UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INFLUENCIA DE LA OSCILACIÓN MADDEN - JULIAN EN LA PRECIPITACIÓN DE VERANO EN MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

JULIET PERDIGÓN MORALES

Tutora:
Dra. Rosario Romero Centeno
Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

Comité Tutor:
Dra. Paulina Ordoñez Pérez
Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

Dr. Bradford S. Barrett
Oceanography Department U.S Naval Academy

Ciudad Universitaria, CDMX, enero de 2020

A mi monita

Agradecimientos

Expreso mi más sincero y mayor agradecimiento a la Dra. Rosario Romero Centeno por brindarme desde el primer momento todo su apoyo y confianza, por su sabia guía durante esta travesía, por su dedicación, por sus enseñanzas.

A los miembros de mi comité tutor, la Dra. Paulina Ordoñez y el Dr. Bradford Barrett, por sus invaluables asesorías y esenciales contribuciones a esta tesis doctoral, por la constante motivación, por ofrecernos el mejor trabajo en equipo.

Al CONACYT, al PAPIIT IN114417 y al Programa de Apoyo a los Estudios de Posgrado (PAEP) de la UNAM, por el apoyo financiero que permitió desarrollar esta investigación.

A la Dra. Raquel Nieto y al Dr. Luis Gimeno, por su cálido recibimiento durante mi estancia académica en su grupo EphysLab de la Universidad de Vigo en España, por facilitarme el manejo del modelo FLEXPART, por sus valiosas aportaciones para el desarrollo de la última etapa de la investigación.

Al Dr. Victor M. Mendoza, al Dr. Arturo Quintanar, y al Dr. Cuauhtémoc Turrent, miembros del jurado de examen, quienes con sus acertados comentarios y recomendaciones mejoraron este trabajo de tesis.

Al M.C. Oscar Calderón Bustamante por su contribución en el procesamiento de los registros históricos de las estaciones del SMN a través de UNIATMOS.

A la UNAM, al Centro de Ciencias de la Atmósfera, y en especial al grupo Interacción Océano Atmósfera, por brindarme un hogar durante estos cinco años. Al Dr. Jorge Zavala, por sus constantes enseñanzas, por ser un líder excepcional.

A mis amigos de carrera Diego Jiménez de la Cuesta Otero, Yanet Díaz, Alejandra Straffon, Lilia Caballero, por toda la ayuda brindada, por los fructíferos debates científicos, por regalarme momentos adorables que recordaré siempre. Hago una mención especial a mi noble y buen amigo Ovel Díaz, por sus innumerables y atinados consejos, por su ayuda en todo momento.

A mi hermanita de la vida, Geidy, por su apoyo incansable e incondicional, por su complicidad, por su eterna alegría, por permanecer siempre a mi lado. Te adoro, mi ardillita!

A Pablo y a Carmen, por tanto cariño, por tanto apoyo incluso en los momentos más difíciles, por hacerme sentir como una hija más.

A mi bella familia, por llenar mi vida con tanto amor, en especial a mis abuelos Emilio y Elvira, mis segundos padres, a mi padre por motivarme a emprender este sueño, y a mi madre por ser el tesoro más grande que me ha dado la vida.

A mi Pedro, mi oasis de amor, mi sostén, mi equilibrio, por su paciencia y comprensión, por su optimismo y motivación, por llegar a mi vida y hacerme tan feliz!

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Resumen

En gran parte de México la precipitación presenta un ciclo anual muy bien definido, con máximos de lluvia en mayo-junio y septiembre-octubre y un mínimo relativo entre ellos. Este mínimo de precipitación a mitad de la temporada de lluvias se conoce como sequía de medio verano (MSD, por sus siglas en inglés). Durante este período relativamente seco la precipitación se reduce hasta en un 40 %, lo cual constituye una señal clara del carácter bimodal de su ciclo anual. La Oscilación Madden-Julian (MJO) es el principal modo de variabilidad intraestacional en los trópicos, influye significativamente en la circulación atmosférica de la región tropical y, además, afecta el tiempo y el clima de las regiones extratropicales de todo el planeta. En este estudio se investiga la influencia de la MJO en la precipitación de verano en México, fundamentalmente sobre el patrón bimodal de la lluvia. Se emplea la base de datos Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station (CHIRPS) por su muy alta resolución espacial (0.05°) y su buena representación de la MSD en México. El desempeño de CHIRPS sobre México se evaluó utilizando datos observacionales de las estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional. Las regiones que presentan un ciclo bimodal de la precipitación se definieron tomando en cuenta la duración e intensidad del mínimo relativo de lluvia a mitad de la temporada. Se identificaron regiones en donde la MSD presenta una duración de un mes, en julio o en agosto, de dos meses, durante julio y agosto, y de tres meses, de junio a agosto. Para analizar cómo la MJO modula la distribución bimodal de la precipitación en México, se calculan las frecuencias relativas de cada fase activa de la MJO durante el primer (MAX1) y segundo (MAX2) máximos de lluvia y durante el mínimo de la MSD (MIN) para cada punto de la malla de CHIRPS. Para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre), se calcularon las anomalías estandarizadas de la precipitación y de algunas variables atmosféricas de interés (velocidad vertical de presión en 300 hPa, altura geopotencial en 500 hPa y las componentes u y v del viento en 850 hPa) para cada fase y diferentes rangos de intensidad de la MJO. Los resultados muestran que el MIN (MAX2) ocurre con mayor frecuencia durante las fases secas (húmedas) de la MJO, mientras que la MJO parece no influir significativamente en el MAX1. Bajo la influencia de las fases secas de la MJO se identificaron circulaciones anticiclónicas anómalas en 850 hPa, anomalías positivas de altura geopotencial en 500 hPa, anomalías de viento en 850 hPa del noreste sobre el sur de México y un flujo de niveles bajos del este sobre el Pacífico tropical nororiental que favorecen la ocurrencia del MIN. Patrones inversos se observaron durante las fases húmedas de la MJO, que refuerzan la ocurrencia del MAX2. Estas características se observan más claramente en la MSD de 1 y 2 meses de duración y en la mitad sur de México. En aras de investigar el mecanismo físico mediante el cual la MJO está favoreciendo la inhibición de la precipitación durante el mínimo relativo de lluvia en México, se utiliza el modelo lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART. Se analiza el transporte de vapor de agua hacia la región de la MSD en México y el rol que desempeña la MJO sobre éste durante los meses de verano. Se identifican las principales fuentes de humedad de cuatro subregiones dentro de la región de MSD, y el Mar Caribe, principalmente el área donde se localiza el núcleo del chorro de niveles bajos del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés), resalta como una de las fuentes de humedad más importantes. Por ello, se evalúa el flujo de agua dulce que transporta el CLLJ hacia México, y los resultados muestran una variabilidad intraestacional asociada con el ciclo estacional del CLLJ durante el verano. Estos resultados confirman al CLLJ como elemento clave para explicar la ocurrencia de la MSD. Finalmente, se examina la influencia de la MJO en este transporte y el análisis muestra que, durante los meses de ocurrencia de la MSD, las fases secas (húmedas) de la MJO favorecen la disminución (aumento) de la contribución de humedad desde el núcleo del CLLJ hacia la región de MSD en México, reforzando así las condiciones que favorecen el mínimo relativo de lluvia. Un mecanismo basado en la relación MJO-CLLJ-MSD es entonces propuesto para explicar cómo la MJO modula la MSD en México.

Abstract

In many regions of Mexico, precipitation occurs in a very well defined annual cycle, with peaks in May–June and September–October and a relative minimum in the middle. This minimum of precipitation in the middle of the rainy season is known as the midsummer drought (MSD) and impacts agricultural and industrial activities, among others. During this relatively dry period, precipitation is reduced by up to 40 %, which constitutes a clear signal of the bimodal nature of its annual cycle. The Madden-Julian Oscillation (MJO) is the main mode of intraseasonal variability in the tropics, significantly influences the atmospheric circulation of the tropical region, and also affects the weather and climate of extratropical locations around the globe. This study investigates the influence of the MJO on summer rainfall in Mexico, particularly on the bimodal pattern of precipitation. For this purpose, the Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station (CHIRPS) database is used for its very high spatial (0.05°) and temporal resolution and its good representation of the characteristics of the MSD in Mexico. The performance of the CHIRPS database over Mexico was evaluated using observations from climatological stations of the National Weather Service of Mexico (SMN). The regions that present a bimodal precipitation cycle were defined taking into account the duration and intensity of the MSD. Regions where the MSD has a duration of one month, in July or August, two months, during July and August, and three months, from June to August, were identified. To analyze how the MJO modulates the bimodal distribution of precipitation in Mexico, relative frequencies of each active phase of the MJO were calculated at each grid point in the CHIRPS database for the first (MAX1) and second (MAX2) rainfall peaks and for the MSD minimum (MIN). For each month of the rainy season (from May to October), standardized anomalies of precipitation, 300-hPa omega, 500-hPa geopotential height, and 850-hPa u- and v-wind components were calculated for each phase and for different ranges of intensity of the MJO. Results show that the MIN (MAX2) occurs most frequently during the dry (wet) MJO phases, while the MJO does not seem to significantly influence the MAX1. Anomalous anticyclonic circulations at 850 hPa, positive anomalies of 500-hPa geopotential height, 850-hPa northeasterly wind anomalies over southern Mexico, and a low-level westward flow in the northeastern tropical Pacific support the occurrence of the MIN under the influence of MJO dry phases. Inverse atmospheric patterns reinforce the occurrence of MAX2 during the MJO wet phases. These features are more clearly observed in the MSDs of 1- and 2-month duration and over the southern half of Mexico. In order to investigate the physical mechanism by which the MJO inhibits precipitation during the relative minimum of rainfall in Mexico, the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART was used. The moisture transport toward the MSD region in Mexico during the summer months and the role the MJO plays in modulating it were analyzed. The main moisture sources for four subregions of the MSD region in Mexico during the summer season were identified, and the Caribbean Sea stands out as one of them, particularly the area where the core of the Caribbean low-level jet (CLLJ) is located. The freshwater transported by the CLLJ to the MSD region in Mexico was then analyzed, and the results show an intraseasonal variability associated with the summer seasonal cycle of the CLLJ. These results confirm the CLLJ as a key element to explain the occurrence of the MSD. The possible influence of the MJO on this transport is then examined and the analysis show that, during the MSD months, the dry (wet) phases of the MJO favor the decrease (increase) of moisture from the CLLJ core towards the MSD region in Mexico. Finally, a mechanism based on the MJO-CLLJ-MSD relationship is proposed to explain how the MJO modulates the MSD in Mexico.

Índice general

Resumen VI

Abstract VII

1. Introducción 1
1.1. Factores que generan la precipitación de verano en México 1
1.2. Sequía de medio verano 5
1.2.1. Distribución espacial de la sequía de medio verano 5
1.2.2. Mecanismos físicos que explican la sequía de medio verano 7
1.3. La Oscilación Madden – Julian 10
1.3.1. Principales características dinámicas y termodinámicas de la MJO . . 11
1.4. La MJO y la MSD 18
1.5. Objetivos e hipótesis 19

2. Datos y Metodología 21
2.1. Datos 21
2.1.1. Estaciones meteorológicas del SMN 21
2.1.2. CHIRPS 21
2.1.3. CFSR 23
2.1.4. ERA-Interim 23
2.1.5. Índice de la MJO 23
2.2. Metodología 25
2.2.1. Comparación CHIRPS-SMN 25
2.2.2. Duración de la MSD 25
2.2.3. Intensidad de la MSD 25
2.2.4. Variabilidad interanual de la intensidad de la MSD 27
2.2.5. Análisis de compuestos 27
2.2.6. Relación MJO-MSD 28
2.2.7. Transporte de humedad 29

3. Resultados y Discusión 33
3.1. La MSD en México 33
3.1.1. Climatología de la precipitación estacional en México: SMN vs $\text{CHIRPS}_{\text{SMN}}$ 33
3.1.2. Duración e intensidad de la MSD en México: SMN vs $\text{CHIRPS}_{\text{SMN}}$ . . 33
3.1.3. Duración e intensidad de la MSD en México: CHIRPS 38
3.2. Influencia de la MJO en la precipitación de verano en México 42

3.2.1. Variabilidad espacio-temporal de la precipitación de verano en México según la MJO 42
3.2.2. La MJO y el patrón bimodal de la precipitación de verano en México . 47
3.2.3. La MJO y la duración de la MSD en México 54
3.3. MJO-MSD: Mecanismo físico 56
3.3.1. Fuentes de humedad climatológicas de la región de MSD en México . 56
3.3.2. Transporte de humedad del CLLJ hacia México 59
3.3.3. La MJO y el transporte de humedad del CLLJ 61
3.3.4. La MJO y el transporte de humedad desde el NETP 66

4. Conclusiones **69**

5. Anexo **73**

Bibliografía **85**

Índice de figuras

1.1. *Ciclo anual de la precipitación (mm día^{-1}) para un área de México que presenta sequía de medio verano durante julio-agosto, a partir de los datos pentadales de CHIRPS. La línea roja muestra la media móvil con una ventana de 30 días (1981-2010).* 2
1.2. *Climatología del viento en 925 hPa para el mes de julio a partir de datos del CFSR (1981-2010). El área rectangular encierra el núcleo del CLLJ (12.5°-17.5°N, 70°-80°W).* 4
1.3. *Intensidad promedio de la MSD basada en el índice SR (%) (1980-2000). Tomado de: Reyna-Trujillo et al. (2007)* 6
1.4. *Distribución global de regiones que exhiben un ciclo bimodal de la precipitación, según la base de datos NOAA PREC/L (0.5° de resolución) (1948-2007). Tomado de: Karnauskas et al. (2013)* 7
1.5. *Promedio corrido de 30 días del viento zonal de niveles bajos sobre el NETP, a partir de datos del QSCAT (línea gruesa), y de la precipitación acumulada promediada en un área que incluye el sur de México, a partir de datos del NCEPR2 (línea delgada). Tomado de: Romero-Centeno et al. (2007)* 8
1.6. *Diagrama Hovmoller de la climatología de la precipitación pentadal (mm día^{-1}), de la temperatura superficial del mar (°C) (líneas rojas), y del viento en 925 hPa, promediados entre los 12.5°N y 15°N. Tomado de: Herrera et al. (2015)* 10
1.7. *Ciclo de vida de la MJO a través de cortes verticales a lo largo del ecuador. Adaptada de: Madden y Julian (1972)* 12
1.8. *Representación esquemática de la estructura del viento a gran escala de la MJO. Adaptada de: Rui y Wang (1990)* 13
1.9. *Compuesto de un filtro de 20-80 días de radiación de onda larga (sombreado; W/m^2), altura geopotencial (contornos; m^2 /s^2) y campo de viento (vectores; m/s) en (a) 200 hPa y (b) 850 hPa durante la fase activa de la MJO en el océano Índico (cajas verdes). Tomado de: Hsu y Li (2012)* 14
1.10. *Diagrama esquemático de cuatro modelos de MJO que describen la relación de fase entre el centro convectivo y el viento zonal superficial. Tomado de: Zhang (2005)* . . 14
1.11. *Diagrama esquemático que describe la estructura multiescalar asociada a la MJO. Tomado de: Wang y Liu (2011)* 17

2.1. *Ubicación de las 2150 estaciones meteorológicas del SMN utilizadas en el estudio.* . . 22

2.2. *Puntos del índice RMM en el diagrama espacio-fase (RMM1, RMM2) para todos los días de la temporada DEF en el periodo 1974-2003. Se identifican ocho regiones definidas del espacio-fase y la región central considerada para indicar una MJO débil. Los puntos indican las ubicaciones aproximadas de la señal convectiva de la MJO. Tomado de: Wheeler y Hendon (2004)* 24
2.3. *Casos de duración de MSD identificados en México: MSD de julio (a, b); MSD de agosto (c, d); MSD de julio-agosto (e); y MSD de junio-agosto (f). Las áreas sombreadas representan los polígonos utilizados para estimar la intensidad de la MSD con el índice SR.* 26
2.4. *Ciclo estacional de precipitación (mm) usando promedios corridos de 5 días en un área donde ocurre MSD climatológica de julio-agosto en México, a partir de los datos pentadales de CHIRPS (1981-2016).* 29
2.5. *Representación de una partícula que experimenta un ciclo de evaporación-precipitación. Tomado de: Stohl y James (2004)* 31

3.1. *Diferencias relativas de los acumulados de precipitación estacionales entre los valores de $CHIRPS_{SMN}$ y las observaciones de las estaciones del SMN, respecto a los valores de las estaciones, para (a) el invierno (diciembre - febrero), (b) la primavera (marzo - mayo), (c) el verano (junio - agosto), y (d) el otoño (septiembre – noviembre). Período: 1981 - 2010.* 34
3.2. *Duración de la MSD en México según los valores de (a) las observaciones de las estaciones meteorológicas del SMN, y (b) los valores de la malla de CHIRPS interpolados a las coordenadas geográficas de las estaciones del SMN ($CHIRPS_{SMN}$).* 36
3.3. *Intensidad de la MSD en México según los valores de (a) las observaciones de las estaciones meteorológicas del SMN, y (b) los valores de la malla de CHIRPS interpolados a las coordenadas geográficas de las estaciones ($CHIRPS_{SMN}$).* 37
3.4. *Duración de la MSD en México, según los valores de la malla de CHIRPS (1981-2010).* 38
3.5. *Intensidad de la MSD en México, según los valores de la malla de CHIRPS, a partir de tres índices de intensidad: (a) índice SR, (b) índice PD, (c) índice PA.* 40
3.6. *Patrón espacial de la desviación estándar (STD) de los índices de intensidad de MSD: (a) índice SR, (b) índice PD, (c) índice PA.* 41
3.7. *Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para las fases húmedas de la MJO (8, 1, 2), para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre).* . . . 43
3.8. *Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para las fases secas de la MJO (4, 5, 6), para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre).* 45
3.9. *Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para las fases de transición de la MJO (3 y 7), para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre).* . . 46
3.10. *Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para la categoría de MJO inactiva ($RMM < 1$), para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre).* 48

3.11. *(a) - (c) Patrón espacial y (d) - (f) distribuciones de frecuencia de las fases MJO más frecuentes durante el (izquierda) MAX1, (centro) MIN y (derecha) MAX2. Solo se grafican las frecuencias estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. Período: 1981-2016.* 50
3.12. *Compuestos de anomalías estandarizadas de la altura geopotencial en 500 hPa, del viento en 850 hPa y de la velocidad vertical omega en 300 hPa, para las fases húmedas de la MJO (8, 1, 2) de agosto a octubre (meses del MAX2). Solo se grafican las anomalías estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. Período: 1981–2010.* 51
3.13. *Compuestos de anomalías estandarizadas de la altura geopotencial en 500 hPa, del viento en 850 hPa y de la velocidad vertical omega en 300 hPa, para las fases secas de la MJO (4, 5, 6) de junio a agosto (meses del MIN). Solo se grafican las anomalías estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. Período: 1981–2010.* 52
3.14. *Compuestos de anomalías estandarizadas de la altura geopotencial en 500 hPa, del viento en 850 hPa y de la velocidad vertical de presión en 300 hPa, para la categoría de MJO inactiva ($RMM < 1$), para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre). Solo se grafican las anomalías estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. Período: 1981–2010.* 53
3.15. *Patrón espacial de las fases MJO más frecuentes durante el (panel superior) MAX1, (panel del medio) MIN y (panel inferior) MAX2 para (de izquierda a derecha) MSD de julio, MSD de agosto, MSD de julio-agosto y MSD de junio-agosto. Período: 1981-2016. Solo se grafican las frecuencias estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %.* 55
3.16. *Climatologías mensuales del flujo de humedad integrado en la vertical (VIMF) (vectores, $\mathrm{kg\ m^{-1}\ s^{-1}}$) y de la divergencia asociada (área sombreada, $\mathrm{kg\ m^{-2}\ s^{-1}}$), de mayo a octubre. Período: 1979 –2017.* 57
3.17. *Regiones con diferentes tipos de MSD según su duración: la Península de Yucatán con MSD de julio (naranja), la región suroeste de México con MSD de agosto (verde), y las regiones sur (marrón) y noreste (azul) con MSD de julio-agosto. Estas regiones se utilizaron para realizar con FLEXPART los experimentos hacia atrás en el tiempo.* 58
3.18. *Climatologías mensuales de $(E - P)$ (mm día^{-1}) integrados 10 días hacia atrás en el tiempo desde las cuatro subregiones de MSD en México (de izquierda a derecha): suroeste, sur, Península de Yucatán y noreste. Los resultados se muestran desde mayo (paneles superiores) hasta octubre (paneles inferiores) para el período 1979-2017. Los valores positivos (negativos) representan fuentes (sumideros) de humedad.* 60
3.19. *Climatologías mensuales de $(E - P)$ (mm día^{-1}) integrados 10 días hacia adelante en el tiempo desde la región del núcleo del CLLJ (RE_{CLLJ}) de mayo a octubre para el período 1979-2017. Los valores negativos representan sumideros de humedad. El rectángulo discontinuo en el mapa de mayo señala la ubicación de la RE_{CLLJ} ($\sim$ 12.5°-17.5°N, 70°-80°W) que se utilizó para realizar los experimentos hacia adelante en el tiempo con FLEXPART.* 61

3.20. *Compuestos de anomalías de $|(E-P)<0|$ (áreas sombreadas, mm día^{-1}) integrado 2-6 días hacia adelante en el tiempo desde la región del núcleo del CLLJ y del flujo de humedad integrado en la vertical (vectores, $\mathrm{kg\ m^{-1}\ s^{-1}}$), agrupados por fases húmedas MJO (8, 1, 2) de mayo (paneles superiores) a octubre (paneles inferiores).* . 63
3.21. *Compuestos de anomalías de $|(E-P)<0|$ (áreas sombreadas, mm día^{-1}) integrado 2-6 días hacia adelante en el tiempo desde la región del núcleo del CLLJ y del flujo de humedad integrado en la vertical (vectores, $\mathrm{kg\ m^{-1}\ s^{-1}}$), agrupados por fases secas MJO (4, 5, 6) de mayo (paneles superiores) a octubre (paneles inferiores).* 64
3.22. *Compuestos de anomalías del flujo de humedad integrado en la vertical (vectores, $\mathrm{kg\ m^{-1}\ s^{-1}}$), y de su divergencia asociada (sombreadas, $\mathrm{kg\ m^{-2}\ s^{-1}}$; anomalías positivas en rojo indican divergencia), para las fases secas de la MJO (4, 5, 6) de junio a agosto (meses del MIN). Período: 1979-2017.* 65
3.23. *Compuestos de anomalías del flujo de humedad integrado en la vertical (vectores, $\mathrm{kg\ m^{-1}\ s^{-1}}$), y de su divergencia asociada (sombreadas, $\mathrm{kg\ m^{-2}\ s^{-1}}$; anomalías negativas en azul indican convergencia), para las fases húmedas de la MJO (8, 1, 2) de agosto a octubre (meses del MAX2). Período: 1979-2017.* 65
3.24. *Anomalías positivas de $(E-P)>0$ (mm día^{-1}) integrados 1-6 días hacia atrás en el tiempo desde la región suroeste de México para las fases 1 y 2 de la MJO en julio (paneles superiores). Anomalías positivas de $|(E-P)<0|$ (mm día^{-1}) integrados 1-6 días hacia adelante en el tiempo desde la región del NETP para las fases 1 y 2 de la MJO en julio (paneles inferiores).* 67

4.1. *Esquema simplificado del mecanismo propuesto MJO-CLLJ-MSD.* 72

5.1. *Ídem a Fig. 3.7, para los días de MJO activa (MJO A; $1 \leq RMM < 1.5$)* 74
5.2. *Ídem a Fig. 3.8, para los días de MJO activa (MJO A; $1 \leq RMM < 1.5$)* 75
5.3. *Ídem a Fig. 3.9, para los días de MJO activa (MJO A; $1 \leq RMM < 1.5$)* 76
5.4. *Ídem a Fig. 3.12, para los días de MJO activa (MJO A; $1 \leq RMM < 1.5$)* 77
5.5. *Ídem a Fig. 3.13, para los días de MJO activa (MJO A; $1 \leq RMM < 1.5$)* 77
5.6. *Ídem a Fig. 3.7, para los días de MJO muy activa (MJO MA; $1.5 \leq RMM < 2.5$)* . 78
5.7. *Ídem a Fig. 3.8, para los días de MJO muy activa (MJO MA; $1.5 \leq RMM < 2.5$)* . 79
5.8. *Ídem a Fig. 3.9, para los días de MJO muy activa (MJO MA; $1.5 \leq RMM < 2.5$)* . 80
5.9. *Ídem a Fig. 3.12, para los días de MJO muy activa (MJO MA; $1.5 \leq RMM < 2.5$)* . 81
5.10. *Ídem a Fig. 3.13, para los días de MJO muy activa (MJO MA; $1.5 \leq RMM < 2.5$)* . 81
5.11. *Ídem a Fig. 3.12, según los datos del ERA-Interim* 82
5.12. *Ídem a Fig. 3.13, según los datos del ERA-Interim* 82
5.13. *Compuesto de anomalías estandarizadas de la altura geopotencial en 500 hPa (contornos), del viento en 850 hPa y de la velocidad vertical de presión en 300 hPa (áreas sombreadas), para agosto durante la fase 7 de la MJO* 83
5.14. *Climatologías mensuales de $(E-P)$ (mm día^{-1}) para 1, 3, 5, 7 y 9 días hacia adelante en el tiempo desde que las partículas de aire abandonan la región del núcleo del CLLJ (RE_{CLLJ}), para los meses de mayo a octubre. Período: 1979-2017.* 83

5.15. *Climatologías mensuales de* $(E - P)$ *(mm día*$^{-1}$*) del día 1 al día 9 desde que las partículas de aire abandonan la región evaporativa del NETP, para el mes de julio. Período: 1979-2017.* 84

Índice de tablas

3.1. *Porcentaje de sitios donde $CHIRPS_{SMN}$ sobreestima (SO) o subestima (SU) a las observaciones para (a) invierno (Diciembre-Febrero), (b) primavera (Marzo-Mayo), (c) verano (Junio-Agosto), (d) otoño (Septiembre-Noviembre). Los porcentajes se dividen según el rango de diferencia relativa. Los porcentajes de estos sitios superan el 60 % en los dos primeros rangos para todas las estaciones, como se indica en negrita.* . . . 34
3.2. *Porcentaje de estaciones (o puntos de malla) con MSD de julio, agosto, julio-agosto y junio-agosto, según las observaciones del SMN, $CHIRPS_{SMN}$ y la malla de CHIRPS.* 35
3.3. *Porcentaje de estaciones con MSD débil, moderada o fuerte según las observaciones del SMN y $CHIRPS_{SMN}$, estratificadas según la duración de la MSD.* 37

Lista de Acrónimos

CA	Centroamérica
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CHIRPS	Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations
$CHIRPS_{SMN}$	CHIRPS interpolado en la red de estaciones meteorológicas del SMN
CLLJ	Corriente en chorro de bajos niveles del Caribe
$E - P$	Flujo neto de agua superficial
ERA-Interim	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis
ITCZ	Zona intertropical de Convergencia
MAX1	Primer máximo de precipitación
MAX2	Segundo máximo de precipitación
MG66	Mosiño y García (1966)
MIN	Mínimo relativo de precipitación durante el período de MSD
MJO	Oscilación Madden-Julian
MSD	Sequía de medio verano
NASH	Anticiclón Subtropical del Atlántico Norte
NETP	Océano Pacífico tropical nororiental
PA	Índice de porcentaje acumulado
PD	Índice de porcentaje disminuido
RE_{CLLJ}	Región donde se ubica el núcleo del CLLJ
RMM	Índice multivariado de la MJO en tiempo real (Wheeler y Hendon 2004)
RT07	Reyna-Trujillo et al. (2007)
SLP	Presión al nivel medio del mar
SMN	Servicio Meteorológico Nacional de México
SR	Índice de Sequía Relativa
VIMF	Flujo horizontal de humedad integrado en la vertical

1 Introducción

En este capítulo introductorio se revisan aspectos teóricos y del estado del arte relacionados con la Oscilación Madden-Julian y la precipitación de verano en México y, en particular, la sequía de medio verano, temáticas de gran importancia para el desarrollo de esta investigación. También se definen la hipótesis y los objetivos del trabajo.

1.1. Factores que generan la precipitación de verano en México

En México, como en muchos otros lugares del planeta, la precipitación influye en un alto número de actividades, tales como la agricultura, la industria y la generación de energía (p.e., Englehart y Douglas, 2000; Arreguín-Cortés et al., 2011; Fuchs y Wolff, 2011; CNA, 2014; Rogé et al., 2014). Es entonces esencial conocer, con la mayor precisión posible, su distribución espacial y sus variaciones en distintas escalas de tiempo (diaria, estacional, intraestacional, anual e interanual), así como contar con información respecto al inicio y duración de la temporada de lluvias con la finalidad de aprovechar mejor la disponibilidad de los recursos hídricos.

La precipitación en México presenta una alta variabilidad espacial y temporal (p.e., Englehart y Douglas, 2002; Giddings et al., 2005; Seager et al., 2009). La mayor parte de los acumulados anuales ocurre durante los meses de verano en gran parte del país. Mosiño y García (1966, 1974), autores pioneros en la documentación del comportamiento de la lluvia en México, definen las características climatológicas más importantes de la precipitación en México como sigue: una estación lluviosa con carácter monzónico en la mayor parte del país; una región de clima mediterráneo sobre el noroeste de la Península de Baja California, con una estación lluviosa durante el invierno; y un clima seco en la mitad norte del país.

Durante los meses de verano, la circulación de los vientos en superficie y en la troposfera media y alta sobre la región del noroeste de México presenta un patrón monzónico, el llamado Monzón de Norteamérica. Este sistema genera un transporte de vapor de agua tanto del Golfo de California como del Golfo de México, produciendo convección profunda e intensas precipitaciones sobre el noroeste y oeste de México (p.e., Adams y Comrie, 1997; Higgins et al., 2003). Por otro lado, sobre el centro y sur de México, y extendiéndose hacia Centroamérica (CA), se presenta un ciclo anual de precipitación muy bien definido, con máximos en mayo–junio y septiembre–octubre y un mínimo relativo a mediados de la estación lluviosa. Este mínimo relativo de precipitación durante julio-agosto se conoce como sequía intraestival, canícula, o sequía de medio verano (MSD, por sus siglas en inglés) (Mosiño y García, 1966; Hastenrath, 1967; Magaña et al., 1999; Amador et al., 2006; Gamble et al., 2008). Durante este período relativamente seco, la precipitación se reduce hasta en un 40 % (Curtis,

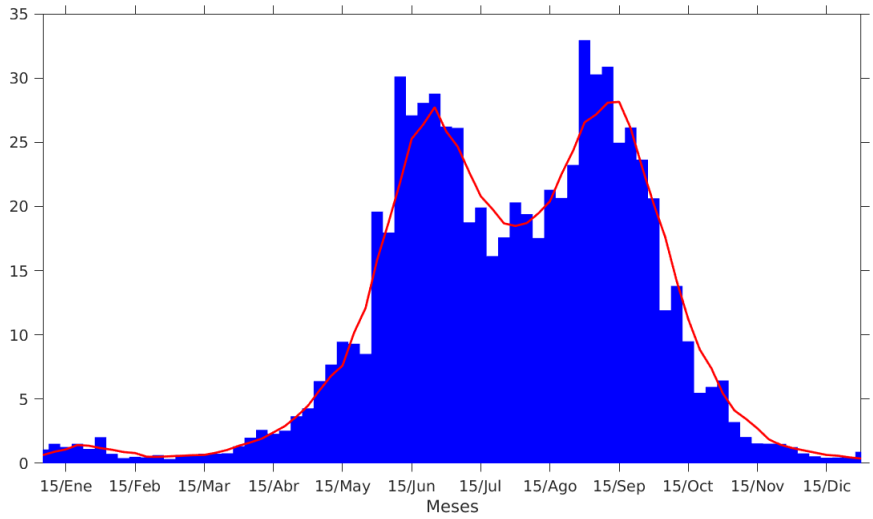

FIGURA 1.1: *Ciclo anual de la precipitación (mm día^{-1}) para un área de México que presenta sequía de medio verano durante julio-agosto, a partir de los datos pentadales de CHIRPS. La línea roja muestra la media móvil con una ventana de 30 días (1981-2010).*

2002; Small et al., 2007) y constituye una señal clara del carácter bimodal del ciclo anual de la precipitación en dichas regiones (Fig. 1.1). La duración e intensidad de la MSD muestran una alta variabilidad espacial y temporal en México, CA y la cuenca del Caribe (p.e., Curtis y Gamble, 2008; Maldonado et al., 2016).

Por su ubicación geográfica, México abarca latitudes tanto de la zona tropical como de la zona subtropical. La mitad sur de su territorio se ubica dentro de la zona de los vientos alisios y la mitad norte dentro del Cinturón de las Altas Presiones Subtropicales, de manera que los procesos de interacción entre el trópico y las latitudes medias juegan un papel importante en el comportamiento del clima en México.

Una parte importante de la dinámica atmosférica durante el verano en México está relacionada con la presencia de la Zona Intertropical de Convergencia (ITCZ, por sus siglas en inglés) en el Pacífico oriental. La ITCZ es una región de bajas presiones que se ubica próxima al ecuador, donde convergen los vientos alisios de ambos hemisferios. La fluctuación latitudinal, intensidad y densidad de la convección profunda de esta región son factores importantes que contribuyen a explicar las variaciones anuales de la precipitación en México, y que pueden resultar en periodos de fuertes lluvias o severas sequías para el país (Amador et al., 2006). Cuando la región de los alisios gana en latitud e intensidad, gran parte del territorio mexicano queda bajo la influencia de estos vientos que transportan humedad desde el mar Caribe y el Golfo de México. A su vez, la intensidad de estos vientos húmedos depende de la ubicación, distribución de las isobaras e intensidad del sistema de Alta Presión Subtropical del Atlántico Norte (NASH, por sus siglas en inglés), el cual se intensifica durante esta época del año.

Dentro de los alisios tropicales se desplazan las ondas del este, las cuales constituyen uno de los sistemas meteorológicos generadores de precipitación durante el verano en México.

Estas perturbaciones de escala sinóptica transportan zonas de convergencia y convección profunda en su avance hacia el oeste, propiciando a su paso la ocurrencia de precipitación. Además, una onda del este inestable puede desarrollarse y transformarse en un ciclón tropical. El régimen de precipitación del verano -y parte del otoño- en México también se ve grandemente influenciado por el paso de ciclones tropicales que se originan en las cuencas de los océanos Atlántico y Pacífico. Por ejemplo, Englehart y Douglas (2001) estudiaron el rol de las tormentas tropicales del Pacífico Nororiental en la climatología de la lluvia en el oeste de México, y sus resultados indican que entre el 20-60 % de la lluvia a lo largo de la costa del Pacífico mexicano está asociada al paso de tormentas tropicales. Estos sistemas ocurren con mayor frecuencia en septiembre, mes de mayor acumulado de precipitación de varias regiones en México.

La radiación solar constituye un factor climático importante en la modulación de la precipitación del territorio mexicano. Durante los meses de junio a agosto, el flujo de radiación solar de onda corta incidente es máximo en el Caribe y en Norteamérica, lo cual favorece el comienzo de la temporada de lluvias en varias regiones de México. Una mayor radiación solar causa, en general, mayores temperaturas superficiales del mar que pueden resultar en mayor convección tropical y, por ende, dar lugar a precipitación convectiva en dichas regiones.

Las regiones fuentes de humedad, así como el mecanismo de transporte de humedad atmosférico desde dichas fuentes de humedad hacia una región de interés, constituyen factores de gran importancia para la generación de precipitación en una región. El origen de la humedad en México ha sido estudiado ampliamente para la región del Monzón de Norteamérica, y se ha identificado la humedad de niveles bajos del Pacífico tropical nororiental y del Golfo de California (Adams y Comrie, 1997; Turrent y Cavazos, 2009, 2012; Ordoñez et al., 2019) y la proveniente de niveles medios del Golfo de México (Adams y Comrie, 1997; Mitchell et al., 2002; Ordoñez et al., 2019), como sus principales fuentes de humedad. La evaporación continental local también ha sido reconocida como una fuente importante de humedad para la precipitación del monzón (p.e., Bosilovich et al., 2003; Ordoñez et al., 2019). Las fuentes de humedad para el norte de México también han sido bien documentadas, y el Golfo de México y la cuenca del Caribe, el Golfo de California y el noroeste de México se han identificado como sus fuentes principales (Nieto et al., 2014). Sin embargo, las fuentes de humedad para el resto de México, incluida la región donde se presenta la MSD, han sido poco estudiadas. Durán-Quesada et al. (2010) en su análisis para CA estudiaron un área que incluye la Península de Yucatán, y el Mar Caribe se identificó como la principal fuente de humedad. Además, varios estudios han demostrado la importancia de la Corriente en Chorro de niveles bajos del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés) como principal transportador de humedad regional (p.e., Cook y Vizy, 2010; Durán-Quesada et al., 2010, 2012, 2017).

El CLLJ es un chorro de vientos del este con un núcleo ubicado en el nivel de 925 mb sobre el Mar Caribe, entre el norte de Sudamérica y las Antillas Mayores ($\sim$ 12.5°-17.5°N, 70°-80°W) (Fig. 1.2). El CLLJ está presente durante todo el año y tiene dos máximos, en febrero y julio, y dos mínimos, en mayo y octubre (Wang, 2007). Durante el verano boreal, el CLLJ se divide en dos ramas: la rama norte se conecta con la Corriente en Chorro de niveles

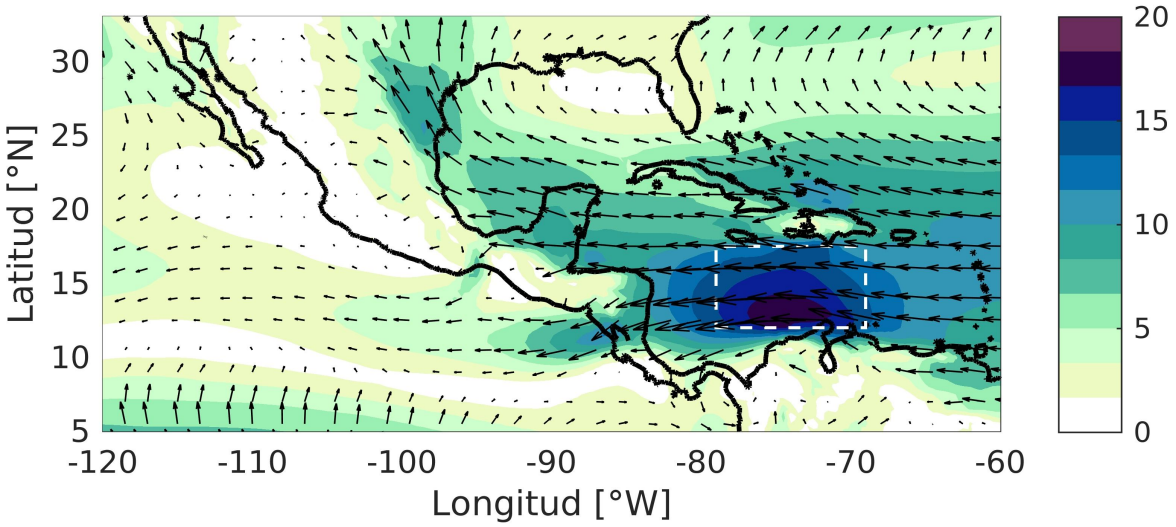

FIGURA 1.2: *Climatología del viento en 925 hPa para el mes de julio a partir de datos del CFSR (1981-2010). El área rectangular encierra el núcleo del CLLJ (12.5°-17.5°N, 70°-80°W).*

bajos de las Grandes Llanuras y la rama oriental atraviesa CA (Cook y Vizy, 2010; Martin y Schumacher, 2011b). La génesis del CLLJ se ha asociado con la intensificación de los vientos del este del NASH (p.e., Wang, 2007; Cook y Vizy, 2010); la posición e intensidad de este último influye en la variabilidad de su intensidad, principalmente durante los meses del verano, a través de cambios en el gradiente meridional de presión superficial y la rapidez de los vientos alisios en el Mar Caribe (p.e., Wang, 2007; Muñoz et al., 2008; Cook y Vizy, 2010). Variaciones en la temperatura superficial del mar en la región de la piscina cálida del Atlántico ejercen también influencia en la intensidad del CLLJ (Wang y Lee, 2007). Además, la variabilidad del CLLJ está relacionada con El Niño-Oscilación del Sur y con la Oscilación del Atlántico Norte (Wang, 2007). La intensificación del CLLJ durante julio produce un incremento de la evaporación sobre los mares intra-americanos, lo cual aumenta la humedad sobre el océano disponible para exportar. El CLLJ transporta gran cantidad de humedad desde el Atlántico tropical hacia el Mar Caribe, el Golfo de México, CA y la cuenca del Pacífico (Cook y Vizy, 2010), influyendo en la precipitación de regiones remotas como América del Norte (Wang, 2007; Cook y Vizy, 2010).

Por último, la variabilidad de la precipitación en muchas partes del mundo está fuertemente relacionada no sólo con las perturbaciones atmosféricas de escala global y regional, sino también con las perturbaciones del sistema climático a escala local. En México, el patrón de precipitación también está muy íntimamente ligado a su compleja orografía, la cual influye en su alto grado de variabilidad espacial y temporal (p.e., Wallén, 1955; García, 1965; Englehart y Douglas, 2002; Vidal, 2005). Por este motivo, es muy importante contar con bases de datos de alta calidad y alta resolución para estudiar la lluvia en México. Por ello, en esta investigación se decidió emplear la base de datos Climate Hazards Group InfraRed

Precipitation with Stations (CHIRPS; Funk et al., 2015) la cual contiene información de precipitación en una malla cuasi-global [(50°S, 50°N), (180°E, 180°W)] con resolución espacial muy alta (0.05° × 0.05°) y resoluciones temporales diarias, pentadales y mensuales. Esta base de datos relativamente nueva ha mostrado un buen desempeño en varias regiones del mundo (p.e., López-Carr et al., 2015; Duan et al., 2016; Katsanos et al., 2016; Verdin et al., 2016); sin embargo, su desempeño no había sido aún analizado para México. Motivados por esto último, en la primera parte de este estudio se analiza la capacidad de CHIRPS tanto para representar la variabilidad espacio-temporal de la precipitación estacional en México como para capturar la MSD.

1.2. Sequía de medio verano

1.2.1. Distribución espacial de la sequía de medio verano

Existen pocos estudios, relativamente, que se han centrado en la caracterización climatológica de la MSD en México. La delimitación de las regiones en donde se presenta la MSD, tanto en términos de su duración como de su intensidad, es un tema de vital importancia debido, entre otros aspectos, al impacto de la MSD sobre el rendimiento de los cultivos de temporal en muchas localidades de México donde las actividades agrícolas desempeñan un papel fundamental en su economía (Pereyra-Díaz et al., 1994; Peralta-Hernández et al., 2008). Mosiño y García (1966) (MG66 de aquí en adelante) estudiaron la distribución espacial y temporal de la MSD en México utilizando datos de precipitación media mensual de 1900 estaciones climatológicas operadas por el Servicio Meteorológico Nacional de México (SMN) y crearon un índice de 'sequía relativa' (SR) para cuantificar su intensidad. Estos autores encontraron áreas con MSD distribuidas en un amplio rango latitudinal, cubriendo gran parte del país, aunque notaron más estaciones con MSD en el sur y este de México. Más recientemente, Reyna-Trujillo et al. (2007) (RT07 de aquí en adelante) utilizaron datos de 527 estaciones del SMN con información del período 1980-2000 para analizar la distribución de la MSD en México y, empleando una modificación del índice SR, obtuvieron resultados muy similares a los de MG66 (Fig. 1.3).

Otros autores han analizado la variabilidad espacial y temporal de la MSD utilizando otras fuentes de datos. Por ejemplo, Magaña et al. (1999) analizaron la distribución de los acumulados de precipitación quincenales sobre México, CA y el Caribe para áreas contiguas de 5° × 5° de latitud y longitud, con base en observaciones de estaciones meteorológicas y de estimaciones satelitales sobre el océano para el período 1979-1993. Estos autores observaron que la señal de la MSD se extiende desde el noreste de México hasta CA, estando más claramente definida sobre el suroeste de México, CA y la piscina cálida del océano Pacífico oriental. Sánchez-Santillán y Garduño-López (2005) estudiaron el comportamiento de la MSD en la Ciudad de México para el período 1878–2004, mostrando que la MSD es de carácter intermitente y se registró en el 59 % de los años analizados. Martínez-Jiménez (2013) utilizó datos diarios de precipitación del reanálisis ERA-Interim, en una malla de 0.7° de resolución para el período 1979–2010, y definió la región de la MSD en donde su señal fue más

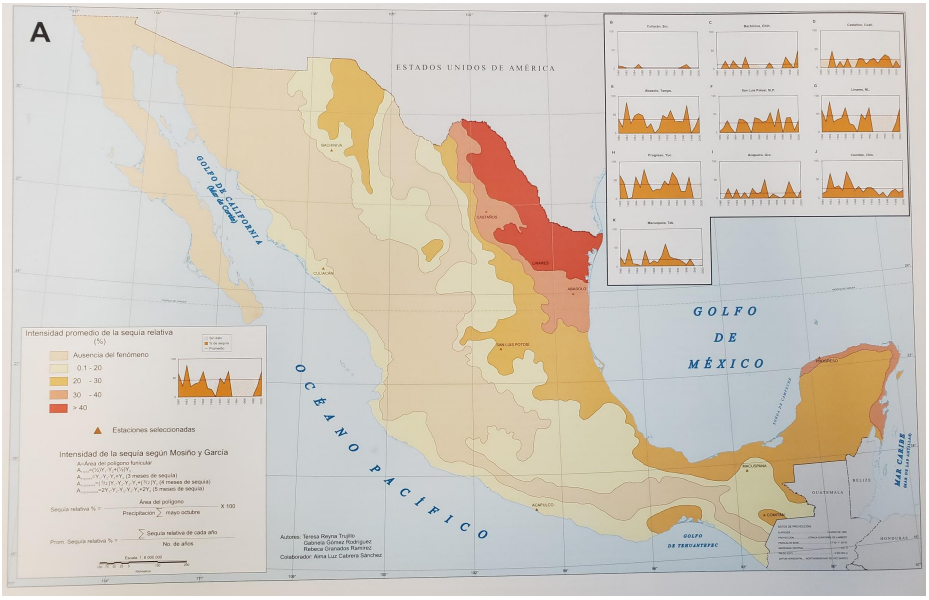

FIGURA 1.3: *Intensidad promedio de la MSD basada en el índice de SR (%) (1980-2000). Tomado de: Reyna-Trujillo et al. (2007)*

fuerte, ubicándola entre los 10° y 20°N y los 103° y 88°W. De manera similar, García (2015) investigó la distribución espacial y temporal de la MSD utilizando datos de precipitación del reanálisis Climate Forecast System Reanalysis (CFSR; Saha et al., 2010), con una resolución espacial de 0.5° para el período 1979-2010, y su región de MSD quedó delimitada entre los 10° y 25°N y los 105° y 80°W. Magaña et al. (1999), Martínez-Jiménez (2013) y García (2015) asumieron que la MSD ocurre durante julio-agosto en toda la región de MSD definida.

Small et al. (2007), utilizando datos de precipitación del Tropical Rainfall Measuring Mission 3B43 y del Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP), estimaron la amplitud y el alcance espacial de la MSD restando la climatología de la precipitación media de junio y septiembre de la de julio y agosto, es decir, a partir de la diferencia de la precipitación promedio entre los meses más secos y los más húmedos del verano. Estos autores encontraron que la MSD está limitada aproximadamente entre los 10° y 20°N y los 100° y 85°W, siendo similar a las regiones identificadas por Martínez-Jiménez (2013) y García (2015). Utilizando un algoritmo para determinar la distribución global de la ocurrencia y magnitud de la MSD, Karnauskas et al. (2013) estimaron su intensidad calculando la diferencia entre la media de los dos máximos de lluvia y el mínimo relativo a partir de datos climatológicos mensuales de varias bases de datos. Este estudio encontró señal de la MSD en lugares terrestres de todo el planeta, siendo México y CA de las regiones más destacadas (Fig. 1.4). Particularmente para México, la región que identificaron es muy similar a la de MG66 y a la de Curtis (2002) quien identificó la MSD usando el armónico de segundo orden en los datos pentadales de precipitación del Global Precipitation Climatology Project (GPCP).

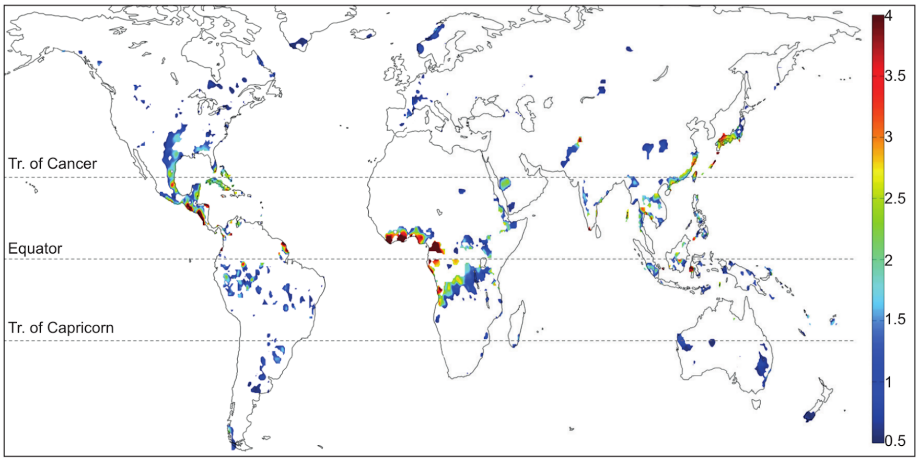

FIGURA 1.4: *Distribución global de regiones que exhiben un ciclo bimodal de la precipitación, según la base de datos NOAA PREC/L (0.5° de resolución) y calculado a través de la diferencia de la media de los dos máximos y del mínimo relativo (mm/día) (1948-2007). Tomado de: Karnauskas et al. (2013)*

1.2.2. Mecanismos físicos que explican la sequía de medio verano

Los mecanismos de forzamiento físico asociados con el patrón bimodal de la precipitación y con su variabilidad son complejos, principalmente debido a la influencia simultánea de diferentes procesos, tanto locales como de gran escala. Además, los procesos implicados en la ocurrencia de la MSD en el lado del Pacífico son diferentes a los del Caribe (Herrera et al., 2015; Maldonado et al., 2016). Las características espaciales y temporales de la MSD se han explicado en términos de cambios estacionales en la radiación solar entrante, la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) y los vientos de niveles bajos (Magaña et al., 1999); la variabilidad de la posición e intensidad de la ITCZ y del NASH y las anomalías del viento asociadas (Giannini et al., 2000; Mapes et al., 2005; Romero-Centeno et al., 2007; Small et al., 2007; Gamble et al., 2008); la intensificación del CLLJ, las circulaciones directas asociadas y la variabilidad de la SST (p.e., Magaña y Caetano, 2005; Herrera et al., 2015); la cizalladura vertical del viento y el aumento de las concentraciones de partículas atmosféricas provenientes del polvo del Sahara en la cuenca del Caribe (Angeles et al., 2010); y la variabilidad de la insolación causada por el cruce bianual de la declinación solar (Karnauskas et al., 2013). Todos estos procesos interactúan entre sí y están modulados por modos de variabilidad atmosférica y oceánica de gran escala. Por ejemplo, los resultados de algunos estudios han sugerido que la Oscilación Madden-Julian influye en los mecanismos físicos detrás de la MSD (p.e., Martin y Schumacher, 2011a; Curtis y Gamble, 2016).

De los primeros estudios relevantes sobre el tema se encuentra el de Magaña et al. (1999), quienes proponen un mecanismo para explicar la MSD basado en la retroalimentación entre la radiación solar de onda corta, la SST y procesos convectivos. El primer máximo de precipitación se produce en mayo-junio como resultado del desplazamiento hacia el norte de la ITCZ, que genera intensa convección sobre y al oeste de CA. La excesiva nubosidad asociada a esta convección reduce la incidencia de radiación solar, con lo cual disminuye la

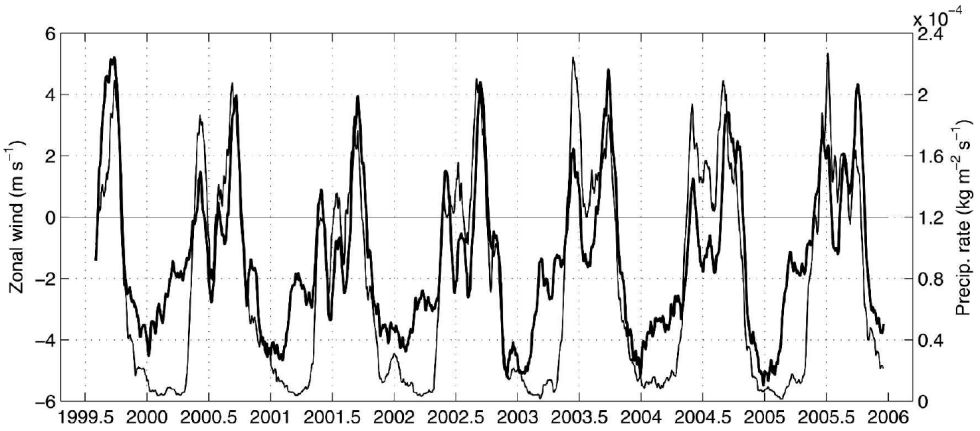

FIGURA 1.5: *Promedio corrido de 30 días del viento zonal de niveles bajos sobre el NETP, a partir de datos del QSCAT (línea gruesa), y de la precipitación acumulada promediada en un área que incluye el sur de México, a partir de datos del NCEPR2 (línea delgada). Tomado de: Romero-Centeno et al. (2007)*

SST del Pacifico tropical nororiental (NETP, por sus siglas en inglés) y la convección, dando origen a la MSD durante julio-agosto. Como consecuencia de la poca nubosidad, una mayor radiación solar incide nuevamente sobre la región del NETP aumentando su temperatura superficial, lo cual genera el segundo máximo de precipitación durante septiembre-octubre sobre el sur de México y CA. Años más tarde, Magaña y Caetano (2005) y Small et al. (2007) encuentran que la disminución de la SST propuesta por Magaña et al. (1999) no se observa en toda la región. Magaña y Caetano (2005) muestran que el máximo de convección tropical ubicado sobre las costas caribeñas Centroamericanas juega un papel importante en la modulación de la actividad convectiva de las regiones circundantes, induciendo subsidencia por circulaciones directas. Small et al. (2007) proponen un mecanismo dinámico que involucra la influencia de factores remotos de gran escala, tales como la ITCZ del Pacífico y el NASH. Los autores plantean que el inicio de la MSD en julio – agosto se produce por la acción combinada del desplazamiento hacia el norte de la ITCZ y la extensión hacia el oeste del NASH que genera anomalías de viento del este sobre el Mar Caribe y el NETP y transporta la humedad fuera de la costa Pacífica de CA. Otros autores también han propuesto que la reducción de la precipitación en julio está relacionada con la intensificación del NASH (p.e., Giannini et al., 2000; Mapes et al., 2005). Sin embargo, la influencia del NASH sobre la MSD del Caribe no es consistente a lo largo de la región (Curtis y Gamble, 2008; Gamble et al., 2008). De manera que la variabilidad espacial y temporal de la MSD no se atribuye solamente a la intensificación y expansión hacia el oeste del NASH (Gamble y Curtis, 2008). También Romero-Centeno et al. (2007) sustentan que la MSD es resultado de procesos atmosféricos de gran escala que inhiben la precipitación a la mitad de la estación lluviosa. Estos autores muestran que la MSD está determinada por un cambio en el patrón de circulación de niveles bajos en el NETP, el cual a su vez se relaciona con la intensificación de los jets de Tehuantepec y Papagayo y con la intensificación y elongación hacia el oeste del NASH (Fig. 1.5).

Karnauskas et al. (2013) muestran una visión de la MSD que difiere de la de estudios previos. Ellos sugieren que este fenómeno es el resultado de un mecanismo de reforzamiento de la precipitación que ocurre dos veces, el cual relaciona la dependencia latitudinal de los dos máximos climatológicos de precipitación con el cruce semestral de la declinación solar.

Más recientemente, Herrera et al. (2015) proponen como mecanismos causales de la MSD las interacciones océano-atmósfera y los efectos dinámicos asociados al CLLJ y a la subsidencia que se crea sobre el sur de México y CA. Los autores sostienen que las fluctuaciones en la intensidad del CLLJ son un elemento dinámico clave para explicar la MSD. En general, este último mecanismo es el que presenta un mayor consenso dentro de la comunidad científica para explicar la MSD (p.e., Magaña y Caetano, 2005; Wang, 2007; Gamble y Curtis, 2008; Muñoz et al., 2008; Cook y Vizy, 2010; Martin y Schumacher, 2011b; Herrera et al., 2015; Hidalgo et al., 2015; Maldonado et al., 2016), y por ello, se aborda con mayor detalle a continuación.

La presencia de un CLLJ intenso en julio origina la disminución de la inestabilidad atmosférica, el aumento de la divergencia del flujo de humedad y, por lo tanto, la reducción de la convección y la lluvia en gran parte de la cuenca del Caribe; lo contrario sucede bajo la presencia de un CLLJ débil (p.e., Wang, 2007; Muñoz et al., 2008; Whyte et al., 2008; Martin y Schumacher, 2011a,b). Por otro lado, el CLLJ induce un máximo de convección tropical sobre la costa caribeña de CA dado por la convergencia máxima en niveles bajos en la región de salida del CLLJ que aumenta el flujo vertical de calor latente y reduce la estabilidad atmosférica. Tanto el CLLJ como la fuerte convección sobre las costas caribeñas de CA alcanzan intensidades máximas en julio, en fase con la MSD de las regiones circundantes (p.e., Amador et al., 2000; Magaña y Caetano, 2005; Cook y Vizy, 2010). La convección intensa sobre el Mar Caribe occidental juega un rol importante en la modulación de la actividad convectiva de las regiones circundantes a través de circulaciones zonales directas, imponiendo subsidencia e inhibiendo la convección tropical en dichas regiones (p.e., Magaña y Caetano, 2005; Whyte et al., 2008; Gamble y Curtis, 2008; Herrera et al., 2015). El efecto de subsidencia se extiende sobre la mayor parte de Mesoamérica, incluyendo a México (ver Fig. 9a en Herrera et al., 2015). Adicionalmente, el fortalecimiento del CLLJ intensifica el flujo de vientos a través de las interrupciones de las cordilleras montañosas de CA hasta alcanzar el NETP. Estos vientos fuertes del este de niveles bajos producen una disminución de la SST y un desplazamiento hacia el oeste de la convergencia de humedad que, combinado con la subsidencia, da como resultado la MSD (Herrera et al., 2015). Durante septiembre y octubre, el debilitamiento del CLLJ resulta nuevamente en condiciones favorables para la convección tropical en la mayor parte de Mesoamérica, produciendo el segundo máximo de precipitaciones (Herrera et al., 2015) (Fig. 1.6).

Durante el verano, se observa una correlación positiva significativa entre el CLLJ y las anomalías de la presión al nivel medio del mar (SLP, por sus siglas en inglés) en la región donde ocurre la MSD en México, siendo ésta más fuerte en el sur (Wang, 2007). Además, también se ha detectado una correlación negativa entre el CLLJ y las anomalías de lluvia sobre esta región en los meses de MSD (Wang, 2007; Cook y Vizy, 2010; Martin y Schumacher, 2011b; Hidalgo et al., 2015; Rodriguez-Vera et al., 2019). Por tanto, anomalías positivas

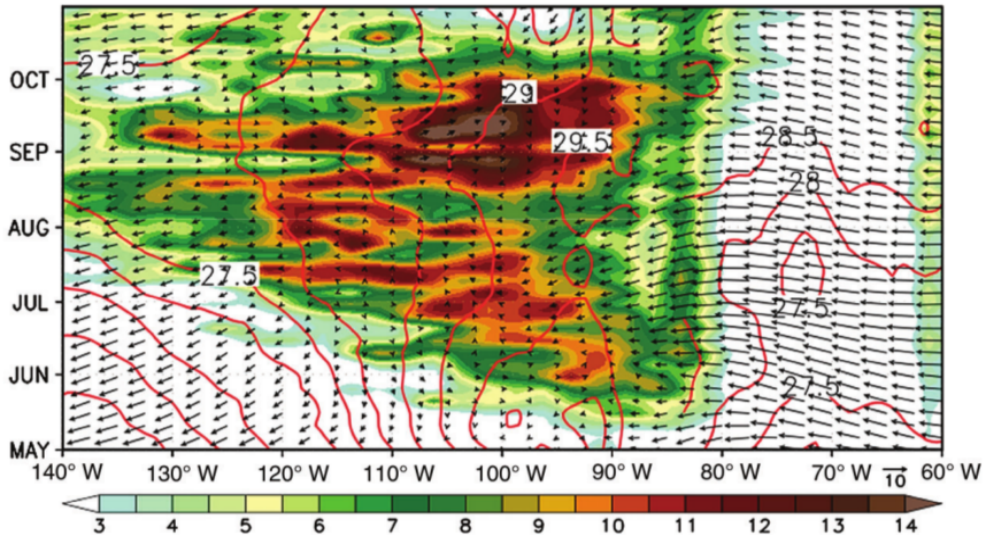

FIGURA 1.6: *Diagrama Hovmoller de la climatología de la precipitación pentadal (mm día^{-1}), de la temperatura superficial del mar (°C) (líneas rojas), y del viento en 925 hPa, promediados entre los 12.5°N y 15°N. Tomado de: Herrera et al. (2015)*

de la SLP en el verano sobre la región donde ocurre la MSD en México se corresponden con un CLLJ intenso, el cual impone condiciones de estabilidad atmosférica que favorecen la disminución de la convección y la precipitación sobre la región. Contrariamente, se presentan patrones inversos a los descritos anteriormente bajo la presencia de un CLLJ débil durante el verano. En conclusión, la variabilidad temporal del CLLJ durante el verano y sus procesos dinámicos asociados son elementos cruciales para explicar la MSD en Mesoamérica (Magaña y Caetano, 2005; Wang, 2007; Gamble y Curtis, 2008; Muñoz et al., 2008; Cook y Vizy, 2010; Martin y Schumacher, 2011b; Herrera et al., 2015; Hidalgo et al., 2015; Maldonado et al., 2016).

Sumado a todo lo anterior, el CLLJ está modulado por la Oscilación Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés) (Martin y Schumacher, 2011a). Martin y Schumacher (2011a) encontraron que el CLLJ varía significativamente entre las fases de la MJO, lo cual sugiere que la MJO puede estar influyendo sobre los mecanismos físicos asociados con la MSD. En la sección 1.4 se profundiza sobre esta cuestión de gran importancia para el propósito de este estudio, pero primeramente, en la siguiente sección, se provee una descripción detallada de las principales características y mecanismos de la MJO.

1.3. La Oscilación Madden – Julian

La MJO fue descubierta por Madden y Julian (1971, 1972), cuando analizaron las anomalías del viento zonal en el océano Pacífico tropical. La llamaron "Oscilación de 40-50 días" debido a su escala de tiempo. Luego, ha sido nombrada "Oscilación de 30-60 días", y ya más recientemente, "Oscilación Madden – Julian" ha destacado como el término más usado. Se

caracteriza por un patrón acoplado de gran escala de circulación atmosférica y convección profunda que se propaga hacia el este desde el océano Índico a lo largo del ecuador con un período de 30 a 60 días (Madden y Julian, 1994; Hendon y Salby, 1994).

1.3.1. Principales características dinámicas y termodinámicas de la MJO

La dinámica de la MJO implica circulaciones atmosféricas de escala planetaria en interacción con estructuras convectivas de mesoescala, ejerciendo también un control en la variabilidad de la escala sinóptica. Presenta una estructura multiescalar distintiva, una preferencia geográfica, un ciclo estacional y una variabilidad interanual. La combinación de todas estas características básicas la distinguen de otros tipos de fenómenos intraestacionales en los trópicos. La característica más llamativa de la MJO en términos de estructura es que muestra un patrón horizontal de ondas Kelvin-Rossby acopladas (Wang y Rui, 1990; Hendon y Salby, 1994; Wang y Li, 1994), una inclinación vertical en la humedad específica y campos de movimiento vertical (Sperber, 2003; Kiladis et al., 2005).

Modelo conceptual de la MJO: corte vertical

Las características más básicas de la MJO se ilustran en la Fig. 1.7. En esta figura se observa el ciclo de vida idealizado de la MJO en forma de una serie de cortes verticales hasta la altura de la tropopausa y a lo largo del ecuador. Muestra la nubosidad convectiva, el viento zonal y la SLP. Su propagación al este a lo largo del ecuador se observa a través del campo de vientos. La liberación de calor latente asociado a la convección activa produce bajas presiones en superficie y movimientos ascendentes en la troposfera media. Como resultado, hay convergencia de humedad a gran escala en la troposfera inferior, que, a su vez, estimula la convección. La convección de la MJO inicia al este del continente africano y se mantiene a medida que la oscilación se propaga hacia el este por efecto de la convergencia en la troposfera inferior y de la divergencia en la troposfera superior.

Modelo conceptual de la MJO en tres dimensiones: acoplamiento convección – viento

La Fig. 1.8 muestra una representación idealizada de la MJO en la región ubicada entre los 30°E-150°W y los 40°S-40°N. La convección ocurre cerca de los 90°E. En el nivel de 500 hPa, se observan movimientos ascendentes en la zona de convección y movimientos descendentes a lo largo del resto del dominio ecuatorial. En su propagación al este, el aire en superficie fluye hacia las regiones donde la convección se intensifica, ocurriendo convergencia de humedad en niveles bajos en la región de mayor convección. En la troposfera superior, una divergencia anómala en la región de mayor convección induce vientos anómalos del este (del oeste) al oeste (al este) de la convección. Los vientos intensos del oeste aumentan la cizalladura y la subsidencia en la región de convección suprimida. El efecto neto de estas anomalías del viento es la formación de giros anticiclónicos en la troposfera superior al oeste de la zona de mayor convección una vez que se intensifica en los océanos Índico y Pacífico occidental. En la región de convección suprimida, se forman giros ciclónicos anómalos en la

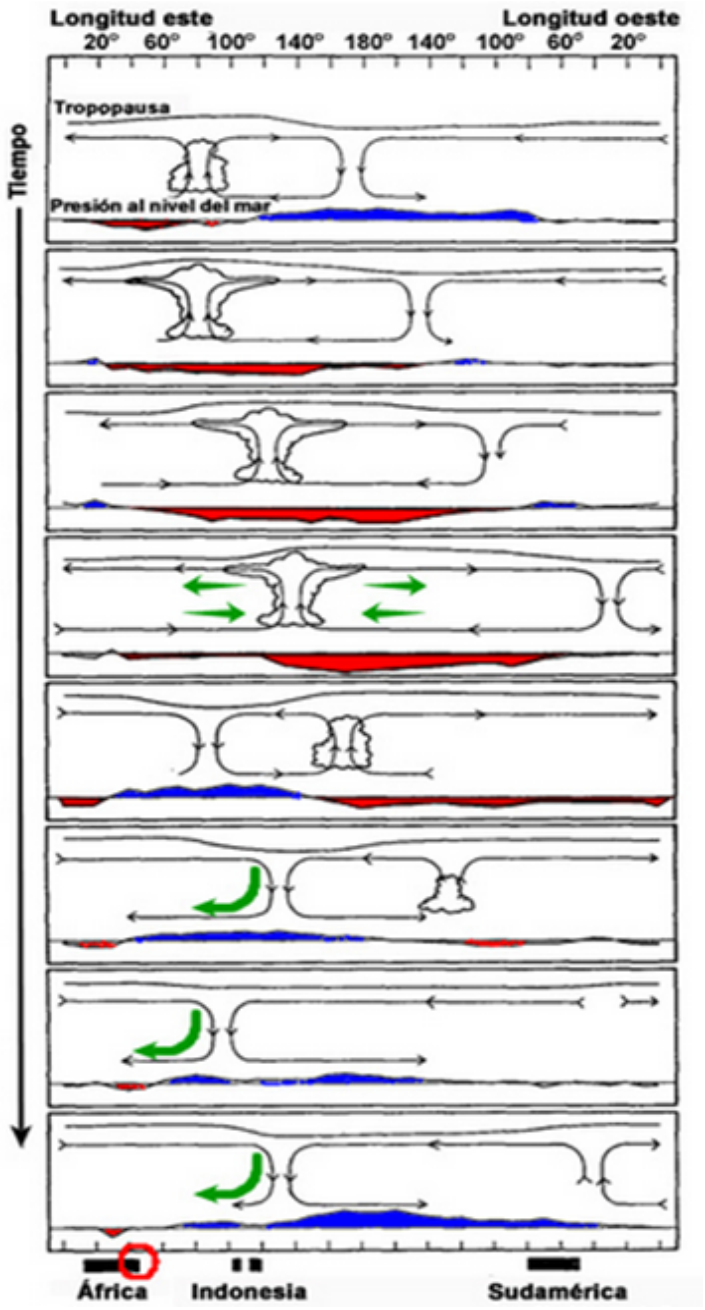

FIGURA 1.7: *Ciclo de vida de la MJO a través de cortes verticales a lo largo del ecuador. El tiempo avanza verticalmente hacia abajo. Las áreas sombreadas representan la anomalía de la SLP (anomalías negativas se indican en rojo), las flechas las celdas de circulación, y las nubes la convección de la MJO. Adaptada de: Madden y Julian (1972)*

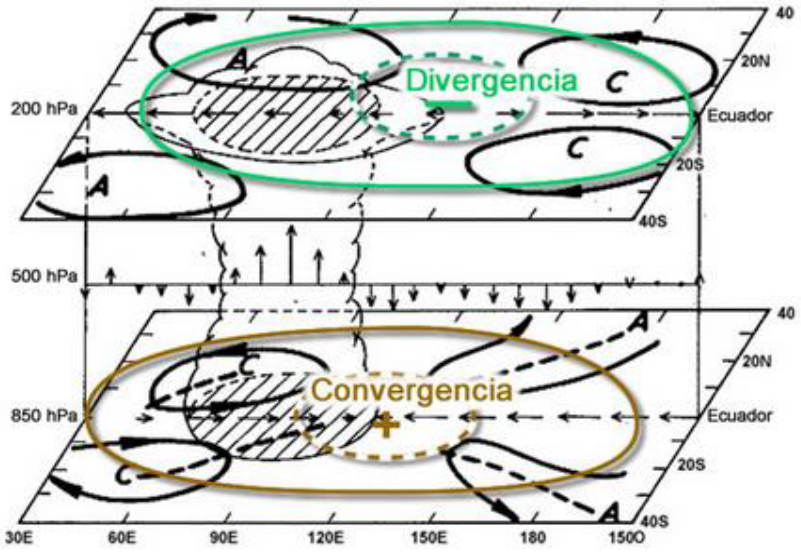

FIGURA 1.8: *Representación esquemática de la estructura del viento a gran escala de la MJO. Adaptada de: Rui y Wang (1990)*

troposfera superior, y patrones anticiclónicos débiles en superficie. Este acoplamiento entre la circulación a gran escala y el centro convectivo es fundamental en la dinámica de la MJO.

La estructura de los vientos a gran escala es descrita con frecuencia en términos de ondas ecuatoriales acopladas con convección profunda. La Fig. 1.9 muestra las anomalías de la circulación en 200 y 850 hPa asociadas con la convección de la MJO sobre el este del océano Índico ecuatorial. En ella se observa una estructura de onda baroclínica de Rossby-Kelvin acoplada, en respuesta al calentamiento de la MJO. Al oeste de la convección de la MJO, los dos giros anticiclónicos (ciclónicos) a ambos lados del ecuador en la troposfera alta (baja), y el flujo marcado del este (oeste) cerca del ecuador, son característicos de las ondas de Rossby ecuatoriales. Al este de la convección de la MJO, soplan vientos del oeste (este) en la troposfera alta (baja) en respuesta a una onda de Kelvin ecuatorial. Ambas estructuras de ondas (Kelvin y Rossby) han sido consideradas dinámicamente esenciales para la MJO.

Por otro lado, la relación de fase entre el viento zonal de gran escala en superficie y el centro convectivo, varía durante el ciclo de vida de la MJO (p.e., Hendon y Salby, 1994; Sperber, 2003). El Modelo I (Fig. 1.10) es consistente con el modelo conceptual clásico de la MJO mostrado en la Fig. 1.7. Se observa con más frecuencia cuando la MJO está sobre el océano Índico, donde su centro convectivo se ubica entre vientos superficiales del oeste al oeste y vientos del este al este (Modelo I; Fig. 1.10). El Modelo II se observa principalmente cuando la MJO se ubica sobre el océano Pacífico, y en este caso los vientos superficiales del oeste prevalecen a través del centro convectivo (Modelo II; Fig. 1.10). La estructura de la MJO puede ser la del Modelo I o II, o cualquier otra variante de éstos. El Modelo III corresponde a la estructura de la MJO descrito en la teoría "intercambio de calor superficial inducido

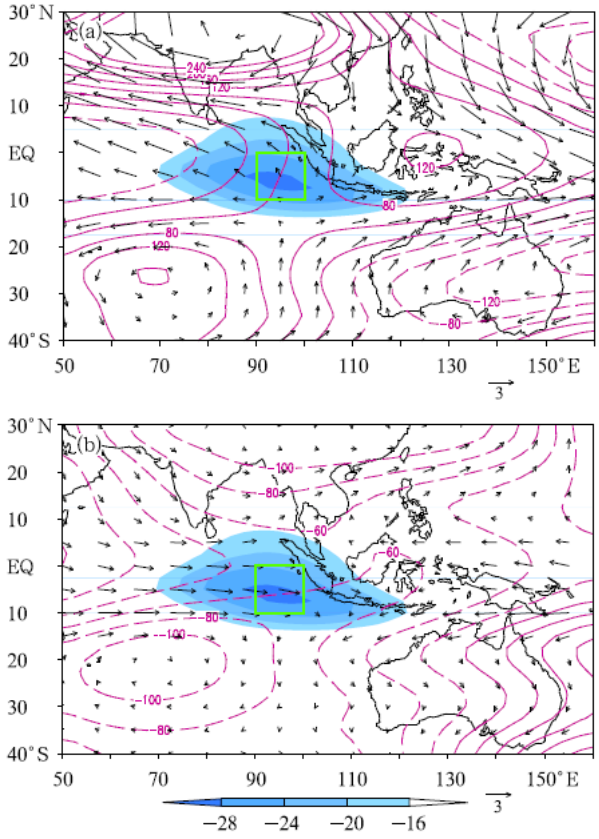

FIGURA 1.9: *Compuesto de un filtro de 20-80 días de radiación de onda larga (sombreado; W/m^2), altura geopotencial (contornos; m^2 /s^2) y campo de viento (vectores; m/s) en (a) 200 hPa y (b) 850 hPa durante la fase activa de la MJO en el océano Índico (cajas verdes).*
Tomado de: Hsu y Li (2012)

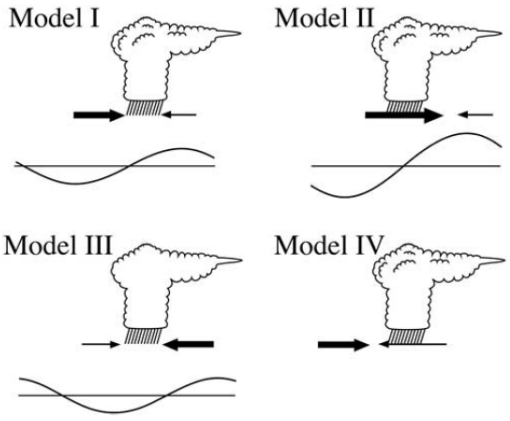

FIGURA 1.10: *Diagrama esquemático de cuatro modelos de MJO que describen la relación de fase entre el centro convectivo y el viento zonal superficial. El viento zonal superficial máximo se indica con flechas gruesas. Las curvas de la parte inferior de cada panel representan las perturbaciones intraestacionales de la SST inducidas por la MJO, anomalías positivas por encima de la línea horizontal.*
Tomado de: Zhang (2005)

por el viento" (WISHE, por sus siglas en inglés; Emanuel, 1987; Yano y Emanuel, 1991). El Modelo IV es producido por algunos modelos numéricos. Sin embargo, los Modelos III y IV no se han observado (Zhang, 2005).

Período intraestacional

Numerosos estudios han mostrado que la oscilación tiene una banda más ancha que el período de 40-50 días originalmente identificados por Madden y Julian (1971), que abarca una gama desde 10 hasta 90 días (p.e., Lau y Chan, 1986; Knutson y Weickmann, 1987; Hartmann y Michelsen, 1989; Li, 2014). Su pico de potencia es altamente variable dentro de este rango. La MJO no oscila regularmente, por lo que el intervalo de dos eventos consecutivos es irregular, y su velocidad de propagación puede variar.

Escala zonal planetaria

La extensión zonal típica de un evento MJO, medida por sus regiones de anomalías positivas y negativas de la cobertura nubosa, es aproximadamente de 12,000 a 20,000 km (Rui y Wang, 1990). En un momento dado, sólo existe un evento MJO completamente desarrollado en los trópicos. Ocasionalmente, pueden convivir dos centros convectivos débiles de MJO con circulaciones débiles, uno recién iniciado en el océano Índico y el otro en decadencia en el Pacífico central (Wheeler y Hendon, 2004). La escala zonal de la componente convectiva es mucho menor que la de la circulación debido a la naturaleza de la respuesta atmosférica al calentamiento localizado (Salby et al., 1994). El pico espectral para el viento zonal es de 1 número de onda zonal, mientras que para la precipitación es de 1 a 3. La extensión zonal de la fase activa (región de convección profunda) de la MJO es mucho menor que la de la fase inactiva (región de convección suprimida) (Zhang, 2005).

Propagación hacia el este

La convección, la nubosidad y la precipitación asociadas a la MJO se propagan al este lentamente con una velocidad promedio de 5 m/s (Weickmann et al., 1985; Knutson et al., 1986). Esta es una de las características principales que distinguen a la MJO de otros fenómenos en la atmósfera tropical, especialmente de las ondas de Kelvin convectivamente acopladas que se propagan a velocidades mayores, entre 15 – 17 m/s (Zhang, 2005). La señal convectiva tiende a disiparse al este del meridiano 180°. Sin embargo, la señal de vientos y el campo de presión superficial continúan propagándose como ondas libres (desacopladas con la convección) hacia el este a través del Pacífico oriental hasta el Atlántico tropical, a velocidades más altas alrededor de los 30 – 35 m/s (Zhang, 2005). Una continua propagación de la MJO alrededor del globo, a lo largo del ecuador, sólo existe en sus campos en la troposfera superior, como una respuesta atmosférica a las perturbaciones convectivas.

Patrones de gran escala de otras variables tales como la humedad, la temperatura, y la divergencia, presentan señales coherentes con los patrones del viento y la convección profunda descritos con anterioridad. Todos estas muestran una asimetría zonal muy marcada

y una inclinación vertical hacia arriba hacia el oeste respecto del centro convectivo (Kiladis et al., 2005). Inmediatamente al este del centro convectivo, hay convergencia, movimientos ascendentes y anomalías positivas de humedad específica en los bajos niveles; mientras que al oeste del mismo se observa divergencia, movimientos descendentes y anomalías negativas de humedad específica en los bajos niveles. Esta asimetría zonal proporciona condiciones favorables de gran escala para el desarrollo de nuevos sistemas convectivos al este del centro convectivo existente, mientras que desfavorables al oeste del mismo (Zhang, 2005). La asimetría de humedad en la troposfera baja influye en el desarrollo y evolución de la MJO a través de la inestabilidad atmosférica. La temperatura potencial equivalente depende de los perfiles de humedad específica y de la temperatura. Consistentemente con el incremento de humedad se produce un incremento significativo de la temperatura potencial equivalente al este de la convección de la MJO en los bajos niveles, de manera que la atmósfera es más (menos) potencialmente inestable hacia el este (oeste) del centro de convección de la MJO. Por tanto, una anomalía positiva de humedad en bajos niveles puede establecer una estratificación relativamente inestable y generar un entorno favorable para el desarrollo potencial de nueva convección hacia el este del centro de la MJO, lo cual resulta en una propagación al este del sistema convectivo (Hsu y Li, 2012).

Por otro lado, la MJO exhibe una propagación distintiva entre el verano y el invierno del hemisferio norte (Wang y Rui, 1990; Madden y Julian, 1994). Mientras que en el invierno boreal la MJO se caracteriza por una propagación al este con un desplazamiento de la amplitud máxima ligeramente al sur del ecuador (Hendon y Salby, 1994; Maloney y Hartmann, 1998; Sperber, 2003; Kiladis et al., 2005; Hsu y Li, 2012), las principales ramas convectivas asociadas con la MJO en el verano boreal tienen una bifurcación hacia el norte sobre el océano Índico oriental antes de llegar al Continente Marítimo (Lawrence y Webster, 2002; Jiang et al., 2004). La bifurcación hacia el norte de la convección de la MJO en el verano boreal parece tener relación con la asimetría ecuatorial de un ecuador térmico sobre las longitudes del Continente Marítimo, de manera que la asimetría del estado medio controla la propagación de la MJO (Zhu et al., 2010).

Estructura multiescalar

El desplazamiento hacia el este de los grandes conjuntos nubosos de la MJO puede ser visto como una envolvente de muchos sistemas convectivos de mesoescala y de escala sinóptica desplazándose en todas direcciones (Hendon y Liebmann, 1994). Dentro de los conjuntos nubosos de gran escala, destacan la propagación al este de perturbaciones de escala sinóptica a la velocidad de las ondas de Kelvin acopladas, y el movimiento hacia el oeste de sistemas convectivos de mesoescala asociados con ondas ecuatoriales convectivamente acopladas, con períodos de 2 y 5 días respectivamente. Las perturbaciones de 2 días son manifestaciones del ciclo diurno de la convección profunda y de ondas inercio-gravitacionales. Las ondas de 5 días están relacionadas con las ondas de Rossby ecuatoriales, y con las ondas de Rossby – gravedad (Wheeler y Kiladis, 1999; Zhang, 2005; Serra et al., 2014). La interacción multiescalar asociada a la MJO está representada en el esquema de la Fig. 1.11 (Wang y

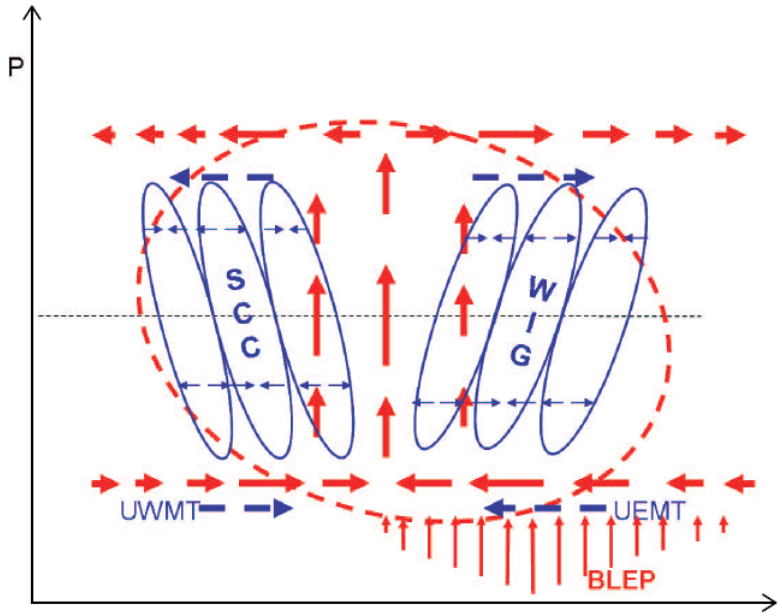

FIGURA 1.11: *Diagrama esquemático que describe la estructura multiescalar asociada a la MJO. La elipse roja y las flechas gruesas representan el complejo convectivo y las circulaciones zonales de escala planetaria asociada con la MJO. Las elipses azules y las flechas delgadas denotan las perturbaciones meso-sinópticas inclinadas verticalmente (SCC y WIG) y la convergencia/divergencia asociada. Las flechas azules gruesas representan transferencia de momento de gran escala hacia el oeste y hacia el este inducida por eddys (UEMT/UWMT). Las flechas rojas delgadas representan el bombeo de Ekman en la capa límite (BLEP). Tomado de: Wang y Liu (2011)*

Liu, 2011). Esta interacción ocurre de manera bidireccional entre el centro convectivo de la MJO y los sistemas de alta frecuencia. Los grandes conjuntos nubosos de mesoescala (SCC, por sus siglas en inglés) con inclinación hacia el oeste se localizan en la parte oeste del centro convectivo de la MJO, mientras que las ondas inercio-gravitacionales (WIG, por sus siglas en inglés) inclinadas hacia el este ocurren en el este del centro convectivo de la MJO. Los procesos de interacción de escala son dependientes de la ubicación de los SCC y de las WIG. Una retroalimentación negativa para la MJO podría obtenerse cuando los SCC (WIG) prevalecen en el parte delantera (posterior) de la MJO (Liu et al., 2012).

Inicialización de la MJO

Una semana antes de la fecha de iniciación de la convección de la MJO, entre los 20°S-0°N y 50°-70°E ocurre un marcado cambio de signo en las anomalías de los campos de temperatura y humedad específica en la troposfera baja (transición de anomalías negativas a anomalías positivas). La perturbación de la humedad específica, que inicialmente está confinada a la troposfera baja, va penetrando gradualmente dentro de la troposfera media. El aumento marcado tanto de la humedad específica como de la temperatura conduce a un aumento de la temperatura potencial equivalente y de la energía estática húmeda en la

troposfera baja, lo cual es crucial para el establecimiento de una estratificación convectivamente más inestable (Zhao et al., 2013). El humedecimiento de la troposfera baja previo a la inicialización de la MJO es atribuido principalmente a vientos anómalos del este sobre el océano Índico tropical.

Los vientos anómalos del este sobre el océano Índico tropical se generan como consecuencia de una respuesta directa de una onda de Rossby al enfriamiento de la MJO sobre el océano Índico oriental. La fase suprimida de la MJO emerge en el océano Índico occidental después que una fase convectiva de la MJO se mueve hacia el océano Índico oriental. Luego, esta fase suprimida de la MJO se intensifica y se desplaza hacia el este para ubicarse sobre el océano Índico oriental. El calentamiento suprimido sobre el océano Índico oriental genera dos giros anticiclónicos los cuales inducen los vientos anómalos del este que favorecen la inicialización de una nueva convección sobre el océano Índico occidental.

1.4. La MJO y la MSD

La MJO es el principal modo de variabilidad intraestacional en los trópicos, de manera que tiene efectos significativos en la circulación atmosférica de esta región, aunque también causa variaciones en el tiempo y el clima de regiones extratropicales de todo el mundo (p.e., Bond y Vecchi, 2003; Zhang, 2005). Se ha demostrado que la MJO modula la precipitación intraestacional en el hemisferio occidental, incluyendo los Estados Unidos (Zhou et al., 2012), CA (Barlow y Salstein, 2006), el Caribe (Martin y Schumacher, 2011a; Curtis y Gamble, 2016), América del Sur (Barrett et al., 2012; Alvarez et al., 2016; Shimizu et al., 2017) y México (p.e., Barlow y Salstein, 2006; Barrett y Esquivel, 2013). Esos estudios encontraron que el impacto de la MJO en la precipitación puede atribuirse a su modulación de la circulación atmosférica de gran escala, generalmente oscilando entre condiciones favorables y desfavorables para el movimiento vertical ascendente y la convección. Mo (2000) encontró un modo oscilatorio con un período de aproximadamente 36-40 días en la divergencia de 200 hPa y las anomalías de radiación de onda larga saliente en el verano sobre Norteamérica, mostrando un claro impacto de la MJO en la precipitación sobre México; mientras que, Higgins y Shi (2001) observaron que los vientos de niveles bajos sobre México y CA también varían con la MJO.

Más aún, muy recientemente se ha demostrado que la MJO modula la MSD en América (p.e., Curtis y Gamble, 2016; Zhao et al., 2019). Curtis y Gamble (2016) descubrieron que una fuerte señal de la MJO sobre el Continente Marítimo en invierno puede conducir a una Oscilación del Atlántico Norte positiva en marzo, lo cual produce vientos alisios más intensos dentro del Mar Caribe que enfrían las aguas y conducen a una reducción de la convección y la precipitación al comienzo del verano en el Caribe, el sur de México y el Pacífico oriental. Zhao et al. (2019) investigaron la influencia de la MJO en las fechas de inicio y fin de la MSD en Costa Rica utilizando observaciones diarias de estaciones meteorológicas y descubrieron que las fechas de inicio y finalización de la MSD ocurrieron más frecuentemente durante las fases 1 y 8 de la MJO, respectivamente. Sin embargo, con la excepción de Curtis y Gamble (2016), quienes incluyeron el sur de México en su estudio, no existen estudios que exploren

la potencial modulación de la MSD en México por parte de la MJO, aunque se conoce que tanto la MJO como la MSD ejercen una fuerte influencia intraestacional en la precipitación de la región.

Como ya se mencionó anteriormente, algunos estudios han propuesto un mecanismo basado en las variaciones de la SST en el NETP para explicar la MSD (p.e., Magaña et al., 1999; Magaña y Caetano, 2005), y otros estudios han demostrado que la MJO modula significativamente la SST en esta región del Pacífico durante el verano del hemisferio norte (Maloney y Kiehl, 2002). Maloney y Kiehl (2002) muestran que los eventos más fuertes de la MJO pueden variar en 1° - 2°C la SST de la piscina cálida del Pacífico oriental, y que las anomalías cálidas de la SST en el Pacífico oriental relacionadas con la MJO pueden forzar la convergencia del viento superficial en dicha región del Pacífico, conllevando a una mayor precipitación sobre México. Por otro lado, Maloney y Esbensen (2003) sugieren una retroalimentación acoplada entre la convección y la circulación de niveles bajos sobre la piscina cálida del Pacífico oriental durante el ciclo de vida de la MJO en junio-noviembre, en la cual la convección de la MJO puede fortalecer la circulación local durante los períodos de convección activa, incrementándose así el flujo de calor latente superficial y las anomalías de convergencia. De hecho, Romero-Centeno et al. (2007) encontraron una alta correlación entre variaciones de los acumulados de precipitación de junio a septiembre en el sur de México y CA y las variaciones del viento zonal de niveles bajos en el NETP, en la que el máximo de precipitación de junio y septiembre coincide con fuertes vientos del oeste sobre el Pacífico tropical central. Variaciones entre vientos anómalos del este y del oeste en la troposfera baja en escalas de tiempo diarias en esta región del océano Pacífico durante el verano han demostrado ser elementos claves de la dinámica de la MJO en la piscina cálida del Pacífico (Whitaker y Maloney, 2018).

Además, el régimen de lluvias de verano en México está muy influenciado por la actividad de los ciclones tropicales tanto en la cuenca del Atlántico Norte como en la del Pacífico noreste. Algunos estudios han mostrado que la MJO modula la variabilidad intraestacional de la actividad convectiva sobre los océanos tropicales, y puede modular significativamente la actividad de huracanes sobre los océanos Pacífico oriental (p.e., Maloney y Hartmann, 2000a; Crosbie y Serra, 2014) y Atlántico Norte (p.e., Maloney y Hartmann, 2000b; Barrett y Leslie, 2009; Klotzbach, 2010).

1.5. Objetivos e hipótesis

Dentro de este contexto, surgen las siguientes interrogantes: ¿Cómo es la variabilidad intraestacional de la precipitación de verano en México asociada a la MJO? ¿La MJO ejerce alguna influencia sobre el patrón bimodal de la lluvia en México? ¿La MJO modula el primer y segundo máximo de precipitación y/o el mínimo de MSD en México? ¿Cuál es el mecanismo físico a través del cual la MJO modula la MSD en México? Por lo tanto, este trabajo se enfoca en el siguiente **objetivo general**: investigar la influencia del principal modo de variabilidad intraestacional en los trópicos, la Oscilación Madden-Julian, sobre la precipitación de verano en México, con énfasis en el patrón bimodal del ciclo anual de la lluvia.

Además, para cumplir con el objetivo general, en este estudio se exploran previamente las características principales de la MSD en México tanto en términos de su duración como de su intensidad con la más fina resolución espacial obtenida con anterioridad, y para ello se requirió analizar el desempeño de la base de datos CHIRPS en reproducir la MSD en México.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, se trazaron los siguientes **objetivos específicos**:

(1) Examinar el desempeño de la base de datos CHIRPS para representar el patrón espacial de la MSD; y utilizar CHIRPS para redefinir, con mayor resolución espacial, las regiones de México que presentan un patrón bimodal del ciclo anual de la precipitación, tomando en cuenta la duración e intensidad del mínimo relativo de lluvia.

(2) Caracterizar la variabilidad intraestacional de la precipitación de verano en México según la fase e intensidad de la MJO, e identificar y describir el rol de la MJO en la modulación de los máximos de precipitación al comienzo y fin del verano y del mínimo relativo de lluvia durante el período de MSD en México.

(3) Investigar y proponer un mecanismo físico a través del cual la MJO modula la MSD en México, basado en el análisis de la influencia de la MJO en el transporte de humedad hacia México.

Tomando en cuenta que en esta investigación no se explora una posible relación de causa-efecto entre MJO–MSD, se planteó la siguiente **hipótesis** de trabajo: La Oscilación Madden-Julian modula la precipitación de verano en México, y específicamente, la sequía de medio verano.

2 Datos y Metodología

En este capítulo se detallan las fuentes de datos, las variables atmosféricas y el índice de la MJO utilizados en el estudio. Además, se describen las metodologías empleadas para realizar los diferentes análisis, como el procedimiento estadístico que se aplicó para determinar la influencia de la MJO en el patrón bimodal del ciclo estacional de la precipitación y el método lagrangiano que se empleó para identificar las principales fuentes de humedad, el transporte y la contribución de humedad asociada, y su variabilidad vinculada a la MJO.

2.1. Datos

2.1.1. Estaciones meteorológicas del SMN

Los datos observacionales de precipitación de las estaciones climatológicas del SMN se utilizaron en esta investigación para (1) definir las regiones de México en donde se produce la MSD, (2) determinar la intensidad y duración de la misma, y (3) comparar con la base de datos CHIRPS.

Se analizaron los registros históricos de las estaciones climatológicas del SMN publicados en enero de 2016 y procesados por la Unidad de Informática para las Ciencias Atmosféricas y Ambientales (UNIATMOS; Fernández-Eguiarte et al., 2016) del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad Nacional Autónoma de México. Se analizó la precipitación acumulada mensual (mm mes^{-1}) para el período 1981-2010. Debido a que la longitud de los registros varía de una estación a otra, sólo se consideraron estaciones con observaciones disponibles en un período de al menos 15 años, resultando en un total de 2150 estaciones disponibles para el análisis (Fig. 2.1). Además, la precipitación acumulada mensual para cada año se calculó sólo para aquellos meses que contaron con al menos un 90 % de los registros. Luego, se calcularon las climatologías mensuales de la precipitación para el período 1981-2010 para esas 2150 estaciones. A pesar del número relativamente alto de estaciones consideradas, algunas regiones, particularmente en el norte y sureste de México, presentan una cobertura baja (Fig. 2.1) y la disponibilidad de sus observaciones ha disminuido en los últimos años.

2.1.2. CHIRPS

Tal como se argumentó en el capítulo introductorio, contar con bases de datos de precipitación de alta calidad y alta resolución es muy importante para estudios de la lluvia en México. En este sentido, la base de datos CHIRPS puede ser una buena opción, pues, entre otros aspectos, contiene información de precipitación en una cuadrícula cuasi global

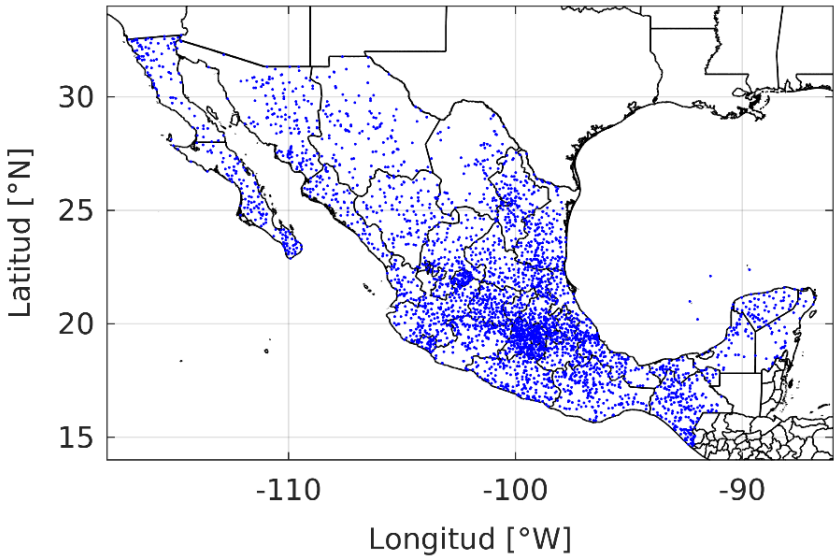

FIGURA 2.1: *Ubicación de las 2150 estaciones meteorológicas del SMN utilizadas en el estudio.*

[(50°S, 50°N), (180°E, 180°W)] con una resolución espacial muy alta (0.05° × 0.05°). Además, CHIRPS cuenta con más de 38 años de datos, desde 1981 hasta el presente.

CHIRPS es un producto desarrollado por el U.S. Geological Survey Earth Resources Observation and Science Center en asociación con The Santa Barbara Climate Hazards Group at the University of California. CHIRPS se construye a partir de observaciones infrarrojas satelitales y datos de estaciones de superficie que se combinan mediante un novedoso algoritmo de 'interpolación inteligente' (Funk et al., 2015), proporcionando información para regiones donde las observaciones de las estaciones meteorológicas son escasas, incompletas o incluso ausentes. Funk et al. (2015), en su análisis de validación de CHIRPS, tomaron como referencia la base de datos del Global Precipitation Climatology Center (GPCC; Becker et al., 2013) y calcularon el sesgo, la media, el error absoluto y el coeficiente de correlación entre ambas bases de datos. Los errores absolutos promedio con respecto a GPCC muestran que el rendimiento de CHIRPS es alto en los dominios cuasi global, África y Estados Unidos, lo cual brinda confianza para su uso en otras regiones.

En este estudio, se evaluó primeramente la capacidad de CHIRPS tanto para representar la variabilidad espacio-temporal de la precipitación estacional en México como para capturar el patrón espacial de la duración e intensidad de la MSD. Para este propósito, se utilizaron las series de precipitación acumulada mensual (mm mes^{-1}) para el período 1981-2010. Además, con la finalidad de analizar la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en México en función de la fase y la amplitud de la MJO, se utilizaron las series de precipitación diaria de CHIRPS para el mismo período. Por último, se empleó el producto pentadal (5-días) de CHIRPS para el período 1981–2016 con el propósito de investigar la influencia de la MJO en el patrón estacional de la precipitación en la región de MSD en México.

2.1.3. CFSR

En aras de analizar los patrones de circulación atmosférica prevalentes durante diferentes fases de la MJO en los meses de la estación lluviosa (de mayo a octubre), se utilizaron los datos del reanálisis CFSR, con resolución espacial de $0.5° \times 0.5°$ y temporal de 6 horas, de la velocidad vertical omega (ω) en 300 hPa, la altura geopotencial (hgt) en 500 hPa y las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento en 850 hPa para el período 1981–2010. A partir de estos datos se calcularon sus promedios diarios. Estas variables se seleccionaron para relacionar las anomalías de precipitación con la circulación de gran escala en los niveles de 850, 500 y 300 hPa, para representar la troposfera baja, media y alta.

2.1.4. ERA-Interim

Con el objetivo de corroborar los resultados obtenidos con el CFSR, se utilizaron los datos cada 6-horas con una resolución de malla de $0.75° \times 0.75°$ de ω en 300 hPa, hgt en 500 hPa, u y v en 850 hPa del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis (ERA-Interim; Dee et al., 2011) para el período 1981–2010, y se calcularon sus promedios diarios.

Por otro lado, con el fin de obtener una aproximación del transporte de humedad atmosférico en la región, se analizó el flujo horizontal de humedad integrado en la vertical (VIMF, por sus siglas en inglés). Para ello, se utilizaron los datos de los flujos de vapor de agua hacia el este y hacia el norte integrados verticalmente y de la divergencia del VIMF del ERA-Interim para el período 1979-2017, con la resolución espacio-temporal descrita arriba.

2.1.5. Índice de la MJO

En este estudio se utilizó el índice multivariado de la MJO en tiempo real (RMM; Wheeler y Hendon, 2004) como medida de la actividad de esta oscilación. El RMM es un índice que combina nubosidad y circulación, se creó a partir de las dos primeras Funciones Empíricas Ortogonales (RMM1 y RMM2) de la radiación de onda larga saliente (OLR) diaria y campos de viento zonal en 200 hPa y 850 hPa. Este índice ha sido ampliamente utilizado en la literatura (p.e., Martin y Schumacher, 2011a; Zhou et al., 2012; Barrett y Esquivel, 2013; Ordoñez et al., 2013; Crosbie y Serra, 2014) pues ofrece varias ventajas. Por ejemplo, es un índice estacionalmente independiente, captura de manera efectiva la propagación de la convección de la MJO alrededor del planeta, y antes de su cálculo se eliminan tanto el ciclo anual como la variabilidad de baja frecuencia asociada con El Niño-Oscilación del Sur. El índice RMM contiene valores diarios de amplitud y fase como medidas de la magnitud y ubicación de la actividad convectiva dentro del ciclo de vida de la MJO. El RMM establece ocho fases, cada una de las cuales proporciona una ubicación aproximada de la fase activa de la MJO a medida que se propaga hacia el este desde el océano Índico. Las fases 2 y 3 se corresponden con una convección intensa sobre el océano Índico, las fases 4 y 5 sobre el Continente Marítimo, las fases 6 y 7 sobre el Pacífico occidental, y las fases 8 y 1 sobre el Hemisferio Occidental (Fig. 2.2).

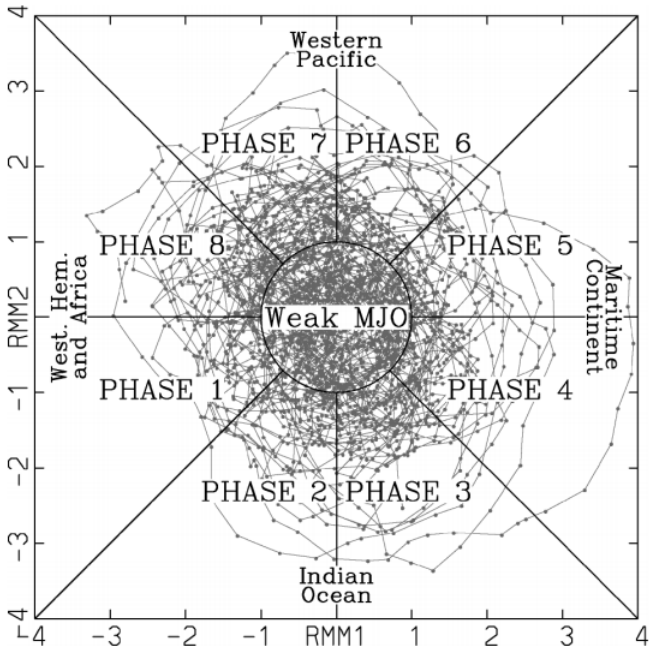

FIGURA 2.2: *Puntos del índice RMM en el diagrama espacio-fase (RMM1, RMM2) para todos los días de la temporada DEF en el periodo 1974-2003. Se identifican ocho regiones definidas del espacio-fase y la región central considerada para indicar una MJO débil. Los puntos indican las ubicaciones aproximadas de la señal convectiva de la MJO. Tomado de: Wheeler y Hendon (2004)*

En el análisis se consideraron tanto los días activos como los inactivos de la MJO. Un día de MJO activa (inactiva) se define como aquel en el que la amplitud del índice es mayor o igual (menor) que 1. Además, para analizar si las variaciones de intensidad de la MJO presentan alguna influencia sobre el campo de la precipitación de verano en México, se examinaron dos categorías siguiendo la clasificación propuesta por Lafleur et al. (2015). De esta forma, los días de MJO se dividieron en activos (MJO A) cuando $1 \leq \text{RMM} < 1.5$, y en muy activos (MJO MA) cuando $1.5 \leq \text{RMM} < 2.5$. La categoría de extremadamente activos ($\text{RMM} \geq 2.5$) no se incluyó en este estudio debido a que el análisis se ha desglosado en escalas de tiempo mensuales y, en consecuencia, el número de casos en esta categoría es muy bajo para cada mes, siendo incluso nulo en algunas ocasiones. En general, los patrones obtenidos para esas dos categorías de intensidad son similares a los obtenidos tomando en cuenta todos los días activos ($\text{RMM} \geq 1$), y por ello, en el Capítulo 3 sólo se muestran los patrones para $\text{RMM} \geq 1$. Los resultados obtenidos para las categorías MJO A (Figs. 5.1-5.5) y MJO MA (Figs. 5.6-5.10) se muestran en los Anexos.

2.2. Metodología

2.2.1. Comparación CHIRPS-SMN

Para comparar las climatologías de ambas bases de datos, CHIRPS y SMN, los valores mensuales de precipitación acumulada de la malla de CHIRPS en el área ubicada entre 14° – 33°N y 118° – 86°W, se interpolaron a las coordenadas geográficas de cada estación meteorológica del SMN (Fig. 2.1) mediante una interpolación lineal ($CHIRPS_{SMN}$). Después se calcularon las diferencias relativas entre los valores climatológicos de la precipitación acumulada de ambas bases de datos [$(CHIRPS_{SMN}$ - $SMN)/SMN$].

2.2.2. Duración de la MSD

Para determinar la duración de la MSD se empleó el criterio propuesto por MG66. De esta manera, la duración de la MSD en cada estación del SMN y en cada punto de la malla de CHIRPS se definió por el número de meses consecutivos durante la temporada de lluvias (mayo-octubre) que presentan una disminución de la precipitación media mensual con respecto a la de los dos meses de precipitación máxima que los circundan. Se establecieron cuatro casos de duración de la MSD y se analizaron por separado para cada base de datos (SMN y CHIRPS). En los primeros dos casos, la MSD tiene una duración de un mes y ocurre en julio (Figs. 2.3 a y b) o en agosto (Figs. 2.3 c y d). Ambos casos (MSD de julio y MSD de agosto) se identifican por el mes adyacente que presenta el mayor acumulado de precipitación. Por ejemplo, la MSD de julio incluye tanto los casos en que la precipitación de junio supera la de agosto (Fig. 2.3a) como aquellos en que la precipitación de agosto supera la de junio (Fig. 2.3b). La MSD de agosto se identifica de manera similar, pero considerando la precipitación de julio y de septiembre (Figs. 2.3 c y d). En el tercer caso, la MSD tiene una duración de dos meses, en julio y agosto (MSD de 2-meses) (Fig. 2.3e). En ésta, la precipitación en cada uno de estos dos meses es menor que la precipitación de junio y septiembre y la precipitación de mayo es menor que la de junio. En el cuarto caso, la MSD tiene una duración de tres meses, de junio a agosto (MSD de 3-meses) (Fig. 2.3f), lo que significa que la precipitación en cada uno de estos tres meses es menor que la precipitación en mayo y septiembre.

2.2.3. Intensidad de la MSD

Además del cálculo de la duración, se utilizaron tres índices para determinar la intensidad de la MSD en México. Primeramente, se aplicó la metodología de MG66 que cuantifica la intensidad en términos del déficit de lluvia mediante el índice de sequía relativa (SR). El índice SR calcula el cociente entre el área representativa del déficit ($A_{poligono}$, representada por las regiones sombreadas de la Fig. 2.3) y la precipitación total acumulada de mayo a octubre ($\sum PP_{may-oct}$), y se expresa en porcentaje (Eq. 2.1). La MSD se considera débil cuando SR $<$ 10 %, moderada cuando 10 % $\leq$ SR $<$ 16 %, y fuerte cuando SR $\geq$ 16 %. Sin embargo, debido al procedimiento utilizado para calcular el índice SR, la longitud de la MSD pudiera estar influyendo en la estimación de su intensidad. Por ejemplo, el índice SR pudiera identificar

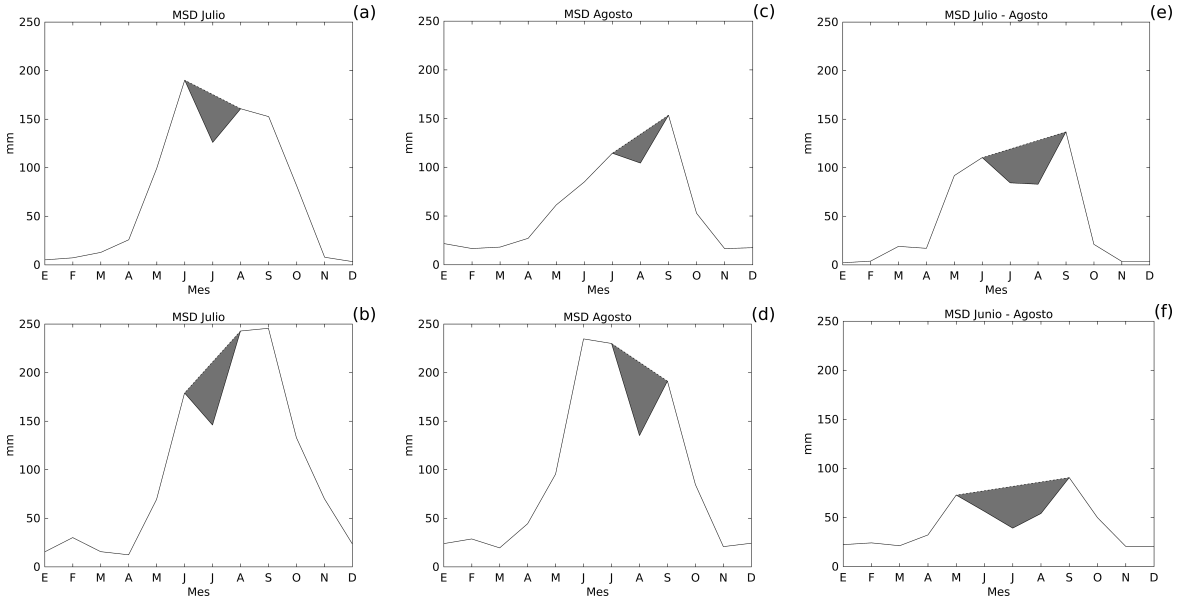

FIGURA 2.3: *Casos de duración de MSD identificados en México: MSD de julio (a, b); MSD de agosto (c, d); MSD de julio-agosto (e); y MSD de junio-agosto (f). Las áreas sombreadas representan los polígonos utilizados para estimar la intensidad de la MSD con el índice SR.*

como fuerte a una MSD de junio-agosto incluso cuando no hubiese un déficit de precipitación considerable en esos meses. Por ello, se calculan dos índices adicionales para estimar la intensidad de la MSD en México que complementan la información proporcionada por el índice SR. Estos dos índices sólo se calcularon para la malla de CHIRPS.

El primero de estos índices se calcula como el porcentaje de precipitación disminuido durante el mes de MSD (PP_{MSD}) (o, el mes de menor acumulado de precipitación para los casos de MSD de 2 y 3 meses de duración) con respecto a la precipitación acumulada del mes de máximo relativo (PP_{MAX}) (Eq. 2.2). Este índice se denominó índice de "porcentaje disminuido" (PD). Los eventos fuertes y moderados se definieron a partir de los percentiles 90 y 50, respectivamente, de la distribución de frecuencias del índice PD. Tales percentiles se usan comúnmente para este propósito (p.e., Ordoñez et al., 2012; Barrett y Esquivel, 2013; Takahashi y Dewitte, 2016). El valor del percentil 50 fue 18.0 % y el del percentil 90 fue 38.1 %. Por lo tanto, los umbrales del índice PD se establecieron de la siguiente manera: si 0 % $<$ PD $\leq$ 18 %, la MSD se considera débil; si 18 % $<$ PD $\leq$ 38 %, se considera moderada; y si PD $>$ 38 %, se considera fuerte. Estos umbrales concuerdan con los valores de Curtis (2002) y Small et al. (2007), quienes estimaron la disminución de precipitación durante la MSD hasta en un 40 %.

El segundo de estos dos índices se calcula como el porcentaje de precipitación acumulada durante el mes (o los meses) de MSD con respecto a la precipitación acumulada total de mayo a octubre (Eq. 2.3). Este índice se denominó índice de "porcentaje acumulado" (PA).

Los umbrales del índice PA se establecieron de manera similar a los del índice PD. Los eventos fuertes y moderados se definieron a partir de los percentiles 10 y 50, respectivamente, de la distribución de frecuencias del índice PA, teniendo en cuenta la duración de la MSD. Para la MSD de 1-mes, los rangos de intensidad del índice PA se definieron de la siguiente manera: si PA $\geq$ 17 %, la MSD se considera débil; si 13 % $<$ PA $<$ 17 %, es moderada; y si PA $\leq$ 13 %, es fuerte. Para la MSD de 2-meses (julio y agosto), los rangos fueron: si PA $\geq$ 32 %, la MSD es débil; si 25 % $<$ PA $<$ 32 %, es moderada; y si PA $\leq$ 25 %, entonces es fuerte. Finalmente, para la MSD de 3-meses (junio a agosto), los rangos fueron: si PA $\geq$ 42 %, la MSD se considera débil; si 38 % $<$ PA $<$ 42 %, es moderada; y si PA $\leq$ 38 %, es fuerte.

$$SR = \frac{A_{\text{polígono}}}{\sum PP_{\text{may-oct}}} \times 100 \tag{2.1}$$

$$PD = \frac{PP_{\text{MAX}} - PP_{\text{MSD}}}{PP_{\text{MAX}}} \times 100 \tag{2.2}$$

$$PA = \frac{PP_{\text{MSD}}}{\sum PP_{\text{may-oct}}} \times 100 \tag{2.3}$$

2.2.4. Variabilidad interanual de la intensidad de la MSD

La magnitud de la variabilidad interanual de la intensidad de la MSD en México se analizó utilizando la desviación estándar de los tres índices calculados y descritos anteriormente. Para calcular la desviación estándar a lo largo del período de 30 años (1981-2010), cada índice anual se convirtió en una categoría: para casos de ausencia de MSD (pues la ausencia de MSD también es una componente importante de su variabilidad) se asignó el valor de 0; 1 para casos de MSD débil; 2 para MSD moderada, y 3 para MSD fuerte. Posteriormente, la desviación estándar se calculó a partir de esos valores.

2.2.5. Análisis de compuestos

En este estudio se exploran asociaciones directas (i.e., sin retrasos temporales) entre la fase de la MJO y la precipitación, similar al análisis de Barrett y Raga (2016), debido a que una porción de México se sitúa en una franja de latitudes tropicales y a que la convección tropical de la MJO en el verano boreal se aproxima bastante a la costa sur de México. Se calcularon compuestos de anomalías para analizar la variabilidad temporal y espacial de la precipitación a lo largo de la temporada de lluvias en México en función de la fase y la intensidad de la MJO. Se generó un compuesto para cada fase de la MJO y para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre). Se calcularon las anomalías estandarizadas en cada punto de malla y, para probar la significación estadística de todos los compuestos,

se aplicó la técnica de Monte Carlo con 10,000 iteraciones, siguiendo a Efron y Tibshirani (1994). Sólo se muestran las anomalías en los puntos de malla en donde éstas resultaron ser estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %.

Al igual que para la precipitación, se calcularon compuestos de anomalías estandarizadas para cada una de las variables atmosféricas mencionadas con anterioridad, para cada fase de la MJO y para cada mes de la temporada de lluvias, calculando también la significancia estadística en cada caso. Todos los compuestos se calcularon con los datos del CFSR y con los del ERA-Interim, obteniéndose entre ambos patrones muy similares. Por ello, en el Capítulo 3 sólo se presentan los patrones obtenidos con el CFSR y los obtenidos con el ERA-Interim se muestran en los Anexos (Figs. 5.11 y 5.12).

Para analizar la variabilidad temporal y espacial de la precipitación y las variables atmosféricas se utilizó el período 1981-2010 , debido a que éste es el período cubierto por la base de datos del CFSR.

2.2.6. Relación MJO-MSD

Las características de la MSD descritas en la primera sección del capítulo de resultados (sección 3.1), se utilizan para investigar la influencia de la MJO en el patrón estacional de la precipitación en la región donde ocurre la MSD en México. Tal como se describió en la sección 2.2.2, los cuatro tipos de MSD se definieron según: (1) las fechas del primer y segundo máximos de precipitación, y (2) la duración de la MSD. El primer máximo de precipitación (MAX1) ocurre en mayo en la MSD de 3-meses; ocurre en junio tanto en la MSD de julio como en la MSD de 2-meses, y ocurre en julio en la MSD de agosto. En cuanto al segundo máximo de precipitación (MAX2), éste ocurre en agosto en la MSD de julio y en septiembre u octubre en los otros tres tipos de MSD. Por definición, la precipitación de septiembre siempre es mayor que la de agosto en la MSD de agosto, siempre es mayor que la de julio y agosto en la MSD de 2-meses, y siempre es mayor que la de junio, julio y agosto en la MSD de 3-meses. Sin embargo, octubre también se definió como mes de MAX2 porque la precipitación de octubre en ocasiones es mayor que la de septiembre.

Para cada punto de malla, se identificaron las fechas del MAX1, del mínimo relativo de precipitación durante el período de MSD (MIN) y del MAX2 en la temporada de lluvias para cada año con ocurrencia de MSD en el período 1981-2016, siguiendo la metodología descrita con anterioridad para identificar los casos de duración de MSD. Para esta parte del análisis se utilizó el producto pentadal de CHIRPS. Primeramente, se suavizaron linealmente las series de tiempo de precipitación de cada punto de malla utilizando un promedio corrido de seis-pentadas. De esta manera, las series filtradas quedan relativamente insensibles a perturbaciones sinópticas y de mesoescala. Posteriormente, se identificaron para cada punto de malla los años del período 1981-2016 en los que ocurrió MSD. Una reducción en la precipitación asociada con la MSD no ocurre necesariamente en cada punto de malla cada año. Sin embargo, en los años en que sí ocurrió MSD, se identificaron las fechas del MAX1 y del MAX2 seleccionando la pentada con el acumulado mayor de los meses de precipitación máxima, mientras que la fecha del MIN se identificó seleccionando la pentada con el acumulado menor en el mes (o meses) de precipitación mínima (i.e. mes o meses de MSD)

(Fig. 2.4). Luego, las fechas del MAX1, del MIN y del MAX2 se agruparon según la fase activa de la MJO presente en el día medio de la pentada correspondiente y se calcularon las frecuencias relativas de cada fase de la MJO para cada fecha (MAX1, MIN, MAX2). Finalmente, se calculó la significancia estadística de las frecuencias obtenidas para cada fase de la MJO con un nivel de confianza del 95 %, siguiendo la metodología de Hall et al. (2001). Se identificó para cada punto de malla la fase de la MJO más frecuente y estadísticamente significativa, y se analizó el patrón espacial de la distribución de frecuencias en la región de MSD en México.

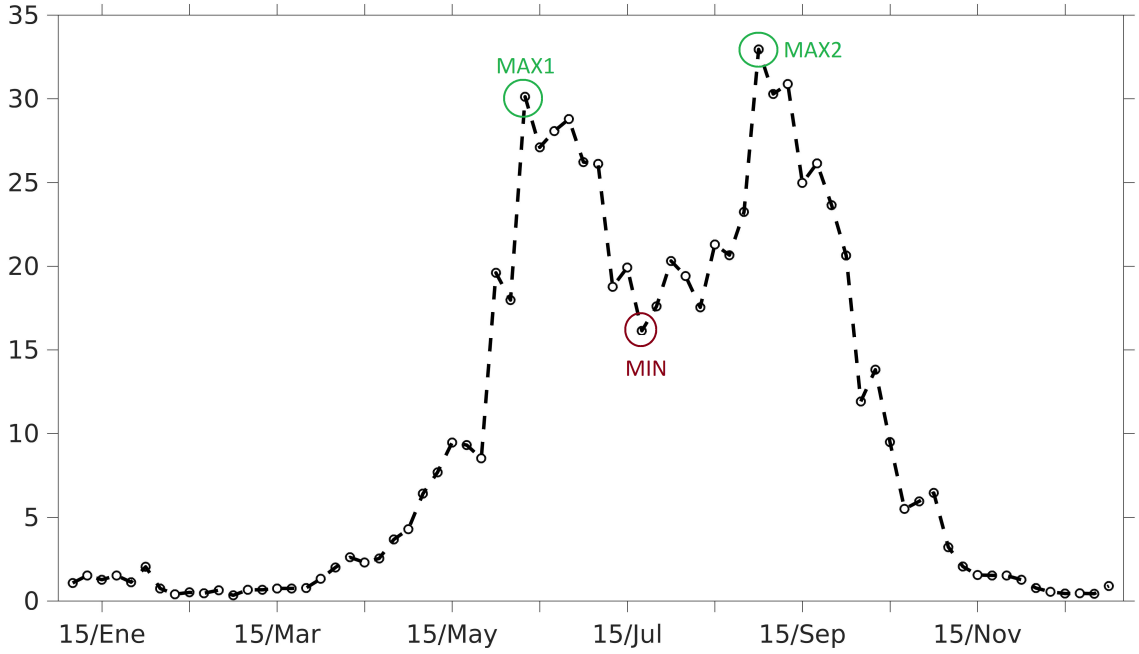

FIGURA 2.4: *Ciclo estacional de precipitación (mm) usando promedios corridos de 5 días en un área donde ocurre MSD climatológica de julio-agosto en México, a partir de los datos pentadales de CHIRPS (1981-2016).*

2.2.7. Transporte de humedad

Con el objetivo de analizar el transporte de humedad hacia México, así como la posible influencia de la MJO en ese transporte, se examinó el VIMF dado que proporciona una aproximación del transporte atmosférico. La divergencia del VIMF está en equilibrio con la diferencia entre la evaporación y la precipitación, por lo que brinda una estimación del balance del flujo de humedad y permite la identificación de regiones fuentes y sumideros de humedad (Stohl y James, 2004). Sin embargo, este enfoque euleriano no establece una relación fuente-receptor del vapor de agua, mientras que el enfoque lagrangiano sí (Gimeno et al., 2012). Debido a esto, el análisis del VIMF se completó con el enfoque lagrangiano.

Para ello, se aplicó el método desarrollado por Stohl y James (2004, 2005) para estimar el flujo de agua dulce superficial y se utilizó el modelo Lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART (Stohl y James, 2005).

El modelo FLEXPART ha sido sustentado por numerosas publicaciones en revistas arbitradas, es robusto y está bien validado (Gimeno et al., 2013). Se forzó con datos del ERA-Interim, con una resolución horizontal de $1^\circ \times 1^\circ$ y 61 niveles en la vertical, para los meses de mayo a octubre del período 1979-2017. Se utilizaron los análisis cada 6 h (00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 UTC) y los pronósticos de 3 h en horarios intermedios (03:00, 09:00, 15:00 y 21:00 UTC) en aras de complementar los análisis, pues la resolución temporal es esencial para la precisión de las trayectorias lagrangianas (Stohl et al., 1995).

En el método de Stohl y James (2004, 2005), la atmósfera se divide homogéneamente en un gran número de partículas de aire, cada una de las cuales representa una fracción de la masa total atmosférica. Estas partículas son advectadas por un campo de viento tridimensional, teniendo en cuenta parametrizaciones de turbulencia y convección y manteniendo sus masas (m) constantes. La humedad específica (q) y la posición ($latitud, longitud, altitud$) de cada partícula se observan en intervalos de 6-horas. Posteriormente, se calcula la tasa neta de cambio del contenido de vapor de agua $(e - p)$ en cada paso de tiempo y para cada partícula de aire a partir de la derivada temporal de la humedad específica:

$$e - p = m\frac{dq}{dt} \tag{2.4}$$

donde e y p son las tasas de aumento y disminución de la humedad de la partícula a lo largo de su trayectoria, respectivamente (Fig. 2.5). Para estimar el flujo neto de agua superficial, $E - P$, en un área A, se suma el cambio de humedad de todas las partículas en la columna atmosférica sobre A:

$$E - P = \frac{\sum_{k=1}^{K}(e - p)}{A} \tag{2.5}$$

donde K es el número de partículas sobre el área A, y, E y P son las tasas de evaporación y precipitación por unidad de área, respectivamente.

FLEXPART puede rastrear las partículas de aire tanto hacia atrás como hacia adelante en el tiempo e identificar la ganancia y pérdida de humedad a lo largo de las trayectorias de las partículas que salen y llegan a una región objetivo. El tiempo medio de residencia del vapor de agua en la atmósfera se estima en unos 10 días (Numaguti, 1999). Por lo tanto, en este estudio se consideró un tiempo de viaje de 10 días para determinar las fuentes y sumideros de humedad de las regiones de interés. En lo adelante, $(E - P)_n$ indica el balance neto de humedad para el día "n", donde n varía desde el día 1 hasta el día 10 después de que las partículas comenzaron a transportarse. La suma de $(E - P)_1$ hasta $(E - P)_n$ se indica como

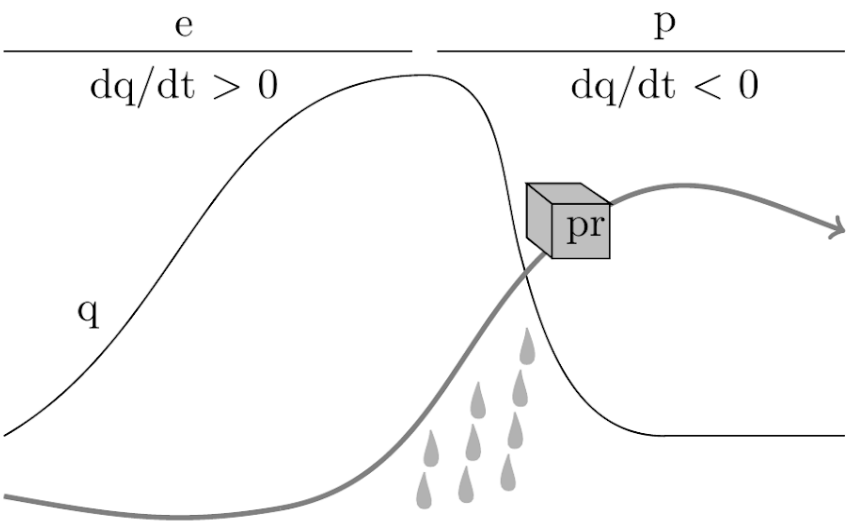

FIGURA 2.5: *Representación de una partícula que experimenta un ciclo de evaporación-precipitación. La partícula se señaliza con un cubo y su trayectoria con una flecha. Se asume que la partícula, en su trayectoria, primero desciende ligeramente cerca de la superficie y luego asciende. La línea que muestra la variación de q a lo largo de la trayectoria, indica primero un aumento y luego, durante el ascenso de la partícula, una disminución. Durante la primera mitad de la trayectoria* $\frac{dq}{dt} > 0$*, ocurre evaporación neta* $e - p > 0$ *(*$e > 0$ *y* $p = 0$*), y durante el ascenso de la partícula* $\frac{dq}{dt} < 0$*, ocurre precipitación neta* $e - p < 0$ *(*$p > 0$ *y* $e = 0$*).* *Tomado de: Stohl y James (2004)*

$(E - P)_{1-n}$ y es una medida de la ganancia o pérdida media de humedad en la atmósfera del día 1 al día n después de que las partículas partieron de la región objetivo.

El campo $(E - P)_{1-10}$ integrado sobre trayectorias hacia atrás en el tiempo identifica las regiones que se pueden considerar como fuentes de humedad de un área objetivo en donde $E - P > 0$; mientras que el campo $(E - P)_{1-10}$ integrado sobre trayectorias hacia adelante en el tiempo identifica las regiones que se pueden considerar como sumideros de humedad de un área objetivo en donde $E - P < 0$. En este trabajo se utilizaron trayectorias tanto hacia atrás como hacia adelante en el tiempo. Debido a que el período de análisis es largo (1979-2017), este estudio puede describir las regiones fuentes y sumideros de humedad desde una perspectiva climatológica. Las limitaciones e incertidumbres de este enfoque lagrangiano, así como sus ventajas y desventajas con respecto a otros métodos de estimación de fuentes de humedad, se pueden encontrar en Gimeno et al. (2012) y, más recientemente, en Ordoñez et al. (2019).

3 Resultados y Discusión

3.1. La MSD en México

3.1.1. Climatología de la precipitación estacional en México: SMN vs CHIRPS$_{SMN}$

En la Fig. 3.1 se presentan las diferencias relativas entre los valores climatológicos de la precipitación acumulada obtenidos de las observaciones de las estaciones del SMN y del producto CHIRPS$_{SMN}$ en escala de tiempo estacional. Las diferencias relativas se muestran en tonos amarillos y rojos para representar las regiones donde CHIRPS$_{SMN}$ sobreestima las observaciones del SMN, y en tonos verdes y azules donde CHIRPS$_{SMN}$ las subestima. En general, CHIRPS$_{SMN}$ sobreestima la precipitación en México principalmente durante el verano y el otoño (junio-noviembre) y la subestima durante el invierno y la primavera (diciembre-mayo). Es importante destacar que la mayoría de los puntos muestran diferencias relativas en el rango de ± 0.30 (diferencia menor al 30 %) en el transcurso del año y que el porcentaje de puntos con las diferencias más pequeñas es más alto durante los meses en que ocurre la MSD (junio-agosto; Tabla 3.1). Las mayores diferencias se observan principalmente en el sur de México durante el invierno (Fig. 3.1a), en el noroeste durante la primavera (Fig. 3.1b) y en la mitad este durante el otoño (Fig. 3.1d). Las diferencias más altas se ubican, en ocasiones, sobre regiones de orografía compleja.

Las magnitudes de las diferencias relativas entre CHIRPS$_{SMN}$ y las estaciones del SMN son similares a las obtenidas por otros autores para otras regiones geográficas (p.e., Funk et al., 2015; Paredes-Trejo et al., 2016; Verdin et al., 2016), quienes concluyeron que éstas diferencias no impiden que CHIRPS capture características importantes de la precipitación local. Los resultados aquí obtenidos permiten concluir que CHIRPS representa aceptablemente el campo de la precipitación estacional en México, por lo que se utiliza en el análisis subsiguiente de la MSD.

3.1.2. Duración e intensidad de la MSD en México: SMN vs CHIRPS$_{SMN}$

Duración de la MSD: SMN vs CHIRPS$_{SMN}$

La señal de la MSD se identificó en 42 % (898) de las 2,150 estaciones del SMN analizadas. De éstas, 29.4 % mostró MSD en julio, 40.1 % MSD en agosto, 28.2 % MSD en julio-agosto, y 2.3 % MSD en junio-agosto (Tabla 3.2). En la Fig. 3.2a se muestra la distribución espacial de la señal de la MSD sobre México en función de su duración, según la información de las estaciones del SMN. La MSD ocurre principalmente en la mitad sur y al este del país, incluyendo la Península de Yucatán. Este patrón es similar al identificado previamente por MG66 y RT07. No obstante, se observa una diferencia notable sobre un área amplia del centro-norte

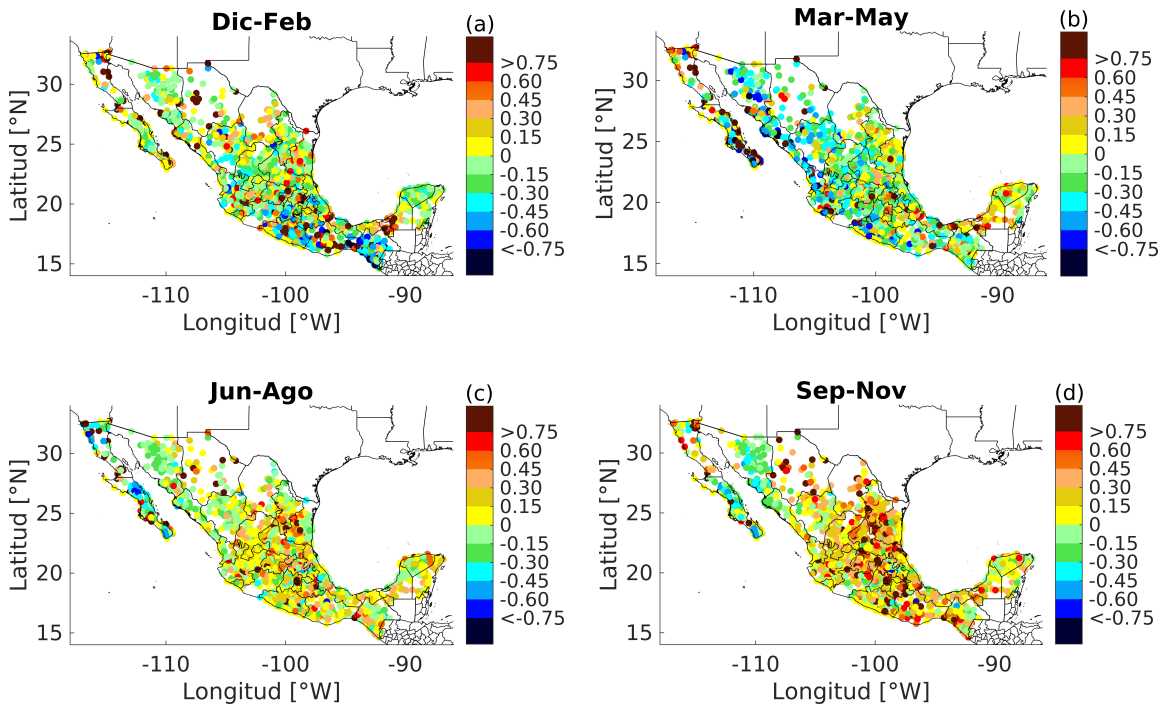

FIGURA 3.1: *Diferencias relativas de los acumulados de precipitación estacionales entre los valores de CHIRPS$_{SMN}$ y las observaciones de las estaciones del SMN, respecto a los valores de las estaciones, para (a) el invierno (diciembre - febrero), (b) la primavera (marzo - mayo), (c) el verano (junio - agosto), y (d) el otoño (septiembre – noviembre). Período: 1981 - 2010.*

TABLA 3.1: *Porcentaje de sitios donde CHIRPS$_{SMN}$ sobreestima (SO) o subestima (SU) a las observaciones para (a) invierno (Diciembre-Febrero), (b) primavera (Marzo-Mayo), (c) verano (Junio-Agosto), (d) otoño (Septiembre-Noviembre). Los porcentajes se dividen según el rango de diferencia relativa. Los porcentajes de estos sitios superan el 60 % en los dos primeros rangos para todas las estaciones, como se indica en negrita.*

Rango	Dic-Feb		Mar-May		Jun-Ago		Sep-Nov	
	SO	SU	SO	SU	SO	SU	SO	SU
0 a ±0.15	**18.2**	**22.6**	**15.9**	**19.7**	**26.6**	**23.5**	**21.3**	**14.0**
±0.15 a ±0.30	**9.6**	**16.4**	**10.7**	**18.4**	**18.4**	**9.3**	**20.8**	**8.0**
±0.30 a ±0.45	6.4	10.3	5.7	12.1	9.6	3.8	14.1	3.2
±0.45 a ±0.60	3.6	5.3	3.8	6.2	4.1	0.8	8.5	1.0
±0.60 a ±0.75	2.3	1.8	2.0	2.6	1.9	0.2	5.1	0.1
±0.75 a ±1	2.6	0.9	2.0	0.9	1.7	0	3.7	0

del país (en los estados de Chihuahua y Durango), donde MG66 y RT07 indicaron ocurrencia de MSD (ver Fig. 1.3 en el Capítulo 1) que no es identificada en este estudio. Asimismo, la región de MSD aquí registrada se extiende más hacia el norte en comparación con las regiones definidas por Small et al. (2007), Martínez-Jiménez (2013) y García (2015), y se asemeja bastante a las de Curtis (2002) y Karnauskas et al. (2013).

La MSD de julio ocurre principalmente en el sur y el sudeste de México, aunque también se presenta en algunas estaciones del noreste y de la región central (Fig. 3.2a). La MSD de

agosto se localiza esencialmente en la región central, con algunas estaciones en el noreste, sur y sureste del país. La MSD de 2-meses (julio-agosto) presenta una distribución muy similar al patrón de la MSD de julio, aunque con un porcentaje ligeramente menor de estaciones. Ambos casos de MSD son los predominantes en el sur y sureste de México. Finalmente, las estaciones que muestran una MSD de 3-meses (junio-agosto) se presentan sólo sobre el extremo noreste de México, lo cual indica que el primer máximo de la temporada de lluvias ocurre en mayo sobre esta región. Esto último puede estar asociado a los fuertes vientos del sureste que durante ese mes transportan humedad desde el Golfo de México occidental (Romero-Centeno et al., 2007, ver su Fig. 2e).

TABLA 3.2: *Porcentaje de estaciones (o puntos de malla) con MSD de julio, agosto, julio-agosto y junio-agosto, según las observaciones del SMN, CHIRPS$_{SMN}$ y la malla de CHIRPS.*

Duración	SMN	CHIRPS$_{SMN}$	CHIRPS
Julio	29.40	22.60	28.08
Agosto	40.09	29.12	23.85
Julio-Agosto	28.17	46.84	43.52
Junio-Agosto	2.34	1.44	4.55

CHIRPS$_{SMN}$ reproduce con acertada aproximación el patrón espacial de la duración de la MSD en México (Fig. 3.2b) obtenido a partir de las estaciones del SMN (Fig. 3.2a), aunque detecta más puntos con ocurrencia de MSD (49 % vs 42 %). CHIRPS$_{SMN}$ no identifica completamente las regiones con MSD de julio en el sur y en algunas áreas del noreste de México. Las principales diferencias para el caso de la MSD de agosto se observan en el noreste de México y en la Península de Yucatán, donde CHIRPS$_{SMN}$ no identifica la ocurrencia del fenómeno o lo identifica en una categoría de duración diferente. En general, CHIRPS$_{SMN}$ desplaza hacia el sur las regiones con MSD de agosto en comparación con las observaciones del SMN. En el caso de la MSD de 2-meses (julio-agosto), CHIRPS$_{SMN}$ identifica con bastante aproximación las regiones en donde ocurre, pero asignándola a un mayor número de estaciones (Tabla 3.2). Finalmente, CHIRPS$_{SMN}$ y las observaciones del SMN representan con similitud la MSD de 3-meses, aunque el primero la asigna a menos puntos (Tabla 3.2). Una diferencia interesante entre CHIRPS$_{SMN}$ y las observaciones se presenta en el estado de San Luis Potosí, importante estado agrícola del centro del país, donde CHIRPS$_{SMN}$ identifica tres tipos de duración: MSD de julio en su extremo occidental, MSD de agosto en la parte oriental y MSD de julio-agosto en el resto del estado, mientras que las estaciones del SMN muestran MSD de agosto en casi todo el estado.

Intensidad de la MSD: SMN vs CHIRPS$_{SMN}$

Primeramente, se calculó el índice SR con los datos de las estaciones. El 86 % de éstas mostraron una MSD débil, el 10 % moderada, y sólo el 4 % mostraron una MSD fuerte. La MSD débil se presenta a lo largo y ancho de toda la región donde ocurre, mientras que la MSD moderada se observa principalmente en el centro y sur del territorio mexicano (Fig. 3.3a). La MSD fuerte se localiza en el noreste de México y en algunos puntos aislados del

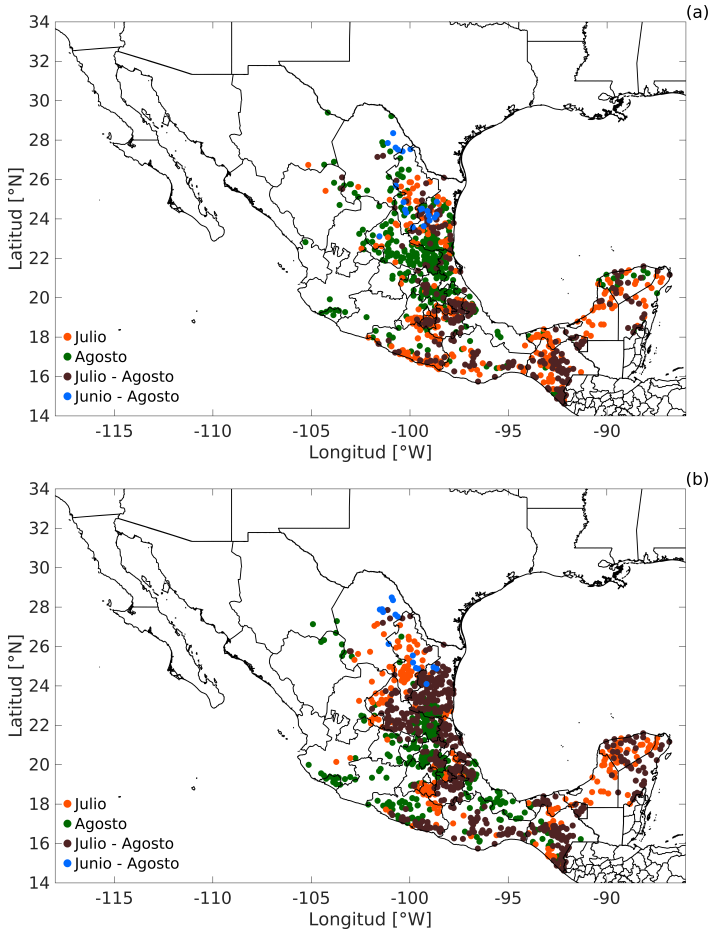

FIGURA 3.2: *Duración de la MSD en México según los valores de (a) las observaciones de las estaciones meteorológicas del SMN, y (b) los valores de la malla de CHIRPS interpolados a las coordenadas geográficas de las estaciones del SMN (CHIRPS$_{SMN}$).*

centro y del extremo sur del país (Fig. 3.3a). El patrón espacial de la intensidad de la MSD obtenido con CHIRPS$_{SMN}$ (Fig. 3.3b) muestra gran semejanza con el patrón recién descrito, aunque se advierten algunas diferencias, principalmente sobre el norte del país. CHIRPS$_{SMN}$ representa con mucha similitud las regiones con MSD débil, con sólo algunas excepciones. En el caso de la MSD fuerte, CHIRPS$_{SMN}$ identifica un mayor número de puntos sobre el noreste de México y algunos sitios aislados en el sur del país. De manera similar, CHIRPS$_{SMN}$ identifica un mayor número de sitios con MSD moderada en el noreste y el sur de México.

En la Tabla 3.3 se muestra el porcentaje de puntos que presentaron MSD débil, moderada y fuerte en función de la duración del fenómeno. Ambas bases de datos indican que la MSD de 1-mes de duración es principalmente débil y muestra ausencia de intensidad fuerte. La MSD de 2-meses también es principalmente débil, aunque CHIRPS$_{SMN}$ identifica un porcentaje menor de puntos en esta categoría (60 % vs 45 %) y un porcentaje mayor con intensidad moderada y fuerte (Tabla 3.3). En contraste, la MSD de 3-meses (junio-agosto) sólo presenta intensidad moderada y fuerte, con gran predominio de ésta última. En la MSD de

3-meses, $CHIRPS_{SMN}$ identifica un porcentaje menor de puntos con intensidad moderada y un porcentaje mayor con intensidad fuerte en comparación con las observaciones.

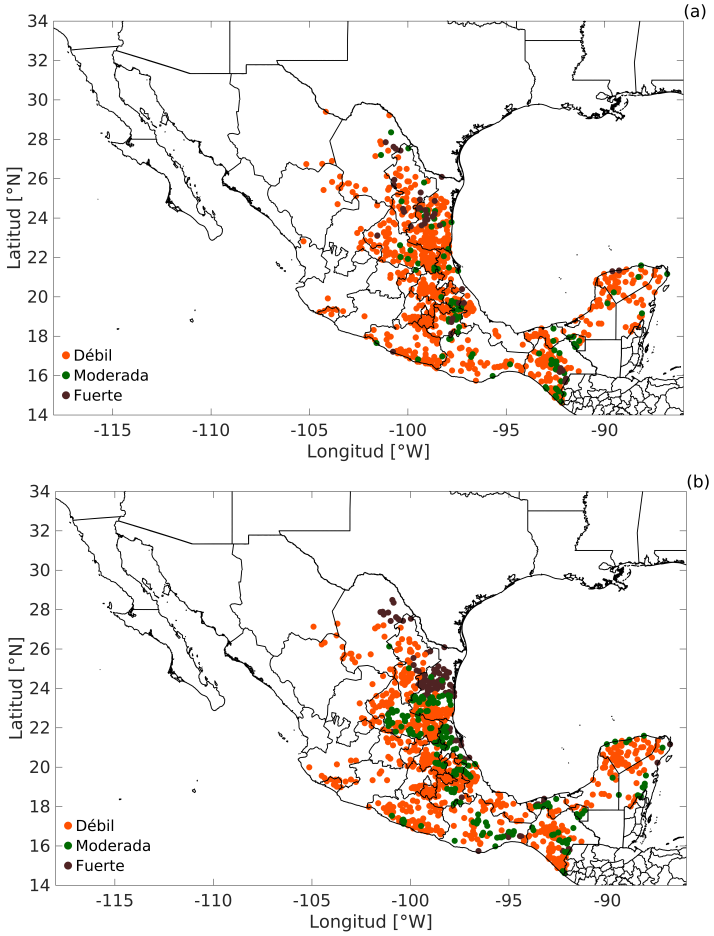

FIGURA 3.3: *Intensidad de la MSD en México según los valores de (a) las observaciones de las estaciones meteorológicas del SMN, y (b) los valores de la malla de CHIRPS interpolados a las coordenadas geográficas de las estaciones ($CHIRPS_{SMN}$).*

TABLA 3.3: *Porcentaje de estaciones con MSD débil, moderada o fuerte según las observaciones del SMN y $CHIRPS_{SMN}$, estratificadas según la duración de la MSD.*

Intensidad / Duración	Débil		Moderada		Fuerte	
	SMN	$CHIRPS_{SMN}$	SMN	$CHIRPS_{SMN}$	SMN	$CHIRPS_{SMN}$
Julio	100	98.7	0	1.3	0	0
Agosto	97.8	99.3	2.2	0.7	0	0
Julio-Agosto	60.1	45	31.6	36.4	8.3	18.6
Junio-Agosto	0	0	14.3	6.7	85.7	93.3

3.1.3. Duración e intensidad de la MSD en México: CHIRPS

El análisis anterior nos permite concluir que CHIRPS representa adecuadamente los patrones espaciales de la duración e intensidad de la MSD en México. Por ello, los análisis subsiguiente se basan en los datos de la malla de CHIRPS (en lugar de $CHIRPS_{SMN}$), lo cual brinda una representación más detallada de la MSD en México.

CHIRPS detecta ocurrencia de MSD en regiones donde el número insuficiente de estaciones no permite su identificación, tales como el norte de Coahuila (MSD de julio y MSD de junio-agosto), el centro-sur de Veracruz (MSD de agosto) y el noreste de Oaxaca y Chiapas (principalmente MSD de julio-agosto) (Fig. 3.4). A diferencia de MG66 y RT07, CHIRPS no identifica presencia de MSD en el centro de Chihuahua, aunque muestra algunas áreas con MSD de agosto en el extremo oriental de dicho estado y en el noreste de Durango (Fig. 3.4).

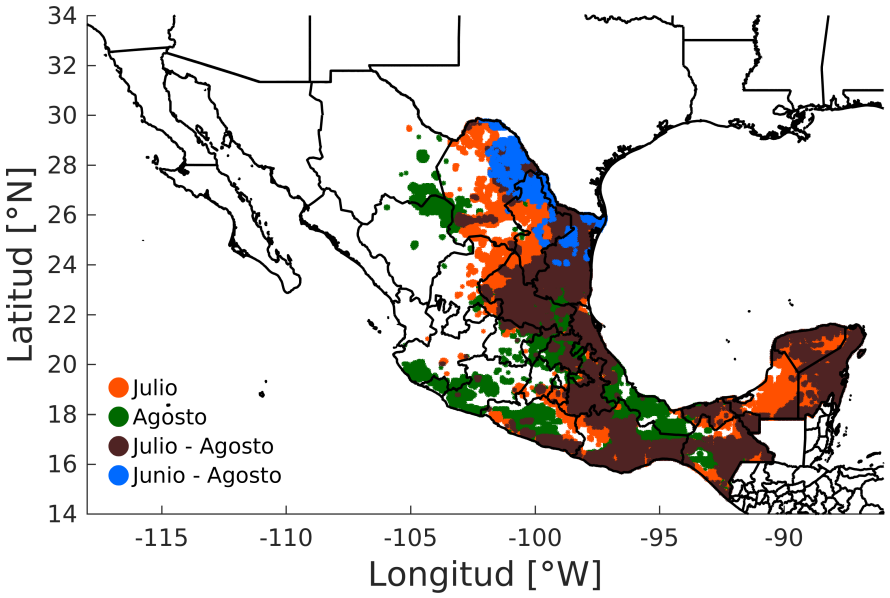

FIGURA 3.4: *Duración de la MSD en México, según los valores de la malla de CHIRPS (1981-2010).*

En la Fig. 3.5 se muestran los patrones espaciales de intensidad de la MSD obtenidos con los índices SR, PD y PA, calculados con los datos de la malla de CHIRPS. Los patrones de los índices SR (Fig. 3.5a) y PD (Fig. 3.5b) son muy similares, aunque las regiones de MSD fuerte identificadas con el índice SR cubren un área ligeramente mayor que las identificadas con el índice PD. Sin embargo, el índice PA (Fig. 3.5c) identifica áreas aún más pequeñas con MSD fuerte, restringidas hacia los extremos noreste y sureste de México. En general, los tres índices de intensidad muestran una MSD más intensa principalmente en el noreste de México y en las costas del Caribe mexicano.

En algunas regiones de los estados del noreste de México, el índice SR indica ocurrencia de MSD fuerte, mientras que el índice PD indica MSD moderada (Fig. 3.5). En estas regiones la MSD exhibe su mayor duración (Fig. 3.4), lo cual puede estar influyendo en que el índice

SR registre una MSD fuerte donde el índice PD indica una intensidad moderada. En estos casos, en concordancia con el índice PD, los valores del índice PA indican que la proporción entre la precipitación acumulada en los meses de MSD y el acumulado total de la temporada de lluvias (mayo-octubre) no excede el umbral que determina a una MSD fuerte.

El patrón de intensidad de MSD obtenido con el índice PA (Fig. 3.5c) difiere ligeramente del de los índices SR (Fig. 3.5a) y PD (Fig. 3.5b) en la identificación de la MSD moderada y fuerte; mientras el índice PA registra MSD moderada especialmente sobre los estados que bordean el Golfo de México y la Península de Yucatán, los índices SR y PD la identifican principalmente hacia el oeste de éstas regiones.

Los mapas que muestran los valores de la desviación estándar de los índices SR, PD y PA (Fig. 3.6), proporcionan información sobre la magnitud de la variabilidad interanual de la intensidad de la MSD, la cual aumenta hacia el noreste del país y es mayor en aquellas regiones donde la MSD presenta la mayor duración e intensidad. San Luis Potosí, donde CHIRPS detecta un patrón de MSD más complicado en relación con las observaciones (Sección 3.1.2), también muestra una alta variabilidad interanual. En general, el índice SR presenta la variabilidad más baja y el índice PA la más alta.

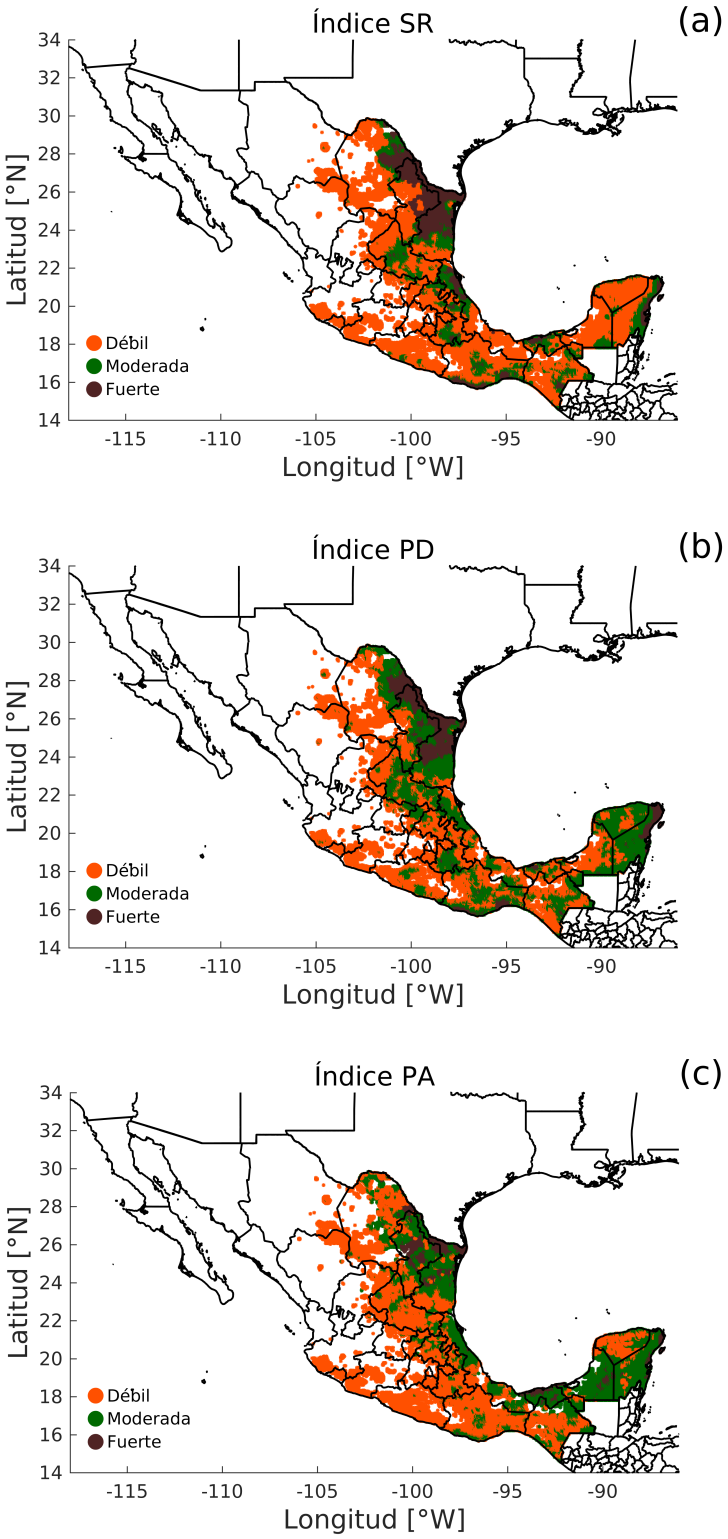

FIGURA 3.5: *Intensidad de la MSD en México, según los valores de la malla de CHIRPS, a partir de tres índices de intensidad: (a) índice SR, (b) índice PD, (c) índice PA.*

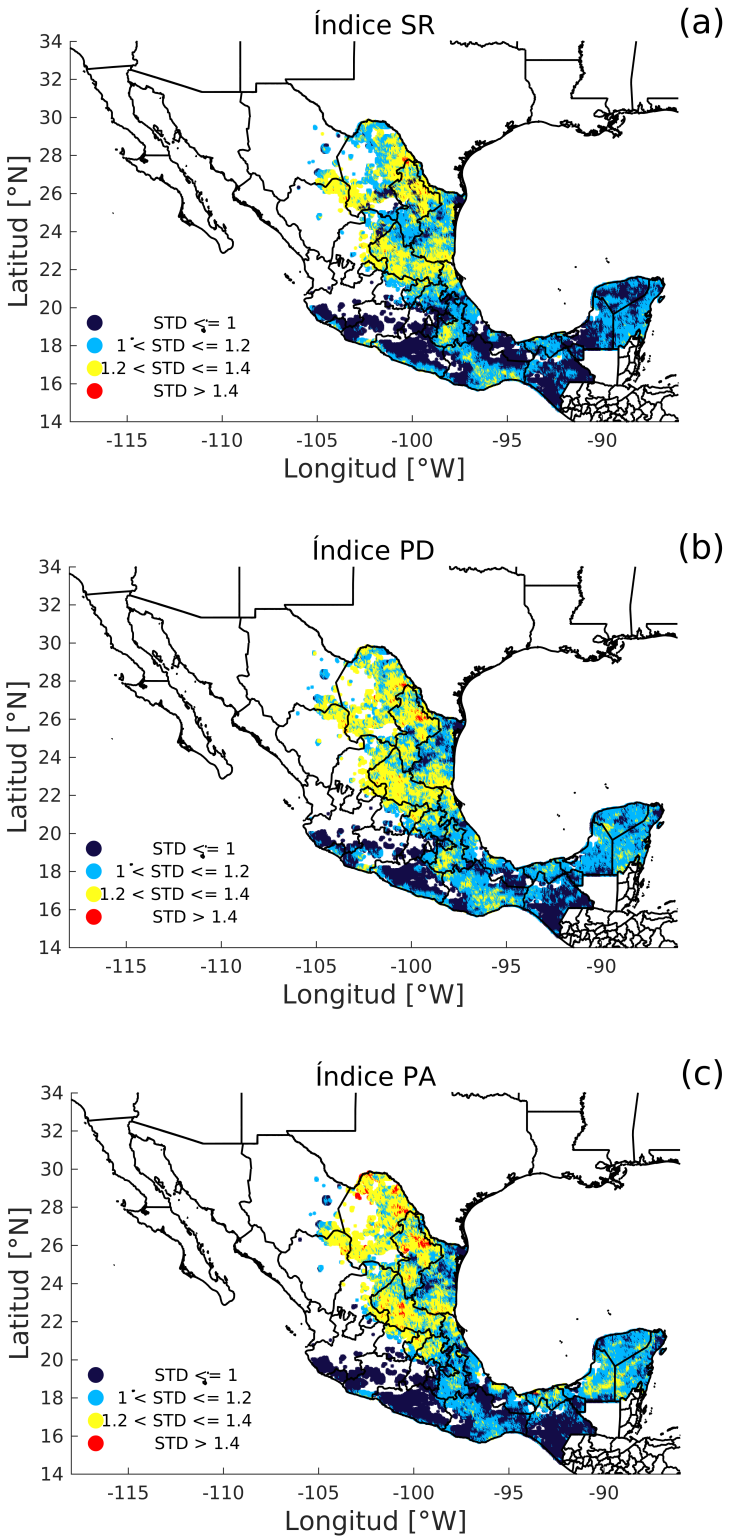

FIGURA 3.6: *Patrón espacial de la desviación estándar (STD) de los índices de intensidad de MSD: (a) índice SR, (b) índice PD, (c) índice PA.*

3.2. Influencia de la MJO en la precipitación de verano en México

3.2.1. Variabilidad espacio-temporal de la precipitación de verano en México según la MJO

Antes de considerar la posible relación entre la MJO y la MSD, es importante analizar primero la influencia de la MJO en la precipitación de verano (de mayo a octubre) en México. Los compuestos mensuales de las anomalías estandarizadas de precipitación agrupadas según las fases de la MJO para los días en que ésta estuvo activa ($RMM \geq 1$) se muestran en las Figs. 3.7–3.9, y para los días en que estuvo inactiva ($RMM < 1$) se muestran en la Fig. 3.10, considerando el período 1981-2010. En estas figuras sólo se muestran las anomalías que tuvieron valores estadísticamente significativos con un nivel de confianza del 95 %. El número de días considerado para generar cada compuesto, así como su porcentaje con respecto al total de días para cada mes del período, se muestra en la esquina superior derecha de cada mapa.

Fases húmedas

En general, durante el verano predominan anomalías estandarizadas de precipitación positivas sobre México y sus costas al Pacífico y Golfo de México cuando la señal convectiva de la MJO se localiza sobre el hemisferio occidental, África o el océano Índico (i.e., durante las fases 8, 1 y 2) (Fig. 3.7). De aquí en adelante, estas fases se denominarán "fases húmedas" de la MJO.

Durante la fase 8, se observan anomalías positivas de lluvia sobre algunas zonas del NETP, Golfo de México y Península de Yucatán en junio, agosto, septiembre y octubre. Además, en junio y octubre también se observan valores positivos en algunas zonas del país, principalmente hacia el sur; sin embargo, de julio a septiembre se observan anomalías negativas en áreas del norte y centro de México. Durante la fase 1, se obtienen anomalías positivas en el centro y sur de México, el NETP y las costas del Golfo de México. En septiembre, las anomalías positivas cubren parte de la Península de Baja California. En esta fase, las anomalías positivas más fuertes, en el rango de $+0.50$ a $+0.75$, se presentan en algunos estados del sur de México en agosto y octubre. Durante la fase 2 de la MJO se observan valores por encima de la media en diferentes zonas del territorio mexicano de julio a octubre, pero principalmente en agosto cuando se observan anomalías positivas en gran parte del país, alcanzando valores de $+0.50$ a $+0.75$ en algunas regiones del noreste de México.

Fases secas

A diferencia de lo observado en las fases húmedas, en general predominan valores negativos de las anomalías estandarizadas de precipitación en México y sus costas al Pacífico y Golfo de México cuando la señal convectiva de la MJO se ubica sobre el Continente Marítimo o el Pacífico occidental (i.e., en las fases 4-6) durante el verano boreal (Fig. 3.8). En lo sucesivo, estas fases se denominarán "fases secas" de la MJO.

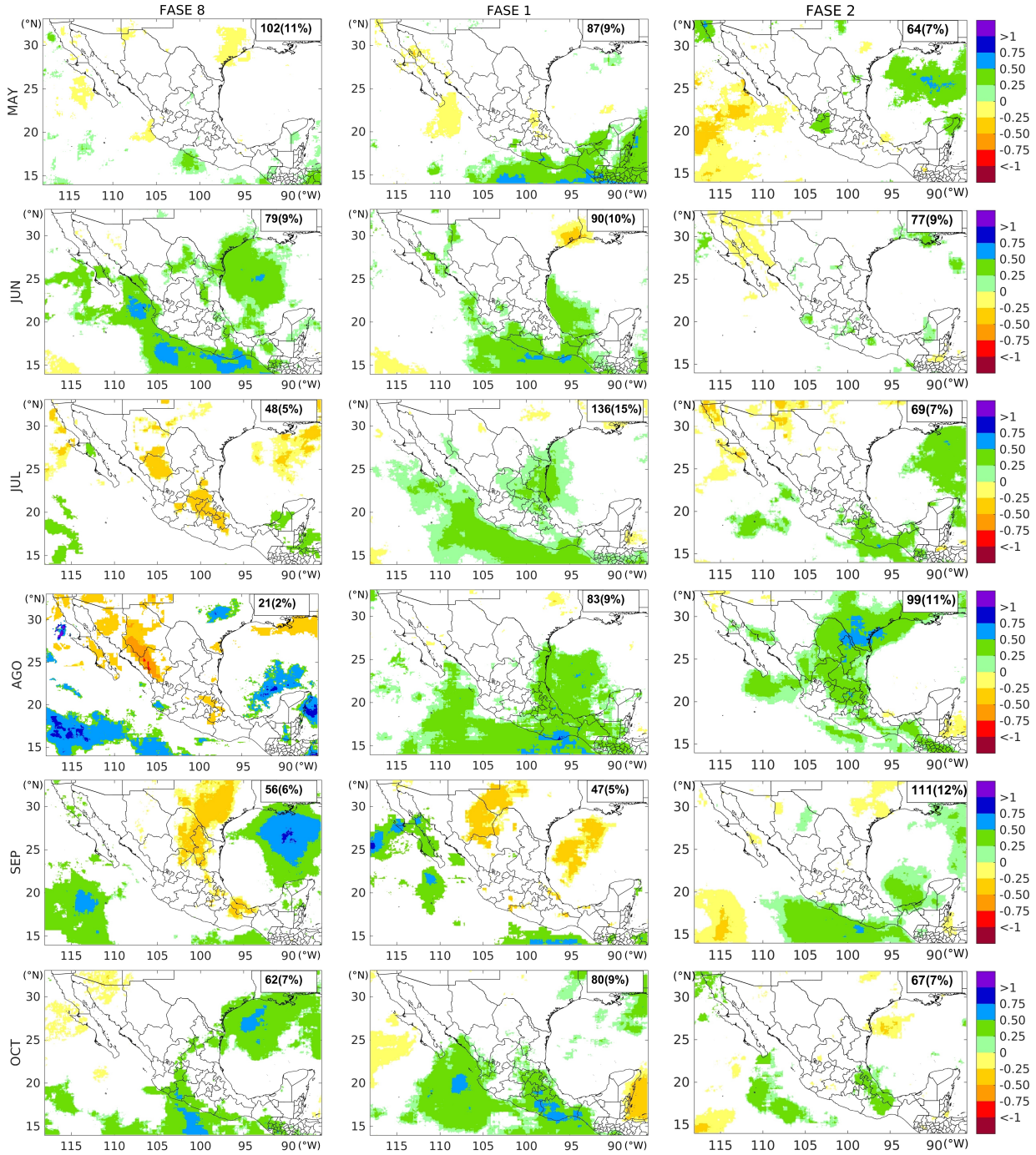

FIGURA 3.7: *Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para las fases húmedas de la MJO (8, 1, 2), para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre). Solo se grafican las anomalías estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. El número de días considerado en cada compuesto y sus porcentajes con respecto al total de días de cada mes en el período, se indican en la esquina superior derecha. Período: 1981–2010.*

Durante las fases 4 y 5 de la MJO, se observan anomalías negativas de precipitación principalmente en la mitad sur de México, el NETP y el Golfo de México (Fig. 3.8). Anomalías negativas, con valores de -0.25 a -0.50, se observan sobre extensas áreas de México durante la fase 5, particularmente en julio y agosto. Sin embargo, anomalías positivas en el rango de $+0.25$ a $+0.50$ se presentan en el norte y noreste del país en junio y octubre en la fase 5. Anomalías negativas de lluvia persisten en la fase 6, aunque con magnitudes más bajas sobre México en comparación con las de las fases 4 y 5. Durante el verano, el patrón de anomalías negativas es más consistente en la mitad sur del país y el NETP.

Fases de transición

Durante las fases 3 y 7 las anomalías de precipitación en México son más variables, probablemente porque estas fases representan una transición entre las condiciones húmedas y secas. Sin embargo, la fase 3 se asocia principalmente con anomalías positivas de junio a septiembre sobre la región de MSD, mientras que la fase 7 se asocia con anomalías negativas principalmente de junio a agosto (Fig. 3.9).

El patrón de anomalías de precipitación de la fase 3 exhibe mayor variabilidad temporal dentro de la temporada de lluvias en comparación con el resto de las fases de la MJO. La influencia de la fase 3 es más notable en junio, julio, septiembre y octubre; sin embargo, su impacto es espacialmente diferente a lo largo de estos meses. Por ejemplo, mientras que anomalías positivas fuertes, en el rango de +0.50 a +0.75 o mayores, se registran en algunas áreas del centro, este y noreste de México en junio, julio y septiembre, valores negativos se observan en julio y septiembre sobre otras regiones, como la Península de Yucatán, el Golfo de México y el norte del país. Además, en contraste con las fases húmedas (8, 1 y 2), un área amplia de anomalías negativas emerge sobre regiones del norte en junio y julio, regiones del sureste en septiembre y regiones del centro y el suroeste en octubre (Fig. 3.9).

De manera similar a la fase 3, la influencia de la fase 7 sobre el campo de la precipitación de verano en México y sus costas adyacentes muestra mayor variabilidad con relación a otras fases. Por ejemplo, de junio a agosto se observan anomalías negativas en la mitad sur de México, excepto en la Península de Yucatán en agosto; sin embargo, el patrón de anomalías no es consistente en el resto de los meses.

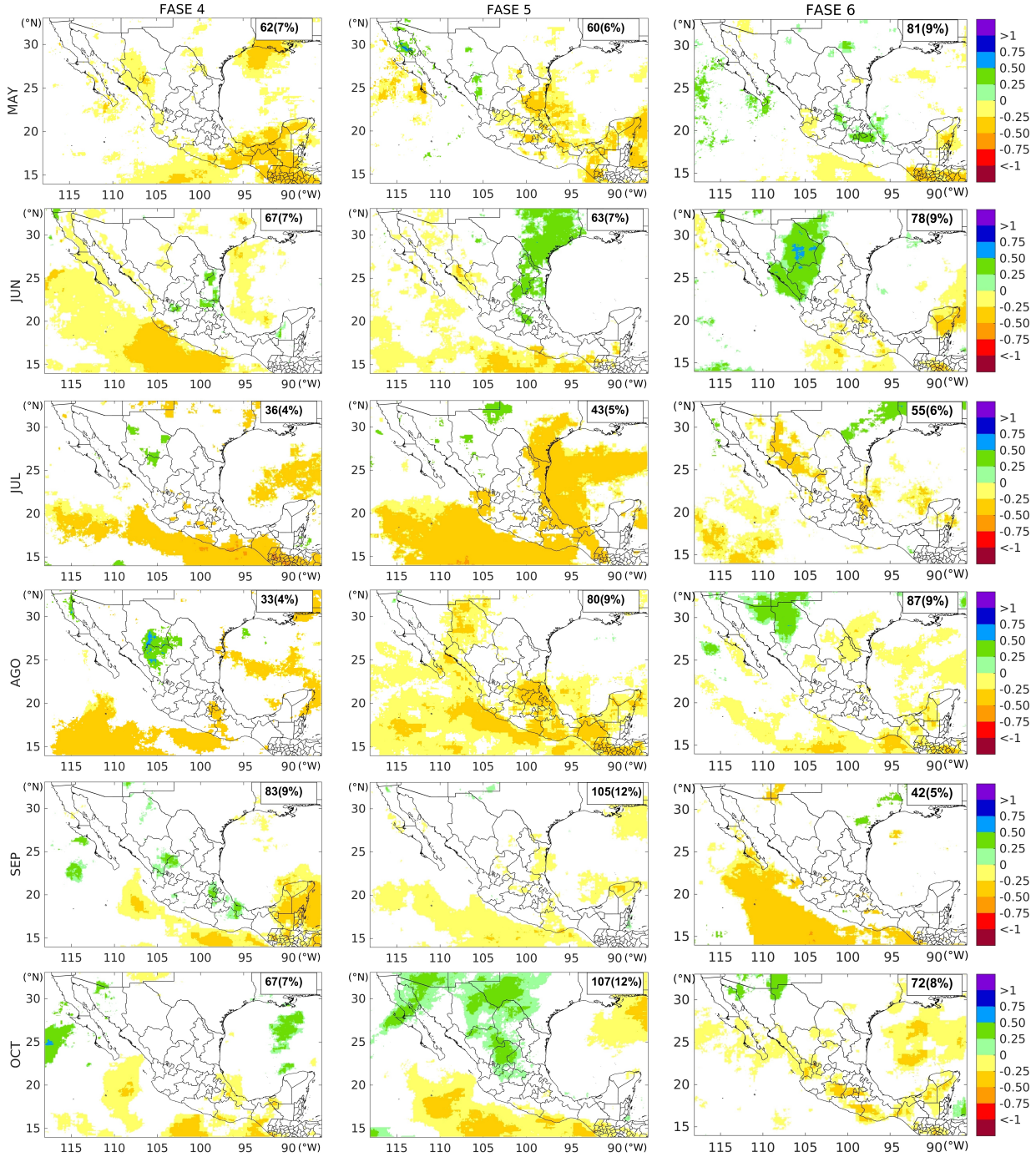

FIGURA 3.8: *Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para las fases secas de la MJO (4, 5, 6), para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre). Solo se grafican las anomalías estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. El número de días considerado en cada compuesto y sus porcentajes con respecto al total de días de cada mes en el período, se indican en la esquina superior derecha. Período: 1981–2010.*

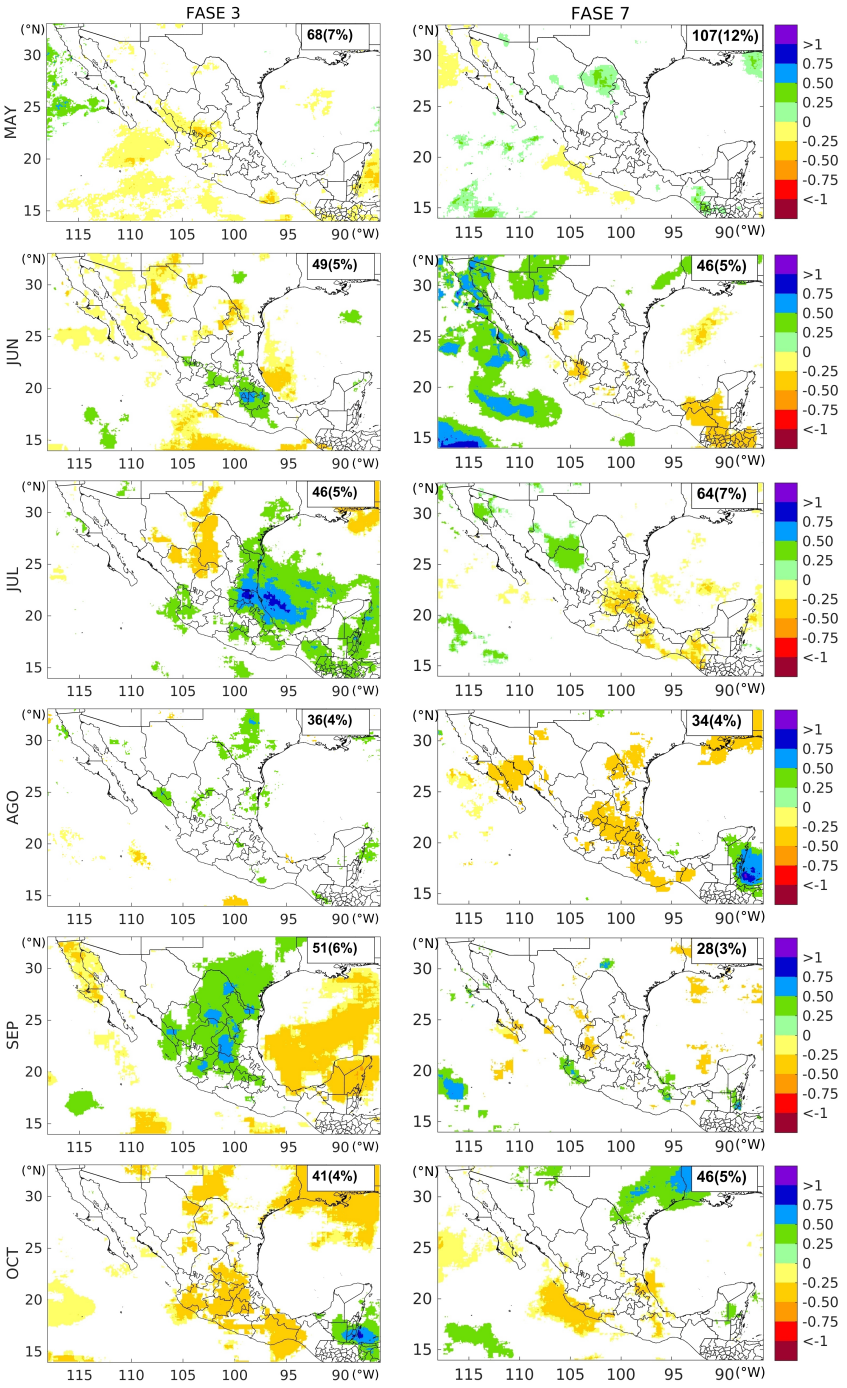

FIGURA 3.9: *Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para las fases de transición de la MJO (3 y 7), para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre). Solo se grafican las anomalías estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. El número de días considerado en cada compuesto y sus porcentajes con respecto al total de días de cada mes en el período, se indican en la esquina superior derecha. Período: 1981–2010.*

Intensidad de la MJO

Los mapas de anomalías estandarizadas de la precipitación diaria de mayo a octubre para la categoría inactiva de la MJO (RMM < 1) y los porcentajes del número de días considerados para cada compuesto con respecto al total de días del período para cada mes, se muestran en la Fig. 3.10. La señal inactiva de la MJO es, en general, muy débil, aunque anomalías estandarizadas positivas predominan en mayo y negativas en junio sobre la región de MSD en México.

Con el fin de determinar si variaciones en la intensidad de la MJO modifican las señales obtenidas tomando en cuenta todos los días en que estuvo activa (RMM ≥ 1), también se analizó la influencia de la MJO en la precipitación de mayo a octubre para dos categorías de intensidad de la oscilación: MJO activa (MJO A; $1 \leq$ RMM < 1.5) y MJO muy activa (MJO MA; $1.5 \leq$ RMM < 2.5). Los patrones de anomalías estandarizadas de la precipitación diaria que se muestran en las Figs. 3.7-3.9 son, en general, muy similares a los obtenidos para las categorías de MJO A (ver Figs. 5.1-5.3 de los Anexos) y MJO MA (ver Figs. 5.6-5.8 de los Anexos). No obstante, este análisis revela algunas características.

Las anomalías negativas que se observan durante la fase 8 en julio y septiembre considerando todas las amplitudes ≥ 1 (Fig. 3.7) se asocian principalmente a días de MJO A, mientras que las de la fase 1 en septiembre a días de MJO MA. El patrón seco que se observa en agosto en la fase 8 está relacionado con fuertes anomalías negativas durante casos de MJO MA (ver Figs. 5.6 y 5.9 de los Anexos). Además, las anomalías negativas que se obtienen en la fase 1 en mayo y en la fase 2 en octubre sobre la Península de Yucatán durante los días de MJO A, así como las de la fase 2 en mayo, julio y octubre durante los días de MJO MA, contrastan con las patrones de la Fig. 3.7. En el resto de los casos, los patrones de la Fig. 3.7 son similares a los obtenidos para ambas intensidades. Considerando las fases secas de la MJO, los patrones de anomalías estandarizadas de la Fig. 3.8 son muy similares a los obtenidos en los días con MJO A, y las áreas con fuertes anomalías positivas corresponden principalmente a casos con MJO MA (p.e., junio en las fases 5 y 6; agosto en la fase 6).

3.2.2. La MJO y el patrón bimodal de la precipitación de verano en México

Las fases de la MJO más frecuentes durante el MAX1, el MIN y el MAX2 en la región de MSD en México se muestran en la Fig. 3.11. Sólo se presentan resultados para aquellos puntos de malla en los que la fase más frecuente tuvo una ocurrencia estadísticamente significativa con respecto al de las otras fases, con un nivel de confianza del 95 %.

El patrón de las fases de la MJO más frecuentes durante el MAX1 (paneles de la izquierda, Fig. 3.11) muestra una alta variabilidad a lo largo de la región de MSD. Las fases húmedas son más frecuentes que las fases secas; sin embargo, la ocurrencia de las fases secas (particularmente de la fase 4) durante el MAX1 no es despreciable sobre la región de MSD en México. Además, la fase 7 también ocurre con alta frecuencia durante el MAX1, y ésta fase impone anomalías negativas de precipitación en junio y julio, meses en que ocurre el MAX1 en las MSDs de julio y julio-agosto, y en la MSD de agosto, respectivamente (ver Fig. 3.9). La contribución de la MJO al incremento de los acumulados de precipitación durante el

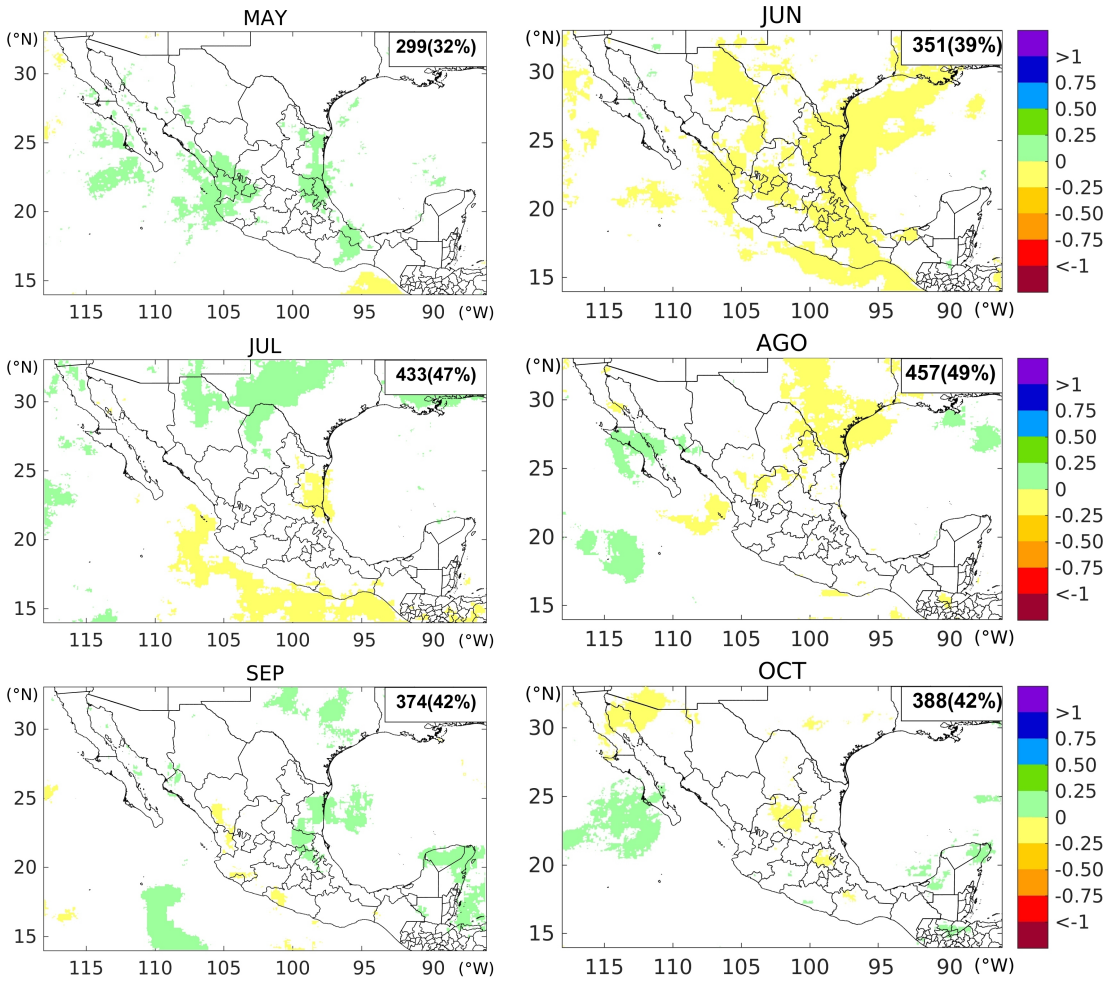

FIGURA 3.10: *Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para la categoría de MJO inactiva ($RMM < 1$), para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre). Solo se grafican las anomalías estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. El número de días considerado en cada compuesto y sus porcentajes con respecto al total de días de cada mes en el período, se indican en la esquina superior derecha. Período: 1981–2010.*

primer máximo de lluvia es más evidente en la región del suroeste de México, pues el patrón es ruidoso en el resto de la región de MSD. Por tanto, la asociación de la MJO con el primer máximo de la temporada de lluvias en México parece estar mezclada, quizás inclinándose más hacia un debilitamiento del patrón bimodal debido a una inhibición de los procesos de precipitación durante el MAX1.

Las fases de la MJO que favorecen condiciones secas sobre México (fases 4–6) son las que ocurren con mayor frecuencia durante el mínimo relativo de lluvia (MIN) (paneles centrales, Fig. 3.11). Esta característica se observa más claramente en la mitad sur de México (incluyendo la Península de Yucatán), aunque también en algunas áreas del noreste. Es un resultado muy consistente que durante el MIN las fases secas ocurran con mayor frecuencia, y más aún teniendo en cuenta que la amplitud de la MJO (ramas ascendente y descendente) es mayor en junio-agosto cuando la región de convección profunda se encuentra sobre el hemisferio occidental (Lafleur et al., 2015). Por lo tanto, la MJO contribuye con la inhibición de la precipitación a mediados de la temporada de lluvias favoreciendo una supresión de la precipitación de gran escala en adición a los mecanismos que generan la MSD.

La MJO también influye en el MAX2. Las fases que favorecen condiciones húmedas sobre México (fases 8, 1 y 2), junto con las fases de transición (fases 3 y 7), son las más frecuentes durante el segundo máximo de la temporada de lluvias en la región de MSD en México (paneles de la derecha, Fig. 3.11). La fase 3 de la MJO, siendo la más frecuente durante el MAX2 (Fig. 3.11f), impone sobre la región de MSD anomalías positivas de precipitación en septiembre (uno de los meses de MAX2 en la MSD de agosto, y en las MSDs de 2 y de 3 meses) y en agosto (mes de MAX2 en la MSD de julio), excepto en la Península de Yucatán en agosto (ver Fig. 3.9). Las fases 7 y 3, esta última en mucho menor proporción, son las más frecuentes en la porción oriental de la Península de Yucatán durante el MAX2, influyendo con anomalías positivas de precipitación sobre esta región durante octubre (uno de los meses de MAX2 en la MSD de agosto y en la de julio-agosto) (ver Fig. 3.9). Por lo tanto, a través de procesos de gran escala que favorecen la precipitación (los cuales se describen a continuación), las fases húmedas de la MJO se asocian fuertemente con la fecha de ocurrencia del MAX2 en México.

Patrones de circulación atmosférica durante el verano según la MJO

Compuestos de anomalías estandarizadas de la velocidad vertical omega en 300 hPa, de la altura geopotencial en 500 hPa, y de las componentes u y v del viento en 850 hPa para las fases húmedas de la MJO (fases 8, 1 y 2) durante los meses del MAX2 (agosto-octubre) y para las fases secas (fases 4-6) durante los meses del MIN (junio-agosto) se presentan en las Figs. 3.12 y 3.13, respectivamente. Los patrones de circulación atmosférica sólo se muestran para los meses del MIN y del MAX2 pues no se observó una clara influencia de la MJO sobre la fecha del MAX1. En general, los patrones de anomalías de estas variables atmosféricas para cada fase de la MJO coinciden razonablemente bien con los patrones de anomalías de precipitación descritos en la sección 3.2.1, ya que las condiciones atmosféricas generalmente favorecen los procesos de convección y precipitación durante las fases húmedas (Fig. 3.12) y los inhiben durante las fases secas (Fig. 3.13). En presencia de anomalías positivas de

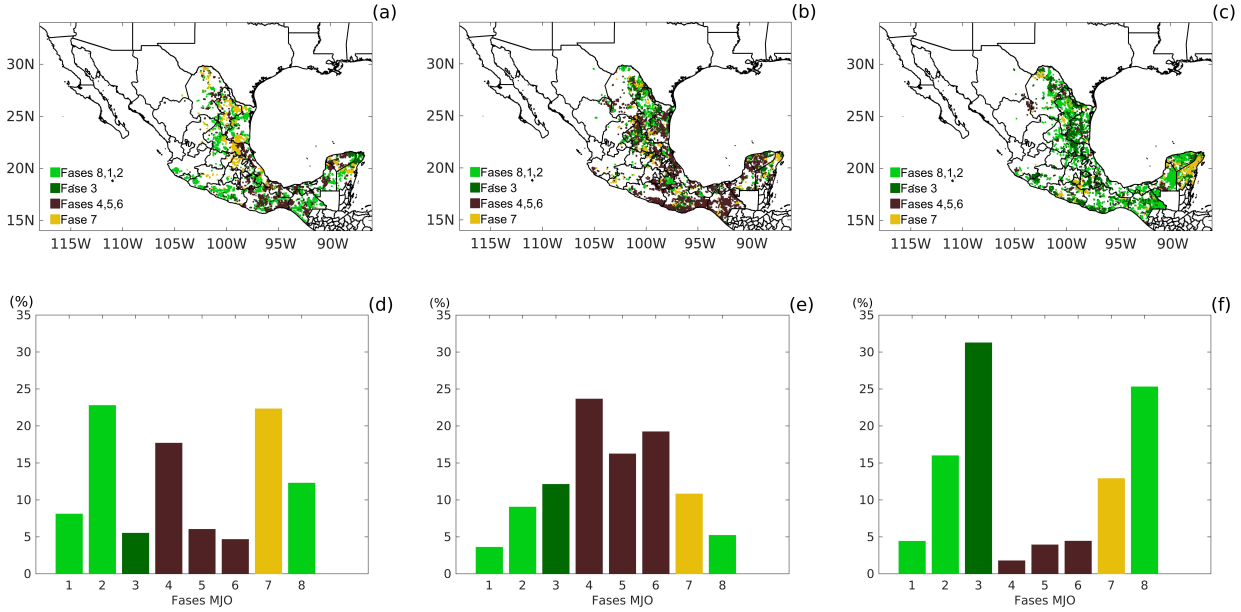

FIGURA 3.11: *(a) - (c) Patrón espacial y (d) - (f) distribuciones de frecuencia de las fases MJO más frecuentes durante el (izquierda) MAX1, (centro) MIN y (derecha) MAX2. Solo se grafican las frecuencias estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. Período: 1981-2016.*

precipitación, se observan anomalías negativas de la altura geopotencial en la troposfera media y de omega en 300 hPa indicando movimiento vertical ascendente (Fig. 3.12). Por el contrario, en presencia de anomalías negativas de lluvia, el patrón de circulación atmosférica es generalmente inverso al descrito anteriormente (Fig. 3.13).

Durante el MAX2, bajo la influencia de las fases húmedas, se observan circulaciones ciclónicas anómalas en 850 hPa centradas sobre el NETP y, en algunos casos, sobre el Golfo de México (p.e., en agosto durante la fase 8 y en septiembre durante las fases 8 y 2) (Fig. 3.12). Las anomalías de viento del sureste en 850 hPa a lo largo de la costa del Pacífico (p.e., en agosto durante las fases 8 y 1), del suroeste en el centro y sur de México (p.e., en octubre durante las fases 8 y 1, y en agosto durante las fases 1 y 2), y del oeste en el NETP (p.e., de agosto a octubre durante la fase 1, en agosto durante la fase 2, y en septiembre durante la fase 8), favorecen la advección de humedad desde el océano hacia el continente (Fig. 3.12). También se observan anomalías negativas de altura geopotencial en 500 hPa y de la velocidad vertical de presión en 300 hPa (Fig. 3.12). Durante el MIN, se presentan patrones inversos bajo la influencia de las fases secas (Fig. 3.13).

El patrón de circulación atmosférica de agosto para la fase 8 se distingue del resto de los patrones de la Fig. 3.12, y está más relacionado con el patrón de circulación de agosto para la fase 7 de la MJO (ver Fig. 5.13 de los Anexos). Los datos de ERA-Interim, que en general muestran patrones muy similares a los de CFSR, confinan este escenario de subsidencia y estabilidad atmosférica hacia el noroeste de México, fuera de la región de MSD (ver Fig. 5.11 de los Anexos). Por último, este patrón de agosto para la fase 8 se relaciona con una MJO

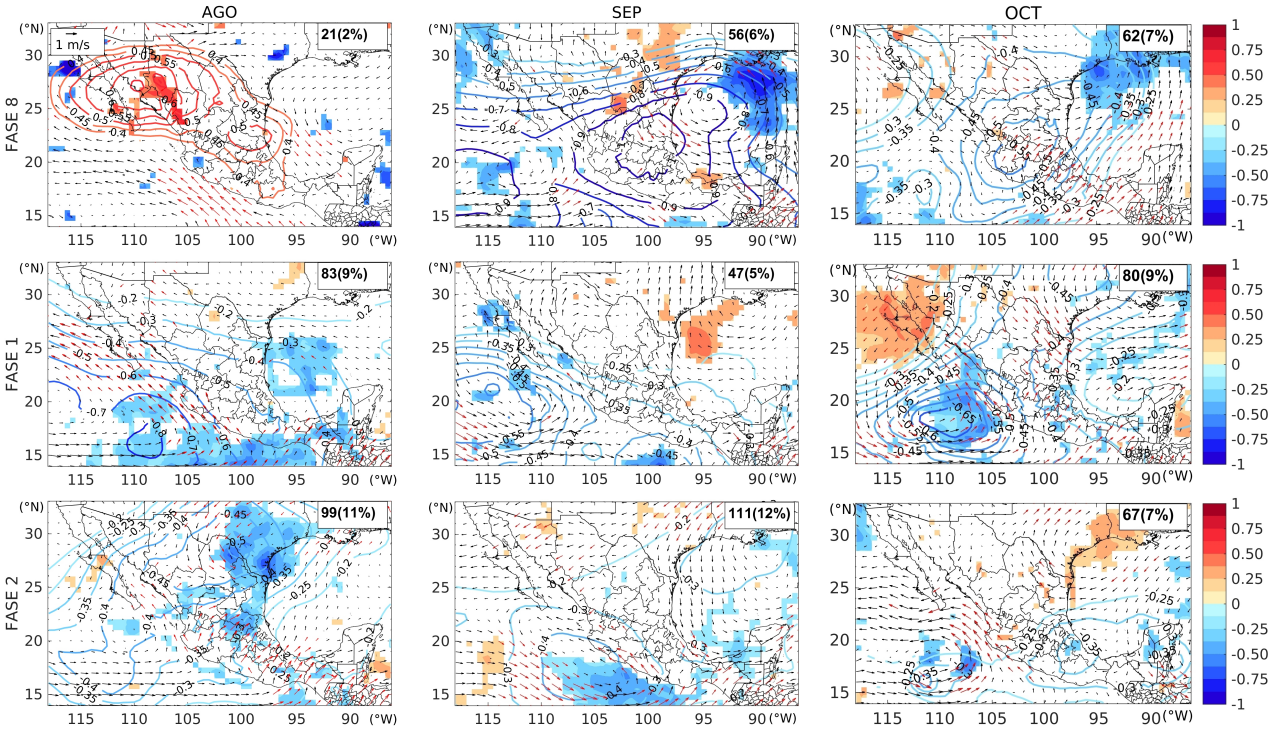

FIGURA 3.12: *Compuestos de anomalías estandarizadas de la altura geopotencial en 500 hPa (contornos; anomalías negativas en azul), del viento en 850 hPa (los vectores rojos indican anomalías significativas a un nivel de confianza del 95 %) y de la velocidad vertical omega en 300 hPa (áreas sombreadas; anomalías negativas en azul indican movimientos ascendentes), para las fases húmedas de la MJO (8, 1, 2) de agosto a octubre (meses del MAX2). Solo se grafican las anomalías estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. El número de días considerado en cada compuesto y sus porcentajes con respecto al total de días de cada mes en el período, se indican en la esquina superior derecha. Período: 1981–2010.*

MA la cual representa el 1 % del total de días de agosto del período 1981-2010 (ver Figs. 5.6 y 5.9 de los Anexos).

Las grandes anomalías ciclónicas que se observan sobre los océanos durante las fases húmedas en el MAX2 (Fig. 3.12), están asociadas a una mayor actividad de ciclones tropicales en estas cuencas (Barrett y Leslie, 2009). Estudios previos muestran que la MJO modula la variabilidad intraestacional de la actividad convectiva sobre el océano tropical (p.e., Maloney y Hartmann, 2000a,b; Crosbie y Serra, 2014). La MJO incrementa la ciclogénesis en el NETP y en el Golfo de México durante las fases del oeste de la MJO (fases húmedas) (Maloney y Hartmann, 2000a,b). Además, los huracanes en el NETP son cuatro veces más numerosos durante estas fases en relación con las fases del este (fases secas) y tienden a ocurrir más próximos a la costa mexicana (Maloney y Hartmann, 2000a). El régimen de lluvias de verano en México está altamente influenciado por la actividad de los ciclones tropicales. Por ello, los ciclones tropicales pudieran ser una de las razones por la cual la influencia de la MJO es más fuerte en el MAX2 que en el MAX1, ya que durante este último la precipitación está más asociada a sistemas meteorológicos extratropicales y la frecuencia de ciclones tropicales es menor.

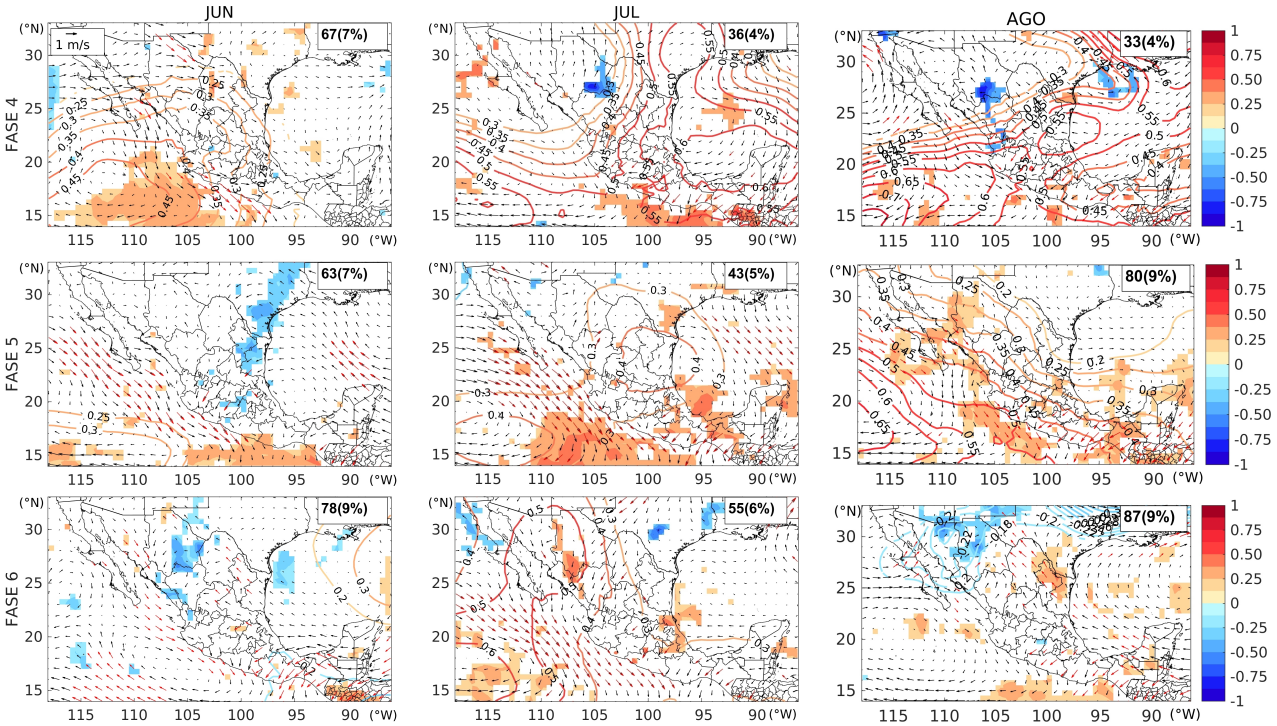

FIGURA 3.13: *Compuestos de anomalías estandarizadas de la altura geopotencial en 500 hPa (contornos; anomalías negativas en azul), del viento en 850 hPa (los vectores rojos indican anomalías significativas a un nivel de confianza del 95 %) y de la velocidad vertical omega en 300 hPa (áreas sombreadas; anomalías negativas en azul indican movimientos ascendentes), para las fases secas de la MJO (4, 5, 6) de junio a agosto (meses del MIN). Solo se grafican las anomalías estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. El número de días considerado en cada compuesto y sus porcentajes con respecto al total de días de cada mes en el período, se indican en la esquina superior derecha. Período: 1981–2010.*

Por otro lado, las anomalías estandarizadas de la altura geopotencial en 500 hPa, del campo de viento en 850 hPa y de la velocidad vertical de presión en 300 hPa son muy débiles cuando la MJO está inactiva (Fig. 3.14). Sin embargo, se observan sobre México anomalías negativas de la altura geopotencial en mayo y positivas en junio, en correspondencia con las anomalías estandarizadas de precipitación obtenidas en estos meses bajo esta categoría de la MJO (ver Fig. 3.10).

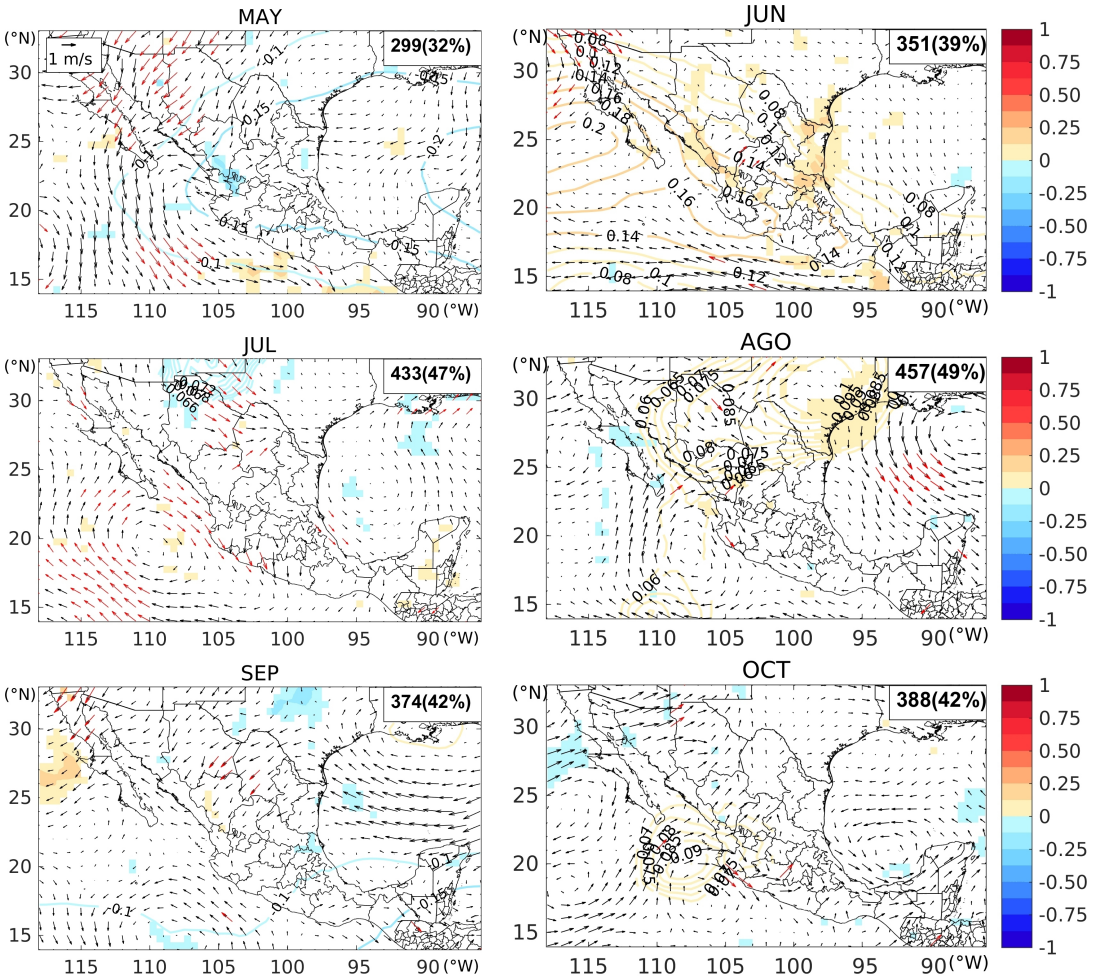

FIGURA 3.14: *Compuestos de anomalías estandarizadas de la altura geopotencial en 500 hPa (contornos; anomalías negativas en azul), del viento en 850 hPa (los vectores rojos indican anomalías significativas a un nivel de confianza del 95 %) y de la velocidad vertical de presión en 300 hPa (áreas sombreadas; anomalías negativas en azul indican movimientos ascendentes), para la categoría de MJO inactiva ($RMM < 1$), para cada mes de la temporada de lluvias (de mayo a octubre). Solo se grafican las anomalías estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %. El número de días considerado en cada compuesto y sus porcentajes con respecto al total de días de cada mes en el período, se indican en cada esquina superior derecha. Período: 1981–2010.*

3.2.3. La MJO y la duración de la MSD en México

La relación de la MJO con el patrón bimodal de la precipitación en México discutida en la sección anterior, se observa más claramente en la MSD de julio (Fig. 3.15), donde las fases secas son las más frecuentes durante el MIN (74 % del total de puntos) y las fases húmedas son las más frecuentes durante el MAX2 (61 % de los puntos). Este patrón también es evidente en la MSD de 2-meses y en la MSD de agosto, aunque la señal en éstas muestra mayor variabilidad regional en comparación con la de julio. Muy pocos puntos de malla muestran resultados estadísticamente significativos en el caso de la MSD de 3-meses; además, la frecuencia de las fases secas y húmedas durante las fechas del MAX1, el MIN y el MAX2 no es consistente, excepto quizás durante el MAX2 (Fig. 3.15). La aparente carencia de relación MJO-MSD para el caso de la MSD de mayor duración, puede estar asociada al período de la MJO. La MJO, siendo una oscilación de 30-60 días, puede completar uno o más ciclos durante la MSD de 3-meses, lo cual complica la relación MJO-MSD pues favorece períodos de lluvia de 5 a 10 días consecutivos, seguidos de períodos secos de 5 a 10 días.

La relación de la MJO con el patrón bimodal de la precipitación no siempre se observa en la región del noreste de México (p.e., en la MSD de julio y en la MSD de julio-agosto durante el MIN; o en la MSD de julio-agosto durante el MAX2), lo cual sugiere una influencia más débil de la MJO sobre el ciclo estacional de la lluvia en esta región. La MSD en el noreste de México presenta una estructura espacial muy compleja y la mayor variabilidad interanual, lo cual sugiere la influencia de varios procesos, tanto de gran escala como de forzamiento local. En general, la relación entre la MJO y la MSD es más consistente en la mitad sur de México.

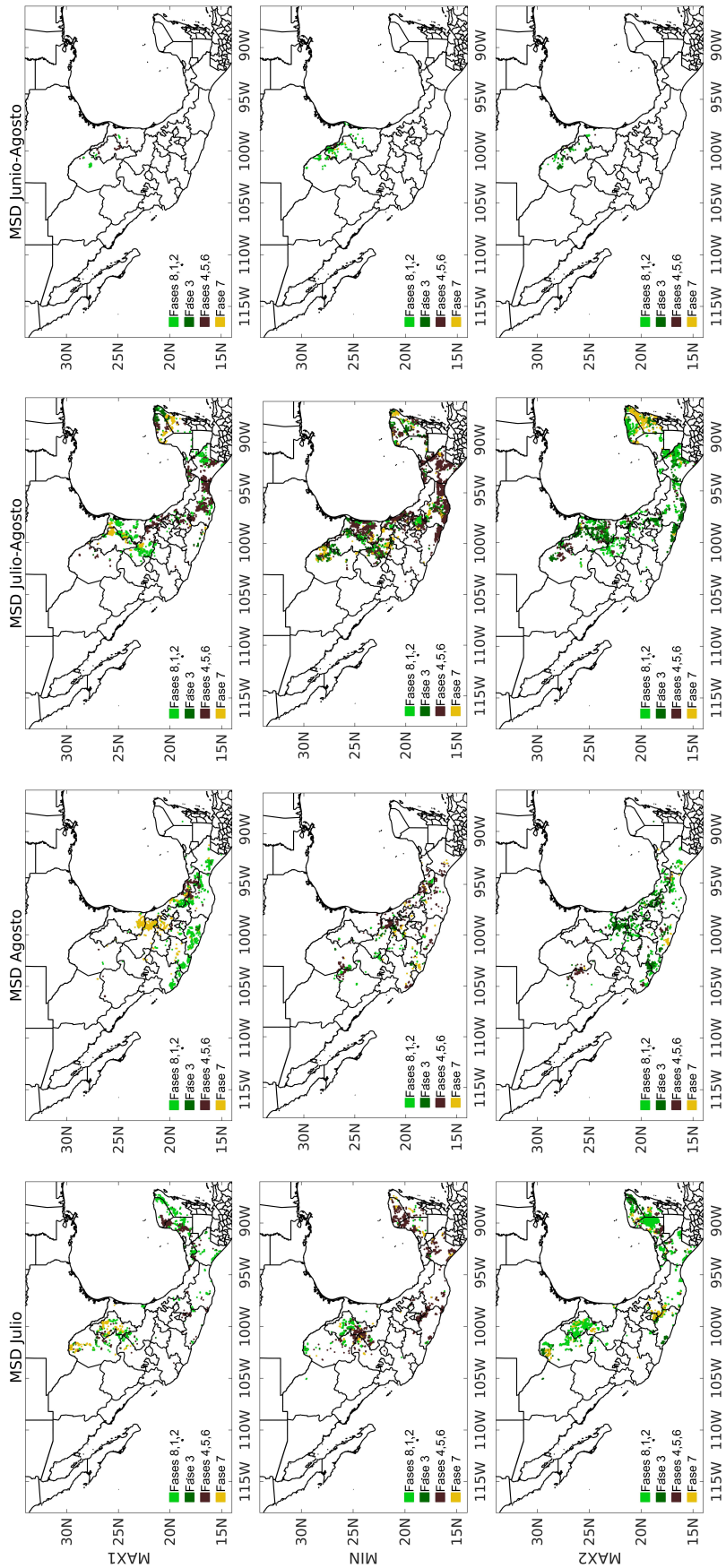

FIGURA 3.15: *Patrón espacial de las fases MJO más frecuentes durante el (panel superior) MAX1, (panel del medio) MIN y (panel inferior) MAX2 para (de izquierda a derecha) MSD de julio, MSD de agosto, MSD de julio-agosto y MSD de junio-agosto. Período: 1981-2016. Solo se grafican las frecuencias estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95 %.*

3.3. MJO-MSD: Mecanismo físico

Los resultados de la sección 3.2 mostraron que las fases secas de la MJO (4, 5 y 6) son las más frecuentes durante el mínimo de la MSD en México y que las fases húmedas (8, 1 y 2) son las más frecuentes durante el segundo máximo de lluvia. De manera que la MJO influye en el patrón bimodal de la precipitación en México inhibiendo la convección y la precipitación durante el mínimo de la MSD y favoreciendo los procesos convectivos durante el segundo máximo de lluvia. Sin embargo, queda esclarecer el mecanismo físico mediante el cual la MJO modula la MSD en México.

Tal y como se comentó en el capítulo introductorio, las regiones fuentes de humedad y el mecanismo de transporte de humedad atmosférico desde éstas hacia una región de interés, son factores importantes a considerar en el análisis de la variabilidad de la precipitación en una región. Por ello, esta sección está enfocada en: (1) identificar las fuentes de humedad climatológicas más importantes para la región de MSD en México; (2) determinar el rol del mecanismo de transporte de humedad hacia México en el patrón bimodal de la precipitación, y (3) analizar la influencia de la MJO en dicho transporte. Todo ello con la finalidad de comprender mejor la relación MJO-MSD.

3.3.1. Fuentes de humedad climatológicas de la región de MSD en México

En la Fig. 3.16 se muestran las climatologías mensuales del VIMF y su divergencia para los meses de mayo a octubre (1979 - 2017). Los valores positivos de la divergencia del VIMF se asocian con regiones evaporativas o fuentes de humedad (E - P $>$ 0), mientras que los valores negativos, los cuales indican convergencia del flujo de humedad, se asocian con regiones sumideros de humedad (E - P $<$ 0) (p.e., Stohl y James, 2004; Gimeno et al., 2012). Las fuentes de humedad más importantes se identifican principalmente sobre regiones oceánicas, similar a Ordoñez et al. (2019), en el Golfo de México, el Mar Caribe, el océano Atlántico tropical y en dos áreas sobre el océano Pacífico, una al oeste de la Península de Baja California (donde se identifica el flujo asociado al Anticiclón Subtropical del Pacífico) y la otra al sur de $\sim$ 5°N. La ITCZ se distingue como una importante región sumidero de humedad, mostrando una fuerte convergencia entre las dos regiones fuentes del Pacífico. Algunas regiones sobre el continente también se identifican como fuentes de humedad, especialmente la Península de Yucatán pero también regiones del noreste, el noroeste y algunas áreas pequeñas del sur de México. La mayoría de estas fuentes de humedad muestran una clara variabilidad intraestacional. Por ejemplo, en la cuenca del Caribe se observa un aumento de la divergencia del VIMF a partir de mayo, principalmente en su mitad oriental, la cual exhibe valores máximos en julio y una disminución a partir de septiembre. La divergencia del VIMF en esta región del Caribe está fuertemente relacionada con la intensificación y el debilitamiento del CLLJ durante el verano (Whyte et al., 2008). Por otra parte, la divergencia del VIMF en el Golfo de México es mayor al comienzo y al final de la estación lluviosa.

El enfoque euleriano constituye un buen punto de partida en la identificación de las fuentes de humedad. Sin embargo, esta aproximación no establece una relación directa entre una región evaporativa y la región sumidero correspondiente. Para poder establecer esta

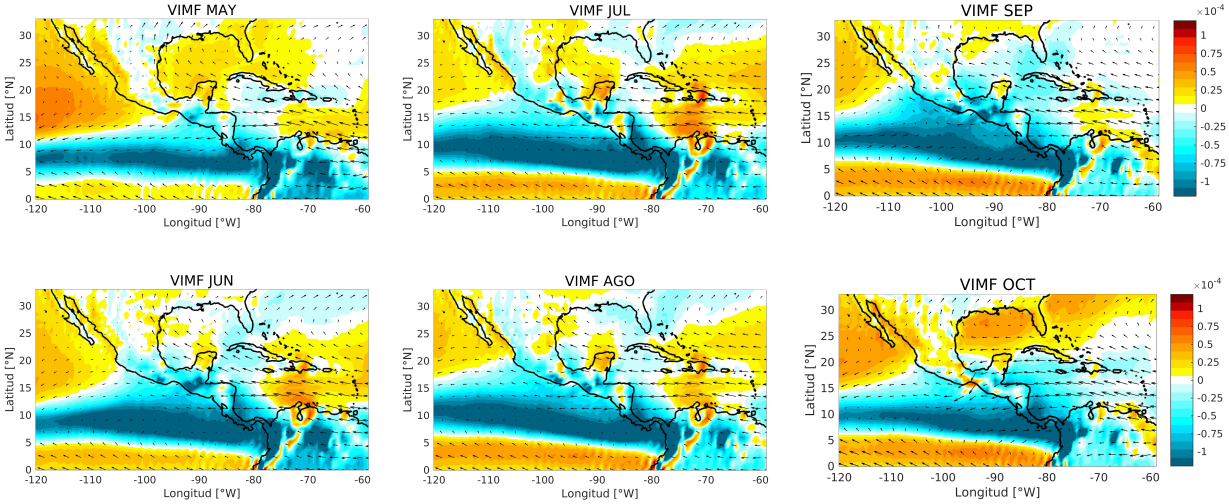

FIGURA 3.16: *Climatologías mensuales del flujo de humedad integrado en la vertical (VIMF) (vectores,* $\mathrm{kg\ m^{-1}\ s^{-1}}$*) y de la divergencia asociada (área sombreada,* $\mathrm{kg\ m^{-2}\ s^{-1}}$*), de mayo a octubre. Período: 1979 –2017.*

relación fuente-receptor se utilizó el enfoque lagrangiano. Se utilizaron trayectorias lagrangianas hacia atrás en el tiempo para identificar las principales fuentes de humedad de cuatro subregiones en donde ocurre MSD en México (Fig. 3.17). Estas subregiones se eligieron tomando en cuenta áreas con diferentes tipos de MSD, en función de la región de MSD definida en la sección 3.1.3: la subregión del suroeste encierra una porción del área con MSD de agosto; la de la Península de Yucatán contiene una porción del área con MSD de julio, y las subregiones del noreste y sur incluyen porciones del área con MSD de julio-agosto (Fig. 3.17). La Fig. 3.18 muestra las climatologías mensuales, de mayo a octubre, del flujo de agua dulce integrado hacia atrás, considerando un lapso de 10 días antes de que las masas de aire arriben a cada una de las cuatro subregiones mencionadas. Las regiones evaporativas o fuentes de humedad (E – P $>$ 0) se muestran en tonos de amarillo y rojo, y las regiones sumideros de humedad (E – P $<$ 0) se muestran en tonos de azul.

El Mar Caribe sobresale como una importante fuente de humedad para las subregiones analizadas, cuasi-permanente durante el verano (Fig. 3.18), en correspondencia con los patrones de divergencia del VIMF en el enfoque euleriano (ver Fig. 3.16). Esta fuente evaporativa muestra una clara variabilidad intraestacional en su intensidad y extensión horizontal, con valores máximos en junio-julio y mínimos en octubre, mes en que se presenta como fuente de humedad sólo para las regiones del sur de México y la Península de Yucatán. El área evaporativa para el noreste de México y la Península de Yucatán presenta una estructura zonalmente alargada extendida hacia el oeste sobre el Mar Caribe. Además, el enfoque lagrangiano permitió identificar algunas diferencias entre las subregiones analizadas, por ejemplo, la contribución de humedad del Mar Caribe es más importante para la región sur

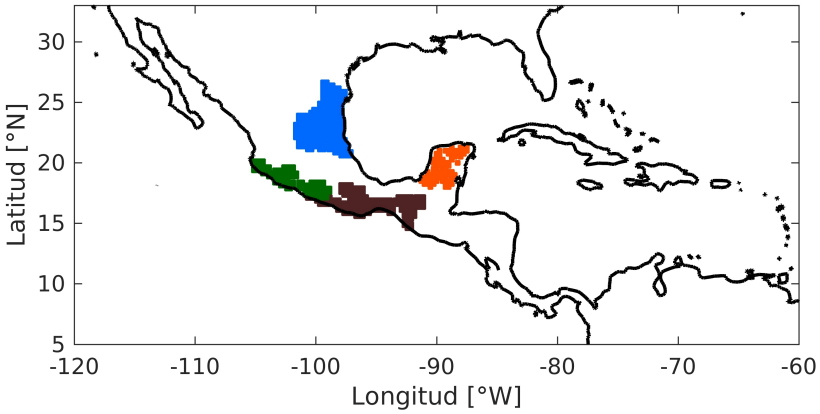

FIGURA 3.17: *Regiones con diferentes tipos de MSD según su duración: la Península de Yucatán con MSD de julio (naranja), la región suroeste de México con MSD de agosto (verde), y las regiones sur (marrón) y noreste (azul) con MSD de julio-agosto. Estas regiones se utilizaron para realizar con FLEXPART los experimentos hacia atrás en el tiempo.*

que para la región suroeste (Fig. 3.18). El Golfo de México también constituye una importante fuente de humedad para el noreste y el sur de México a principio y fin de la temporada (mayo y octubre), cuando la cuenca del Caribe alcanza su mínimo como fuente evaporativa.

El vapor de agua sobre la propia región del suroeste, es el principal proveedor de humedad para dicha región durante todo el verano. Las otras tres subregiones se presentan como sumideros de junio a septiembre, y la humedad sobre ellas mismas sólo es importante al comienzo y al término de la temporada de lluvias. En la región sur de México se observa, principalmente en julio y agosto, una estructura muy bien definida que se caracteriza por dos áreas pequeñas en las cuales la evaporación excede fuertemente a la precipitación y una tercera entre ellas donde ocurre lo opuesto (Fig. 3.18). Este patrón también se observa en los mapas de la divergencia del VIMF (ver Fig. 3.16), lo cual muestra consistencia entre ambos enfoques (euleriano y lagrangiano), y parece estar respondiendo a movimientos ascendentes y descendentes asociados a circulaciones directas en esa región. Finalmente, se identifica a la Península de Yucatán como fuente de humedad permanente de las regiones del noreste y sur de México, aunque con menor intensidad para esta última. Consistentemente, la divergencia del VIMF también señala a la Península de Yucatán como fuente evaporativa durante todo el verano (ver Fig. 3.16).

Es interesante señalar que el NETP no figura como una fuente de humedad climatológica para ninguna de las cuatro subregiones consideradas, excepto en mayo y junio cuando un área del Pacífico norte muy próxima a las costas mexicanas se identifica como fuente de humedad para las subregiones del suroeste y sur; para ésta última subregión también se identifica un área del Pacífico sur tropical como fuente de humedad en junio, septiembre y octubre. En general, la humedad que transportan los vientos alisios del sureste converge en la ITCZ, lo cual restringe su arribo al continente (Fig. 3.16).

Los procesos termodinámicos y dinámicos asociados con el CLLJ y con su variabilidad intraestacional influyen en la distribución de la lluvia de las regiones circundantes y ha sido

propuesto como mecanismo inhibidor de la convección y la precipitación durante el período de MSD (p.e., Wang, 2007; Herrera et al., 2015). Los resultados presentados en esta sección confirman el importante rol del Mar Caribe, y particularmente la región donde se ubica el núcleo del CLLJ (12.5° - 17.5° N, 70° - 80° W), como proveedor de humedad para la región de MSD en México. Esta consistencia observada entre el núcleo del CLLJ y la región con la ganancia máxima de humedad sobre el Mar Caribe concuerda con trabajos previos (Durán-Quesada et al., 2010). Por ello, en la siguiente sección se analiza el papel que juega el CLLJ como portador de humedad hacia la región de MSD en México, determinando las regiones sumidero de la humedad que transporta.

3.3.2. Transporte de humedad del CLLJ hacia México

Con el fin de rastrear el flujo de agua dulce que transporta el CLLJ hacia México, se analizaron las trayectorias lagrangianas hacia adelante en el tiempo partiendo de la región del núcleo del CLLJ (RE_{CLLJ} de aquí en adelante) (rectángulo discontinuo en la Fig. 3.19). La Fig. 3.19 muestra los patrones climatológicos mensuales, de mayo a octubre, del flujo de vapor de agua integrado 10 días hacia adelante después de que las masas de aire abandonan la RE_{CLLJ}, considerando el período de 1979 a 2017. En mayo y junio, la contribución de la RE_{CLLJ} a la precipitación en México cubre casi toda la región de MSD, excepto la Península de Yucatán. La precipitación asociada con la humedad de la RE_{CLLJ} alcanza valores máximos en algunas áreas del sur y el noreste de México. En julio y agosto, las regiones donde la evaporación excede la precipitación se extienden hacia el oeste, en comparación con el bimestre anterior (Fig. 3.19). En consecuencia, durante julio-agosto hay una menor contribución de la RE_{CLLJ} a la precipitación en la región de MSD en México, con la excepción de algunas áreas del centro y el suroeste, y del norte en agosto. En septiembre, las regiones sumideros de humedad se extienden nuevamente hacia el este, cubriendo nuevamente la mayor parte de la región de MSD en México, excepto la porción oriental de la Península de Yucatán. En octubre, la región sumidero de humedad asociada a la RE_{CLLJ} se localiza aún más hacia el este sobre el Mar Caribe occidental, siendo muy baja la contribución de humedad de la RE_{CLLJ} a la precipitación en la región de MSD. En conclusión, es precisamente durante julio-agosto, período de ocurrencia de la MSD en la mayor parte de México (Tabla 2), cuando disminuye el aporte de humedad proveniente de la RE_{CLLJ}.

La variabilidad intraestacional de los patrones de $(E - P)_{1\text{-}10}$ parece estar asociada al ciclo estacional del CLLJ en el verano. De mayo a julio, se observa una extensión gradual hacia el oeste del área donde la evaporación excede a la precipitación a medida que el CLLJ se intensifica, y en julio, cuando el CLLJ alcanza su máximo de intensidad, la contribución de humedad de la RE_{CLLJ} a la precipitación en la región de MSD en México es mínima. Esta intensidad máxima del CLLJ favorece el aumento de la evaporación y de la divergencia del flujo de humedad sobre la región de MSD, así como el transporte de humedad hacia fuera de la región de MSD (Figs. 3.16 y 3.19). Luego, la extensión hacia el este del área donde la precipitación excede a la evaporación, la cual cubre gran parte de la región de MSD en México, coincide con el debilitamiento del CLLJ en septiembre. En octubre, el CLLJ alcanza un mínimo y el transporte de humedad hacia el oeste es limitado.

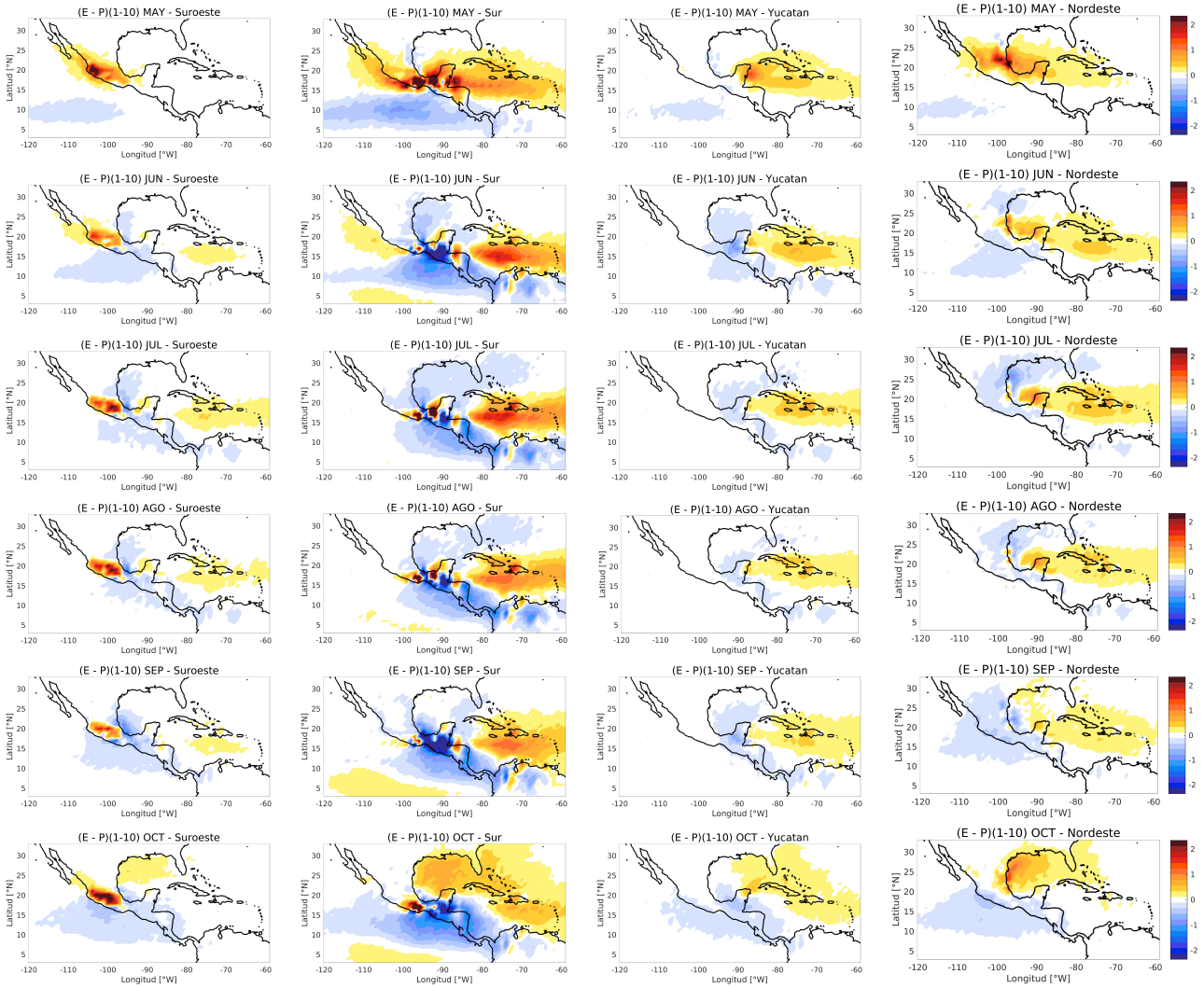

FIGURA 3.18: *Climatologías mensuales de $(E - P)$ (mm día^{-1}) integrados 10 días hacia atrás en el tiempo desde las cuatro subregiones de MSD en México (de izquierda a derecha): suroeste, sur, Península de Yucatán y noreste. Los resultados se muestran desde mayo (paneles superiores) hasta octubre (paneles inferiores) para el período 1979-2017. Los valores positivos (negativos) representan fuentes (sumideros) de humedad.*

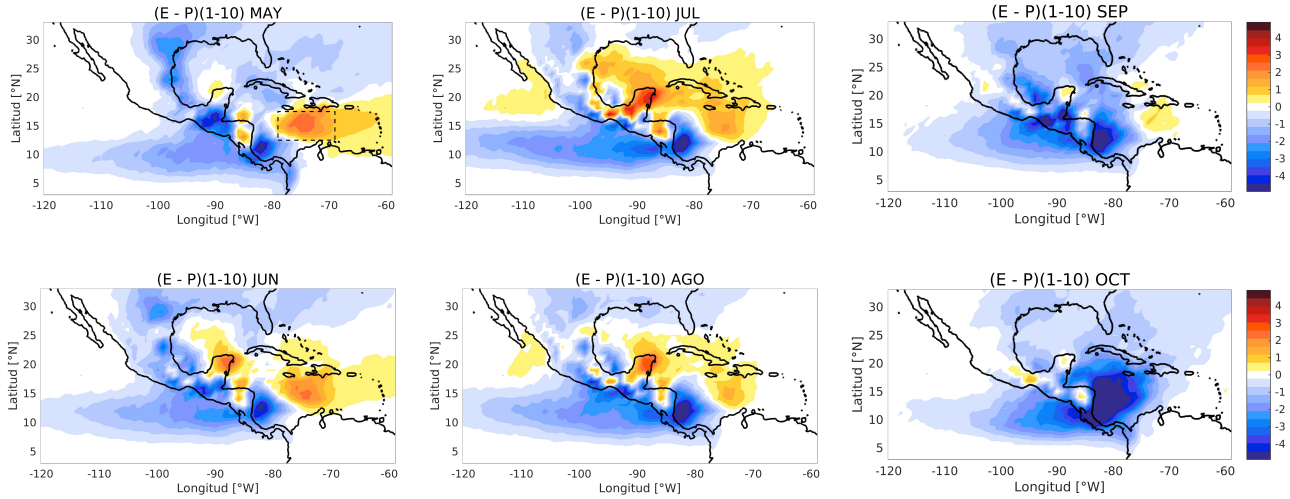

FIGURA 3.19: *Climatologías mensuales de $(E - P)$ (mm día^{-1}) integrados 10 días hacia adelante en el tiempo desde la región del núcleo del CLLJ (RE_{CLLJ}) de mayo a octubre para el período 1979-2017. Los valores negativos representan sumideros de humedad. El rectángulo discontinuo en el mapa de mayo señala la ubicación de la RE_{CLLJ} (∼ 12.5°-17.5°N, 70°-80°W) que se utilizó para realizar los experimentos hacia adelante en el tiempo con FLEXPART.*

Los resultados presentados en las secciones 3.3.1 y 3.3.2 muestran la importancia del Mar Caribe, y particularmente de la RE_{CLLJ}, como fuente de humedad para México y el papel clave del CLLJ en la ocurrencia de la MSD en México. Este último resultado, basado en la metodología aquí desarrollada, refuerza y sostiene los hallazgos de otros autores al respecto (Wang, 2007; Gamble y Curtis, 2008; Muñoz et al., 2008; Cook y Vizy, 2010; Martin y Schumacher, 2011b; Herrera et al., 2015; Hidalgo et al., 2015; Maldonado et al., 2016). Por otro lado, algunos estudios (p.e., Curtis y Gamble, 2016; Zhao et al., 2019), así como los resultados de esta investigación (sección 3.2), han mostrado que la MJO modula la MSD, mientras que otros han demostrado que la MJO modula el CLLJ (Martin y Schumacher, 2011a). El CLLJ varía significativamente entre las fases de la MJO, anomalías del oeste del viento superficial durante las fases 1 y 2 de la MJO desaceleran el CLLJ, mientras que anomalías del este durante las fases 5 y 6 lo fortalecen (Martin y Schumacher, 2011a). Sin embargo, a pesar de la clara influencia que ambos, la MJO y el CLLJ, ejercen sobre la MSD, la influencia conjunta MJO-CLLJ sobre la MSD no ha sido explorada aún. Por ello, a continuación se analiza la influencia de la MJO sobre el transporte de humedad del CLLJ hacia México.

3.3.3. La MJO y el transporte de humedad del CLLJ

Las partículas de aire advectadas desde la RE_{CLLJ} generalmente arriban a México a partir del segundo día desde que comienzan a desplazarse, y generalmente permanecen en la región donde ocurre la MSD hasta aproximadamente el sexto día (ver Fig. 5.14 de los Anexos). La separación en tiempo de las fases de la MJO es de aproximadamente 5-10 días durante un evento típico (Jones y Carvalho, 2011) y, por lo tanto, el uso de una ventana temporal muy

amplia (p.e. mayor a 10 días) no facilitaría la caracterización de la variabilidad del transporte de humedad asociada a la MJO. Por ello, el rango temporal para analizar el transporte de humedad desde la RE_{CLLJ} se limitó a una ventana promedio de 2-6 días. Las anomalías de $(E - P)_{2\text{-}6}$ representativas de los cambios netos de vapor de agua para cada fase de la MJO, se calcularon haciendo coincidir el último día del intervalo (día 6) con cada día activo de la MJO, tal como en Ordoñez et al. (2013).

Los compuestos mensuales de anomalías de $|(E - P)_{2\text{-}6} < 0|$ para la RE_{CLLJ} (obtenido a través del análisis de las trayectorias lagrangianas hacia adelante en el tiempo desde la RE_{CLLJ}) y del VIMF, se analizaron agrupando según las fases húmedas (Fig. 3.20) y las fases secas (Fig. 3.21) de la MJO para cada uno de los meses del verano (de mayo a octubre). Al comparar los compuestos de las Figs. 3.20 y 3.21 con los patrones de anomalías de precipitación de las Figs. 3.7 y 3.8, se observan estructuras similares, principalmente en la región sur de México. Esta consistencia sugiere que la variabilidad de la lluvia en México asociada a la MJO está muy relacionada con la influencia de esta oscilación en los flujos de humedad transportados por el CLLJ. Se debe señalar que $(E - P)_{2\text{-}6}$ no puede interpretarse como una medida de la precipitación. Sin embargo, si la RE_{CLLJ} es responsable de una porción significativa de la precipitación en la región de MSD en México y el período de viaje de las partículas entre 2 y 6 días es representativo de la advección de humedad hacia México, los patrones espaciales de $(E - P)_{2\text{-}6} < 0$ y de la precipitación para cada una de las fases de la MJO deben ser similares en dichas regiones (el noreste, la Península de Yucatán y el sur de México).

En general, las fases húmedas de la MJO (8, 1, 2) favorecen un aumento en la contribución de humedad de la RE_{CLLJ} a la precipitación en México, principalmente en el sur y en la Península de Yucatán (Fig. 3.20), mientras que las fases secas (4, 5, 6) inhiben dicha contribución (Fig. 3.21). La relación entre las fases secas de la MJO y las anomalías negativas de $|(E - P)_{2\text{-}6} < 0|$ está asociada, muy probablemente, a la intensificación del CLLJ durante estas fases (Martin y Schumacher, 2011a). Este fortalecimiento del CLLJ durante los meses de MSD, favorece el incremento de la evaporación (Fig. 3.21) y de la divergencia del flujo de humedad (Fig. 3.22) sobre la región de MSD, reforzando aún más la extensión hacia el oeste de las regiones donde la evaporación excede la precipitación. Por lo tanto, las fases secas de la MJO intensifican un patrón de circulación atmosférica que inhibe la precipitación asociada a la RE_{CLLJ} sobre la región de MSD (Fig. 3.21). Por otro lado, el CLLJ se debilita bajo la influencia de las fases húmedas de la MJO (Martin y Schumacher, 2011a), y así lo confirman las anomalías del oeste del VIMF que se obtienen durante estas fases (Fig. 3.23). Un CLLJ débil no favorece la extensión hacia el oeste de las regiones donde la evaporación excede la precipitación e incrementa la contribución de humedad de la RE_{CLLJ} a la precipitación durante el mínimo de MSD. La mayor contribución se obtiene sobre el sur de México, principalmente en julio durante la fase 2 y en agosto durante la fase 1, tal y como indican las fuertes anomalías positivas de $|(E - P)_{2\text{-}6} < 0|$ en dicha región (Fig. 3.20). Estos resultados son consistentes con los presentados en la sección 3.2, aunque las fases secas de la MJO son las más frecuentes durante el mínimo de MSD, en un determinado año la MJO puede influir sobre la MSD en el sentido opuesto.

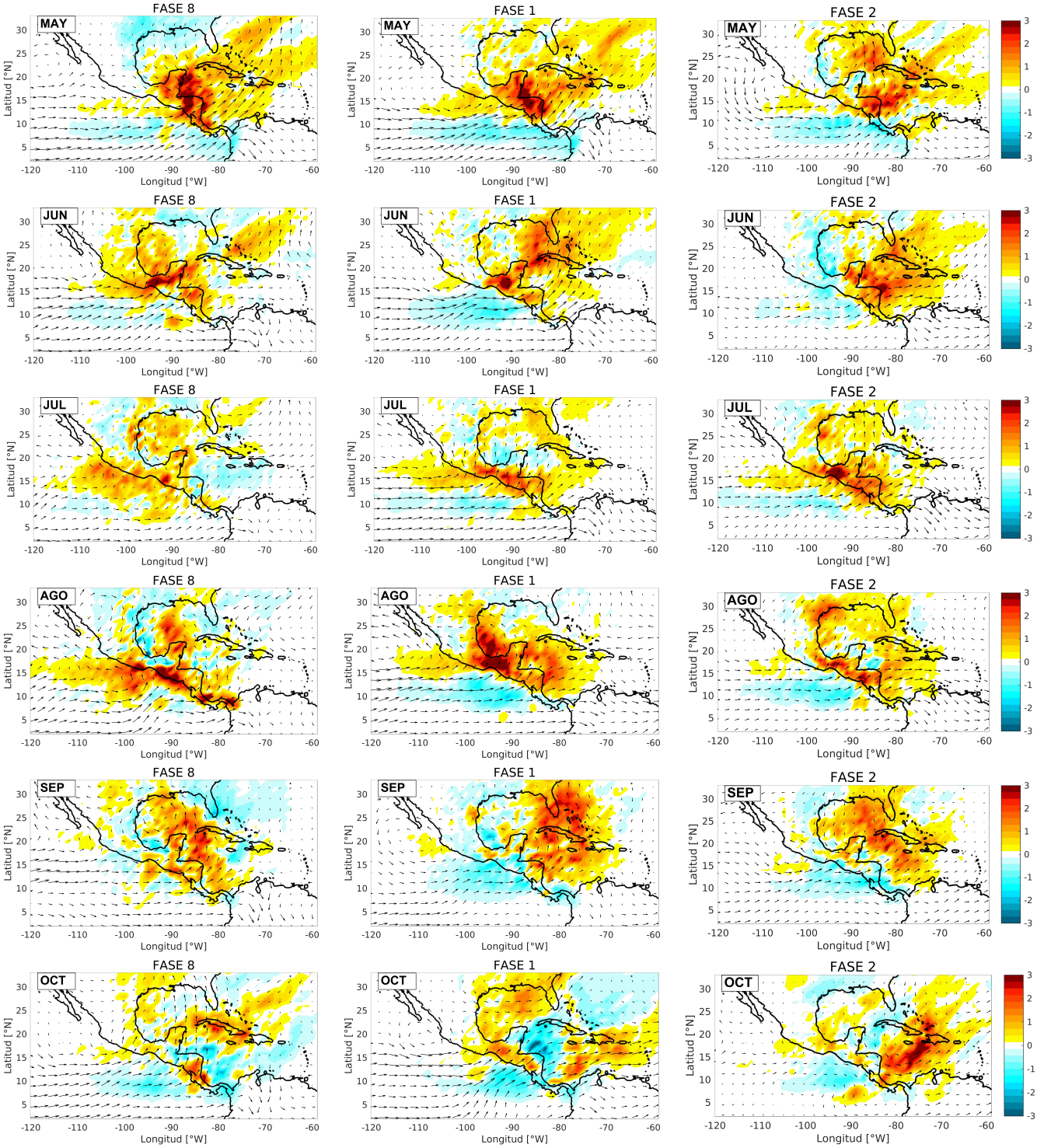

FIGURA 3.20: *Compuestos de anomalías de $|(E-P)<0|$ (áreas sombreadas, mm día^{-1}) integrado 2-6 días hacia adelante en el tiempo desde la región del núcleo del CLLJ y del flujo de humedad integrado en la vertical (vectores, kg m^{-1} s^{-1}), agrupados por fases húmedas MJO (8, 1, 2) de mayo (paneles superiores) a octubre (paneles inferiores).*

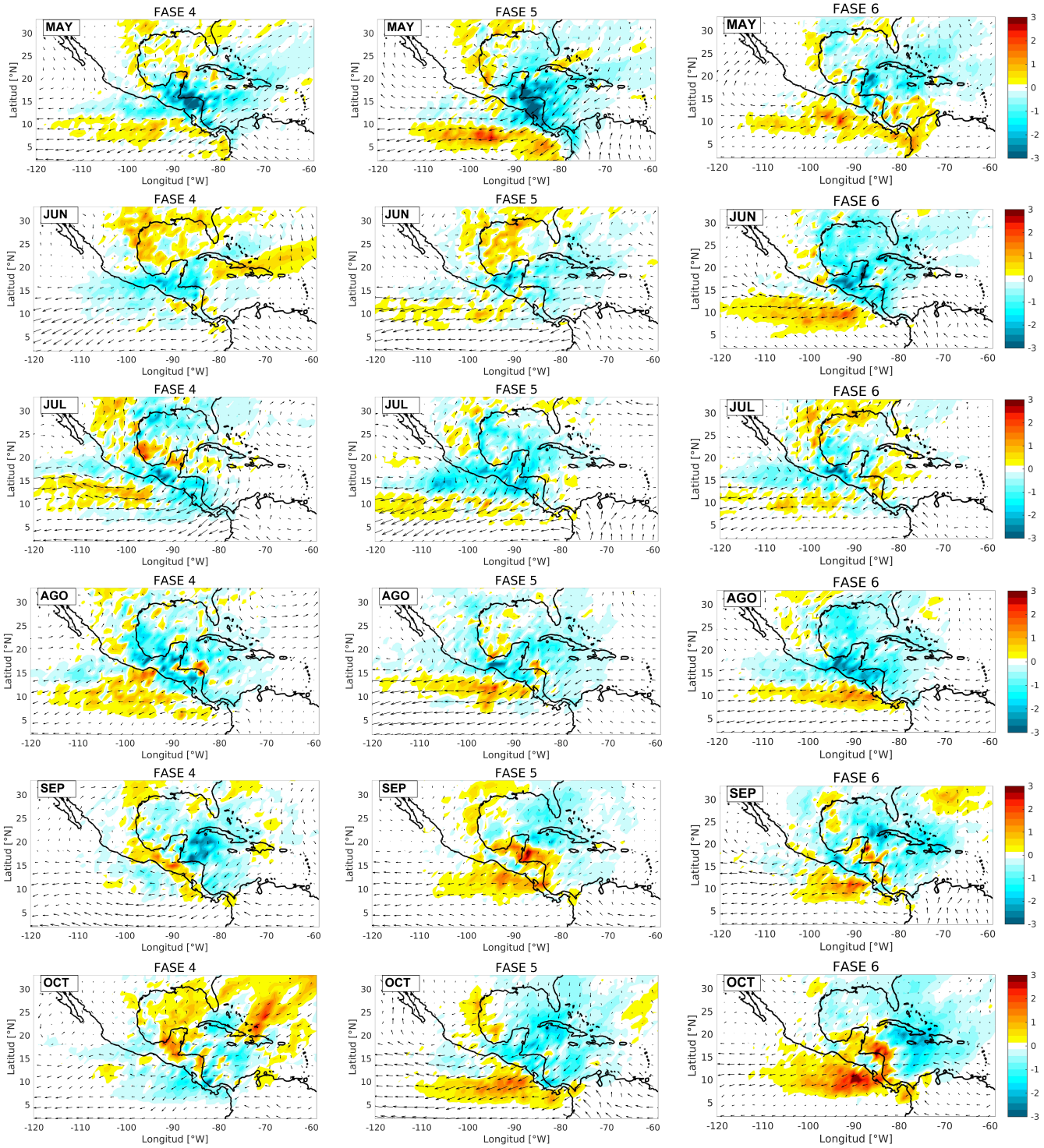

FIGURA 3.21: *Compuestos de anomalías de* $|(E-P)<0|$ *(áreas sombreadas, mm día*$^{-1}$*) integrado 2-6 días hacia adelante en el tiempo desde la región del núcleo del CLLJ y del flujo de humedad integrado en la vertical (vectores,* kg m^{-1} s^{-1}*), agrupados por fases secas MJO (4, 5, 6) de mayo (paneles superiores) a octubre (paneles inferiores).*

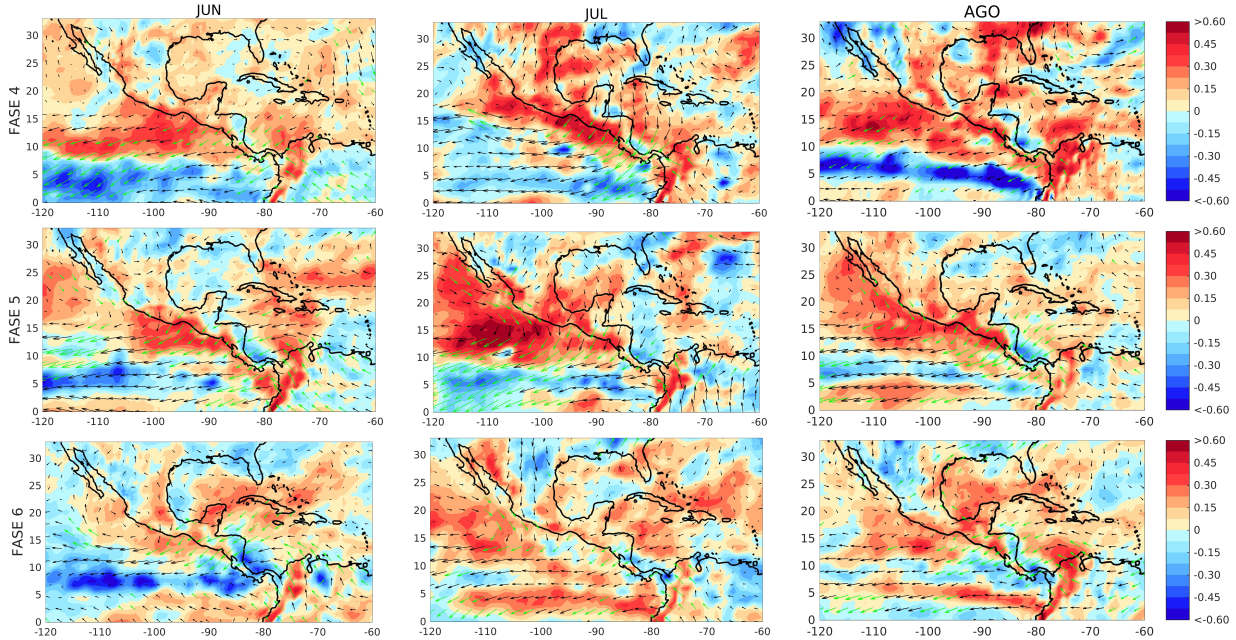

FIGURA 3.22: *Compuestos de anomalías del flujo de humedad integrado en la vertical (vectores,* $\mathrm{kg\ m^{-1}\ s^{-1}}$*), y de su divergencia asociada (sombreadas,* $\mathrm{kg\ m^{-2}\ s^{-1}}$*; anomalías positivas en rojo indican divergencia), para las fases secas de la MJO (4, 5, 6) de junio a agosto (meses del MIN). Período: 1979-2017.*

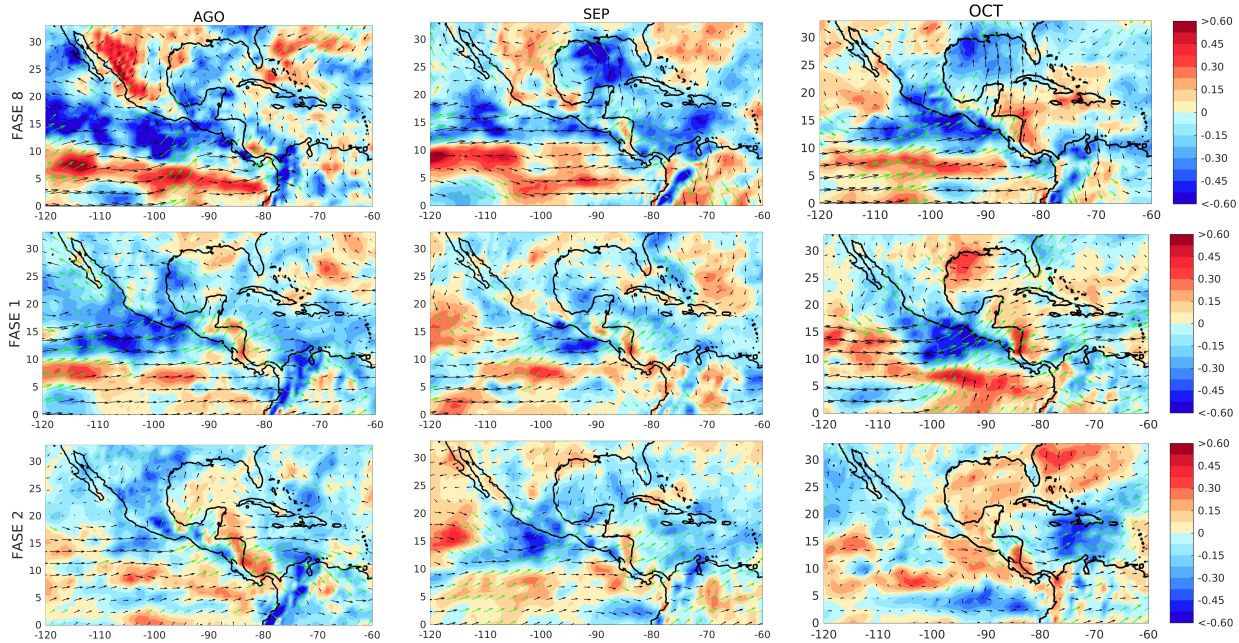

FIGURA 3.23: *Compuestos de anomalías del flujo de humedad integrado en la vertical (vectores,* $\mathrm{kg\ m^{-1}\ s^{-1}}$*), y de su divergencia asociada (sombreadas,* $\mathrm{kg\ m^{-2}\ s^{-1}}$*; anomalías negativas en azul indican convergencia), para las fases húmedas de la MJO (8, 1, 2) de agosto a octubre (meses del MAX2). Período: 1979-2017.*

Anomalías negativas de $|(E - P)_{2\text{-}6} < 0|$ se obtuvieron, en general, sobre el NETP bajo la influencia de las fases 1 y 2 de la MJO (Fig. 3.20), aún cuando se observan valores climatológicos negativos de $(E - P)_{1\text{-}10}$ sobre dicha región (ver Fig. 3.19). Además, se obtuvieron fuertes anomalías positivas de $|(E - P)_{2\text{-}6} < 0|$ sobre los Mares Intra-americanos durante estas fases de la MJO, aún cuando el patrón climatológico de $(E - P)_{1\text{-}10}$ no muestra una contribución de humedad de la RE_{CLLJ} en dicha región (excepto en la costa caribeña de la mitad sur de Centroamérica)(ver Fig. 3.19). Estos resultados indican que las anomalías del oeste-suroeste del VIMF impuestas por las fases húmedas de la MJO (Fig. 3.23) retienen la humedad de la RE_{CLLJ} sobre los Mares Intra-americanos, impidiendo su transporte hasta el NETP. Por lo tanto, las fuertes anomalías positivas de lluvia que se obtienen sobre el NETP en septiembre bajo la influencia de las fases húmedas de la MJO (Fig. 3.7) están asociadas a la propia inestabilidad de la MJO.

En resumen, los resultados de esta sección muestran que la dinámica del CLLJ produce una menor precipitación durante julio y agosto con respecto a los meses de inicio y fin del período en gran parte de la región de MSD, y que la MJO modula el transporte de humedad desde la RE_{CLLJ} hacia México. Como ya se ha mencionado, existe una importante variabilidad espacial de la MSD en México. Esta característica ha sido utilizada previamente como argumento para descartar una relación causa-efecto entre la MJO y la MSD, dado que no se esperaría que un patrón de gran escala (tal como la MJO) afecte solamente algunas áreas de México y CA (Magaña y Caetano, 2005). Sin embargo, los resultados aquí presentados muestran una notable variabilidad espacial en la influencia de la MJO sobre el transporte de humedad desde la RE_{CLLJ} durante los meses de lluvia. Por ejemplo, se observan anomalías positivas de $|(E - P)_{2\text{-}6} < 0|$ en la región sur de México y negativas en el NETP bajo la influencia de las fases 1 y 2 de la MJO. No obstante, este estudio no sustenta una relación causa-efecto MJO-MSD, pero sí afirma que la MJO modula la intensidad y duración de la MSD en México.

En aras de comprender mejor esta variabilidad espacial de la MSD, se diseñó un último experimento que explora la posible influencia de la MJO en el transporte de humedad desde el NETP hacia la región del suroeste de México, que es presentado en la siguiente sección.

3.3.4. La MJO y el transporte de humedad desde el NETP

Para esta parte del estudio, se utilizaron las trayectorias lagrangianas hacia atrás en el tiempo desde la región del suroeste de México y se analizaron los compuestos mensuales de anomalías de $(E - P)_{1\text{-}6} > 0$ agrupados según las fases de la MJO para los meses de mayo a octubre. A partir de este análisis, un área de anomalías positivas sobre el NETP emerge en julio como fuente de humedad de la región del suroeste de México bajo la influencia de las fases 1 y 2 de la MJO (Fig. 3.24, paneles superiores). Posteriormente, se ejecutó FLEXPART hacia adelante en el tiempo desde esta área del NETP (la región encuadrada en los paneles superiores de la Fig. 3.24) para julio, considerando el período 1979-2017. Por lo general, las partículas de aire advectadas desde la región del NETP arriban a la región del suroeste de México desde el primer día en que las partículas comienzan a desplazarse, y permanecen en la región del suroeste de México aproximadamente hasta el sexto día (ver Fig. 5.15 de los

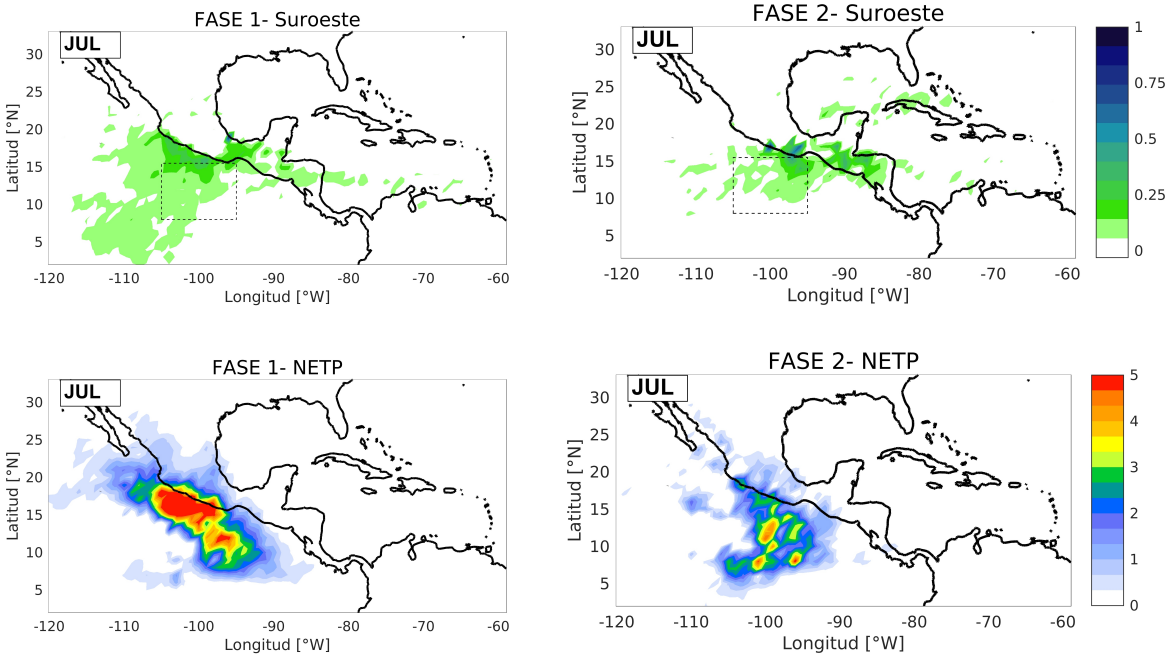

FIGURA 3.24: *Anomalías positivas de $(E-P) > 0$ (mm día^{-1}) integrados 1-6 días hacia atrás en el tiempo desde la región suroeste de México para las fases 1 y 2 de la MJO en julio (paneles superiores; las áreas sombreadas representan fuentes de humedad). Anomalías positivas de $|(E-P) < 0|$ (mm día^{-1}) integrados 1-6 días hacia adelante en el tiempo desde la región del NETP para las fases 1 y 2 de la MJO en julio (paneles inferiores; las áreas sombreadas representan sumideros de humedad).*

Anexos). Por tanto, se calculó el flujo de vapor de agua integrado durante los días 1 a 6 desde que las partículas de aire abandonan la región del NETP, y se calcularon los compuestos de anomalías de $|(E - P)_{1\text{-}6} < 0|$ (los cuales indican sumideros de humedad) para las fases 1 y 2 de la MJO.

En julio, y bajo la influencia de las fases 1 y 2 de la MJO, se obtienen anomalías positivas de $|(E - P)_{1\text{-}6} < 0|$ sobre la región del suroeste de México y sus costas al océano Pacífico (Fig. 3.24, paneles inferiores). Por tanto, las fases 1 y 2 de la MJO, que son además las fases más frecuentes durante el MAX1 en esta región (ver Fig. 3.15), contribuyen a las precipitaciones de julio en el suroeste de México, favoreciendo así la ocurrencia del MAX1 en esta región en donde se presenta la MSD en agosto.

4 Conclusiones

En este estudio se investiga la influencia del principal modo de variabilidad intraestacional en los trópicos, la Oscilación Madden-Julian (MJO), sobre la precipitación de verano en México. Se brinda especial interés en el análisis de la influencia de la MJO sobre el patrón bimodal de la lluvia, por ser una característica del ciclo estacional de la precipitación en gran parte del país.

Utilizando la base de datos de precipitación CHIRPS, la cual tiene una muy alta resolución espacial ($0.05^\circ \times 0.05^\circ$), se redefinieron las regiones de México en donde ocurre la sequía de medio verano (MSD). Se evaluó el desempeño de la base CHIRPS para reproducir los patrones espaciales de la MSD en México comparándolos con los obtenidos a partir de los datos de las estaciones climatológicas del SMN. La señal de la MSD se identificó en un 42 % de las 2150 estaciones analizadas, localizadas principalmente en la mitad sur y la parte oriental del territorio mexicano (Fig. 3.2). Similar a estudios previos, se identificaron cuatro casos de MSD: la MSD cuya señal se presenta ya sea en julio o en agosto (MSD de 1 mes); aquella cuya señal se presenta en julio y agosto (MSD de 2 meses), y la que se presenta de junio a agosto (MSD de 3 meses) (Fig. 3.2). Sólo en el 2.3 % del total de estaciones se identificó una MSD de 3 meses, encontrándose confinadas en la región noreste del país. En general, los sitios con MSD de julio se ubican al este de los sitios con MSD de agosto, lo cual indica una posible migración de la MSD hacia el oeste (Fig. 3.4).

Los datos de CHIRPS interpolados a los puntos geográficos de las estaciones del SMN ($\text{CHIRPS}_{\text{SMN}}$), mostraron un desempeño aceptable para reproducir los valores climatológicos de los acumulados de precipitación estacionales en México (Fig. 3.1) y, en particular, la MSD. En general, $\text{CHIRPS}_{\text{SMN}}$ representó adecuadamente las características del patrón espacial de la MSD en México, tanto en términos de su duración como de su intensidad (Figs. 3.2 y 3.3). Por ello, se procedió a utilizar los datos de alta resolución de CHIRPS para obtener una representación espacial más detallada de la MSD en México (Fig. 3.4), permitiendo el análisis del comportamiento de la MSD en regiones donde el número de estaciones es insuficiente o donde las series de tiempo presentan muchos datos faltantes. En este sentido, se identificaron nuevos sitios con ocurrencia de MSD, ubicados principalmente en el norte y sureste de México donde la baja densidad de estaciones del SMN impidió la identificación de su señal. La compleja estructura espacial que se obtiene con CHIRPS incluye pequeñas regiones aisladas que muestran ocurrencia de la MSD, principalmente en la región norte del país (Fig. 3.4); sin embargo, las estaciones del SMN también muestran una alta variabilidad espacial, detectándose estaciones ubicadas muy próximas entre sí con patrones diferentes del ciclo estacional de la precipitación (Fig. 3.2).

Los patrones espaciales de la intensidad de la MSD se obtuvieron mediante el cálculo de tres índices: el índice de sequía relativa (SR), creado por MG66, y los índices de porcentaje disminuido (PD) y de porcentaje acumulado (PA), que complementan la información brindada por el primero. Los patrones obtenidos con los índices SR y PD fueron muy similares entre sí, mientras que el índice PA mostró menos sitios con MSD moderada y fuerte (Fig. 3.5). El índice PA enriqueció el análisis de la intensidad de la MSD en México, particularmente en regiones donde la precipitación acumulada durante el período de MSD es muy baja respecto al acumulado total de los meses del verano. El índice PD es probablemente una opción más útil para obtener información puntual sobre la disminución relativa de los acumulados de precipitación durante el mes (o meses) de MSD. El análisis de la intensidad de la MSD mostró que ésta es principalmente débil (Fig. 3.5). No obstante, en áreas donde la MSD es débil desde el punto de vista climatológico, puede ocurrir una MSD moderada o fuerte en algunos años, o viceversa (Fig. 3.6). La MSD más intensa se observa principalmente en el noreste del país, donde se identificó la MSD de 3 meses y donde los acumulados de precipitación del verano son menores que los observados en el sur de México.

La identificación de las características espaciales y temporales de la MSD en México, incluyendo la identificación del primer (MAX1) y segundo (MAX2) máximos de lluvia y del mínimo relativo durante el período de MSD (MIN), fue esencial para realizar el análisis de la influencia de la MJO en el patrón bimodal de la precipitación. El impacto de la MJO sobre el MIN y el MAX2 es uno de los resultados más importantes de este estudio, los cuales muestran que las fases secas (húmedas) de la MJO son las más frecuentes durante el MIN (MAX2) en la región de MSD en México (Fig. 3.11). Por lo tanto, la MJO influye en el patrón estacional de la precipitación a través de una inhibición (intensificación) de la convección y la precipitación durante el MIN (MAX2). Por otra parte, los resultados sugieren que la MJO no favorece la convección y la precipitación durante el MAX1 sino que las suprime en gran parte de la región de MSD, excepto en la región del suroeste de México en donde la MSD ocurre en agosto (Fig. 3.15). Los ciclones tropicales pudieran ser la razón de la fuerte asociación entre la MJO y el MAX2, en comparación con el MAX1 (en la Fig. 3.12, ver de agosto a octubre las anomalías ciclónicas sobre los océanos).

La influencia de la MJO sobre el MIN y el MAX2 está asociada con patrones de la circulación atmosférica que imponen anomalías de altura geopotencial, de viento y de transporte de humedad en distintos niveles de la atmósfera (Figs. 3.12 y 3.13). Esos patrones de anomalías restringen (durante el MIN, cuando las fases secas son las más frecuentes) o favorecen (durante el MAX2, cuando las fases húmedas son las más frecuentes) la advección de humedad hacia las regiones donde ocurre la MSD en México. Sin embargo, en un año determinado, la MJO puede tener un impacto opuesto, es decir, las fases húmedas de la MJO (1 y 2) pueden favorecer la precipitación durante el MIN (ver en la Fig. 3.12 las fuertes anomalías del oeste sobre el NETP durante estas fases en agosto), o las fases secas (4–6) pueden inhibir la precipitación durante el MAX2 (ver en la Fig. 3.13 las fuertes anomalías del este sobre el NETP durante estas fases en agosto). Por lo tanto, aunque la variabilidad intraestacional

de la precipitación está influenciada por cambios en los patrones convectivos y de circulación asociados con la propagación hacia el este de la MJO, el patrón exhibe una variabilidad regional y temporal (Figs. 3.7-3.9).

El análisis realizado utilizando el modelo lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART para identificar las regiones que aportan humedad a distintas subregiones donde se presenta la MSD en México, mostró que la región del núcleo del CLLJ (RE_{CLLJ}) es una de las fuentes de humedad más importantes durante la mayor parte del verano (Fig. 3.18), excepto para la subregión localizada en el suroeste de México. La variabilidad intraestacional de la intensidad de esta fuente evaporativa está estrechamente relacionada con la variabilidad intraestacional del CLLJ, observándose una consistencia entre el núcleo del CLLJ y la región con la ganancia máxima de humedad sobre el Mar Caribe. Los resultados del análisis del transporte de vapor de agua desde la RE_{CLLJ} hacia México, muestran que en julio y agosto, cuando el CLLJ se intensifica (Wang, 2007), las regiones donde la evaporación excede la precipitación presentan una extensión hacia el oeste sobre México (Fig. 3.19). Esto indica que la contribución de la RE_{CLLJ} a la precipitación sobre la región de MSD en México es mínima en estos meses, coincidiendo justamente con la ocurrencia de la MSD. Por el contrario, en septiembre, cuando el CLLJ se debilita (Wang, 2007), la contribución de la RE_{CLLJ} a la precipitación se incrementa, cubriendo la región de MSD en México (Fig. 3.19) y favoreciendo la ocurrencia del segundo máximo de lluvia. Los resultados de este análisis concuerdan con estudios previos que señalan la importancia de la variabilidad temporal del CLLJ, y de los procesos dinámicos asociados, como elemento crucial para explicar la MSD en la región (p.e. Wang, 2007; Cook y Vizy, 2010; Martin y Schumacher, 2011a; Herrera et al., 2015; Hidalgo et al., 2015). Sin embargo, estos estudios se centran en la influencia del CLLJ sobre la MSD del Caribe, CA y el sur de México, sin considerar toda la región donde ocurre la MSD en México como se hizo en la presente investigación.

Otro resultado importante de este estudio es que la MJO modula el transporte de humedad desde la RE_{CLLJ} hacia la región de MSD en México (Figs. 3.20 y 3.21). Además, la variabilidad intraestacional de la lluvia en la región de MSD, especialmente en la región sur, está directamente relacionada con la modulación por parte de la MJO de la humedad transportada por el CLLJ. Durante los meses de MSD, las fases secas de la MJO (4, 5 y 6), que son las más frecuentes durante el MIN, imponen una disminución en la contribución de humedad proveniente de la RE_{CLLJ} hacia la región de MSD (ver Fig. 3.21). La intensificación del CLLJ bajo la influencia de las fases secas de la MJO favorece el aumento de la evaporación, por lo que durante estas fases se refuerza aún más la antes mencionada extensión hacia el oeste de las regiones donde la evaporación excede la precipitación (Fig. 3.21). Por otro lado, dado que el CLLJ se debilita bajo la influencia de las fases húmedas de la MJO (8, 1 y 2) (Martin y Schumacher, 2011a), las regiones donde la evaporación excede la precipitación no presentarían la extensión hacia el oeste durante éstas, presentándose un aumento de la contribución de humedad desde la RE_{CLLJ} a la precipitación en México durante el MIN (Fig. 3.20).

El análisis del transporte de humedad del CLLJ hacia la región de MSD en México y de la influencia que la MJO ejerce sobre dicho transporte, sugiere una relación MJO-CLLJ-MSD

que permite comprender mejor la variabilidad de la MSD en México. La estacionalidad de los vientos del este de niveles bajos del CLLJ y la influencia de la MJO tanto en el CLLJ como en la MSD, son aspectos cruciales de la relación propuesta en este estudio entre los tres fenómenos. El esquema de la Fig. 4.1 representa de manera muy simplificada este mecanismo MJO-CLLJ-MSD propuesto. Además, los resultados muestran que la MJO también está influyendo sobre el primer máximo de lluvia en la región del suroeste de México, a través del aumento del suministro de humedad desde el NETP durante las fases 1 y 2 (Fig. 3.24).

A pesar de la variabilidad de la señal, este análisis proporciona una referencia valiosa sobre el impacto de cada fase dentro de un ciclo de la MJO sobre la precipitación de cada mes del verano (de mayo a octubre) sobre la región de estudio, contribuyendo a una mejor comprensión de la variabilidad intraestacional de las lluvias en México. La relación MJO-CLLJ-MSD identificada, profundiza los conocimientos actuales sobre la variabilidad del patrón estacional de la precipitación en la región de MSD en México. Todo lo anterior puede ser utilizado para mejorar potencialmente los pronósticos extendidos, ya que la MJO se puede pronosticar con 2 o 3 semanas de anticipación una vez que un evento ha comenzado (Waliser et al., 2003).

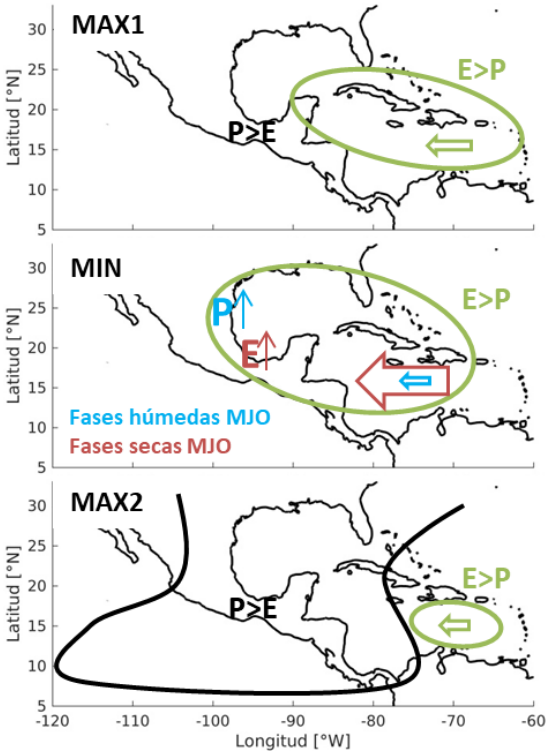

FIGURA 4.1: *Esquema simplificado del mecanismo propuesto MJO-CLLJ-MSD. Los colores verde y negro indican las condiciones promedio. Las elipses verdes indican el área donde la evaporación excede la precipitación (E >P); contrariamente, la curva negra encierra el área donde la precipitación excede la evaporación (P >E). Las anomalías asociadas a la MJO durante el MIN se indican, en rojo para representar la influencia de sus fases secas (reforzamiento de las condiciones promedio, anomalías negativas de precipitación en la región de MSD), y en azul para representar la influencia de sus fases húmedas (debilitamiento de las condiciones promedio, anomalías positivas de precipitación en la región de MSD). El tamaño de las flechas gruesas indica las anomalías del CLLJ asociado a la MJO.*

5 Anexo

Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para las fases húmedas de la MJO, tomando en cuenta solo los días de **MJO activa** (MJO A; $1 \leq RMM < 1.5$) (Fig. 5.1) y los días de **MJO muy activa** (MJO MA; $1.5 \leq RMM < 2.5$) (Fig. 5.6).

Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para las fases secas de la MJO, tomando en cuenta solo los días de **MJO activa** (MJO A; $1 \leq RMM < 1.5$) (Fig. 5.2) y los días de **MJO muy activa** (MJO MA; $1.5 \leq RMM < 2.5$) (Fig. 5.7).

Compuestos de anomalías estandarizadas de precipitación para las fases de transición de la MJO, tomando en cuenta solo los días de **MJO activa** (MJO A; $1 \leq RMM < 1.5$) (Fig. 5.3) y los días de **MJO muy activa** (MJO MA; $1.5 \leq RMM < 2.5$) (Fig. 5.8).

Compuestos de anomalías estandarizadas de hgt en 500 hPa (contornos), del viento en 850 hPa y de ω en 300 hPa (áreas sombreadas), en los meses del MAX2, para las fases húmedas de la MJO tomando en cuenta solo los días de **MJO activa** (MJO A; $1 \leq RMM < 1.5$) (Fig. 5.4) y los días de **MJO muy activa** (MJO MA; $1.5 \leq RMM < 2.5$) (Fig. 5.9).

Compuestos de anomalías estandarizadas de hgt en 500 hPa (contornos), del viento en 850 hPa y de ω en 300 hPa (áreas sombreadas), en los meses del MIN, para las fases secas de la MJO tomando en cuenta solo los días de **MJO activa** (MJO A; $1 \leq RMM < 1.5$) (Fig. 5.5) y los días de **MJO muy activa** (MJO MA; $1.5 \leq RMM < 2.5$) (Fig. 5.10).

Compuestos de anomalías estandarizadas de hgt en 500 hPa (contornos), del viento en 850 hPa y de ω en 300 hPa (áreas sombreadas), para las fases húmedas de la MJO y los meses del MAX2, **según los datos del ERA-Interim** (Fig. 5.11).

Compuestos de anomalías estandarizadas de hgt en 500 hPa (contornos), del viento en 850 hPa y de ω en 300 hPa (áreas sombreadas), para las fases secas de la MJO y los meses del MIN, **según los datos del ERA-Interim** (Fig. 5.12).

Compuesto de anomalías estandarizadas de hgt en 500 hPa (contornos), del viento en 850 hPa y de ω en 300 hPa (áreas sombreadas), **para agosto durante la fase 7 de la MJO** (Fig. 5.13).

Climatologías mensuales de $(E-P)$ (mm día^{-1}) para 1, 3, 5, 7 y 9 días hacia adelante en el tiempo desde que las partículas de aire abandonan la región del núcleo del CLLJ (RE_{CLLJ}), para los meses de mayo a octubre. Período: 1979-2017 (Fig. 5.14).

Climatologías mensuales de $(E-P)$ (mm día^{-1}) del día 1 al día 9 desde que las partículas de aire abandonan la región evaporativa del NETP, para el mes de julio. Período: 1979-2017 (Fig. 5.15).

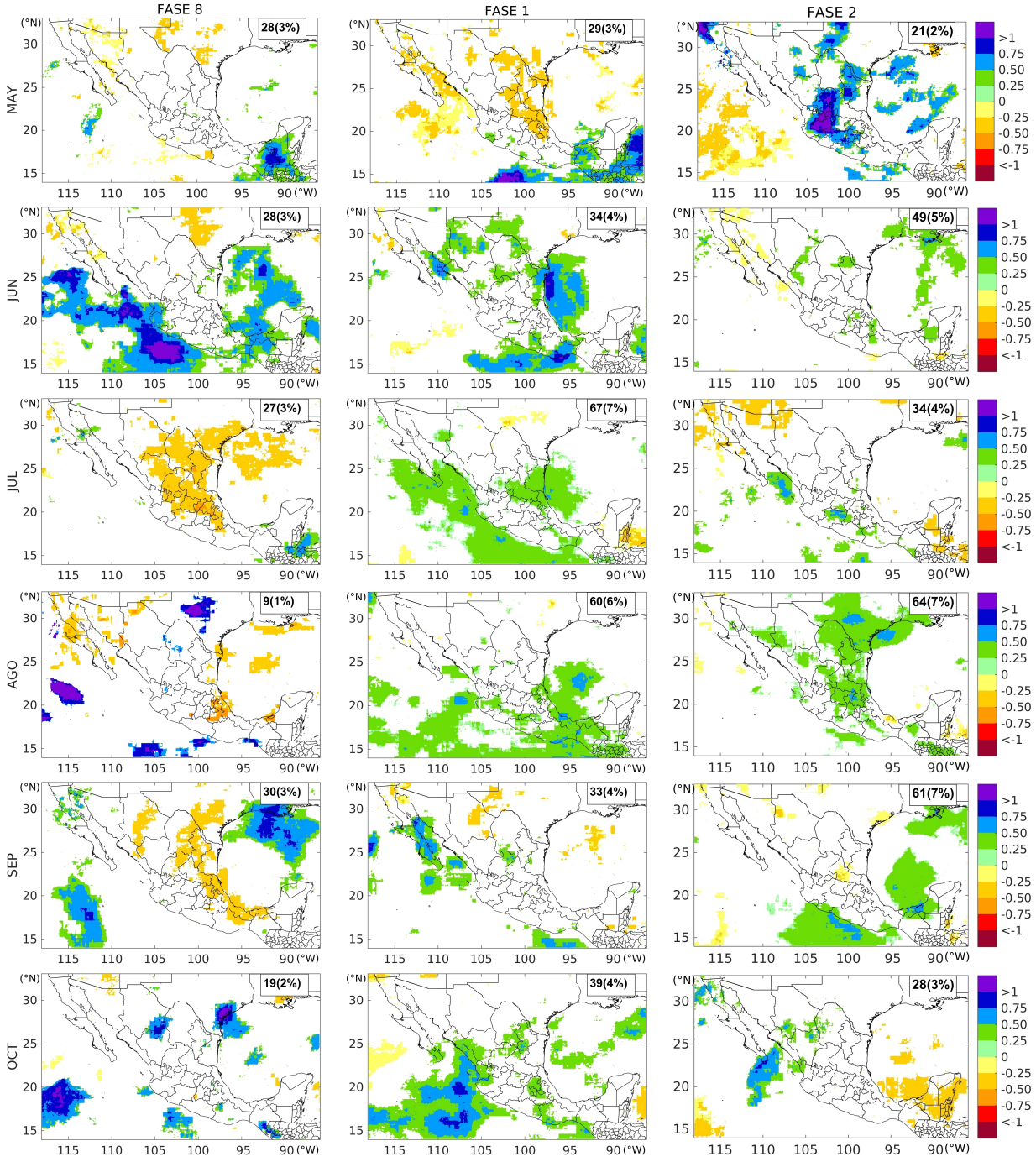

FIGURA 5.1: *Ídem a Fig. 3.7, para los días de MJO activa (MJO A;* $1 \leq RMM < 1.5$*)*

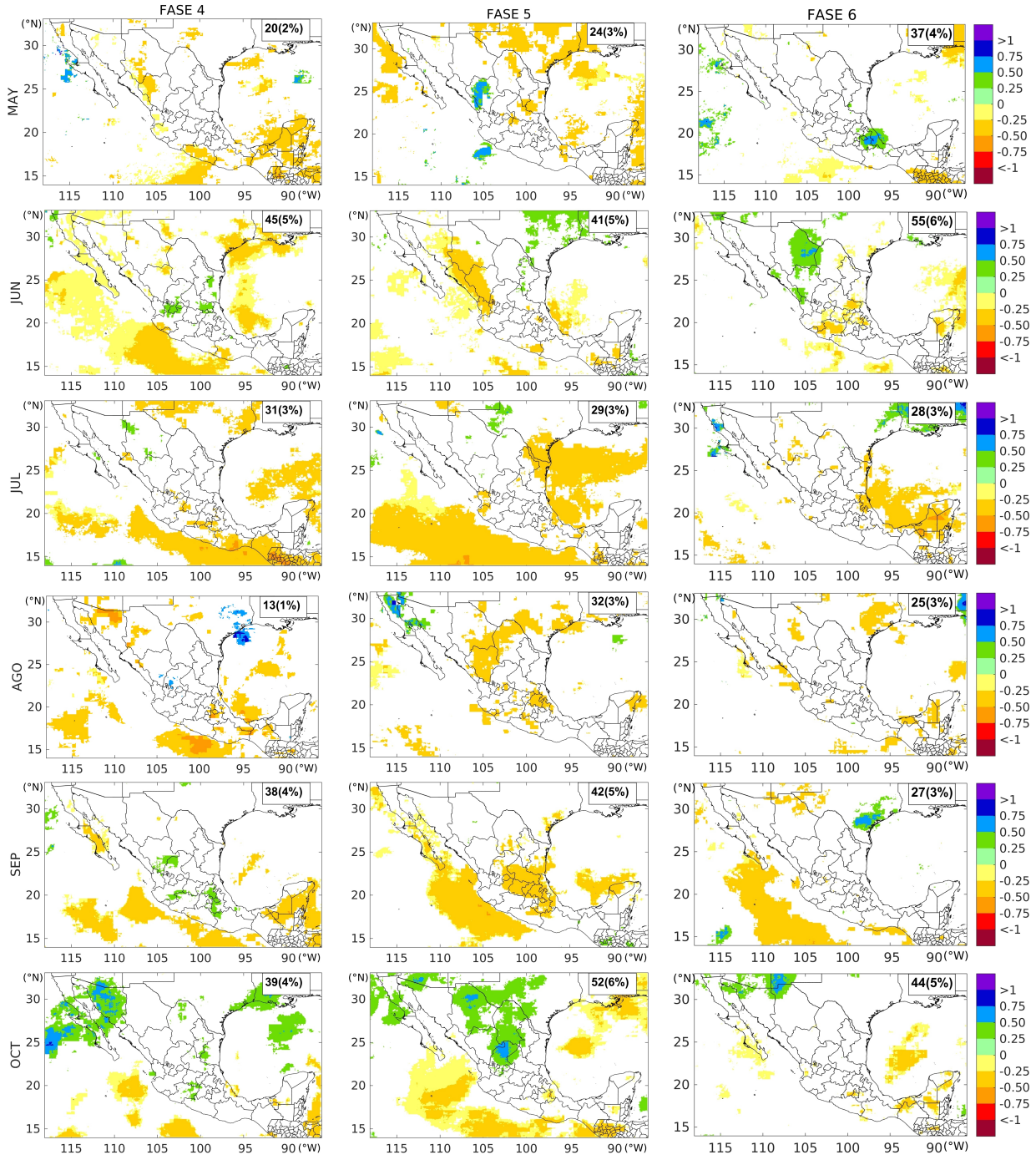

FIGURA 5.2: *Ídem a Fig. 3.8, para los días de MJO activa (MJO A;* $1 \leq RMM < 1.5$*)*

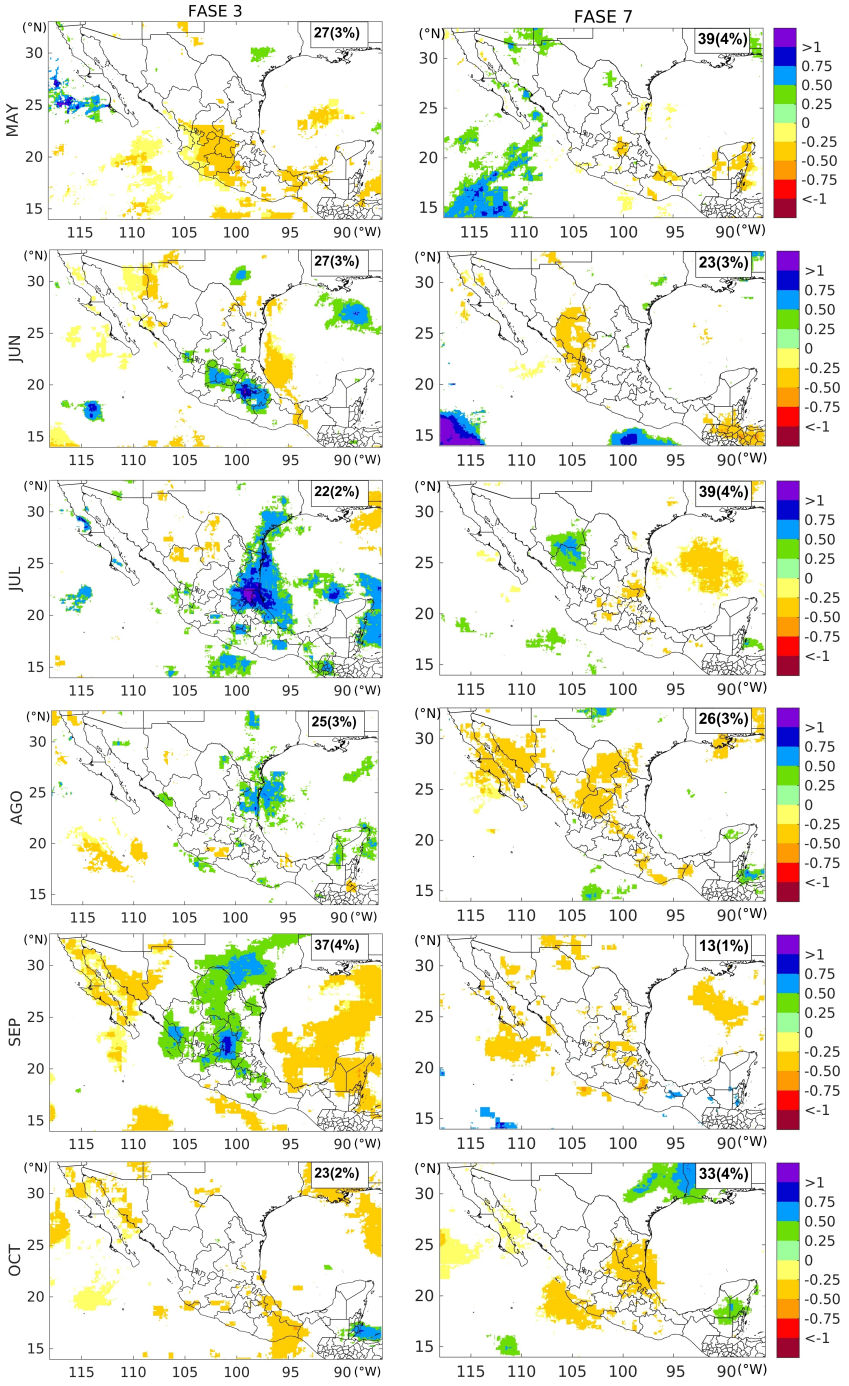

FIGURA 5.3: *Ídem a Fig. 3.9, para los días de MJO activa (MJO A;* $1 \leq RMM < 1.5$*)*

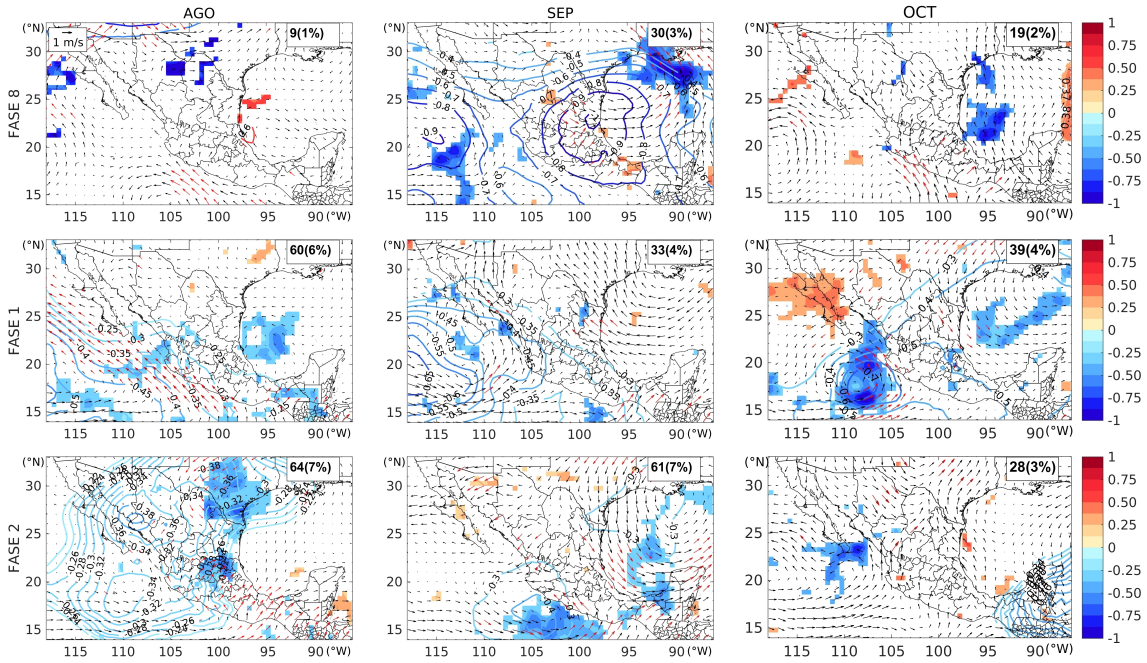

FIGURA 5.4: *Ídem a Fig. 3.12, para los días de MJO activa (MJO A;* $1 \leq RMM < 1.5$*)*

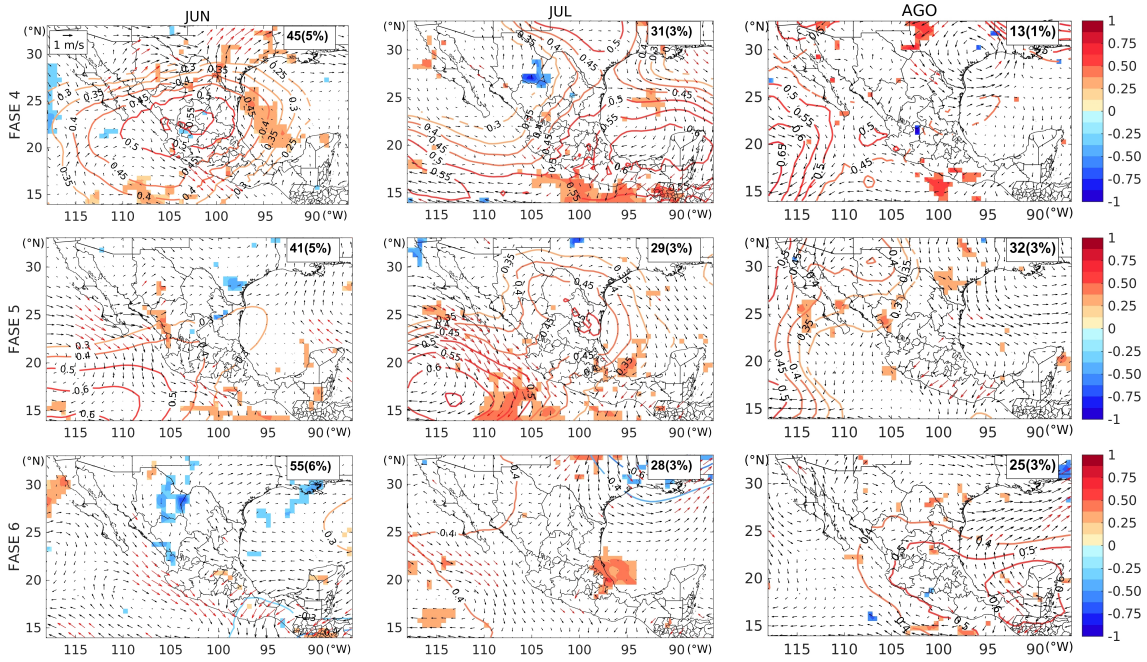

FIGURA 5.5: *Ídem a Fig. 3.13, para los días de MJO activa (MJO A;* $1 \leq RMM < 1.5$*)*

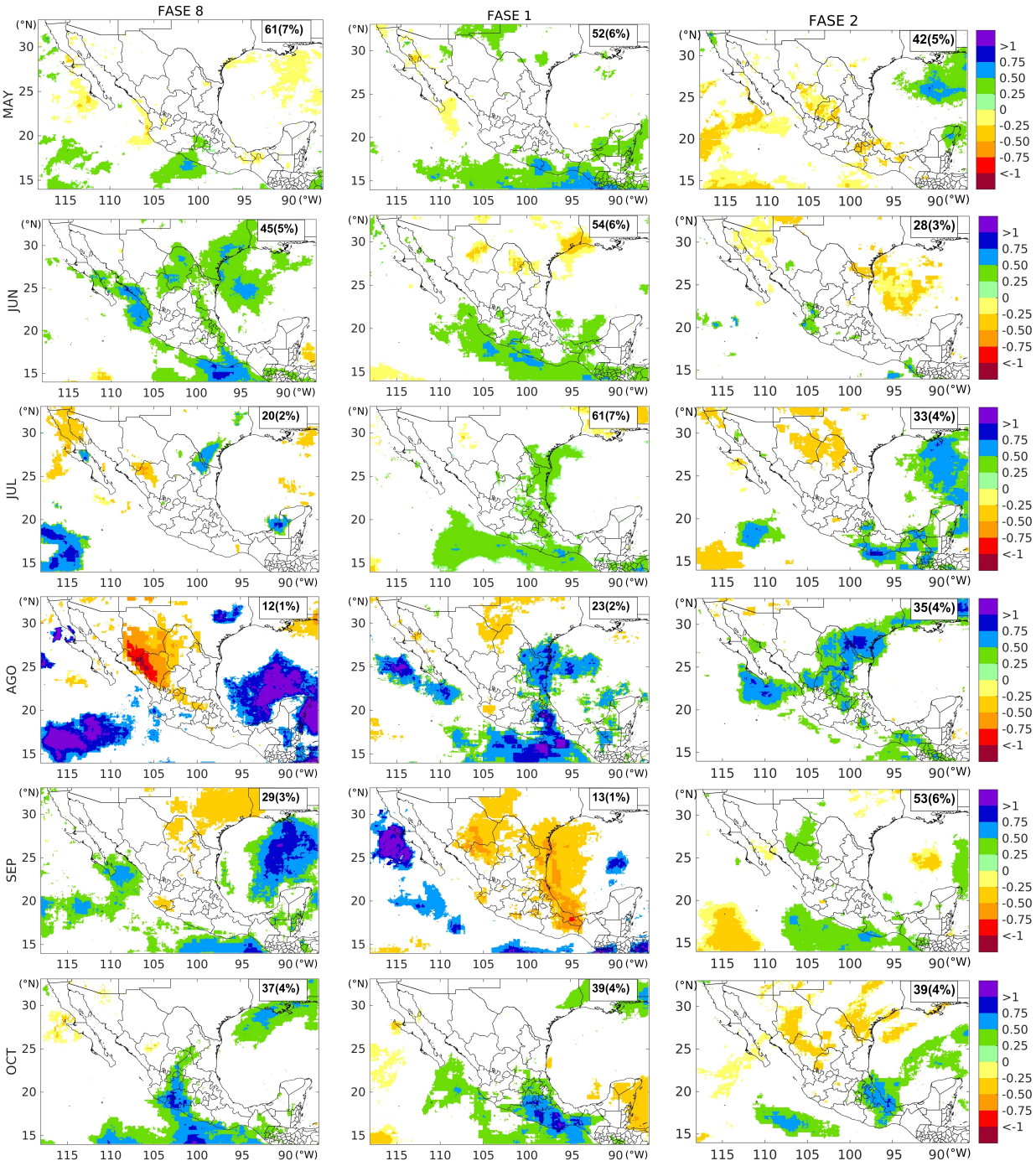

FIGURA 5.6: *Ídem a Fig. 3.7, para los días de MJO muy activa (MJO MA;* $1.5 \leq RMM < 2.5$*)*

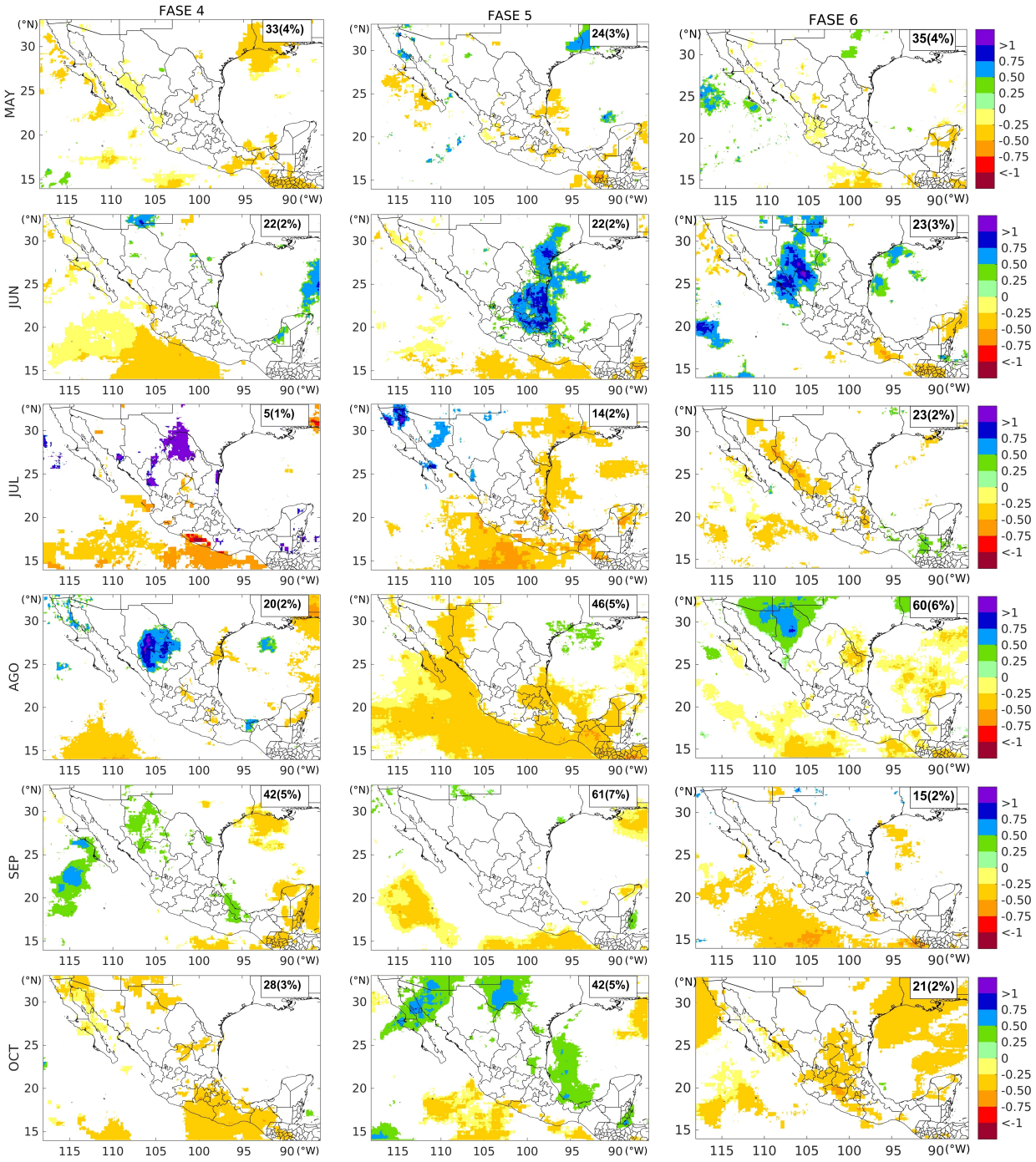

FIGURA 5.7: *Ídem a Fig. 3.8, para los días de MJO muy activa (MJO MA;* $1.5 \leq RMM < 2.5$*)*

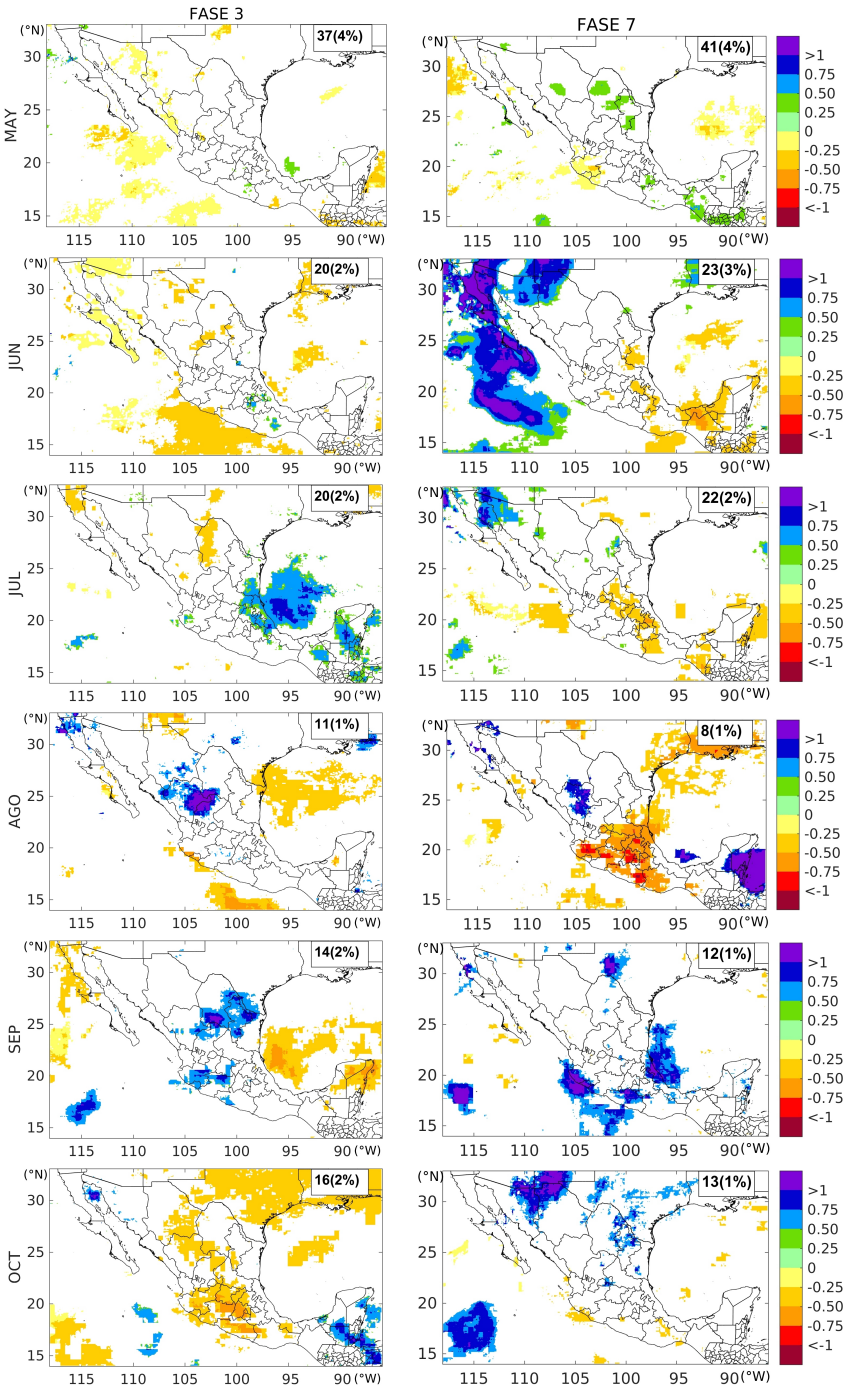

FIGURA 5.8: *Ídem a Fig. 3.9, para los días de MJO muy activa (MJO MA;* $1.5 \leq RMM < 2.5$*)*

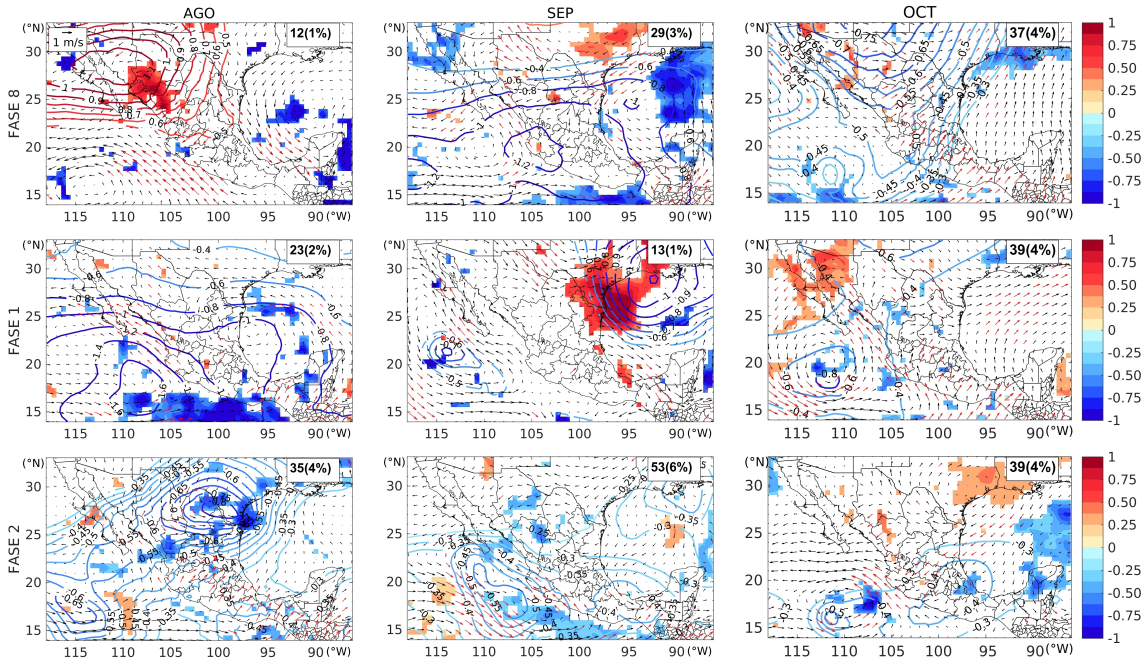

FIGURA 5.9: *Ídem a Fig. 3.12, para los días de MJO muy activa (MJO MA;* $1.5 \leq RMM < 2.5$*)*

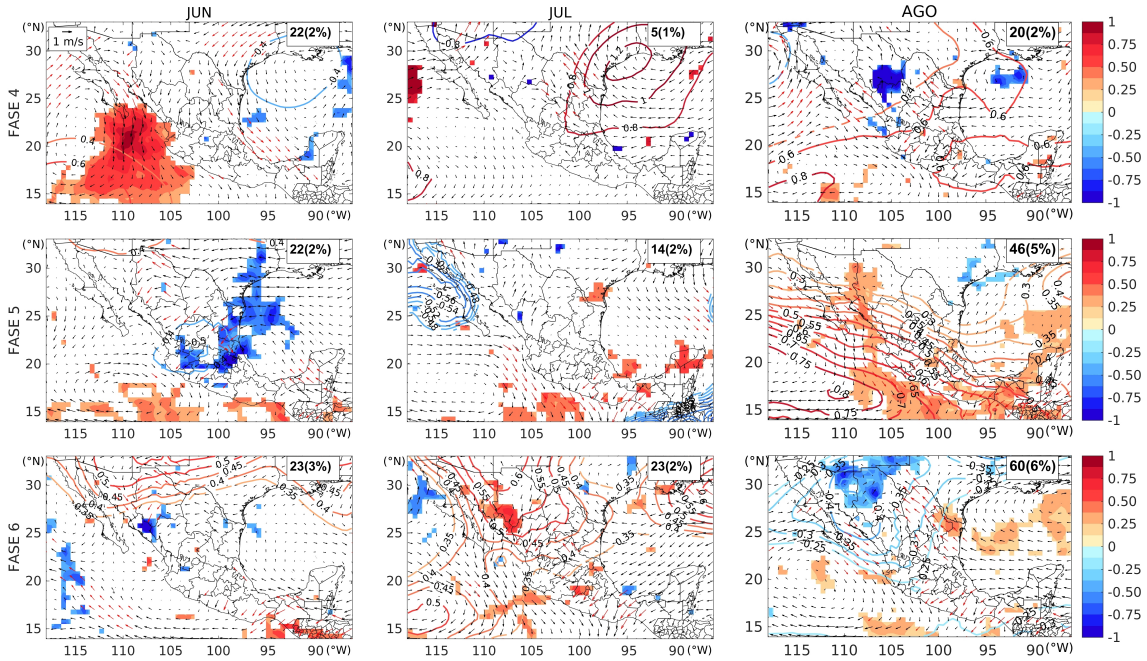

FIGURA 5.10: *Ídem a Fig. 3.13, para los días de MJO muy activa (MJO MA;* $1.5 \leq RMM < 2.5$*)*

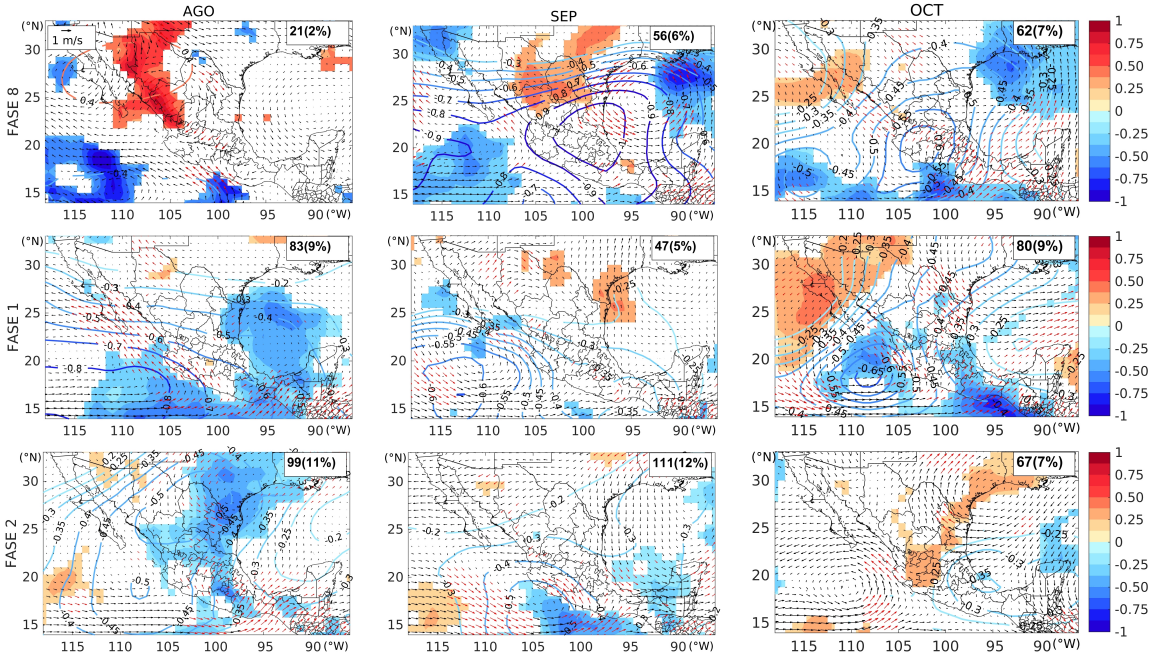

FIGURA 5.11: *Ídem a Fig. 3.12, según los datos del ERA-Interim*

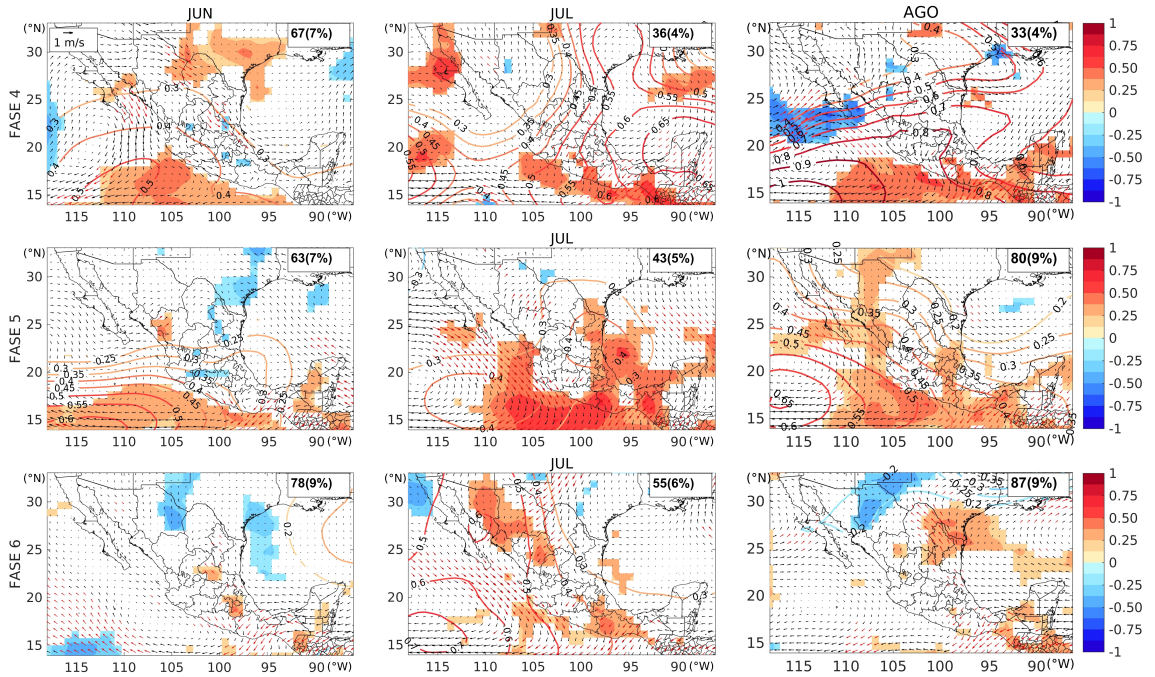

FIGURA 5.12: *Ídem a Fig. 3.13, según los datos del ERA-Interim*

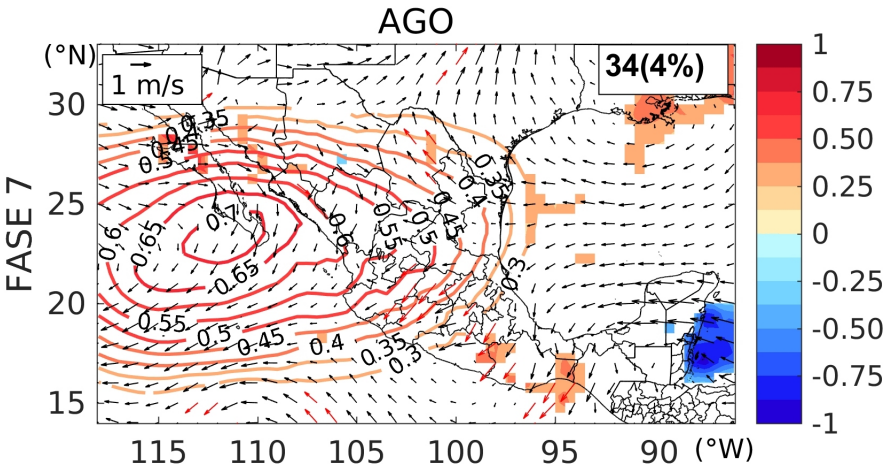

FIGURA 5.13: *Compuesto de anomalías estandarizadas de la altura geopotencial en 500 hPa (contornos), del viento en 850 hPa y de la velocidad vertical de presión en 300 hPa (áreas sombreadas), para agosto durante la fase 7 de la MJO*

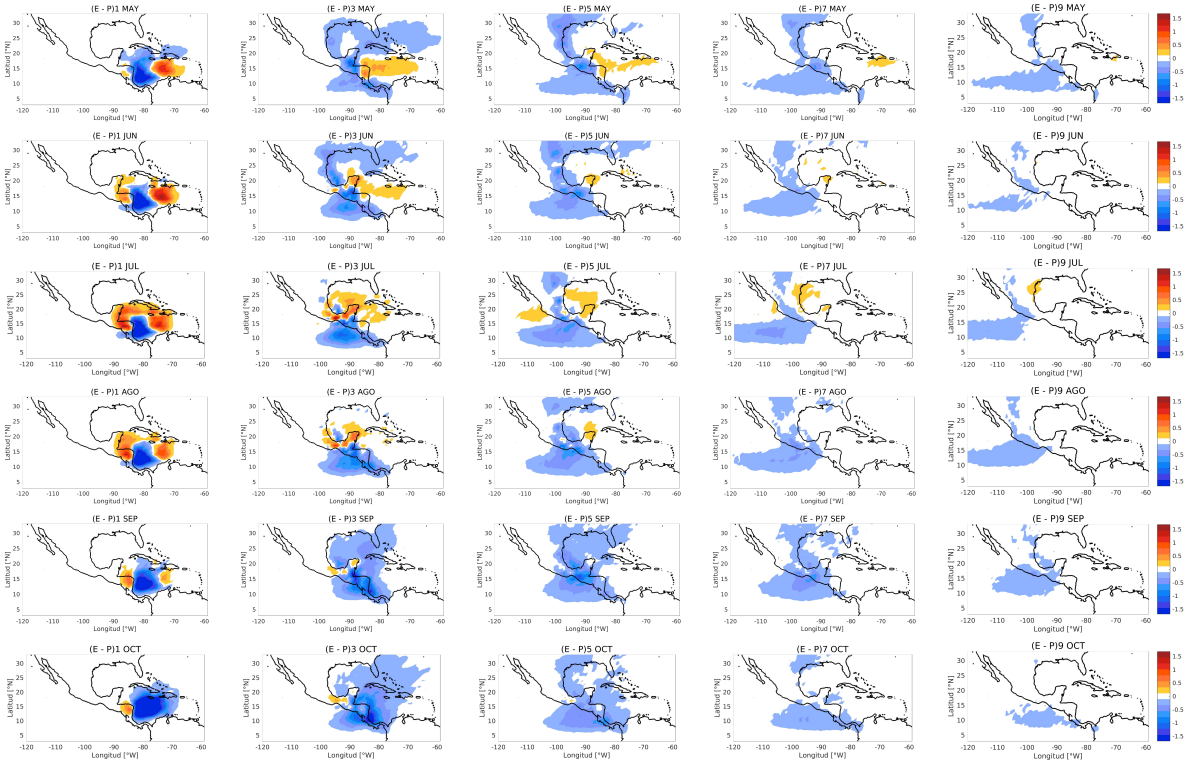

FIGURA 5.14: *Climatologías mensuales de $(E - P)$ (mm día^{-1}) para 1, 3, 5, 7 y 9 días hacia adelante en el tiempo desde que las partículas de aire abandonan la región del núcleo del CLLJ (RE_{CLLJ}), para los meses de mayo a octubre. Período: 1979-2017.*

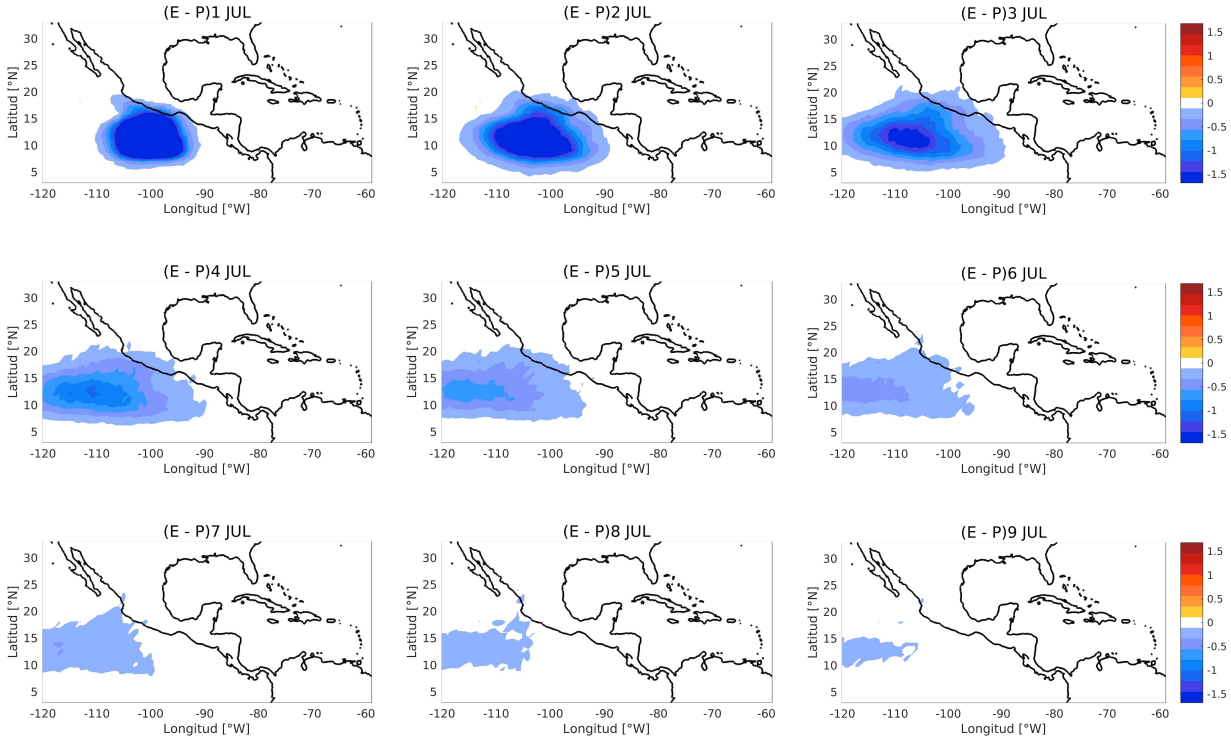

FIGURA 5.15: *Climatologías mensuales de* $(E - P)$ *(mm día*$^{-1}$*) del día 1 al día 9 desde que las partículas de aire abandonan la región evaporativa del NETP, para el mes de julio. Período: 1979-2017.*

Bibliografía

Adams, D. K., Comrie, A. C., 1997. The North American Monsoon. Bulletin of the American Meteorological Society 78 (10), 2197–2214.

Alvarez, M. S., Vera, C. S., Kiladis, G. N., Liebmann, B., 2016. Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. Climate dynamics 46 (1-2), 245–262.

Amador, J., Magaña, V., Pérez, J., 2000. The low level jet and convective activity in the Caribbean, paper presented at 24th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. Am. Meteorol. Soc., Fort Lauderdale, Fla.

Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., Magaña, V. O., 2006. Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. Progress in Oceanography 69 (2-4), 101–142.

Angeles, M. E., González, J. E., Ramírez-Beltrán, N. D., Tepley, C. A., Comarazamy, D. E., 2010. Origins of the Caribbean rainfall bimodal behavior. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 115 (D11).

Arreguín-Cortés, F., López-Pérez, M., H, M., 2011. Mexico's water challenges for the 21st century. In Water resources in Mexico: scarcity, degradation, stress, conflicts, management, and policy. Vol. 7. Úrsula Oswald Spring.

Barlow, M., Salstein, D., 2006. Summertime influence of the Madden-Julian Oscillation on daily rainfall over Mexico and Central America. Geophysical research letters 33 (21).

Barrett, B. S., Carrasco, J. F., Testino, A. P., 2012. Madden–Julian Oscillation (MJO) modulation of atmospheric circulation and Chilean winter precipitation. Journal of Climate 25 (5), 1678–1688.

Barrett, B. S., Esquivel, L. M., 2013. Variability of precipitation and temperature in Guanajuato, Mexico. Atmósfera 26 (4), 521–536.

Barrett, B. S., Leslie, L. M., 2009. Links between tropical cyclone activity and Madden–Julian Oscillation phase in the North Atlantic and northeast Pacific basins. Monthly Weather Review 137 (2), 727–744.

Barrett, B. S., Raga, G. B., 2016. Variability of winter and summer surface ozone in Mexico City on the intraseasonal timescale. Atmospheric Chemistry and Physics 16 (23), 15359–15370.

Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., Schamm, K., Schneider, U., Ziese, M., 2013. A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. Earth System Science Data 5 (1), 71–99.

Bond, N. A., Vecchi, G. A., 2003. The influence of the Madden–Julian Oscillation on precipitation in Oregon and Washington. Weather and Forecasting 18 (4), 600–613.

Bosilovich, M. G., Sud, Y. C., Schubert, S. D., Walker, G. K., 2003. Numerical simulation of the large-scale North American monsoon water sources. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 108 (D16).

CNA, 2014. Estadísticas del Agua en méxico Edición 2014.

Cook, K. H., Vizy, E. K., 2010. Hydrodynamics of the Caribbean low-level jet and its relationship to precipitation. Journal of Climate 23 (6), 1477–1494.

Crosbie, E., Serra, Y., 2014. Intraseasonal modulation of synoptic-scale disturbances and tropical cyclone genesis in the eastern North Pacific. Journal of Climate 27 (15), 5724–5745.

Curtis, S., 2002. Interannual variability of the bimodal distribution of summertime rainfall over Central America and tropical storm activity in the far-eastern Pacific. Climate Research 22 (2), 141–146.

Curtis, S., Gamble, D. W., 2008. Regional variations of the Caribbean mid-summer drought. Theoretical and Applied Climatology 94 (1-2), 25–34.

Curtis, S., Gamble, D. W., 2016. The boreal winter Madden-Julian Oscillation's influence on summertime precipitation in the greater Caribbean. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 121 (13), 7592–7605.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, d. P., et al., 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 137 (656), 553–597.

Duan, Z., Liu, J., Tuo, Y., Chiogna, G., Disse, M., 2016. Evaluation of eight high spatial resolution gridded precipitation products in Adige Basin (Italy) at multiple temporal and spatial scales. Science of the Total Environment 573, 1536–1553.

Durán-Quesada, A., Reboita, M., Gimeno, L., 2012. Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review. Hydrological sciences journal 57 (4), 612–624.

Durán-Quesada, A. M., Gimeno, L., Amador, J., 2017. Role of moisture transport for Central American precipitation. Earth System Dynamics 8 (1), 147–161.

Durán-Quesada, A. M., Gimeno, L., Amador, J., Nieto, R., 2010. Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a Lagrangian analysis technique. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 115 (D5).

Efron, B., Tibshirani, R. J., 1994. An introduction to the bootstrap. CRC press.

Emanuel, K. A., 1987. An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. Journal of the atmospheric sciences 44 (16), 2324–2340.

Englehart, P. J., Douglas, A. V., 2000. Dissecting the macro-scale variations in Mexican maize yields (1961-1997). Geographical and Environmental Modelling 4 (1), 65–81.

Englehart, P. J., Douglas, A. V., 2001. The role of eastern North Pacific tropical storms in the rainfall climatology of western Mexico. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society 21 (11), 1357–1370.

Englehart, P. J., Douglas, A. V., 2002. Mexico's summer rainfall patterns: an analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. Atmósfera 15 (3), 147–164.

Fernández-Eguiarte, A., Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., 2016. Atlas climático digital de México. Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.

Fuchs, A., Wolff, H., 2011. Concept and unintended consequences of weather index insurance: the case of Mexico. American Journal of Agricultural Economics 93 (2), 505–511.

Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., et al., 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. Scientific data 2, 150066.

Gamble, D. W., Curtis, S., 2008. Caribbean precipitation: review, model and prospect. Progress in Physical Geography 32 (3), 265–276.

Gamble, D. W., Parnell, D. B., Curtis, S., 2008. Spatial variability of the Caribbean mid-summer drought and relation to north Atlantic high circulation. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society 28 (3), 343–350.

García, E., 1965. Distribución de la precipitación en la República Mexicana. Investigaciones geográficas (1), 171–191.

García, I. M., 2015. Variabilidad océano – atmósfera asociada a la sequía intraestival en el reanálisis CFSR. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, México.

Giannini, A., Kushnir, Y., Cane, M. A., 2000. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. Journal of Climate 13 (2), 297–311.

Giddings, L., Soto, M., Rutherford, B., Maarouf, A., 2005. Standardized precipitation index zones for Mexico. Atmósfera 18 (1), 33–56.

Gimeno, L., Nieto, R., Drumond, A., Castillo, R., Trigo, R., 2013. Influence of the intensification of the major oceanic moisture sources on continental precipitation. Geophysical Research Letters 40 (7), 1443–1450.

Gimeno, L., Stohl, A., Trigo, R. M., Dominguez, F., Yoshimura, K., Yu, L., Drumond, A., Durán-Quesada, A. M., Nieto, R., 2012. Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. Reviews of Geophysics 50 (4).

Hall, J. D., Matthews, A. J., Karoly, D. J., 2001. The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden–Julian Oscillation. Monthly weather review 129 (12), 2970–2982.

Hartmann, D. L., Michelsen, M. L., 1989. Intraseasonal periodicities in Indian rainfall. Journal of the Atmospheric Sciences 46 (18), 2838–2862.

Hastenrath, S. L., 1967. Rainfall distribution and regime in Central America. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B 15 (3), 201–241.

Hendon, H. H., Liebmann, B., 1994. Organization of convection within the Madden-Julian Oscillation. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 99 (D4), 8073–8083.

Hendon, H. H., Salby, M. L., 1994. The life cycle of the Madden–Julian Oscillation. Journal of the Atmospheric Sciences 51 (15), 2225–2237.

Herrera, E., Magaña, V., Caetano, E., 2015. Air–sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. International Journal of Climatology 35 (7), 1569–1578.

Hidalgo, H. G., Durán-Quesada, A. M., Amador, J. A., Alfaro, E. J., 2015. The Caribbean low-level jet, the inter-tropical convergence zone and precipitation patterns in the intra-Americas sea: A proposed dynamical mechanism. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 97 (1), 41–59.

Higgins, R., Douglas, A., Hahmann, A., Berbery, E. H., Gutzler, D., Shuttleworth, J., Stensrud, D., Amador, J., Carbone, R., Cortez, M., et al., 2003. Progress in Pan American CLIVAR research: the North American monsoon system. Atmosfera 16 (1), 29–65.

Higgins, R., Shi, W., 2001. Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American monsoon system. Journal of Climate 14 (3), 403–417.

Hsu, P.-c., Li, T., 2012. Role of the boundary layer moisture asymmetry in causing the eastward propagation of the Madden–Julian Oscillation. Journal of Climate 25 (14), 4914–4931.

Jiang, X., Li, T., Wang, B., 2004. Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation. Journal of Climate 17 (5), 1022–1039.

Jones, C., Carvalho, L. M., 2011. Stochastic simulations of the Madden–Julian Oscillation activity. Climate dynamics 36 (1-2), 229–246.

Karnauskas, K. B., Seager, R., Giannini, A., Busalacchi, A. J., 2013. A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the Pacific coast of Central America. Atmósfera 26 (2), 261–281.

Katsanos, D., Retalis, A., Michaelides, S., 2016. Validation of a high-resolution precipitation database (CHIRPS) over Cyprus for a 30-year period. Atmospheric research 169, 459–464.

Kiladis, G. N., Straub, K. H., Haertel, P. T., 2005. Zonal and vertical structure of the Madden–Julian Oscillation. Journal of the atmospheric sciences 62 (8), 2790–2809.

Klotzbach, P. J., 2010. On the Madden–Julian Oscillation–Atlantic hurricane relationship. Journal of Climate 23 (2), 282–293.

Knutson, T. R., Weickmann, K. M., 1987. 30–60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. Monthly Weather Review 115 (7), 1407–1436.

Knutson, T. R., Weickmann, K. M., Kutzbach, J. E., 1986. Global-scale intraseasonal oscillations of outgoing longwave radiation and 250 mb zonal wind during Northern Hemisphere summer. Monthly weather review 114 (3), 605–623.

Lafleur, D. M., Barrett, B. S., Henderson, G. R., 2015. Some climatological aspects of the Madden–Julian Oscillation (MJO). Journal of Climate 28 (15), 6039–6053.

Lau, K.-M., Chan, P., 1986. Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. Monthly Weather Review 114 (7), 1354–1367.

Lawrence, D. M., Webster, P. J., 2002. The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection. Journal of the atmospheric sciences 59 (9), 1593–1606.

Li, T., 2014. Recent advance in understanding the dynamics of the Madden-Julian Oscillation. Journal of Meteorological Research 28 (1), 1–33.

Liu, F., Huang, G., Feng, L., 2012. Critical roles of convective momentum transfer in sustaining the multi-scale Madden–Julian Oscillation. Theoretical and applied climatology 108 (3-4), 471–477.

López-Carr, D., Mwenda, K. M., Pricope, N. G., Kyriakidis, P. C., Jankowska, M. M., Weeks, J., Funk, C., Husak, G., Michaelsen, J., 2015. A spatial analysis of climate-related child malnutrition in the Lake Victoria Basin. En: 2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). IEEE, pp. 2564–2567.

Madden, R. A., Julian, P. R., 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. Journal of the atmospheric sciences 28 (5), 702–708.

Madden, R. A., Julian, P. R., 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. Journal of the atmospheric sciences 29 (6), 1109–1123.

Madden, R. A., Julian, P. R., 1994. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review. Monthly weather review 122 (5), 814–837.

Magaña, V., Amador, J. A., Medina, S., 1999. The midsummer drought over Mexico and Central America. Journal of Climate 12 (6), 1577–1588.

Magaña, V., Caetano, E., 2005. Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. Geophysical Research Letters 32 (2).

Maldonado, M. T. J., Rutgersson, A., Alfaro Martínez, E. J., Amador Astúa, J. A., Claremar, B., 2016. Interannual variability of the midsummer drought in Central America and the connection with sea surface temperatures.

Maloney, E. D., Esbensen, S. K., 2003. The amplification of east Pacific Madden–Julian Oscillation convection and wind anomalies during June–November. Journal of climate 16 (21), 3482–3497.

Maloney, E. D., Hartmann, D. L., 1998. Frictional moisture convergence in a composite life cycle of the Madden–Julian Oscillation. Journal of climate 11 (9), 2387–2403.

Maloney, E. D., Hartmann, D. L., 2000a. Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden–Julian Oscillation. Journal of climate 13 (9), 1451–1460.

Maloney, E. D., Hartmann, D. L., 2000b. Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. Science 287 (5460), 2002–2004.

Maloney, E. D., Kiehl, J. T., 2002. MJO-related SST variations over the tropical eastern Pacific during Northern Hemisphere summer. Journal of climate 15 (6), 675–689.

Mapes, B. E., Liu, P., Buenning, N., 2005. Indian monsoon onset and the Americas midsummer drought: Out-of-equilibrium responses to smooth seasonal forcing. Journal of Climate 18 (7), 1109–1115.

Martin, E. R., Schumacher, C., 2011a. Modulation of Caribbean precipitation by the Madden–Julian Oscillation. Journal of Climate 24 (3), 813–824.

Martin, E. R., Schumacher, C., 2011b. The Caribbean low-level jet and its relationship with precipitation in IPCC AR4 models. Journal of Climate 24 (22), 5935–5950.

Martínez-Jiménez, J., 2013. Representación de la sequía intra-estival para el sur de México y Centroamérica con datos ERA-Interim reanálisis, con énfasis en la circulación en superficie. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, México.

Mitchell, D. L., Ivanova, D., Rabin, R., Brown, T. J., Redmond, K., 2002. Gulf of California sea surface temperatures and the North American monsoon: Mechanistic implications from observations. Journal of Climate 15 (17), 2261–2281.

Mo, K. C., 2000. Intraseasonal modulation of summer precipitation over North America. Monthly Weather Review 128 (5), 1490–1505.

Mosiño, P., García, E., 1966. Evaluación de la sequía intraestival en la República Mexicana. En: Proc. Conf. Reg. Latinoamericana Unión Geogr. Int. Vol. 3. pp. 500–516.

Mosiño, P., García, E., 1974. The climate of Mexico. Climates of North America. World survey of climatology 11, 345–404.

Muñoz, E., Busalacchi, A. J., Nigam, S., Ruiz-Barradas, A., 2008. Winter and summer structure of the Caribbean low-level jet. Journal of Climate 21 (6), 1260–1276.

Nieto, R., Castillo, R., Drumond, A., Gimeno, L., 2014. A catalog of moisture sources for continental climatic regions. Water Resources Research 50 (6), 5322–5328.

Numaguti, A., 1999. Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 104 (D2), 1957–1972.

Ordoñez, P., Nieto, R., Gimeno, L., Ribera, P., Gallego, D., Ochoa-Moya, C. A., Quintanar, A. I., 2019. Climatological moisture sources for the Western North American Monsoon through a Lagrangian approach: their influence on precipitation intensity. Earth System Dynamics 10 (1), 59–72.

Ordoñez, P., Ribera, P., Gallego, D., Peña-Ortiz, C., 2012. Major moisture sources for Western and Southern India and their role on synoptic-scale rainfall events. Hydrological Processes 26 (25), 3886–3895.

Ordoñez, P., Ribera, P., Gallego, D., Pena-Ortiz, C., 2013. Influence of Madden-Julian Oscillation on water budget transported by the Somali low-level jet and the associated Indian summer monsoon rainfall. Water Resources Research 49 (10), 6474–6485.

Paredes-Trejo, F. J., Barbosa, H. A., Peñaloza-Murillo, M. A., Moreno, M. A., Farías, A., 2016. Intercomparison of improved satellite rainfall estimation with CHIRPS gridded product and rain gauge data over Venezuela. Atmósfera 29 (4), 323–342.

Peralta-Hernández, A. R., Barba-Martínez, L. R., Magaña-Rueda, V., Matthias, A., Luna-Ruíz, J., 2008. Temporal and spatial behavior of temperature and precipitation during the canícula (midsummer drought) under El Niño conditions in central México. Atmósfera 21 (3), 265–280.

Pereyra-Díaz, D., Córdova, Q. A., Grayeb, B. E. P., 1994. Effect on ENSO on the mid-summer drought in Veracruz State, Mexico. Atmósfera 7 (4), 211–219.

Reyna-Trujillo, T., Cerda, M. E. H., Gómez, G., Granados, R., Vidal, R., Cabrera, A. L., 2007. Agroclimatología: Sequía intraestival (NA XIII).

Rodriguez-Vera, G., Romero-Centeno, R., Castro, C. L., Castro, V. M., 2019. Coupled Interannual Variability of Wind and Sea Surface Temperature in the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. Journal of Climate 32 (14), 4263–4280.

Rogé, P., Friedman, A. R., Astier, M., Altieri, M. A., 2014. Farmer strategies for dealing with climatic variability: a case study from the Mixteca Alta region of Oaxaca, Mexico. Agroecology and Sustainable Food Systems 38 (7), 786–811.

Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Raga, G., 2007. Midsummer gap winds and low-level circulation over the eastern tropical Pacific. Journal of Climate 20 (15), 3768–3784.

Rui, H., Wang, B., 1990. Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. Journal of the Atmospheric Sciences 47 (3), 357–379.

Saha, S., Moorthi, S., Pan, H., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., et al., 2010. NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) selected hourly time-series products, January 1979 to December 2010. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. URL: https://doi.org/10.5065/D6513W89.

Salby, M. L., Garcia, R. R., Hendon, H. H., 1994. Planetary-scale circulations in the presence of climatological and wave-induced heating. Journal of the atmospheric sciences 51 (16), 2344–2367.

Seager, R., Ting, M., Davis, M., Cane, M., Naik, N., Nakamura, J., Li, C., Cook, E., Stahle, D., 2009. Mexican drought: an observational modeling and tree ring study of variability and climate change. Atmósfera 22 (1), 1–31.

Serra, Y. L., Jiang, X., Tian, B., Amador-Astua, J., Maloney, E. D., Kiladis, G. N., 2014. Tropical intraseasonal modes of the atmosphere. Annual Review of Environment and Resources 39, 189–215.

Shimizu, M. H., Ambrizzi, T., Liebmann, B., 2017. Extreme precipitation events and their relationship with ENSO and MJO phases over northern South America. International Journal of Climatology 37 (6), 2977–2989.

Small, R. J. O., De Szoeke, S. P., Xie, S.-P., 2007. The Central American midsummer drought: regional aspects and large-scale forcing. Journal of Climate 20 (19), 4853–4873.

Sperber, K. R., 2003. Propagation and the vertical structure of the Madden–Julian Oscillation. Monthly Weather Review 131 (12), 3018–3037.

Stohl, A., James, P., 2004. A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe. Journal of Hydrometeorology 5 (4), 656–678.

Stohl, A., James, P., 2005. A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: Moisture transports between earth's ocean basins and river catchments. Journal of Hydrometeorology 6 (6), 961–984.

Stohl, A., Wotawa, G., Seibert, P., Kromp-Kolb, H., 1995. Interpolation errors in wind fields as a function of spatial and temporal resolution and their impact on different types of kinematic trajectories. Journal of Applied Meteorology 34 (10), 2149–2165.

Sánchez-Santillán, N., Garduño-López, R., 2005. Tendencia de la sequía intraestival en Tacubaya. ContactoS 56, 62–70.

Takahashi, K., Dewitte, B., 2016. Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. Climate dynamics 46 (5-6), 1627–1645.

Turrent, C., Cavazos, T., 2009. Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the North American Monsoon. Geophysical Research Letters 36 (2).

Turrent, C., Cavazos, T., 2012. A numerical investigation of wet and dry onset modes in the North American monsoon core region. Part I: A regional mechanism for interannual variability. Journal of Climate 25 (11), 3953–3969.

Verdin, A., Funk, C., Rajagopalan, B., Kleiber, W., 2016. Kriging and local polynomial methods for blending satellite-derived and gauge precipitation estimates to support hydrologic early warning systems. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 54 (5), 2552–2562.

Vidal, R., 2005. Las regiones climáticas de México. México, DF, Instituto de Geografía, UNAM.

Waliser, D., Lau, K., Stern, W., Jones, C., 2003. Potential predictability of the Madden–Julian Oscillation. Bulletin of the American Meteorological Society 84 (1), 33–50.

Wallén, C. C., 1955. Some characteristics of precipitation in Mexico. Geografiska Annaler 37 (1-2), 51–85.

Wang, B., Li, T., 1994. Convective interaction with boundary-layer dynamics in the development of a tropical intraseasonal system. Journal of the atmospheric sciences 51 (11), 1386–1400.

Wang, B., Liu, F., 2011. A model for scale interaction in the Madden–Julian Oscillation. Journal of the Atmospheric Sciences 68 (11), 2524–2536.

Wang, B., Rui, H., 1990. Dynamics of the coupled moist Kelvin–Rossby wave on an equatorial β-plane. Journal of the Atmospheric Sciences 47 (4), 397–413.

Wang, C., 2007. Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. Climate dynamics 29 (4), 411–422.

Wang, C., Lee, S. K., 2007. Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. Geophys. Res. Lett. 34 (L02703).

Weickmann, K. M., Lussky, G. R., Kutzbach, J. E., 1985. Intraseasonal (30–60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb streamfunction during northern winter. Monthly Weather Review 113 (6), 941–961.

Wheeler, M., Kiladis, G. N., 1999. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain. Journal of the Atmospheric Sciences 56 (3), 374–399.

Wheeler, M. C., Hendon, H. H., 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. Monthly Weather Review 132 (8), 1917–1932.

Whitaker, J. W., Maloney, E. D., 2018. Influence of the Madden–Julian Oscillation and Caribbean low-level jet on east Pacific easterly wave dynamics. Journal of the Atmospheric Sciences 75 (4), 1121–1141.

Whyte, F. S., Taylor, M. A., Stephenson, T. S., Campbell, J. D., 2008. Features of the Caribbean low level jet. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society 28 (1), 119–128.

Yano, J.-I., Emanuel, K., 1991. An improved model of the equatorial troposphere and its coupling with the stratosphere. Journal of the Atmospheric Sciences 48 (3), 377–389.

Zhang, C., 2005. Madden-Julian Oscillation. Reviews of Geophysics 43 (2).

Zhao, C., Li, T., Zhou, T., 2013. Precursor signals and processes associated with MJO initiation over the tropical Indian Ocean. Journal of Climate 26 (1), 291–307.

Zhao, Z., Oliver, E. C., Ballestero, D., Mauro Vargas-Hernandez, J., Holbrook, N. J., 2019. Influence of the Madden–Julian Oscillation on Costa Rican mid-summer drought timing. International Journal of Climatology 39 (1), 292–301.

Zhou, S., L'Heureux, M., Weaver, S., Kumar, A., 2012. A composite study of the MJO influence on the surface air temperature and precipitation over the continental United States. Climate dynamics 38 (7-8), 1459–1471.

Zhu, W., Li, T., Fu, X., Luo, J.-J., 2010. Influence of the Maritime Continent on the boreal summer intraseasonal oscillation. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II 88 (3), 395–407.