



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

**INICIO DE LA TEMPORADA DE LLUVIAS Y FLUJOS DE HUMEDAD EN
LAS COSTAS DEL PACÍFICO MESOAMERICANO**

T E S I S

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

PRESENTA:
SONIA GUADALUPE DÍAZ ALCÁNTARA

DIRECTOR DE TESIS:
DR. VÍCTOR ORLANDO MAGAÑA RUEDA
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, DICIEMBRE 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

A mis papás, mi hermana, 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 experiencias. Por darme la oportunidad de trabajar con el grupo, y en especial por todo el apoyo, consejos y la paciencia durante este proceso.

Al Dr. Ernesto Dos Santos Caetano Neto y el Dr. Tomás Morales Acoltzi quienes formaron parte del comité evaluador durante la maestría, por sus aportaciones y comentarios, que me ayudaron al desarrollo de este trabajo.

A los miembros del jurado: Dra. Marni Margarita Pazos Espejel, Dr. Juan Matías Méndez Pérez, Dr. Tomás Morales Acoltzi y Dr. David Maximiliano Zermeño Díaz por aceptar ser jurados en el examen de maestría, y por el tiempo dedicado en la revisión de mi trabajo de tesis, así como sus aportaciones y comentarios.

Al Ing. Gustavo Vázquez Cruz por el apoyo técnico para la obtención y procesamientos de los datos utilizados, así como los consejos durante el desarrollo de mi trabajo de tesis.

A la UNAM, al Posgrado en Ciencias de la Tierra y al CONACyT por el apoyo de beca.

Índice

Resumen	3
Índice de figuras	4
1. Introducción.....	8
1.1 Importancia de las lluvias en Mesoamérica	8
1.2 Ciclo anual del clima de Mesoamérica	10
1.3 Clima de verano en Mesoamérica	14
1.4 Inicio de las lluvias de verano en Mesoamérica	16
1.5 Hipótesis.....	18
1.6 Objetivos	19
1.6.1 Objetivo general	19
1.6.2 Objetivos particulares.....	19
2. Datos y metodología.....	20
2.1 Datos de precipitación a nivel regional	20
2.2 Datos de reanálisis ERA-5 y NCEP	22
2.3 Datos de reanálisis de Calentamiento Convectivo Profundo	24

2.4	Criterio para establecer el inicio de la temporada de lluvias de verano.....	25
2.5	Un modelo de aguas someras.....	26
3.	Resultados.....	27
3.1	Humedad atmosférica y convección en el Pacífico del Este.....	27
3.2	La estructura espacial del forzante convectivo en la ITCZ.....	31
3.3	Hacia el inicio de las lluvias de verano en el sur de México	38
3.4	Sobre el inicio de las lluvias en la costa sur de México	42
3.5	Respuesta atmosférica al forzante convectivo.....	44
3.6	Dinámica atmosférica y el inicio de las lluvias en el Pacífico Mexicano.....	55
4.	Conclusiones	59
5.	Referencias	62
6.	Anexos.....	69
	Anexo I. Artículo en revisión	69

Resumen

La temporada de lluvias de verano en la región Mesoamérica es de gran importancia para el desarrollo de diversas actividades socioeconómicas. Identificar el inicio de las lluvias en esta región es clave para entender un verano seco o lluvioso. Se han propuesto diversos los criterios para establecer el inicio de la temporada de lluvias de verano. En el presente trabajo, se propone un método para determinar cuando comienzan las lluvias en la costa del Pacífico Mexicano, así como un mecanismo dinámico para entender los procesos relacionados. El incremento de actividad convectiva en la Zona Intertropical de Convergencia (ITCZ, por sus siglas en inglés) en el Pacífico del Este actúa resulta en un forzante convectivo que mantiene una onda de Rossby casi estacionaria (Gill, 1980). La circulación de niveles bajos inducida conlleva flujo de humedad hacia la costa sur del Pacífico Mexicano que, al interactuar con la topografía, da como resultado el desarrollo de nubes convectivas y lluvias. La ubicación de la convección intensa en la ITCZ es determinante en la posición de la circulación ciclónica casi estacionaria y por tanto en la dirección del flujo de humedad. La evolución espaciotemporal del forzante convectivo determina la fecha del inicio de las lluvias a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano, el desplazamiento hacia el oeste - noroeste del forzante convectivo permite que los flujos de humedad alcancen latitudes hacia el noroeste de México. Dicha migración parece estar determinada por el flujo de humedad asociado al Jet del Caribe de Niveles Bajos (CLLJ, por sus siglas en inglés), por lo que, la interacción entre el Mar Caribe y el Pacífico del Este es clave la variabilidad del clima sobre el Pacífico Mexicano.

Índice de figuras

<i>Figura 1. Mapa de la región de Mesoamérica.....</i>	<i>8</i>
<i>Figura 2. Climatología de precipitación (mm/mes) (TRMM, 1998 – 2019), temperatura máxima (línea roja) y temperatura mínima (línea azul) en Mesoamérica (promedio espacial) (NCEP-NCAR Reanalysis 1, 1981 – 2010).....</i>	<i>11</i>
<i>Figura 3. Climatología mensual de la temperatura superficial del mar (SST) en °C (color), contorno de SST de 28°C (línea punteada) y actividad convectiva (OLR) $W m^{-2}$ (contornos) de a) mayo, b) junio, c) julio y d) agosto. (NCEP, 1981 – 2010).</i>	<i>13</i>
<i>Figura 4. Climatología mensual de tasa promedio de precipitación (mm/día) para los meses entre a) mayo, b) junio, c) julio y d) agosto. (TRMM, 1998 – 2019).....</i>	<i>15</i>
<i>Figura 5. Modelo de Gill para el caso antisimétrico. Vectores de vientos con a) contornos de velocidad vertical y b) contornos de presión. Tomado de Gill (1980).</i>	<i>17</i>
<i>Figura 6. Estaciones climatológicas en la costa del Pacífico de México (CONAGUA-SMN).</i>	<i>21</i>
<i>Figura 7. Criterio para el calcular el inicio de las lluvias comenzando en el día 140. Ajuste de pendientes a la lluvia acumulada en 10 días, pendiente 1 ($m=1.6$) línea punteada azul y pendiente 2 ($m=2.1$), precipitación diaria (mm/día) (barras) y precipitación acumulada (mm) línea verde. La flecha roja el día marcado como inicio, día 142.....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 8. Promedio de junio a septiembre de vientos en 925 hPa ($m s^{-1}$) (vectores) (ERA-5, 1979 – 2018) y tasa de precipitación ($mm día^{-1}$) (sombreado verde) (TRMM, 1998 – 2019).....</i>	<i>28</i>
<i>Figura 9. Climatología de OLR ($W m^{-2}$) en los meses de a) mayo, b) junio y c) julio. (NCEP, 1981 – 2010).</i>	<i>29</i>
<i>Figura 10. Perfil zonal mensual de OLR ($W m^{-2}$) (mayo a septiembre) entre 10-12°N (NCEP, 1981 – 2010).</i>	<i>31</i>

Figura 11. Climatología mensual de VIMF entre 1000 y 700 hPa ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) (vectores), convergencia de VIMF (mm día^{-1}) (sombreado de rojo a azul) y PW (mm) (contorno verde) para a) mayo, b) junio, c) julio y d) agosto..... 34

Figura 12. Diagrama de dispersión de la climatología diaria de PW (mm) y tasa de precipitación (mm día^{-1}) en Zihuatanejo. La línea roja marca el valor de 40 mm de PW..... 35

Figura 13. Perfil vertical de a) calentamiento convectivo profundo (K s^{-1}) y b) velocidad vertical (ω) (Pa s^{-1}) para el punto 85°W y 6.5 N para la climatología (1979 – 2014) de los meses de mayo (línea azul), junio (línea naranja) y julio (línea gris). 36

Figura 14. Climatología de DCH (contorno rojo, K día^{-1}) en niveles sigma (0.3122) con campos de velocidad vertical (sombreado de azul a naranja, Pa s^{-1}) (izquierda), y tasas de precipitación (mm día^{-1}) (derecha) para a) mayo, b) junio y c) julio..... 38

Figura 15. Diagrama de Hovmöller de OLR ($\leq 220 \text{ W m}^{-2}$), VIMF (ver vector de referencia) y convergencia de VIMF (componente zonal) (contornos negros) entre $10 - 12^\circ\text{N}$ entre abril y septiembre para el año 2000. Intervalo de contorno 10 mm día^{-1} . La línea verde corresponde a la fecha de inicio de las lluvias de verano del sur de México (día juliano 148). 40

Figura 16. Diagrama de Hovmöller de OLR ($\leq 220 \text{ W m}^{-2}$), VIMF (ver vector de referencia) y convergencia de VIMF (componente zonal) (contornos negros) entre $10 - 12^\circ\text{N}$ entre abril y septiembre para el año 2005. Intervalo de contorno 10 mm día^{-1} . La línea verde corresponde a la fecha de inicio de las lluvias de verano del sur de México (día juliano 169). 41

Figura 17. Promedio de años con inicios a) tempranos y b) tardíos de la tasa de precipitación diaria (mm día^{-1}) (barras verdes) y PW (mm) (línea morada). La línea roja marca los 40 mm de PW y la línea naranja el inicio aproximado de las lluvias. 43

Figura 18. Cambios en VIMF (vectores) ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), divergencia de VIMF (mm día^{-1}) (sombreado de café a verde) y cambios en la tasa de precipitación (mm día^{-1}), positivo (azul) y negativo (rojo) de mayo a junio. 45

Figura 19. Simulación de campos de viento y presión en niveles bajos de la respuesta casi estacionaria al forzante convectivo (círculo rojo) fuera del ecuador ($y=1$) (Gill, 1980). 46

Figura 20. Cambios en VIMF (vectores) ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), divergencia de VIMF (mm día^{-1}) (sombreado de café a verde) y cambios en la tasa de precipitación (mm día^{-1}), positivo (azul) y negativo (rojo) de junio a julio. 47

Figura 21. Patrón promedio de flujos de humedad promedio de 1000 a 850 hPa ($\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$) y velocidad vertical en 300 hPa (Pa s^{-1}) (color) para a) los 10 días previos al inicio de las lluvias y b) para los 10 días posteriores al inicio de las lluvias en Zihuatanejo, Guerrero con inicio en la 1ra semana de junio. 48

Figura 22. Patrón promedio de precipitación (mm día^{-1}) (color), flujo de humedad promediado de 1000 a 850 hPa y contornos de convergencia de humedad ($\text{g Kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$), los contornos rojos (valores negativos) indican convergencia y los contornos azules (valores positivos) indican divergencia para la diferencia de los 10 días posteriores menos los 10 días previos al inicio de las lluvias para el inicio de las lluvias en Zihuatanejo, Guerrero con inicio en la 1ra semana de junio. 49

Figura 23. Patrón promedio de flujos de humedad promedio de 1000 a 850 hPa ($\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$) y velocidad vertical en 300 hPa (Pa s^{-1}) (color) para a) 10 días previos y b) 10 días posteriores al inicio de las lluvias en Puerto Vallarta, Jalisco con inicio en la 2da semana de junio. 50

Figura 24. Simulación de campos de viento y presión en niveles bajos de la respuesta casi estacionaria al forzante convectivo (círculo rojo) fuera del ecuador ($y=2$) (Gill, 1980). 50

Figura 25. Patrón promedio de flujos de humedad promedio de 1000 a 850 hPa ($\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$) y velocidad vertical en 300 hPa (Pa s^{-1}) (color) para a) los 10 días previos

al inicio de las lluvias y b) para los 10 días posteriores al inicio de las lluvias en Mazatlán, Sinaloa con inicio en la 4ta semana de junio. 51

Figura 26. Patrón promedio de precipitación (mm día^{-1}) (color), flujo de humedad promediado de 1000 a 850 hPa y contornos de convergencia de humedad ($\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$), los contornos rojos (valores negativos) indican convergencia y los contornos azules (valores positivos) indican divergencia para la diferencia de los 10 días posteriores menos los 10 días previos al inicio de las lluvias para el inicio de las lluvias en Mazatlán, Sinaloa con inicio en la 4ta semana de junio. 53

Figura 27. Cambios en vientos de superficie (10 m), SST (sombreado de azul a rojo) y OLR (líneas verdes) entre junio y julio. 55

Figura 28. Serie diaria (2000 – 2018) de abril a septiembre de PW (mm) (línea morada) y divergencia de VIMF (mm día^{-1}) (línea naranja) en Zihuatanejo, Guerrero. 56

Figura 29. Serie diaria (2000 – 2018) de abril a septiembre de PW (mm) (línea morada) y divergencia de VIMF (mm día^{-1}) (línea naranja) en Puerto Vallarta, Jalisco. 57

Figura 30. Serie diaria (2000 – 2018) de abril a septiembre de PW (mm) (línea morada) y divergencia de VIMF (mm día^{-1}) (línea naranja) en Mazatlán, Sinaloa. ... 58

Figura 31. Secuencia de eventos que dan inicio a las lluvias sobre la costa del Pacífico Mexicano. 61

1. Introducción

1.1 Importancia de las lluvias en Mesoamérica

La región de Mesoamérica abarca parte del territorio de México, desde el estado de Nayarit hasta la región de Costa Rica (fig.1). En ella, el inicio e intensidad de las lluvias de verano resultan de gran importancia para diversas actividades socioeconómicas como: la agricultura, la ganadería, la generación de energía hidroeléctrica y las comunicaciones. Además, es durante esta época cuando los ecosistemas salen del estrés hídrico del estiaje para comenzar su reverdecimiento. Un inicio tardío de las lluvias puede derivar en consecuencias negativas en socio-ecosistemas vulnerables, como son las sequías hidrológicas (Magaña et al., 2021) o los incendios forestales (Galván y Magaña, 2020).

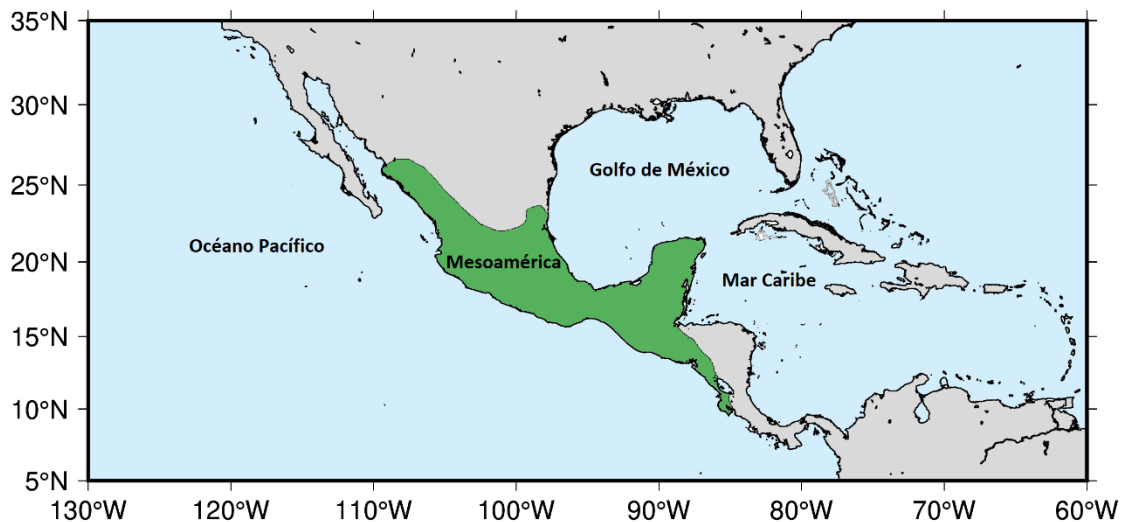


Figura 1. Mapa de la región de Mesoamérica

En el transcurso de este trabajo la región Mesoamericana será una referencia genérica para hablar de territorio que abarca desde el centro-occidente de México hasta la región Centroamericana, con énfasis en la zona costera del Pacífico. Las

variaciones en el ciclo anual de precipitación han sido parte de la historia de la región (García-Acosta, 1997). Los periodos húmedos o de sequía han sido determinantes en el desarrollo o colapso de grandes civilizaciones (Medina – Elizalde y Rohling, 2012).

En Mesoamérica, las lluvias de verano inician durante el mes de mayo y finalizan en septiembre. Durante esta época se registra alrededor del 60% de la precipitación anual (Méndez y Magaña, 2010). La precipitación acumulada de verano puede variar de un año a otro, tanto en cantidad, como en su inicio y término. En gran parte de Mesoamérica, durante el evento El Niño de 1997 – 1998 se registró una disminución de las lluvias de verano incluyendo un retraso en el inicio de la temporada de lluvias que resultó en numerosos desastres (Magaña, 1999). Uno de los sectores que mayormente resiente el retraso en las lluvias de verano es el de la agricultura de temporal. Existen incluso dichos populares que hacen referencia al inicio y la temporada de lluvias como momentos clave en la actividad asociada con la siembra y la cosecha: “lo que San Juan (24 de junio) no ve nacido, San Pedro (29 de junio) lo da por perdido”. Así, entender el clima y los factores que modulan el inicio y cantidad de precipitación de verano en la región de Mesoamérica es un reto de gran relevancia ambiental, económica y social.

Identificar el inicio de la temporada de lluvias de verano ha sido tema de estudio en distintas regiones del mundo (Carvalho y Jones, 2015), principalmente en los trópicos. Numerosas metodologías han sido propuestas para establecer cuando inician las lluvias, principalmente para fines de planeación agrícola. Sin embargo, son menos los trabajos que se enfocan en los procesos dinámicos que determinan el inicio de las lluvias de verano, ya que esto requiere conocimiento sobre los sistemas meteorológicos que resultan en convección tropical.

A lo largo de varios años se han propuesto diversos criterios y métodos, la mayoría de ellos empíricos, para establecer el inicio de las lluvias de verano en distintas regiones del mundo. Casi todos utilizan datos de precipitación continua por varios días (Higgins et al., 1999; Liebmann y Marengo, 2001; Liebmann et al., 2007; Ferijal et al., 2022), aunque algunos hacen referencia a datos de radiación saliente de onda larga (OLR, por sus siglas en inglés) por debajo de un valor umbral por varios días como sinónimo de actividad convectiva continua (Kousky, 1988). Pero, no existe un único criterio o método para identificar el inicio de las lluvias o su evolución durante el verano.

Por lo anterior, un problema de la variabilidad climática es analizar no solo cuando inician las lluvias, sino comprender que procesos resultan en tal evento. Una teoría en este sentido puede llevar a revisar los esquemas de pronóstico meteorológico y climático a mediano y largo plazo que se usan para dar información a sectores como el agrícola o manejo del agua.

1.2 Ciclo anual del clima de Mesoamérica

El clima de Mesoamérica es considerado de tipo monzónico, ya que en el invierno (noviembre – abril) es relativamente seco y frío, mientras que en verano (mayo – octubre) es por lo general lluvioso y cálido. Durante invierno, las lluvias son escasas y producidas por sistemas frontales de latitudes medias (Pérez et al., 2014). La temperatura transita de valores bajos a altos durante la primavera, mismos que disminuyen al aparecer nubes precursoras de lluvias hacia el mes de mayo. Así, en los meses de verano, las lluvias son abundantes y resultado de ondas del este, ciclones tropicales o tormentas convectivas de mesoescala (fig. 2).

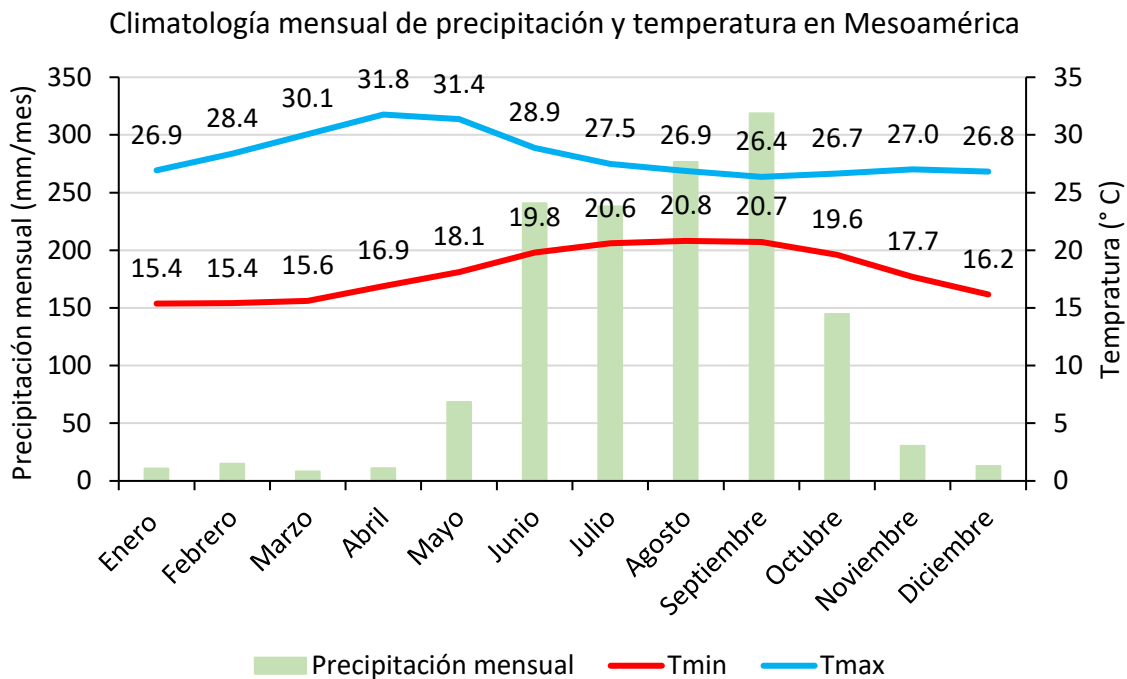


Figura 2. Climatología de precipitación (mm/mes) (TRMM, 1998 – 2019), temperatura máxima (línea roja) y temperatura mínima (línea azul) en Mesoamérica (promedio espacial) (NCEP-NCAR Reanalysis 1, 1981 – 2010).

La estacionalidad climática se relaciona en buena medida con el ciclo anual de la radiación solar (Xie et al., 2005), pero también con numerosas interacciones entre el flujo medio y los transientes. Durante el mes de mayo, la temperatura superficial de mar (SST, por sus siglas en inglés) y del continente se incrementa (fig.3a) lo que permite una mayor cantidad de humedad en el aire y menor estabilidad atmosférica. En los meses de verano (junio-julio), el incremento de la temperatura superficial del mar (SST) en el Pacífico del Este rebasa los 28°C (fig.3b y 3c), es decir el valor umbral de una alberca de agua caliente, en donde tiende a incrementarse la actividad convectiva profunda. Dicho incremento se refleja en mayor convección tropical, en donde valores de $OLR \leq 220 \text{ W m}^{-2}$ son un indicador de lluvias intensas (K.D. Prasad y S.D. Bansod, 2000; M. González et al., 2007; Kousky, 1988). De acuerdo con la relación de Clausius-Clapeyron, la actividad convectiva aumenta de forma

exponencial con SST mayor a 27° C, esto se mantiene principalmente donde se observa la Zona Intertropical de Convergencia (ITCZ, por sus siglas en inglés) sobre el Pacífico del Este tropical (Herrera et al., 2015). En agosto se mantiene la condición de una SST por encima de los 28° C dominando la mayor parte del Pacífico tropical del Este y los Mares Intra-Americanos (fig.3d). Dicha condición favorece una actividad convectiva importante alrededor de Mesoamérica. Nótese que la zona de mayor actividad convectiva en los meses de verano, correspondiente a la ITCZ siempre se localiza al sur de la alberca de agua caliente del Pacífico del Este, en contraste con lo que sucede en el Pacífico del Oeste en donde el patrón de la alberca de agua caliente coincide espacialmente con el de mayor actividad convectiva (Webster, 1994). Esto indica que en el Pacífico del Este es el gradiente meridional de la SST lo que determina mayormente la posición de la ITCZ (Lindzen y Nigam, 1987).

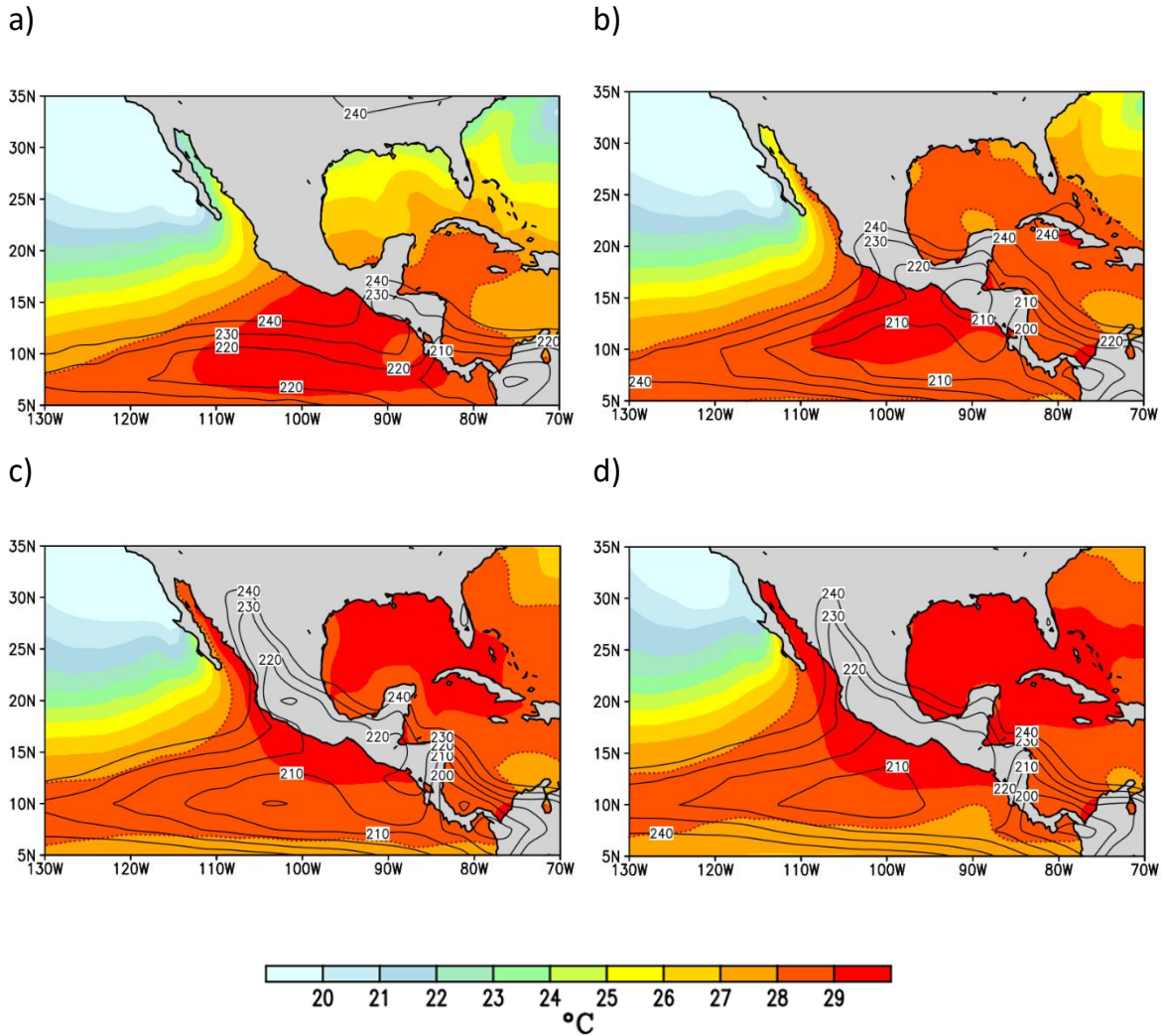


Figura 3. Climatología mensual de la temperatura superficial del mar (SST) en °C (color), contorno de SST de 28°C (línea punteada) y actividad convectiva (OLR) $W m^{-2}$ (contornos) de a) mayo, b) junio, c) julio y d) agosto. (NCEP, 1981 – 2010).

El ciclo anual de precipitación en Mesoamérica exhibe una característica particular conocida como Canícula o Sequía del Medio Verano, la cual se manifiesta como un mínimo relativo en las lluvias de verano en la región costera del Pacífico Mesoamericano, en los meses de julio y agosto, mientras que los máximos de precipitación se registran en junio y septiembre (Magaña et al., 1999). Diversos estudios sugieren que la actividad convectiva en el Pacífico del Este y la dinámica del

flujo atmosférico en niveles bajos son la clave para entender las lluvias en el sur de México, incluyendo su inicio (Uribe, 2002).

1.3 Clima de verano en Mesoamérica

La ITCZ es resultado de circulaciones en niveles bajos de la atmósfera que transportan humedad de los subtrópicos a los trópicos. Esta zona es una región de baja presión en superficie donde convergen los vientos alisios del hemisferio norte y sur, y en Pacífico del Este reciben incluso la humedad proveniente del Caribe. Durante el verano boreal la ITCZ migra desde el ecuador hacia el norte, manteniéndose entre los 10° N y 12° N sobre el Océano Pacífico del Este entre los 120°W y 90° W (Schneider et al., 2014).

A pesar del avance meridional de la ITCZ, ésta no alcanza las latitudes del sur de México por lo que es necesario pensar en un mecanismo dinámico que transporte humedad de sur a norte y que alcance la costa. La circulación tradicional relacionada a la celda de Hadley sugeriría que el flujo en niveles troposféricos bajos en el Pacífico del Este es de norte a sur por lo que debe tratarse de una circulación temporal inducida que resulte en un primer brote de humedad hacia continente y que de inicio a las lluvias de verano. Díaz (2019) sugiere que la actividad convectiva en la ITCZ induce una circulación ciclónica casi estacionaria que transporta humedad de sur a norte, la cual lleva humedad hacia las costas del sur de México para iniciar las lluvias. Conforme evoluciona la ITCZ la dirección del flujo de humedad sur-norte cambiará para iniciar las lluvias en otras regiones del Pacífico Mexicano (fig.4a-d).

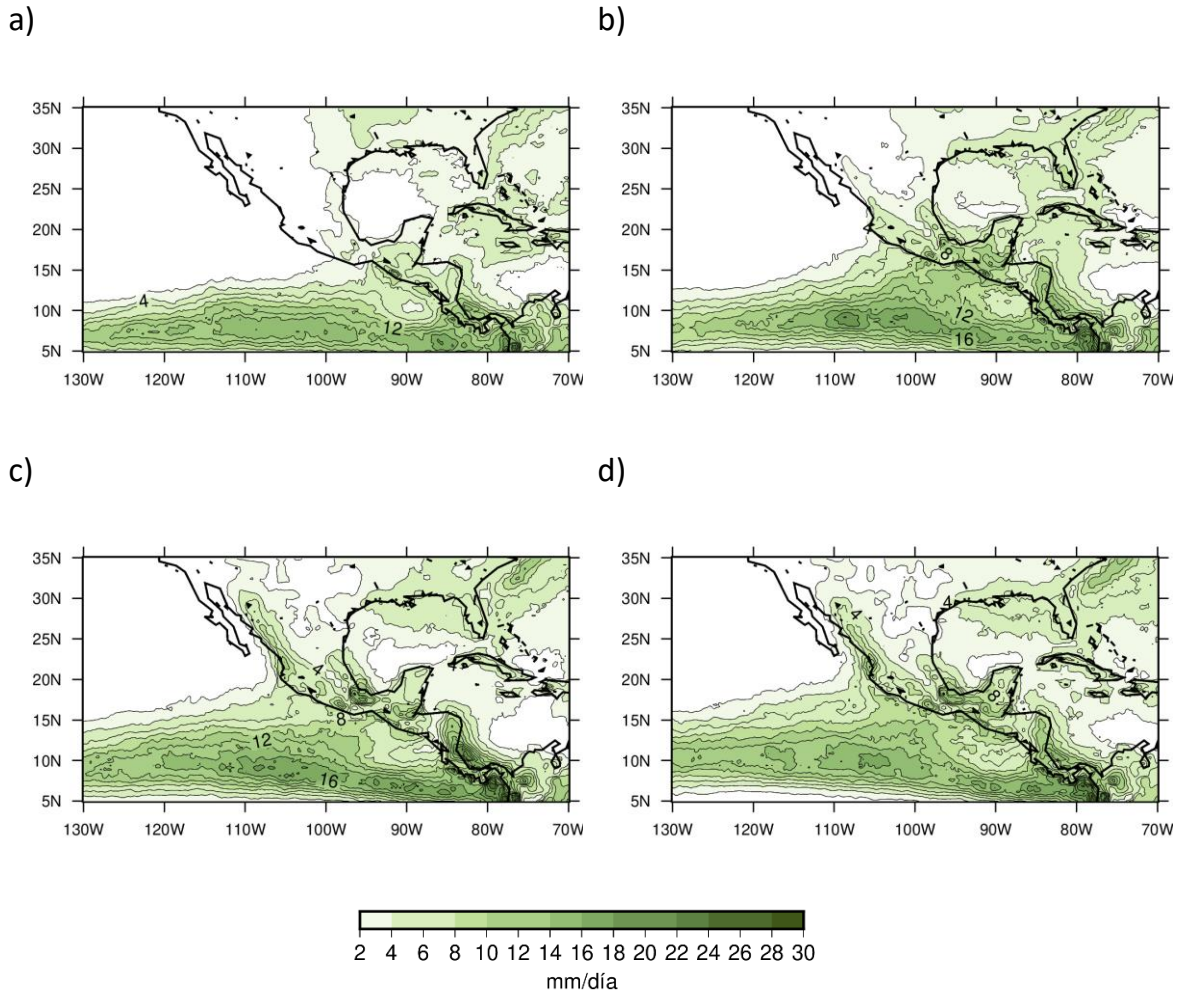


Figura 4. Climatología mensual de tasa promedio de precipitación (mm/día) para los meses entre a) mayo, b) junio, c) julio y d) agosto. (TRMM, 1998 – 2019).

Durante los meses de verano, otros sistemas atmosféricos tropicales, como los ciclones tropicales y las ondas del este aportan un alto porcentaje de las lluvias en la región costera (Domínguez y Magaña, 2018). En esta región el Jet del Caribe de Niveles Bajos (CLLJ, por sus siglas en inglés) es un elemento clave para entender el clima regional, sus variaciones y sus tendencias (Amador, 1998; Herrera et al., 2015).

Diversos estudios muestran que el inicio de las lluvias en la costa Pacífico de Mesoamérica ocurre entre finales de mayo, en Centroamérica y sur de México, y

principios de julio, hacia el occidente y noroeste de México (Higgins et al., 1999; Alfaro, 2002; Uribe, 2002; Díaz, 2019). La naturaleza de la Sierra Madre Occidental sugiere que la combinación del forzante orográfico con flujo de humedad es el mecanismo para producir lluvias costeras (Englehart y Douglas, 2002). Sin embargo, en años El Niño, la ITCZ tiende a permanecer más cerca del ecuador que lo normal y las lluvias en México tienden a retrasarse, al parecer por una mayor distancia con la fuente de humedad (Magaña et al., 1999). Lo anterior indica que la ITCZ actúa no solo como el forzante de circulaciones casi estacionarias en los trópicos, sino también como fuente de humedad a ser transportada hacia el continente por dichas circulaciones. Por ello resulta conveniente analizar no solo los vientos y los flujos de humedad, así como su convergencia.

1.4 Inicio de las lluvias de verano en Mesoamérica

Establecer el inicio de las lluvias requiere criterios sobre su continuidad y su intensidad por encima de umbrales establecidos. Por ejemplo, Higgins et al., (1999) sugieren que las lluvias en las costas del Pacífico Mexicano inician cuando la magnitud de las lluvias es de 2 mm/día durante 5 días. Otros criterios sugieren que las lluvias inician cuando las lluvias son mayores a 3.5 mm/día durante 5 días (Uribe, 2002). Liebmann et al., (2007) sugieren que el inicio de las lluvias en un clima monzónico se da cuando las anomalías acumuladas mantienen una tendencia positiva por varios días. Con base en los criterios anteriores Díaz (2019) planteó un método para establecer una fecha de inicio. El estudio mostró que el inicio de las lluvias a lo largo de las costas del Pacífico Mexicano estaba relacionado con una circulación ciclónica de niveles bajos, la cual era forzada por la actividad convectiva

en la ITCZ. Este resultado abrió una serie de interrogantes sobre el comportamiento de la actividad convectiva en el Pacífico del Este con episodios de intensificación y desplazamiento zonal durante el verano. Dichas variaciones en la ITCZ generan cambios en la circulación atmosférica en verano, así como en la humedad atmosférica.

Estudios teóricos sobre la respuesta atmosférica a un forzante convectivo tropical se han desarrollado desde los años sesenta (Matsuno, 1966; Webster, 1972; Gill, 1980). Cuando el forzante convectivo se encuentra desplazado al norte del ecuador, un sistema de aguas someras responde generando una onda tipo Rossby más intensa en su componente al norte del forzante (fig.5) (Gill, 1980).

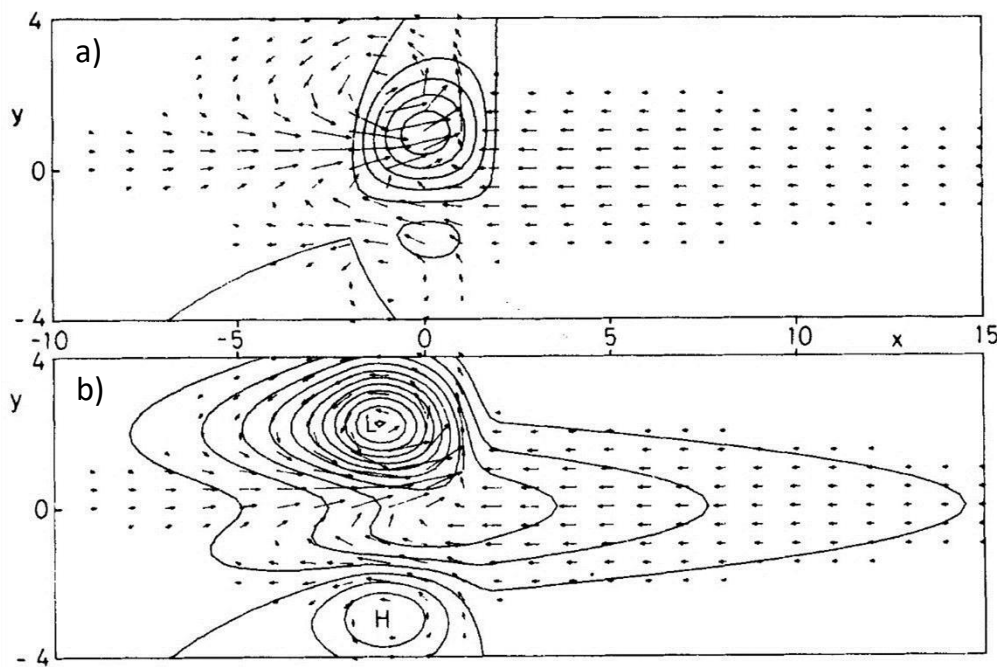


Figura 5. Modelo de Gill para el caso antisimétrico. Vectores de vientos con a) contornos de velocidad vertical y b) contornos de presión. Tomado de Gill (1980).

Dado que el modelo de Gill (1980) es lineal, a mayor intensidad del forzante mayor intensidad en las circulaciones generadas. La dirección del flujo atmosférico inducido de sur a norte dependerá de la ubicación del forzante. Por tanto, identificar el episodio de actividad convectiva intensa que puede forzar la onda de Rossby casi estacionaria con el flujo sur-norte hacia la costa del Pacífico sur de México, requiere de análisis dinámicos. La estructura vertical del forzante convectivo y su posición son claves para establecer donde convergerá la humedad atmosférica. Además, si se considera que los flujos de humedad del Caribe pueden alterar la dinámica de la convección tropical en el Pacífico del Este se tiene un problema de teleconexiones para explicar el clima de México.

1.5 Hipótesis

La actividad convectiva en la ITCZ actúa como forzante de ondas ecuatoriales casi estacionarias, cuya circulación en niveles bajos induce flujos de humedad hacia la región costera en el Pacífico Mexicano, los cuales convergen por el efecto de la cadena montañosa (forzante orográfico), de tal manera que las características de la actividad convectiva de la ITCZ al inicio del verano determinan el inicio de la temporada de lluvias.

1.6 Objetivos

1.6.1 Objetivo general

Mostrar que el inicio de las lluvias de verano en el Pacífico Mexicano está determinado por la dinámica de la ITCZ (intensidad, ubicación y estructura espacial), a través de una circulación ciclónica casi estacionaria tipo Rossby que altera la circulación atmosférica dominante.

1.6.2 Objetivos particulares

- Mostrar que la ITCZ induce circulaciones casi estacionarias en el Pacífico Mexicano.
- Proponer un modelo cualitativo para la dinámica del inicio de las lluvias en el sur de México.

- Entender en qué medida dicho modelo puede explicar el inicio de las lluvias en otras zonas del Pacífico Mexicano.
- Identificar los elementos climáticos clave para explicar inicios tempranos o tardíos en la temporada de lluvias en el Pacífico Mexicano (e.g. SSTs, CLLJ, ITCZ).

2. Datos y metodología

Los aspectos dinámicos y termodinámicos para analizar del inicio de la temporada de lluvias de verano requieren de información sobre las circulaciones atmosféricas, la temperatura en mar y aire y la humedad atmosférica. Las mejoras continuas en la preparación de datos de reanálisis permiten generar mejores diagnósticos y, por ende, una mejor descripción de los procesos sobre flujos de humedad y convección tropical en regiones oceánicas de gran influencia en el clima de México. Dichos datos se complementan con datos de superficie registrados en la red de estaciones meteorológicas en México, principalmente.

2.1 Datos de precipitación a nivel regional

Para documentar los cambios en las lluvias se utilizaron datos diarios de precipitación obtenidos de estaciones meteorológicas localizadas a lo largo de la costa del Pacífico Mesoamericano que forma parte de la red de observaciones meteorológicas de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) para el periodo de 2000 a 2018 (fig. 6).



Figura 6. Estaciones climatológicas en la costa del Pacífico de México (CONAGUA-SMN).

También se utilizaron estimaciones diarias de precipitación de *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Estas estimaciones de tasas de precipitación son resultado de la combinación de diferentes sensores remotos satelitales GES DISC de la NASA. Se encuentran disponibles desde 1998 hasta el año 2019 y cuentan con resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ que abarca desde los 50° N hasta los 50° S (Huffman et al., 2016).

Los datos de OLR se utilizaron para analizar la evolución y desarrollo de actividad convectiva profunda. La OLR es indicadora de zonas tropicales donde la convección profunda y precipitación son intensas. Los datos de OLR fueron obtenidos de la base de NOAA NCEP CPC GLOBAL y cuentan con una resolución espacial de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, abarcando de junio de 1974 a agosto de 2022.

2.2 Datos de reanálisis ERA-5 y NCEP

Para los análisis de circulaciones atmosféricas se usan datos diarios de ERA-5 del *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) que combinan datos de modelos y observaciones globales. Las bases de datos de ERA-5 cuentan con una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, dada la escala de la señal que se busca, para este trabajo se utilizaron datos con resolución de $1.5^\circ \times 1.5^\circ$.

Para estimar las características del forzante convectivo en la ITCZ se utilizaron datos mensuales y diarios de velocidad vertical (ω), basados en el hecho de que el calor diabático liberado durante la convección tropical es equivalente al movimiento ascendente, es decir al enfriamiento adiabático de la parcela. Los datos de velocidad vertical (ω) son obtenidos de reanálisis ERA-5 y están disponibles de la superficie hasta el tope de la troposfera, con resolución diaria en mallas de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

La dinámica asociada a los flujos de humedad combina datos de humedad específica y de vientos, ambos extraídos del ERA-5 para obtener el flujo de humedad promedio y flujo de humedad integrado verticalmente (VIMF, por sus siglas en inglés) entre los niveles de 1000 hPa a 700 hPa. El VIMF se obtiene mediante la integración numérica por la regla del trapecio de la relación (ec. 1)

$$VIMF = \frac{1}{g} \int_{1000}^{700} q \mathbf{V} dp \quad (1)$$

Donde g es la gravedad, \mathbf{V} es el vector de viento, q es humedad específica y dp es la diferencia de la presión en dos niveles. Por otro lado, la divergencia (convergencia) del VIMF provee información sobre fuentes y sumideros de humedad (Trenberth y

Guillemont, 1998), lo cual es de importancia ya que permite determinar zonas donde el agua precipitable (PW, por sus siglas en inglés) y la precipitación pueden incrementarse (ec.2).

$$div VIMF = \nabla \cdot \frac{1}{g} \int_{1000}^{700} qV dp \quad (2)$$

El PW es un indicador del vapor de agua total acumulado en una columna desde la superficie hasta el tope de la atmósfera (ec.3).

$$PW = \frac{1}{g} \int_{1000}^{300} q dp \quad (3)$$

A partir de la ecuación de Clausius-Clapeyron se espera que el PW se incremente conforme aumenta la temperatura atmosférica (Webster, 1994). Ésta muestra una tendencia al alza y variaciones de muy baja frecuencia que deben incorporarse a los diagnósticos climáticos de las regiones tropicales (Méndez y Magaña, 2010). Los diagnósticos climáticos se complementan con información de la SST, tanto en el Pacífico, como en el Atlántico tropical y han sido obtenidos para valores mensuales de la base de datos de NOAA NCEP EMC CMB GLOBAL Reyn_SmithOlv2 para el periodo de noviembre de 1981 a agosto de 2022 con una resolución espacial de 1° x 1°. Estos datos se derivan de una interpolación lineal de observaciones de boyas, barcos e información satelital (Reynolds et al., 2002).

2.3 Datos de reanálisis de Calentamiento Convectivo Profundo

De acuerdo con Gill (1980), el calentamiento convectivo profundo (DCH, por sus siglas en inglés) es capaz de inducir circulaciones casi estacionarias asociadas con ondas ecuatoriales. Cuando el DCH se ubica fuera del ecuador con un sesgo hacia el norte la respuesta de la atmósfera tropical se da en términos de una onda tipo Rossby, con giro ciclónico en los niveles bajos y anticiclónico en los niveles altos. Documentar las características del DCH como forzante es por tanto de gran importancia para analizar las circulaciones estacionarias que inducen flujos de humedad hacia el continente.

Para analizar la evolución mensual de la actividad convectiva se utilizaron datos de DCH, los cuales permiten identificar las regiones de mayor liberación de calor latente. Sin embargo, los datos de DCH solo se encuentran disponibles en forma mensual por lo que se decidió utilizar como proxy de esta variable la velocidad vertical (ω) pues es necesario disponer de datos diarios para identificar la estructura espacial del forzante en los días previos al inicio de la temporada de lluvias en Mesoamérica. Para asegurarse de la equivalencia entre ω y DCH se compararon valores promedio mensuales en la horizontal y vertical en los meses en que la ITCZ es más activa. La comparación resultó adecuada por lo que durante el estudio se utiliza ω en el nivel de 300 hPa para hacer referencia a la ubicación del forzante convectivo. Los datos fueron obtenidos de NOAA NCEP-DOE Reanalysis-2 y es una base de datos mensual que se encuentra disponible desde enero de 1979 hasta agosto de 2014 con resolución espacial de $1.875^\circ \times 1.875^\circ$, la base de datos cuenta con 28 niveles de altura en coordenadas sigma que va desde la superficie (0.995) hasta el tope de la atmósfera (0.0025).

2.4 Criterio para establecer el inicio de la temporada de lluvias de verano

No existe un criterio universalmente aceptado para definir el inicio de la temporada de lluvias de verano en un clima monzónico. Siguiendo la propuesta de Díaz (2019), éste puede ser estimado utilizando un método de precipitación acumulada y días con precipitación. Específicamente se trata de analizar un periodo entre mayo y julio en que la pendiente en las lluvias acumuladas durante un periodo de 10 días sea mayor a 2 y que en al menos 5 de esos 10 días llueva (fig.7).

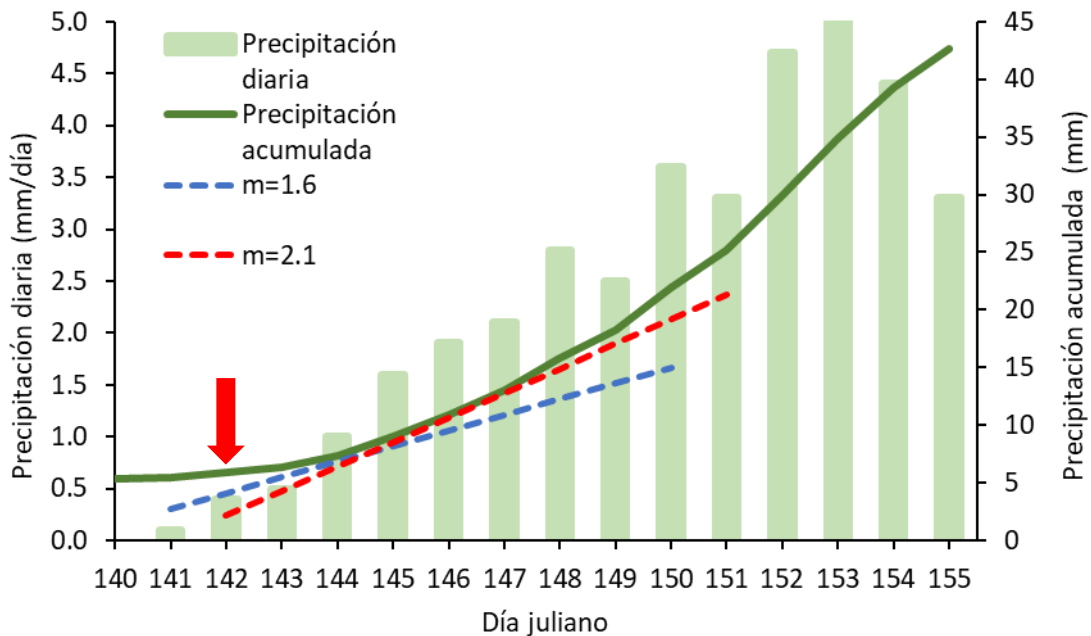


Figura 7. Criterio para el calcular el inicio de las lluvias comenzando en el día 140. Ajuste de pendientes a la lluvia acumulada en 10 días, pendiente 1 ($m=1.6$) línea punteada azul y pendiente 2 ($m=2.1$), precipitación diaria (mm/día) (barras) y precipitación acumulada (mm) línea verde. La flecha roja el día marcado como inicio, día 142.

2.5 Un modelo de aguas someras

El trabajo de Gill (1980) indica que el forzante convectivo fuera del ecuador produce una respuesta casi estacionaria en la circulación de los vientos. Sin embargo, no se analiza la sensibilidad de dicha respuesta a variaciones en la forma y latitud donde se ubica dicho forzante convectivo por ello se hace uso de un modelo de aguas someras como el utilizado por Gill (1980) para establecer los cambios que pueden ocurrir en la estructura de la onda de Rossby al variarse las características del forzante (Vallis, 2006). Se realizaron tres experimentos, donde el forzante es desplazado sobre el eje y , de tal forma que los experimentos muestren la respuesta correspondiente al forzante localizado meridionalmente en $y=1$ y $y=2$.

Mediante patrones compuestos contruidos con datos de 10 días antes y 10 días después del evento del inicio de las lluvias se establecen las características de la respuesta casi estacionaria a un forzante convectivo en la ITCZ. La diferencia entre patrones compuestos es una medida comparable a lo obtenido con el modelo de aguas someras.

3. Resultados

3.1 Humedad atmosférica y convección en el Pacífico del Este

La región de las Américas tropicales del Pacífico del Este y los Mares Intra-Americanos tiene un clima monzónico con lluvias de verano entre mayo y septiembre. Las lluvias son en mayor medida el resultado de flujos de humedad modulados por perturbaciones atmosféricas interactuando con factores orográficos como las sierras que se extienden de norte a sur en Norteamérica y Centroamérica. Los sistemas que producen lluvias más intensas se relacionan con flujos medios y transientes atmosféricos en relación con la CLLJ, así como la ITCZ. Por otro lado, en el Caribe del Este la entrada de la CLLJ produce divergencia y lluvias escasas. A lo largo de la costa Mesoamericana la precipitación de verano parece conectarse con la ITCZ en una zona donde los vientos de niveles atmosféricos bajos son en general débiles. Solo en la región de Istmo de Papagayo o de Tehuantepec se observan vientos relativamente intensos producto del flujo atmosférico proveniente de los Mares Intra-Americanos (fig.8).

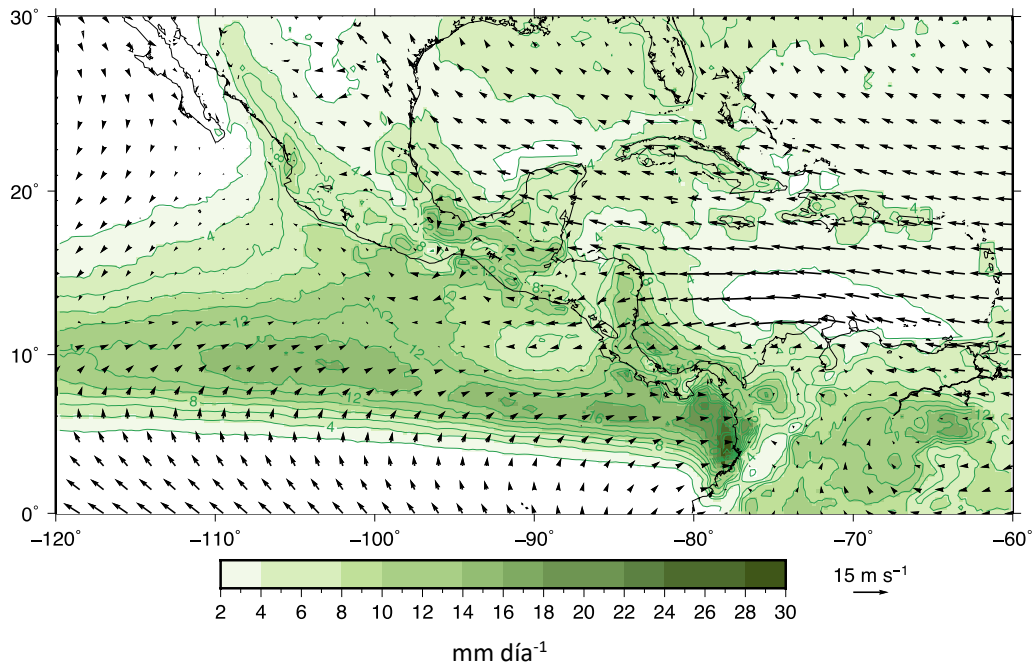


Figura 8. Promedio de junio a septiembre de vientos en 925 hPa ($m s^{-1}$) (vectores) (ERA-5, 1979 – 2018) y tasa de precipitación ($mm día^{-1}$) (sombreado verde) (TRMM, 1998 – 2019).

En las regiones tropicales el calentamiento convectivo y los movimientos verticales están relacionados por una aproximación de la primera ley de la termodinámica para los trópicos en donde el DCH es aproximadamente balanceado por el enfriamiento adiabático producido por el movimiento ascendente (Neelin, 1988). Durante los primeros meses de verano (mayo, junio, julio) se puede observar que la región de actividad convectiva intensa de la ITCZ ($OLR \leq 220 W m^{-2}$) se localiza entre los 5°N - 12°N y 120°W - 85°W (fig.9). Lo anterior muestra que el forzante convectivo varía de mes a mes tanto en magnitud como espacialmente.

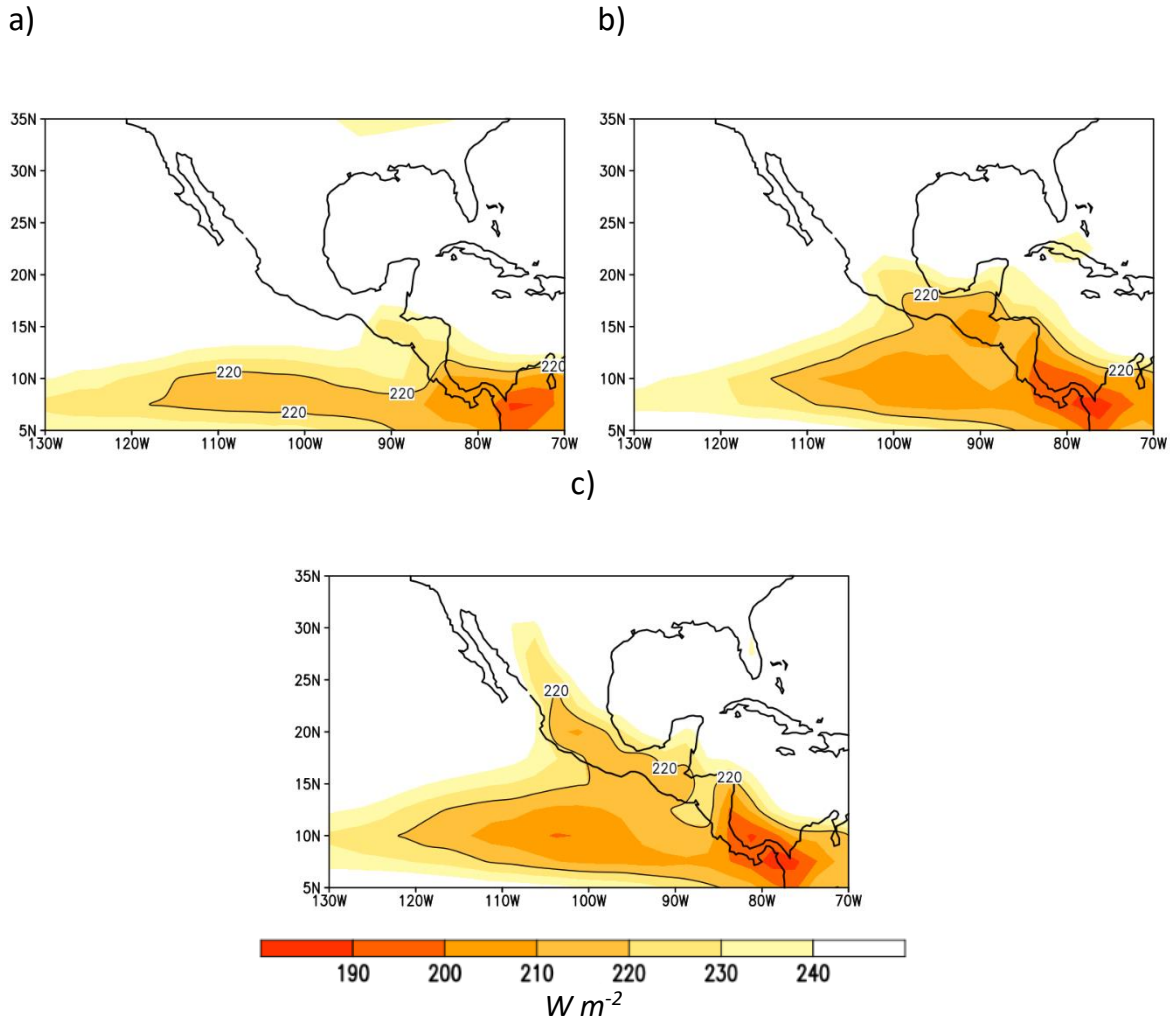


Figura 9. Climatología de OLR ($W m^{-2}$) en los meses de a) mayo, b) junio y c) julio. (NCEP, 1981 – 2010).

La intensificación de la ITCZ y su migración hacia el oeste a lo largo de la latitud $10^{\circ}N$ - $12^{\circ}N$ puede hacerse siguiendo los valores más bajos de OLR correspondientes a una intensa convección tropical. Sobre el Mar Caribe oriental, OLR tiene valores superiores a $230 W m^{-2}$ que indican una actividad convectiva débil. Por otro lado, sobre el Caribe del oeste ocurre actividad convectiva profunda, especialmente ubicada alrededor de los $83^{\circ}W$, es decir, en la región de salida de la CLLJ (Amador, 1998). La segunda región de intensa actividad convectiva sobre las Américas

tropicales corresponde a la ITCZ del Pacífico oriental. El mínimo en OLR es de alrededor de 205 W m^{-2} entre 10°N y 12°N de junio a septiembre, pero su posición longitudinal migra de este a oeste y de nuevo al este (fig.10) durante los meses de verano. En mayo, la OLR media a lo largo del Pacífico tropical oriental suele estar por encima de los 230 W m^{-2} , lo que demuestra la ausencia de actividad convectiva intensa en estas latitudes. Sin embargo, en junio se desarrolla una intensa convección a lo largo de la ZCIT y los valores mínimos de OLR, en torno a 205 W m^{-2} , se observan a 98.75°W . Para julio, la mínima en OLR (203 W m^{-2}), migra hacia el oeste a 103.75°W debido a la extensión de la fuerte CLLJ a lo largo de esta latitud. Para agosto, la CLLJ se debilita y la mínima en OLR (205 W m^{-2}), desplazar hacia el este a alrededor de 101.25°W . Para septiembre, el mínimo OLR (205 W m^{-2}) se ubica entre 101.75°W y 98.75°W , a medida que el CLLJ se debilita aún más.

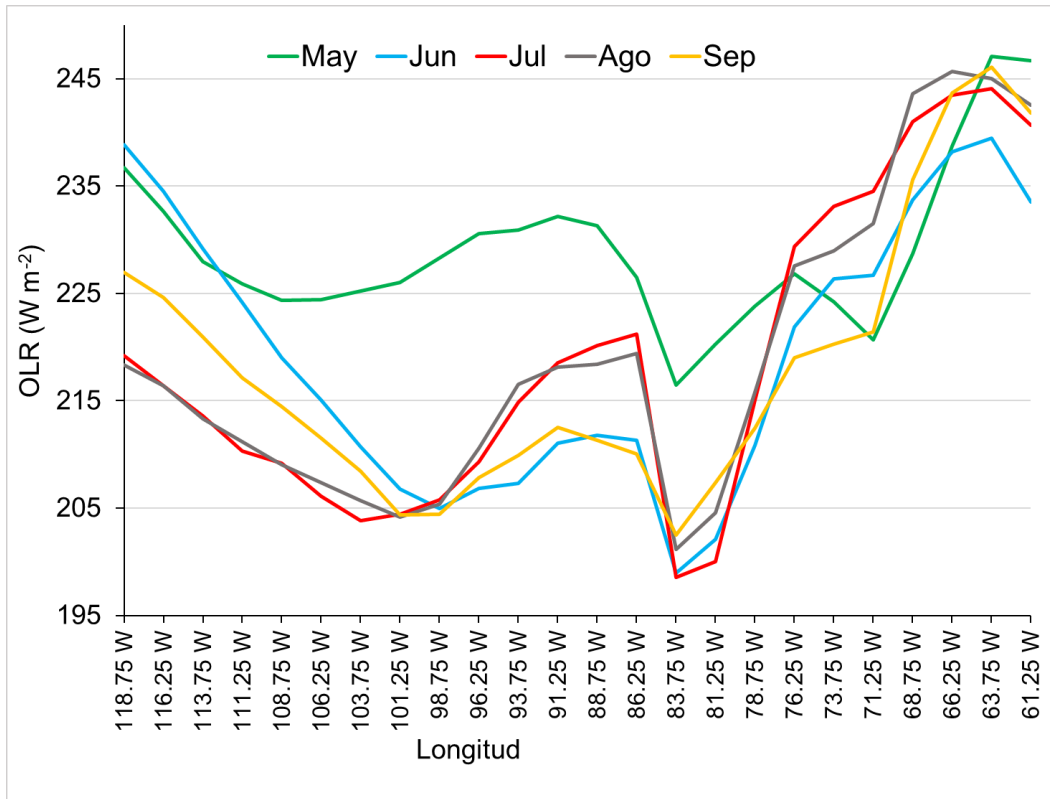


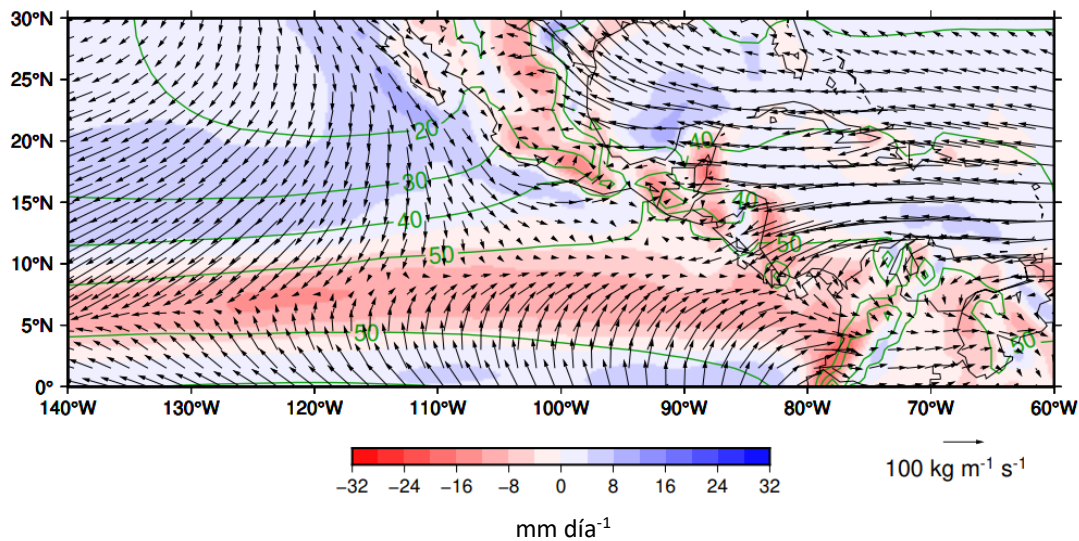
Figura 10. Perfil zonal mensual de OLR ($W m^{-2}$) (mayo a septiembre) entre 10-12°N (NCEP, 1981 – 2010).

3.2 La estructura espacial del forzante convectivo en la ITCZ

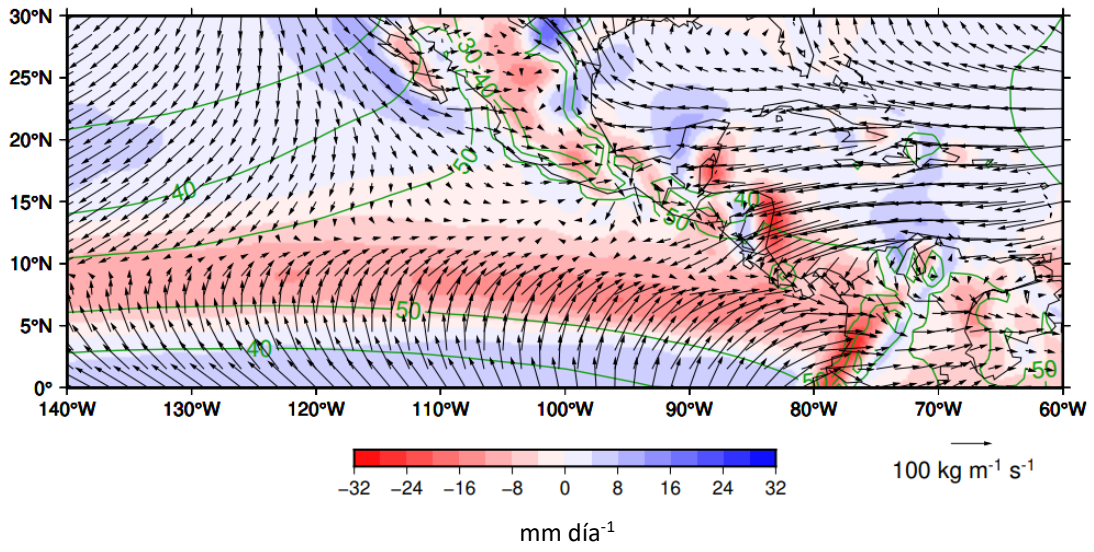
Los flujos de humedad, caracterizados a partir de la VIMF están en gran medida modulados por la fuente existente sobre el Mar Caribe. Al terminar la primavera y comenzar el verano, es decir de mayo a junio se observa una intensificación del flujo asociado a la CLLJ, el cual se extiende hasta la parte este de la ITCZ en donde converge. La mayor convergencia de VIMF ocurre en la costa Caribe de Nicaragua y Pacífico de Colombia donde las precipitaciones son muy abundantes. Como es sabido, la ITCZ es mantenida por la convergencia meridional de VIMF proveniente de los subtrópicos, pero a partir de junio y principalmente en el mes de julio, la

intensificación de la CLLJ resulta en una contribución de humedad importante de la cuenca del Caribe a la ITCZ (fig.11). Otras zonas importantes de convergencia de humedad son la costa este de la Península de Yucatán y la costa del Pacífico Mesoamericano. En el mes de septiembre la intensidad de la CLLJ disminuye y con ello su influencia en la ITCZ. De esta manera los flujos de humedad del Caribe contribuyen a la intensificación de la convección tropical en la ITCZ. La convergencia de VIMF en niveles troposféricos bajos generalmente produce aumentos y valores altos de PW en las zonas tropicales, principalmente en la ITCZ. Por otro lado, hay zonas donde la divergencia de VIMF resulta en bajas precipitaciones como en el caso del Caribe del este, la parte noreste de la Península de Yucatán, el noreste de México y sur de Texas, así como la Península de Baja California. Es claro que los subtrópicos que flanquean la ITCZ son fuente de humedad para la región tropical.

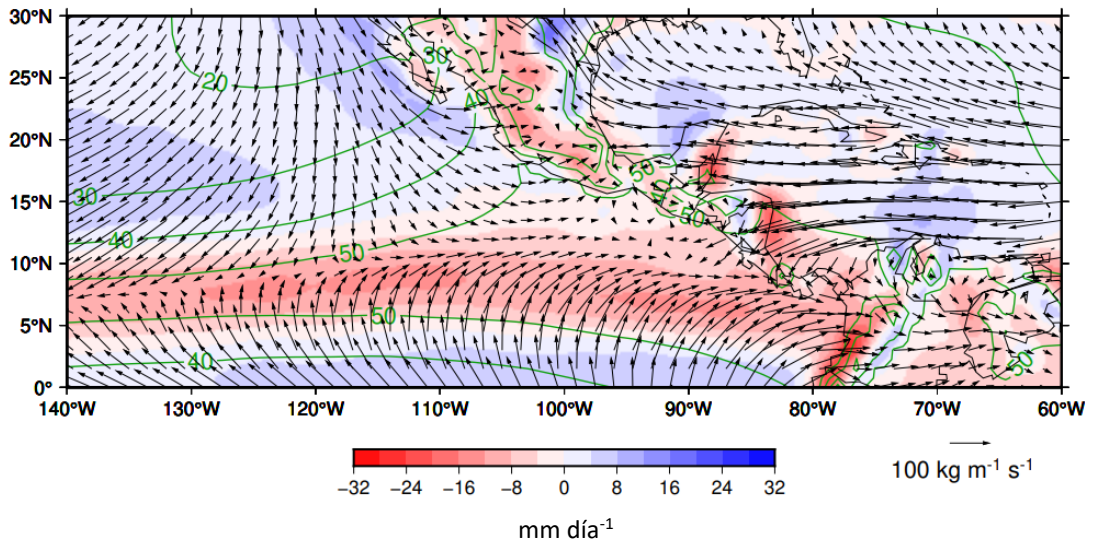
a)



b)



c)



d)

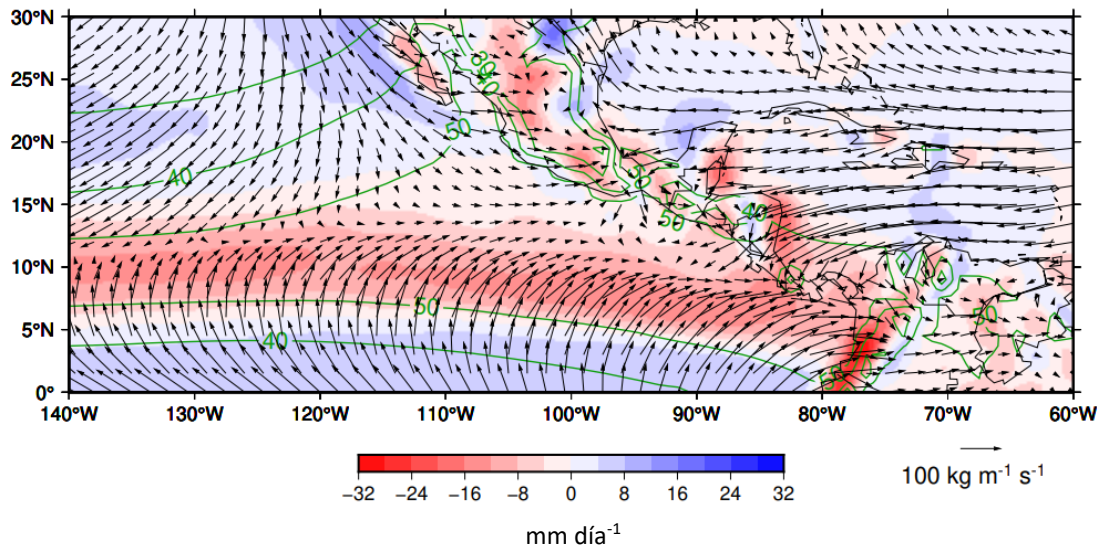


Figura 11. Climatología mensual de VIMF entre 1000 y 700 hPa ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) (vectores), convergencia de VIMF (mm día^{-1}) (sombreado de rojo a azul) y PW (mm) (contorno verde) para a) mayo, b) junio, c) julio y d) agosto.

Los aumentos diarios en PW, por encima de 40 mm, inducidos por el VIMF pueden llevar a la ocurrencia de intensas precipitaciones a lo largo de la costa Pacífico de Mesoamérica, por ejemplo, en Zihuatanejo (fig. 12). Lo anterior indica que el valor de PW de 40 mm a lo largo del Pacífico Mexicano constituye un umbral para la ocurrencia de precipitaciones. Dado que el PW depende de la temperatura atmosférica, y siguiendo la relación de Clausius-Clapeyron, el incremento en la intensidad de las lluvias es exponencial con el aumento de PW, el cual a su vez está relacionado con la SST. La evolución de ésta entre mayo y agosto muestra que conforme se aumenta de 26°C a 28°C en la costa del Pacífico mexicano, los valores de PW tienden a rebasar los 40 mm, e incluso pueden superar los 50 mm en promedio. Siguiendo un balance hídrico atmosférico, para mantener un PW alto es necesario tener un flujo continuo de humedad que converja y remplace la pérdida de humedad atmosférica relacionada con la precipitación. Tal y como sucede ITCZ donde convergen flujos de humedad de los subtrópicos e incluso aquellos que

proviene del Caribe, en la costa del Pacífico mexicano el flujo de humedad debe ser continuo para mantener valores altos de PW. Ello se logra cuando una circulación casi estacionaria como las sugeridas en el modelo de Gill transporta humedad desde una región fuente, como lo es ITCZ, hacia la zona sur de México.

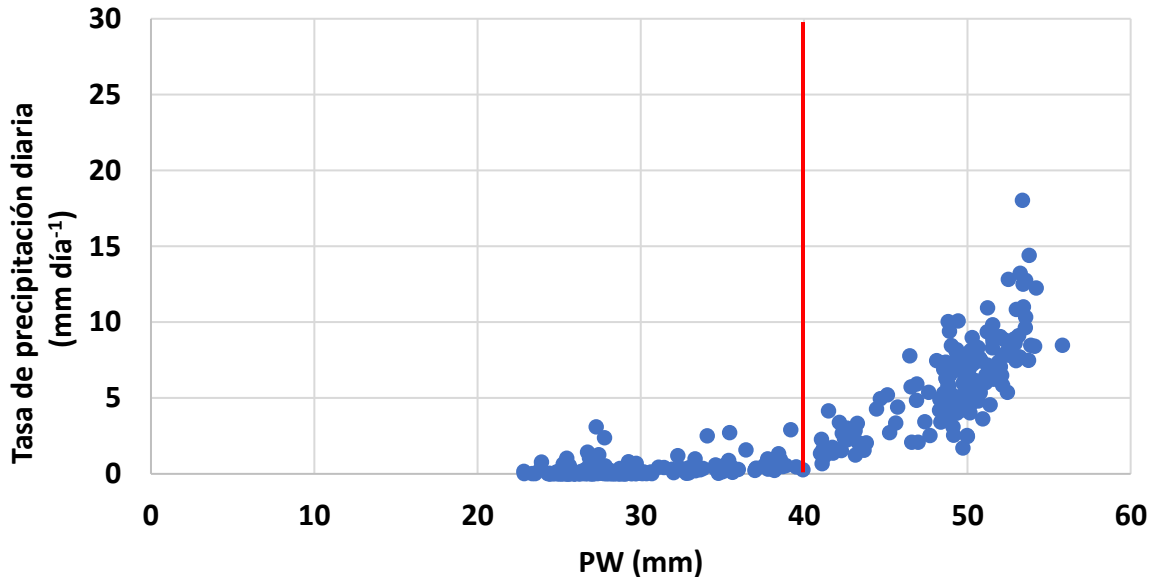


Figura 12. Diagrama de dispersión de la climatología diaria de PW (mm) y tasa de precipitación (mm día⁻¹) en Zihuatanejo. La línea roja marca el valor de 40 mm de PW.

Circulaciones casi estacionarias en los trópicos, relacionadas con ondas ecuatoriales requieren ser forzadas y el forzante permanecer por varios días para que pueda inducirse una circulación. Gill (1980) propuso que dicho forzante puede ser la actividad convectiva en la ITCZ. Para determinar la estructura del forzante es necesario recurrir a un diagnóstico del DCH. Pero dado que no se contó con datos diarios de esta variable se utiliza un equivalente como lo es la velocidad vertical (ω). Dicha equivalencia resulta adecuada en presente ejercicio ya que refleja la evolución de la actividad convectiva en el verano y sus características espaciales.

Analizando los perfiles verticales de calentamiento convectivo y velocidad vertical para el mes de mayo y considerando que la región con mayor intensidad de movimientos verticales ascendentes se localiza en la ITCZ (85° W y 6.5° N) se pueden identificar dos máximos en la altura de liberación de calor latente. El primero se encuentra alrededor de los 800 hPa, mientras que el segundo se ubica entre 400 hPa y 300 hPa, siendo este último el de mayor intensidad. El calentamiento convectivo en 300 hPa es de 11.2 K día⁻¹ (aproximadamente 20 mm día⁻¹) (fig.13a). En ese punto la velocidad vertical registra un máximo de -0.1 Pa s⁻¹ (fig.13b). Por lo que, es nivel de 300 hPa puede ser considerado como referencia para ubicar el forzante convectivo. En la región tropical del Pacífico del Este sobre la ITCZ, la velocidad vertical puede variar entre -0.02 y 0.1 Pa s⁻¹. En el caso del calentamiento convectivo valores entre 10 y 15 K día⁻¹ en la troposfera media y superior se relacionan con el desarrollo de nubes y precipitación (White, 2015).

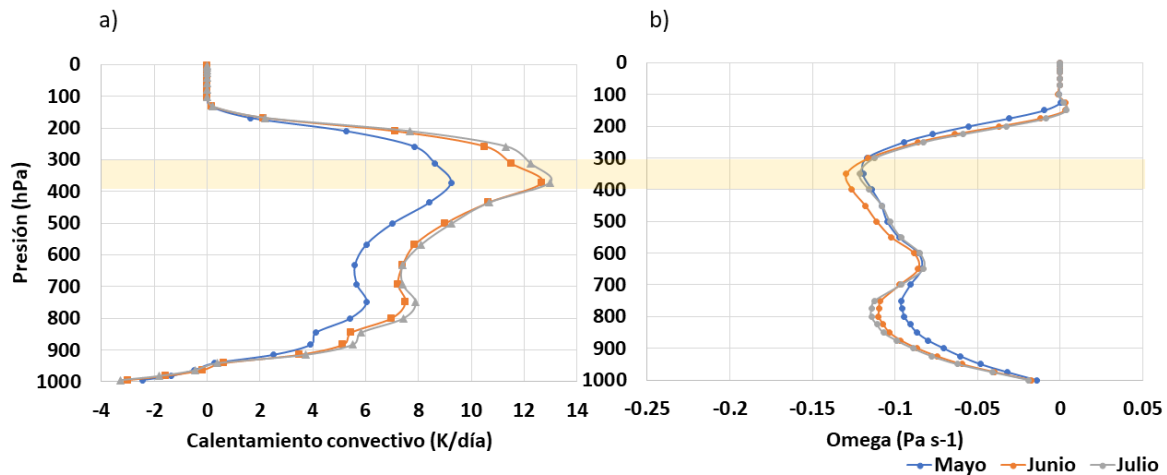
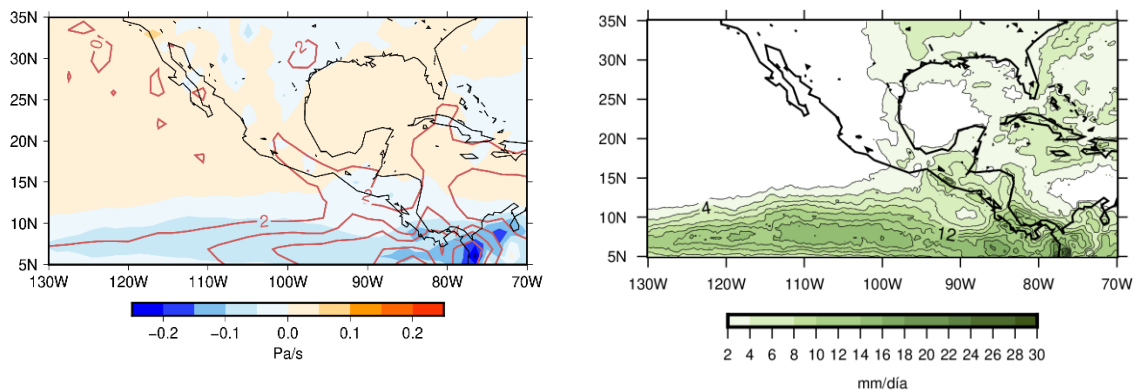


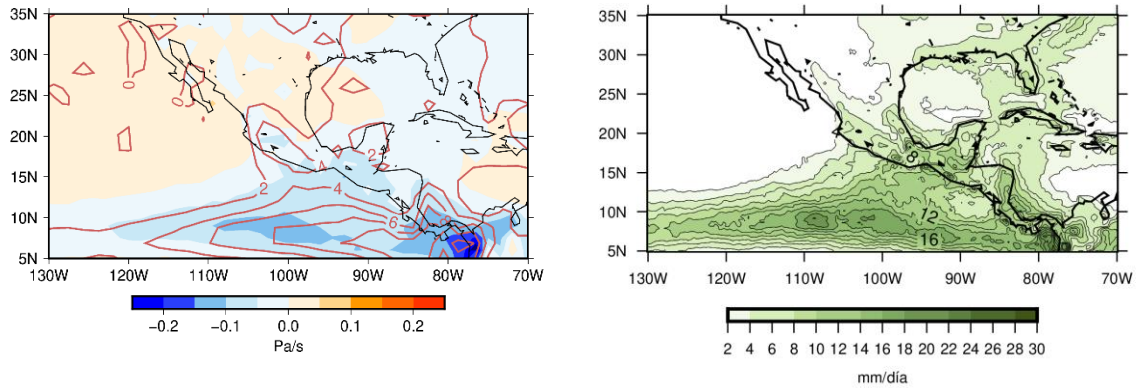
Figura 13. Perfil vertical de a) calentamiento convectivo profundo (K s⁻¹) y b) velocidad vertical (omega) (Pa s⁻¹) para el punto 85°W y 6.5 N para la climatología (1979 – 2014) de los meses de mayo (línea azul), junio (línea naranja) y julio (línea gris).

La actividad convectiva y consecuente forzante por calor evolucionan entre mayo y julio con intensificación y propagación hacia el norte. En mayo lo más intenso del forzante se ubica al sur de Panamá frente a la costa Pacífico de Colombia sobre el ecuador (fig.14a). Para junio, el forzante convectivo se maximiza ubicándose entre 5°N y 10°N, extendiéndose a lo largo de la ITCZ (fig.14b) con valores de hasta 8.6 K día⁻¹, lo que aproximadamente equivaldría a 15 mm día⁻¹ de precipitación. Aunque el DCH muestra la evolución característica de verano de la actividad convectiva en la ITCZ su coincidencia espacial con las máximas tasa de precipitación no siempre es precisa pues parece existir un sesgo en la posición de la máxima actividad convectiva si ésta se analiza con DCH o tasa de precipitación. Por ejemplo, en junio y julio (fig.14c) la precipitación más intensa en la ITCZ se ubica más al oeste que los máximos en DCH. Sin embargo, si se utiliza la velocidad vertical (omega) como referente del DCH, el máximo en velocidad ascendente entre 400 y 300 hPa parece coincidir de forma adecuada con zonas de precipitación intensa en la ITCZ. Por ello, el campo de omega reflejará de mejor forma durante el resto del estudio la ubicación e intensidad del forzante convectivo tropical que induce circulaciones casi estacionarias como en el modelo de Gill (1980).

a)



b)



c)

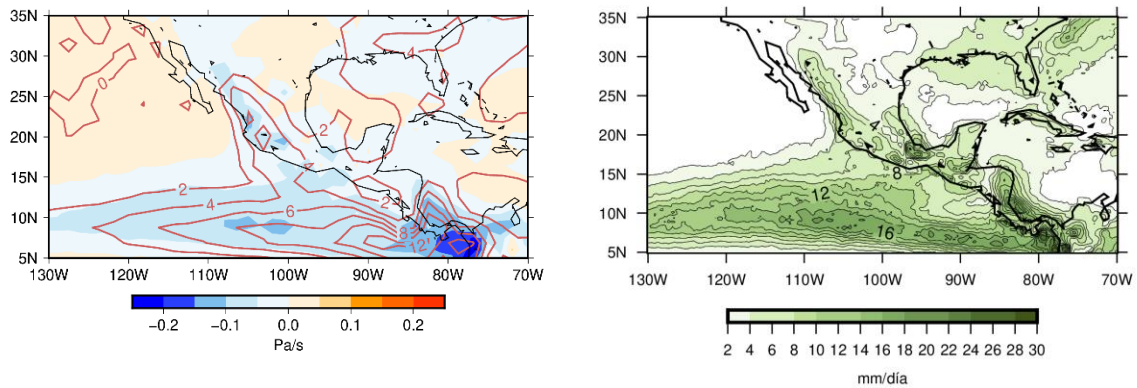


Figura 14. Climatología de DCH (contorno rojo, $K \text{ día}^{-1}$) en niveles sigma (0.3122) con campos de velocidad vertical (sombreado de azul a naranja, Pa s^{-1}) (izquierda), y tasas de precipitación (mm día^{-1}) (derecha) para a) mayo, b) junio y c) julio.

3.3 Hacia el inicio de las lluvias de verano en el sur de México

El ciclo anual de las lluvias en las Américas tropicales está dominado por la evolución de la SST. Sin embargo, hoy sabemos que las interacciones con otras cuencas oceánicas pueden jugar un papel importante en las características espaciales y temporales de las lluvias. Por ejemplo, Magaña y Caetano (2005) encontraron que la

influencia del Mar Caribe en la dinámica de la Sequía de Medio Verano (Magaña et al., 1999) puede ser importante para determinar la actividad convectiva sobre Mesoamérica. De igual manera, diversos estudios muestran que sistemas atmosféricos que se originan en el Atlántico pueden terminar resultando en sistemas meteorológicos de gran importancia en el Pacífico del Este. Tal es el caso de las ondas del este que pueden atravesar el Istmo Centroamericano y amplificarse en la ITCZ (Molinari et al., 1997).

Un análisis Hovmöller de la actividad convectiva y los VIMF muestra que la influencia de la CLLJ se extiende hacia el Pacífico del Este entre junio y julio lo que provoca que la actividad convectiva más intensa en la ITCZ se mueva hacia el oeste (fig. 15). Por ejemplo, en el año 2000 la actividad de la ITCZ comienza a ser más intensa a partir de finales de mayo y principios de junio periodo en el cual se produce un flujo de humedad proveniente del Caribe que alimenta los procesos convectivos. Es interesante ver que el centro de máxima convección de la ITCZ se desplaza hacia el oeste entre junio y agosto conforme se intensifica el VIMF proveniente del Caribe. Dicho desplazamiento muestra con claridad que la intensidad de la ITCZ depende principalmente del CLLJ y no de la Oscilación de Madden-Julian como se ha sugerido en algunos trabajos (Maloney et al., 2002). A partir de septiembre y con el debilitamiento del VIMF proveniente del Caribe, la actividad convectiva de la ITCZ regresa a latitudes más cercanas a Centroamérica (Herrera et al., 2015).

OLR ($W m^{-2}$), $VIMF_{1000-700 hPa}$ ($kg m^{-1} s^{-1}$) y $div_x VIMF_{1000-700 hPa}$ ($mm día^{-1}$) entre 10-12N

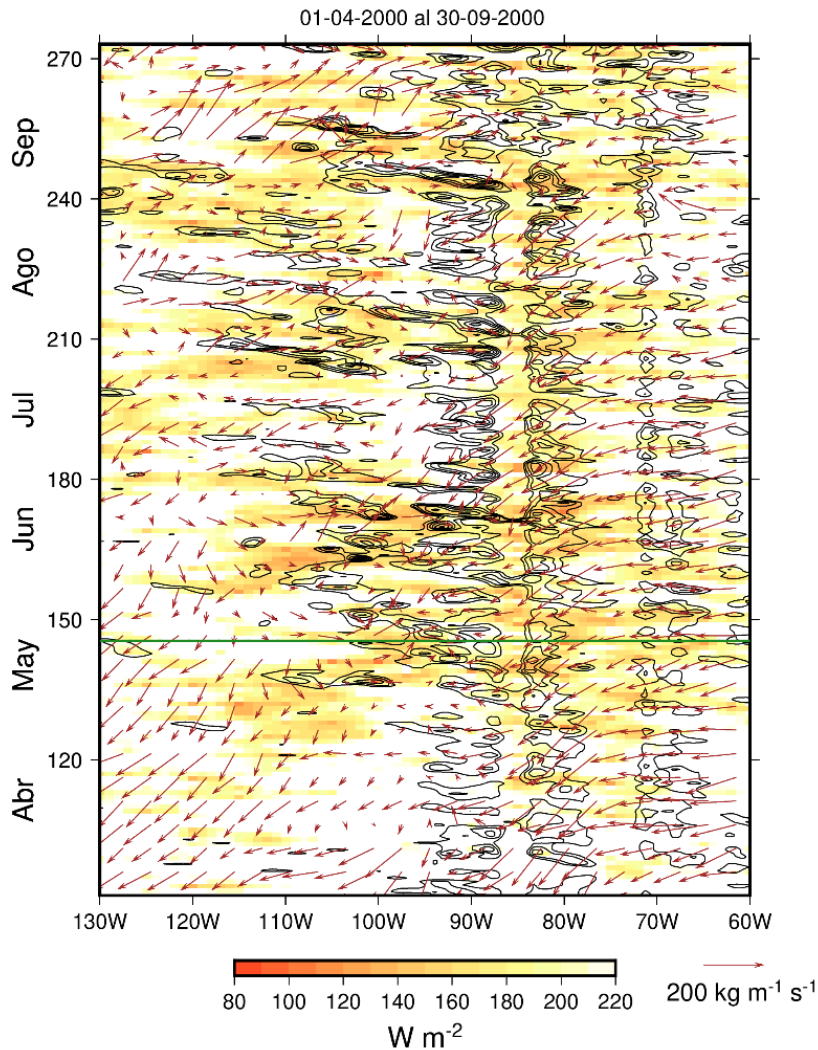


Figura 15. Diagrama de Hovmöller de OLR ($\leq 220 W m^{-2}$), VIMF (ver vector de referencia) y convergencia de VIMF (componente zonal) (contornos negros) entre 10 - 12°N entre abril y septiembre para el año 2000. Intervalo de contorno $10 mm día^{-1}$. La línea verde corresponde a la fecha de inicio de las lluvias de verano del sur de México (día juliano 148).

Una situación similar se presenta en el año 2005 cuando a pesar del retraso en la propagación de la actividad convectiva de la ITCZ hacia el oeste el desplazamiento se presenta hasta finales de agosto para que en septiembre se inicien nuevamente el regreso de la máxima convección tropical hacia la región Mesoamericana (fig.16).

La situación observada en el 2000 y el 2005 sobre la migración este – oeste - este de la ITCZ se presenta en todos los años por efecto de la intensificación y debilitamiento de la CLLJ y por tanto, del flujo de humedad interoceánico. Tal y como se observa en los datos del mínimo de OLR (fig.10).

OLR ($W m^{-2}$), $VIMF_{1000-700 hPa}$ ($kg m^{-1} s^{-1}$) y $div_x VIMF_{1000-700 hPa}$ ($mm día^{-1}$) entre 10-12N

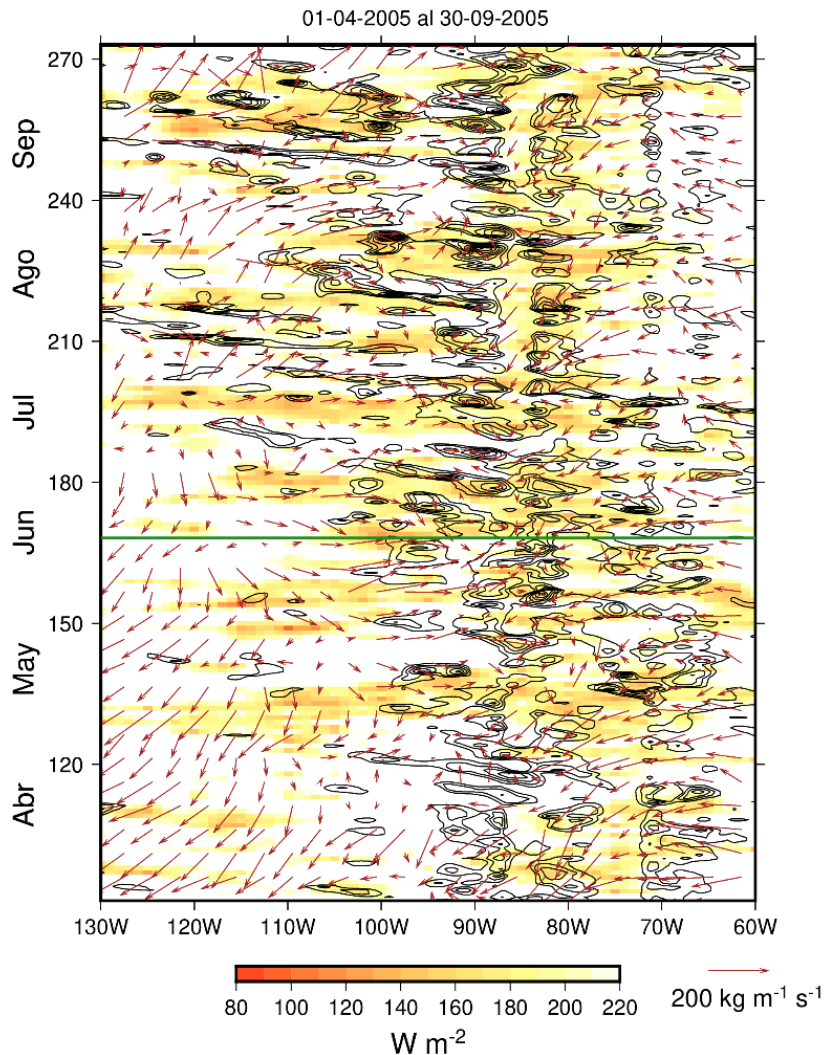


Figura 16. Diagrama de Hovmöller de OLR ($\leq 220 W m^{-2}$), VIMF (ver vector de referencia) y convergencia de VIMF (componente zonal) (contornos negros) entre 10 - 12°N entre abril y septiembre para el año 2005. Intervalo de contorno 10 $mm día^{-1}$. La línea verde corresponde a la fecha de inicio de las lluvias de verano del sur de México (día juliano 169).

Resulta de interés notar que el inicio de las lluvias en sur de México (ver línea verde en los diagramas Hovmöller) se inicia cuando la convección más intensa en la ITCZ comienza su migración hacia el oeste. Esto sugiere que, con el inicio de la actividad convectiva intensa entre 95° W y 105° W, 10° N - 12° N se inducen circulaciones casi estacionarias que llevan a un flujo de humedad de la zona fuente (ITCZ) al sur de México, lo cual incrementa el PW a niveles que dan inicio a la temporada de lluvias de verano.

3.4 Sobre el inicio de las lluvias en la costa sur de México

Un análisis de la relación humedad atmosférica con precipitación sugiere que para el sur de México las lluvias se presentan cuando el PW rebasa los 40 mm. Por ejemplo, en años en que las lluvias iniciaron de forma temprana en la región de Zihuatanejo, Guerrero (fig. 17a) el PW alcanzó valores por encima de 40 mm. Esto ocurre en el día juliano 140 aproximadamente (20 de mayo). De igual manera, en los años en que las lluvias se retrasan (fig. 17b) el inicio se presenta después del día juliano 160 (9 de junio), cuando el PW rebasa los 40 mm. Por tanto, la clave para el inicio de la temporada de lluvias está en alcanzar niveles de humedad elevados y para ello es necesario alimentar la zona con humedad proveniente de la región fuente que en este caso corresponde a la ITCZ.

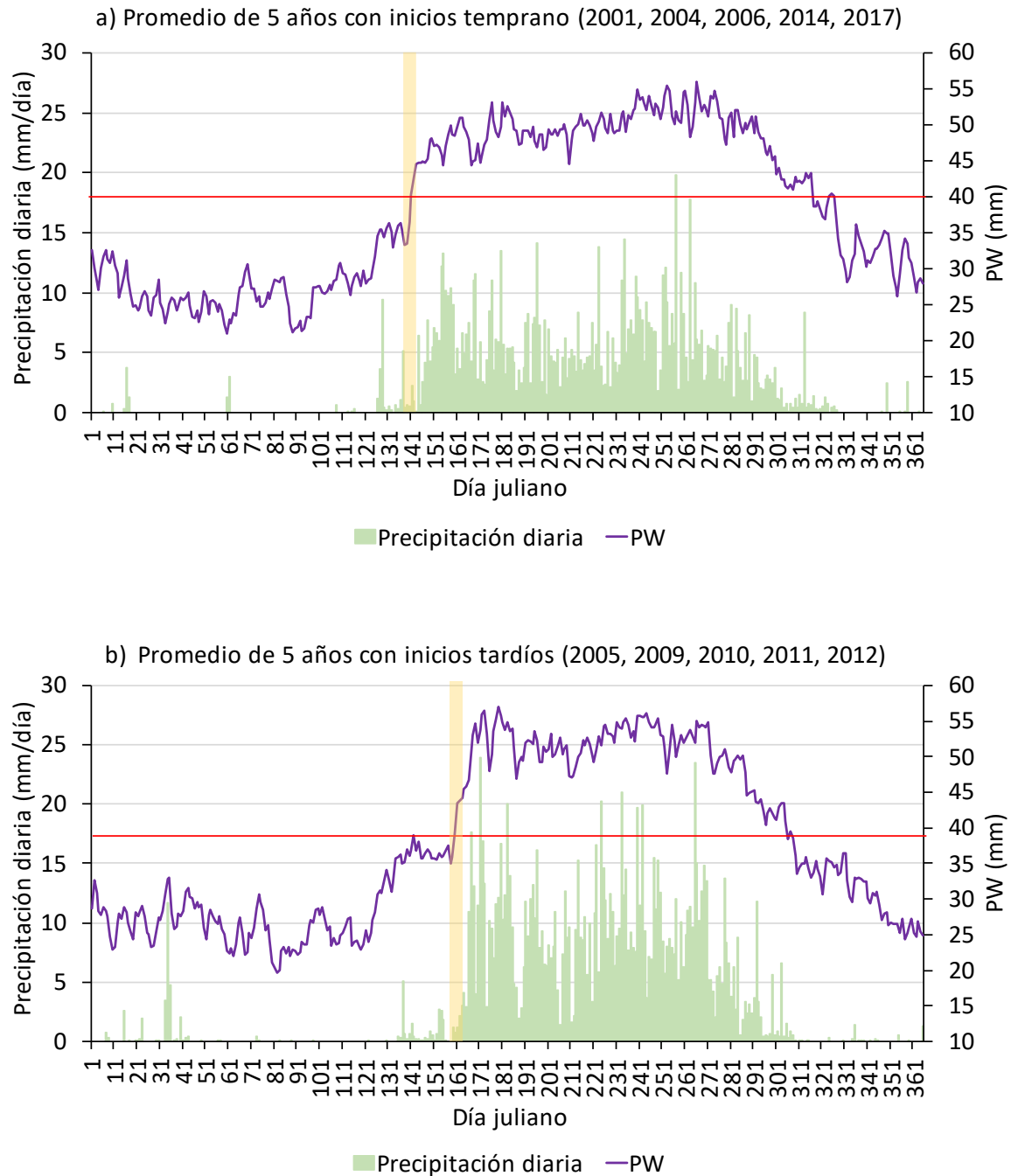


Figura 17. Promedio de años con inicios a) tempranos y b) tardíos de la tasa de precipitación diaria (mm día^{-1}) (barras verdes) y PW (mm) (línea morada). La línea roja marca los 40 mm de PW y la línea naranja el inicio aproximado de las lluvias.

3.5 Respuesta atmosférica al forzante convectivo

De acuerdo con balance hídrico atmosférico la convergencia de humedad es responsable de incrementar el PW y de manera complementaria lo es la evaporación. La precipitación tendrá a reducir la disponibilidad de humedad atmosférica. El flujo de humedad de la ITCZ al sur de México puede ser evaluado con el VIMF en niveles atmosféricos bajos como lo son entre 1000 y 850 hPa. El inicio de las lluvias en sur de México ocurre entre finales de mayo y principios de junio. La evolución del VIMF entre estos meses muestra con claridad como se intensifica la componente sur-norte que alimenta con PW en el estado de Guerrero. La diferencia de uno con otro compuesto mensual permite identificar la circulación casi estacionaria entre estos meses. El primer cambio que se observa tiene que ver con el desplazamiento hacia el norte de la ITCZ en el Pacífico del Este (fig.18). El cambio en la convergencia de VIMF tiende a ocurrir en junio a una latitud de entre 10° N y 12° N. Al mismo tiempo, la zona de convergencia de humedad presenta una extensión desde la ITCZ hacia el sur de México en relación con una circulación casi estacionaria anómala en el Pacífico tropical mexicano.

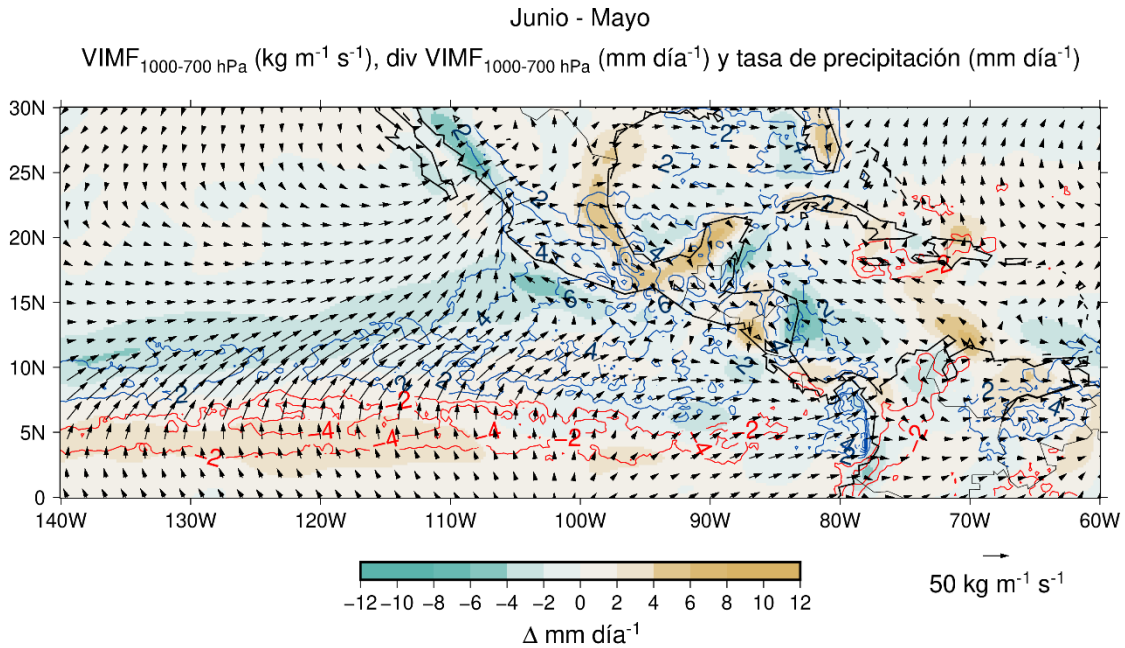


Figura 18. Cambios en VIMF (vectores) ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), divergencia de VIMF (mm día^{-1}) (sombreado de café a verde) y cambios en la tasa de precipitación (mm día^{-1}), positivo (azul) y negativo (rojo) de mayo a junio.

Esta circulación ciclónica asemeja la circulación en bajos niveles en el modelo de Gill (1980) cuando el forzante se localiza fuera del ecuador (fig.19), y una onda de Rossby genera vorticidad positiva en la zona. El VIMF inducido no solo cubre la parte sur de México, sino que se extiende hacia el noroeste pues es en junio cuando las lluvias se generalizan desde el sur hasta estas latitudes. La intensificación del VIMF del Pacífico hacia la zona costera de México hace que la convergencia de humedad se incremente hacia el noroeste y con ello el PW, lo que permite que en junio den inicio las lluvias en la mayor parte de esta región.

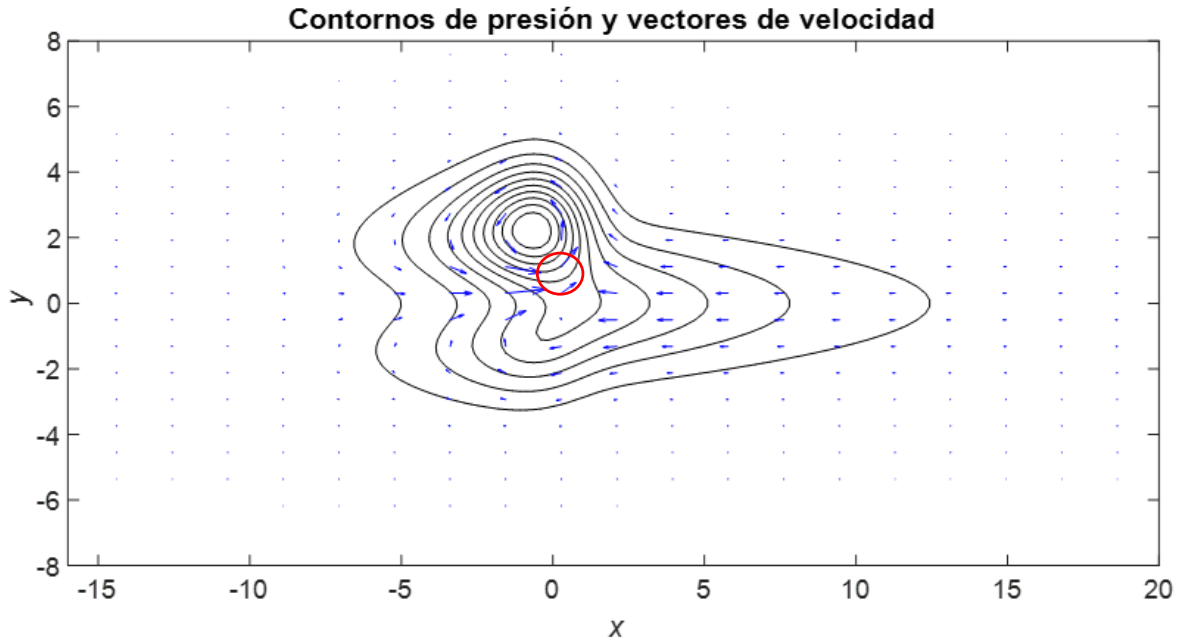


Figura 19. Simulación de campos de viento y presión en niveles bajos de la respuesta casi estacionaria al forzante convectivo (círculo rojo) fuera del ecuador ($y=1$) (Gill, 1980).

Establecer el cambio en la circulación estacionaria que induce el inicio de las lluvias a lo largo de la costa Pacífico requiere determinar con mayor detalle la evolución espacial de la ITCZ. Para analizar cómo se establece dicho flujo se puede diagnosticar su condición previa al inicio de las lluvias al sur de México o posterior a ello, utilizando patrones compuestos. El flujo ciclónico de VIMF depende de la posición del forzante convectivo. Por ejemplo, al desplazarse el forzante convectivo hacia el oeste durante el mes de julio la circulación ciclónica tiende a desplazarse hacia el oeste. Así, la diferencia entre junio y julio muestra un movimiento de la zona de lluvias intensas hacia el oeste y con ello una extensión de la circulación ciclónica casi estacionaria (fig.20).

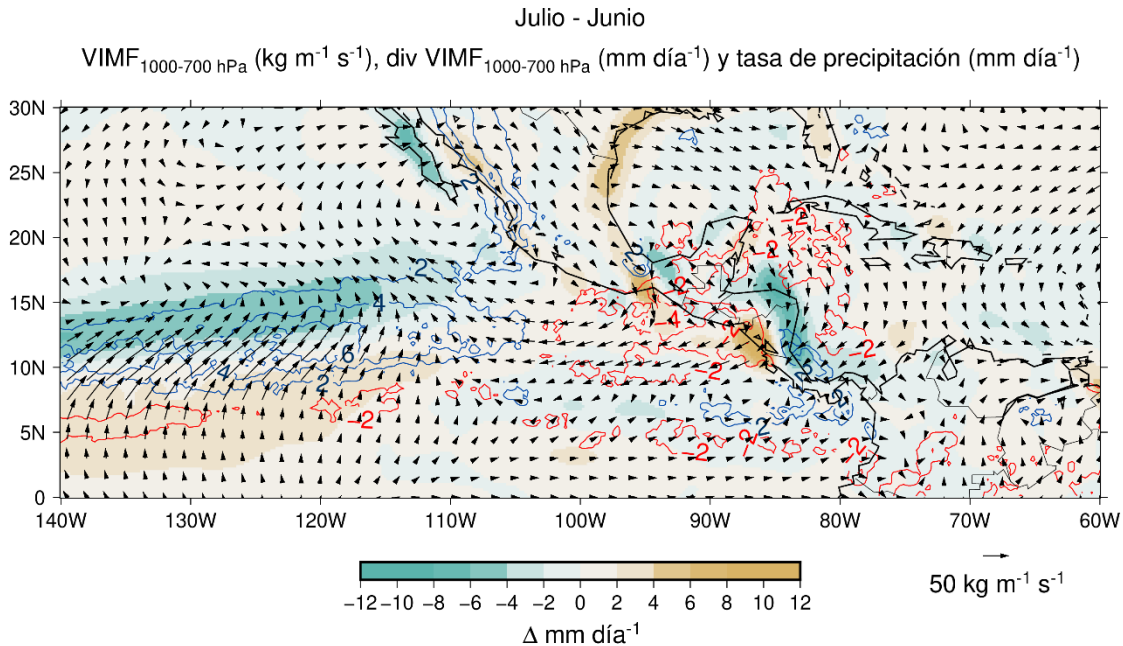


Figura 20. Cambios en VIMF (vectores) ($\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), divergencia de VIMF (mm día^{-1}) (sombreado de café a verde) y cambios en la tasa de precipitación (mm día^{-1}), positivo (azul) y negativo (rojo) de junio a julio.

Cuando se comparan las circulaciones estacionarias diez días antes (fig.21a) y diez días después (fig.21b) del inicio de las lluvias en el sur de México particularmente en Zihuatanejo, se observa el establecimiento de una circulación ciclónica manteniendo, frente a las costas del Pacífico mexicano que mantiene el flujo de humedad entre $85^{\circ}\text{W} - 110^{\circ}\text{W}$ y $5^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{N}$ en donde el flujo ascendente mantiene convección. El patrón compuesto muestra con claridad el establecimiento de una respuesta al incremento de actividad convectiva en la ITCZ, es decir una respuesta a un forzante convectivo como sugiere el modelo de Gill (1980) (fig.19).

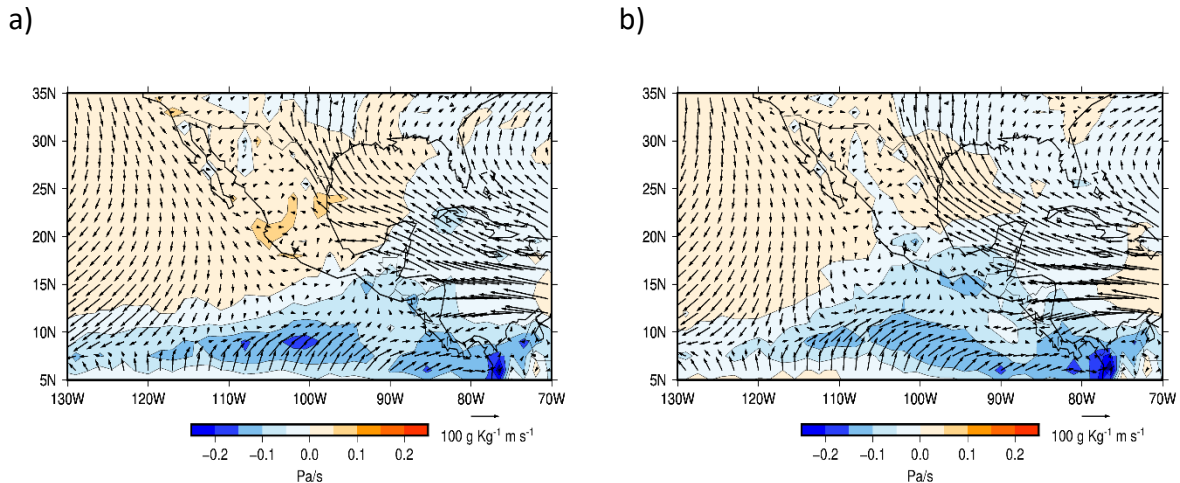


Figura 21. Patrón promedio de flujos de humedad promedio de 1000 a 850 hPa ($g\ kg^{-1}\ m\ s^{-1}$) y velocidad vertical en 300 hPa ($Pa\ s^{-1}$) (color) para a) los 10 días previos al inicio de las lluvias y b) para los 10 días posteriores al inicio de las lluvias en Zihuatanejo, Guerrero con inicio en la 1ra semana de junio.

Usando la diferencia en el flujo de humedad de los periodos anteriores se puede observar con más claridad la circulación ciclónica casi estacionaria que se forma como respuesta a una intensificación de actividad convectiva en la ITCZ (fig.22). En la región de $100^{\circ}W - 110^{\circ}W$ y $12^{\circ}N - 17^{\circ}N$ hay un incremento en las precipitaciones sobre la costa sur de México en donde inician las lluvias y donde se presentan la convergencia del flujo de humedad. Se puede observar que no sólo es la convergencia en niveles bajos sino también el efecto del forzante orográfico lo que induce precipitaciones intensas. Las lluvias sobre México se extienden incluso hasta la costa de Jalisco debido a que el inicio de las lluvias hacia esta zona ocurre con menos de 5 días de diferencia con respecto al inicio en Zihuatanejo.

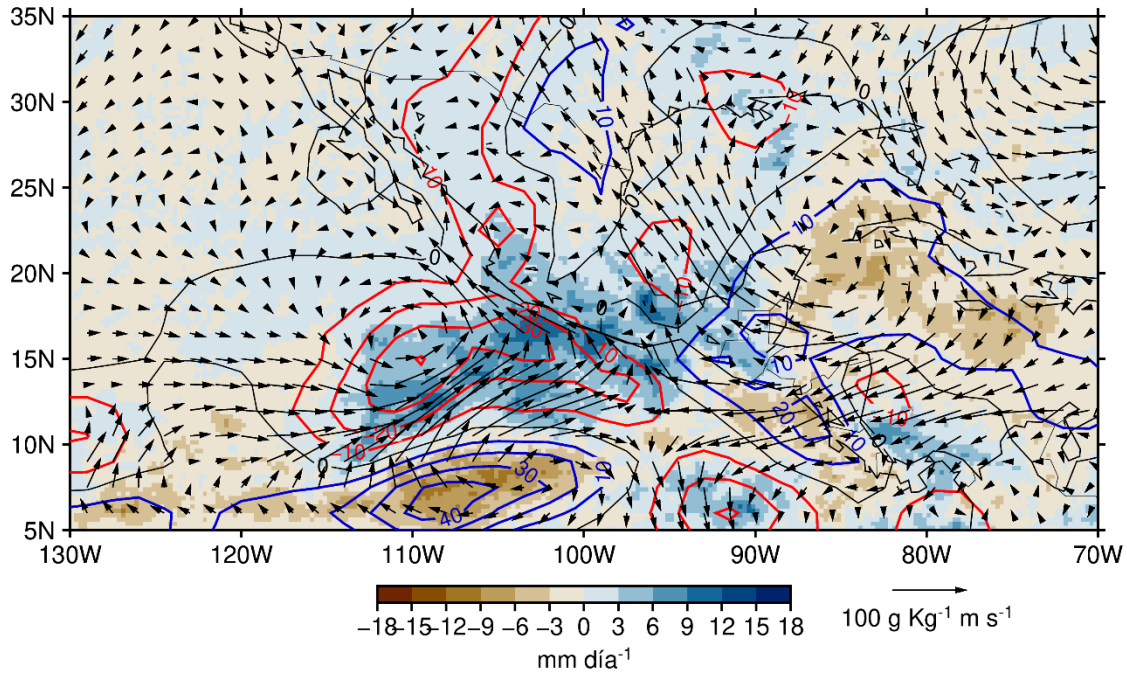


Figura 22. Patrón promedio de precipitación (mm día^{-1}) (color), flujo de humedad promediado de 1000 a 850 hPa y contornos de convergencia de humedad ($\text{g Kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$), los contornos rojos (valores negativos) indican convergencia y los contornos azules (valores positivos) indican divergencia para la diferencia de los 10 días posteriores menos los 10 días previos al inicio de las lluvias para el inicio de las lluvias en Zihuatanejo, Guerrero con inicio en la 1ra semana de junio.

Para el caso del inicio de las lluvias en Puerto Vallarta se observa también la formación de una circulación ciclónica frente a las costas de Jalisco que constituye la mayor diferencia entre diez días antes (fig.23a) y diez días después (fig.23b) de dicho momento. Como en el caso anterior el flujo de humedad se extiende desde la ITCZ hasta la parte occidental de México. Aún más, la circulación ciclónica casi estacionaria que es inducida parece estar más elongada meridionalmente como sugieren experimentos numéricos con el modelo de Gill (1980) cuando el forzante convectivo se mueve aún más al norte (fig.24).

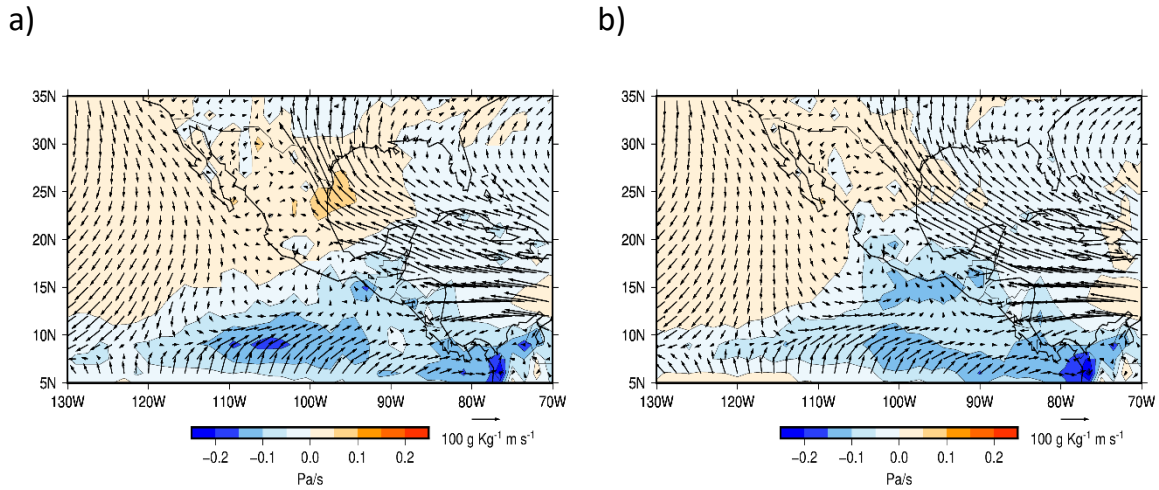


Figura 23. Patrón promedio de flujos de humedad promedio de 1000 a 850 hPa ($\text{g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$) y velocidad vertical en 300 hPa (Pa s^{-1}) (color) para a) 10 días previos y b) 10 días posteriores al inicio de las lluvias en Puerto Vallarta, Jalisco con inicio en la 2da semana de junio.

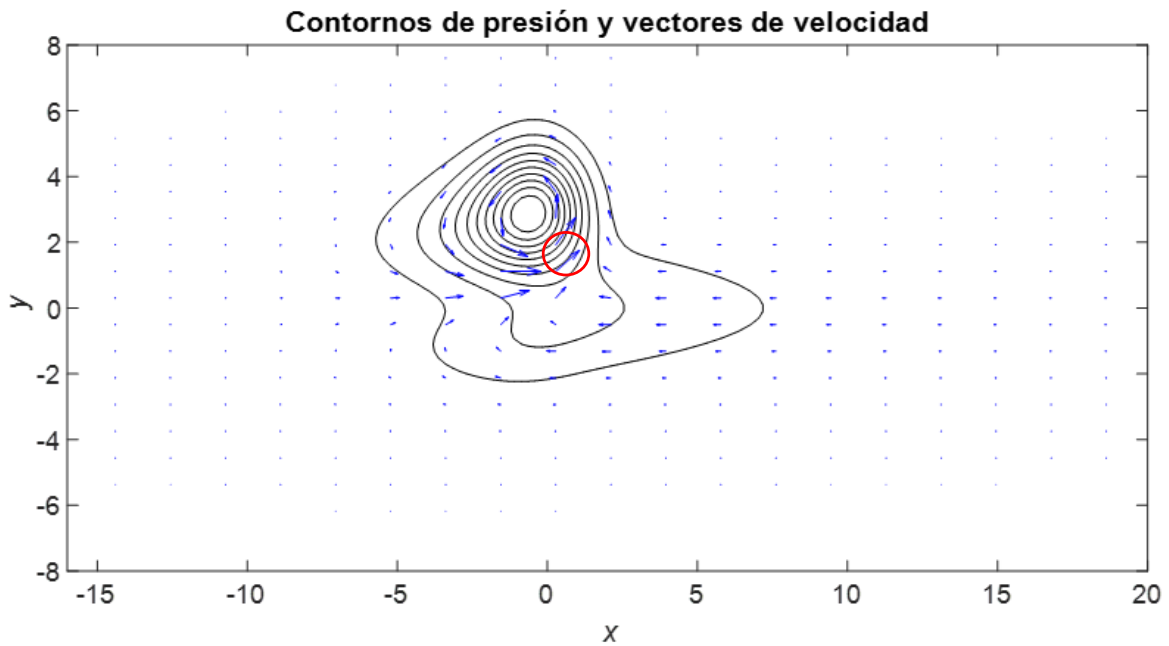


Figura 24. Simulación de campos de viento y presión en niveles bajos de la respuesta casi estacionaria al forzante convectivo (círculo rojo) fuera del ecuador ($y=2$) (Gill, 1980).

En el caso del noroeste de México las lluvias inician hacia finales del mes de junio y principios del mes de julio, cuando la actividad convectiva se desplaza aún más hacia el oeste y norte. Con el inicio de las lluvias en esta región comienza el llamado monzón de Norteamérica (Adams y Comrie, 1997; Higgins et al., 1999). La circulación previa al inicio del monzón frente a las costas del Pacífico mexicano y hacia el Golfo de California es en general débil (fig. 25a), pero con la intensificación de la ITCZ la componente sur-norte del flujo de humedad hacia el noroeste de México se refuerza (fig.25b).

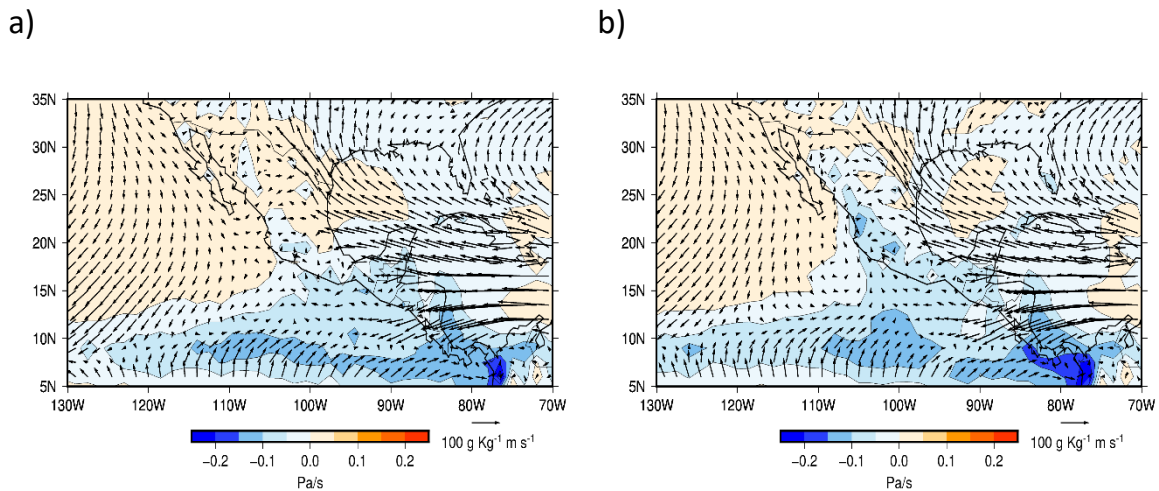


Figura 25. Patrón promedio de flujos de humedad promedio de 1000 a 850 hPa ($g\ kg^{-1}\ m\ s^{-1}$) y velocidad vertical en 300 hPa ($Pa\ s^{-1}$) (color) para a) los 10 días previos al inicio de las lluvias y b) para los 10 días posteriores al inicio de las lluvias en Mazatlán, Sinaloa con inicio en la 4ta semana de junio.

El cambio en las circulaciones y la actividad convectiva antes y después del inicio de las lluvias en Sinaloa (fig.26) muestran con mayor claridad que es el desplazamiento del forzante convectivo, reflejado a través de las lluvias en el Pacífico mexicano hasta latitudes de $15^{\circ}N$, lo que induce una circulación ciclónica casi estacionaria con flujo de humedad de sur a norte que se propaga por el Golfo de California casi hasta

Sonora. Adicionalmente, se puede observar que el flujo interoceánico, del Caribe hacia el Pacífico del Este aumenta y contribuye al reforzamiento de la ITCZ. Es interesante notar que en gran parte de Mesoamérica existe divergencia en el flujo de humedad asociado con el inicio de la canícula o Sequía de Medio Verano, lo que provoca una disminución en la actividad convectiva en esta parte de las Américas tropicales.

De los análisis anteriores se puede concluir que el inicio de las lluvias depende de las características de la ITCZ que actúa como forzante convectivo que induce circulaciones casi estacionarias. Dicho planteamiento es novedoso y abre la posibilidad de explorar formas de variabilidad climática, particularmente relacionadas con el inicio temprano o tardío de las lluvias de verano. Adicionalmente, abre la posibilidad de pronosticar a mediano plazo el inicio de las lluvias a partir de la evolución del centro de máxima convección en la ITCZ. Sin embargo, para ello es necesario establecer los mecanismos que controlan la evolución de este elemento climático considerando que su dinámica involucra procesos de interacción océano-atmósfera.

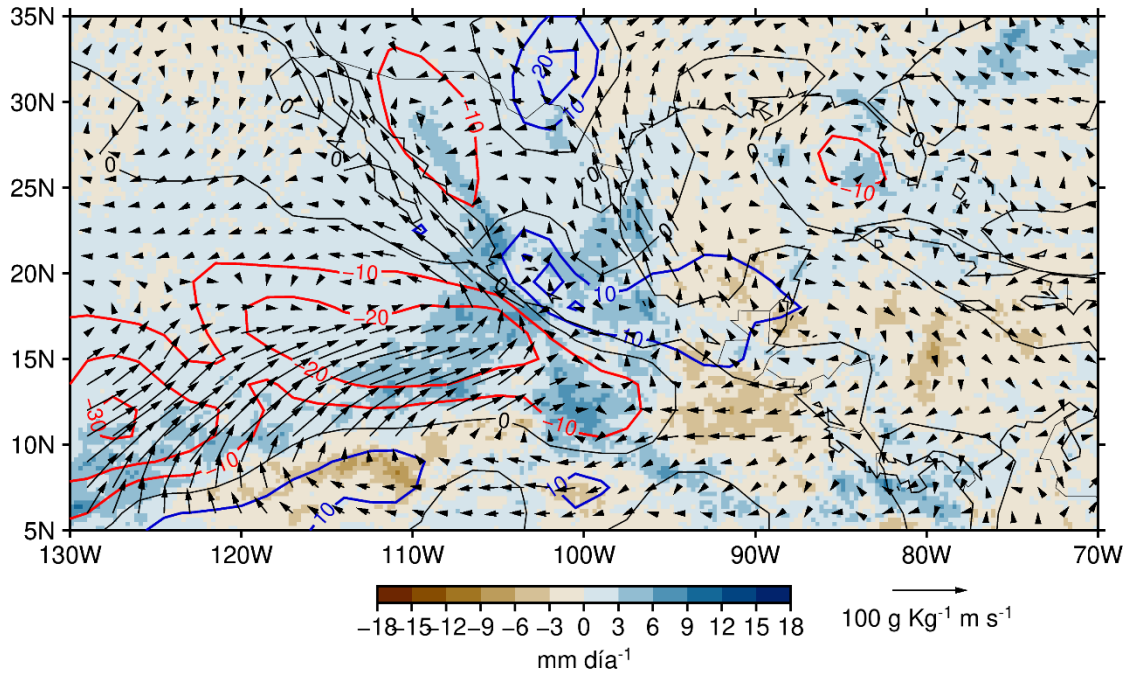


Figura 26. Patrón promedio de precipitación (mm día^{-1}) (color), flujo de humedad promediado de 1000 a 850 hPa y contornos de convergencia de humedad ($\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$), los contornos rojos (valores negativos) indican convergencia y los contornos azules (valores positivos) indican divergencia para la diferencia de los 10 días posteriores menos los 10 días previos al inicio de las lluvias para el inicio de las lluvias en Mazatlán, Sinaloa con inicio en la 4ta semana de junio.

Una muestra de las interacciones océano-atmósfera de la región se obtiene con las diferencias entre junio y julio en las SST, el viento superficial (10 m) y los cambios en la actividad convectiva profunda. Al pasar del inicio de las lluvias en junio al periodo de medio verano en julio se observa que la actividad convectiva se intensifica hacia el noroeste de México con el inicio del monzón, mientras que al sur de México la ITCZ se debilita en relación con la ocurrencia de la canícula. La SST en la zona de la ITCZ se enfrían de la forma en que fue propuesto por Magaña et al., (1999). Sin embargo, hacia la zona de la costa Pacífico de la Península de Baja California se observa un calentamiento localizado de más de 2°C . Este calentamiento se explica

con la disminución de la intensidad de los vientos de norte a sur inducidos por la alta presión semipermanente en el Pacífico del Este. Este debilitamiento en los vientos de poco menos de 5 m s^{-1} , el cual debilita el transporte de Ekman y los afloramientos de agua fría en la costa de la Península de Baja California. Dicho aumento regional de la SST permite un incremento en la capacidad de contener humedad atmosférica que se da por la circulación casi estacionaria inducida. En otras palabras, la dinámica de la atmósfera generada por la ITCZ crea condiciones para el incremento de la humedad atmosférica, que al encontrar flujo de humedad resulta en aumento en la actividad convectiva gracias al forzante orográfico en la zona de Sonora y Sinaloa. En este ejemplo la modulación de la ITCZ del Pacífico del Este está determinada en buena medida por la convergencia meridional de humedad atmosférica en niveles bajos, pero también por la contribución de humedad que induce la CLLJ (fig. 27).

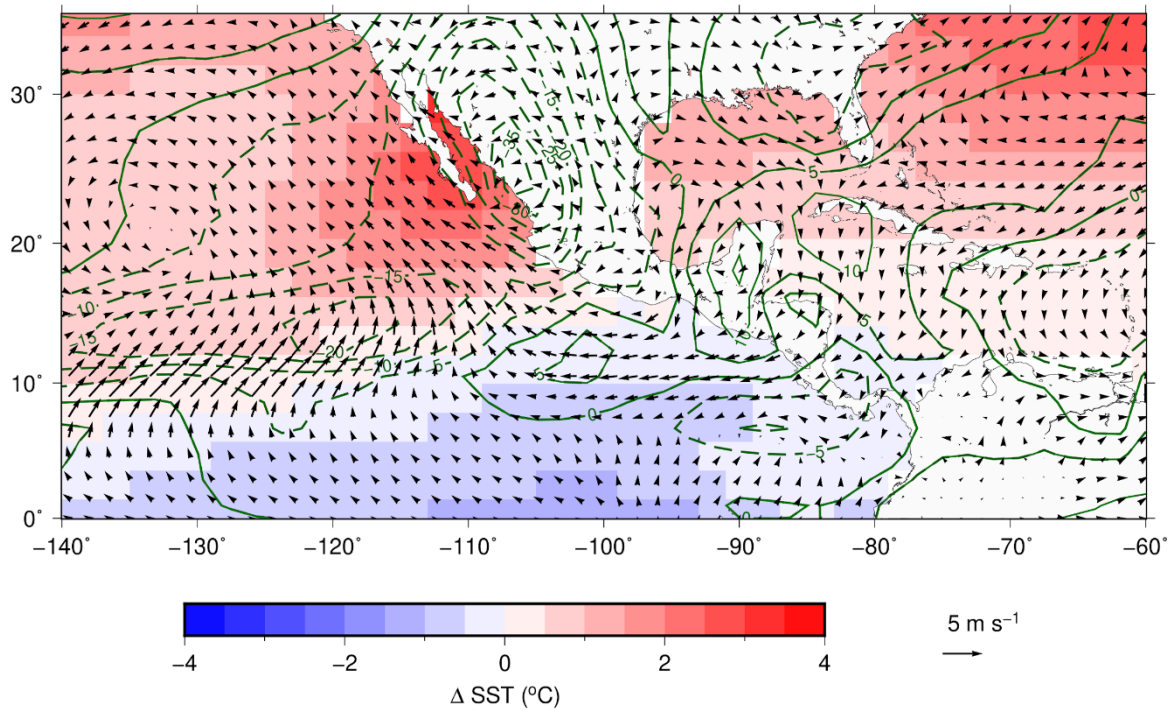


Figura 27. Cambios en vientos de superficie (10 m), SST (sombreado de azul a rojo) y OLR (líneas verdes) entre junio y julio.

3.6 Dinámica atmosférica y el inicio de las lluvias en el Pacífico Mexicano

El proceso de flujo de humedad de la ITCZ hacia el sur de México depende de las circulaciones inducidas en niveles atmosféricos bajos y de la disponibilidad de vapor de agua, que a su vez depende de la SST. Las lluvias en la costa Mesoamericana inician y se mantienen gracias a la contribución de humedad y al forzante orográfico. Un análisis de PW, divergencia de VIMF y fecha de inicio de las lluvias de verano en tres puntos referencia de la costa del Pacífico mexicano muestra los valores umbral aproximados para establecer el inicio de las lluvias. Por ejemplo, en Zihuatanejo Guerrero el inicio de la convergencia de VIMF lleva a valores de PW mayores a 45 mm al momento de ocurrir lluvias continuas a finales de mayo y principios de junio

(fig. 28). La convergencia de VIMF significa una aportación de alrededor de 10 y 20 mm día^{-1} en promedio que permite mantener PW alrededor de los 50 mm, en un ambiente donde las precipitaciones están frecuentemente entre 10 y 20 mm. Esto significa que el aporte por evaporación in situ es de segunda importancia comparado con la convergencia de flujos de humedad por lo que la dinámica de las lluvias en la zona depende de circulaciones y forzantes de gran escala en el Pacífico del Este. Es interesante notar que hacia julio el PW muestra una ligera disminución y la convergencia de VIMF parece ser mínima, lo que determina la ocurrencia de la canícula.

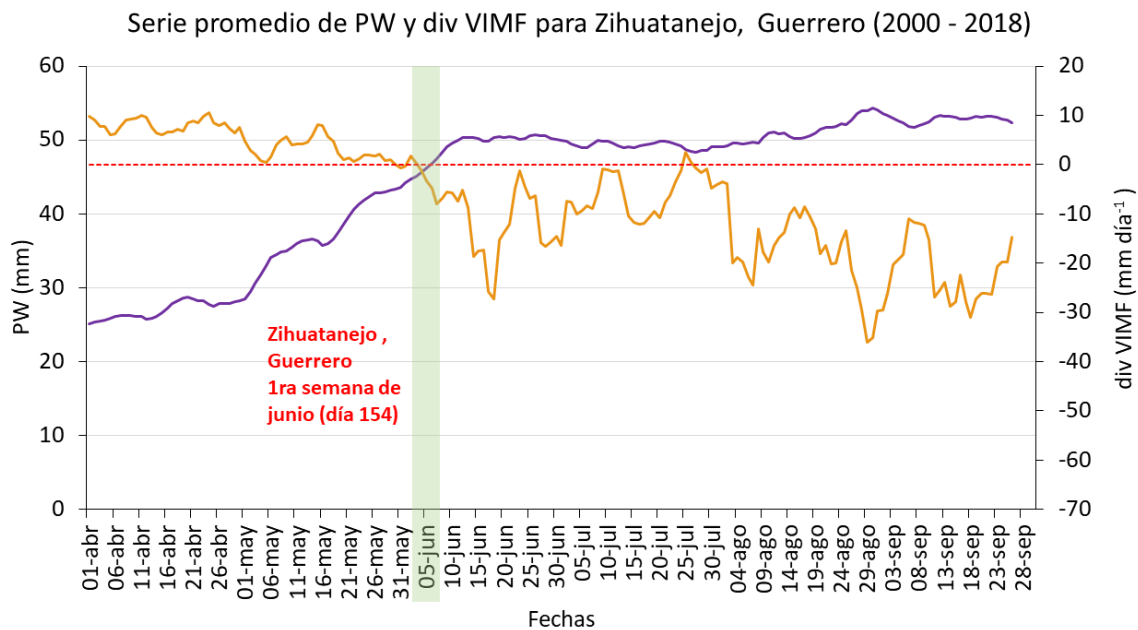


Figura 28. Serie diaria (2000 – 2018) de abril a septiembre de PW (mm) (línea morada) y divergencia de VIMF (mm día^{-1}) (línea naranja) en Zihuatanejo, Guerrero.

Un análisis similar para el caso de Puerto Vallarta, Jalisco indica que el valor umbral de PW que debe ser mantenido con convergencia de VIMF es de alrededor de 42 mm lo cual se inicia aproximadamente durante la segunda semana de junio (fig.29).

Como en el caso anterior es el flujo de humedad lo que mantiene con poca variación el PW lo que permite lluvias frecuentes en el periodo.

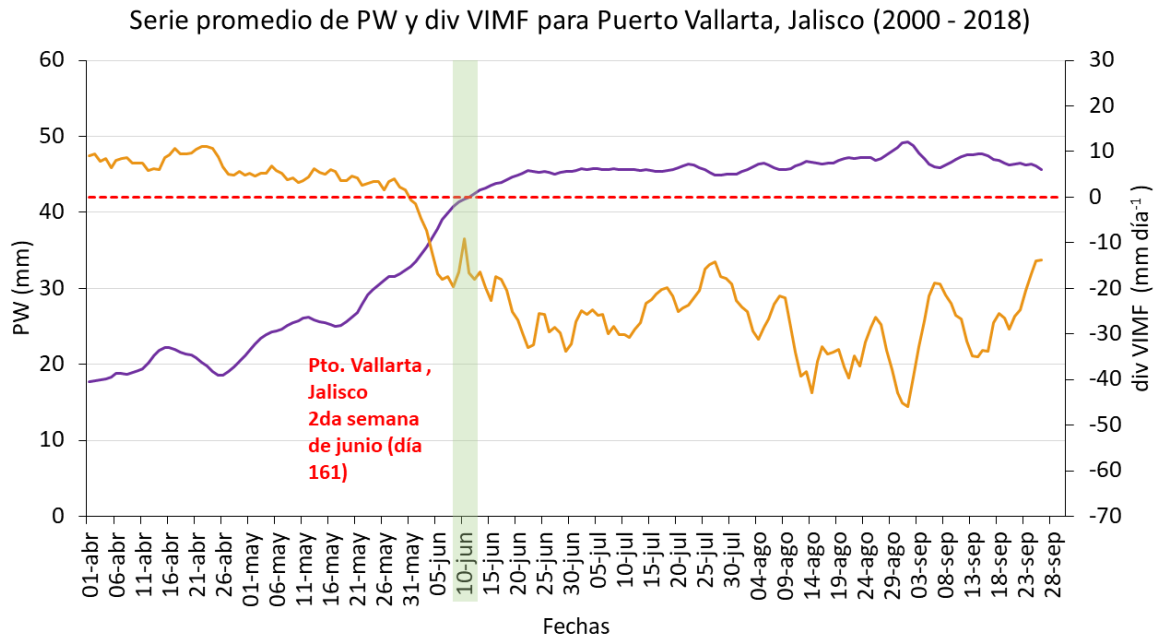


Figura 29. Serie diaria (2000 – 2018) de abril a septiembre de PW (mm) (línea morada) y divergencia de VIMF (mm día^{-1}) (línea naranja) en Puerto Vallarta, Jalisco.

Finalmente, para el caso de Mazatlán en la zona del monzón de Norteamérica la convergencia de humedad se da hacia principios de julio cuando la humedad en la atmósfera alcanza los 50 mm (fig. 30). A pesar de este alto contenido de humedad, las precipitaciones solo ocurren, cuando la condición dinámica de vientos húmedos forzados a ascender por la orografía se presenta. El alto contenido de humedad atmosférica genera con frecuencia tormentas convectivas de mesoescala de gran intensidad características del monzón (Ramos-Pérez et al., 2022).

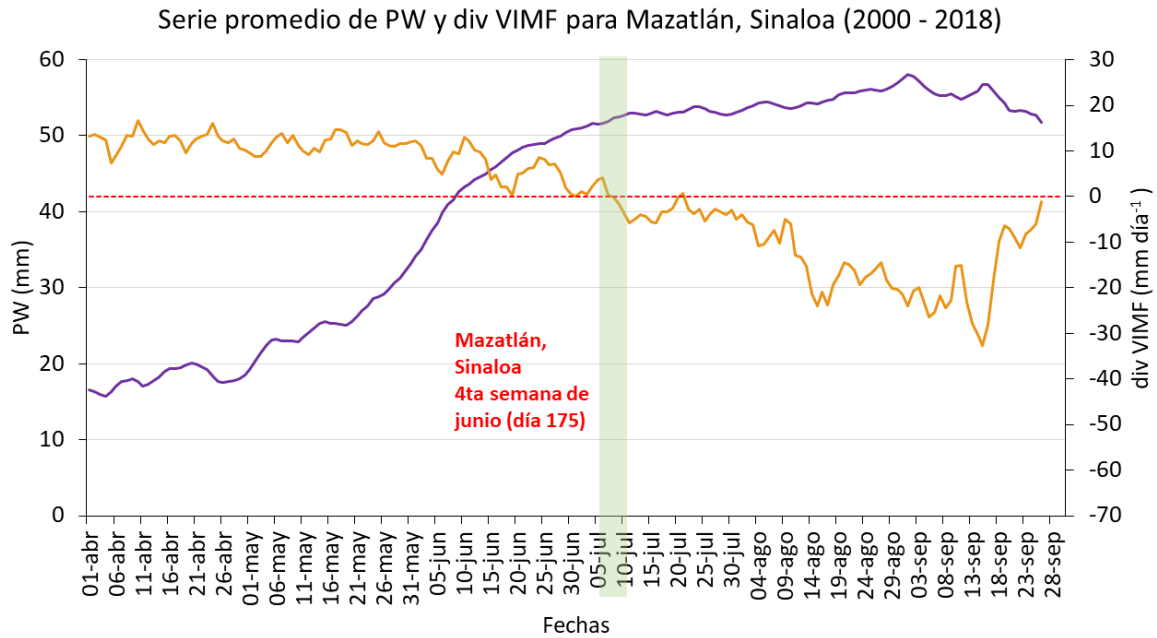


Figura 30. Serie diaria (2000 – 2018) de abril a septiembre de PW (mm) (línea morada) y divergencia de VIMF (mm día⁻¹) (línea naranja) en Mazatlán, Sinaloa.

4. Conclusiones

El inicio de las lluvias de verano en México y en el mundo con clima monzónico es un momento clave para diversas actividades socioeconómicas. La agricultura, la gestión del agua, la protección civil, son sectores que se beneficiarían enormemente si se pudiera definir y pronosticar de mejor manera el comienzo de la temporada húmeda. Han sido numerosos los esfuerzos por establecer en qué momento inician las lluvias en diversas regiones en México, principalmente con el uso empírico de datos de días con lluvia. Díaz (2019) propuso un esquema para definir el inicio de las lluvias a lo largo de la costa del Pacífico mexicano considerando la velocidad con que se acumula agua de lluvia en periodos de alrededor de diez días. Más allá del elemento empírico en dicha propuesta metodológica se encuentran factores dinámicos reguladores del clima que dan sustento a dicha propuesta.

El presente trabajo muestra que detrás de la estimación de temporada de lluvias existen principios físicos que explican por qué ésta se presenta en ciertos momentos. La idea de circulaciones casi estacionarias induciendo flujo de humedad hacia las costas del Pacífico mexicano recae en el modelo teórico de ondas casi estacionarias en los trópicos propuesto por Gill (1980). En éste, la actividad convectiva fuera del ecuador induce ondas de Rossby estacionarias de mayor intensidad en el hemisferio donde se ubica el forzante convectivo. Esta condición se presenta en la ITCZ del Pacífico del Este durante el verano, ya que su intensificación y migración se refleja en la posición e intensidad de una circulación ciclónica de niveles bajos casi estacionaria que induce flujos de humedad de sur a norte hacia México. El flujo de humedad es suficientemente intenso como para mantener PW elevado y generar actividad convectiva por forzamiento orográfico a lo largo de la costa. Dicho flujo y convergencia de humedad juegan un papel más importante que la evaporación *in*

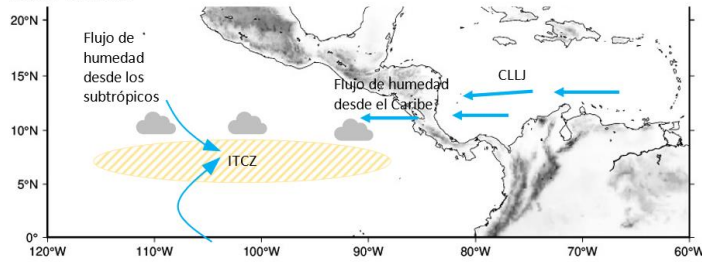
situ, lo que permite concluir que un análisis de circulaciones de gran escala forzadas por la ITCZ es suficiente para diagnosticar el inicio de las lluvias de verano en la costa del Pacífico mexicano.

El presente análisis permite mostrar que un papel importante en la dinámica de la ITCZ y por lo tanto en las lluvias de verano en México es el flujo de humedad proveniente del Caribe que es modulado por la CLLJ. De esta manera, la secuencia de eventos que resulta en el inicio de las lluvias en las costas del Pacífico de México es i) la intensificación del CLLJ y el incremento de transporte de humedad hacia el Pacífico del Este, ii) mayor convergencia de humedad en la ITCZ en el Pacífico del Este y actividad convectiva intensa que actúa como forzante convectivo, que iii) induce una circulación ciclónica casi-estacionaria en niveles bajos y que refuerza el flujo de humedad proveniente de la ITCZ hacia el sur de México, y iv) el incremento de la convergencia de humedad a lo largo del Pacífico de México (fig. 31).

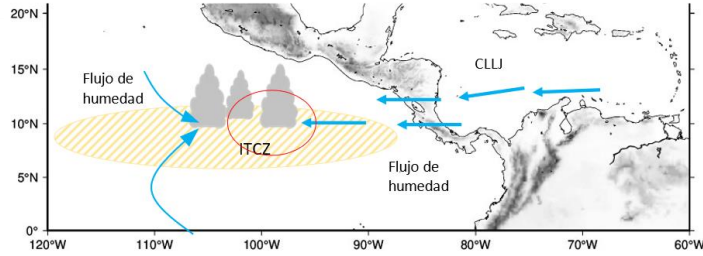
Por ello, pronosticar el comportamiento de la ITCZ en el Pacífico del Este dependerá no solo de las SST sino de la influencia de flujos interoceánicos. Es claro que esto hace del problema de pronóstico climático regional un desafío pues aún no es claro cómo pronosticar el comportamiento de la CLLJ ya que se trata de un problema de interacciones transientes-flujo medio (Herrera, 2020).

Son muchos los problemas abiertos que surgen a partir de este estudio como el de la variabilidad interanual o las tendencias en las fechas de inicio de las lluvias. Similarmente, se puede hacer un planteamiento de la fecha de término de la temporada de lluvias de verano o del inicio y duración de la canícula. Dichos retos constituyen un área de oportunidad para el pronóstico regional en México.

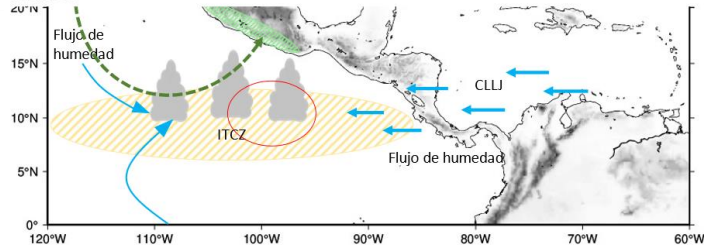
1. Intensificación del CLLJ y flujo de humedad adicional desde el Caribe hacia la ITCZ.



2. Mayor convergencia de humedad en la ITCZ en el Pacífico del Este y actividad convectiva reforzada.



3. Circulación ciclónica casi-estacionaria en niveles bajos inducida por el forzante convectivo que permite flujo de humedad proveniente de la ITCZ hacia el sur de México.



→ Cambio en el flujo de humedad inducido por un forzante convectivo (Gill, 1980).

4. Incremento de la convergencia de humedad a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano.

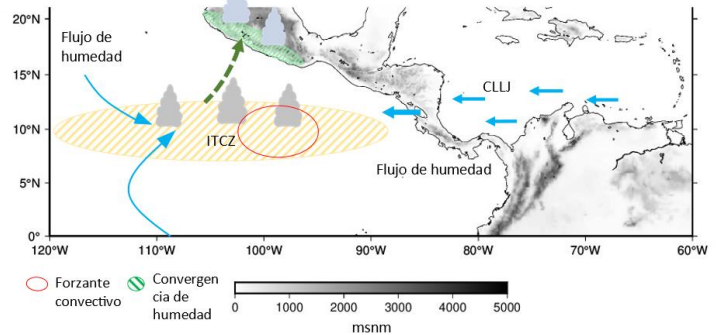


Figura 31. Secuencia de eventos que dan inicio a las lluvias sobre la costa del Pacífico Mexicano.

5. Referencias

- 1) Adams, D.K. y Comrie, A.C. (1997). The north American monsoon. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 2197-2213.
- 2) Alfaro, E. (2002). Some characteristics of the annual precipitation cycle in Central America and their relations with its surrounding tropical oceans. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 9(2), 88 – 103.
- 3) Amador, J.A. (1998). A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Oceanogr.*, 5, 91-102.
- 4) Carvalho, L.M.V. y Jones, C. (2015). *The Monsoons and Climate Change: Observations and Modeling*. California, EU. Springer.
- 5) CONAGUA-SMN. Comisión Nacional del Agua - Servicio Meteorológico Nacional. Información Climática. [15 de octubre de 2020]. Disponible en: <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica>
- 6) Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017). ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). [01 de abril de 2022]. Disponible en: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>

- 7) Deep convective heating on sigma levels from NOAA NCEP-DOE Reanalysis-2 Monthly dg3: NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2). (2020). [17 de febrero de 2021]. <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-DOE/.Reanalysis-2/>
- 8) Díaz Alcántara, S.G., (2019). *Inicio de las lluvias de verano en las costas del Pacífico Mesoamericano*. Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México.
- 9) Domínguez, C. y Magaña, V. (2018). The Role of Tropical Cyclones in Precipitation Over the Tropical and Subtropical North America. *Front. Earth Sci.*, 6(19).
- 10) Englehart, P. J. y Douglas, A. V. (2002). México's summer rainfall patterns: an analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmósfera*, 15(3), 147-164.
- 11) Ferijal, T., Batelaan, O., Shanafield, M. et al. (2022). Determination of rainy season onset and cessation based on a flexible driest period. *Theor. Appl. Climatol.*,148, 91–104.
- 12) Galván, L. y Magaña, V. (2020). Forest fires in Mexico: an approach to estimate fire probabilities. *International Journal of Wildland Fire*, 29(9),753-763.
- 13) García Acosta,V. (1997). *Historia y Desastre en América Latina*. Vol. 2. Panamá. La Red.

- 14) Gill, A.E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106, 447-462.
- 15) 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.
- 16) Herrera, E., Magaña, V. y Caetano, E. (2015). Air–sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *International Journal of Climatology*, 35, 1569–1578.
- 17) Herrera Aztegui, L.E. (2020). *Interacción de transientes-flujo medio atmosférico sobre las albercas de agua caliente de las Américas*. Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.
- 18) Higgins, R. W., Chen, Y., y Douglas, A.V. (1999). Interannual variability of the North American warm season precipitation regime. *Journal of Climate*, 12(3), 653-680.
- 19) Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J. y Adler, R.F. (2016), TRMM (TMPA) Precipitation L3 1 day 0.25 degree x 0.25 degree V7, Edited by Andrey Savtchenko, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). [20 de febrero de 2022]. Disponible en: [10.5067/TRMM/TMPA/DAY/7](https://doi.org/10.5067/TRMM/TMPA/DAY/7)

- 20) Kalnay et al., (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470.
- 21) Kousky, V. E. (1988). Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Reivista Brasileira de Meteorologia*, 3, 217-231.
- 22) 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.
- 23) 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.
- 24) Lindzen, R.S. y Nigam, S. (1987). On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44(17), 2418 – 2436.
- 25) Magaña, V. (1999). *Los impactos de El Niño en México*. México: Dirección General de Protección Civil - Secretaría de Gobernación, 229.
- 26) Magaña, V., Amador, J.A. y Medina, S. (1999). The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6), 1577 - 1588.
- 27) Magaña, V. y Caetano, E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophysical Research Letters* (32), 4.

- 28) Magaña, V. Herrera, E., Ábrego-Góngora, C.J. y Ávalos, J.A. (2021). Socioeconomic Drought in a Mexican Semi-arid City: Monterrey Metropolitan Area, a Case Study. *Front. Water* 3:579564.
- 29) Maloney, E.D. y Kiehl, J.T. (2002). MJO-related SST variations over the Tropical Eastern Pacific during Northern Hemisphere Summer. *Journal of Climate*, 15, 675-68.
- 30) Matsuno, T. (1966). Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 44, 25-43.
- 31) Medina-Elizalde, M., y Rohling, E. J. (2012). Collapse of classic maya civilization related to modest reduction in precipitation. *Science*, 335.
- 32) Méndez, M. y Magaña, V. (2010). Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over México and Central America. *Journal of Climate*, 23, 1175- 1188.
- 33) 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.
- 34) Neelin, J.D. (1988). A simple model for surface stress and low-level flow in the tropical atmosphere driven by prescribed heating. *QJR Meteorol Soc*, 114, 747-770.

- 35) NOAA NCEP CPC GLOBAL: Global outgoing longwave radiation data from the Climate Prediction Center. (2021). [10 de marzo de 2022]. Disponible en: <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.CPC/.GLOBAL/>
- 36) Peixoto, J.P. y Oort, A.H. (1992) Primera edición. *Physics of Climate*. American Institute of Physics.
- 37) Pérez, E.P., Magaña, V., Caetano, E., y Kusunoki, S. (2014). Cold surge activity over the Gulf of México in a warmer climate. *Front. Earth Sci.* 2, 19.
- 38) 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.
- 39) Ramos-Pérez, O., Adams, D., Ochoa, C. y Quintanar, A. (2022). A Climatology of Mesoscale Convective Systems in Northwest Mexico during the North American Monsoon. *Atmosphere*, 13, 665.
- 40) 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.
- 41) Schneider, T., Bischoff, T. y Haug, G.H., (2014). Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, 513, 45-53.

- 42) Sea Surface Temperature from NOAA NCEP EMC CMB GLOBAL Reyn_SmithOlv2. (2022). [10 de marzo de 2022]. Disponible en: https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.EMC/.CMB/.GLOBAL/.Reyn_SmithOlv2/.monthly/.sst/
- 43) Trenberth, K. and Guillemot, C. (1998) Evaluation of the Atmospheric Moisture and Hydrological Cycle in the NCEP/ NCAR Reanalyses. *Climate Dynamics*, 14, 213-231.
- 44) Uribe Alcántara, E. M., (2002). *El inicio de la temporada de lluvias en la costa sudoeste de México: relaciones para su diagnóstico y pronóstico*. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.
- 45) Vallis, G. K., (2006). Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics. *Cambridge University Press*, 745, 227-334.
- 46) Webster, J.P. (1972). Response of the Atmosphere to Local, Steady Forcing. *Monthly Weather Review*, 100 (7), 518 – 541.
- 47) Webster, P.J. (1994). The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Reviews of Geophysics*, 32 (4), 427-476.
- 48) White, K.C. (2015). Assessing the accuracy of vertical profiles of heating and vertical motion in the tropical Eastern Pacific. Thesis: Master of Science. Texas A&M University.

49) 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.

6. Anexos

Anexo I. Artículo en revisión

“Inter ocean basin moisture fluxes and the onset of the summer rainy season over southern Mexico”

Victor Magaña* and Sonia Diaz

Original Research, *Front. Clim. - Predictions and Projections*

Received on: 05 Sep 2022, Edited by: Joke Luebbecke

Manuscript ID: 1037350

Research Topic: Interactions among Climates of Ocean Basins

Inter ocean basin moisture fluxes and the onset of the summer rainy season over southern Mexico

Victor Magaña^{1*}, Sonia Diaz¹

¹National Autonomous University of Mexico, Mexico

Submitted to Journal:
Frontiers in Climate

Specialty Section:
Predictions and Projections

Article type:
Original Research Article

Manuscript ID:
1037350

Received on:
05 Sep 2022

Revised on:
26 Oct 2022

Journal website link:
www.frontiersin.org

In review

Conflict of interest statement

The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest

Author contribution statement

VM Proposal of a mechanisms that relates climate variability over the Caribbean Sea with climate variability in the eastern tropical Pacific.

VM Hypothesis on how enhancement in the ITCZ leads to convective activity in Mexico.

SD Development for a criteria on the onset on the rainy season in southern Mexico

SD Analysis in the shift of maxima in convective activity in the ITCZ and the areas of rain along the Mexican Pacific coast.

SD Development of cualitative model on how variations in the CLLJ affect climate in western Mexico.

Keywords

onset of the rainy season¹, Caribbean Low-Level Jet², moisture convergence³, quasi-stationary Rossby wave⁵, interocean basin moisture flux⁶

Abstract

Word count: 268

The onset of the rainy season in monsoonal climates is a key element for the development of water related activities. In southern Mexico, it starts in late May or early June, while in western and northwestern part of the country in begins between early and mid-July. Previous studies indicate that it depends on the meridional position of the eastern Pacific Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ). The present analysis shows that it also depends on the longitudinal position of the center of maximum convective activity in the ITCZ, which induces a quasi-stationary low-level cyclonic circulation that results in moisture fluxes to the Mexican Pacific coast and rains. The Caribbean Low-Level Jet (CLLJ) is a mechanism that modulates inter ocean basin moisture fluxes into the eastern Pacific ITCZ and the location of the maximum convective activity in this system. We propose that the sequence of events that leads to the onset of the rainy season in southern Mexico is: i) an episode of strong moisture flux from the Caribbean Sea into the eastern Pacific ITCZ, ii) a region of intense convective activity in the ITCZ that triggers a quasi-stationary low-level cyclonic circulation which in turn, induces moisture flux into southern Mexico, and iii) the development of convective activity in southern Mexico that determines the onset of the rainy season. The intensification of the CLLJ from June to July also results in a westward displacement of the region of maximum convection within the ITCZ that leads to changes in the atmospheric circulations and moisture fluxes that determine the onset of the rainy season at higher latitudes in the Mexican Pacific coast.

Contribution to the field

Determining the onset of the rainy season is a great value for several water related activities. The present study shows that the interocean basin moisture fluxes are important factors that determine not only the onset of the rainy season but also variations in the summer rains. When the flux from the Caribbean Sea into the eastern tropical Pacific intensifies, convective activity in the Intertropical Convergence Zone strengthens, which induces northward moisture flux into southern Mexico that produces rains. However, if this moisture flux from the Caribbean is stronger, the tropical convection in the Pacific slightly shift to the west along with the moisture flux into southern Mexico. This tends to occur in July and August when the low-level winds from the Caribbean maximize. The associated westward displacement in the zone of maximum convection in the eastern tropical Pacific results in a minimum in tropical convection over Mexico and Central America known as the Mid-Summer Drought. Therefore, the low-level atmospheric circulations over the Caribbean Sea impact summer rains in the eastern Pacific and Mesoamerica. This finding may help to predict variations in convective activity along the Pacific coast of Mexico including the onset of the rainy season.

Funding statement

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, Mexico PCC- 319779, Project title "On the role of easterly waves in the Intra-Americas Seas

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, Mexico CVU1084139, Scholarship for graduate studies of Sonia Díaz
Intituto de Geografía, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, facilities for the development of the study

Ethics statements

Studies involving animal subjects

Generated Statement: No animal studies are presented in this manuscript.

Studies involving human subjects

Generated Statement: No human studies are presented in this manuscript.

Inclusion of identifiable human data

Generated Statement: No potentially identifiable human images or data is presented in this study.

In review

Data availability statement

Generated Statement: Publicly available datasets were analyzed in this study. This data can be found here:
<https://www.ecmwf.int/> <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.CPC/.GLOBAL/>
<https://smn.conagua.gob.mx/es/> https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/TRMM_3B42_Daily_7/summary.

In review

1 **Inter ocean basin moisture fluxes and the onset of the summer rainy season**
2 **over southern Mexico**

3

4 Víctor Magaña^{1*} and Sonia Diaz²

5

6 ¹Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico, Mexico.

7

8 ²Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico,
9 Mexico.

10

11 *** Correspondence:**

12 victormr@unam.mx

13

14 **Keywords: onset of the rainy season¹, Caribbean Low-Level Jet², moisture**
15 **convergence³, intertropical convergence⁴, quasi-stationary Rossby waves⁵, inter ocean**
16 **basin moisture flux⁶**

17

18 *Abstract*

19 The onset of the rainy season in monsoonal climates is a key element for the development of
20 water related activities. In southern Mexico, it starts in late May or early June, while in
21 western and northwestern part of the country it begins between early and mid-July. Previous
22 studies indicate that it depends on the meridional position of the eastern Pacific Inter Tropical
23 Convergence Zone (ITCZ). The present analysis shows that it also depends on the
24 longitudinal position of the center of maximum convective activity in the ITCZ, which
25 induces a quasi-stationary low-level cyclonic circulation that results in moisture fluxes to the
26 Mexican Pacific coast and rains. The Caribbean Low-Level Jet (CLLJ) is a mechanism that
27 modulates inter ocean basin moisture fluxes into the eastern Pacific ITCZ and the location of
28 the maximum convective activity in this system. We propose that the sequence of events that
29 leads to the onset of the rainy season in southern Mexico is: i) an episode of strong moisture
30 flux from the Caribbean Sea into the eastern Pacific ITCZ, ii) a region of intense convective
31 activity in the ITCZ that triggers a quasi-stationary low-level cyclonic circulation which in

32 turn, induces moisture flux into southern Mexico, and iii) the development of convective
33 activity in southern Mexico that determines the onset of the rainy season. The intensification
34 of the CLLJ from June to July also results in a westward displacement of the region of
35 maximum convection within the ITCZ that leads to changes in the atmospheric circulations
36 and moisture fluxes that determine the onset of the rainy season at higher latitudes in the
37 Mexican Pacific coast.
38

In review

39 **1. Introduction**

40

41 The characteristics of the rainy season have been the subject of numerous investigations
42 around the world. Determining or predicting the onset of the rainy season is a subject of
43 major interest in tropical and subtropical climates, given its relevance in the planning of
44 several water related activities (e.g., Sivakumar, 1988). Various methods have been proposed
45 to approximately determine and predict the beginning of summer precipitation regime (e.g.,
46 Kousky, 1988; Liebmann and Marengo, 2001; Liebmann et al., 2007; Ferijal et al., 2022).
47 An early or late onset of the rainy season may determine the accumulated precipitation, as in
48 southern Mexico, where it may result in fluctuations of ± 10 to 15% with respect to the mean
49 summer accumulated rainfall (Uribe, 2002). A late onset may have negative environmental
50 consequences in terms of water stress in the vegetation and forest fires (Galván and Magaña,
51 2020) or negative impacts in the rainfed agriculture (Adams et al., 2003; Neri and Magaña,
52 2015).

53

54 Most of Mexico exhibits a monsoonal type of climate with a relatively dry winter from
55 November to April and a rainy season from May through October (Englehart and Douglas,
56 2002; Higgins, 2003), which includes a relative minimum in precipitation between July and
57 August, known as the Mid-Summer Drought (MSD) (Magaña et al., 1999). The MSD
58 involves the temporal evolution of the CLLJ (Amador, 1998) and its effects in the ITCZ
59 (Magaña and Caetano, 2005; Herrera et al., 2015). On interannual time scales, a wet or a dry
60 rainy season in Mexico and Central America depends on El Niño Southern Oscillation
61 (ENSO), which affects the intensity of the CLLJ (Wang, 2007) and the tropical cyclone
62 activity over the Caribbean Sea (Domínguez and Magaña, 2018). It has been suggested that
63 the CLLJ, ENSO and the North Atlantic Subtropical High exhibit a relationship that affects
64 regional climate over most of the northern tropical Americas (Wang, 2007). In particular, the
65 onset of the rainy season in southern Mexico appears to be related to the temporal and spatial
66 characteristics of the eastern Pacific ITCZ (Uribe, 2002), which in turn may be modulated
67 by ENSO on interannual time scales (Magaña et al., 2003).

68

69 The meridional migration and intensity of the eastern Pacific ITCZ between May and June
70 determines the initiation of the rainy season along the Mexican Pacific coast. Although the
71 temporal evolution of the eastern Pacific ITCZ is generally controlled by the meridional
72 convergence of low-level moisture and surface boundary conditions, related to the Sea
73 Surface Temperature (SST) gradients (Lindzen and Nigam, 1987), the CLLJ may also be
74 important in the seasonal evolution (location and magnitude) of its intense tropical
75 convection (Méndez and Magaña, 2010; Durán, 2012; Herrera et al., 2015). Periods of
76 intense or weak of CLLJ may influence the spatial characteristics of the ITCZ (Herrera et al.,
77 2015) by means of fluctuations in the moisture flux from the Caribbean Sea into the eastern
78 tropical Pacific (García-Martínez and Bolasina, 2020).

79
80 Various studies show that El Niño conditions influence the rainy season when the sources
81 and sinks of atmospheric moisture are altered (Magaña et al., 2003). During El Niño boreal
82 summer, the mean position of the ITCZ in the eastern Pacific tends to remain closer to the
83 equator than normal (Waliser and Gautier, 1991), which tends to result in a late onset of the
84 rainy season in Mexico (Uribe 2002). Magaña et al., (1999) observed a westward shift in the
85 location of the most intense convection in the eastern Pacific ITCZ during the MSD, which
86 controls tropical and subtropical atmospheric circulations over the Americas. These
87 circulations correspond to forced quasi-stationary cyclonic circulations (Rossby wave) to the
88 northwest of the convective forcing (Gill, 1980), which affect the moisture flux into southern
89 Mexico and the characteristics of the rainy season.

90
91 It may be hypothesized that, depending on the intensity and position of convective activity
92 in the ITCZ, the associated south to north moisture flux from the tropical eastern Pacific to
93 Mexico may vary and consequently, the characteristics of tropical convective activity along
94 its Pacific coast. The sequence of events that may determine the onset of the rainy season
95 include the intensification of the inter ocean moisture flux associated with the CLLJ.
96 Therefore, the objective of the present study is to document such sequence of dynamical
97 processes that contribute to the seasonal evolution of the summer rainy season in the southern
98 Mexico region, including its onset.

99

100 2. Data and methodology

101

102 Water vapor flux is important for understanding the global hydrological cycle (Yamada,
103 2015). Various studies have shown that precipitation events are influenced by the timing,
104 positioning, and duration of vertically integrated water vapor transport (e.g., atmospheric
105 rivers) (Gimeno et al., 2014). Its convergence is crucial for the development of events of
106 intense convective activity (e.g, Ejigu et al., 2021). The vertically integrated moisture fluxes
107 (VIMF) [Eq.1] and its convergence constitute good indicators of changes in precipitable
108 water (PW) and convective activity over the ITCZ and tropical regions with monsoonal
109 climate (Fasullo and Webster, 2003). The VIMF is estimated as:

110

$$111 \quad \text{VIMF} = \frac{1}{g} \int_{p=1000}^{p=700} \mathbf{V}q \, dp \quad [\text{Eq. 1}]$$

112

113 where q is the specific humidity (kg/kg), \mathbf{V} is the horizontal wind field, g is the gravity
114 constant, and p defines a pressure level. VIMF is calculated using daily ERA-5 data for the
115 1979-2018 period (Copernicus, 2017).

116

117 A convergent field of VIMF means an area of moisture sink, while a divergent one constitutes
118 the moisture source. Over short time periods, the VIMF may be interpreted as proportional
119 to moisture advection, as in the tropics. Boundary layer moisture convergence is crucial for
120 the development of deep convection (Back et al.,2009). For the present study, the VIMF and
121 the convergence of the VIMF are calculated for the 1000 - 700 hPa tropospheric layer to
122 include the boundary layer moisture transport and the potential effect of easterly waves (Serra
123 et al., 2010).

124

125 Changes in PW induced by VIMF convergence are important to examine episodes of intense
126 tropical convection in the ITCZ and in the tropical Americas (Durán et al., 2017). Daily PW
127 data is obtained using the atmospheric moisture content between 1000 and 300 hPa by means
128 of the expression:

129
$$PW = \frac{1}{g} \int_{1000}^{300} q dp \quad [Eq. 2]$$

130

131 Although [Eq. 2] considers the entire atmospheric column, the largest contribution to PW
132 comes from moisture convergence at low atmospheric levels.

133

134 Outgoing Longwave Radiation (OLR) data from NOAA/NCEP are used to document deep
135 convective activity in the ITCZ for the 1981-2018 period (NOAA, 2022). The daily OLR
136 data have a spatial resolution of 2.5° X 2.5°. Precipitation estimates correspond to the TRMM
137 (2011) data on a 0.25° X 0.25 grid for the period 1998-2018. Data from various weather
138 stations in the Pacific coast of Mexico (CONAGUA, 2022) are also used as reference to
139 determine the onset of the rainy season.

140

141 One of the most popular methods to estimate the onset of the rainy season is the so-called
142 method of “anomalous accumulation” (Liebmann et al., 2007), which is based on the sum
143 of daily precipitation with a positive slope. This method has the advantage that it does not set
144 a threshold for rainfall that should occur in a certain period (Tourigny and Jones, 2009),
145 compared to other methods that require defining magnitude and duration of rainfall for a
146 certain number of days. Therefore, it may be applied independent of the place where the onset
147 of the rainy season is to be calculated.

148

149 The difference between two consecutive ten days composites, corresponding to conditions
150 before and after the onset of the rainy season, or two consecutive monthly means, is used to
151 show the enhancement of the CLLJ, the changes in the eastern Pacific ITCZ and the related
152 moisture fluxes.

153

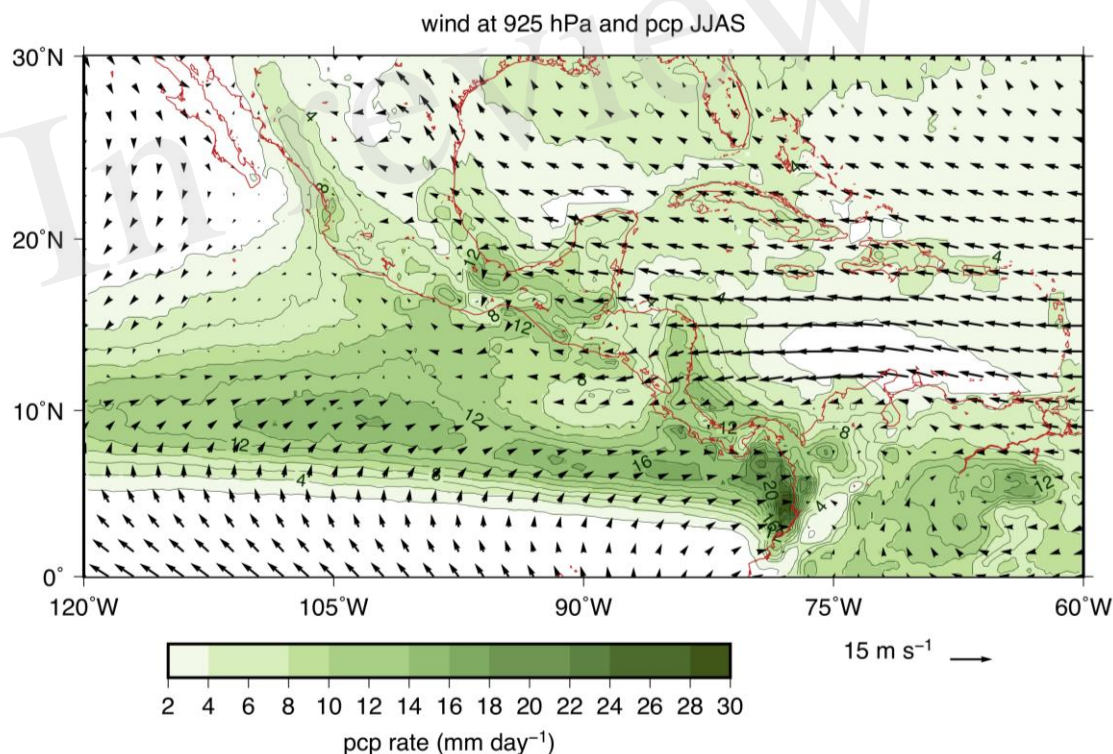
154 **3. Results**

155

156 *a) The inter ocean basin moisture fluxes between the Caribbean Sea and the tropical*
157 *eastern Pacific ITCZ*

158

159 Over the eastern Pacific, off the coast of Mexico and Central America, the average June to
 160 September low-level winds (925 hPa) are generally weak (Figure 1). Between 10°N and
 161 12°N, low-level winds converge to maintain the ITCZ, in relation to the low-level branches
 162 of the Hadley cells (Hastenrath, 2002). The precipitation rate between 105°W - 120°W and
 163 10°N – 12°N is larger than 14 mm day⁻¹. Over the tropical Atlantic, the mean low-level flow
 164 is dominated by easterly winds that intensify over the Caribbean Sea, generating the CLLJ
 165 (Amador, 1998). The CLLJ exit region results in low-level convergence that generates a zone
 166 of intense precipitation of more than 16 mm day⁻¹. Although the CLLJ is present throughout
 167 most of summer, it reaches maximum intensity in July, when it extends to eastern Pacific
 168 transporting moisture and contributing to the formation and intensification of the ITCZ,
 169 between 95°W and 85°W, where precipitation rate is around 16 mm day⁻¹.

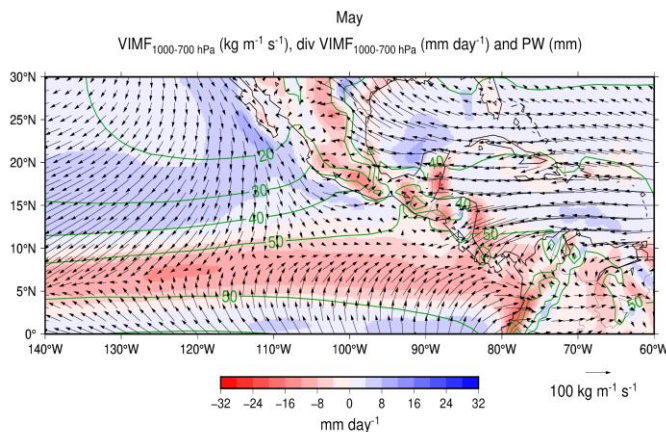


170
 171 Figure 1. Mean June and September winds at 925 hPa (m s^{-1}) (vectors) and precipitation rate
 172 (mm day^{-1}) (shades of green and green contours).

173
 174 In May, the ITCZ extends over the region where the meridional convergence of the VIMF
 175 occurs, between 85°W – 140°W and around 8°N (Figure 2A). Over the Caribbean Sea the
 176 VIMF is westward and strong associated with the CLLJ and meets with the eastward VIMF

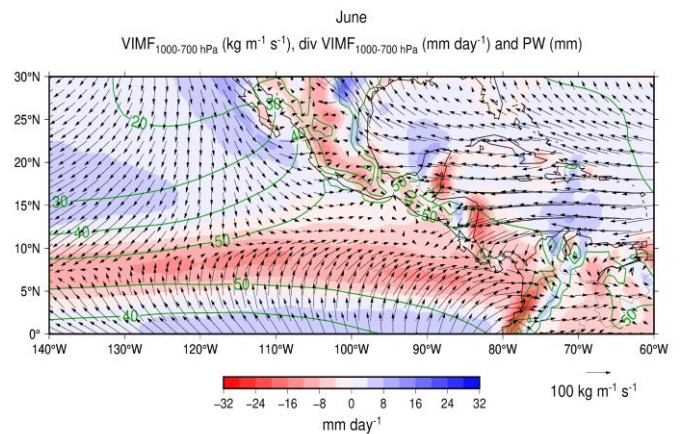
177 over Central America. The VIMF convergence larger than -10 mm day^{-1} maintains PW values
 178 over 55 mm in most of the ITCZ. In the CLLJ exit region, over the western Caribbean Sea,
 179 the VIMF convergence is around -15 mm day^{-1} , maintaining intense tropical convection
 180 (Herrera et al., 2015). In the eastern Caribbean Sea, in the CLLJ entrance region, divergence
 181 in the VIMF ($5\text{-}10 \text{ mm day}^{-1}$) results in weak precipitation rates ($< 2 \text{ mm day}^{-1}$), even though
 182 it corresponds to a climatic warm pool. In June, the ITCZ receives additional moisture from
 183 the Caribbean Sea at around 12°N (Figure 2B) since the westward moisture flux through
 184 Central America extends to 90°W . The VIMF convergence significantly increases in the
 185 CLLJ exit region, leading to PW values of more than 50 mm. July corresponds to the period
 186 of maximum strength of the CLLJ (Figure 2C), which results in VIMF that converges at
 187 around $90^\circ\text{W}\text{-}95^\circ\text{W}$, $10^\circ\text{N}\text{-}12^\circ\text{N}$ with PW values above 50 mm. In the CLLJ exit region, the
 188 VIMF convergence maximizes (-25 mm day^{-1}) and results in intense precipitation of more
 189 than $500 \text{ mm month}^{-1}$ (Herrera et al., 2015). In August, the CLLJ weakens and its influence
 190 in the eastern Pacific ITCZ decreases (Figure 2D). The VIMF only extends from the
 191 Caribbean Sea to 95°W . The magnitude of the convergence of the VIMF off the Caribbean
 192 coast also diminishes.
 193

(A)

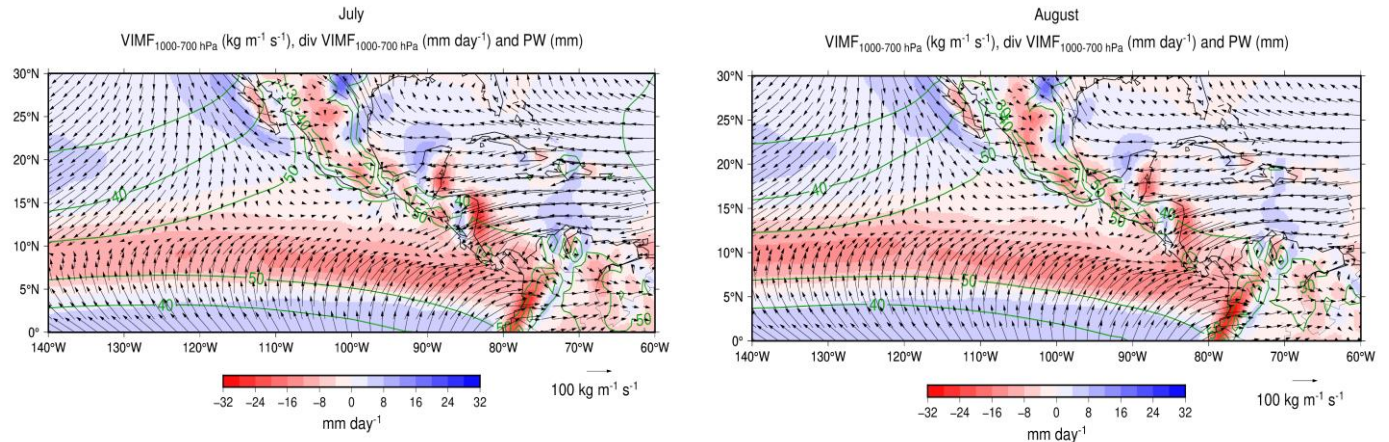


(C)

(B)



(D)



194

195 Figure 2. Monthly mean VIMF fields ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) (vectors) between 1000 and 700 hPa,
 196 convergence of VIMF (mm day^{-1}) (shades of red to blue) and PW (mm) (dark green contours)
 197 for (A) May, (B) June, (C) July and (D) August, over the tropical Americas warm pools.

198

199 The intensification of the CLLJ from May to July modulates the moisture flux over the
 200 eastern part of the ITCZ and leads to a westward displacement of its most intense convective
 201 activity. The weakening of the CLLJ in August and September allows an eastward return of
 202 moisture convergence and intense tropical convection in the ITCZ close to the coast of
 203 Central America. The mean zonal displacement in the maxima in convective activity in the
 204 ITCZ occurs as part of the annual cycle of tropical convection. On time scales of a few days,
 205 the episodes of intense convective activity in the ITCZ are related to periods of CLLJ
 206 acceleration. For instance, during the year 2000, intense convection ($\text{OLR} < 220 \text{ Watt m}^{-2}$)
 207 in the ITCZ ($10^{\circ}\text{N} - 12^{\circ}\text{N}$) and at the CLLJ exit region varies on monthly and sub-monthly
 208 time scales (Figure 3A). From June to August, episodes of a few days with intense convective
 209 activity in the ITCZ move westward from $90^{\circ}\text{W}-100^{\circ}\text{W}$ to $110^{\circ}\text{W}-130^{\circ}\text{W}$. In September, as
 210 the CLLJ and the associated zonal component of the VIMF weaken, and the intense
 211 convective activity in the ITCZ returns to $90^{\circ}\text{W}-100^{\circ}\text{W}$. The reduced moisture convergence
 212 between 90°W and 100°W in July, results in a relative minimum in convective activity,
 213 corresponding to the MSD (Magaña and Caetano 2005).

214

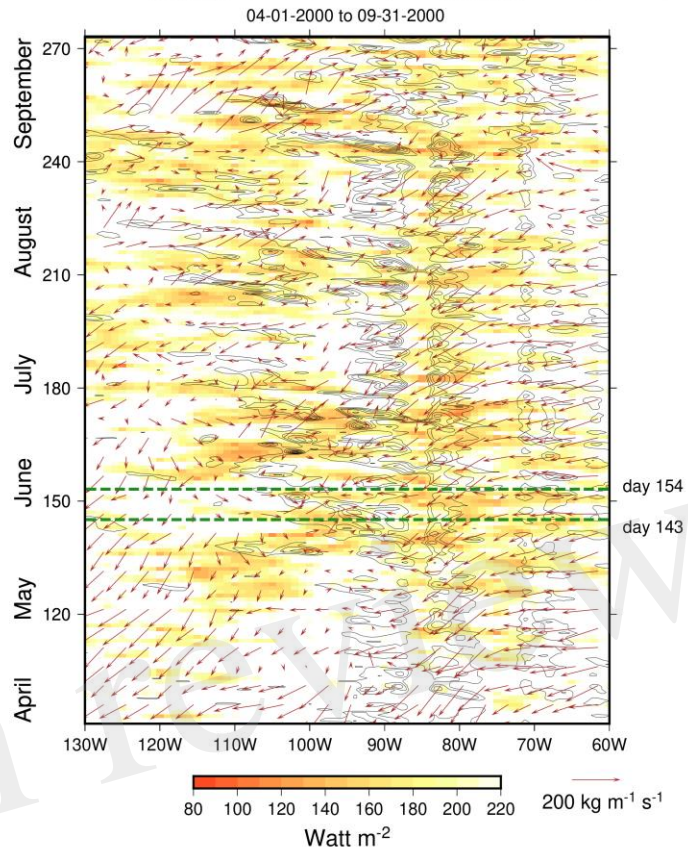
215 When the VIMF associated with the CLLJ intensifies, between Julian days 143 and 154 of
216 the year 2000 (Figure 3A), the westward and eastward components of the VIMF in the eastern
217 Pacific converge, between 90°W and 95°W , and produce deep tropical convection in the
218 ITCZ. During this period, the onset of the summer rainy season in southern Mexico occurs
219 (Julian day 148). A similar sequence of processes occurs in other years, for instance between
220 Julian days 166 and 176 of 2005 (Figure 3B), when the zonal acceleration of the VIMF
221 related to the CLLJ lead to moisture convergence and an episode of intense convection in the
222 ITCZ between 90°W - 100°W . In this year, the rainy season in southern Mexico began around
223 Julian day 169, which may be consider a late onset since it usually occurs during the first
224 week of June. Therefore, summer rains in southern Mexico begin when intense tropical
225 convective activity in the ITCZ around 90°W occurs. The VIMF convergence, as large as 30
226 mm day^{-1} , enhances the ITCZ as a moisture source for the northeastern tropical Pacific
227 region.

228
229 During the rest of the summer season, episodes of CLLJ acceleration result in intense zonal
230 VIMF from the Caribbean into the eastern Pacific and recurrent bursts of tropical convection
231 in the ITCZ. As the deep tropical convection extends westward, summer rains in southern
232 Mexico and parts of Central America tend to diminish between 85°W and 100°W , which
233 corresponds to the MSD.

234

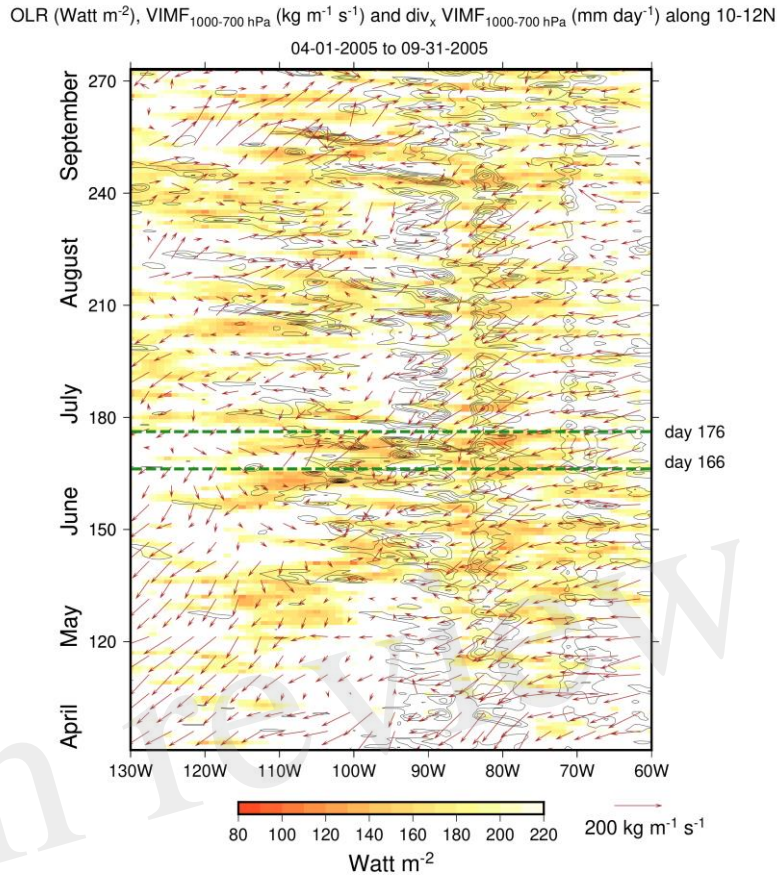
235 (A)

OLR (Watt m^{-2}), $\text{VIMF}_{1000-700 \text{ hPa}}$ ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) and $\text{div}_x \text{VIMF}_{1000-700 \text{ hPa}}$ (mm day^{-1}) along 10-12N



236

237 (B)



238

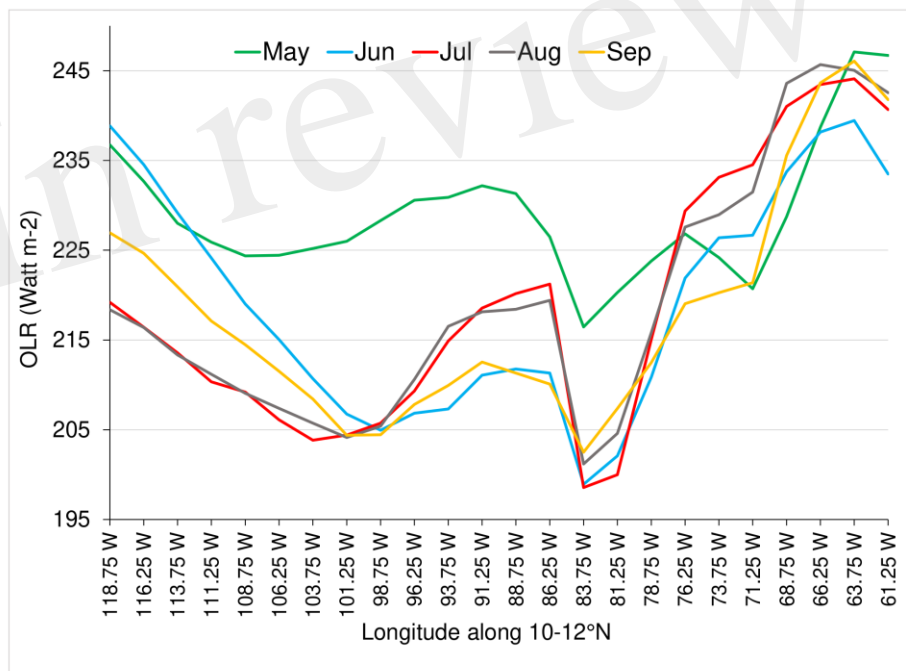
239 Figure 3. Hovmöller diagram of OLR ($< 220 \text{ Watt m}^{-2}$) (shades of yellow and red), VIMF
 240 every 5 days (vectors) and the moisture convergence produced by the zonal component of
 241 the VIMF (contour interval -5 mm day^{-1}) along 10°N - 12°N , between April and September
 242 for the year (A) 2000 and (B) 2005. The dashed green lines correspond to the period range
 243 when intense tropical convection in the ITCZ begins its westward displacement and the onset
 244 of the summer rainy season in southern Mexico takes place.

245

246 The enhancement of the ITCZ and the westward migration of the maximum deep tropical
 247 convection along 10°N - 12°N may be traced following the lowest values of OLR. From May
 248 through September, OLR is generally above 230 Watt m^{-2} over the eastern Caribbean Sea
 249 ($70^{\circ}\text{W} - 60^{\circ}\text{W}$), indicating weak convective activity (Figure 4). In the western Caribbean
 250 Sea ($85^{\circ}\text{W} - 83^{\circ}\text{W}$), deep convective activity occurs, spatially fixed at the CLLJ exit region,
 251 with OLR values below 200 Watt m^{-2} throughout summer. Intense convective activity in the
 252 eastern Pacific ITCZ ($105^{\circ}\text{W} - 95^{\circ}\text{W}$) is observed from June through September. The

253 corresponding minimum in OLR is around 205 Watt m⁻² and its longitudinal position
 254 migrates from east to west between June and July, and back to the east between August and
 255 September. In this way, in May, the mean OLR along the eastern tropical Pacific is usually
 256 above 230 Watt m⁻², which corresponds to the absence intense convective activity. However,
 257 in June intense convection develops along the ITCZ and the minimum values of OLR are
 258 around 98.75°W. By July, the minimum in OLR (203 Watt m⁻²) migrates westward to
 259 103.75°W due to the enhancement of the CLLJ along this latitude. By August, the CLLJ
 260 weakens and the minimum in OLR (205 Watt m⁻²) shifts eastwards to around 101.25°W. In
 261 September, the OLR minimum (205 Watt m⁻²) is located between 101.75°W and 98.75°W,
 262 as the CLLJ further weakens.

263



264

265 Figure 4. Zonal profile of monthly mean OLR (Watt m⁻²) along 10-12°N, between May and
 266 September.

267

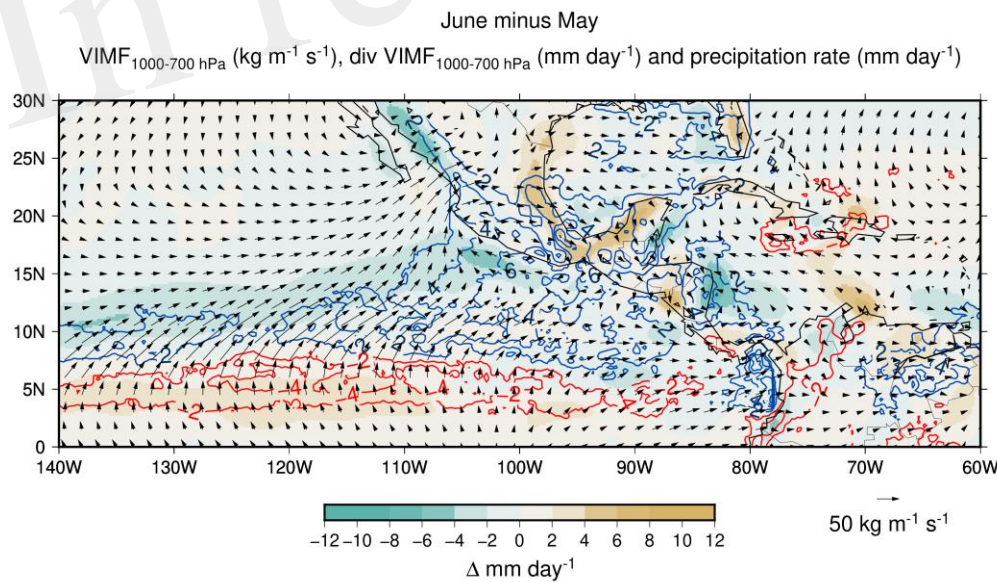
268 The eastern Pacific ITCZ acts as a convective heating region off the equator, that induces
 269 regional quasi-stationary circulations in the tropical and subtropical Americas, as in the Gill
 270 (1980) model. The temporal evolution in the location and intensity of maximum tropical
 271 convective activity in the ITCZ reflects in changes of the forced quasi-stationary low-level

272 circulations over the Mexican Pacific (Figure 5A). The corresponding changes in the month-
 273 by-month fields of VIMF, its convergence and in precipitation show the evolution towards
 274 the onset of the rainy season in Mexico. In this way, from May to June, there is a northward
 275 shift, from 8°N to 10°N, in the meridional convergence of the VIMF that also displaces the
 276 mean position of the ITCZ. The largest increase in precipitation now occurs south of Mexico
 277 and west of Central America. This increase in precipitation in southern Mexico includes the
 278 episode of the onset of the summer rainy season. The enhancement of the ITCZ around 10°N
 279 in June, with respect to May, forces a cyclonic quasi-stationary circulation in the tropics and
 280 subtropics (centered around 112°W, 28°N), with a transition to moisture flux with a slight
 281 southward component from the eastern ITCZ (between 110°W and 100°W), that converges
 282 in southern Mexico. This resembles the response of the low-level tropical and subtropical
 283 atmosphere when the convective forcing is located off the equator (Gill, 1980) (Figure 5B).

284

285

(A)

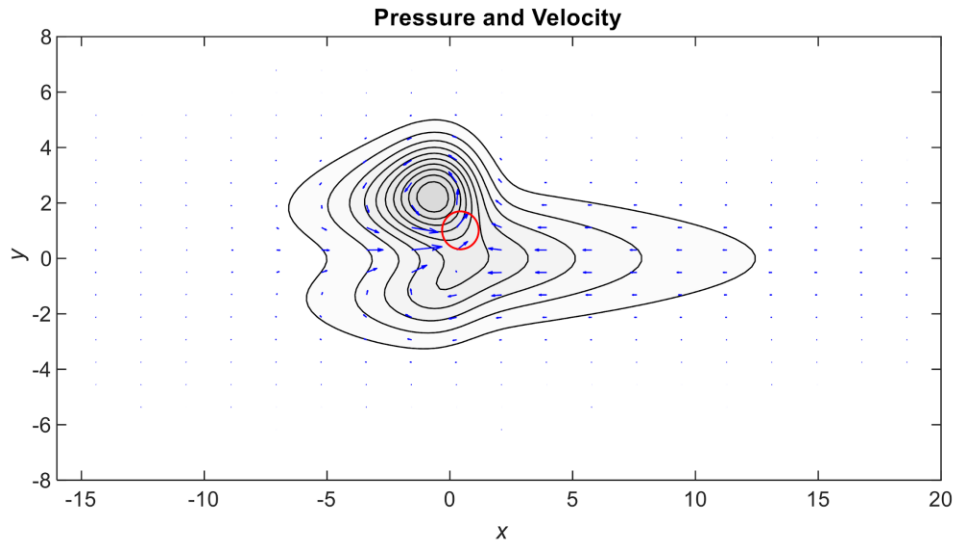


286

287

288

(B)



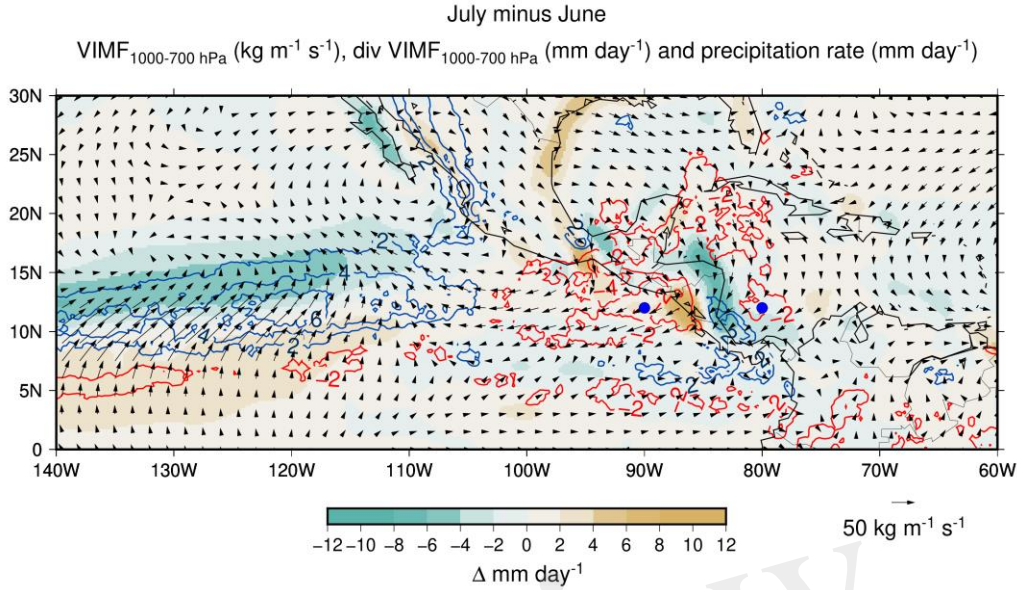
289

290 Figure 5. (A) Changes in VIMF (vectors) ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), in the divergence of VIMF (mm day^{-1}) (shades from brown to green) and in the precipitation rate (mm day^{-1}) positive (blue) and
 291 negative (red) from May to June. (B) Simulated low-level wind and pressure fields of the
 292 quasi-stationary response to a convective forcing (red circle) located off the equator, as in
 293 Gill (1980).
 294

295

296 From June to July, the ITCZ migrates further north and west, resulting in an enhancement of
 297 moisture convergence and convective activity between 110°W and 130°W . South of Mexico
 298 and west of Central America ($100^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$, $10^{\circ}\text{N} - 12^{\circ}\text{N}$), moisture convergence
 299 decreases which results in a weakening of tropical convection and the MSD. The
 300 intensification in the CLLJ leads to an inter ocean teleconnection between Caribbean Sea and
 301 eastern Pacific, and a westward displacement of VIMF convergence that increases
 302 precipitation between $100^{\circ}\text{W} - 130^{\circ}\text{W}$ and $12^{\circ}\text{N} - 14^{\circ}\text{N}$ (Figure 6). The westward
 303 displacement in maximum convective activity in the ITCZ leads to a new quasi-stationary
 304 response in the VIMF field that shows as a cyclonic circulation at low levels further west.
 305 The intensified CLLJ also increases VIMF convergence in the jet exit region and results in a
 306 maximum in precipitation over the Caribbean coast. In the subsequent months, the CLLJ
 307 weakens (not shown), and so the inter ocean moisture flux, allowing the VIMF convergence
 308 to retreat to the eastern part of the ITCZ, south of Mexico and west of Central America,
 309 ending the MSD period.

310



311

312 Figure 6. As in Figure 5A, but for the difference July minus June. Blue dots indicate the
 313 location of the CLLJ exit region and the eastern part of the ITCZ.

314

315 The effect of the CLLJ over the ITCZ constitutes an example on how the inter ocean moisture
 316 transport results in the modulation of the annual cycle of tropical convection in the eastern
 317 Pacific, even when this atmospheric teleconnection does not necessarily involve large scale
 318 quasi-stationary waves, as those discussed by Karoly and Hoskins (1983).

319

320 *b) The onset of the summer rainy season along the Pacific coast of Mexico*

321

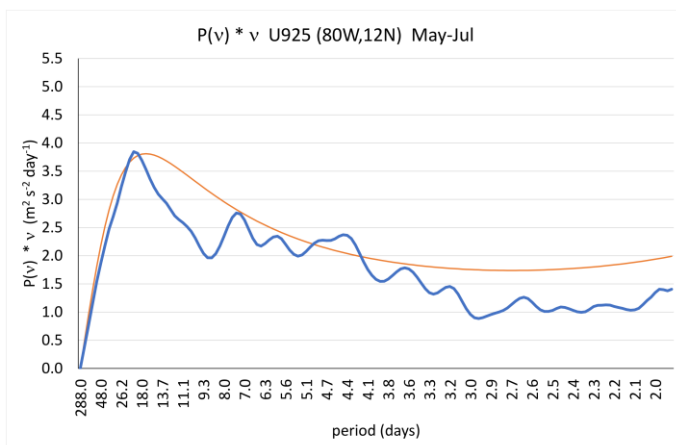
322 The onset of the rainy season along the southern part of the Mexican Pacific coast tends to
 323 occur during late May or the first week of June. Further north and up to the Mexican monsoon
 324 region, the onset of the rainy season takes place during mid to late June and during the early
 325 part of July (Higgins et al., 1999). The onset may be associated with the first day of a ten day
 326 period when the accumulated precipitation shows a trend larger than 2 mm day^{-1} and it rains
 327 in at least five out of those ten days, similar to what Boyard - Micheau et al., (2013) proposed.
 328 Intense convective activity usually occurs in the ITCZ around 12°N , 90°W , prior to the onset
 329 of the rainy season in southern Mexico. When a pulse in VIMF from the Caribbean Sea
 330 enhances deep convection in the ITCZ (moisture source region), the resulting diabatic heating
 331 triggers a low-level cyclonic circulation that transports moisture into southern Mexico

332 (moisture sink region). The bursts of intense convection in the ITCZ are recurrent, but in late
 333 May there is enough atmospheric moisture convergence in southern Mexico as to produce
 334 continuous rains that correspond to the beginning of the summer rains.
 335

336 The periodicity of the episodes of intense winds across Central America may be determined
 337 by means of power spectral analyses of the zonal component of the wind at 925 hPa, u_{925} , at
 338 80°W , 12°N (Figure 7A) and at 90°W , 12°N (Figure 7B). The first point corresponds to the
 339 CLLJ exit region while the second one reflects the increase of momentum when the CLLJ
 340 extends to the eastern Pacific. Results indicate that there is significant high frequency
 341 variability in u_{925} in the period range of less than ten days in both locations, with spectral
 342 peaks with frequencies around $1/5$ and $1/8$ days⁻¹. The variability in the 5 days period range
 343 is related to easterly waves (Serra et al., 2008). Most important, the high frequency
 344 fluctuations in the zonal wind in the CLLJ exit region and the eastern Pacific are coherent
 345 (Figure 7C), with pulses in Caribbean leading those in the eastern tropical Pacific. The largest
 346 coherence is in the low frequency part of the spectrum, reflecting the slow effect of the
 347 intensification of the CLLJ that extends over the eastern Pacific during summer. The squared
 348 coherence between u_{925} at these locations in various frequencies is also significant, indicating
 349 that accelerations (decelerations) in the zonal flow across Central America acts as an inter
 350 ocean basin atmospheric teleconnection.

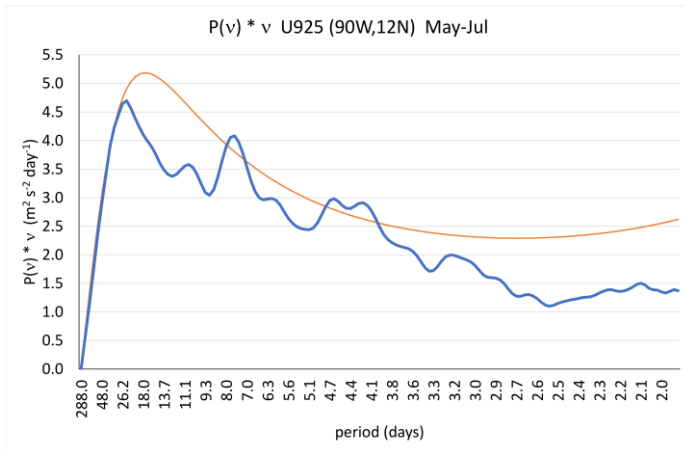
351

352 (A)



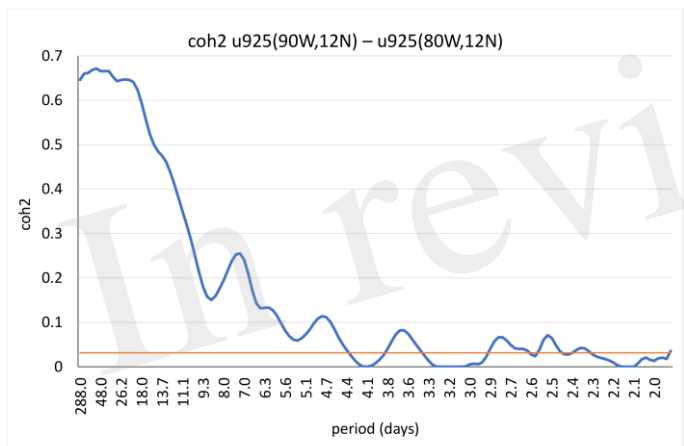
353

354 (B)



355

356 (C)



357

358

359 Figure 7. Power spectra times frequency of u_{925} for the May-July period between 1979 –
 360 2018, (A) for the CLLJ exit region (80°W, 12°N) and (B) for the eastern part of the ITCZ
 361 region (90°W, 12°N). (C) Squared coherence between u_{925} (80°W, 12°N) and u_{925} (90°W,
 362 12°N). The orange line corresponds to the 95% significance level in the power spectra and
 363 the squared coherence (see Olafsdottir et al., 2016).

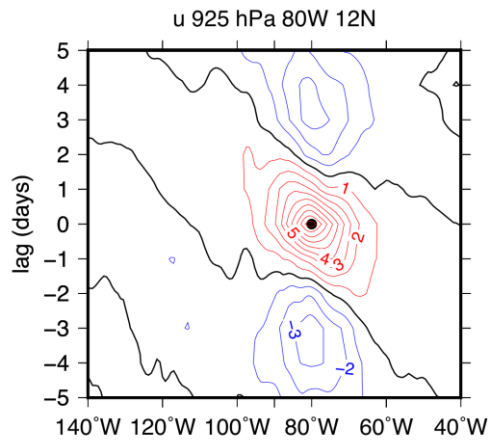
364

365 The CLLJ – ITCZ teleconnection may also be observed by means of modified Hovmöller
 366 diagrams which yields statistically relevant estimates of zonal phase velocities (Fraedrich
 367 and Lutz, 1987). Using band-passed (10 to 3 days period) u_{925} at 80°W, 12°N as a reference
 368 point in the CLLJ exit region (Figure 8A), it is observed the signal in u_{925} propagates from
 369 60°W to 100°W in four to five days and extends from the CLLJ into the tropical eastern
 370 Pacific. When the reference point is in the eastern Pacific (90°W, 12°N) (Figure 8B), it is

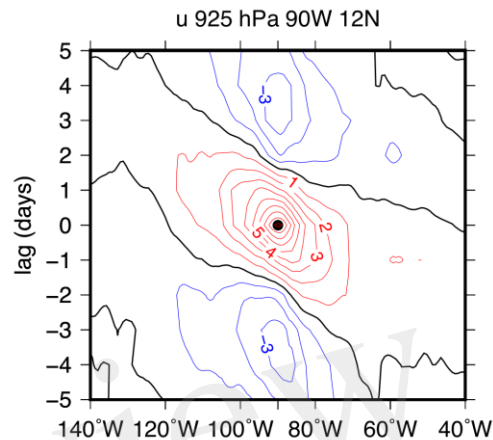
371 confirmed that the changes in the low-level zonal winds originate in the Caribbean region
372 and extend downstream to approximately 120°W in about five days.

373

374 (A)



(B)



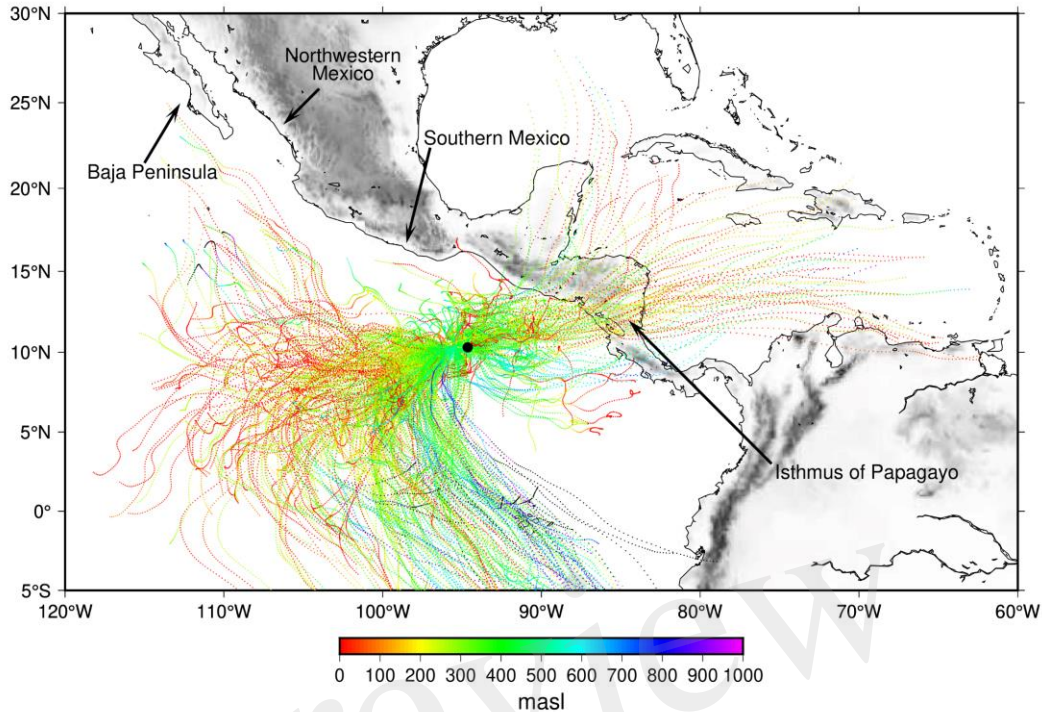
375

376 Figure 8. Modified Hovmöller diagrams for the high frequency ($< 1/10$ days) variations in
377 the zonal wind at 925 hPa (u_{925}) along 12°N, for the period May to July, when the reference
378 point is located at: (A) 80°W, 12°N and (B) 90°W, 12°N.

379

380 Various analysis (e.g., Hastenrath, 2002) have shown that the moisture flux convergence ($>$
381 32 mm day^{-1}) from the subtropics maintains the eastern Pacific ITCZ. However, the
382 contribution of moisture from the Caribbean Sea to the ITCZ is also important, since the
383 recurrent VIMF fluxes from the CLLJ may induce moisture convergence as large as 20 mm
384 day^{-1} . Usually, these pulses in the zonal component of VIMF from the Caribbean result in
385 bursts of intense convection that last for several days. As previously shown, a few days
386 (around five days), prior to the onset of the rainy season, convective activity in the ITCZ
387 enhances. A backwards trajectory analysis for these days, with reference point in the eastern
388 Pacific ITCZ ($95^\circ\text{W}, 10^\circ\text{N}, 500 \text{ masl}$) (Figure 9) indicates that most parcels that contribute to
389 moisture convergence come from the Southern and Northern Hemispheres. However, there
390 are also numerous parcels that come from the Caribbean Sea into the ITCZ to produce
391 episodes of intense convection. These parcels tend to cross from the Caribbean Sea into the
392 eastern Pacific along the so-called Isthmus of Papagayo in Central America, constituting a
393 form of gap flow.

394



395

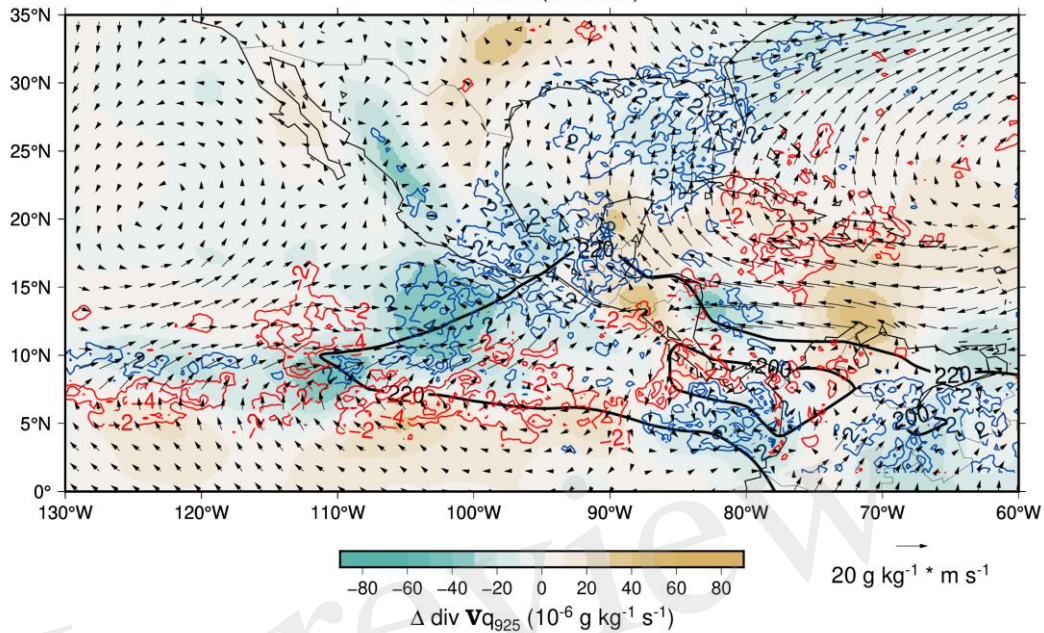
396 Figure 9. Backward trajectory analyses (dotted lines), starting 5 days prior to the onset of the
 397 rainy season in southern Mexico, using the 95°W, 10°N region as a reference point (black
 398 circle). The colors indicate meters above sea level (masl). The topography in the tropical
 399 Americas is in shades of gray.

400

401 The transition in the atmospheric conditions, calculated as the difference between ten days
 402 after and before the onset of the rainy season in southern Mexico (Figure 10), shows that the
 403 inter ocean low-level (925 hPa) moisture flux strengthens along with moisture convergence
 404 and precipitation in the eastern Pacific, south of Mexico (105°W – 100°W, 5°N - 10°N),
 405 enhance. The average value of total OLR for the complete twenty days period of this analysis
 406 indicates the approximate location of the intense convective heating that forces a cyclonic
 407 quasi-stationary circulation, as in the Gill (1980) model. The forced quasi-stationary Rossby
 408 wave (centered at 123°W, 20°N) induces southwesterly moisture flux that convergences in
 409 southern Mexico to produce precipitation for the beginning of the summer rainy season.

410

Moisture flux at 925 hPa ($\text{g kg}^{-1} \cdot \text{m s}^{-1}$), moisture flux divergence ($10^{-6} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), precipitation rate (mm day^{-1}) and OLR (Watt m^{-2})



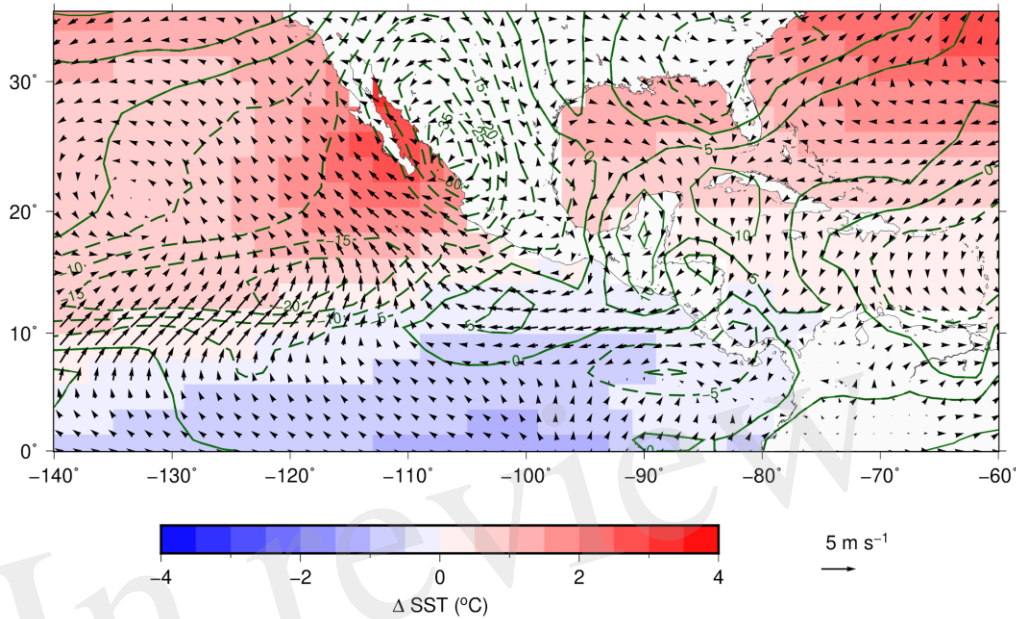
411

412 Figure 10. Temporal change in the moisture flux at 925 hPa (vectors), its convergence
 413 (shades of green to brown) and precipitation (positive lines in blue and negative lines in red)
 414 between the average conditions ten days before and ten days after the onset of the rainy
 415 season in southern Mexico. The black solid line corresponds to the total OLR below 220
 416 (Watt m^{-2}) for the twenty days period, as reference for the location of the ITCZ.

417

418 The onset of rainy season in western and northwestern Mexico occurs between mid-June and
 419 early July. The temporal evolution of the summer rains along the Pacific coast of Mexico
 420 involves ocean-atmosphere interactions. This may be observed by calculating the difference
 421 in OLR, Sea Surface Temperature (SST) and surface winds between July and June (Figure
 422 11). It is observed that convective activity develops along northwestern Mexico in relation
 423 to the North American Monsoon, while it decreases south of southern Mexico, in relation to
 424 the MSD. The eastern Pacific subtropical high weakens given the induced cyclonic quasi-
 425 stationary circulation centered around 130°W , 20°N . The weakened northward winds along
 426 the Baja Peninsula reduce the Ekman transport and lead to a SSTs increase of around to 3°C
 427 in the Pacific coast of Baja and the Gulf of California. A larger meridional SST gradient in
 428 the eastern Pacific determines the mean position of the ITCZ (Lindzen and Nigam, 1987). In

429 July, the ITCZ displaces further north and with warmer SSTs in the Pacific, off the coast of
430 northwestern Mexico and warmer air temperatures and more moisture near the surface, deep
431 tropical convection occurs in the North American Monsoon region.



432
433 Figure 11. Differences (July minus June) in: surface (10 m) winds (vectors), SSTs (shades
434 from blue to red) and OLR (Watt m^{-2}) (green solid lines for positive OLR changes, and green
435 dashed lines for negative OLR changes).

436
437 In this way, along with the intense July CLLJ, moisture convergences and availability result
438 in an increase of PW that allows the onset of the summer rainy season in northwestern
439 Mexico. Therefore, the dynamics of the North American Monsoon could be influence by the
440 seasonal evolution of the eastern Pacific ITCZ and the intensity of the moisture flux from the
441 Caribbean, as well as the regional air-sea interactions during the boreal summer season.

442

443 **4. Summary and conclusions**

444

445 The summer rainy season along the Mexican Pacific region is largely influenced by low-level
446 atmospheric moisture fluxes modulated by large scale conditions (e.g., forced quasi-
447 stationary circulations or SSTs). The onset of the rainy season in southern Mexico takes place
448 in late May - early June and progresses over time to northwestern Mexico until early July,

449 when the North American Monsoon begins. The intensity of the CLLJ and convective
450 activity in the eastern Pacific ITCZ are key elements in the establishment of moisture flux to
451 Mexico and consequently in the onset of the rainy season.

452

453 In the present work, it has been shown that as the CLLJ intensifies, more moisture is
454 transported from the Caribbean Sea to the eastern Pacific, making convective activity in the
455 ITCZ stronger. A more intense zonal moisture flux from the Caribbean shifts the moisture
456 convergence to the west and the associated strong convective activity in the ITCZ, modifying
457 the tropical and subtropical low-level atmospheric circulations. This is observed in the
458 transition from June to July, when the CLLJ reaches its maximum intensity and tropical
459 convection off the Pacific coast of Central America weakens, resulting in the MSD. The
460 ITCZ constitutes a mean to trigger a cyclonic quasi-stationary circulation, corresponding to
461 a Rossby wave in the tropical-subtropical region, that modifies the mean low-level
462 atmospheric flow that brings moisture close to southern Mexico that initiates the summer
463 rainy season.

464

465 In summary, in late May and early June, the sequence of events that results in the onset of
466 the rainy season in southern Mexico is: i) enhancement of the CLLJ and increased inter ocean
467 moisture transport from the Caribbean Sea to the eastern Pacific, ii) stronger moisture
468 convergence in the eastern Pacific ITCZ and deep tropical convection that acts as a heat
469 convective forcing, that iii) triggers a low-level cyclonic quasi-stationary circulation with
470 enhanced southerly moisture flux into the southern part of Mexico, and iv) enhanced moisture
471 convergence along Mexican Pacific coast that establishes the summer rains regime.

472

473 As the most intense tropical convection in the ITCZ shifts westward, the induced subtropical
474 cyclone weakens the dominant Pacific Subtropical High allowing more atmospheric moisture
475 around the Baja Peninsula favoring the development of tropical convection in northwestern
476 Mexico. This may be an important element to include in the dynamics of the North American
477 Monsoon. It is clear that the dynamics of the eastern Pacific ITCZ is not solely controlled by
478 the moisture flux from the Caribbean, but its influence cannot be neglected in numerous
479 aspects of the annual cycle of climate of Mesoamerica.

480

481 The interannual variability in the eastern Pacific ITCZ, mainly determined by ENSO, affects
482 the onset of the rainy season in Mexico and Central America. The tendency for the ITCZ to
483 remain closer to the equator could be the factor that maintains this moisture source more
484 distant from Mexico than normal, not only because anomalously warm SSTs remain closer
485 to the equator, but also because an anomalously strong CLLJ that tends to maintain the ITCZ
486 further west. Exploring the effects of ENSO on the onset of the rainy season in Mexico and
487 its summer climate is an interesting problem of interannual climate variability that may prove
488 to be useful on seasonal regional climate forecasts.

489

In review

490 ***Conflict of interest***

491 *The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or*
492 *financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.*

493

494 ***Author Contributions***

495 Determining the onset of the rainy season is a great value for several water related activities.
496 The present study shows that the inter ocean basin moisture fluxes are important factors that
497 determine not only the onset of the rainy season but also variations in the summer rains in
498 southern Mexico. The author proposed the methodology followed in the study and
499 implemented the necessary algorithms for the various calculations. The second author tested
500 the proposed ideas about the onset of the rainy season as part of her M.Sc. Thesis. She also
501 prepared most of the final version of the figures.

502

503 ***Funding***

504 Consejo Nacional de Ciencia y Tecnologia, Mexico PCC- 319779, Project title "On the role
505 of easterly waves in the Intra-Americas Seas.

506 Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, Mexico CVU1084139, Scholarship for graduate
507 studies of Sonia Díaz.

508 Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, facilities for the
509 development of the study.

510

511 ***Acknowledgements***

512 The present work is a result of the CONACYT Project PCC- 319779. The second author was
513 financially supported by CONACYT with a scholarship CVU1084139. The technical support
514 of Gustavo Vázquez is highly appreciated. Scientific discussions with Eduardo Herrera,
515 Nuria Vargas and Marni Pazos were extremely useful. The support of Instituto de Geografía,
516 UNAM was fundamental for the development of the study.

517

518 ***References***

519 Adams R. M., Houston L. L., McCarl B. A., Tiscareno M. L., Matus J. G. and Weiher, R. F.
520 (2003). The benefits to Mexican agriculture of an El Niño-southern oscillation (ENSO) early

521 warning system. *Agricultural and Forest Meteorology*, 115,183-194. DOI: 10.1016/S0168-
522 1923(02)00201-0

523

524 Amador, J.A. (1998). A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly
525 jet. *Top. Meteor. Oceanogr.*, 5, 91-102. DOI: 10.1196/annals.1446.012

526

527 Back, L.E. and Bretherton, C.S. (2009). A Simple Model of Climatological Rainfall and
528 Vertical Motion Patterns over the Tropical Oceans. *Journal of Climate*, 22(23), 6477-6497.
529 DOI: <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2393.1>

530

531 Boyard-Micheau, J., Camberlin, P., Philippon, N. y Moron, V. (2013). Regional-scale rainy
532 season onset detection: A new approach based on multivariate analysis. *Journal of Climate*,
533 26(22), 8916–8928. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00730.1>

534

535 CONAGUA-SMN, Comisión Nacional del Agua - Servicio Meteorológico Nacional.
536 Climatological information (2022). Available at:
537 [https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-](https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica)
538 [estadistica-climatologica](https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica) [Accessed 25 January 2022].

539

540 Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017). ERA5: Fifth generation of ECMWF
541 atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate
542 Data Store (CDS). Available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home> [Accessed
543 01 April 2022].

544

545 Dominguez, C. and Magaña, V. (2018). The Role of Tropical Cyclones in Precipitation Over
546 the Tropical and Subtropical North America. *Front. Earth Sci.*, 6(19). DOI:
547 <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00019>

548

549 Durán-Quesada, A.M. (2012) Sources of moisture for Central America and transport based
550 on a Lagrangian approach: variability, contributions to precipitation and transport
551 mechanisms. Doctoral dissertation. Vigo, Spain: Universidade de Vigo.

552

553 Durán-Quesada, A.M., Gimeno, L. and Amador, J.A. (2017). Role of moisture transport for
554 Central American precipitation. *Earth System Dynamics*, 8(1),147-161. DOI:10.5194/esd-8-
555 147-2017

556

557 Ejigu, Y., Teferle, N., Klos, A., Bogusz, J., and Hunegnaw, A. (2021). Monitoring and
558 prediction of hurricane tracks using GPS tropospheric products. *GPS Solutions*, 25,76. DOI:
559 10.1007/s10291-021-01104-3

560

561 Englehart, P. J. and Douglas, A. V. (2002). Mexico's summer rainfall patterns: an analysis
562 of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmósfera*, 15(3), 147-164. ISSN
563 0187-6236

564

565 Fasullo, J. and Webster, P. (2003). A Hydrological Definition of Indian Monsoon Onset and
566 Withdrawal. *Journal of Climate*,16, 3200-3211. 10.1175/1520-
567 0442(2003)016<3200a:AHDOIM>2.0.CO;2.

568

569 Ferijal, T., Batelaan, O., Shanafield, M. et al. (2022). Determination of rainy season onset
570 and cessation based on a flexible driest period. *Theor. Appl. Climatol.*,148, 91–104. DOI:
571 <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03917-1>

572

573 Fraedrich, K. and Lutz, M. (1987). A modified time-longitude diagram applied to 500 mb
574 heights along 50° north and south. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*,
575 39(1),25-32. DOI: 10.3402/tellusa.v39i1.11736

576

577 Galván, L. and Magaña, V. (2020). Forest fires in Mexico: an approach to estimate fire
578 probabilities. *International Journal of Wildland Fire*, 29(9),753-763.
579 DOI:10.1071/WF19057

580

581 García-Martínez, I.M., Bolasina, M.A. (2020) Sub-monthly evolution of the Caribbean
582 Low-Level Jet and its relationship with regional precipitation and atmospheric circulation.
583 *Climate Dynamics*, 54, 4423–4440. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05237-y>
584

585 Gill, A.E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy.*
586 *Meteor. Soc.*,106, 447-462. DOI: 10.1002/qj.49710644905
587

588 Gimeno, L., Nieto, R., Vázquez, M., and Lavers, D. A. (2014) Atmospheric rivers: A mini-
589 review. *Frontiers in Earth Science*, 2(2). DOI: 10.3389/feart.2014.00002
590

591 Hastenrath, S. (2002). The Intertropical Convergence Zone of the Eastern Pacific Revisited.
592 *International Journal of Climatology*, 22, 347 - 356. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.739>
593

594 Herrera, E., Magaña, V. and Caetano, E. (2015). Air–sea interactions and dynamical
595 processes associated with the midsummer drought. *International Journal of Climatology*,35,
596 1569-1578. DOI: 10.1002/joc.4077
597

598 Higgins, R. W., Chen, Y., and Douglas, A. V. (1999). Interannual Variability of the North
599 American Warm Season Precipitation Regime. *Journal of Climate*, 12(3), 653–680.
600 <http://www.jstor.org/stable/26244313>
601

602 Higgins, R.W. et al. (2003). Progress in Pan American CLIVAR Research: The North
603 American Monsoon System. *Atmósfera*, 16 (1), 29-65. ISSN 0187-6236
604

605 Karoly, D. and Hoskins, B. (1983). The steady, liner response of the stratosphere to
606 tropospheric forcing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109, 455–478. DOI:
607 <https://doi.org/10.1002/qj.49710946103>.
608

609 Kousky, V. E. (1988). Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South
610 American sector. *Reivista Brasileira de Meteorologia* ,3, 217-231
611

612 Liebmann, B., Camargo, S.J., Seth, A., Marengo, J.A., Carvalho, Leila M.V, Allured, D., Fu,
613 R. and Vera, C.S. (2007). Onset and end of the rainy season in South America in observations
614 and the ECHAM 4.5 Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate*, 20(10),
615 2037 - 2050. DOI: <https://doi.org/10.7916/D8J102BN>
616

617 Liebmann, B. and Marengo, J.A. (2001). Interannual variability of the rainy season and
618 rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14(22), 4308 - 4318.
619 DOI:10.1175/1520-0442(2001)014<4308:IVOTRS>2.0.CO;2
620

621 Lindzen, R.S. and Nigam, S. (1987). On the role of sea surface temperature gradients in
622 forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44(17), 2418-2436.
623 DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<2418:OTROSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<2418:OTROSS>2.0.CO;2)
624

625 Magaña, V., Amador, J.A. and Medina, S. (1999). The Midsummer Drought over Mexico
626 and Central America. *Journal of Climate*, 12(6), 1577-1588. DOI: 10.1175/1520-
627 0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2
628

629 Magaña, V. and Caetano, E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over
630 the America warm pools. *Geophysical Research Letters* ,32:L02803. DOI:
631 10.1029/2004GL021033
632

633 Magaña, V., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., and Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on
634 precipitation in Mexico. *Geofís. Int.*, 42, 313–330. ISSN: 0016-7169

635 Méndez, M. and Magaña, V. (2010). Regional aspects of prolonged meteorological droughts
636 over Mexico and Central America. *J. Clim.*, 23, 1175–1188. DOI: 10.1175/2009JCLI3080.1
637

638 Neri, C. and Magaña, V. (2015). Estimation of Vulnerability and Risk to Meteorological
639 Drought in Mexico. *Weather, Climate, and Society*, 8. 151208152610001. DOI:
640 10.1175/WCAS-D-15-0005.1.
641

642 NOAA Daily (non-interpolated) Outgoing Longwave Radiation (OLR) data provided by the
643 NOAA PSL, Boulder, Colorado, USA. Available at: <https://psl.noaa.gov> [Accessed 10
644 March 2022].

645

646 Olafsdottir, K. B., Schulz, M. and Mudelsee, M. (2016): REDFIT-X:
647 Cross-spectral analysis of unevenly spaced paleoclimate time series. *Computers and*
648 *Geosciences*, 91, 11-18. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.03.001>

649

650 Serra, Y.L, Kiladis, G.N and Cronin, M. (2008). Horizontal and Vertical Structure of Easterly
651 Waves in the Pacific ITCZ. AGU Fall Meeting Abstracts.

652

653 Serra, Y.L., Kiladis, G.N. and Hodges, K.I. (2010). Tracking and mean structure of easterly
654 waves over the Intra-Americas Sea. *Journal of Climate*, 23(18) 4823–4840.
655 DOI: 10.1175/2010JCLI3223.1

656

657 Sivakumar M.V.K. (1988). Predicting rainy season potential from the onset of rains in
658 Southern Sahelian and Sudanian climatic zones of West Africa. *Agricultural and Forest*
659 *Meteorology*, 42(4), 295-305. DOI: 10.1016/0168-1923(88)90039-1

660

661 Tourigny, E. and Jones, C. (2009). An analysis of regional climate model performance over
662 the tropical Americas. Part II: Simulating subseasonal variability of precipitation associated
663 with ENSO forcing. *Tellus A*. 61, 343 - 356. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2008.00387.x

664

665 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) (2011), TRMM (TMPA) Rainfall Estimate
666 L3 3 hour 0.25 degree x 0.25 degree V7, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and
667 Information Services Center (GES DISC), [Accessed 20 February 2022],
668 10.5067/TRMM/TMPA/3H/7

669

670 Uribe, E. M. (2002). El inicio de la temporada de lluvias en la costa sudoeste de México:
671 relaciones para su diagnóstico y pronóstico. Master dissertation. Mexico City, Mexico:
672 Universidad Nacional Autónoma de México.

673

674 Waliser, D.E. and Gautier, C. (1993). A Satellite-Derived Climatology of the ITCZ. *Journal*
675 *of Climate*, 6, 2162-2174. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<2162:ASDCOT>2.0.CO;2)
676 0442(1993)006<2162:ASDCOT>2.0.CO;2

677

678 Wang, Chunzai. (2007). Variability of the Caribbean Low-Level Jet and
679 its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29, 411-422.
680 DOI: 10.1007/s00382-007-0243-z

681

682 Yamada, T. (2015). Global hydrological cycle and its predictability associated with human
683 activities, Uncertainty of Rainfall-Runoff Process. DOI: 10.13140/RG.2.1.4174.4241

684

685

686

687

688

689

690

691

692

693

694