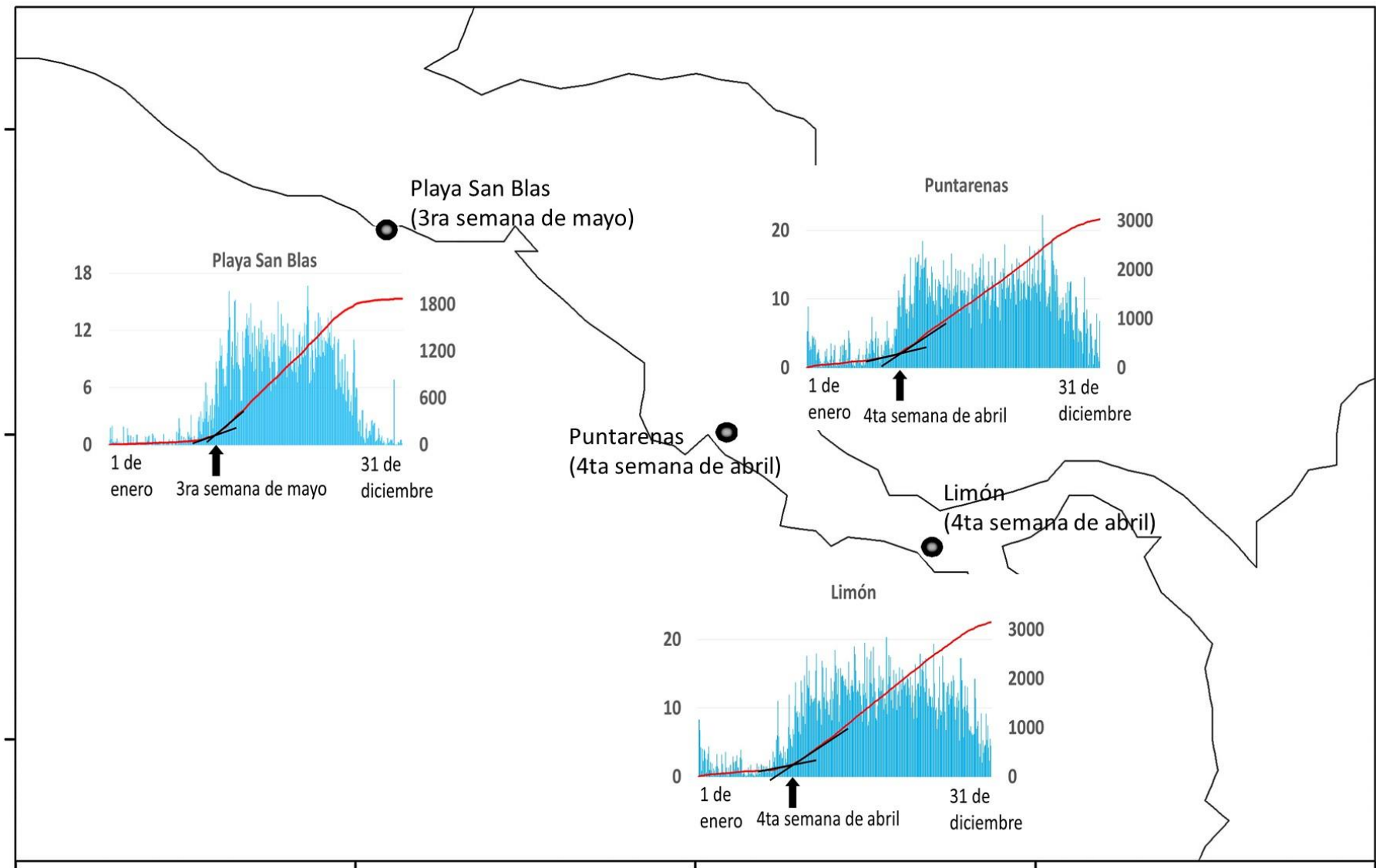


Figura 26a. Inicio de la precipitación en las costas del Pacifico de Centroamérica.

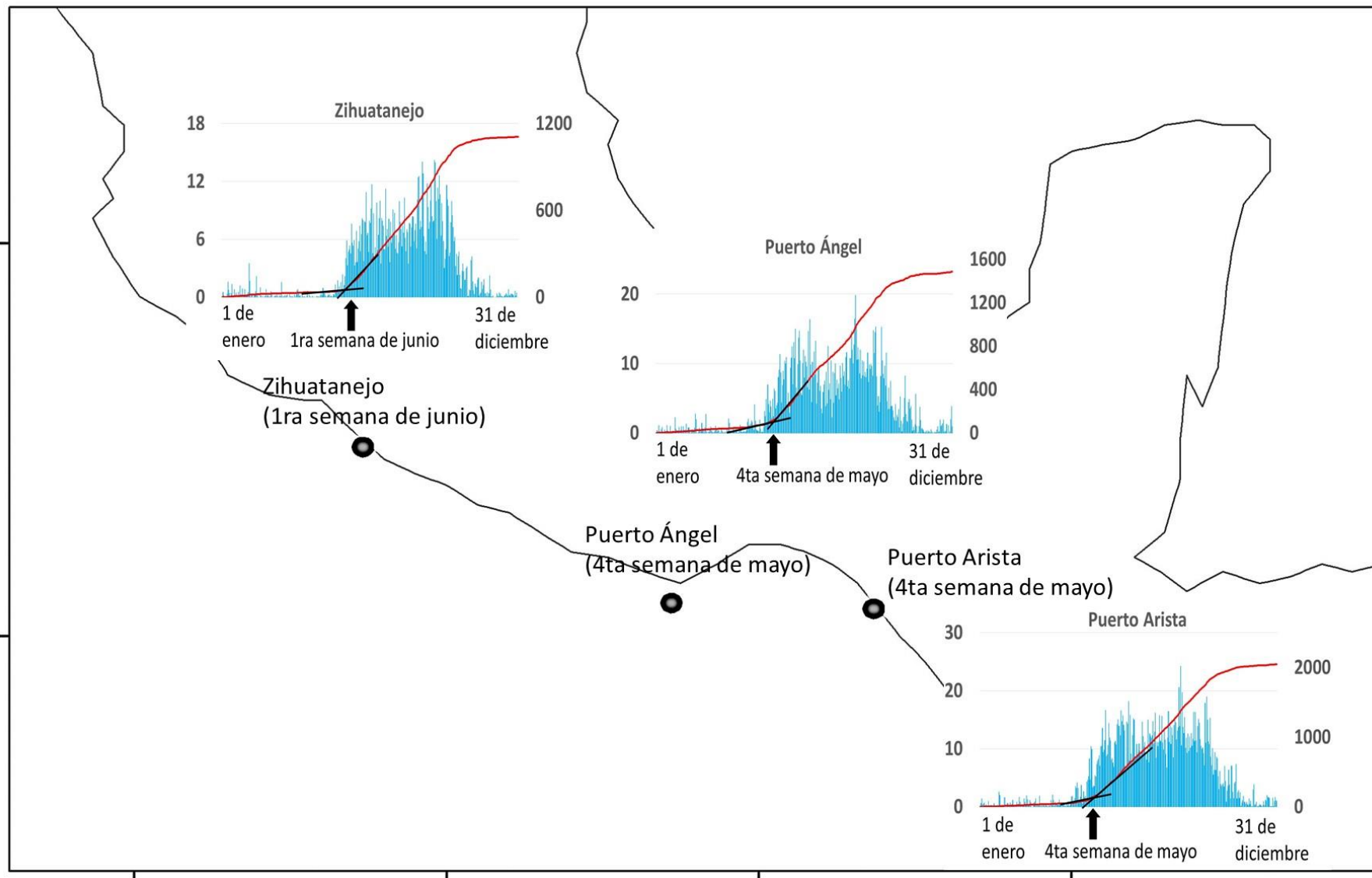


Figura 26b. Inicio de la precipitación en las costas del Pacifico del suroeste de México.



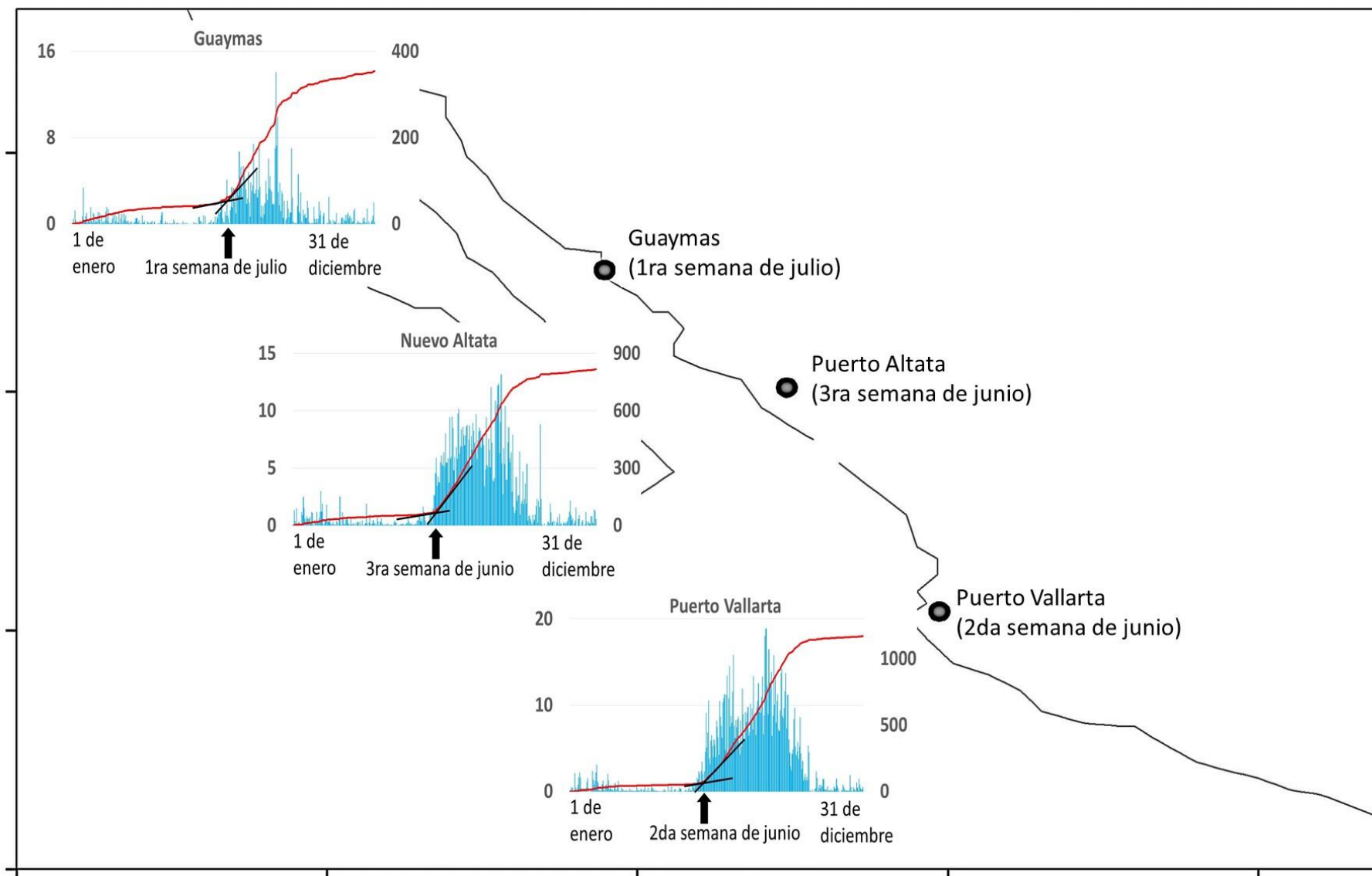


Figura 26c. Inicio de la precipitación en las costas del Pacifico del noroeste de México.

### **3.4 Una propuesta de mecanismo para determinar el inicio de la temporada de lluvias**

La relación que existe entre la convección atmosférica en los trópicos y los vientos es a través de ondas estacionarias de tipo Rossby y Kelvin (Gill 1980). La convergencia de humedad induce convección profunda y lluvias intensas. El calor liberado y movimiento ascendente genera circulaciones atmosféricas en forma de ondas ecuatoriales estacionarias. El modelo de Gill es un modelo teórico lineal que describe la respuesta de la atmósfera tropical ante un forzante convectivo (calentamiento adiabático) ya sea sobre el ecuador o fuera (Tian y Ramanathan, 2003; Gill, 1980).

El modelo de Gill (1980) se basa en las ecuaciones de aguas someras las cuales describen de las ondas ecuatoriales del tipo Rossby, Kelvin y Rossby gravedad mezclada, las cuales fueron resueltas analíticamente por Matsuno (1966); el modelo de Gill también considera los movimientos en la vertical. Para estudiar el estado estacionario de estas circulaciones se incluyen procesos de disipación de calor, como el enfriamiento Newtoniano, el cual indica que la tasa de enfriamiento de un cuerpo es proporcional a la diferencia de la temperatura entre el cuerpo y sus alrededores.

En la época de verano, en las regiones consideradas monzónicas es posible observar un patrón de circulación de escala global asociada a la migración de la ZITC como es el caso de México (P. X. Wang et al., 2014). Dicho patrón de circulación es similar a lo que describe Gill (1980) en su modelo, en particular, cuando el forzante convectivo se localiza fuera del ecuador.

Cuando el forzante convectivo se localiza norte del ecuador, el resultado es una onda de Kelvin al este del forzante y una de Rossby gravedad mezclada al oeste. En niveles inferiores de la atmosfera se observa como una zona de baja presión sobre la región donde se localiza el forzante o zona de calentamiento, mientras que en la región relativamente más fría se observa una zona de alta presión, a esta circulación se le conoce como patrón antisimétrico (fig. 27).

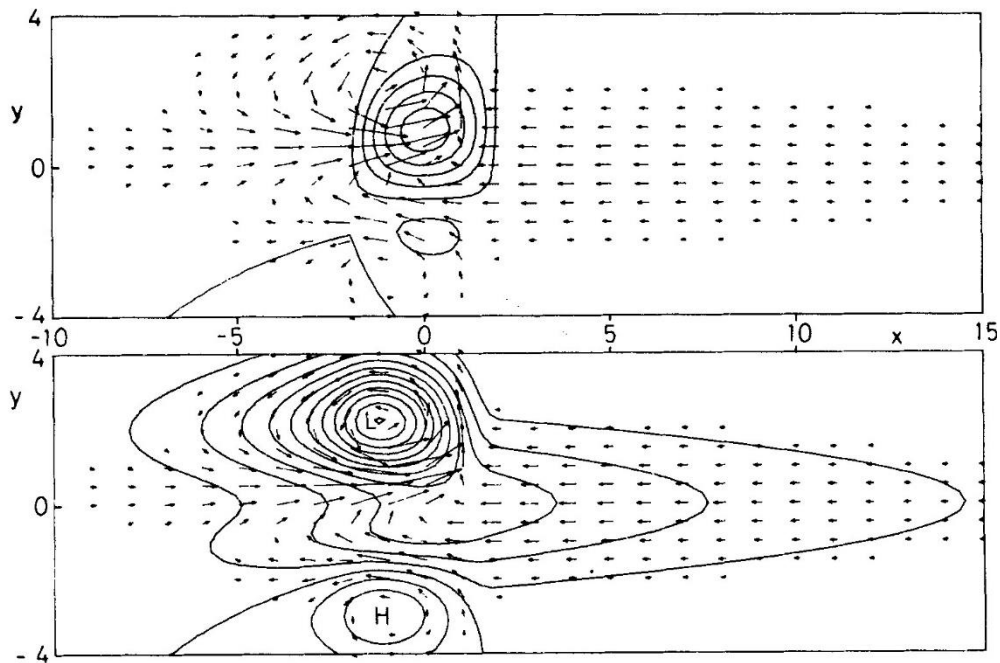


Figura 27. Modelo de Gill para el caso antisimétrico. Vectores de vientos con a) contornos de velocidad y b) Contornos de perturbaciones de presión (Tomado de Gill,1980).

Sin embargo, el modelo de Gill muestra una diferencia con lo observado sobre el Pacífico Ecuatorial durante el fenómeno de El Niño, ya que cuando el forzante se ubica sobre el ecuador las ondas tipo Rossby se encuentran desfasadas hacia el oeste del forzante. Mientras que en las observaciones aparecen en paralelo con el forzante convectivo. Esto se debe a que Gill utiliza el balance de Sverdrup ( $\beta v$ ) para balancear la divergencia, donde  $\beta$  representa

la variación del parámetro de Coriolis ( $f$ ) respecto de la latitud. Dicho balance no es el más adecuado debido a que no se consideran los procesos no lineales que existen en la atmósfera tropical (P. D Sardeshmukh y B.J Hoskins, 1985).

Sin embargo, el modelo de Gill puede servir de guía para entender el inicio de las lluvias en la región de Mesoamérica. De manera general, la onda de Rossby y sus circulaciones en niveles bajos transporta humedad en superficie hacia la región costera. El calor latente liberado por la formación de nubes profundas en la región de la ZITC actúa como forzante convectivo, de tal forma que la actividad convectiva que perdura en un sitio por más de un mes induce circulaciones en bajos niveles que introducen humedad hacia la costa dando lugar al inicio de las lluvias antes de la llegada de la ZITC.

Para analizar cómo es la dinámica del inicio de las lluvias es necesario observar lo que ocurre antes y después del inicio, tanto en los patrones de lluvia como en las circulaciones que se generan durante esta época y como se relacionan. Por ejemplo, en el año 2004, el inicio de las lluvias en Limón y Puntarenas (Panamá y Costa Rica, respectivamente) ocurre en la última semana de abril, durante la semana previa al inicio, las lluvias más intensas se localizan sobre el norte de Colombia y la ZITC comienza a migrar hacia el norte del Ecuador. En estos días los vientos del este en superficie (925 mb) siguen siendo intensos, y estos convergen en el Ecuador junto con los vientos que provienen del sur (fig.28). En la semana posterior al inicio de las lluvias, la intensidad de los vientos alisios disminuye y, junto con los vientos del sur que cruzan el Ecuador se desvían ligeramente hacia Panamá y Costa Rica (fig. 29).

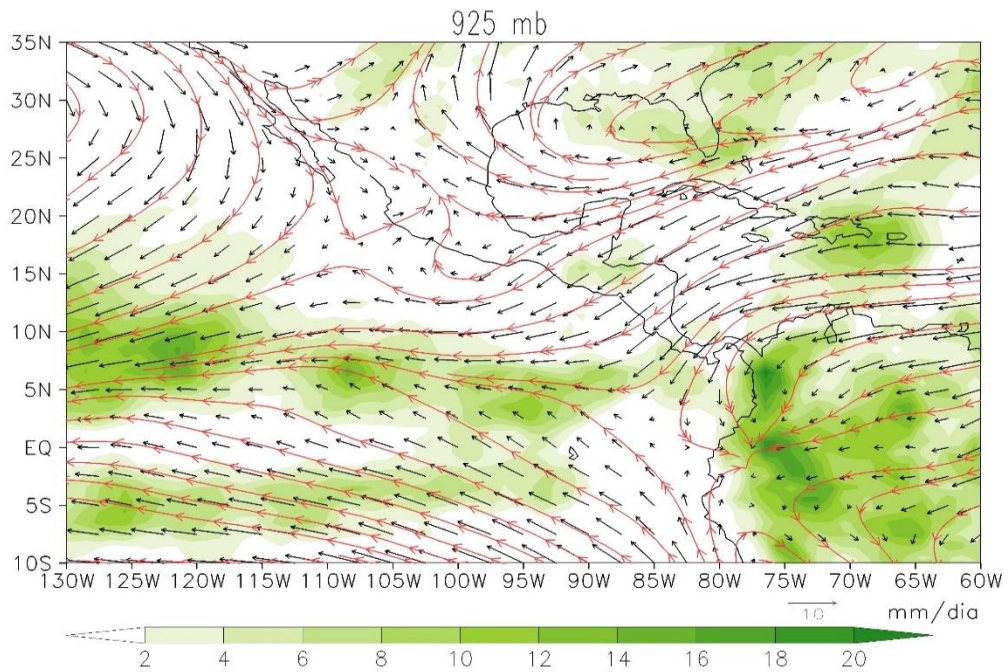


Figura 28. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en 925 mb previo al inicio de las lluvias en Panamá y Costa Rica (cuarta semana de abril).

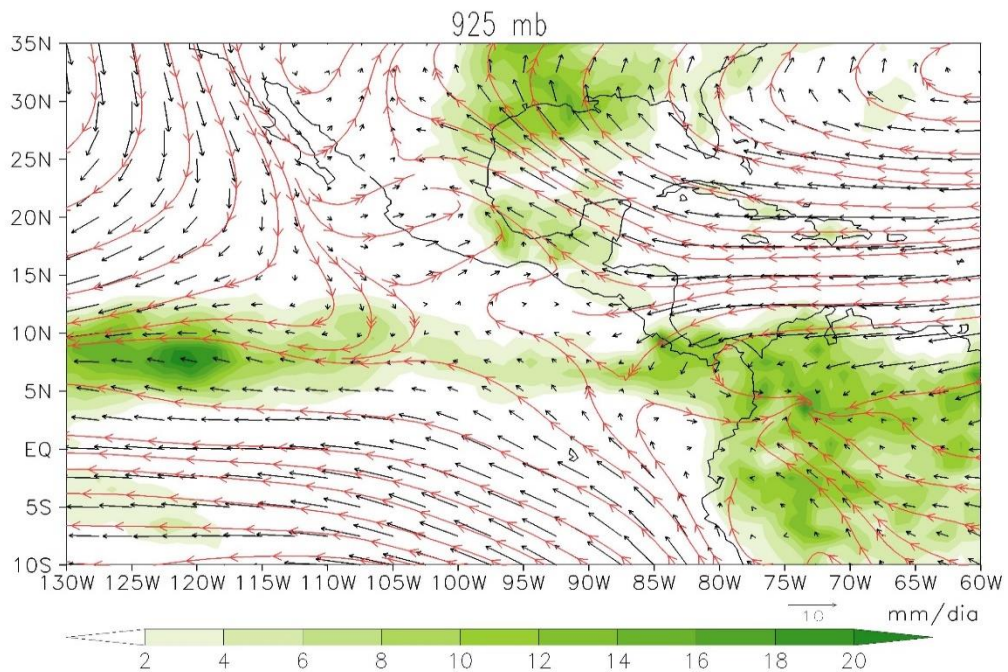


Figura 29. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en 925 mb posterior al inicio de las lluvias en Panamá y Costa Rica (cuarta semana de abril).

En la segunda semana de mayo, las lluvias inician en el resto de Centroamérica. Los flujos de humedad provenientes del Pacífico y el Caribe convergen en superficie y son estas circulaciones las encargadas de llevar humedad hacia la región (fig.30).

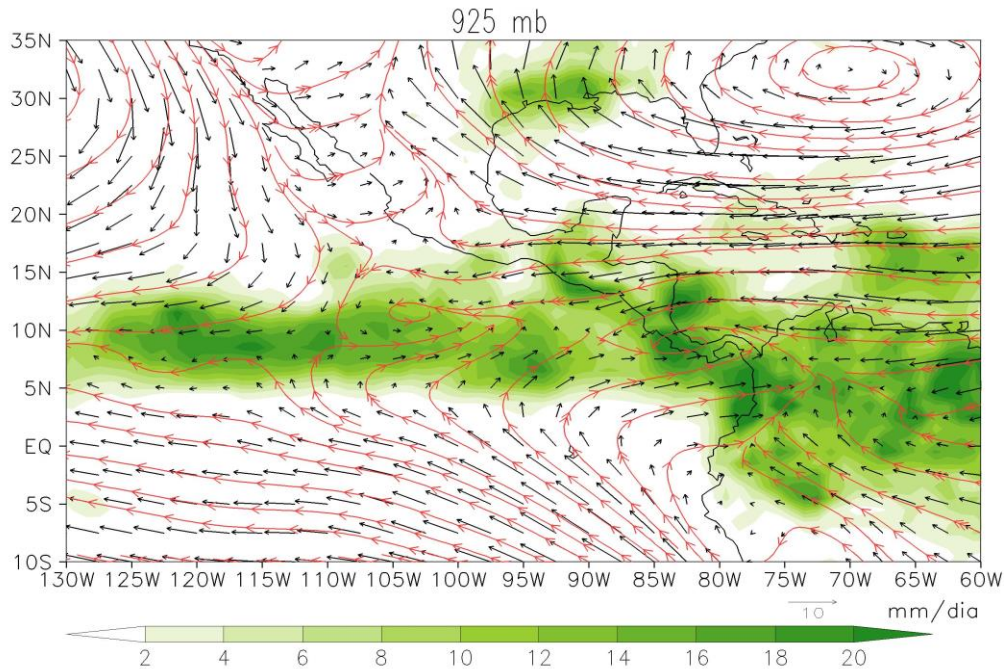


Figura 30. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en 925 mb posterior al inicio de las lluvias en Centroamérica (segunda semana de mayo).

Las lluvias en el suroeste de México comienzan la tercera semana de mayo y, en la semana posterior al inicio, aparece una circulación ciclónica sobre el Pacífico de México en 925 mb. La convergencia de los flujos del este y del Pacífico dan paso a las lluvias de la región (fig.31). Dicha circulación se asemeja a la onda de Rossby que Gill sugiere en su modelo cuando el forzante se ubica al norte de ecuador y es la encargada de llevar humedad desde el océano hacia la zona costera.

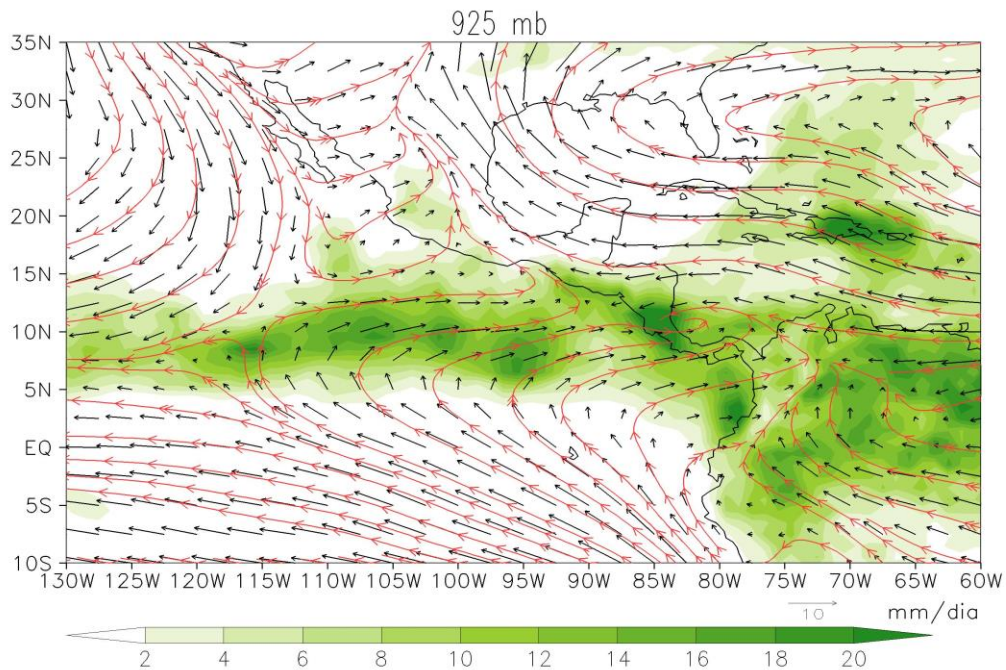


Figura 31. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en 925 mb posterior al inicio de las lluvias en el Suroeste de México (tercera semana de mayo).

En el noroeste de México las primeras lluvias del verano se registran en la primera semana de julio. En la semana previa al inicio (fig.32) el flujo en superficie proveniente del Caribe incrementa y la circulación ciclónica en superficie sobre el suroeste de México no es tan intensa como la que se observa en los días posteriores al inicio de las lluvias en el suroeste mexicano.

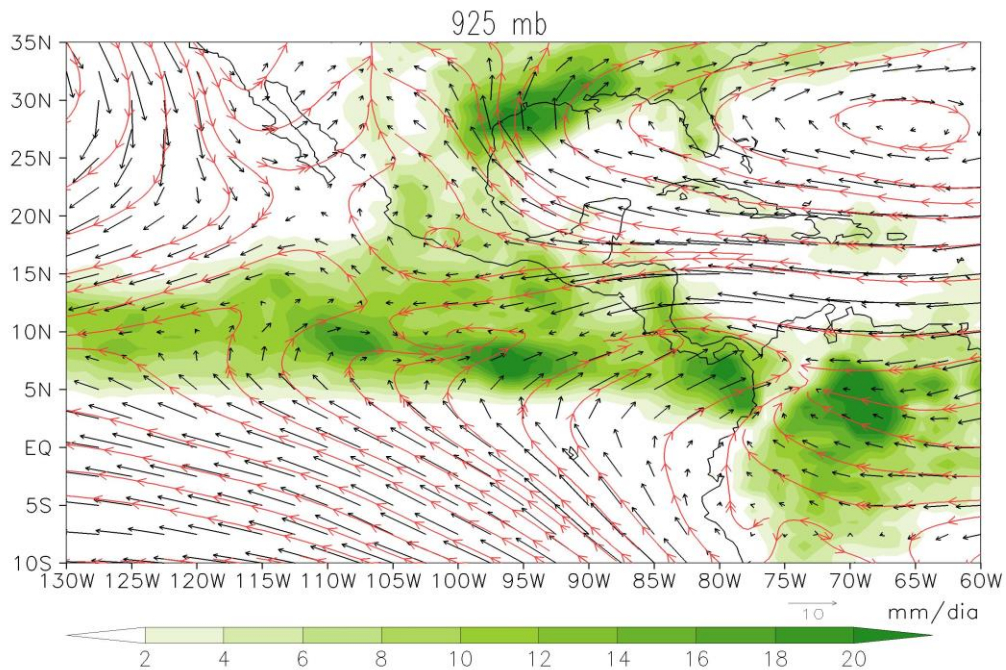


Figura 32. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en 925 mb previo al inicio de las lluvias en el Noroeste de México (primera semana de julio).

En la semana posterior al inicio de las lluvias sobre las costas del noroeste de México, el flujo del Caribe disminuye su intensidad. En cambio, los vientos del sur que cruzan el ecuador se observan con mayor intensidad, ya que estos incluso alcanzan los 10 ° N. Las lluvias sobre la costa del Pacífico Mexicano, particularmente en el suroeste de México, presentan una ligera disminución. Sin embargo, la precipitación sobre la región monzónica es ligeramente más intensa (fig.33).



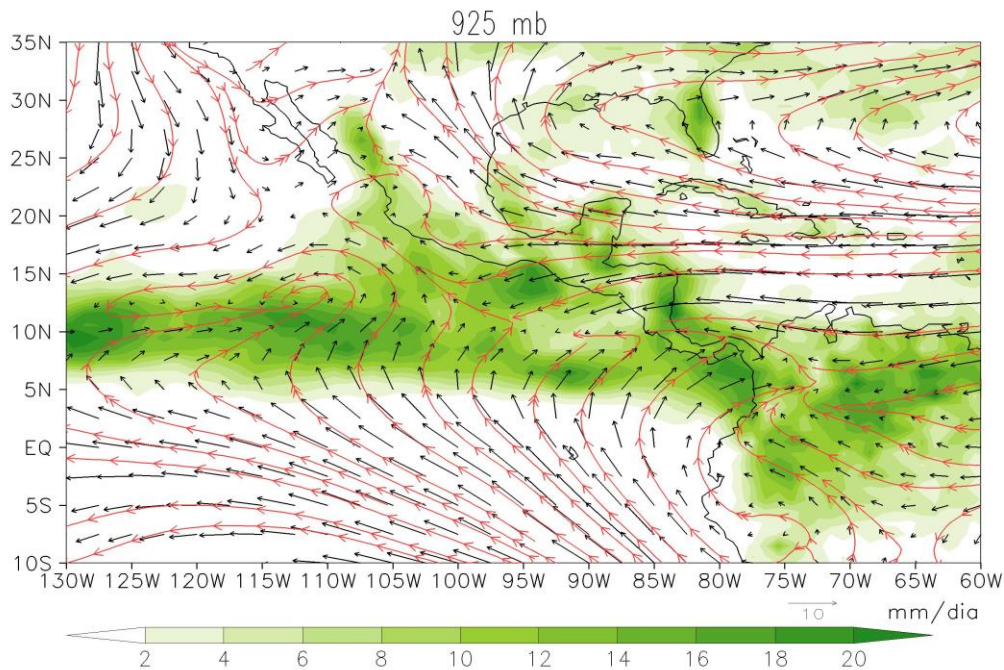
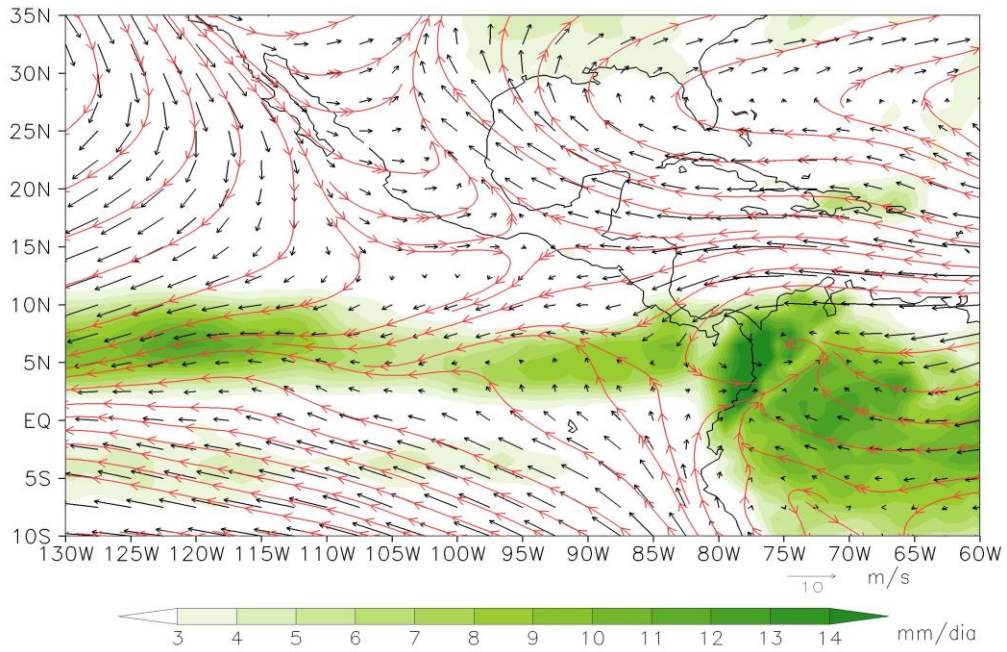


Figura 33. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en 925 mb posterior al inicio de las lluvias en el noroeste de México (primera semana de julio).

### 3.4.1 Circulación promedio

La temporada de lluvias para el periodo de 1997 – 2010, para la región de Panamá y Costa Rica comienzan durante la cuarta semana de abril. Previo al establecimiento de las lluvias, los vientos alisios del norte y del sur convergen en la ZITC y se desvían ligeramente hacia el norte de Colombia donde convergen con los vientos del Caribe en 925 mb (fig.34a). En la semana posterior al inicio, estos vientos del sur se desvían hacia Panamá y Costa Rica al cruzar el ecuador, siendo estos los responsables del transporte de humedad desde el Pacífico hacia las costas de la región (fig.35a).

a) 925 mb



b) 200 mb

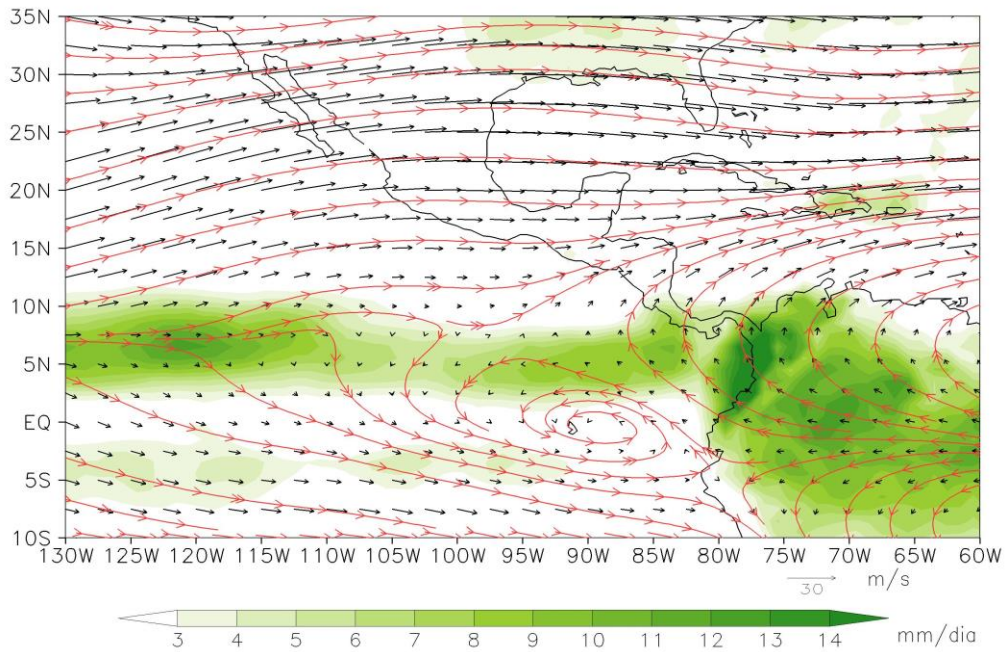
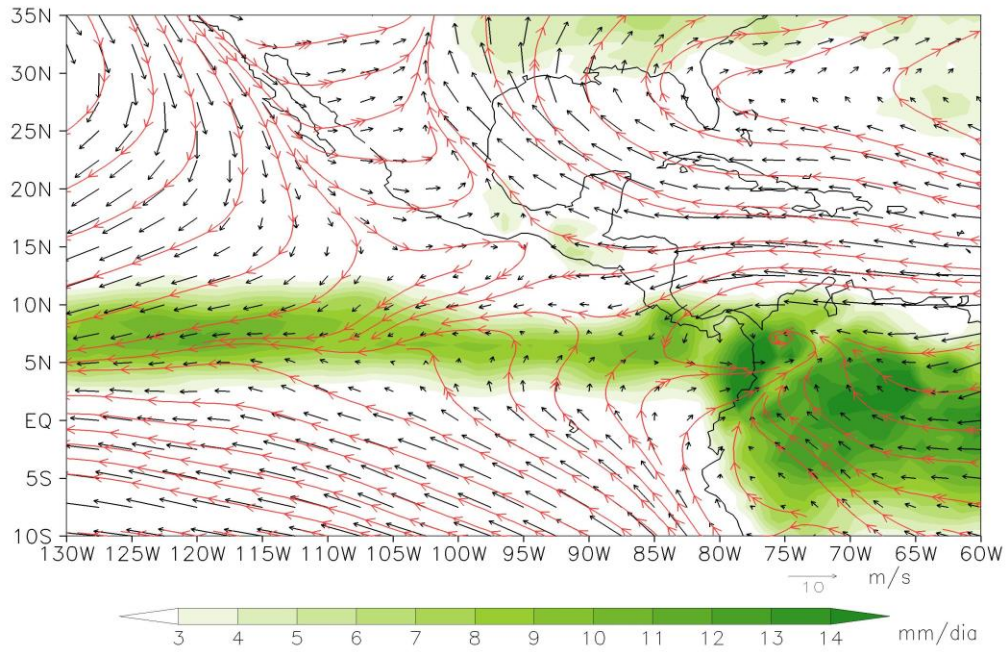


Figura 34. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en a) 925 mb y b) 200 mb previo al inicio sobre Panamá y Costa Rica (cuarta semana de abril).

a) 925 mb



b) 200 mb

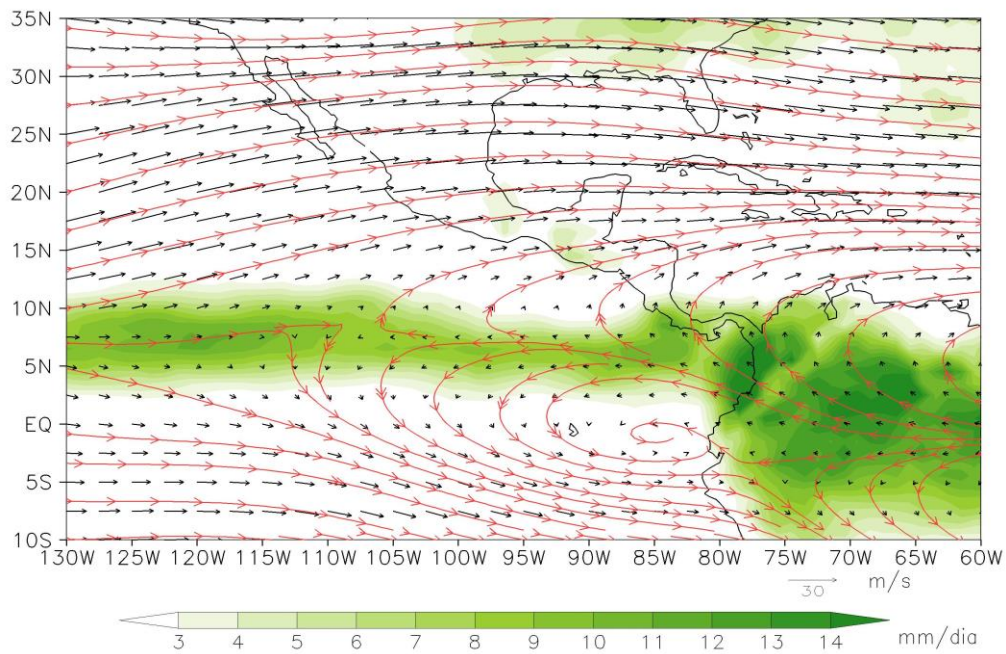
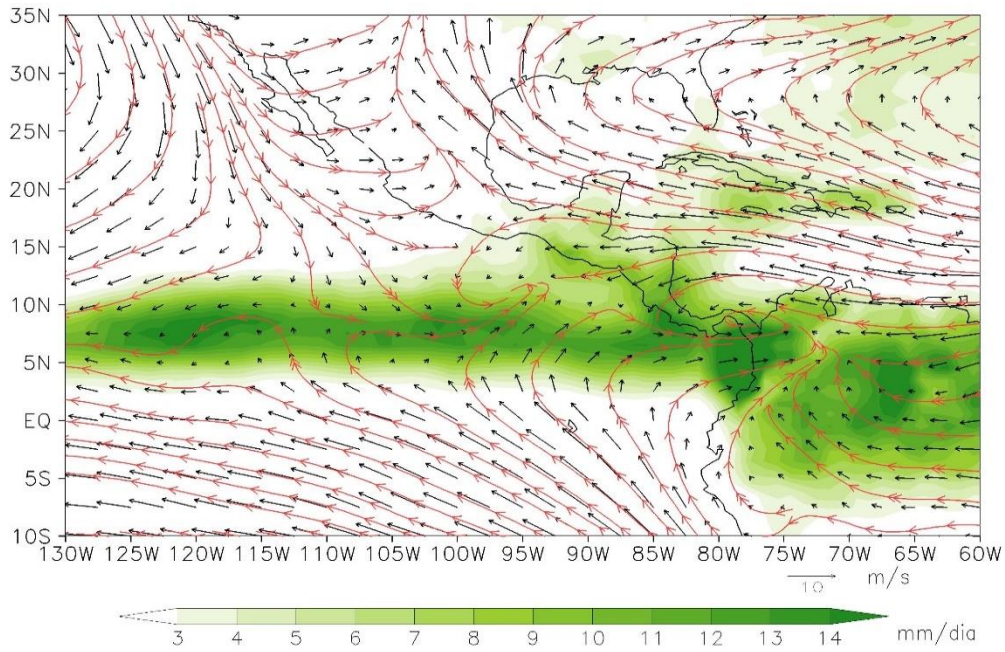


Figura 35. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en a) 925 mb y b) 200 mb posterior al inicio sobre Panamá y Costa Rica (cuarta semana de abril).

En la segunda semana de mayo, las lluvias ya cubren el resto de Centroamérica (Nicaragua, El Salvador y Guatemala). En la semana posterior al inicio la intensidad de los vientos del este disminuye y los vientos del sur se desvían con mayor intensidad hacia Centroamérica, dicha circulación se observa con mayor claridad en 925 mb (fig.36a).

En la región del suroeste de México, las lluvias inician entre la cuarta semana de mayo y la primera de junio. Durante esta temporada, se observa una circulación ciclónica en 925 mb sobre el Océano Pacífico localizada cerca de las costas de Chiapas, Oaxaca y Guerrero (fig.37a). Dicha circulación se aprecia con mayor claridad en 200 mb como un anticiclón (fig.37b). Las lluvias de esta región son resultado de la humedad acarreada por la convergencia en 925 mb de la onda de Rossby estacionaria y la onda de Kelvin estacionaria, inducidas por la actividad convectiva en la ZITC (Gill, 1980).

a) 925 mb



b) 200 mb

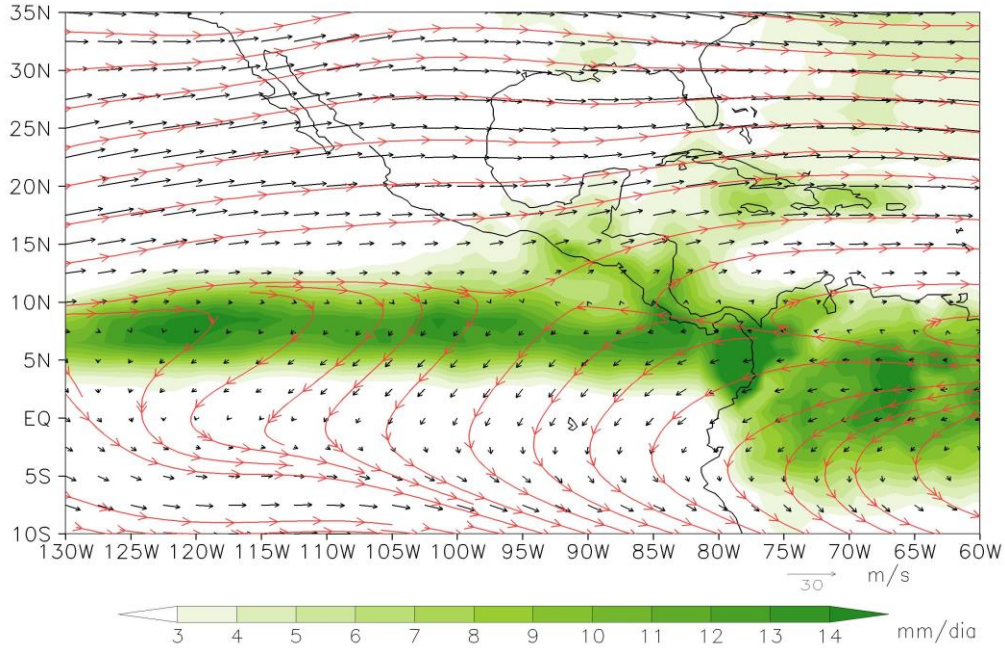
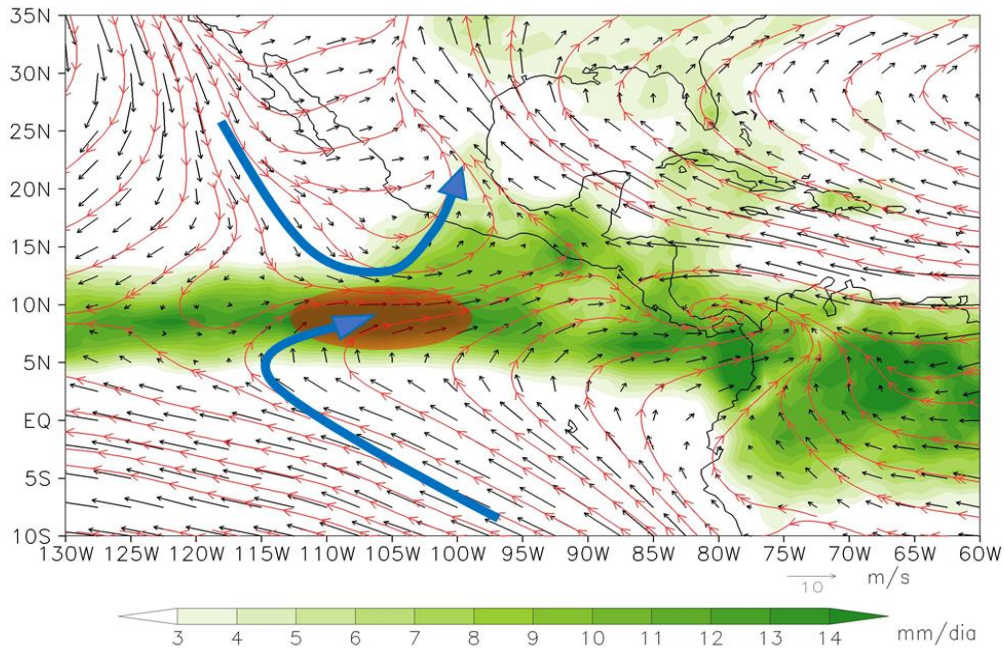


Figura 36. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en a) 925 mb y b) 200 mb posterior al inicio de las lluvias sobre Centroamérica (segunda semana de mayo).

a) 925 mb



b) 200 mb

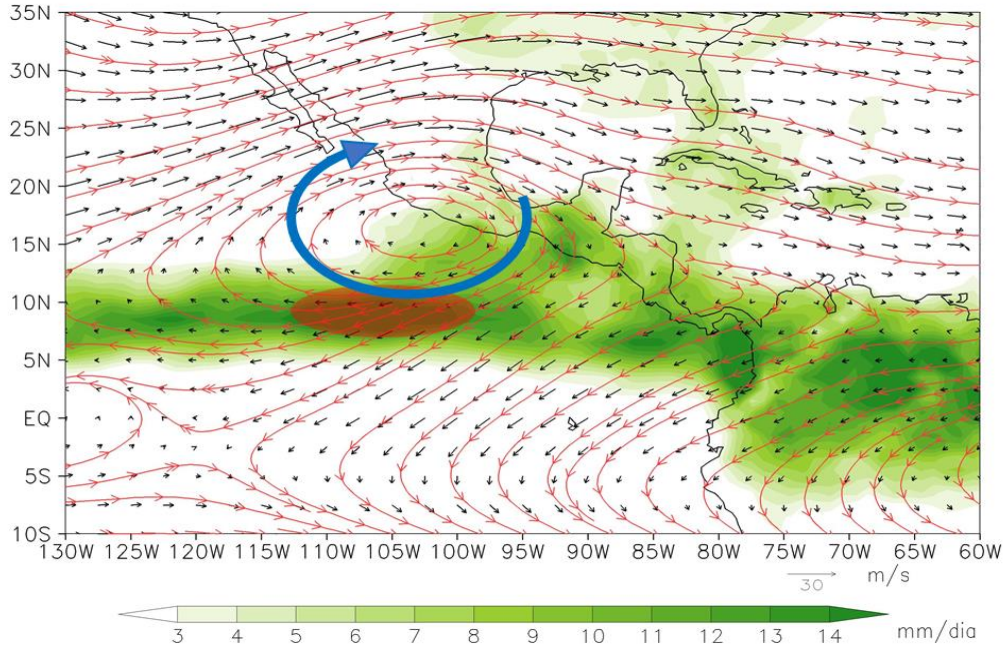
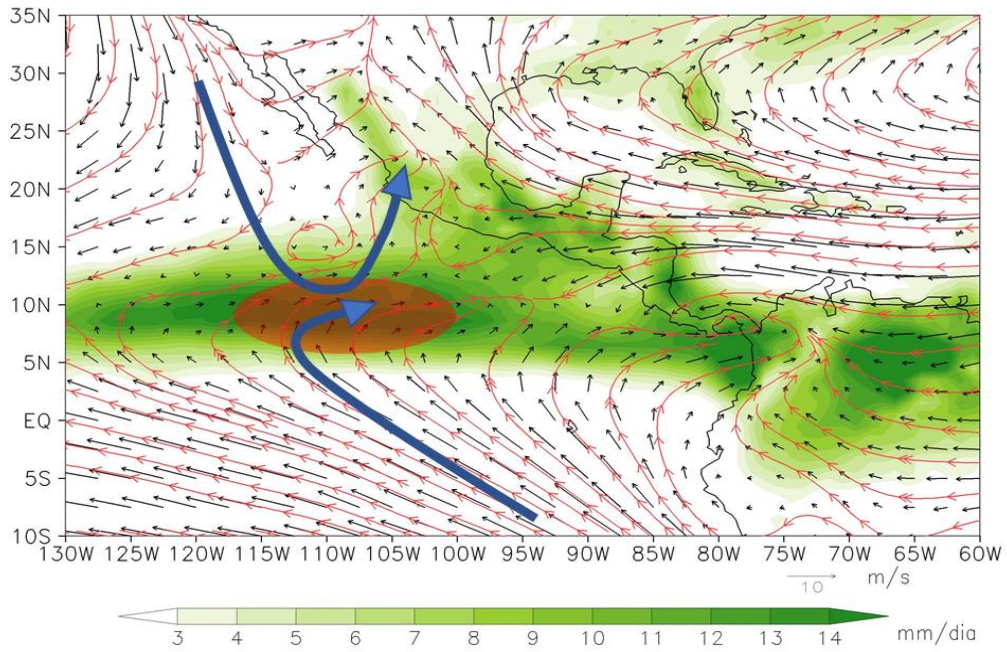


Figura 37. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en a) 925 mb y b) 200 mb posterior al inicio sobre el Suroeste de México (cuarta semana de mayo).

En la región del Monzón de Norteamérica el inicio de las lluvias ocurre durante la segunda semana de junio. Posterior al inicio de las lluvias, se observa una circulación ciclónica en 925 mb cerca de las costas de la región del monzón (fig. 38a) y, en 200 mb observamos la circulación anticiclónica correspondiente (fig.38b).

De esta manera, podemos observar como las lluvias avanzan meridionalmente desde Panamá hasta la región del Monzón de Norteamérica. También se logra apreciar como la circulación anticiclónica en 200 mb, correspondiente a la onda de Rossby mencionada por Gill, avanza meridionalmente introduciendo humedad hacia las costas del Pacífico Mesoamericano.

a) 925 mb



b) 200 mb

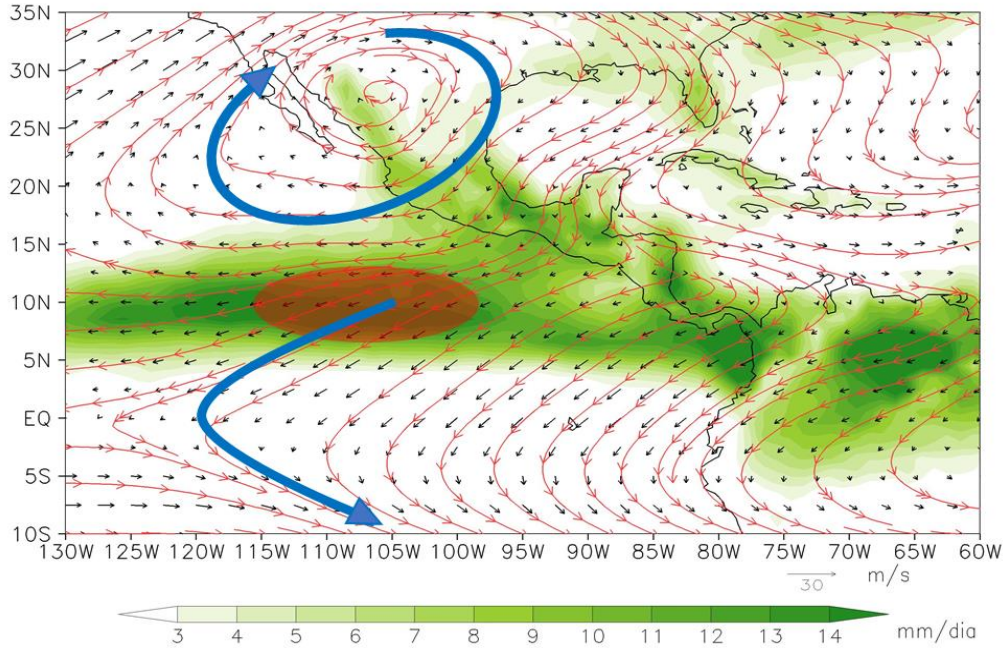


Figura 38. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en a) 925 mb y b) 200 mb posterior al inicio sobre el Noroeste de México (cuarta semana de junio).



### **3.5 Variaciones en la climatología (ENSO)**

Fenómenos de gran escala como El Niño Oscilación del Sur (ENSO) y La Niña resultan en variaciones interanuales en el ciclo de lluvias en Mesoamérica. El Niño es un fenómeno que corresponde a anomalías positivas de TSM sobre el Pacífico Tropical del Este, esto significa un incremento de 0.5 °C o más por encima de la media del periodo de 1950-1979, el caso contrario es La Niña con anomalías negativas. (Magaña, 1999)

En años Niño, durante el verano, la ZITC se localiza más cerca del ecuador geográfico, la cantidad de huracanes disminuye en el Atlántico el flujo de humedad que proviene del este aumenta al igual que la subsidencia en el norte de México. En consecuencia, los veranos suelen ser más cálidos y secos, relacionados con una disminución en las lluvias en México debido a un retraso en el inicio (fig.39). Por otra parte, en años Niña las condiciones atmosféricas son normales o cercanas a lo normal, y por tanto las lluvias de verano suelen ser normales o más intensas (Magaña, 1999).

El desplazamiento de la ZITC, el transporte de humedad y el desarrollo de actividad convectiva en el verano es resultado de una fuerte circulación meridional producida por el gradiente meridional de temperatura y presión superficial entre la alberca de agua caliente en la costa suroeste de México y la lengua de agua fría en el Pacífico Ecuatorial del Este (Xu et. al., 2005). Sin embargo, en años Niño, dicho gradiente meridional de temperatura y presión en superficie disminuye y, afecta el desplazamiento meridional de la ZITC, el

flujo de humedad, el desarrollo de actividad convectiva y por tanto la precipitación en la región de Mesoamérica (Uribe, 2002).

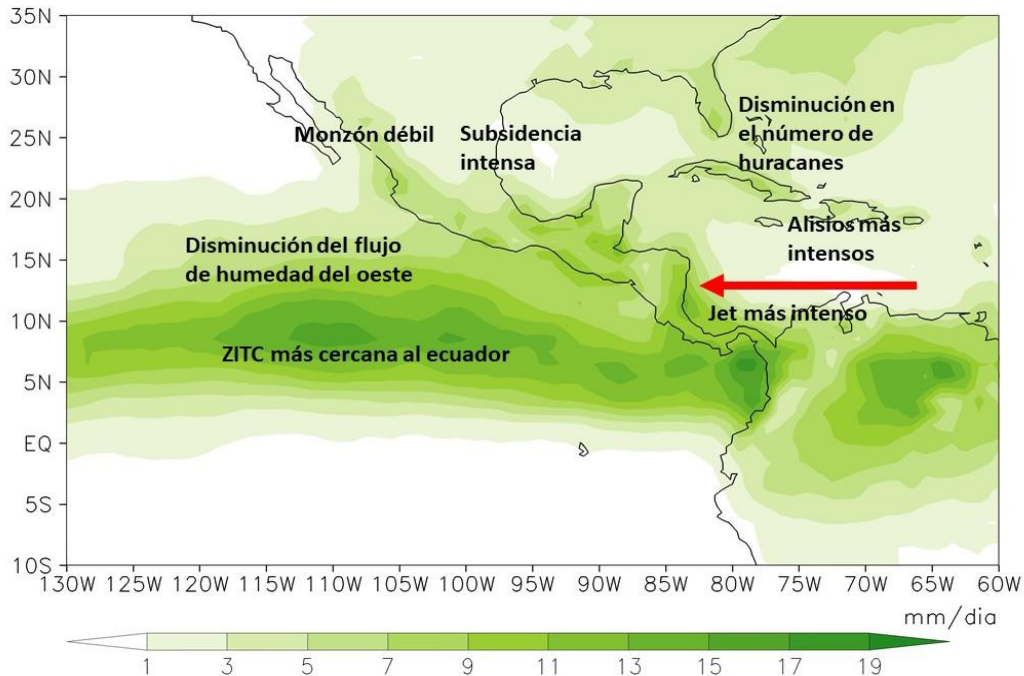


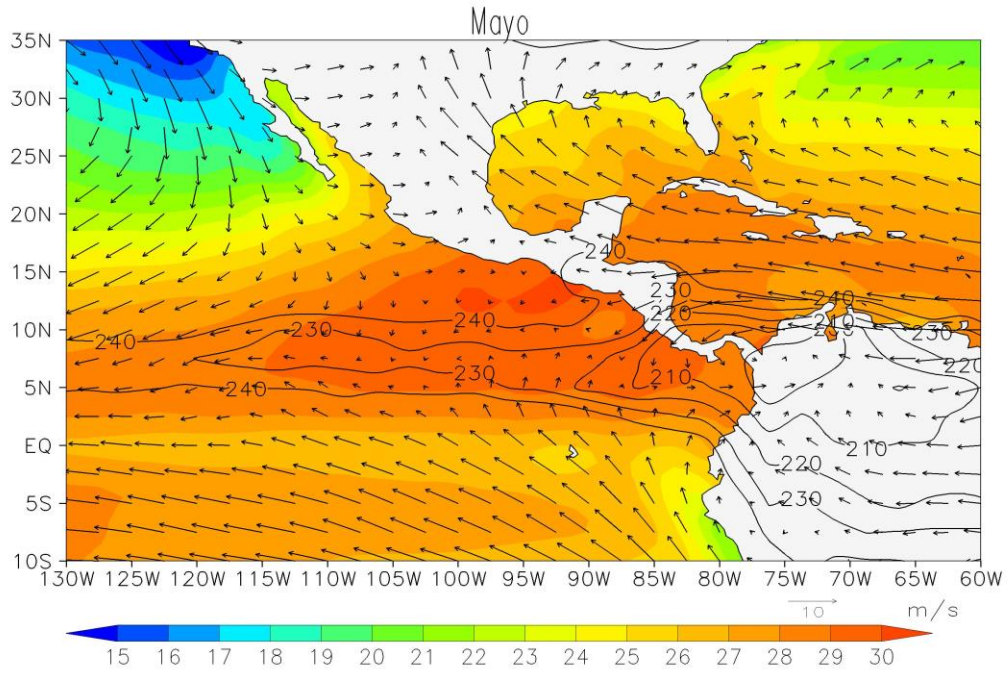
Figura 39. Impactos de El Niño en el clima de verano en México

Para entender lo que ocurre en años Niño y Niña se analizó la climatología de TSM, OLR y vientos en superficie (925 mb). Se utilizaron cinco años con inicios tardíos de lluvias: 1997, 1998, 2005, 2009 y 2010, los cuales cuatro fueron marcados como años El Niño (1997, 1998, 2009 y 2010). Por otro lado, los cinco con inicios normales o tempranos fueron 2000, 2001, 2003, 2004 y 2006, de los cuales tres se registraron como años La Niña (2000, 2001 y 2006).

La climatología mensual de TSM muestra que, cuando las lluvias inician tardíamente, en el mes de mayo, el contraste térmico entre la alberca de agua caliente en el Pacífico mexicano y la lengua de agua fría en las costas de Perú

no es tan fuerte como ocurre cuando las lluvias son normales. Debido a esto, el gradiente meridional de presión es menor y los vientos que cruzan el ecuador son menos intensos (fig.40a). En consecuencia, en veranos El Niño, los valores de OLR en la ZITC van de los  $210 \text{ Wm}^{-2}$  hasta los  $240 \text{ Wm}^{-2}$ , indicando que la actividad convectiva no es tan intensa y solo cubre parte de Centroamérica. Por el contrario, en el mes de mayo en años Niña, la actividad convectiva abarca hasta el suroeste de México y se observan valores más bajos de OLR en la región de la ZITC y al norte de Sudamérica, donde el OLR alcanza valores de hasta  $200 \text{ Wm}^{-2}$  (fig.40b).

a)



b)

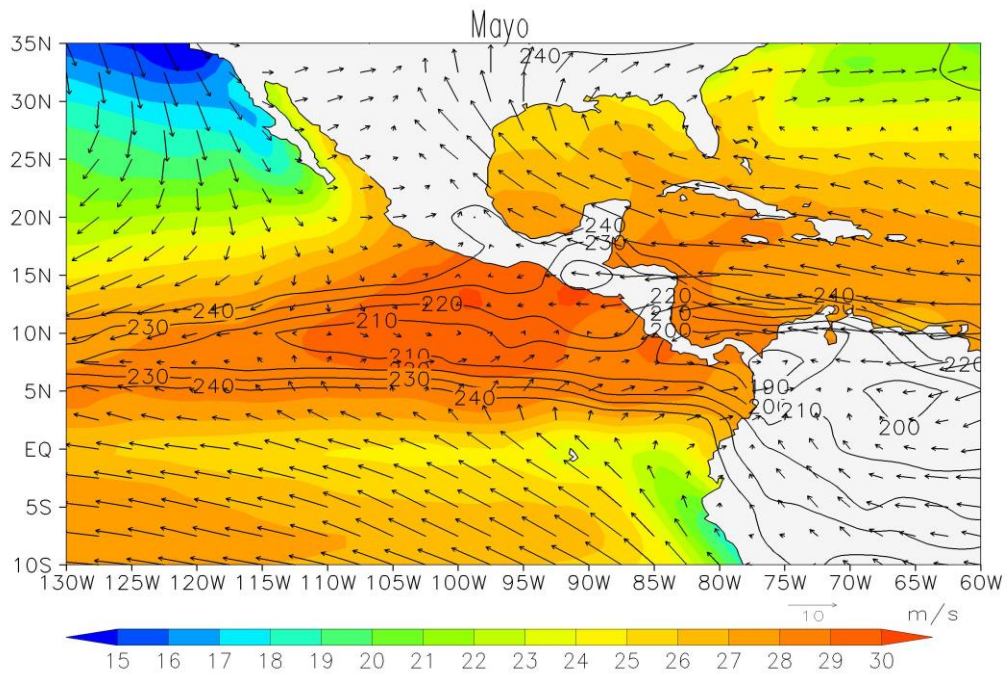
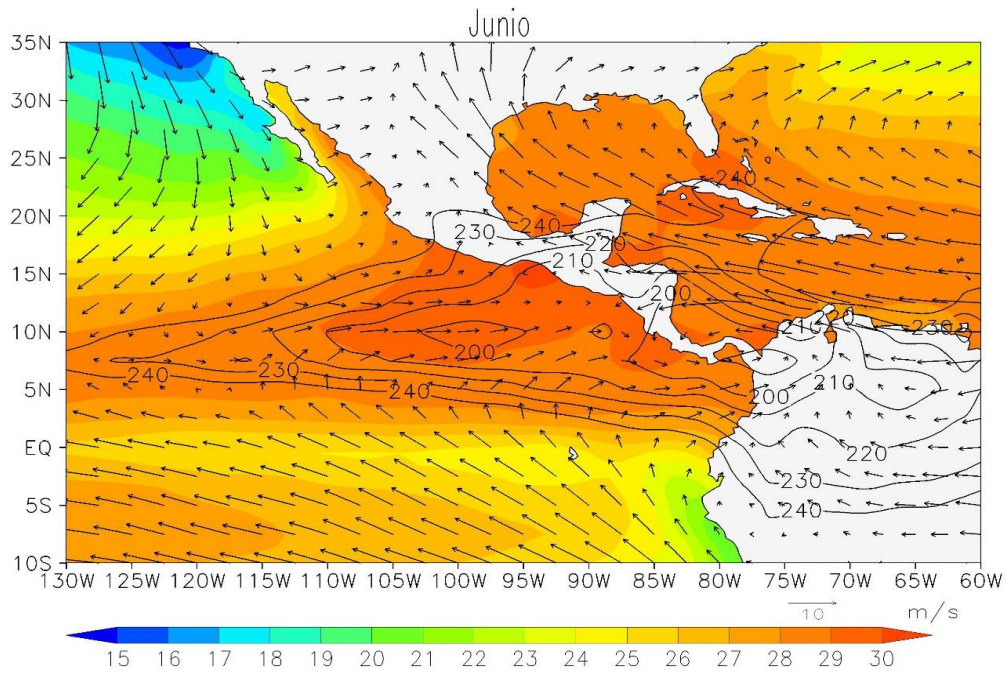


Figura 40. Climatología mensual de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ), OLR (contornos sólidos) en intervalo de  $190 \text{ Wm}^{-2}$  a  $240 \text{ Wm}^{-2}$  y vientos a 925 mb. a) Inicio tardío y b) inicio temprano para el mes de mayo.

En junio, durante los años con retraso en el inicio de las lluvias, la actividad convectiva se extiende, aproximadamente, hasta el estado de Jalisco con valores de  $240 \text{ W m}^{-2}$  y  $230 \text{ W m}^{-2}$  (fig. 41a). En el caso del inicio temprano de las lluvias, la actividad convectiva avanza hasta el norte de Jalisco abarcando hasta el estado de Nayarit y se registran valores de  $220 \text{ W m}^{-2}$  y  $240 \text{ W m}^{-2}$  (fig.41b).

En julio, cuando las lluvias inician de forma tardía la actividad convectiva continúa avanzando hacia el norte. Durante estos años la actividad convectiva en la región del noroeste de México no es tan intensa, ya que el valor de mínimo de OLR registrado en la región es de  $240 \text{ W m}^{-2}$  (fig. 42a), mientras que en años con inicio temprano se registran valores de OLR de  $240 \text{ W m}^{-2}$  y  $230 \text{ W m}^{-2}$  (fig.42b).

a)



b)

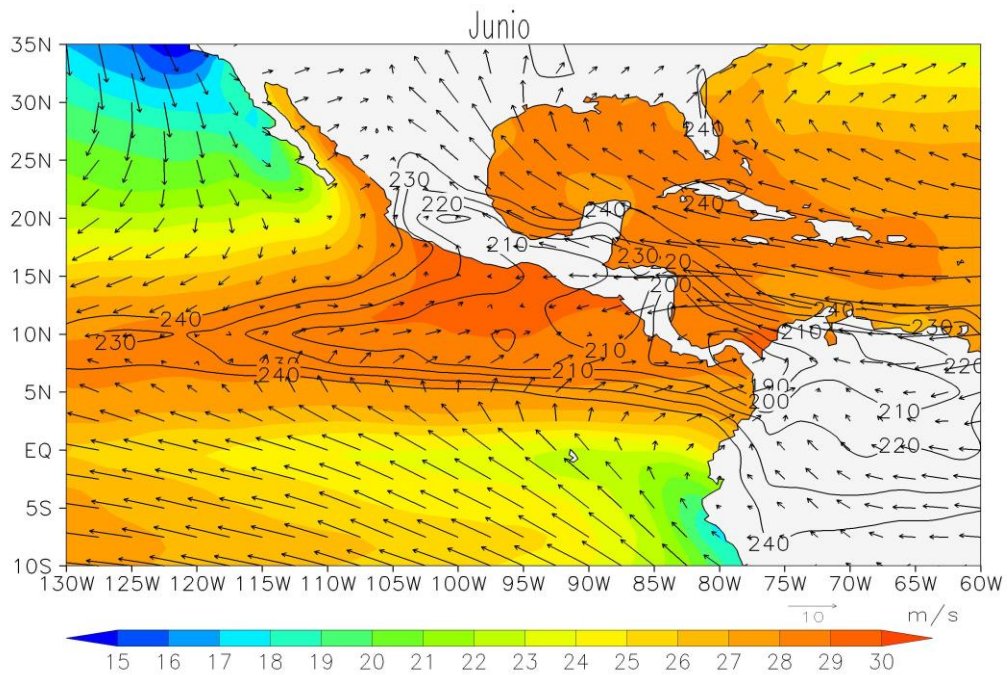
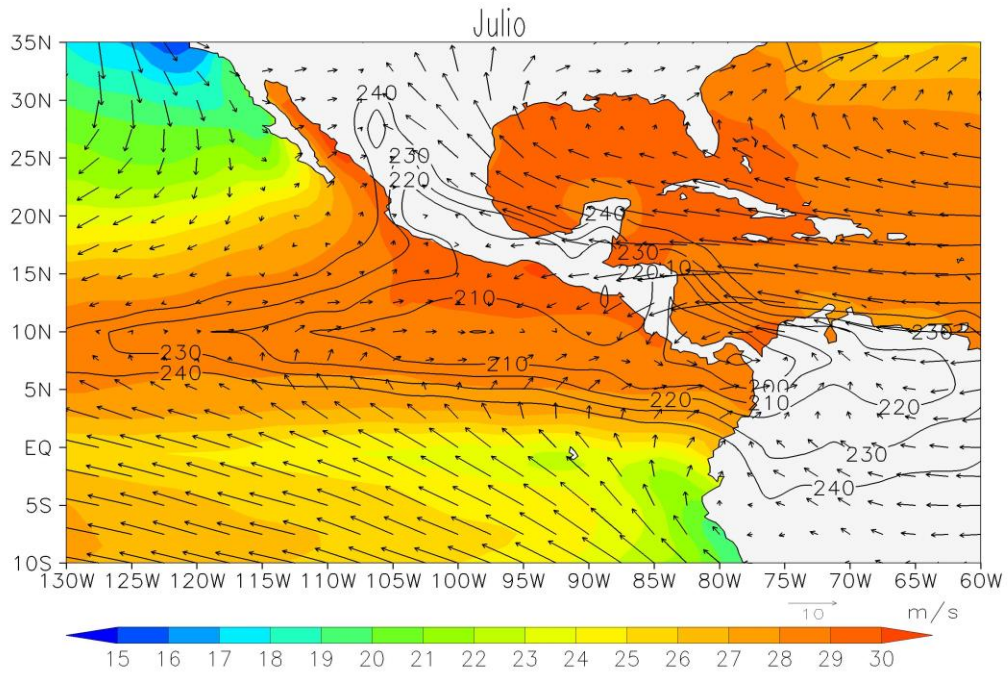


Figura 41. Climatología mensual de TSM (°C), OLR (contornos sólidos) en intervalo de 190 Wm<sup>-2</sup> a 240 Wm<sup>-2</sup> y vientos a 925 mb. a) Inicio tardío y b) inicio temprano para el mes de junio.

a)



b)

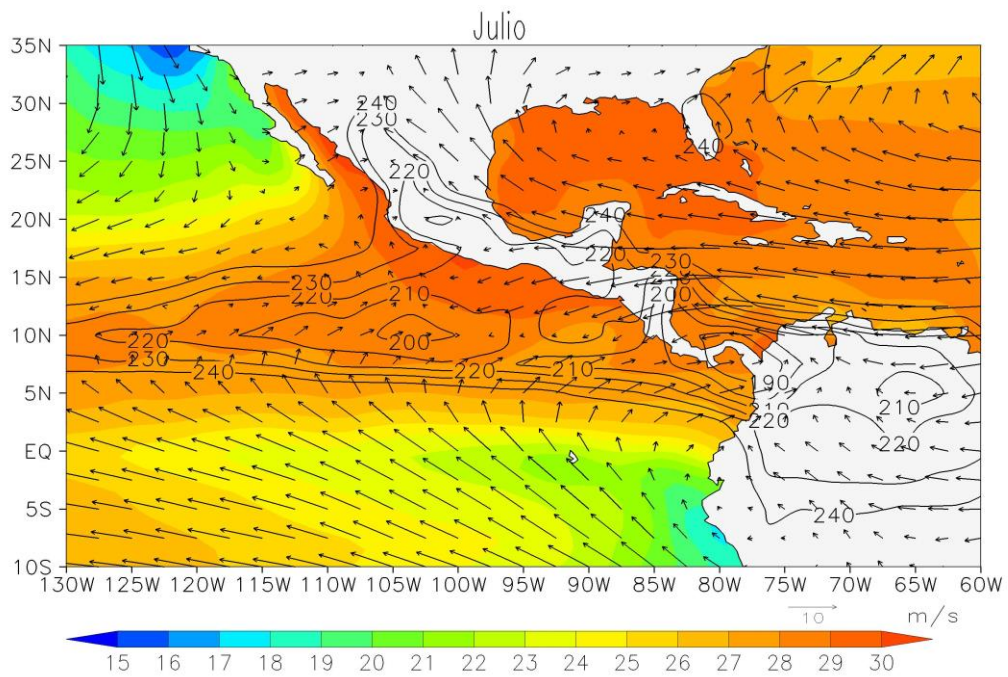


Figura 42. Climatología mensual de TSM (°C), OLR (contornos sólidos) en intervalo de 190 Wm<sup>-2</sup> a 240 Wm<sup>-2</sup> y vientos a 925 mb. a) Inicio tardío y b) inicio temprano para el mes de julio.

## 4. Conclusiones

### 4.1 Inicio de las lluvias en Mesoamérica , ¿predecibles?

Como se mencionó anteriormente, el gradiente de TSM juega un papel importante en la variación de la posición de la ZITC y, por tanto, en la generación de circulaciones que transportan humedad hacia la región costera de Mesoamérica y el inicio de las lluvias.

Utilizando el criterio planteado en este trabajo se lograron identificar los años cuando las lluvias se retrasan y cuando comienzan de manera normal o temprana. Por ejemplo, en el año de 1997 (fig. 43) para la región del suroeste de México, donde el retraso de las lluvias se observa con mayor claridad, se determinó que las lluvias se retrasaron e iniciaron hasta la primera semana de junio, es decir, tuvo un retraso de una semana respecto al inicio promedio para la región que es durante la tercera semana de mayo. Por otro lado, las lluvias en el año 2001 (fig. 44) iniciaron de forma temprana durante la segunda semana de mayo.

El año 1997 fue catalogado como año Niño, esto significa que el gradiente meridional de TSM y presión en superficie no son lo suficientemente grandes, por lo que, los flujos de humedad son más débiles y la actividad convectiva más intensa se localiza cerca del ecuador (fig. 43).



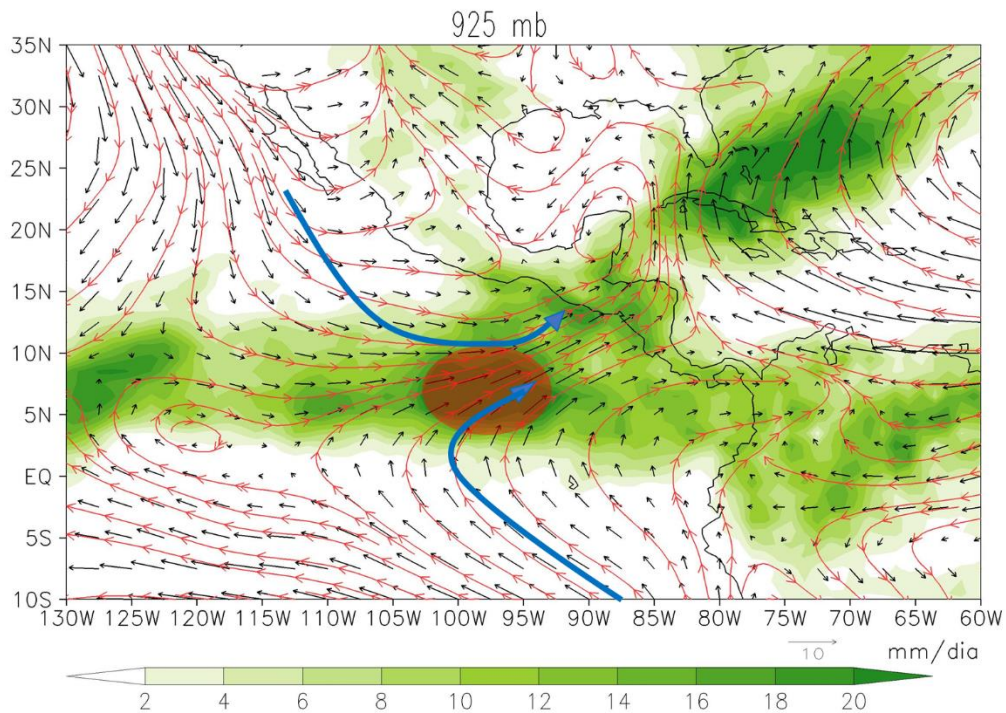


Figura 43. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en 925 mb en la semana siguiente al inicio sobre el suroeste de México en 1997.

En cambio, en el año 2001, las condiciones TSM son normales esto implica que los vientos en superficie provenientes del este y el sur son más intensos y las lluvias avanzan hasta localizarse entre los 10° N y los 15° N, cerca de las costas mexicanas favoreciendo el desarrollo de actividad conectiva y lluvias que incluso pueden iniciar de manera temprana (fig. 44).

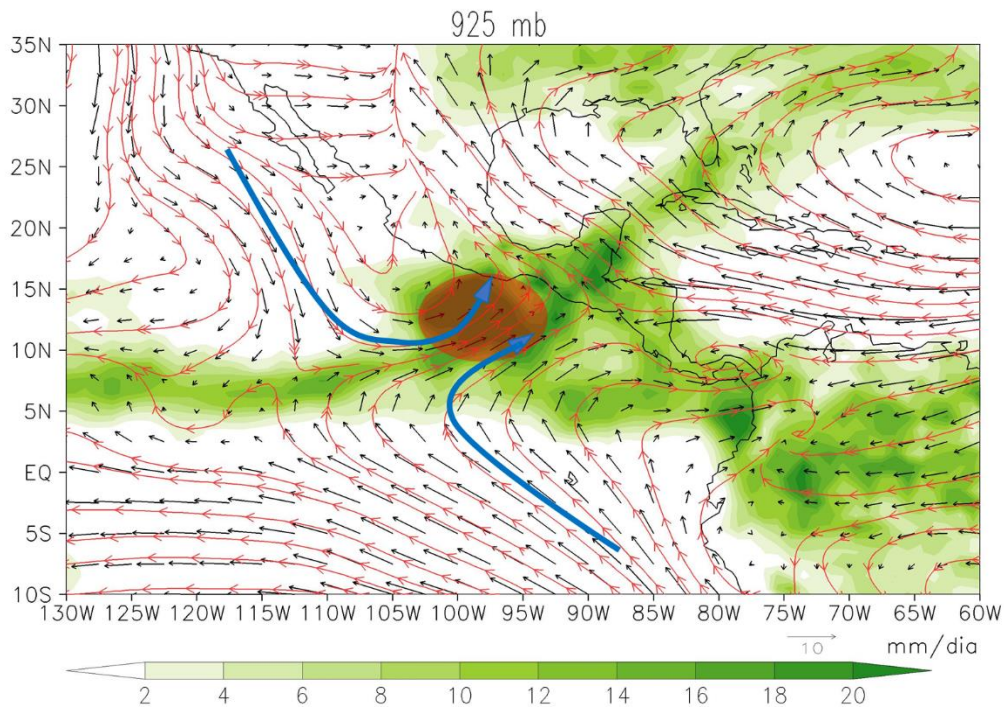


Figura 44. Precipitación (mm/día), campos de viento (m/s) y líneas de corriente (líneas rojas) en 925 mb en la semana siguiente al inicio sobre el suroeste de México en 2001.

#### 4.2 Avances hacia los esquemas de pronóstico en México

El diagnóstico del inicio de las lluvias, a partir del modelo teórico de Gill, depende de cómo el forzante convectivo avanza hacia el norte. Este forzante induce ondas de tipo Rossby y Kelvin estacionarias en superficie (925 mb), que transportan humedad desde el Océano Pacífico y el Caribe, y que convergen en las costas del Pacífico Mesoamericano.

Las circulaciones de tipo Gill, se puede observar con mayor claridad en niveles superiores de la atmosfera, por ejemplo, a 200 mb. En este nivel, podemos observar que, durante los últimos días de abril, las lluvias en Panamá y Costa Rica se deben al desplazamiento latitudinal de la ZITC. Aquí, la ZITC actúa como forzante convectivo e induce circulaciones que transportan humedad desde el

océano hacia el continente y promueven el desarrollo de actividad convectiva en Centroamérica.

Cuando las lluvias se localizan sobre Centroamérica, esta actividad convectiva induce flujos de humedad hacia el suroeste de México dando paso al inicio de las lluvias. A pesar de que en niveles bajos de la atmósfera se logra apreciar ligeramente una circulación similar al modelo de Gill cuando el forzante se localiza sobre Centroamérica, en niveles altos no se observa con tanta claridad. Sin embargo, cuando las lluvias se localizan en la región del suroeste y noroeste mexicano la circulación ciclónica encargada de llevar humedad hacia la costa es más evidente.

Posteriormente, en el noroeste de México las lluvias son resultado de la humedad transportada por las circulaciones inducidas por la actividad convectiva en el suroeste de México. Estas circulaciones de onda tipo Rossby y Kelvin estacionarias que Gill menciona en su modelo, son más evidentes cuando el forzante convectivo se ubica sobre el suroeste y el noroeste de México, especialmente en niveles superiores donde se observa que dicha circulación avanza hacia el conforme avanzan las lluvias (fig.45).

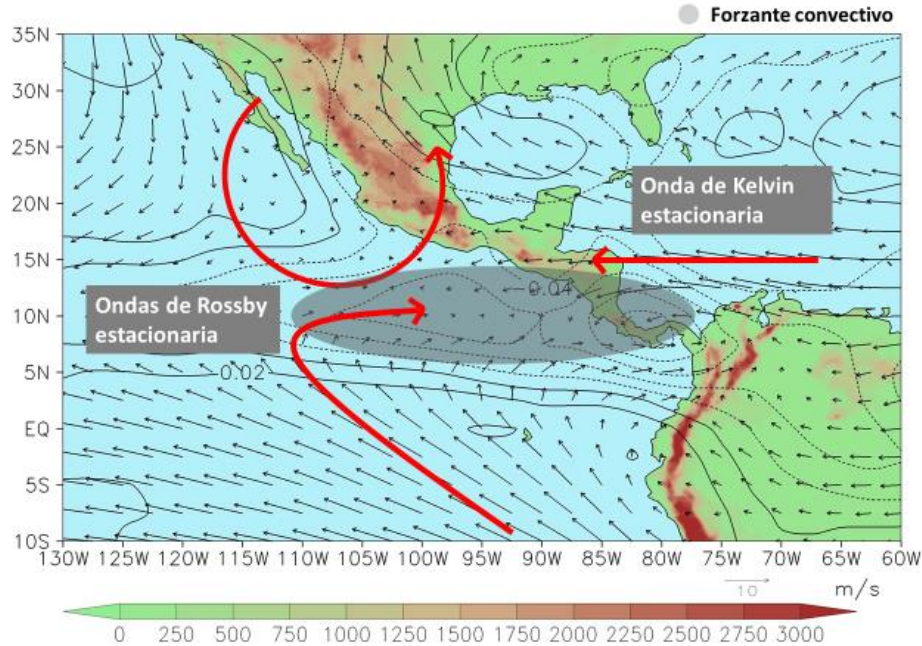


Figura 45. Representación esquemática de modelo de Gill. Campo de vientos en 925 mb y velocidad vertical en 500 mb (contornos) durante la temporada de verano.

Sin embargo, la posición y el desplazamiento de la ZITC depende del gradiente meridional de TSM, por lo que el retraso de las lluvias está relacionado con un débil gradiente meridional de TSM como ocurre en años El Niño. Esto se debe a que los flujos de humedad en superficie no cruzan con tanta intensidad hacia el norte, esto afecta el avance y la intensidad de la actividad convectiva y el inicio de las lluvias. Debido a esto la onda de Rossby estacionaria ubicada en las costas mesoamericanas también será afectada en su intensidad, ya que esta circulación responde de forma lineal a la intensidad de actividad convectiva.

### **4.3 Recomendaciones**

Para entender mejor la dinámica del avance meridional de las lluvias en las costas de mesoamericanas es necesario analizar y entender los distintos mecanismos y variables que intervienen en el proceso. Para esto, es importante contar con datos de una buena resolución tanto espacial como temporal, lo cual también permite realizar cálculos más precisos.

Por otro lado, el modelo de Gill muestra como son las circulaciones en respuesta a un forzante convectivo que se encuentra confinado en una región circular. Para poder observar cómo responden estas circulaciones a un forzante como la ZITC, la cual se presenta con una región alargada de convección profunda, será necesario hacer uso de modelos numéricos.

Las costas del Pacífico de Mesoamérica presentan una configuración orográfica que debe ser considerada para entender la distribución regional de la precipitación, debido a esto es de gran importancia saber qué papel juegan las cadenas montañosas de la región y que tanto contribuyen en el desarrollo de la convección (Castrejón, 2011).

## 5. Referencias

- 1) Barros, A. P. y Lettenmaier, D. P. . (1994). Dynamic modeling of orographically induced precipitation. *Reviews of Geophysics* (32), 265-284.
- 2) Berbery, E.H. y Fox-Rabinovitz, M.S. (2003). Multiscale diagnosis of the North American Monsoon System using a variable resolution GCM. *Journal of Climate* (16), 1929-1947.
- 3) Boyard-Micheau, J., Camberlin, P., Philippon, N. y Moron, V. (2013). Regional-scale rainy season onset detection: A new approach based on multivariate analysis. *Journal of Climate* (26), 8916–8928.
- 4) Castrejón Rodríguez, Elder. (2011). Análisis de la variación temporal de la precipitación y flujos de humedad en Puerto Ángel, Oaxaca, México. *Tesis de Licenciatura en Oceanología* , 76.
- 5) Englehart, P. J. y Douglas, A. V. (2001). The role of Eastern North Pacific tropical storms in the rainfall climatology of western Mexico. *International Journal of Climatology* (21), 1357-1370.
- 6) Englehart, P. J. y Douglas, A. V. (2002). México's summer rainfall patterns: an analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmosfera* (15), 147-164.
- 7) Gill, A.E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (106), 447-462.
- 8) González, M., Vera, C. S., Liebmann, B., Marengo, J. A., Kousky, V., y Allured, D. (2007). The nature of the rainfall onset over central South America. *Atmósfera* (20), 377-394.

- 9) Herrera, E., Magaña, V. y Caetano, E. (2014). Air–sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *International Journal of Climatology* (35), 1569–1578.
- 10) Higgins, R.W., Yao, Y. y Wang, X.L. (1997). Influence of the North American Monsoon System on the U.S. summer precipitation regime . *Journal of Climate* (10), 2600-2622.
- 11) Higgins, R. W., Chen, Y., y Douglas, A.V. (1999). Interannual variability of the North American warm season precipitation regime. *Journal of Climate* (12), 653-680.
- 12) Holton, J. R. (2004) 4ta edición. *An introduction to dynamic meteorology*. EUA: Elsevier Academic Press.
- 13) Huffman, G.J., R.F. Adler, M.M. Morrissey, D.T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, and J. Susskind. (2001). Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations. *Journal of Hydrometeorology* (2), 36-50.
- 14) Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. and Josep, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* (77), 437-472.
- 15) Kousky, V. E. (1988). Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Reivista Brasileira de Meteorologia* (3), 217-231.
- 16) Liebmann, B. y Marengo, J.A. (2001). Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate* (14), 4308 - 4318.

- 17) Liebmann, B., Camargo, S.J., Seth, A., Marengo, J.A., Carvalho, Leila M.V, Allured, D., Fu, R. y Vera, C.S. (2007). Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate*, 2037 - 2050.
- 18) Magaña, V. (1999). *Los impactos de El Niño en México*. México: Dirección General de Protección Civil - Secretaría de Gobernación, 229.
- 19) Magaña, V., Amador, J.A. y Medina, S. (1999a). The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate* (12), 1577 - 1588.
- 20) Magaña, V., Vázquez, J.L., Pérez, J.L. y Pérez, J.B. (2002). Impact of El Niño on precipitation in México. *Geofísica Internacional* (42), 313 - 330.
- 21) Magaña, V. y Caetano, E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophysical Research Letters* (32), 4.
- 22) Matsuno, T. (1966). Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* (44), 25-43.
- 23) Medina-Elizalde, M., y Rohling, E. J. . (2012). Collapse of classic maya civilization related to modest reduction in precipitation. *Science* (335).
- 24) Molinari, J., Knight, D., Dickinson, M., Vollaro, D. y Skubis, S. (1997). Potential Vorticity, Easterly Waves, and Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review* (125), 2699–2708.
- 25) Nachamkin, J. (2004). Mesoscale verification using meteorological composites. *Monthly Weather Review* (132), 941–955.
- 26) Nakaegawa, T., Arakawa, O. y Kamiguchi, K. (2015). Investigation of Climatological Onset and Withdrawal of the Rainy Season in Panama Based on a Daily Gridded Precipitation Dataset with a High Horizontal Resolution. *Journal of Climate* (28), 2745–2763.



- 27) Peixoto, J.P. y Oort, A.H. (1992) Primera edición. *Physics of Climate*. American Institute of Physics.
- 28) Peña, M. y Douglas, M. W. (2002). Characteristics of wet and dry spells over the Pacific Side of Central America during the rainy season. *Monthly Weather Climatology (130)*, 3054-3073.
- 29) Prasad, K.D. y Bansod, S.D. (2000). Interannual variations of outgoing longwave radiation and Indian summer monsoon rainfall. *International Journal of Climatology (20)*, 1955-1964.
- 30) Reynolds, R.W., Rayner, N.A., Smith, T.M., Stokes, D.C. y Wang, W. (2002). An improved In situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate (15)*, 1609–1625.
- 31) Sardeshmukh, P. D. y Hoskins, B. J. . (1985). Vorticity balances in the tropics during the 1982-83 El Niño-Southern oscillation event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society (111)*, 261-278.
- 32) Schneider, T. , Bischoff, T. y Haug, G.H. (2014). Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature (513)*, 45-53.
- 33) Tian, B. y Ramanathan, V. (2003). A simple moist tropical atmosphere model: The role of cloud radiative forcing. *Journal of Climate (16)*, 2086–2092.
- 34) Tourigny, E., y Jones, C. G. (2009). An analysis of regional climate model performance over the tropical Americas. Part II: Simulating seasonal variability of precipitation associated with ENSO forcing. *Tellus (61A)*, 343-356.
- 35) Uribe Alcántara, E. M. (2002). El inicio de la temporada de lluvias en la costa sudoeste de México: relaciones para su diagnóstico y pronóstico. *Teisis de Maestría en Ciencias*, 69.

- 36) van Zomeren, J. y van Delden, A. (2007). Vertically integrated moisture flux convergence as a predictor of thunderstorms. *Atmospheric Research* (83), 435 - 445.
- 37) Wang, P.X., Wang, B., Cheng, H., Fasullo, J., Guo, Z. T., Kiefer, T. y Liu, Z.Y. (2014). The global monsoon across timescales: coherent variability of regional monsoons. *Climate of the Past* (10), 2007-2052.
- 38) Xie, S. P., Xu, H., Kessler, W. S. y Nonaka, M. (2005). Air–sea interaction over the Eastern Pacific Warm Pool: gap winds, thermocline dome, and atmospheric convection. *Journal of Climate* (18), 5 - 20.
- 39) Xu, H., Xie, S., Wang, Y. y Small, R.J. (2005). Effects of Central American Mountains on the Eastern Pacific Winter ITCZ and moisture transport. *Journal of Climate* (18), 3856–3873.
- 40) Zhang, G. y Wang, Z. (2015). Interannual variability of tropical cyclone activity and regional Hadley circulation over the Northeastern Pacific. *Geophysical Research Letters*, 2473-2481.

### Consultas de Internet

<sup>1</sup><http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NASA/.GPCP/.V1DD/.V1p2/.prcp/#info>

<sup>2</sup><https://www.wunderground.com/wundermap>

<sup>3</sup><https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>

<sup>4</sup>[https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.EMC/.CMB/.GLOBAL/.Reyn\\_SmithOlv2/.monthly/.sst/](https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.EMC/.CMB/.GLOBAL/.Reyn_SmithOlv2/.monthly/.sst/)

<sup>5</sup><https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.CPC/.GLOBAL/.monthly/.olr/>