

# Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



---

## Maestría en Ciencias en Oceanografía Física

---

### ENOS y la variabilidad interanual del monzón de Norte América

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

Presenta:

**Juan Carlos Reyes Vallejo**

Ensenada, Baja California, México  
2021

Tesis defendida por:  
**Juan Carlos Reyes Vallejo**

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson  
Director de tesis

Dr. Federico Graef Ziehl

Dr. Stephen Holmes Bullock Runquist



---

Dr. José Gómez Valdés  
Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

---

Dr. Pedro Negrete Regagnon  
Director de Estudios de Posgrado

*Juan Carlos Reyes Vallejo © 2021*

*Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y del director de tesis*

Resumen de la tesis que presenta Juan Carlos Reyes Vallejo como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

## ENOS y la variabilidad interanual del monzón de Norte América

Resumen aprobado por:

---

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson  
Director de tesis

En este trabajo se actualizaron los índices que miden la intensidad de la etapa inicial del Monzón de América del Norte (MAN) para el periodo 1979 - 2019 y se evaluó la influencia de el fenómeno El Niño - Oscilación Sur (ENOS) sobre la etapa inicial y zona de influencia del MAN. Los datos utilizados se obtuvieron de los campos horarios de ERA5, el cual es la quinta generación de reanálisis de ECMWF, así como los campos diarios de CHIRPS un análisis quasi-global de precipitación. Para darle certidumbre estadística a los resultados, a los mapas de correlación entre variables relevantes se les aplicó el método propuesto por Livezey y Chen (1983) con el fin de determinar su significancia espacial. Se ha documentado que durante eventos El Niño (La Niña) la precipitación asociada al MAN es menor (mayor) que el promedio y la teleconexión más fuerte entre estos dos fenómenos ocurre precisamente durante la etapa inicial del MAN. Sin embargo, los resultados de esta tesis muestran que durante las últimas décadas la relación ENOS - MAN se ha debilitado, indicando que la influencia de ENOS sobre la etapa inicial del MAN ha disminuido. Las temperaturas superficiales en las regiones del océano Pacífico ecuatorial asociadas a ENOS han disminuido su correlación con la precipitación en la zona núcleo del MAN, de la misma forma que lo han hecho las alturas geopotenciales a 500 mb (Z500) en la región de la Zona de Convergencia Intertropical. Las anomalías estacionarias en Z500 asociadas a la fase positiva o negativa de ENOS que habían sido identificadas en la costa oeste de Estados Unidos y que presumiblemente podían interferir con la evolución del MAN actuando como un bloqueo al anticiclón de altura del monzón no han estado presentes durante las dos décadas recientes. A pesar de ello, el anticiclón de altura mantiene su trayectoria desde el suroeste en dirección noroeste (noreste) durante años La Niña (El Niño). A escala regional, se encontró que la temperatura superficial del mar del GoC se ha incrementado paulatinamente desde el inicio del periodo de estudio (1979). El calentamiento observado del GoC coincide en la escala temporal con la disminución de la relación entre el contraste térmico océano - continente (CTOC) y la convergencia de flujo de humedad, lo que implica que el CTOC ha disminuido su influencia como modulador del MAN. Además, se identificó una tendencia positiva del gradiente de presión superficial ( $\Delta P$ ) entre el sur y el norte del GoC que comenzó en el año 2000. Este incremento coincide con un aumento ligero de la velocidad del viento superficial a lo largo del GoC. El análisis de la precipitación en función del signo y magnitud de ENOS en la zona de influencia del MAN, mostró que la precipitación durante la etapa inicial del monzón ha dejado de ser modulada por ENOS en el noroeste de México.

**Palabras clave:** Monzón de Norte América, ENOS, interacción océano-atmósfera

Abstract of the thesis presented by Juan Carlos Reyes Vallejo as a partial requirement to obtain the Master of Sciences degree in Physical Oceanography.

## **ENSO and the North American monsoon's interannual variability**

Abstract approved by:

---

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson  
Thesis Advisor

In this work, indices that measure the intensity of the North American Monsoon (NAM) onset were updated to the period 1979 - 2019 and the influence of the El Niño - Southern Oscillation (ENSO) phenomenon on the NAM onset was evaluated. Data used were obtained from ERA5 hourly fields, which is the fifth generation ECMWF reanalysis and CHIRPS, a quasi-global precipitation analysis. To give statistical certainty to the correlation maps that were calculated between relevant variables, the methods proposed by Livezey y Chen (1983) were applied in order to determine their field significance. It has been documented that during El Niño (La Niña) events precipitation associated with NAM is lower (higher) than the average and the strongest teleconnection between these two phenomena occurs during the NAM onset. However, the results presented in this thesis show a decreasing link between the interannual variability of the NAM and ENSO during recent decades. Surface temperatures in the equatorial Pacific associated with ENSO have decreased their correlation with precipitation in the core NAM region, as have the 500 mb geopotential heights (Z500) of the Intertropical Convergence Zone region. Z500 anomalies associated with strong positive and negative ENSO events that had been identified over the western coast of the United States which presumably interfere with the evolution of the NAM by acting as a path obstruction to the upper level monsoon anticyclone have not been present during the last two decades. Despite this, the monsoon anticyclone keeps its displacement from the southwest to the northwest (northeast) during La Niña (El Niño) years. On the regional scale, it was found that the sea surface temperature of the GoC has increased gradually since the beginning of the study period (1979). The observed warming of the GoC coincides in timescale with a decrease in the link between the land-sea thermal contrast (LSTC) and moisture flux convergence, which implies that LSTC has decreased its influence as a driver of NAM interannual variability. Furthermore, a positive trend of the surface pressure gradient ( $\Delta P$ ) was identified between the south and north of the GoC that began in 2000. This increase coincides with a slight increase in near-surface wind speeds over the GoC. Precipitation analysis as a function of the sign and magnitude of ENSO in the NAM's influence zone, showed that precipitation is no longer modulated by ENSO in the northwestern Mexico.

**Key words:** North American monsoon, ENSO, air-sea interaction

## Dedicatoria

*A mi mamá*  
*A mi hermana Mary*  
*A mi hermano Memo*

## Agradecimientos

Agradezco al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) por permitirme estudiar una maestría en Oceanografía Física.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por los recursos brindados para mis estudios. CVU: 903044.

A mi director de tesis Dr. Cuauhtemoc Turrent Thompson quien con su experiencia y conocimientos me mostró lo importantes y sorprendentes que son los procesos geofísicos, pero sobre todo, porque me forjó disciplina en el estudio.

A mis sinodales: Dr. Federico Graef Ziehl y Dr. Stephen H. Bullock por aceptar formar parte de este grupo y por sus valiosas aportaciones durante el desarrollo de esta tesis.

A los docentes del DOF quienes con su pasión por su área de estudio me mostraron cómo la ciencia nos ayuda a conocer más acerca del mundo en el que vivimos.

A Fanny, por los inolvidables momentos que pasamos juntos.

A mis compañeros y nuevas amistades que forman parte de CICESE.

# Tabla de contenido

	<b>Página</b>
Resumen en español . . . . .	ii
Resumen en inglés . . . . .	iii
Dedicatoria . . . . .	iv
Agradecimientos . . . . .	v
Lista de figuras . . . . .	viii
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1 El Monzón de América del Norte . . . . .	1
1.1.1 Escalas de variabilidad del MAN . . . . .	8
1.2 El Niño Oscilación Sur (ENOS) . . . . .	13
1.3 Relación ENOS - MAN . . . . .	14
1.4 Hipótesis y objetivos . . . . .	18
1.4.1 Hipótesis . . . . .	18
1.4.2 Objetivos . . . . .	18
<b>Capítulo 2. Metodología</b>	<b>19</b>
2.1 Bases de datos . . . . .	19
2.2 Índices para medir la intensidad de la etapa inicial del MAN . . . . .	20
2.2.1 Índice CFH . . . . .	20
2.2.2 Índice CTOC . . . . .	24
2.2.3 Índice de gradiente de presión superficial . . . . .	26
2.2.4 Índice de precipitación . . . . .	27
2.3 Métodos estadísticos . . . . .	28
<b>Capítulo 3. Resultados y discusiones</b>	<b>37</b>
3.1 Relación TSM Pacífico tropical - MAN . . . . .	37
3.2 Control tropical sobre el MAN: mecanismo remoto . . . . .	41
3.3 Mecanismos regionales de variabilidad interanual en el golfo de California . . . . .	47
3.3.1 Anomalías de temperatura superficial del GoC . . . . .	47
3.3.2 Gradiente de presión superficial a lo largo del golfo de California . . . . .	49

3.3.3	Viento superficial . . . . .	51
3.3.4	Análisis de los términos de las ecuaciones de movimiento horizontal . . . . .	53
3.4	Análisis de precipitación . . . . .	57
3.4.1	Diferencias de medias de precipitación . . . . .	57
<b>Capítulo 4. Conclusiones</b>		<b>65</b>
<b>Literatura citada</b>		<b>68</b>

## Lista de figuras

Figura	Página
1 Zona núcleo del Monzón de América del Norte. . . . .	3
2 Anticiclón de altura asociado al MAN. Los contornos son la altura geopotencial de la superficie de 500 mb y los vectores son el campo correspondiente de velocidad horizontal del reanálisis ERA5. Ambos son el promedio climatológico de la serie de tiempo 1979 - 2019. . . . .	4
3 Climatología de los campos de viento a 10m sobre la superficie de la temporada de invierno (3a) y durante la segunda quincena de junio correspondientes a la serie de tiempo 1979 - 2019 del reanálisis ERA5. . . . .	5
4 Elementos de la circulación del MAN. Fuente: The North American Monsoon: Reports to the Nation (NCAR, 1992). . . . .	6
5 Climatología de la precipitación acumulada en la zona núcleo del MAN durante las temporadas: (5a) Invierno DEF, (5b) Verano JJA de la serie de tiempo 1981-2019. Datos obtenidos de CHIRPS. . . . .	7
6 Observaciones de radar del ciclo diurno de la precipitación asociada al MAN. Las líneas verticales negras indican los límites geográficos (de izquierda a derecha: costa, falda de la SMO, puntos más altos de la SMO), líneas verticales punteadas indican los puntos más altos de la SMO. Fuente: Lang <i>et al.</i> (2007). . . . .	8
7 Isócronos de la velocidad del viento superficial en intervalos de 3 horas de un pulso de humedad sobre el golfo de California. Fuente: modificada de Brenner (1974). . . . .	9
8 Diagrama conceptual de la atmósfera a 250mb donde se describe el desplazamiento de las vaguadas invertidas (identificadas por la vorticidad potencial) como consecuencia de la expansión del anticiclón de altura del MAN. Fuente: Lahmers <i>et al.</i> (2016). . . . .	10
9 Serie de tiempo de los índices Convergencia de flujo de humedad (MFC, por sus siglas en inglés) y CTOC (LSTC, por sus siglas en inglés) medido como la diferencia horizontal del grosor troposférico (unidades en metros) de las regiones oceánicas y continentales de interés, en el periodo 1979 - 2006. Imagen tomada de: Turrent y Cavazos (2009). . . . .	12

10	Condiciones de El Niño, La Niña y Neutral en el océano Pacífico ecuatorial y su interacción con la atmósfera tropical. Fuente: International Research Institute for Climate and Society, Columbia University . . . . .	13
11	Diferencia de temperaturas de los años húmedos menos los años secos del MAN en la temporada 1979 - 2006. Fuente: (Turrent y Cavazos, 2009) . . . . .	16
12	Evolución del promedio centrado de 30 días de las diferencias de alturas geopotenciales a 500 mb de años El Niño menos años La Niña en la serie de tiempo 1951 - 2000. Fuente: (Castro <i>et al.</i> , 2007) . . . . .	17
13	Polígonos sobre los cuales se calculó el grosor troposférico del continente (región del anticiclón señalada en color verde) y el grosor troposférico del océano (determinada a partir del trabajo de Turrent y Cavazos (2009) señalada en azul). . . . .	24
14	Series de tiempo de los índices CFH y CTOC de calculados a través de NARR comparados con los calculados a través de ERA5. Aunque en ambos casos la correlación es buena, se decidió continuar únicamente con los campos de ERA5, pues es la última generación de reanálisis para análisis climáticos. . . . .	26
15	Polígonos al norte y sur del golfo de California para el cálculo de $\Delta P$ . . . . .	27
16	Mapas de correlación entre el índice SOI y alturas geopotenciales a 700 mb (Z700) en la serie de tiempo 1951 - 1979. Las líneas punteadas y continuas representan las correlaciones negativas y positivas respectivamente. La línea negra más gruesa indica una subregión que delimita un nuevo espacio de trabajo con fines demostrativos en el trabajo de Livezey y Chen. El total de puntos en la malla formada por cada mapa son 936. Ejercicios replicados de Livezey y Chen (1983). . . . .	31
17	Gráficas replicadas de Livezey y Chen (1983) utilizadas como herramientas para definir si un mapa es espacialmente significativo. . . . .	33
18	Series de tiempo de los índices de Convergencia de Flujo de Humedad (CFH, verde) en la zona núcleo del MAN y Contraste Térmico Océano - Continente (CTOC, azul) calculado dentro de los polígonos descritos en la sección 2.2.2. La correlación de la serie completa fue $r = 0.30$ ; durante el periodo 1979 - 2006 la correlación fue $r = 0.63$ . Ambos índices se generaron con datos de ERA5. . . . .	38
19	Serie de tiempo 1982 - 2020 del índice El Niño 3.4 del registro histórico de la NOAA. . .	39

20	Mapas de correlación entre CFH y TSM. La disminución de la correlación sugiere que ENOS ha disminuido su influencia sobre el MAN. . . . .	40
21	Porcentaje de área estadísticamente significativa en las ventanas móviles de correlación entre CFH y TSM. Cada ventana es de 27 años y la línea verde indica la última ventana que pasó la prueba de significancia espacial. . . . .	41
22	Evolución promedio de la diferencia de las alturas geopotenciales a 500mb de años El Niño menos años La Niña de 30 días centrados en el día que indica cada panel. Las tres figuras de la izquierda (derecha) corresponden a la ventana 1979 - 2006 (1992 - 2019). .	43
23	Análisis compuesto de las alturas geopotenciales Z500 durante la segunda quincena de julio para las dos fases de ENOS. Los años para cada fase fueron los mismos que la Figura 22. Izquierda: Años La Niña en la ventana 1979-2006 (arriba) y 1992 - 2019 (abajo). Derecha: Años El Niño en la ventana 1979-2006 (arriba) y 1992 - 2019 (abajo). .	44
24	Mapas de correlación entre la CFH y la altura geopotencial Z500 durante la segunda quincena de junio. La disminución de la correlación sugiere que ha disminuido el control de los trópicos sobre el MAN. . . . .	45
25	Porcentaje de área estadísticamente significativa en las ventanas móviles de correlación entre CFH y la altura geopotencial a 500mb (Z500). Cada ventana es de 27 años y la línea verde indica la última ventana que pasó la prueba de significancia espacial de Livezey y Chen (1983). . . . .	46
26	Diagrama Hovmöller de las anomalías de temperatura superficial del mar a lo largo del golfo de California en la serie de tiempo 1979 - 2019, con base 1979 - 2006. Las líneas horizontales en color verde señalan los límites norte y sur del polígono de la zona núcleo del MAN. . . . .	48
27	Serie de tiempo de la puntuación Z de la temperatura superficial del mar a lo largo del golfo de California en el periodo 1979 - 2019. . . . .	49
28	El incremento de correlación así como de área espacialmente significativa, de los mapas de correlación entre $\Delta P$ y $ qU $ en la primer ventana (Figura 28a) y la serie de tiempo completa (Figura 28b), muestra un claro fortalecimiento en la relación. . . . .	50
29	Serie de tiempo del gradiente de presión ( $\Delta P$ ) a lo largo del golfo de California durante la segunda quincena de junio. Valores positivos indican que la fuerza del $\Delta P$ va en dirección noroeste. Resalta la tendencia positiva después del año 2000. . . . .	51

30	Series de tiempo de las puntuaciones $Z$ de las componentes $u$ y $v$ del viento a 10m sobre la superficie del GoC durante la segunda quincena de junio. Sobre salen las tendencias positivas que ambas series adquirieron en los últimos 20 años. . . . .	52
31	(31a) Términos de la ecuación de movimiento sobre la región del anticiclón en Z500. (31b) Balance de fuerzas sobre el anticiclón. Ambas gráficas corresponden a los datos horarios de ERA5 de la segunda quincena de junio de 1979. . . . .	54
32	Gráficas de las ecuaciones de movimiento horizontal a 1000 mb de la componente $v$ en el polígono sur del golfo de California para el año 1979, con resolución horaria de ERA5.	55
33	Serie de tiempo de los $r$ -values en el periodo 1979 - 2019. Azul: aceleración vs fuerza del gradiente de presión. Anaranjado: aceleración vs suma de fuerzas. . . . .	57
34	Mapas compuestos de las anomalías de precipitación acumulada de 30 días a partir del 16 de junio de eventos El niño (34a) y La Niña (34b) en la serie de tiempo 1981 - 2006.	58
35	Diferencias estadísticamente significativas de la precipitación promedio acumulada de junio de años La Niña menos años El Niño en la serie de tiempo 1981 - 2006 (35a) y 1992 - 2019 (35b). . . . .	59
36	Serie de tiempo de los índices de CFH y la precipitación acumulada de 15 días a partir del 16 de junio en la zona núcleo del MAN. . . . .	60
37	Porcentaje del área total del mapa que es estadísticamente significativa de la correlación entre el índice de CFH y la precipitación de CHIRPS durante la segunda quincena de junio. La disminución de la correlación sugiere que el índice de CFH no esta midiendo adecuadamente la precipitación. . . . .	62
38	Porcentaje de área estadísticamente significativa de la correlación entre el índice de CFH y la segunda quincena de junio de precipitación de CHIRPS. Cada ventana es de 25 años y toda la serie de tiempo pasó las pruebas de significancia espacial con $f > 97\%$ . Los años en el eje X indican el año en que inicia cada ventana. . . . .	63
39	Puntuaciones $Z$ de la precipitación en la zona núcleo del MAN. . . . .	64

# Capítulo 1. Introducción

---

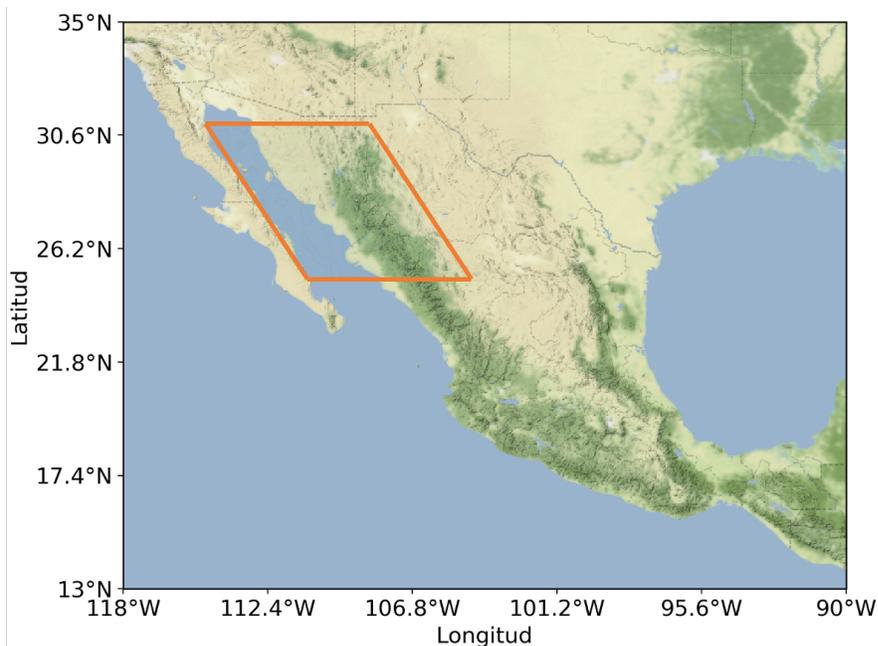
## 1.1. El Monzón de América del Norte

El término “monzón” se deriva del árabe *mausim*, el cual significa estación. Los antiguos comerciantes que navegaban por el océano Índico y el mar Árabe usaron éste término para describir un sistema de vientos que soplaban desde el noreste durante el invierno y desde el suroeste en verano. Halley (1687) en su ensayo titulado *“Una descripción histórica de los vientos alisios y los monzones, observables en los mares entre y cerca de los trópicos, con el intento de asignar la causa física de dichos vientos”* fue la primera persona en sugerir que los vientos de los monzones son impulsados por la diferencia de temperatura entre la tierra y el océano. Halley aceptaba que su ensayo no explicaba todos los comportamientos de los vientos en sus observaciones, además, no vemos monzones sobre todas las costas de los continentes. A pesar de esto, su explicación no sería contradecida por las siguientes décadas, no por ser irrefutable, sino a falta de una mejor. Con el paso de los siglos y a pesar de los avances en nuestra comprensión de la dinámica de los fluidos geofísicos, aún quedan muchas preguntas abiertas sobre la evolución de los monzones y los procesos de interacción océano - atmósfera que influyen sobre ellos. Sin embargo, la explicación de Halley continúa siendo primordial para explicar la presencia y comportamiento de los monzones, fenómenos tropicales y subtropicales tan importantes que modulan la variabilidad estacional de la precipitación en los trópicos y la circulación de la tropósfera baja. Además, sus regiones de influencia abarcan el 19.4 % del total de la superficie terrestre y la precipitación asociada a estos fenómenos equivale al 30.8 % de la lluvia global, influyendo así, sobre la vida de dos terceras partes de la población mundial (Wang y Ding, 2008).

El Monzón de América del Norte (MAN) o monzón mexicano, es un sistema de circulación atmosférica de escala regional, provee cerca del 60 %, 45 % y 35 % de la precipitación anual en el noroeste de México, Nuevo México y Arizona respectivamente durante el verano boreal (Douglas *et al.*, 1993; Higgins *et al.*, 1999). Tan sólo en el territorio mexicano y de acuerdo con datos del INEGI, en 2017 los estados de Sonora, Sinaloa, Chihuahua, Durango, Nayarit y Baja California aportaron en conjunto el 13.7 % del PIB nacional, siendo sus principales actividades económicas la agricultura y ganadería. De acuerdo con

el Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera (SIAP), al cierre del año 2019, la agricultura aportó 30% y la ganadería 19% de la producción nacional. Su población contabilizada al 2020 fue de 17,374,958 de habitantes y de acuerdo con el atlas del agua de México de CONAGUA (2018), la capacidad de almacenamiento de esta región a través de presas es de 29,085  $hm^3$ , lo cual equivale al 31% de la capacidad de almacenamiento del país. Además, el mismo documento señala que para el año 2030 la disponibilidad de agua renovable per cápita disminuirá 10% en la región noroeste de México, es por ello que caracterizar al monzón que afecta directamente a esta región, es fundamental para contribuir al desarrollo económico y social del país.

Turrent y Cavazos (2009) identificaron que la región con la mayor variabilidad interanual de precipitación asociada al MAN se localiza entre los 25°N - 30°N latitud. La frontera oeste está delimitada por la península de Baja California y del lado este, la Sierra Madre Occidental (SMO) está dentro de la zona núcleo (Figura 1). La principal fuente de humedad del MAN es el océano Pacífico tropical oriental y el golfo de California, la cual es adveccionada por jets de bajo nivel provenientes del sur, aproximadamente paralelos al golfo de California (Adams y Comrie, 1997; Dominguez *et al.*, 2016; Douglas, 1995), e inicia en promedio durante la segunda quincena de junio (Turrent y Cavazos, 2009). La humedad disponible para la advección hacia el continente se encuentra entre la superficie y los 800 mb (Douglas *et al.*, 1993). Sin embargo, la inversión térmica que ocurre sobre el golfo de California mantiene la humedad hasta aproximadamente 200 m sobre la superficie antes del inicio del MAN. Una vez que la Temperatura Superficial del Mar (TSM) del golfo de California excede los 29.5 °C la inversión térmica se rompe y la humedad sobre del golfo se eleva hasta los 2 km de altura. Por debajo de este nivel, la humedad relativa puede ser mayor al 48% (mientras que en por encima hay en promedio 20%). Así, esta enorme cantidad de humedad se vuelve disponible para la precipitación asociada al monzón (Erfani y Mitchell, 2014).

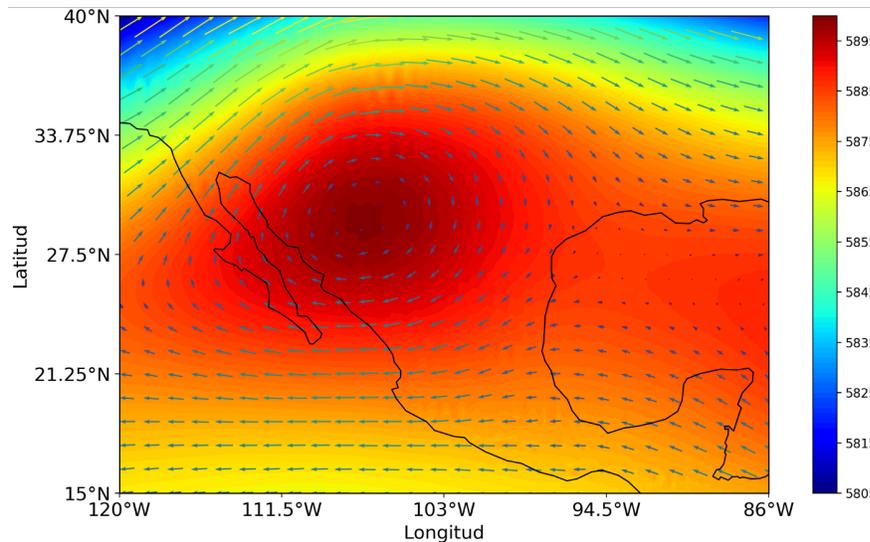


**Figura 1.** Zona núcleo del Monzón de América del Norte.

Durante el desarrollo de la temporada monzónica ocurren los siguientes procesos que sobresalen por su importancia: 1) el calentamiento estacional sobre el Desierto de Sonora 2) la baja térmica como consecuencia de la etapa uno, que además, se ve favorecida por la topografía regional que incluye a la SMO y a la cordillera peninsular de Baja California, que aísla a la capa planetaria sobre el golfo de California del océano Pacífico subtropical. La topografía regional ayuda al transporte de humedad desde el océano Pacífico tropical hacia el interior del continente y al suroeste de Estados Unidos, 3) convección profunda sobre la SMO y con ella, precipitación de verano en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos. En los siguientes párrafos se explican brevemente cada una de ellas.

1. Calentamiento estacional: Ocurre sobre el Desierto de Sonora (integrado por Sonora, sureste de California y suroeste de Arizona), se presenta inmediatamente antes del inicio de la precipitación (Douglas *et al.*, 1993). En esta etapa a causa del intenso calentamiento por la radiación solar, el grosor de la atmósfera sobre el continente se incrementa respecto al grosor de la atmósfera sobre el océano, dando lugar al Contraste Térmico Océano - Continente (CTOC) y en los niveles altos de la troposfera se forma un sistema de alta presión que origina el anticiclón de altura asociado al MAN (Figura 2).

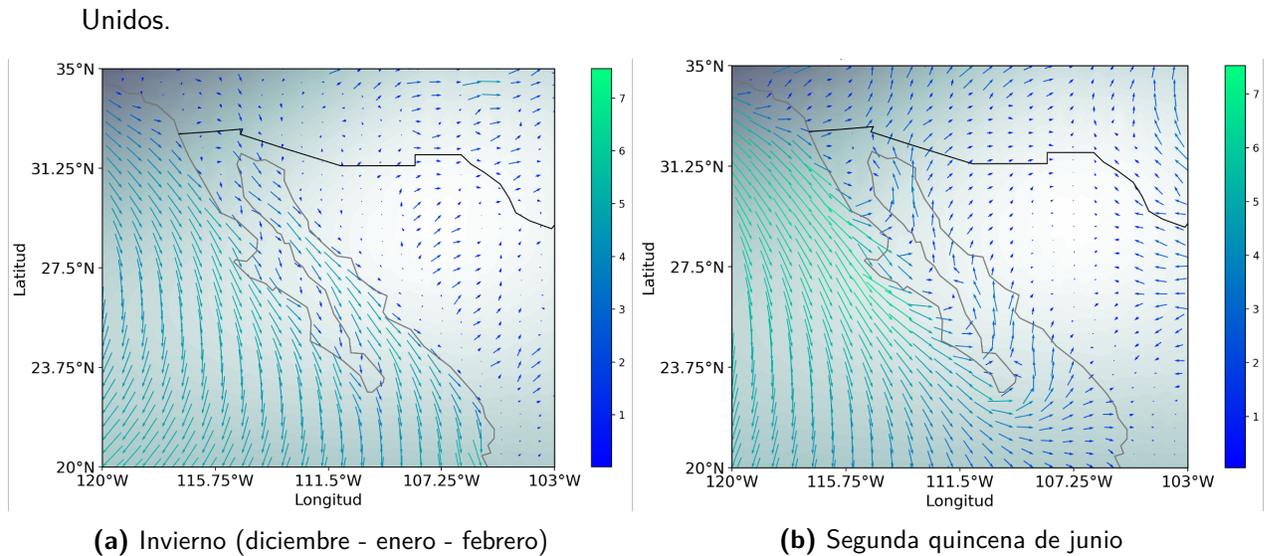
La presencia del anticiclón sobre la SMO favorece la acumulación de humedad derivada de la actividad convectiva, ya que evita que las corrientes en chorro provenientes del océano Pacífico en dirección este, dispersen la humedad en la atmósfera a lo largo del continente.



**Figura 2.** Anticiclón de altura asociado al MAN. Los contornos son la altura geopotencial de la superficie de 500 mb y los vectores son el campo correspondiente de velocidad horizontal del reanálisis ERA5. Ambos son el promedio climatológico de la serie de tiempo 1979 - 2019.

2. Baja térmica: Durante el invierno, el golfo de California está dominado por el centro de alta presión del Pacífico subtropical, lo que causa que el viento fluya en dirección suroeste (Figura 3a). Durante el verano, dicho sistema migra hacia el noroeste alejándose del continente, mientras que el calor sobre el Desierto de Sonora genera un sistema de baja presión estacionario en la región norte del golfo, provocando que los vientos en superficie cambien de dirección y fluyan hacia el noroeste a lo largo del golfo de California tal como se observa en la Figura 3b (Tang y Reiter, 1984).

Del lado este, la SMO con alturas entre 2000 y 3000 m y orientada en dirección noroeste, separa la circulación baja de la atmósfera sobre el continente en dos regiones (este y oeste). En el oeste de la zona núcleo del monzón, la península de Baja California con altura máxima de 1500 m al norte y alturas promedio de cientos de metros hacia el sur, separa el aire frío de la troposfera baja en el océano Pacífico del aire cálido que circula sobre el golfo de California durante el verano (Gunnar, 1958). Debido a las bajas alturas de la península, hay corrientes de viento que fluyen desde el Pacífico hacia el GoC (Figura 3b). A esta escala regional, la topografía traza los límites de un canal a lo largo del golfo que con la presencia de la baja térmica ayuda al transporte de humedad desde el océano Pacífico tropical hacia el interior del continente y al suroeste de Estados

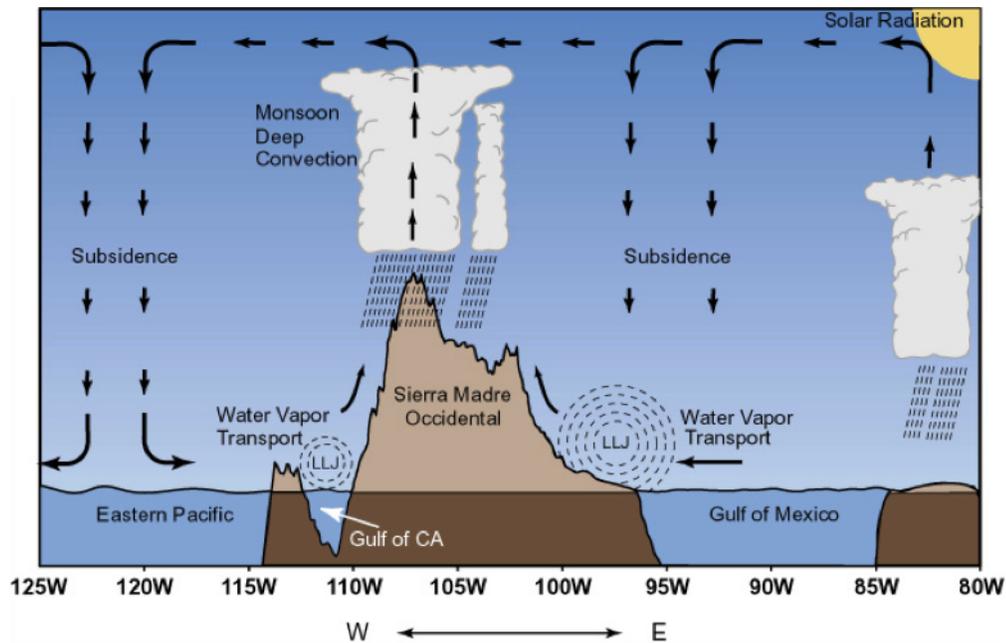


**Figura 3.** Climatología de los campos de viento a 10m sobre la superficie de la temporada de invierno (3a) y durante la segunda quincena de junio correspondientes a la serie de tiempo 1979 - 2019 del reanálisis ERA5.

3. Ciclo diario de convección profunda y precipitación: El intenso calentamiento sobre el continente crea el sistema de baja presión en los niveles bajos de la atmósfera (etapa 2 ) y la consecuente convergencia de humedad sobre la región del golfo de California. Como resultado del ciclo diario de radiación solar, la masa de aire con alto contenido de humedad asciende y debido al cambio de temperatura a medida que alcanza mayor altura, la humedad se condensa para formar grandes nubes y ellas a su vez, darán lugar a la precipitación asociada al MAN (Lang *et al.*, 2007). En el modelo conceptual utilizado durante la planeación del experimento del MAN del 2004 (NAME, por sus siglas en inglés), la subsidencia que cierra la celda de circulación ocurre frente a la península de Baja California sobre el océano Pacífico (Figura 4). Estudios publicados a partir de los resultados del NAME, encontraron que dicha subsidencia ocurre también sobre el golfo de California (Erfani y Mitchell, 2014).

Nesbitt *et al.* (2008) identificaron rangos de humedad relativa en la costa entre 70 % (Mazatlán) y 50 % (Culiacán), además, notaron que al mismo tiempo que la precipitación comienza sobre las zonas más altas de la SMO, la altura de la base de las nubes se encuentra por debajo de 1 km sobre el nivel de la topografía. Estas condiciones ambientales sobre la SMO tienen impactos importantes sobre la convección, pues debido a que las nubes se encuentran a baja altura, se reducen los efectos de la evaporación y con ello, aumenta la precipitación comparada con lo que ocurre en las regiones bajas de la SMO, donde como se mencionó antes, la humedad relativa se encuentra entre 50 y 70 %. También mostraron que la falta de humedad en forma de vapor disponible en las zonas altas

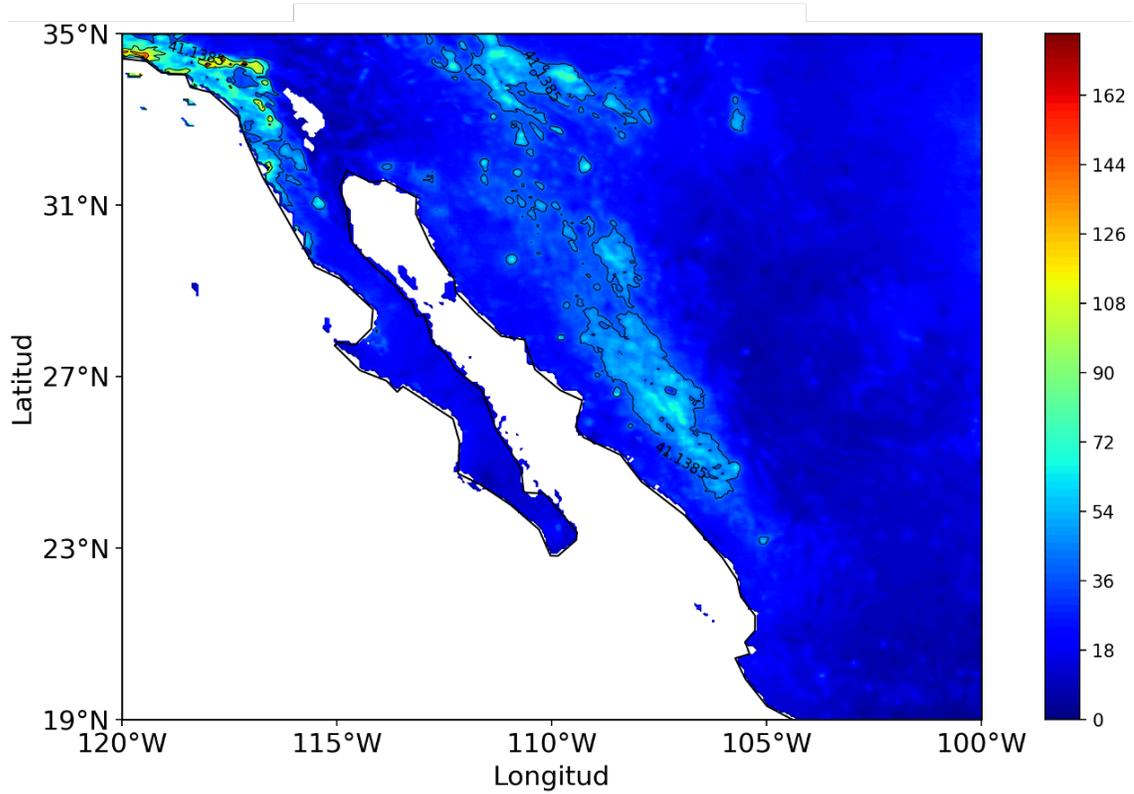
de la SMO (en comparación con aquella en zonas más bajas) puede limitar la altura máxima de la convección, pues menos energía potencial convectiva y humedad está disponible para liberar el calor latente durante la convección.



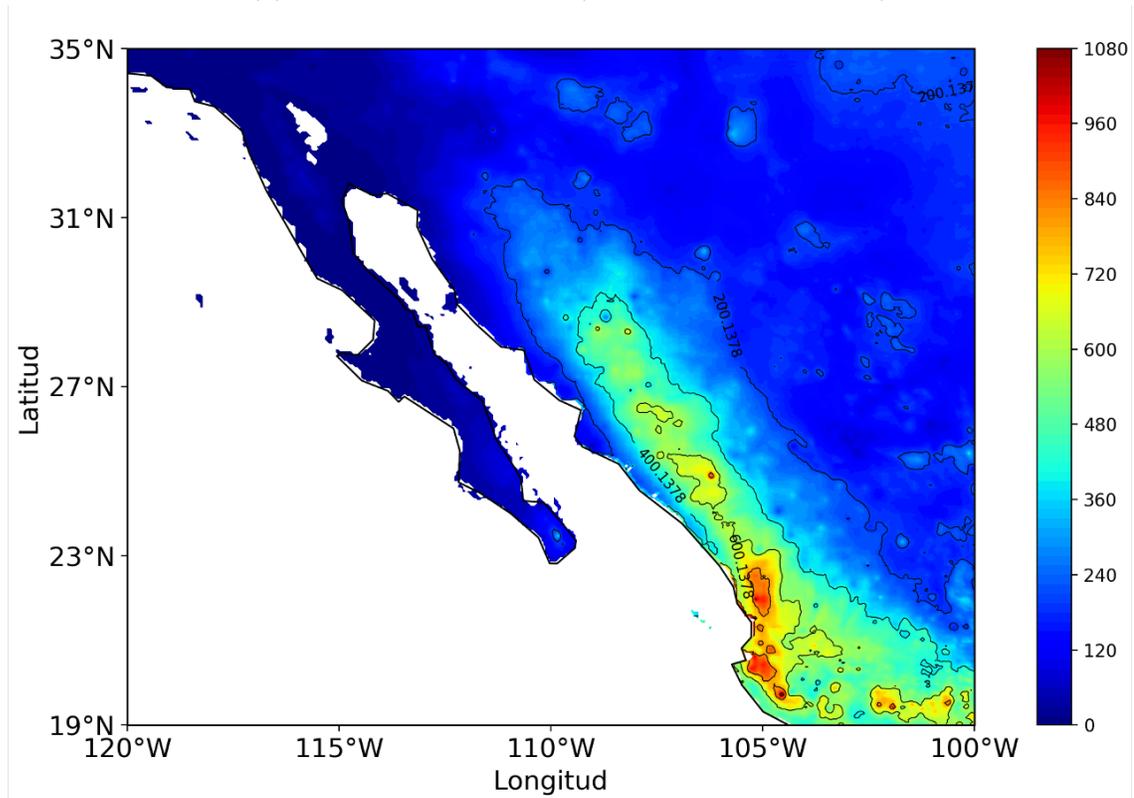
**Figura 4.** Elementos de la circulación del MAN. Fuente: The North American Monsoon: Reports to the Nation (NCAR, 1992).

La mayor parte de la precipitación en la zona núcleo del monzón está asociada a una sola estación, el verano (Tang y Reiter, 1984); la Figura 5 muestra el contraste entre la climatología de la lluvia acumulada en verano e invierno en el periodo 1981 - 2019. Estudios previos como el de Mitchell *et al.* (2002), demostraron la importancia de la temperatura superficial del mar del golfo de California para el MAN. Encontraron que no hay precipitación en la región del MAN si la TSM del golfo no supera los 29.5 °C. Una vez que la temperatura supera dicho límite la precipitación ocurre dentro de los primeros 7 días e inicia a partir de las primeras horas del medio día y sobre las zonas más altas de la SMO (Figura 6). Estas observaciones del ciclo diario fueron presentadas por Lang *et al.* (2007).

La zona de influencia del MAN está caracterizada por un desplazamiento progresivo de la intensa precipitación que inicia en promedio durante la segunda quincena de junio en dirección noroeste desde el oeste de México y para principios de julio se localiza en el suroeste de Estados Unidos (Higgins *et al.*, 1999). Sin embargo, la lluvia asociada al MAN en la zona de influencia se mantiene hasta finales de septiembre (Douglas *et al.*, 1993; Higgins *et al.*, 1999).



(a) Precipitación en invierno (diciembre - enero - febrero)



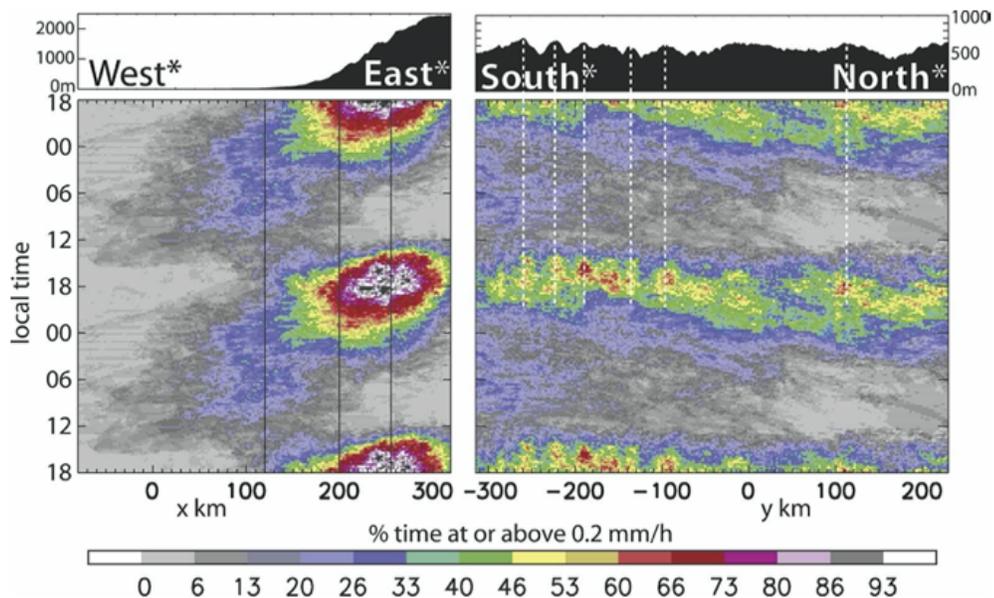
(b) Precipitación en verano junio - julio - agosto

**Figura 5.** Climatología de la precipitación acumulada en la zona núcleo del MAN durante las temporadas: (5a) Invierno DEF, (5b) Verano JJA de la serie de tiempo 1981-2019. Datos obtenidos de CHIRPS.

### 1.1.1. Escalas de variabilidad del MAN

#### Ciclo diurno

Lang *et al.* (2007) realizaron un análisis de variabilidad espacial y temporal de la precipitación asociada al monzón del 2004 con el fin de caracterizar el ciclo diurno. Encontraron que las regiones de mayor precipitación son las zonas altas de la SMO, donde la lluvia inicia en las primeras horas de la tarde y finaliza alrededor de la media noche (Figura 6). La precipitación es menor conforme disminuye la altura y se aproxima a la costa del golfo en una trayectoria oeste-noroeste con retraso de algunas horas debido al calor que emite el océano.



**Figura 6.** Observaciones de radar del ciclo diurno de la precipitación asociada al MAN. Las líneas verticales negras indican los límites geográficos (de izquierda a derecha: costa, falda de la SMO, puntos más altos de la SMO), líneas verticales punteadas indican los puntos más altos de la SMO. Fuente: Lang *et al.* (2007).

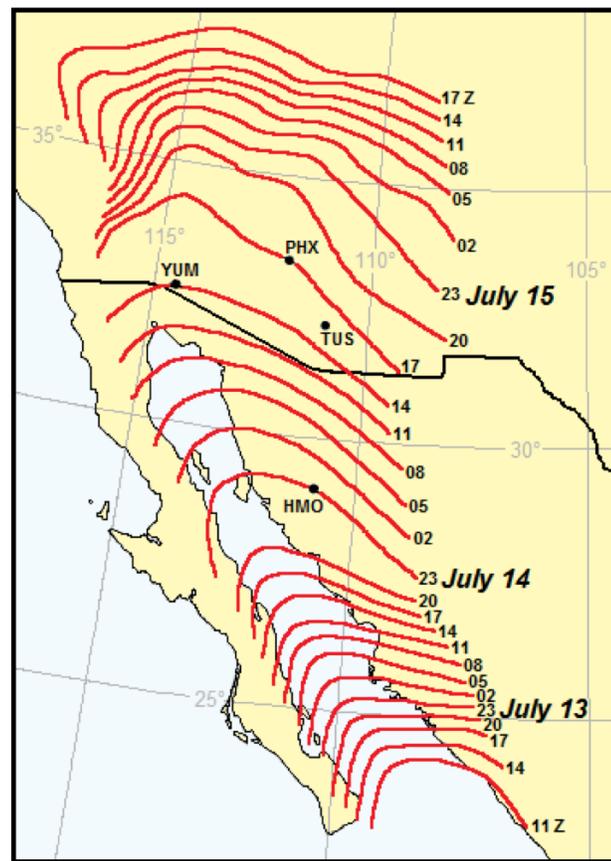
#### Escala sinóptica

Los principales fenómenos de escala sinóptica que influyen directamente sobre el MAN son los pulsos de humedad, masas de aire húmedo y frío que se propagan por los niveles bajos de la atmósfera, corren desde el sur en dirección noroeste a lo largo del golfo de California y fueron caracterizados por Douglas y Leal (2003). El estudio mostró que los pulsos son muy intensos en la troposfera baja y que están asociados a perturbaciones ciclónicas, es decir, ondas al sur de Baja California procedentes del golfo de

México donde en promedio inician 2 días antes de llegar a la entrada del golfo de California. También determinaron que estos pulsos de humedad pueden aportar del 15 % al 30 % de la precipitación diaria.

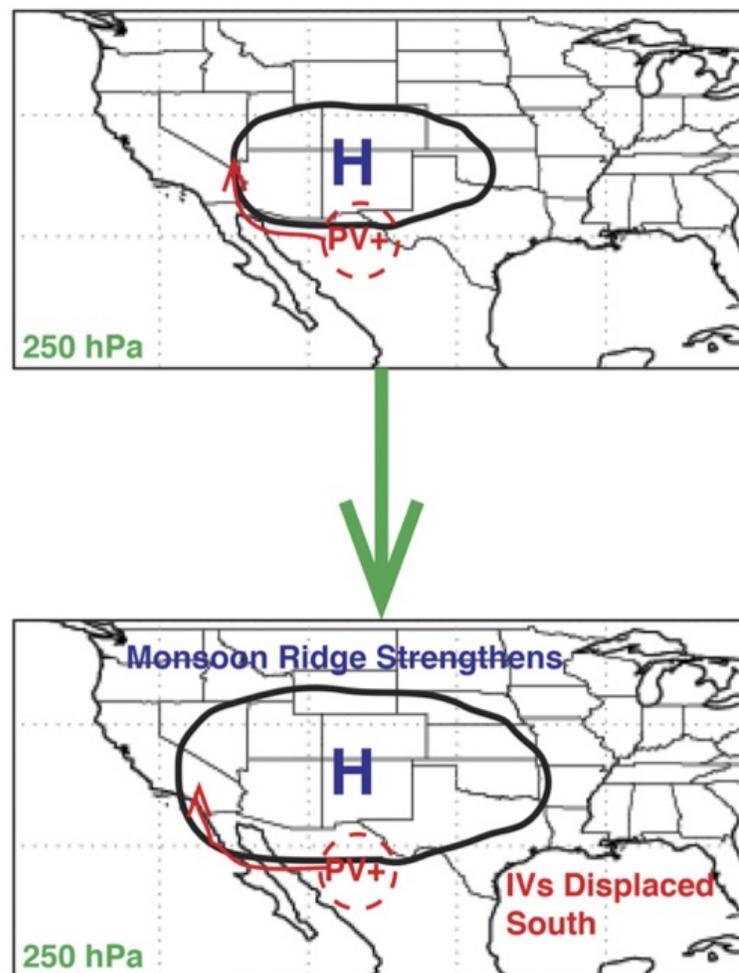
Brenner (1974) mostró que durante el verano (julio - septiembre) en las zonas montañosas, por debajo de los 850 mb se observa un rápido enfriamiento del terreno que se debe a las fuertes lluvias que ocurren por la tarde. Ya que el océano se enfría mas lentamente, se forma un domo sobre el golfo con mayor presión atmosférica respecto al continente. Este domo frío y saturado de humedad es advectado en dirección noroeste hacia el desierto de Arizona debido a la fuerza del gradiente de presión que domina sobre el golfo (Figura 7).

En cuanto a los huracanes y tormentas tropicales, Jiang y Zipser (2010) determinaron que estos fenómenos pueden aportar el 7 % de la precipitación al Pacífico este-central y que aumenta durante la fase positiva del ENOS.



**Figura 7.** Isócronos de la velocidad del viento superficial en intervalos de 3 horas de un pulso de humedad sobre el golfo de California. Fuente: modificada de Brenner (1974).

Trabajos como los de Bieda *et al.* (2009) y Finch y Johnson (2010), mostraron que la presencia de vaguadas invertidas (VI) en la troposfera alta mejora la convección formada en las zonas altas de las montañas y las tormentas de verano se desplazan hacia el desierto de Arizona atraídas por el centro de baja presión en altura que causan las VI; sin embargo, los procesos sinópticos y de mesoscala asociados a las VI aún no son del todo comprendidos. En este sentido, Lahmers *et al.* (2016) estudiaron las vaguadas invertidas durante la temporada monzónica en el periodo 1951 - 2010 y encontraron que la cresta del MAN (la región central asociada al anticiclón de altura) se está expandiendo, esta expansión provoca que las VI se desplacen hacia el este y evita que las tormentas formadas por la convección en el noroeste de México se dirijan hacia Arizona (Figura 8), lo cual disminuye la precipitación en la región.



**Figura 8.** Diagrama conceptual de la atmósfera a 250mb donde se describe el desplazamiento de las vaguadas invertidas (identificadas por la vorticidad potencial) como consecuencia de la expansión del anticiclón de altura del MAN. Fuente: Lahmers *et al.* (2016).

## **Intraestacional**

La variabilidad intraestacional del MAN, además de estar ligada a fenómenos como huracanes y tormentas tropicales de verano, también está influenciada por la oscilación Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés). Higgins y Shi (2001) señalaron que durante su desplazamiento hacia el este, la fase positiva de la MJO está asociada a la intensificación de los patrones de precipitación en el océano Pacífico tropical este, particularmente sobre la región conocida como la “alberca de agua caliente” en el oeste de México.

## **Interanual**

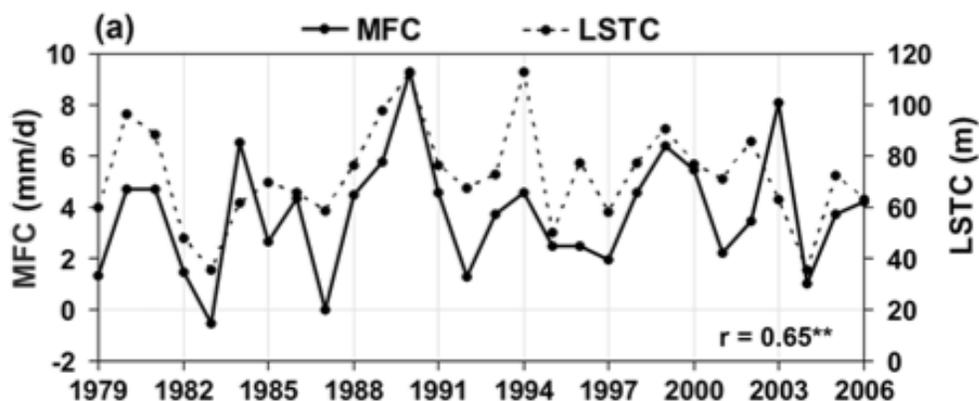
Al determinar un índice de precipitación de verano calculado mediante el método de componentes principales sobre la región oceánica y continental en la serie de tiempo 1979 - 1997 y seleccionar los cuatro años más húmedos (1983, 1984, 1988 y 1992) y los tres años más secos (1986, 1991 y 1994), Yu y Wallace (2000) encontraron que en promedio, sobre México, la precipitación es 47 % más alta en los años más húmedos. Este resultado nos habla de la importancia que tiene para el país la precipitación intensa de verano. Además, al correlacionar el índice de precipitación con la altura geopotencial y vientos de la troposfera alta (200 mb), notaron una muy baja correlación comparada con la que sucede en la troposfera baja (850mb). Esto indica que la precipitación (intensa o débil) está mayormente asociada con procesos de circulación atmosférica baja. Como se mencionó antes, la presencia del anticiclón de altura del MAN a 500 mb favorece la acumulación de humedad en la atmósfera. Sin embargo, de acuerdo con Yu y Wallace (2000) los procesos de circulación en la atmósfera baja modulan la precipitación.

Higgins *et al.* (1999) documentaron que la variabilidad interanual del MAN estaba fuertemente relacionada con la fase de El Niño - Oscilación Sur (ENOS). Este trabajo mostró por primera vez que monzones más húmedos (secos) se presentaban durante eventos de La Niña (El Niño). Atribuyeron esta relación en parte al impacto local de la temperatura superficial del mar sobre el CTOC y por lo tanto a la fuerza de la etapa inicial del MAN. Por su parte, Hu y Feng (2002) encontraron que la variabilidad interanual de MAN, estaba fuertemente ligada al desplazamiento meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) que ENOS es capaz de producir. Esta variabilidad de la intensidad del monzón se observó principalmente en la región centro y suroeste de México, pues identificaron que durante eventos de La Niña (El Niño), debido a las anomalías negativas (positivas) de la TSM, la ITCZ

se desplazaba más hacia el norte (sur), provocando mayor (menor) precipitación.

Por otra parte, el efecto que produce el llamado “land memory” sobre el MAN, fue descrito por Higgins *et al.* (1998). Ellos encontraron que fuertes nevadas en el noroeste de Estados Unidos coexistían con menores precipitaciones de invierno en el suroeste de Estados Unidos. Esta precipitación a su vez, favorecía las lluvias de verano durante el monzón; sin embargo, Hu y Feng (2002), en su análisis de precipitación con datos desde el año 1900 hasta 1997, demostraron que esta relación no era robusta, pues mientras que en el periodo 1920 - 1930 la relación era muy fuerte, desapareció en el periodo 1931 - 1960 y se fortaleció nuevamente la relación durante 1961 - 1990, a partir de este año se debilitó una vez más. Hu y Feng propusieron que esta variabilidad se debía a que la circulación atmosférica de gran escala había cambiado y ello a su vez modificaría los procesos a través de los cuales el efecto “land memory” influye sobre la precipitación en el suroeste de Estados Unidos.

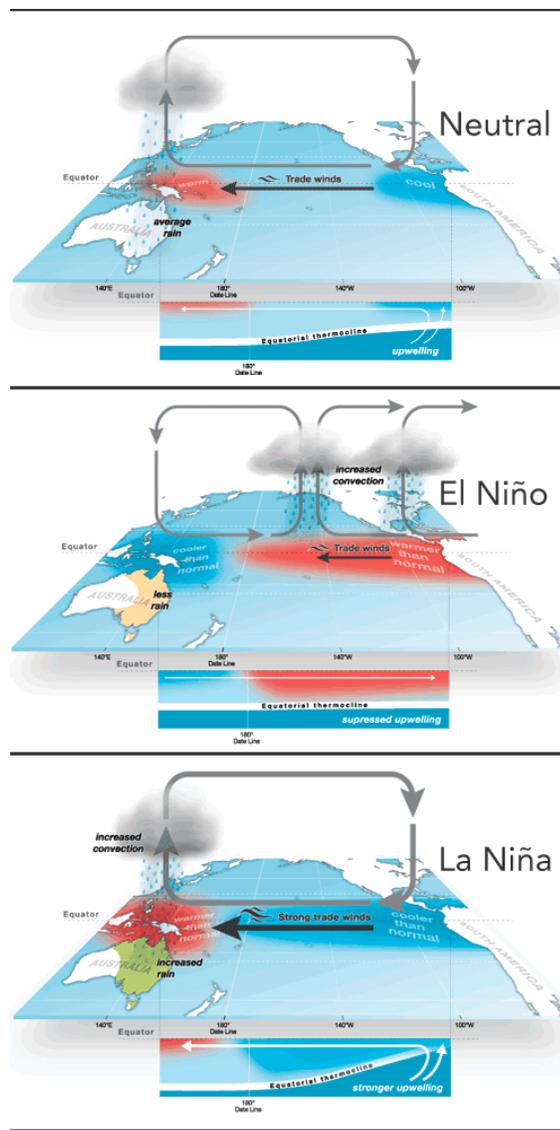
Los análisis que se llevaron a cabo en el presente trabajo se enfocaron precisamente en la escala de variabilidad interanual del monzón, por lo que los índices propuestos en la sección 2.2 para medir el MAN son de escala interanual. En la sección 1.3 se presenta una breve descripción de los mecanismos oceánicos y atmosféricos a través de los cuales ENOS modula la fuerza de la etapa inicial del MAN, mismos que también son de escala interanual. Turrent y Cavazos (2009) obtuvieron los índices de Convergencia de Flujo de Humedad (CFH) y CTOC en la región núcleo del MAN, los cuales se muestran en la Figura 9. Se puede observar claramente la relación directamente proporcional entre dichos índices, la cual constituye el punto de partida de este trabajo. Dicha relación se explica con más detalle en la sección 3.



**Figura 9.** Serie de tiempo de los índices Convergencia de flujo de humedad (MFC, por sus siglas en inglés) y CTOC (LSTC, por sus siglas en inglés) medido como la diferencia horizontal del grosor troposférico (unidades en metros) de las regiones oceánicas y continentales de interés, en el periodo 1979 - 2006. Imagen tomada de: Turrent y Cavazos (2009).

## 1.2. El Niño Oscilación Sur (ENOS)

En la escala interanual, el fenómeno de El Niño es el modo dominante de variabilidad climática global. Sus efectos en el océano se vinculan con complejos procesos de interacción con la atmósfera. Se sabe que el término “El Niño” fue acuñado por pescadores en el norte de Perú a finales del siglo XIX, cuando notaron que algunos años en fechas cercanas a la Navidad la temperatura del mar se incrementaba, con lo cual se reducía la pesca en uno de los mares más productivos del planeta, las costumbres religiosas de los pescadores les indicaba que mediante el desabasto de peces en el mar, el Niño Jesús les pedía que regresaran con su familia.



**Figura 10.** Condiciones de El Niño, La Niña y Neutral en el océano Pacífico ecuatorial y su interacción con la atmósfera tropical. Fuente: International Research Institute for Climate and Society, Columbia University

Cuando los vientos alisios que soplan de este a oeste a lo largo del ecuador se debilitan, se generan ondas de Kelvin oceánicas que se propagan hacia el este, esto provoca el hundimiento de la termoclina y un incremento en las anomalías de las temperaturas tanto en la superficie del mar como debajo de ella (Figura 10).

La Administración Nacional para el Océano y la Atmósfera de los Estados Unidos de Norte América (NOAA, por sus siglas en inglés), utiliza el Índice Oceánico El Niño (ONI) para la identificación de El Niño y La Niña. Este índice se calcula con la media móvil centrada de 3 meses consecutivos de las anomalías de la temperatura superficial del mar, medidas en el Pacífico tropical en la región El Niño 3.4 (5°N - 5°S, 120°E - 170°W). Se consideran episodios cálidos o fríos cuando superan el umbral de  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ , una vez que el episodio se repite durante 5 meses consecutivos, se define la presencia de El Niño (anomalías cálidas) o La Niña (anomalías frías).

El Índice de Oscilación del Sur (SOI, por sus siglas en inglés) se obtiene de la diferencia de los valores de la presión atmosférica entre la isla de Tahití y Darwin en Australia y refleja la componente atmosférica del fenómeno. El SOI indica cómo cambia la presión atmosférica en las regiones occidental y central-oriental del océano Pacífico tropical.

El Niño – Oscilación del Sur (ENOS) es un fenómeno que relaciona al océano y a la atmósfera en la franja ecuatorial del océano Pacífico (Figura 10). Sin embargo los impactos de este fenómeno no se limitan a los trópicos, sino que tienen repercusiones sobre patrones climáticos en otras regiones del mundo a través de teleconexiones.

Actualmente aún existe mucha incertidumbre en cuanto a la evolución de la intensidad y frecuencia de ENOS en escalas de tiempo decadales y más largas debido a los diferentes modos de variabilidad de otros fenómenos con los que interactúa, así como los efectos que induce el calentamiento global sobre él y otras oscilaciones climáticas alrededor del planeta.

### **1.3. Relación ENOS - MAN**

Durante los eventos de ENOS, la respuesta de la atmósfera a las anomalías de la temperatura superficial del mar en la región del océano Pacífico ecuatorial se ve reflejada mas allá de los trópicos en forma de

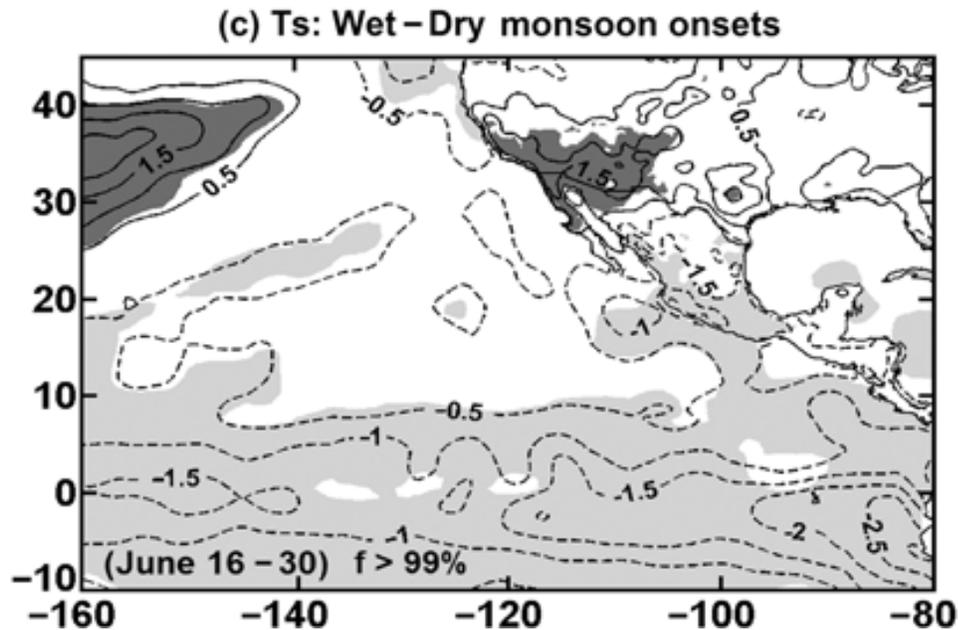
cambios en los procesos de circulación atmosférica a través de puentes atmosféricos mejor conocidos como teleconexiones. Klein *et al.* (1999) mostró que estas teleconexiones son capaces de llegar al sur del mar de China, el océano Índico y al océano Atlántico Norte tropical, 3 ó 6 meses después de haberse registrado las anomalías máximas en el Pacífico tropical. Pozo-Vázquez *et al.* (2005) mostraron la relación existente entre ENOS y la Oscilación del Atlántico Norte. Como los anteriores, numerosos estudios han intentado esclarecer los mecanismos físicos a través de los cuales ENOS interactúa con la atmósfera y puede generar por ejemplo cambios en los patrones del viento estacional, de la precipitación y de la temperatura superficial en regiones muy lejanas del Pacífico ecuatorial donde ENOS se origina.

Entre los fenómenos atmosféricos sobre los cuales ENOS actúa a través de teleconexiones, se encuentra el Monzón de América del Norte, descrito en la sección 1.1. El análisis de la variabilidad interanual del MAN en función de la fase positiva o negativa de ENOS durante el periodo 1979 - 2019 es el tema principal de este trabajo.

La influencia de ENOS sobre el MAN ha sido estudiada en trabajos como Higgins y Shi (2001), donde confirmaron mediante un análisis de componentes principales de las anomalías de precipitación que la fase de ENOS (en adelante, la expresión “fase de ENOS” hará referencia al signo de ENOS: positivo para El Niño, negativo para La Niña) es un importante modulador de la variabilidad interanual de la intensidad de la etapa inicial del MAN. Las teleconexiones generadas por ENOS son capaces de crear variaciones en el CTOC regional. Como se indicó en secciones anteriores, el CTOC es clave para estimar la intensidad de la etapa inicial del MAN y es medido a través de diferencias del grosor troposférico entre océano y continente. El grosor troposférico fue considerado como una aproximación al contenido de calor en la columna de aire de acuerdo con Turrent y Cavazos (2009).

En el mismo trabajo (Turrent y Cavazos, 2009) mostraron una relación entre la intensidad de la etapa inicial del monzón y ENOS al llevar a cabo diferencias entre la temperatura superficial de los años más húmedos (aquellos con los valores más altos del índice de Convergencia del Flujo de Humedad, CFH) y la de los años más secos durante la segunda quincena de junio del periodo 1979 - 2006, en la Figura 11 se observa que la TSM de la región ecuatorial asociada a ENOS tiene una relación inversa con el MAN. Es decir, una condición cálida del océano induce monzones secos y de forma inversa, una condición fría se asocia a monzones más húmedos. Previamente, mediante un análisis de puntuación Z Castro *et al.* (2001) mostraron que existe una relación estadísticamente significativa entre la temperatura superficial

del Pacífico Norte y tropical y la evolución del MAN. Además el estudio reportó que la teleconectividad máxima ocurría durante la etapa inicial del MAN. Ambos trabajos confirmaron el forzamiento tropical de ENOS sobre el Monzón de América del Norte.

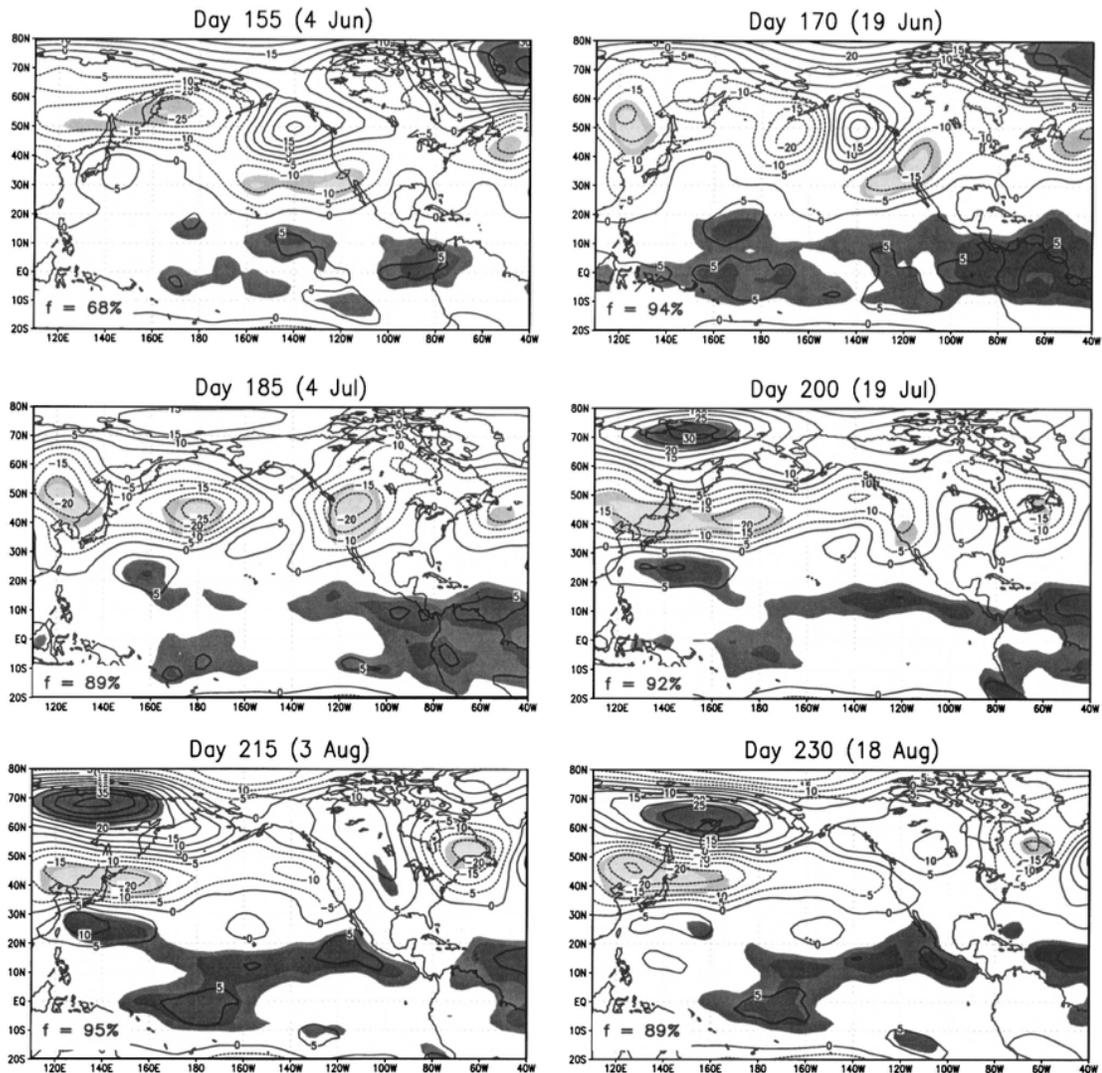


**Figura 11.** Diferencia de temperaturas de los años húmedos menos los años secos del MAN en la temporada 1979 - 2006. Fuente: (Turrent y Cavazos, 2009)

Castro *et al.* (2007) identificaron un fenómeno atmosférico particularmente interesante que podría ser un factor importante en la evolución del MAN. Señalaron que el principal modo de variabilidad interanual del océano Pacífico tropical es el fenómeno ENOS y además, este modo de variabilidad está asociado a un grupo de anomalías negativas a 500 mb en latitudes medias que cruzan el Pacífico de forma zonal. En la Figura 12 se muestra la evolución del promedio centrado de 30 días de las diferencias de promedios mensuales de las alturas geopotenciales a 500 mb de años El Niño menos años La Niña. En el panel del día 4 de julio se observa una anomalía negativa y estadísticamente significativa en el oeste de Estados Unidos. La presencia de este patrón en la región que afecta la trayectoria del anticiclón de altura del MAN (costa oeste de Estados Unidos), podría influir en la evolución e intensidad del monzón. Estas anomalías de la altura geopotencial, que presumiblemente se deben a la acción de ondas planetarias forzadas por ENOS, podrían actuar como un bloqueo sobre el anticiclón.

Desde que Halley en 1687 mostró que el Contraste Térmico Océano - Continente juega un papel importante en el desarrollo de los monzones, numerosos estudios han buscado comprender mejor este

fenómeno. Por ejemplo, Higgins y Shi (2001) mostraron que gradientes térmicos positivos (negativos) inducen monzones intensos (débiles). Turrent y Cavazos (2012) señalaron lo sensible que es este mecanismo de variabilidad para el MAN. Diferencias de temperatura entre la región continental de la baja térmica y la región oceánica al sur del golfo de California tan pequeñas como  $\sim 2$  °C pueden inducir monzones húmedos.



**Figura 12.** Evolución del promedio centrado de 30 días de las diferencias de alturas geopotenciales a 500 mb de años El Niño menos años La Niña en la serie de tiempo 1951 - 2000. Fuente: (Castro *et al.*, 2007)

Sin embargo, los mecanismos físicos a través de los cuales ocurren los forzamientos remotos al CTOC regional, tales como ENOS, aún no han sido del todo explicados. Además, los diferentes trabajos que han tratado de explicar cómo ENOS es capaz de modificar la estructura de la circulación oceánica y atmosférica deben ser actualizados, pues en los últimos años, los efectos del calentamiento global

posiblemente están modificando los patrones climáticos que ya se tenían identificados, incluido el MAN y el propio ENOS.

## **1.4. Hipótesis y objetivos**

### **1.4.1. Hipótesis**

Las conexiones entre el contraste térmico océano - continente (CTOC), el gradiente de presión a lo largo del Golfo de California y el transporte de humedad hacia la región núcleo del monzón, regulan la variabilidad interanual de la etapa inicial del monzón. A su vez, estas conexiones son moduladas por el fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS).

### **1.4.2. Objetivos**

Actualizar los estudios de la variabilidad interanual del monzón (Castro *et al.*, 2007; Turrent y Cavazos, 2009), calculando índices climáticos relevantes a partir de bases de datos más recientes y de mayor calidad (CHIRPS, CFSR y ERA5) para evaluar la influencia de ENOS sobre la variabilidad interanual del monzón de América del Norte.

#### **Objetivos particulares**

- Calcular índices de: (1) la convergencia del flujo de humedad en la zona núcleo del monzón, (2) el contraste térmico entre océano y continente, (3) la altura geopotencial de 500 mb sobre la costa oeste de EUA y (4) la precipitación en la zona núcleo para el periodo 1979 – 2019.
- Analizar la correlación entre el índice de convergencia de flujo de humedad y el campo de temperatura superficial del mar del océano Pacífico.
- Analizar la variabilidad de la precipitación en la zona de influencia del MAN en función del signo y magnitud de ENOS.
- Analizar el campo de altura geopotencial a 500 mb en función del signo y magnitud de ENOS para evaluar su efecto sobre el monzón.

## Capítulo 2. Metodología

---

### 2.1. Bases de datos

El uso de los productos de reanálisis atmosféricos, los cuales combinan mediante la asimilación de datos los resultados de modelos numéricos globales con observaciones meteorológicas de diversa índole, es una de las mejores herramientas para entender procesos convectivos en los trópicos y sus mecanismos de teleconexión con lugares remotos. Por esta razón, se utilizaron los campos horarios de las componentes del viento horizontal  $u$  y  $v$ , la humedad específica ( $q$ ), los campos de la altura geopotencial ( $Z$ ) de las superficies de 1000mb y 500mb, y la temperatura a 10 m sobre la superficie del reanálisis ERA5. Dicho producto es la quinta generación de reanálisis del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Mediano plazo (ECMWF, por sus siglas en inglés). La resolución espacial de su malla regular de latitud-longitud es de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  tiene 37 niveles verticales que van desde 1000 mb hasta 1 mb y una resolución temporal horaria. ERA5 es un reanálisis dinámico cuyo algoritmo de solución se basa en el método incremental descrito por Courtier *et al.* (1994), este método usa la resolución más alta posible para el cálculo de la trayectoria del modelo, así como para calcular las desviaciones entre las observaciones y las salidas del modelo. Para mejorar la resolución, bucles internos anidados resuelven de forma más completa las ecuaciones de los procesos físicos (ECMWF, 2016).

El *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) es la tercera generación de reanálisis del *National Center for Atmospheric Research*. Es un modelo numérico acoplado océano - atmósfera - continente - glaciares de escala global, tiene 64 niveles de presión en la atmósfera, dos resoluciones espaciales disponibles:  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  y  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ . Durante el proceso de un día de ejecución de CFSR, el algoritmo realiza un análisis para las 0000, 0600, 1200 y 1800 UTC usando un pronóstico de estimación acoplado cada nueve horas para la atmósfera y el océano. El análisis sobre tierra únicamente se realiza a las 0000 UTC, usando la base de datos de precipitación "*Merged Analysis of Precipitation*" (CMAP) de la NOAA (Saha *et al.*, 2010). En cuanto al *North American Regional Reanalysis* (NARR), es un producto del *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Construido sobre una malla Lambert Conformal con resolución temporal espaciada en intervalos de 3 horas y su resolución espacial es de aproximadamente 32km.

Es un modelo dinámico que incorpora datos satelitales así como de estaciones fijas de monitoreo. El algoritmo funciona en forma cíclica, donde cada tres horas se completa un bucle, el cual sirve como primera estimación para el ciclo siguiente (Mesinger *et al.*, 2006). Las variables utilizadas tanto de CFSR como de NARR fueron los campos de las componentes del viento horizontal  $u$  y  $v$ , la humedad específica ( $q$ ) y los campos de la altura geopotencial ( $Z$ ) de las superficies de 1000 mb y 500 mb.

Para los análisis de precipitación se obtuvieron datos del producto *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data* (CHIRPS), el cual es un análisis quasi-global, creado por el Climate Hazards Center de la Universidad de Santa Bárbara, California. CHIRPS tiene una cobertura desde 50°S a 50°N y 0° a 360° longitud, con resolución espacial de 0.05° y resolución temporal diaria desde el año 1981 hasta 2020. Este análisis incorpora datos satelitales y de estaciones fijas de monitoreo. A diferencia de ERA5, NARR y CFSR los cuales son reanálisis dinámicos, CHIRPS es un análisis estadístico que utiliza técnicas de interpolación para unir datos de estaciones fijas y cinco productos satelitales. México aportó 1814 estaciones fijas de monitoreo y el proceso de validación de CHIRPS arrojó un error menor al 3% sobre el territorio mexicano (Funk *et al.*, 2015).

El índice de la temperatura superficial del mar que se utilizó para correlacionar los diferentes indicadores de la etapa inicial del MAN contra ENOS fue el correspondiente a la región Niño 3.4 (NOAA, 2019). Se utilizaron datos históricos del índice oceánico El Niño (ONI, por sus siglas en inglés) de la NOAA correspondientes a los meses de mayo, junio y julio en el periodo 1979 - 2019 (descrito en la sección 1.2). El índice de estos meses se seleccionó con el fin de poder analizar periodos de tiempo anteriores y posteriores al comienzo de la temporada monzónica en la zona núcleo, la cual en promedio ocurre durante la segunda quincena de junio (Turrent y Cavazos, 2009).

## **2.2. Índices para medir la intensidad de la etapa inicial del MAN**

### **2.2.1. Índice CFH**

A pesar de que la precipitación es muy variable en tiempo y espacio, su media sobre una región específica suele ser estable. De acuerdo con las tablas 7.1 y 7.2 de Peixoto y Oort (1992), la precipitación en la región tropical asociada a la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) es mucho

mayor que la evaporación y mediciones similares se pueden encontrar en latitudes medias. Mientras que las regiones subtropicales y polares la evaporación es mayor que la precipitación. Con esto en mente y de acuerdo con el procedimiento descrito por Peixoto y Oort (1992), podemos determinar un índice de Convergencia de Flujo de Humedad (CFH) en la región núcleo del MAN que nos indicará las tasas de precipitación durante la etapa inicial del monzón. La ecuación clásica que evalúa las tasas de cambio entre los diferentes reservorios de la hidrósfera global es:

$$S = P - E - R_o - R_u \quad (1)$$

Donde:

$S$ : tasa de almacenamiento de agua.

$P$ : tasa de precipitación (fase sólida o líquida).

$E$ : tasa de evaporación (evapotranspiración sobre tierra y sublimación sobre nieve y hielo).

$R_o$ : escorrentías superficiales.

$R_u$ : escorrentías subterráneas.

Debido a que nos interesa medir la cantidad de humedad contenida en la atmósfera disponible para la precipitación, los términos de escorrentías serán despreciables. Entonces, la ecuación anterior queda:

$$\{\bar{S}\} = \{\bar{P}\} - \{\bar{E}\} \quad (2)$$

Donde la línea superior indica el promedio temporal y los corchetes  $\{ \}$  el promedio espacial sobre la región de interés (en este trabajo: la región núcleo del MAN mostrada en la figura 1).

Con el fin de medir la cantidad de agua total almacenada en la atmósfera disponible para la precipitación sobre la región núcleo del MAN ( $\{\bar{S}\}$ ), el índice de CFH se obtendrá a partir de la ecuación 12.13 de Peixoto y Oort (1992), cuya deducción se describirá en los siguientes párrafos. Primero, se debe medir la cantidad de agua contenida en una columna de aire unitaria mediante la ecuación:

$$W(\lambda, \phi, t) = \int_{superficie}^{1mb} q \frac{dp}{g} \quad (3)$$

Donde  $q$  es la humedad específica,  $dp$  son los intervalos de presión,  $g$  la aceleración de la gravedad y  $W$  es la cantidad de agua precipitable en la atmósfera en las coordenadas latitud, longitud y tiempo  $(\lambda, \phi, t)$ .  $W$  representa la cantidad de agua obtenida si todo el vapor de agua en la columna de aire fuera condensada. Al integrar el transporte de humedad con respecto a la presión se obtiene:

$$\vec{Q}(\lambda, \phi, t) = \int_{superficie}^{1mb} q \vec{U} \frac{dp}{g} \quad (4)$$

Donde  $\vec{U}$  es el vector de la velocidad horizontal y  $\vec{Q}$  es el flujo de humedad verticalmente integrado desde la superficie hasta 1 mb en una columna de aire unitaria. La ecuación de balance para vapor de agua se expresa de la siguiente forma:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = s(q) + D \quad (5)$$

Donde  $s(q)$  es la tasa de generación o destrucción de vapor de agua asociados con los cambios de fase y  $D = -\nabla \cdot \mathbf{J}_q^D$  es la difusión molecular y turbulenta del vapor de agua en los límites del volumen de control, donde  $\mathbf{J}^D$  es el vector de flujo difusivo (primera ley de Fick) y representa la cantidad de masa de un fluido (en nuestro caso vapor de agua) que atraviesa un elemento de superficie perpendicular a  $\mathbf{J}$  en una unidad de tiempo. Este último término suele ser despreciado en los análisis climatológicos debido que en estas escalas  $D \ll 1$ . Debido a que en la atmósfera las principales fuentes y pérdidas de vapor de agua son la evaporación y condensación, implica que  $s(q) = e - c$ , donde  $e$  es la tasa de evaporación sobre la Tierra e incluye la sublimación sobre nieve y hielo.  $c$  es la tasa de condensación en fase líquida o gaseosa.

Al sumar la ecuación 5 a la ecuación de continuidad de masa se obtiene la ecuación de balance para el vapor de agua en la columna de aire:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q\vec{U} + \frac{\partial qw}{\partial p} = s(q) + D \quad (6)$$

Donde  $w$  es la velocidad vertical y  $qw$  es el transporte vertical de vapor. De la misma forma en que se obtuvo la ecuación 6 para el vapor de agua, se escribe la ecuación para la fase condensada (líquido más sólido)  $q_c$  y considerando que la tasa de formación en las nubes está dada por:  $s(q_c) = -s(q)$ . La ecuación para la fase condensada queda:

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \nabla \cdot q_c\vec{U} + \frac{\partial q_c w_c}{\partial p} = -(e - c) \quad (7)$$

Donde  $w_c$  es la velocidad vertical de las gotas de agua, nieve o hielo y  $q_c w_c$  es el transporte vertical neto de agua condensada. La ecuación para el total de agua contenida en la columna de aire se obtiene al sumar las ecuaciones 6 y 7:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q\vec{U} + \frac{\partial qw}{\partial p} + \frac{\partial q_c}{\partial t} + \nabla \cdot q_c\vec{U} + \frac{\partial q_c w_c}{\partial p} = D \quad (8)$$

Integrando verticalmente la ecuación 8 desde la superficie hasta 1mb se obtiene la cantidad de agua total en la atmósfera disponible para la precipitación ( $\bar{S}$ ) en una columna de aire unitaria.

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q} + \frac{\partial W_c}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q}_c = P - E \quad (9)$$

Donde  $W_c$  es la cantidad de agua condensada y  $\vec{Q}_c$  es el vector de transporte horizontal de agua condensada, ambos en la columna de aire unitaria. Además, considerando que  $\frac{\partial W_c}{\partial t} \ll \frac{\partial W}{\partial t}$  y  $|\vec{Q}_c| \ll |\vec{Q}|$ , entonces aquellos correspondientes al agua condensada se pueden despreciar.

Finalmente, en escalas de tiempo mensuales, estacionales o en nuestro caso, promedios quincenales, el cambio local de agua precipitable es despreciable, por lo que  $\frac{\partial W}{\partial t} \approx 0$  (Peixoto y Oort, 1992). Ya que la evaporación constituye fuentes de humedad ( $\bar{P} - \bar{E} > 0$ ), estará asociada a la divergencia. En cambio, la precipitación estará asociada a sumideros de vapor de agua ( $\bar{P} - \bar{E} < 0$ ). Entonces la

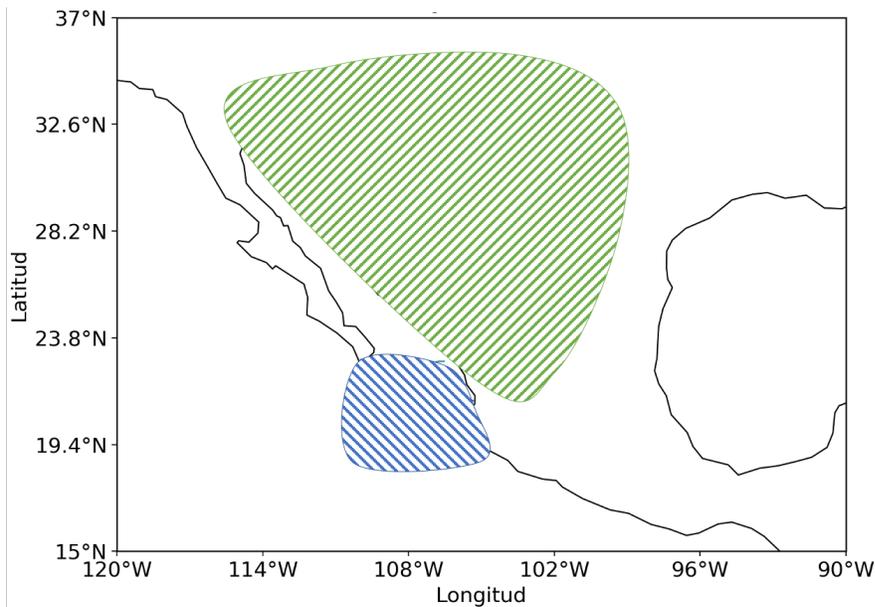
ecuación para medir la humedad en la atmósfera disponible para la precipitación queda como:

$$\{-\nabla \cdot \vec{Q}\} = \{P - E\} \quad (10)$$

Donde los corchetes  $\{ \}$  indican el promedio espacial. El término de la izquierda es el índice de Convergencia de Flujo de Humedad (CFH) y se calcula como un promedio espacial y temporal sobre la región núcleo del MAN (Figura 1) y durante la segunda quincena de junio. Su variabilidad interanual para el periodo 1979 - 2019 se muestra en la sección 3.1.

### 2.2.2. Índice CTOC

El índice del Contraste Térmico Océano - Continente (CTOC) se calculó como la diferencia del grosor troposférico sobre el continente menos el grosor troposférico sobre el océano, pues estas alturas son una aproximación al contenido de calor en el atmósfera. El grosor troposférico ( $\Delta Z$ ), se mide como  $Z_{500mb} - Z_{1000mb}$  donde  $Z$  es la altura geopotencial a 500 y 1000 mb respectivamente.

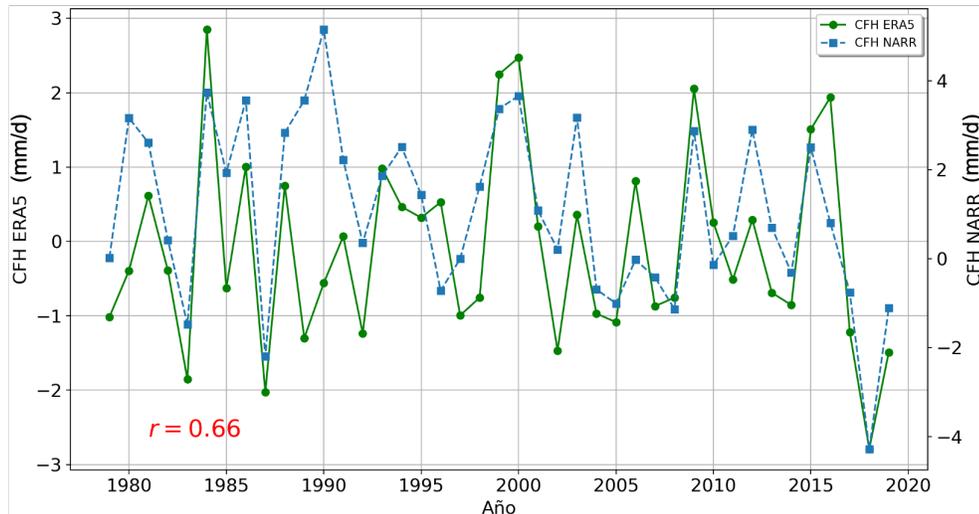


**Figura 13.** Polígonos sobre los cuales se calculó el grosor troposférico del continente (región del anticiclón señalada en color verde) y el grosor troposférico del océano (determinada a partir del trabajo de Turrent y Cavazos (2009) señalada en azul).

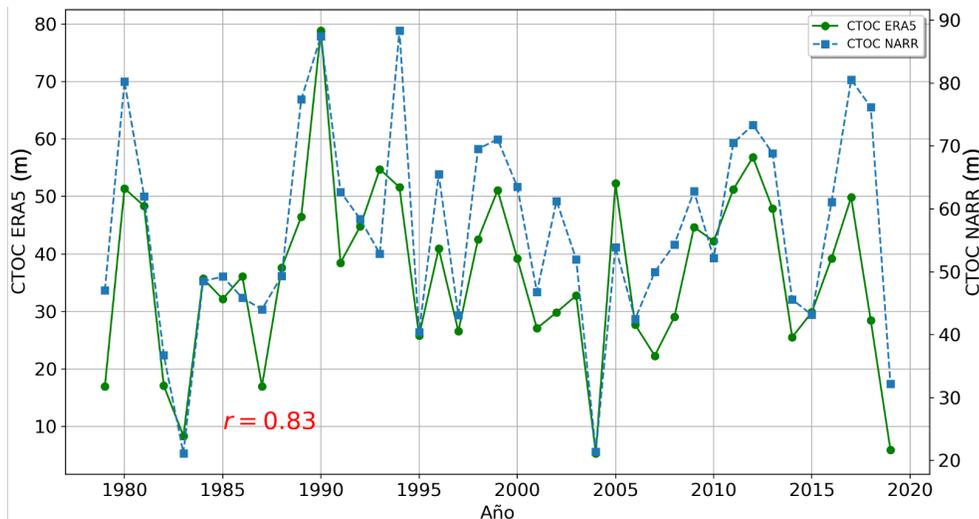
Durante la segunda quincena de junio, la estructura de la circulación atmosférica tiene una masa de aire ascendente sobre la Sierra Madre Occidental (SMO) y subsidencia sobre el océano Pacífico. Esta configuración genera un anticiclón de altura sobre el continente que se propaga hacia el noreste de México (Rodwell y Hoskins, 2001). La presencia del anticiclón favorece la acumulación de una gran cantidad de humedad disponible para la precipitación. El área ocupada por el anticiclón durante la segunda quincena de junio en el promedio climatológico (Figura 13) fue usada para definir la región continental que se usó para calcular el grosor troposférico sobre el continente  $\{\Delta Z_{\text{continente}}\}$ . La región oceánica sobre la cual se calculó  $\{\Delta Z_{\text{océano}}\}$  fue seleccionada de acuerdo con los resultados de Turrent y Cavazos (2009). Para identificar la región oceánica con mayor contenido de calor sobre la atmósfera, Turrent y Cavazos (2009) obtuvieron las zonas de máxima correlación entre el índice CFH y la diferencia entre  $\{\Delta Z_{\text{continente}}\}$  y  $\{\Delta Z_{\text{océano}}\}$ . La ecuación 11 muestra el cálculo del CTOC.

$$CTOC = \{\Delta Z\}_{\text{continente}} - \{\Delta Z\}_{\text{océano}} \quad (11)$$

El cálculo de los índices de CFH y CTOC se realizó con los campos de los reanálisis ERA5, NARR y CFSR con el fin de comparar la relación entre estos índices con los resultados obtenidos por Turrent y Cavazos (2009). Se determinó no continuar el trabajo con CFSR debido a que se detectó un sesgo seco del reanálisis en la temporada monzónica. Este sesgo fue descrito por Silva *et al.* (2011). En cuanto a NARR, aunque los resultados fueron similares a ERA5 (Figura 14), se decidió continuar con el segundo pues es la base de datos de última generación para análisis climáticos.



(a) Series de tiempo del índice CFH calculado con los reanálisis de NARR y ERA5 en el periodo 1979 - 2019 en la zona núcleo del MAN.



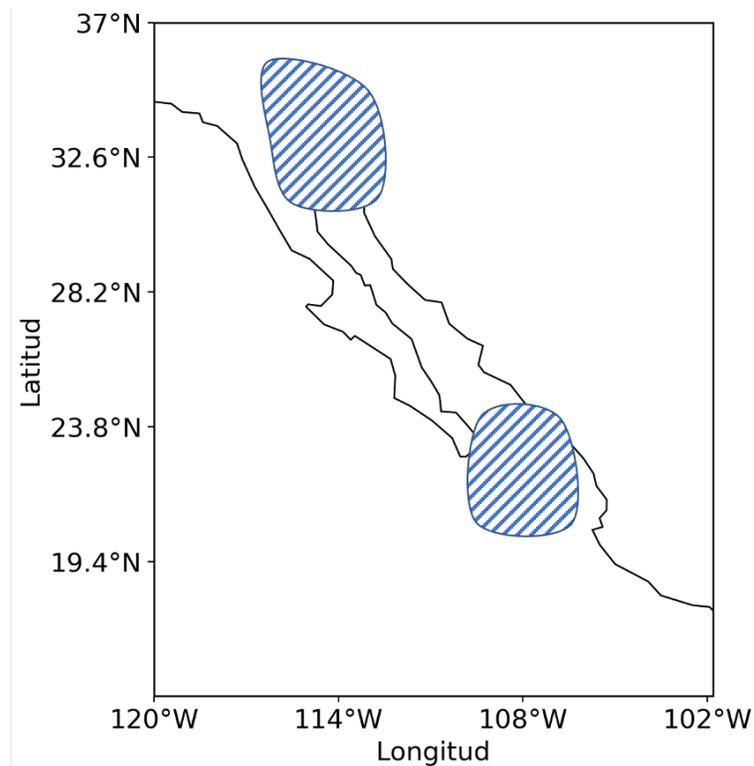
(b) Series de tiempo del índice CTOC calculado con los reanálisis de NARR y ERA5 en el periodo 1979 - 2019, de acuerdo al procedimiento descrito en la sección 2.2.2

**Figura 14.** Series de tiempo de los índices CFH y CTOC de calculados a través de NARR comparados con los calculados a través de ERA5. Aunque en ambos casos la correlación es buena, se decidió continuar únicamente con los campos de ERA5, pues es la última generación de reanálisis para análisis climáticos.

### 2.2.3. Índice de gradiente de presión superficial

El gradiente de presión superficial a lo largo del golfo de California se aproximó mediante la diferencia del promedio de los campos de presión superficial ( $\Delta P$ ) entre dos polígonos de aproximadamente  $3^\circ \times 3^\circ$ . El primero se localiza al sur de la península de Baja California (justo a la entrada del golfo) y el segundo ubicado al norte del GoC, donde el sistema de baja presión es más fuerte (Figura 15). De acuerdo con lo anterior  $\Delta P = \{PS_{sur}\} - \{PS_{norte}\}$  donde  $PS$  es la presión superficial y los corchetes  $\{ \}$  indican

el promedio de la  $PS$  en el área durante la segunda quincena de junio.



**Figura 15.** Polígonos al norte y sur del golfo de California para el cálculo de  $\Delta P$ .

#### 2.2.4. Índice de precipitación

El índice de precipitación se calculó como el promedio de la lluvia acumulada dentro del polígono descrito por Torres *et al.* (2014) en el periodo 16 de junio al 15 de julio de cada año (no se muestra). Después de 30 días a partir de la fecha en que inicia el monzón, la precipitación puede cambiar debido a procesos de recirculación o por mayor actividad ciclónica proveniente de los trópicos, con lo cual no representa necesariamente la fuerza de la etapa inicial del monzón. Aplicando un método de ventanas móviles (descrito en la sección 2.3) se obtuvieron los ciclos anuales de precipitación en el polígono para observar los cambios ocurridos en la precipitación acumulada en serie de tiempo 1981 - 2019.

Aplicando el mismo método de ventanas móviles, se realizaron mapas de correlación entre el índice de CFH y la precipitación sobre la región que cubren las coordenadas 15°N - 40°N y 120°W - 86°W (México y el sur de Estados Unidos), para identificar la distribución de la precipitación asociada a la etapa inicial del MAN.

Adicionalmente, se aplicó la prueba estadística de diferencia de medias a los mapas obtenidos al calcular la diferencia entre la precipitación acumulada de 30 días a partir del 16 de junio de los años con eventos fuertes de La Niña y la precipitación correspondiente de los años de El Niño. Esto se realizó en la primera y última de las ventanas móviles (1981 - 2006 y 1992 - 2019 respectivamente) con el fin de identificar la evolución de la variabilidad interanual de la precipitación asociada a la relación ENOS - MAN.

## 2.3. Métodos estadísticos

### Ventanas móviles

Con el objetivo de resaltar las tendencias de los mapas de correlación creados a partir de los índices previamente mencionados, se recurrió al análisis por el método de ventanas móviles. Estas se generan a partir de subconjuntos de años consecutivos de la serie de tiempo. Dado que uno de los puntos de partida de este trabajo son los resultados de Turrent y Cavazos (2009), el tamaño de cada una de las ventanas se eligió en función de la serie de tiempo que se reporta en esa publicación (1979 - 2006, es decir, 27 años). En este estudio la primera ventana considerada fue 1979 - 2006, la segunda 1980 - 2007, la tercera 1981 - 2008 y así sucesivamente, la última ventana fue 1992 - 2019.

Es necesario mencionar que los mapas obtenidos se sometieron a ventanas de tiempo más cortas y más grandes que 27 años. Sin embargo la tendencia del resultado fue el mismo, por lo cual se decidió expresar los resultados con el mismo tamaño que la ventana de referencia.

### Significancia estadística

Con la finalidad de darle certidumbre estadística a los resultados de este trabajo, se calculó la significancia espacial estadística de los mapas de correlación usando un método de Monte Carlo, tal como lo describen Livezey y Chen (1983). Esta técnica consiste en someter el mapa a dos filtros. El primero de ellos es una prueba local de significancia estadística y el segundo es la llamada prueba de significancia espacial ( $f$ ). Estos pasos permitieron dar una estimación de la probabilidad de que el porcentaje del área total que resultó ser estadísticamente significativa en los mapas de correlación haya ocurrido al azar.

Para ejemplificar el uso y confianza estadística que el método brinda, a continuación se explica con detalle el ejercicio desarrollado por Livezey y Chen. La Figura 16a muestra la correlación entre el índice SOI y

las alturas geopotenciales a 700 mb ( $Z_{700}$ ) en la serie de tiempo 1951 - 1979. Las zonas con asteriscos negros distribuidos en forma equidistante señalan los puntos en el mapa que fueron estadísticamente significativos al nivel de 95 %.

De acuerdo con Livezey y Chen (1983), el primer paso es determinar los grados de libertad (gl) en cada punto de la malla. Para ello es necesario estimar el tiempo efectivo entre muestras independientes en la serie de tiempo mediante la ecuación 12.

$$\tau = [1 + 2 \sum_{i=1}^N C_{HH}(i\Delta t)C_{SS}(i\Delta t)]\Delta t \quad (12)$$

Donde  $\tau$  es el tiempo transcurrido entre observaciones independientes (o grados de libertad),  $C_{HH}$  y  $C_{SS}$  son las funciones de autocorrelación de las dos variables correlacionadas ( $Z_{700}$  y SOI en el ejemplo de Livezey y Chen),  $i\Delta t$  son los desfases con los que se calculan las autocorrelaciones y N el número de observaciones en las series de tiempo (29 en el ejemplo citado). Una vez determinado  $\tau$  en cada punto de la malla, los grados de libertad se obtienen a partir de la ecuación 13, donde  $n$  son los grados de libertad efectivos del análisis.

$$n = N\Delta t/\tau \quad (13)$$

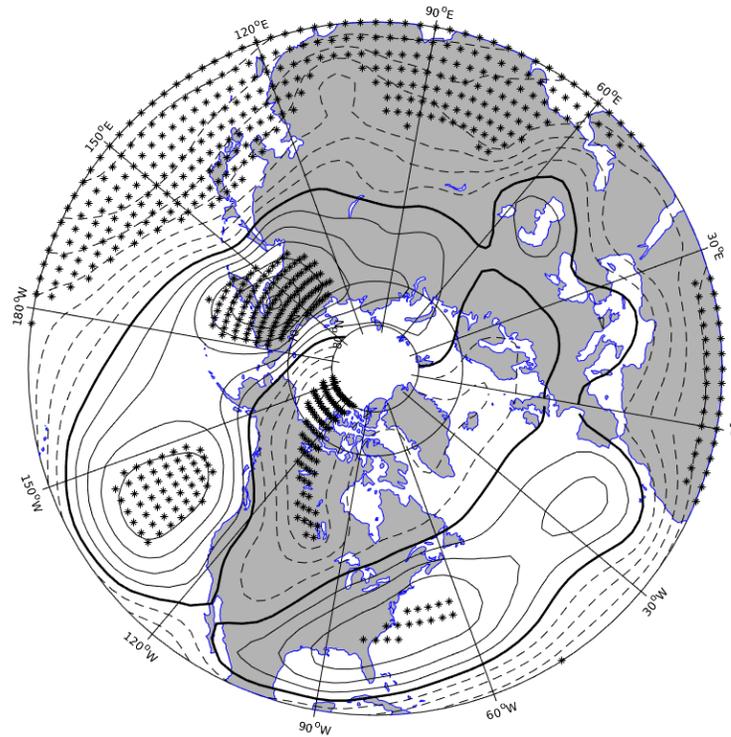
Antes de continuar con el desarrollo de Livezey y Chen, es necesario explicar un poco sobre el origen y sentido de la ecuación 12. Davis (1976), explicó que el principal problema que se presenta al intentar establecer relaciones causa - efecto entre un conjunto de datos aplicando métodos estadísticos es el fenómeno conocido como "predictibilidad artificial". Para ejemplificarlo, pensemos en un conjunto de N datos de una variable cualquiera adquiridos a través de mediciones puntuales y otro conjunto de datos o parámetros (M) que podrían influir sobre el primer grupo. En una situación como esta, se sabe que siempre se podrá encontrar una correlación entre los datos reales y un subconjunto de los parámetros M, esto será cierto aún si no existe correlación alguna entre ellos y esta correlación aumenta en una proporción  $(\frac{M}{N})^{1/2}$ . Es decir, mientras más parámetros se incluyan en el modelo, mayor será la correlación, como se dijo antes, aún si esta no existe y con ello, la probabilidad de encontrar una falsa correlación será mayor. Así que antes de buscar una relación entre variables, es importante limitar la cantidad de parámetros a

correlacionar, localizando aquellos que aportan menor variabilidad a la correlación y excluirllos del análisis de tal forma que se minimice el error.

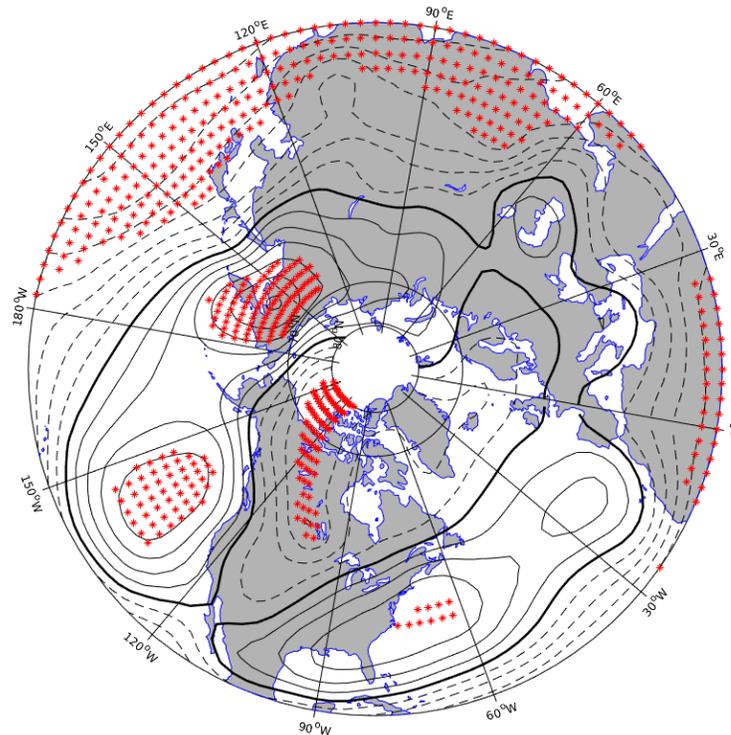
Localizar los parámetros que aportan menor variabilidad a la correlación es precisamente el trabajo de la ecuación 12. En su trabajo, Davis describió el procedimiento para inferir los valores de presión a nivel del mar a partir de observaciones de la temperatura superficial del mar. Como parte del método fue necesario deducir la ecuación 12 y 13 para minimizar el efecto de predictibilidad artificial. Años más tarde Livezey y Chen tomaría estas ecuaciones como base para la determinación de la significancia espacial.

Regresando con el desarrollo de Livezey y Chen, una vez obtenidos los grados de libertad temporales en cada punto de malla con la ecuación 13 y calcular el coeficiente de correlación de Pearson, este se compara en cada punto de la malla contra los valores críticos de  $r$  al nivel de confianza 95 % en función del valor obtenido de  $n$ . Si el coeficiente de Pearson es mayor o igual que el valor crítico de  $r$ , entonces la correlación en ese punto de malla es significativa.

Hasta este momento, el resultado obtenido es un mapa como el de la Figura 16b, donde únicamente los puntos de malla estadísticamente significativos al 95 % están iluminados en color rojo. Como se observa, la superficie estadísticamente significativa es menor que aquella en la cual se usaron los  $N-2$  (27) grados de libertad (Figura 16a). Sin embargo, aquí surge una pregunta: ¿cuál es la probabilidad de que este resultado haya ocurrido al azar?. Esta pregunta se puede reformular de la siguiente manera. Ante un conjunto de correlaciones calculadas entre series de tiempo formadas por ruido gaussiano y el campo original de Z700, ¿cuál es la probabilidad de obtener un mapa con un área significativa que sea igual o mayor a la obtenida con las dos variables originales?



(a) Correlación con  $n = 29 - 2$  grados de libertad.



(b) Correlación con  $n = N\Delta t/\tau$

**Figura 16.** Mapas de correlación entre el índice SOI y alturas geopotenciales a 700 mb (Z700) en la serie de tiempo 1951 - 1979. Las líneas punteadas y continuas representan las correlaciones negativas y positivas respectivamente. La línea negra más gruesa indica una subregión que delimita un nuevo espacio de trabajo con fines demostrativos en el trabajo de Livezey y Chen. El total de puntos en la malla formada por cada mapa son 936. Ejercicios replicados de Livezey y Chen (1983).

Si a través de correlaciones al azar se obtienen áreas mayores o iguales que con las variables originales, entonces, a pesar de tener puntos de malla que son localmente significativos, no podríamos confiar en el mapa en su conjunto, pues también es posible generarlo por azar. Para resolver este problema y dar una estimación de cuan probable este resultado pueda ser obtenido al azar, Livezey y Chen recurrieron a la función de distribución binomial en una relación 95 - 5. Es decir, buscamos que la probabilidad de obtener un resultado por azar sea menor que el 5%.

A partir de la función de distribución binomial, la pregunta que nos ayuda a resolver el problema es: ¿qué número de pruebas ( $M_0$ ) deben ser igualadas o superadas, tal que la probabilidad de que el resultado final haya ocurrido al azar sea menor al 5%?

Para comprender mejor como nos ayuda la distribución binomial para resolver esta pregunta, a continuación se explicará un ejemplo: la Figura 17a muestra en anaranjado la distribución binomial acumulada de 30 experimentos con probabilidad  $p=(0.05)$ . Cada uno de ellos sólo tiene dos posibles resultados, por ejemplo el lanzamiento de una moneda y ya que  $p=(0.05)$ , se trata de una moneda cargada. Al realizar un experimento, la probabilidad de que el resultado haya ocurrido al azar es muy alta ( $p(1)$ ), al realizarlo dos veces, la probabilidad disminuye hasta aproximadamente 80%, al bajar sobre la curva e interpolar cuando la probabilidad de que el resultado ocurra por azar sea igual al 5%, se obtienen 4.24 eventos (o grados de libertad). Entonces, para confiar en que la probabilidad de que el resultado final ocurra por azar sea menor al 5%, se deben ejecutar al menos 4.24 experimentos/lanzamientos (14% de 30).

En el párrafo anterior se interpoló sobre la curva de la Figura 17a para determinar el número mínimo de experimentos que se deben ejecutar y con ello garantizar que la probabilidad de que el resultado final ocurra por azar sea menor al 5%. Esta figura corresponde a 30 experimentos, al realizar la interpolación anterior para 30, 31, 32... hasta 936 (número de puntos en la malla que integran el mapa de la Figura 16) y graficar cada interpolación, se obtiene la curva azul de la Figura 17c. En el mapa de la Figura 16b, 11.4% del total de su área es localmente significativa. Este porcentaje es importante porque a partir de él y de la gráfica 17c se deduce que el análisis debe obtener 52 grados de libertad, esto significa que el campo Z700 debe contener al menos 52 grados de libertad para ser espacialmente significativo, de la misma forma en que en el ejercicio anterior se requerían al menos 4.24 gl.



Para estimar los grados de libertad que el campo Z700 tiene, Livezey y Chen se apoyaron en el método de Monte Carlo. Se generaron 200 “índices SOI” de forma aleatoria con ruido gaussiano y se correlacionaron con el campo Z700. El porcentaje de área significativa de los 200 mapas de correlación resultantes se graficaron en el histograma de la Figura 17b. En rojo está señalado el 5 % de los mapas con mayores porcentaje de áreas significativas. El límite inferior del 5 % se toma como referencia para determinar sobre la curva de la Figura 17c el número de grados de libertad espaciales que tiene el campo Z700. Es evidente que el campo tiene menos grados de libertad que el mínimo requerido para que el mapa de correlación original sea espacialmente significativo, y por esta razón Livezey y Chen concluyeron que la relación entre Z700 y el índice SOI en la región de latitudes altas del Hemisferio Norte (Figura 16b) no es espacialmente significativa. Esto es análogo a obtener menos de 4.24 gl en la Figura 17a.

Livezey y Chen propusieron las herramientas que indican si un mapa es o no espacialmente significativo. Del histograma 17b se identifica qué porcentaje de experimentos de Monte Carlos obtuvieron una superficie mayor al 11.4 % del mapa original. Al restar este resultado de 100 se obtiene la  $f$  que indica la confianza estadística del mapa, en el ejemplo anterior, el porcentaje de mapas que superan 11.4 % de área significativa es el 10.5 %, lo cual nos lleva a una  $f = 89.5 %$ . Por lo tanto, sólo se puede confiar en un 89 % que el resultado global de la Figura 16b no se debe al azar.

Cada uno de los mapas de correlación que se presentan en la sección 3 fue sometido a los filtros locales y espaciales que propusieron Livezey y Chen (1983). En cada mapa que pasó la prueba de significancia espacial, se indica la  $f$  obtenida, señalando así, la confianza que se tiene sobre el mapa.

En cuanto a las series de tiempo de temperatura, componentes de la velocidad del viento, humedad y flujos de humedad sobre la región del golfo de California, se aplicó el método de puntuación Z, el cual es una herramienta de análisis de patrones que permite identificar cuan importantes han sido los cambios medidos respecto a su desviación estándar (Jhonson, 1990).

$$Z_i = \frac{X_i - \bar{X}}{S} \quad (14)$$

### Análisis de términos de las ecuaciones de movimiento

Con el fin de analizar características de la circulación atmosférica que son relevantes para la hipótesis propuesta, en la sección 3.3.4 se presentan gráficas de los términos de las ecuaciones de movimiento horizontal (ecuaciones 15 y 16), calculados a partir de los campos horarios de ERA5 en el área del anticiclón de 500 mb y sobre polígonos ubicados al norte y sur del golfo de California en la superficie de 1000 mb (polígonos mostrados en la Figura 15). Se analizaron promedios espaciales en las regiones de interés de cada uno de los términos de las ecuaciones 15 y 16 (salvo  $F_x$ ,  $F_y$ ) correspondientes a la segunda quincena de junio del periodo 1979 - 2019.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} + fv + Fx \quad (15)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - fu + Fy \quad (16)$$

Los campos de velocidad horizontal de ERA5, cuyas componentes  $u$ ,  $v$  están dadas en las direcciones este-oeste y norte-sur, respectivamente, fueron rotados a la dirección longitudinal y transversal del golfo de California. El cálculo de los términos de las ecuaciones 15 y 16 en las direcciones a lo largo de y transversal al golfo, permite medir adecuadamente los fenómenos atmosféricos que ocurren en esa cuenca. Se utilizó un ángulo matemático de  $38^\circ$  (positivo en el sentido antihorario a partir de la dirección este-oeste) para rotar las componentes  $u$  y  $v$  de ERA5, así como las componentes correspondientes de la fuerza del gradiente de presión y de los términos de advección de momentum. Los valores positivos de  $v$  rotada indican flujo hacia el noroeste, a lo largo del golfo de California. Valores positivos de  $u$  rotada indican flujo hacia el continente.

En la frontera inferior de la capa límite atmosférica (ABL, por sus siglas en inglés), la turbulencia mezcla el aire más lento que corre cerca de la superficie con el aire que es más rápido y que se encuentra más alejado de la superficie (dentro de la ABL). Este proceso reduce la velocidad del viento en la capa límite atmosférica y corresponde a los términos disipativos  $F_x$  y  $F_y$  de las ecuaciones 15 y 16. El coeficiente de arrastre ( $C_D$ ) para obtener los términos de la fricción se aproximó de acuerdo con el procedimiento descrito por Hesameddin *et al.* (2018), donde  $C_D$  es calculado en función de la diferencia

de temperatura océano - atmósfera y la velocidad del viento. Una vez calculado  $C_D$  en cada punto de malla, las componentes de la fricción se calcularon con las ecuaciones 17 y 18.

$$Fx = -w_t \cdot \frac{u}{z_i} \quad (17)$$

$$Fy = -w_t \cdot \frac{v}{z_i} \quad (18)$$

Debido a que el viento crea remolinos y turbulencia mecánica cerca de la superficie, la velocidad de transporte se calcula como  $w_t = C_D \cdot M$ , donde  $M$  es la magnitud de la velocidad del viento y  $z_i = 10$  m.

## Capítulo 3. Resultados y discusiones

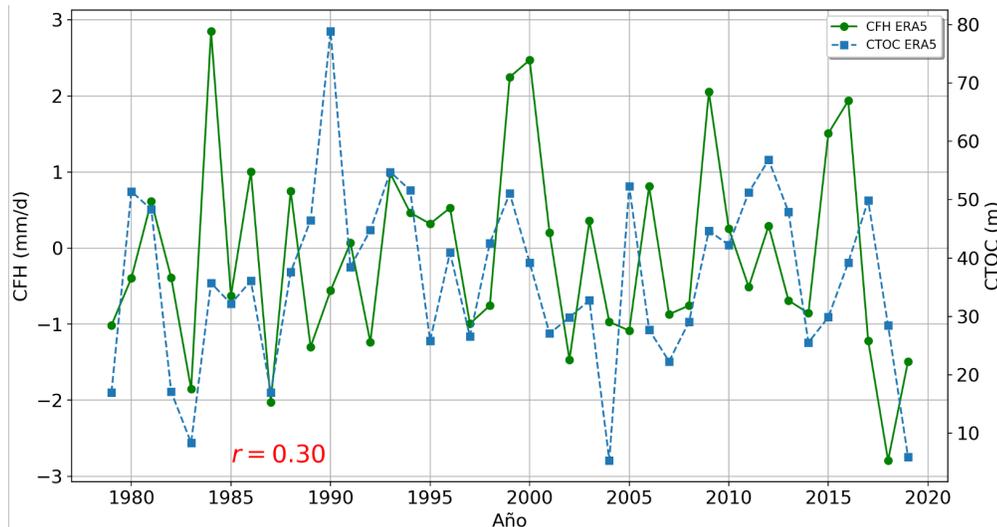
---

### 3.1. Relación TSM Pacífico tropical - MAN

La variabilidad interanual de la intensidad de la etapa inicial del MAN, medida a través de los índices de Convergencia de Flujo de Humedad (CFH) y el Contraste Térmico Océano - Continente (CTOC), fue estudiada por Turrent y Cavazos (2009). En su trabajo se describió que el índice CFH es directamente dependiente del CTOC, pues identificaron un coeficiente de Pearson  $r = 0.65$  entre ambos índices (Figura 9) y además, esta correlación fue estadísticamente significativa con un 99% de confianza.

La serie de tiempo estudiada por Turrent y Cavazos (2009) se encuentra en el intervalo 1979 - 2006 y los cálculos se realizaron con el reanálisis NARR. Por ésta razón, con la intención de comparar objetivamente los diferentes reanálisis disponibles (NARR, CFSR y ERA5), el primer paso en este trabajo fue calcular los índices CFH y CTOC para cada uno de esos reanálisis en el periodo 1979 - 2019. Aunque en esta sección se mencionarán algunos resultados de NARR con fines comparativos, a partir de la sección 3.2 los cálculos que se mostrarán se realizaron con los campos de ERA5 y CHIRPS para precipitación. El motivo por el cual se tomó ésta decisión se explicó en la metodología (sección 2).

La Figura 18 muestra la serie de tiempo de los índices CFH y CTOC actualizados hasta 2019. Al realizar las pruebas estadísticas correspondientes, se encontró que en la ventana de tiempo 1979 - 2006 (No se muestra), la correlación de Pearson entre ambos índices fue  $r = 0.63$ , lo cual es consistente con el trabajo de Turrent y Cavazos (2009). En cambio, en el periodo de análisis completo (1979 - 2019) la correlación disminuyó hasta  $r = 0.30$  y  $p = 0.053$ . Esto tiene implicaciones importantes, pues sugiere que al menos en los años recientes el CTOC ha disminuido su influencia como modulador interanual del MAN.

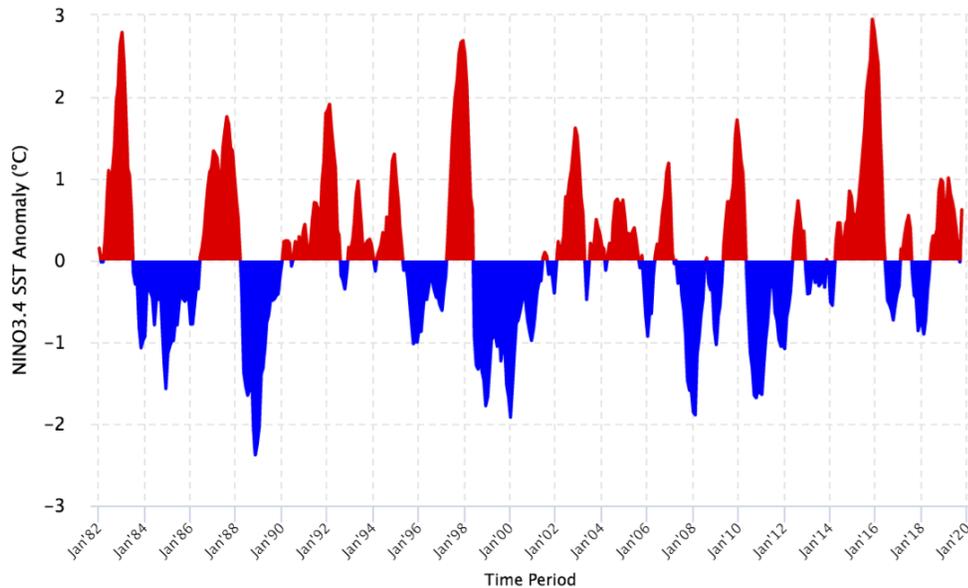


**Figura 18.** Series de tiempo de los índices de Convergencia de Flujo de Humedad (CFH, verde) en la zona núcleo del MAN y Contraste Térmico Océano - Continente (CTOC, azul) calculado dentro de los polígonos descritos en la sección 2.2.2. La correlación de la serie completa fue  $r = 0.30$ ; durante el periodo 1979 - 2006 la correlación fue  $r = 0.63$ . Ambos índices se generaron con datos de ERA5.

Al comparar los índices de CFH y CTOC contra el registro histórico de El Niño 3.4 (Figura 19), sobresalen algunos datos importantes. Bajo la hipótesis del control tropical inducido por ENOS sobre el MAN, la fase positiva de ENOS (El Niño) provocaría monzones débiles, mientras que la fase negativa (La Niña) induciría monzones más intensos. Por ejemplo, el evento de El Niño de 1982 - 1983 provocó una CFH y CTOC muy bajos, La Niña de 1984 aumentó el CTOC y con ello la CFH. Para 1987 El Niño nuevamente indujo CFH y CTOC muy bajos. Claramente, este patrón se repite a lo largo de la serie 1979 - 2000, pero a partir de ese año las inconsistencias en el patrón fueron más frecuentes. El efecto de estas inconsistencias se ve reflejado en la disminución de la correlación en la serie de tiempo actualizada hasta 2019.

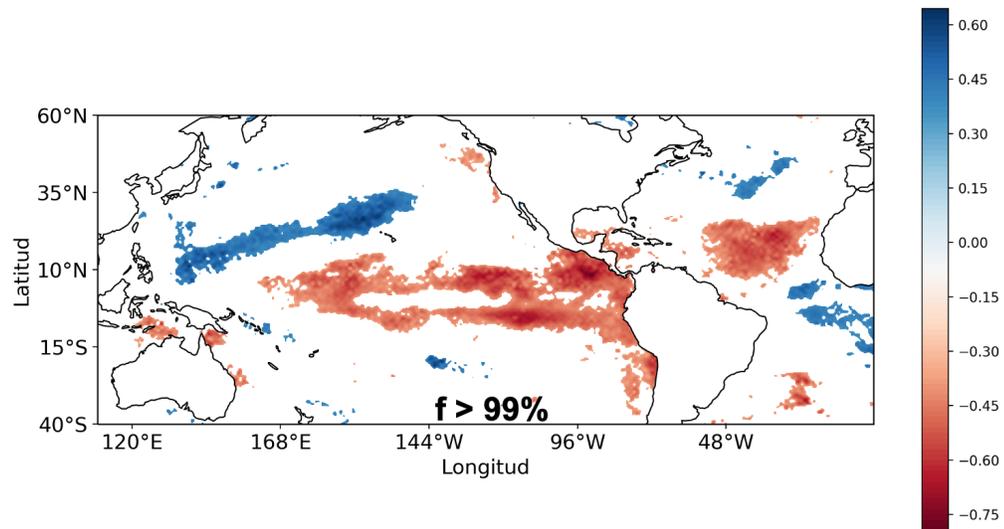
Es importante destacar aquellas inconsistencias que sobresalen en la serie de tiempo. A pesar de que en el año 1990 existían condiciones neutrales de ENOS (Figura 19), el índice CTOC fue el más alto en toda la serie de tiempo. Durante el evento extremo de El Niño de 1997 -1998, tanto la CFH como el CTOC mostraron valores alrededor de su media. En el año 2004, bajo condiciones neutrales de ENOS, el CTOC mostró su valor más bajo de la serie. Durante el evento conocido como “El super Niño” del 2015 - 2016, aunque el CTOC se encontró en sus valores promedio, la CFH fue muy alta en ambos años, cuando de acuerdo con la hipótesis de control tropical, se esperaba un monzón muy seco. Finalmente, resalta la tendencia de ambos índices en los últimos tres años de la serie con valores por debajo del promedio. Aunque en principio se podría sugerir que se debe a problemas derivados del mismo reanálisis,

esta tendencia también se observó en las series de tiempo de los índices calculados con los campos de NARR (Figura 14), lo cual descarta la posibilidad de un error en el algoritmo de ERA5.

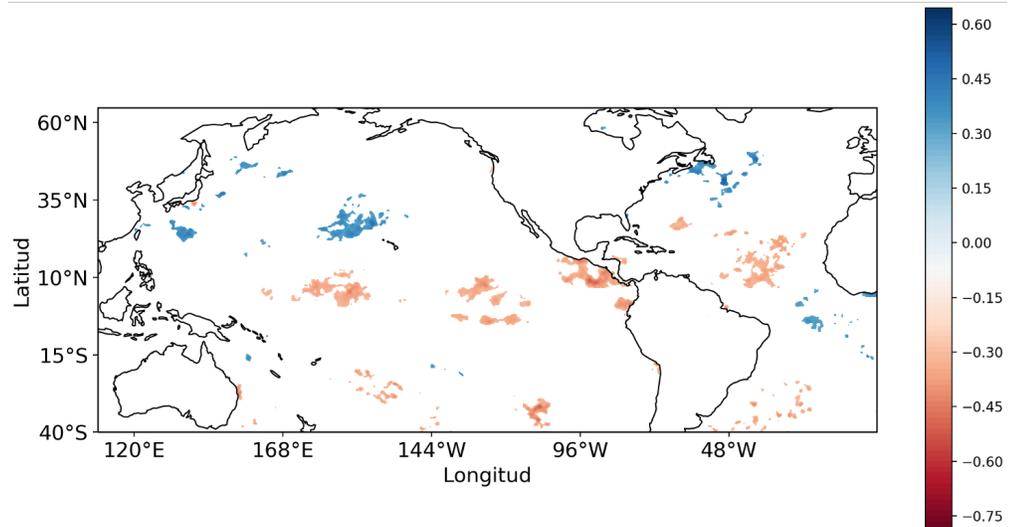


**Figura 19.** Serie de tiempo 1982 - 2020 del índice El Niño 3.4 del registro histórico de la NOAA.

Al correlacionar el índice de convergencia de flujo de humedad contra la temperatura superficial del mar, en la ventana 1979 - 2006 (Figura 20a), se encontró que la región del océano Pacífico tropical asociada a ENOS tiene una relación inversa con la intensidad de la etapa inicial del monzón. Esto coincide con lo mencionado por Castro *et al.* (2007), Higgins y Shi (2001) y Turrent y Cavazos (2009). Hay que recordar que las anomalías positivas de la temperatura superficial del mar del océano Pacífico están asociadas a monzones débiles y de forma inversa, las anomalías negativas a monzones más intensos. Sin embargo, aunque los mecanismos físicos a través de los cuales ENOS actúa sobre el MAN aún no son bien comprendidos, el efecto sobre el MAN durante la primera ventana de tiempo fue clara.



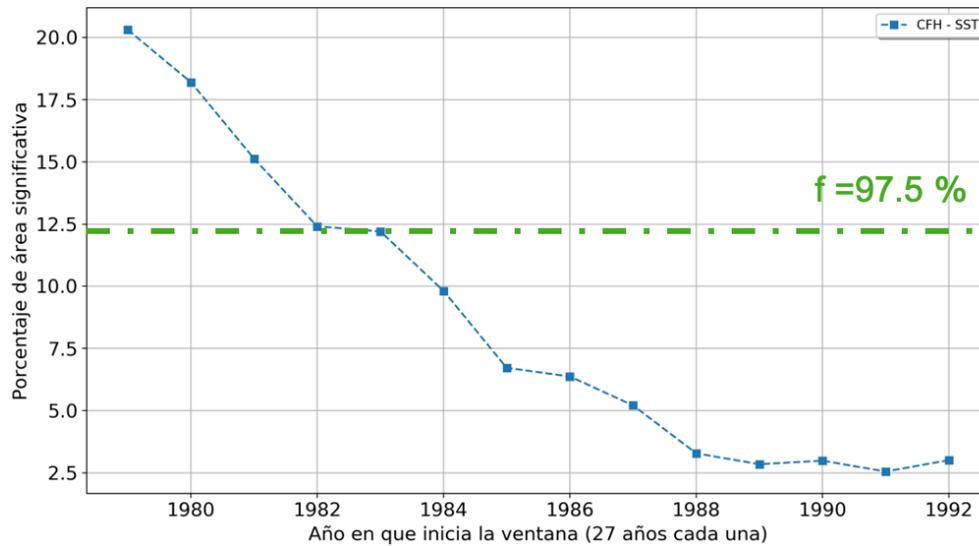
(a) Mapa de correlación entre CFH y la TSM en el periodo 1979 - 2006. Significancia espacial  $f > 99\%$ .



(b) Mapa de correlación entre CFH y la TSM en el periodo 1979 - 2019. El porcentaje de área estadísticamente significativa no es suficiente para pasar la prueba de significancia espacial.

**Figura 20.** Mapas de correlación entre CFH y TSM. La disminución de la correlación sugiere que ENOS ha disminuido su influencia sobre el MAN.

En la correlación de la CFH contra la TSM en la ventana completa 1979 - 2019, se observó que la región del océano Pacífico asociada a ENOS ya no se encuentra correlacionada con la etapa inicial del MAN (Figura 20b). Con el objetivo de observar cómo fue evolucionando esta disminución de la relación ENOS - MAN con el paso del tiempo, se realizó un análisis por ventanas móviles. En cada una de las ventanas se calculó el porcentaje de área estadísticamente significativa, así como el nivel de confianza de acuerdo al procedimiento descrito por Livezey y Chen (1983). Se encontró que la disminución en la relación ENOS - MAN ha sido paulatina, tal como se muestra en la Figura 21.



**Figura 21.** Porcentaje de área estadísticamente significativa en las ventanas móviles de correlación entre CFH y TSM. Cada ventana es de 27 años y la línea verde indica la última ventana que pasó la prueba de significancia espacial.

Este resultado sugiere que el efecto de ENOS sobre la intensidad de la etapa inicial del monzón de América del Norte ha disminuido con el paso de los años. En otras palabras, en las últimas décadas, la intensidad de la etapa inicial del MAN ya no ha dependido ni del signo ni de la magnitud de ENOS.

### 3.2. Control tropical sobre el MAN: mecanismo remoto

Durante la segunda quincena de junio (cuando en promedio inicia el MAN), la baja térmica es más intensa, lo cual incrementa el gradiente de presión e induce el transporte meridional de humedad a lo largo del GoC, la inversión térmica sobre el golfo se rompe y libera humedad hacia la atmósfera. Mientras esto ocurre regionalmente, el fenómeno ENOS que se desarrolla en el Pacífico ecuatorial está cambiando los patrones de circulación en la atmósfera y el océano Pacífico lejos del ecuador a través de teleconexiones, las cuales son capaces de modificar al MAN. En el trabajo de Castro *et al.* (2001), identificaron que la máxima teleconectividad entre la TSM del océano Pacífico Norte y tropical y el monzón ocurre durante la etapa inicial del MAN. Posteriormente, Castro *et al.* (2007) mostraron la evolución de un tren de anomalías negativas en la atmósfera a 500mb distribuidas en forma zonal en latitudes medias (Figura 12). Concluyeron que estas anomalías estaban asociadas al primer modo de variabilidad de la TSM del océano Pacífico, es decir, al fenómeno ENOS (Figura 1-izquierda de Castro *et al.* (2007)).

Castro mostró que como consecuencia del calentamiento y enfriamiento en la escala interanual de la TSM ecuatorial del océano Pacífico, existe una respuesta de la atmósfera en latitudes medias. Al llevar a cabo un promedio centrado de 30 días de las diferencias de las alturas geopotenciales durante años El Niño menos las alturas geopotenciales de años La Niña, en la serie de tiempo 1950 - 2000, a finales de junio y principios de julio, Castro *et al.* (2007) identificaron un centro de acción que se posiciona sobre la costa oeste de Estados Unidos y Pacífico adyacente (Día 185 del panel 4 de julio en la Figura 12). Este centro de acción, que se manifiesta como anomalías negativas (positivas) de la altura geopotencial de 500 mb durante años de El Niño (La Niña), se ubica sobre la trayectoria del anticiclón de altura del MAN. Por ese motivo, el patrón de anomalías descrito por Castro se relaciona con un mecanismo de modulación interanual de la precipitación asociada al monzón, pues su presencia altera el trayecto y la evolución del anticiclón.

Si la relación entre la TSM del Pacífico tropical y el MAN está disminuyendo, tal como se mostró en la sección anterior, y esta misma región está asociada al patrón de anomalías atmosféricas descrito arriba, con un centro de acción al frente de la trayectoria del anticiclón de altura del MAN, la pregunta lógica es: ¿cómo ha evolucionado este patrón y su centro de acción en los últimos años?

Para contestar la pregunta anterior, se replicaron los cálculos de Castro *et al.* (2007) con los campos de Z500 de ERA5 para el periodo 1979 - 2019. Es decir, se calculó la diferencia entre el promedio centrado de 30 días de la diferencia de las alturas geopotenciales a 500mb de años El Niño y las alturas geopotenciales correspondientes de los años de La Niña. Es necesario recordar que el trabajo de Castro se realizó con datos desde 1950 hasta el 2000 y con datos del reanálisis NCEP-NCAR, por lo que se observaron algunas diferencias en la evolución de estas anomalías en la ventana 1979 - 2006 respecto a los resultados de Castro. Con el fin de acercarnos a los resultados de Castro, los años El Niño y La Niña que se usaron fueron los de la tabla 1 de Castro *et al.* (2007) más los eventos extremos a partir del año 2000. Es decir:

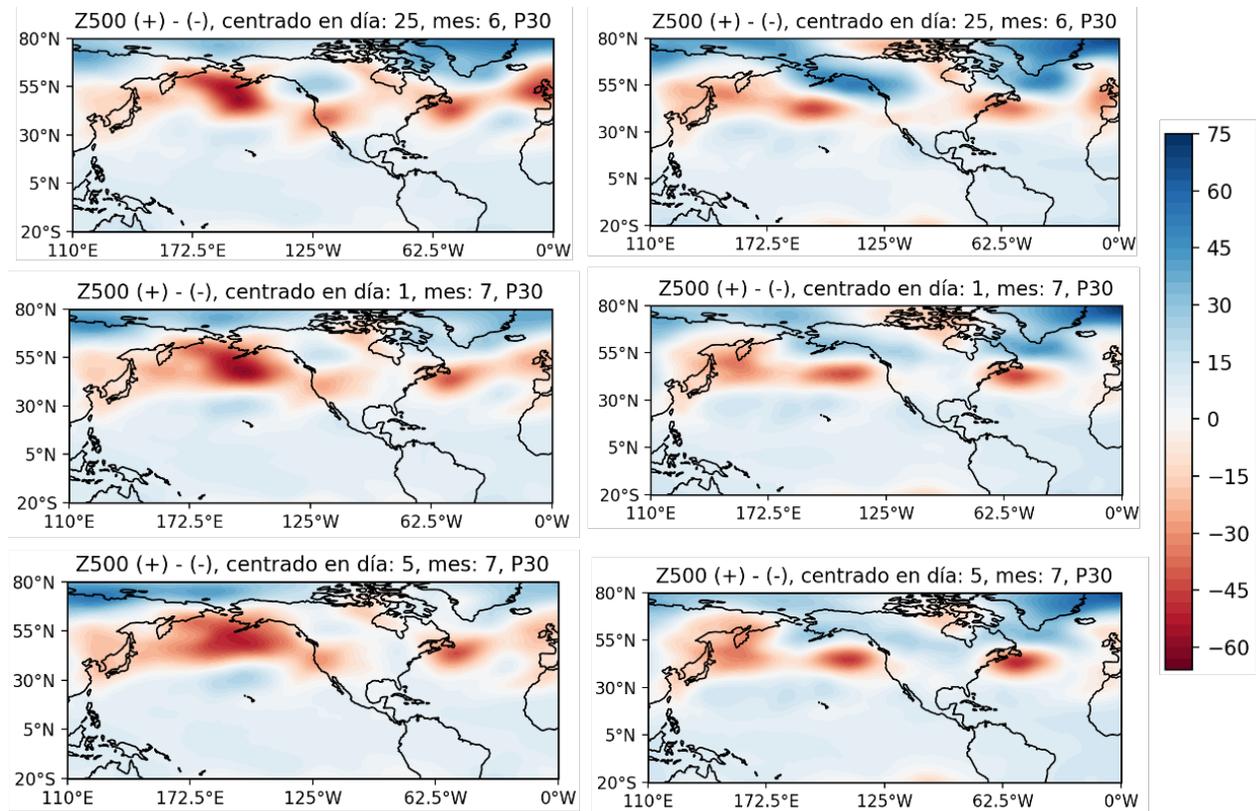
El Niño: 1982,1983,1987,1991,1992,1997,1998,2002,2015 y 2019.

La Niña: 1985,1988,1989,1994,1995,1996,1999,2000,2008 y 2010.

La Figura 22 muestra la evolución de las anomalías en la atmósfera en las ventanas 1979 - 2006 y 1992 - 2019. En los tres paneles de la izquierda de la Figura 22 se observa claramente el centro de acción en el oeste de Estados Unidos, al frente de la trayectoria del anticiclón de altura del MAN. En los paneles de

la derecha de la Figura 22 (la última de las ventanas de tiempo) ya no está presente el centro de acción. Esto implica que el anticiclón del MAN ya no tiene obstáculos que le impidan avanzar, lo cual reduciría la acumulación de humedad en la atmósfera disponible para la precipitación asociada al monzón.

Este resultado sugiere que el mecanismo de teleconexión descrito por Castro *et al.* (2007) a través del cual la atmósfera en latitudes medias responde a la variabilidad interanual de la TSM del Pacífico tropical ha cambiado.

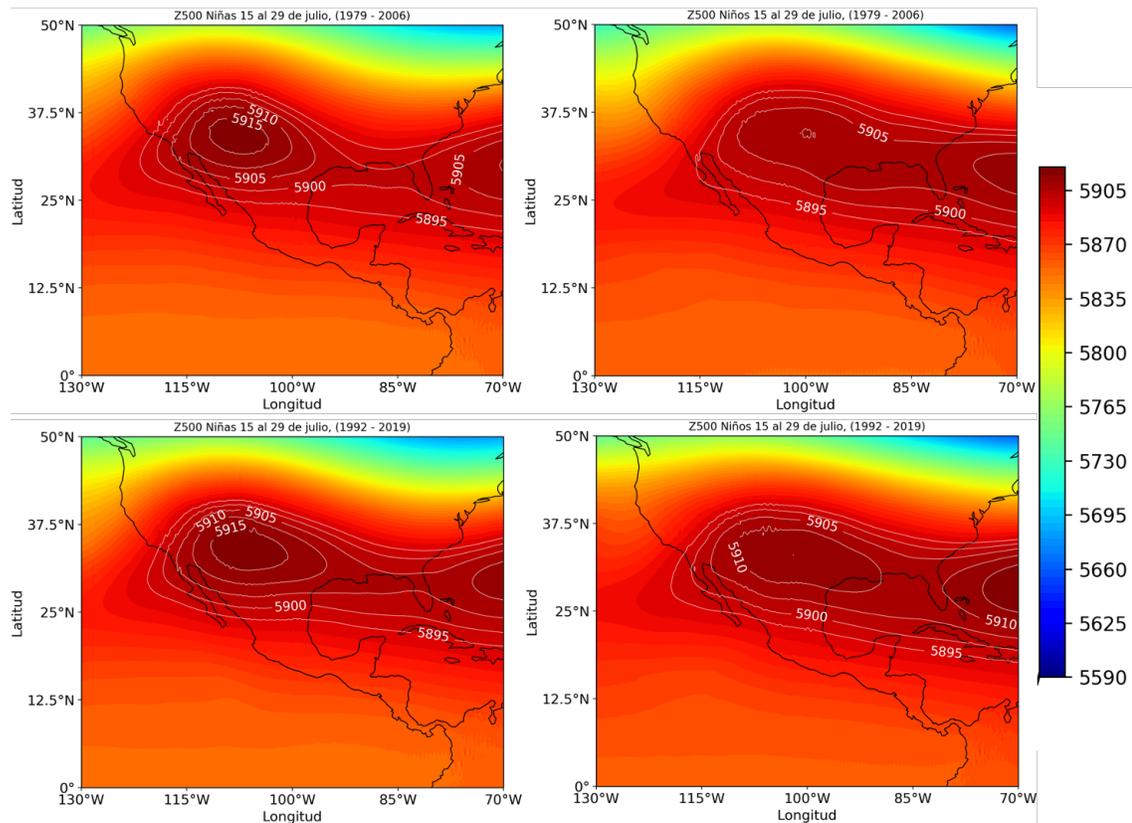


**Figura 22.** Evolución promedio de la diferencia de las alturas geopotenciales a 500mb de años El Niño menos años La Niña de 30 días centrados en el día que indica cada panel. Las tres figuras de la izquierda (derecha) corresponden a la ventana 1979 - 2006 (1992 - 2019).

La presencia del anticiclón a 500 mb juega un papel importante en la precipitación del MAN. El anticiclón interrumpe los vientos del oeste provenientes del océano Pacífico, evitando que la humedad que es inyectada por la convección profunda de la SMO a los niveles medios y superiores de la troposfera sea advechada lejos de la zona núcleo del MAN. La acumulación de humedad en la región del anticiclón favorece la precipitación en la zona de influencia del MAN. La Figura 22 mostró las anomalías negativas en la costa oeste de Estados Unidos de las alturas geopotenciales a 500mb que previamente habían sido identificadas por Castro *et al.* (2007). La Figura 23 muestra las alturas geopotenciales a 500 mb de

la segunda quincena de julio en los años La Niña (izquierda) y años El Niño (derecha) en la primera y última ventana de tiempo. Durante la etapa inicial del MAN el anticiclón se encuentra en promedio frente a la península de Baja California; un mes después ya se localiza sobre Estados Unidos.

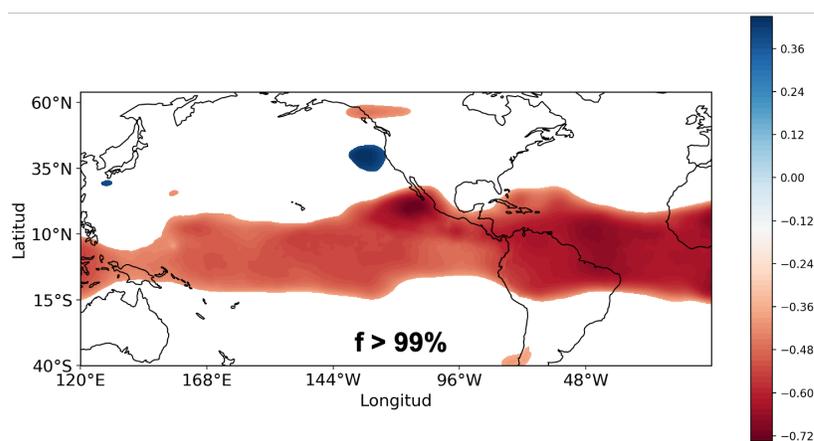
Según el procedimiento de Castro, las anomalías negativas de la altura geopotencial significan que durante los años El Niño la Z500 es en promedio más baja que la de los años La Niña (fijar la atención en el centro de acción en la costa oeste de EU en los paneles izquierdos de la Figura 22). Esta anomalía actúa como un bloqueo que impide el paso del anticiclón. Los paneles derechos de la Figura 23 muestran que cuando el anticiclón llega al sur de Estados Unidos (segunda quincena de julio), el bloqueo presente evita la intrusión del anticiclón, debilitándolo y desplazándolo hacia el este. Este efecto es más evidente en la primera ventana de análisis (1979 - 2006; panel superior derecho de la Figura 23) que en la segunda (1992 - 2019; panel inferior derecho). Por el contrario, durante años La Niña, la altura geopotencial de 500 mb es mayor sobre la costa oeste de Estados Unidos, lo que permite el fortalecimiento y desplazamiento del anticiclón hacia el suroeste de EU, como se observa en los paneles izquierdos de la Figura 23.



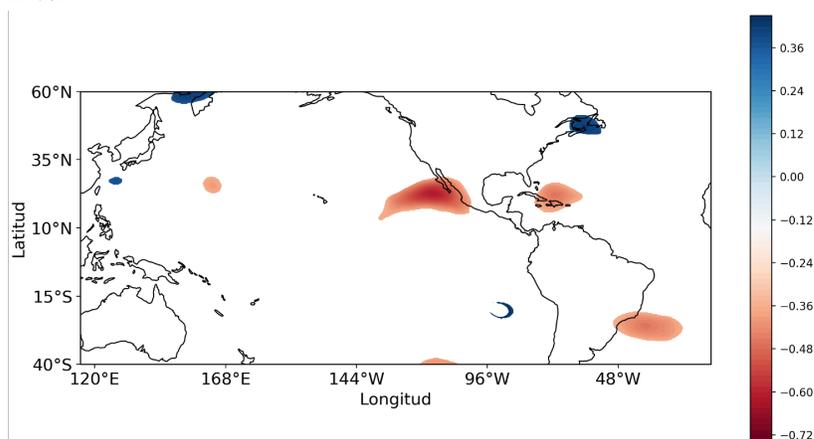
**Figura 23.** Análisis compuesto de las alturas geopotenciales Z500 durante la segunda quincena de julio para las dos fases de ENO. Los años para cada fase fueron los mismos que la Figura 22. Izquierda: Años La Niña en la ventana 1979-2006 (arriba) y 1992 - 2019 (abajo). Derecha: Años El Niño en la ventana 1979-2006 (arriba) y 1992 - 2019 (abajo).

Es importante señalar que la ausencia de las anomalías negativas de Z500 sobre la costa oeste de EU durante las últimas dos décadas (paneles derechos, Figura 22), es consistente con que el anticiclón parece haberse fortalecido durante los años El Niño en el periodo reciente (Figura 23, panel inferior derecho).

Lahmers *et al.* (2016) mostraron la expansión de la cresta del anticiclón que hemos observado en este trabajo, así como las implicaciones que tiene esta expansión sobre la precipitación en el suroeste de Estados Unidos durante julio y agosto, meses en los cuales el anticiclón ya se encuentra sobre EU. Aquí presentamos las dos direcciones que toma el anticiclón como consecuencia del bloqueo atmosférico en la costa oeste de Estados Unidos y será necesario llevar a cabo más trabajos para comprender cómo las vaguadas invertidas interfieren con la precipitación después de la etapa inicial del MAN en función del signo de ENOS.



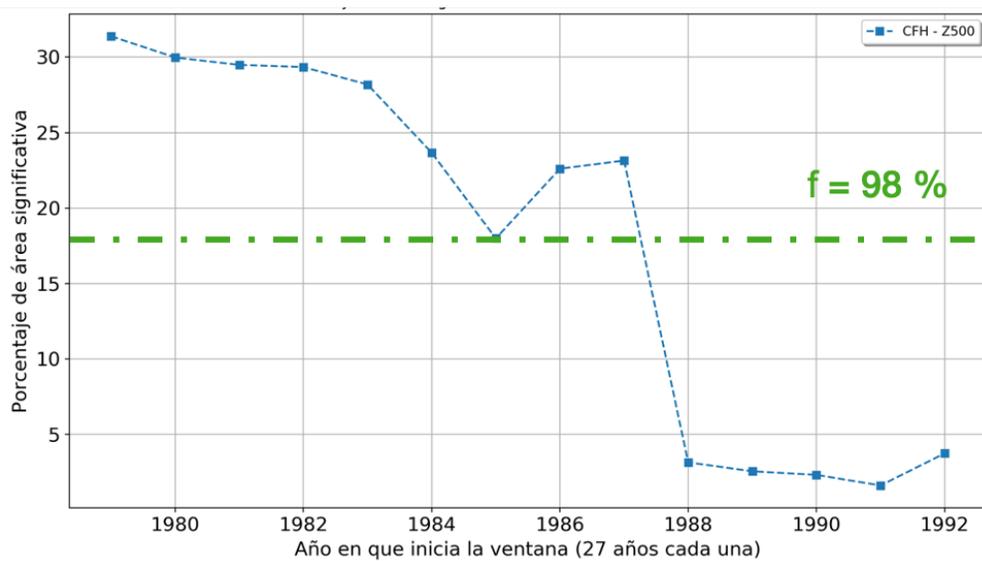
(a) Mapa de correlación entre CFH y la altura geopotencial a 500 mb (Z500) en el periodo 1979 - 2006. Significancia espacial  $f > 99\%$ .



(b) Mapa de correlación entre CFH y Z500 en el periodo 1992 - 2019. El porcentaje de área estadísticamente significativa no es suficiente para pasar la prueba de significancia espacial.

**Figura 24.** Mapas de correlación entre la CFH y la altura geopotencial Z500 durante la segunda quincena de junio. La disminución de la correlación sugiere que ha disminuido el control de los trópicos sobre el MAN.

La presencia de una fuerte correlación inversa entre la CFH y la altura geopotencial a 500 mb a lo largo de una banda zonal en la región ecuatorial (Figura 24) sugiere la existencia de un control tropical sobre el MAN. Probablemente, el mecanismo a través del cual este control tropical a 500mb actúa sobre el monzón es el centro de acción sobre la costa oeste de Estados Unidos, que forma parte de las anomalías atmosféricas en latitudes medias que fueron descritas por Castro *et al.* (2007). Sin embargo, en los últimos años, esta correlación también ha disminuido drásticamente como se observa en la Figura 25. Esta tendencia coincide con la disminución de la relación del índice de CFH con la TSM (Figura 21) y la ausencia en los últimos años del centro de acción a 500mb sobre la costa oeste de EU (Figura 22).



**Figura 25.** Porcentaje de área estadísticamente significativa en las ventanas móviles de correlación entre CFH y la altura geopotencial a 500mb (Z500). Cada ventana es de 27 años y la línea verde indica la última ventana que pasó la prueba de significancia espacial de Livezey y Chen (1983).

De la Figura 25 resalta que a partir de la ventana 1988 - 2015 se redujo drásticamente el área estadísticamente significativa. Es probable que debido a la presencia del evento extremo de ENOS 2015 - 2016 las alturas geopotenciales a 500 mb a lo largo de los trópicos se expandieron hasta perder correlación con el índice de CFH.

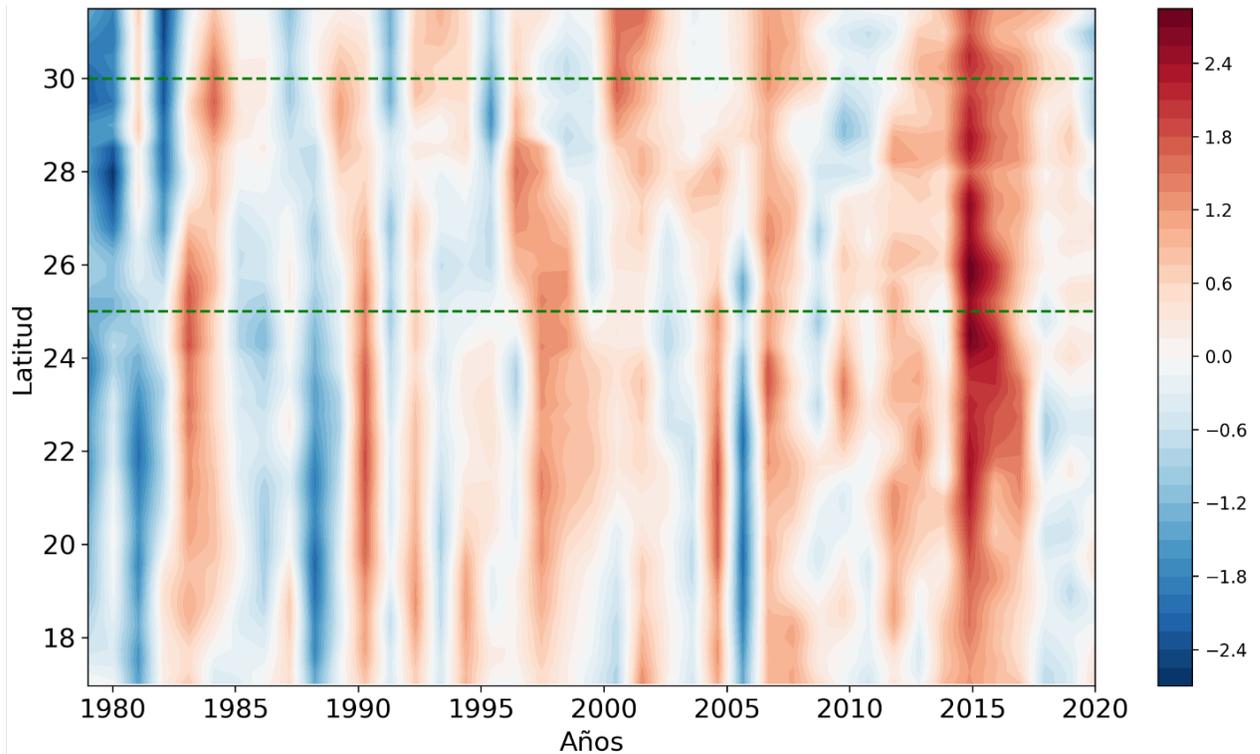
También se observó que en la última ventana de los mapas de correlación, ésta disminuyó al sur del golfo de California, pues mientras que en la primer ventana se observaron correlaciones cercanas a  $r = 0.7$ , en la última de ellas, el coeficiente  $r$  se encuentra por debajo de 0.4. Este debilitamiento en la correlación podría explicar por qué el índice CTOC, el cual depende del grosor troposférico sobre el océano, ha disminuido su relación con el índice de CFH como se vio en la Figura 18.

### 3.3. Mecanismos regionales de variabilidad interanual en el golfo de California

#### 3.3.1. Anomalías de temperatura superficial del GoC

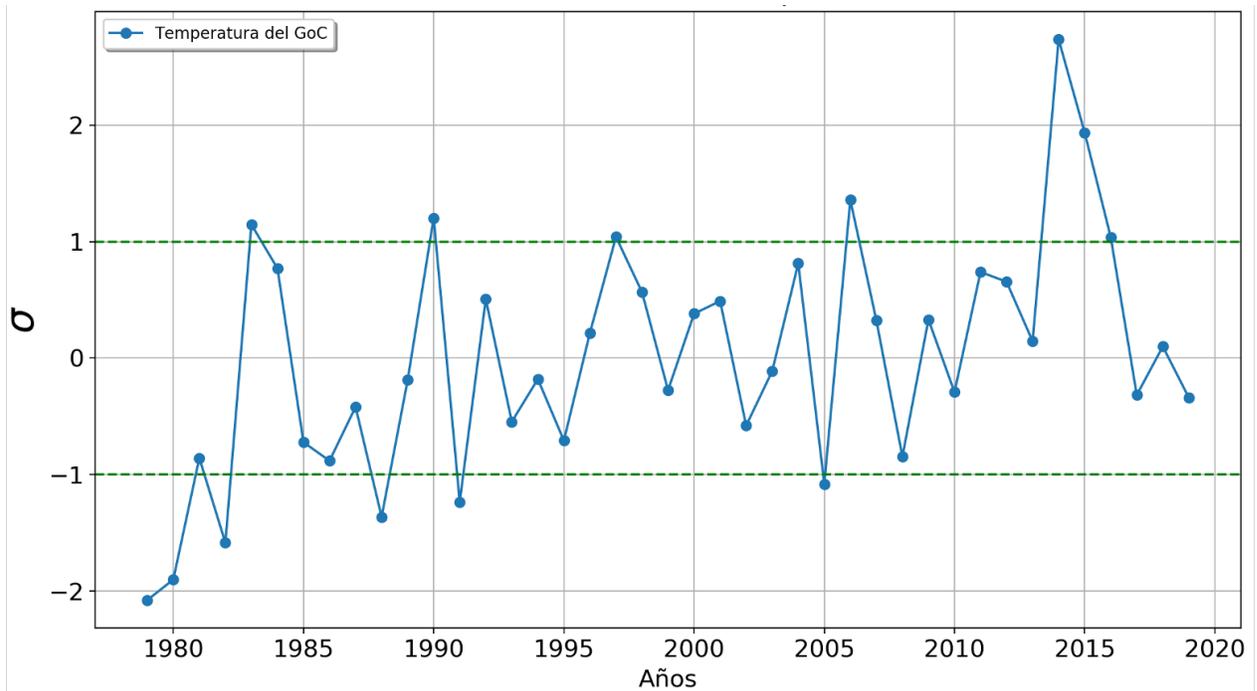
Castro *et al.* (2001) mostraron que la variabilidad interanual de la temperatura superficial del océano Pacífico norte y tropical está asociada a las fases de ENOS y estas variaciones a su vez, están relacionadas con la evolución de la etapa inicial del MAN. Por otra parte, mientras que la topografía del GoC forma un canal que favorece el transporte de humedad sobre la superficie (Gunnar, 1958), se ha demostrado que la batimetría del GoC también actúa como un canal para el transporte de calor a través de ondas de Kelvin desde los trópicos hacia latitudes medias (Ripa, 1997). De esta forma, la variabilidad de la TSM del Pacífico tropical es capaz de modificar el contenido de calor del GoC y con ello la evolución de la etapa inicial del MAN, pues la temperatura del GoC es primordial para el desarrollo del monzón (Erfani y Mitchell, 2014).

La Figura 26 es un diagrama Hovmöller de las anomalías de la temperatura superficial a lo largo del golfo de California (GoC) en el periodo 1979 - 2019. Las líneas horizontales verdes señalan el intervalo latitudinal de la zona núcleo del MAN y la base utilizada para el cálculo de las anomalías fue 1979 - 2006. En primera instancia, se observó el efecto que tuvo sobre la temperatura del GoC el evento de “El súper Niño” registrado en la temporada 2015 - 2016, es decir, anomalías positivas de hasta 3°C desde los 20° hasta 30° latitud. Este incremento de temperatura coincide con el aumento de la CFH que fue observado en la Figura 18 en 2015 y 2016. Sin embargo, el CTOC no fue el más bajo aún cuando el calentamiento del océano fue muy alto y la CFH alcanzó valores similares a los esperados durante la fase moderada a fuerte de un evento La Niña (océanos fríos). Esto contradice la hipótesis de control, pues océanos cálidos deberían inducir monzones más secos.



**Figura 26.** Diagrama Hovmöller de las anomalías de temperatura superficial del mar a lo largo del golfo de California en la serie de tiempo 1979 - 2019, con base 1979 - 2006. Las líneas horizontales en color verde señalan los límites norte y sur del polígono de la zona núcleo del MAN.

Continuando con la misma Figura 26, se observó que a partir del año 2000, se incrementaron tanto la frecuencia de anomalías positivas como su intensidad, pues en los primeros años de la serie se observaron claramente zonas intercaladas de anomalías positivas y negativas, coincidiendo con la fase en la que se encontraba ENOS y después del año 2000 la presencia de anomalías negativas disminuyeron. Con el fin de comprender cuán importantes fueron estas anomalías de temperatura, se recurrió al análisis de puntuación Z. El resultado se muestra en la Figura 27, las líneas horizontales en color verde indican  $\pm 1$  desviación estándar. La tendencia positiva en la serie de tiempo es clara, implicando un calentamiento paulatino del golfo de California.

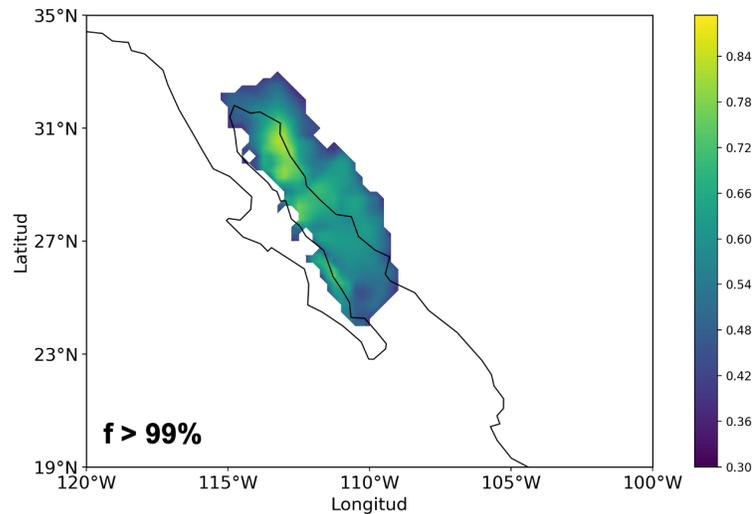


**Figura 27.** Serie de tiempo de la puntuación Z de la temperatura superficial del mar a lo largo del golfo de California en el periodo 1979 - 2019.

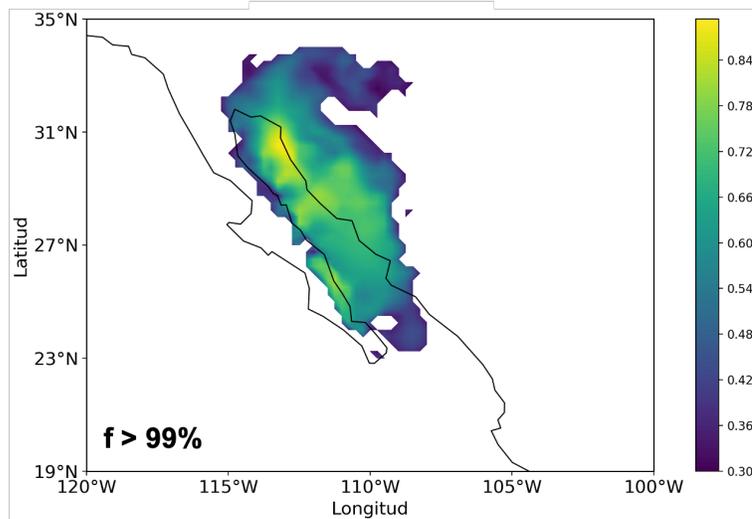
### 3.3.2. Gradiente de presión superficial a lo largo del golfo de California

Hales (1972), mostró la importancia de las características geográficas del golfo de California. Encontró que el canal formado por la SMO y la península de Baja California facilita el transporte de humedad desde el Pacífico tropical oriental en las costas mexicanas hacia el suroeste de Estados Unidos. Trabajos posteriores como los de Barron *et al.* (2012) y Douglas (1995) han señalado que la principal fuente de humedad para el MAN es el océano Pacífico tropical y el golfo de California.

El desplazamiento hacia el noroeste del centro de alta presión del Pacífico norte y la aparición del sistema de baja presión que se desarrolla en el Desierto de Sonora, trae como consecuencia el cambio en la dirección del viento sobre la superficie del GoC durante la segunda quincena de junio (Figura 3). El mecanismo físico a través del cual la baja térmica cambia la dirección del viento y con ello el flujo y transporte de humedad en dirección noroeste (desde el sur de la península de Baja California), es el gradiente de presión superficial que aquí aproximamos como  $\Delta P = \{PS_{sur}\} - \{PS_{norte}\}$  de acuerdo a lo descrito en la sección 2.2.3. Esto se verifica al correlacionar el índice  $\Delta P$  con los campos de la magnitud de flujo de humedad superficial ( $|qU|$ ).



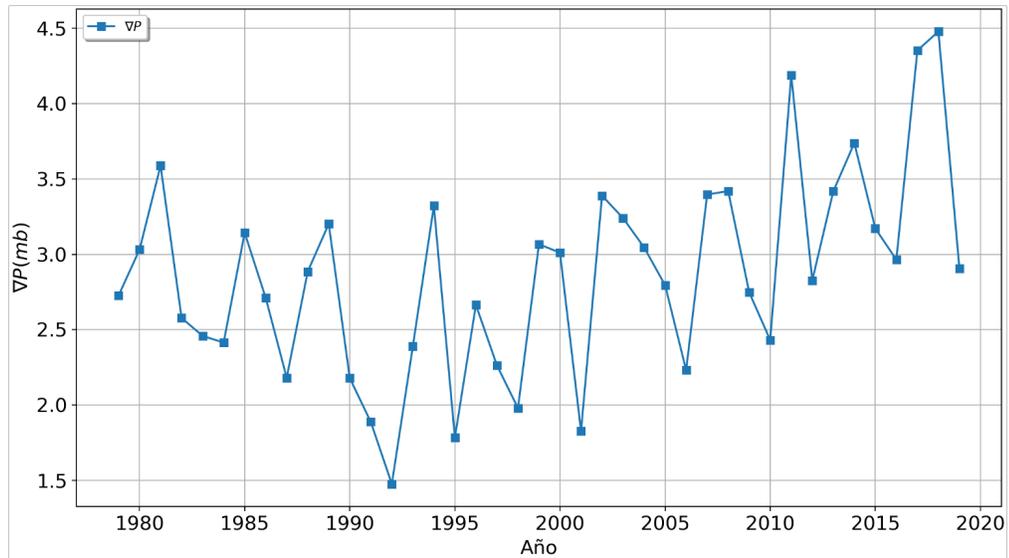
(a) Mapas de correlación entre el índice  $\Delta P$  y los campos de la magnitud de flujo de humedad ( $|qU|$ ) en la ventana 1979 - 2006. Significancia espacial  $f > 99\%$ .



(b) Mapas de correlación entre el índice  $\Delta P$  y los campos de la magnitud de flujo de humedad ( $|qU|$ ) en la ventana 1992 - 2019. Significancia espacial  $f > 99\%$ .

**Figura 28.** El incremento de correlación así como de área espacialmente significativa, de los mapas de correlación entre  $\Delta P$  y  $|qU|$  en la primer ventana (Figura 28a) y la serie de tiempo completa (Figura 28b), muestra un claro fortalecimiento en la relación.

La Figura 28 muestra claramente una alta correlación entre  $\Delta P$  y  $|qU|$  en ambas ventanas (1979-2006 y 1992-2019) y sugiere el efecto que tiene sobre la circulación atmosférica superficial del golfo de California la topografía circundante. Los contornos estadísticamente significativos coinciden con el canal de baja presión descrito por Hales (1972), mientras que el mapa de correlación en la Figura 28b (la última de las ventanas móviles) muestra un aumento de área espacialmente significativa y de correlación entre  $\Delta P$  y  $|qU|$ . Lo que sugiere un fortalecimiento de la relación entre ambas variables.



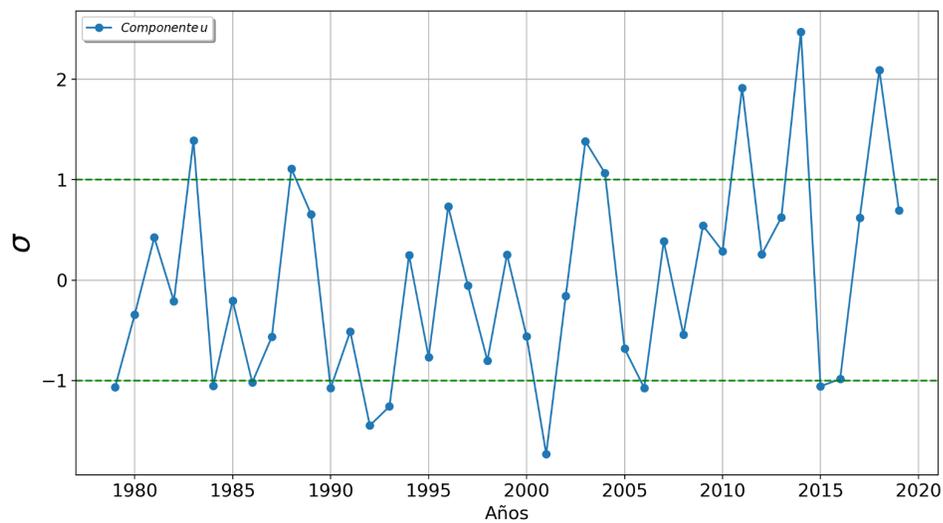
**Figura 29.** Serie de tiempo del gradiente de presión ( $\Delta P$ ) a lo largo del golfo de California durante la segunda quincena de junio. Valores positivos indican que la fuerza del  $\Delta P$  va en dirección noroeste. Resalta la tendencia positiva después del año 2000.

La Figura 29 muestra la evolución interanual del gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California. Resalta que a partir del año 2000,  $\Delta P$  adquirió una tendencia positiva. Este resultado nuevamente contradice la hipótesis de control, pues, si  $\{\Delta Z_{\text{oceano}}\}$  está aumentando debido a que la temperatura del GoC está aumentando (Figura 27) y además no se encontraron incrementos importantes en la temperatura superficial del continente (durante los días de análisis), esto tendría como efecto reducir el gradiente de presión. Entonces ¿por qué hay una tendencia positiva del gradiente de presión? ¿podría ser consecuencia de la expansión de la celda de Hadley que diversos trabajos como los de Hu y Fu (2007) y Kang y Lu (2012) han reportado?.

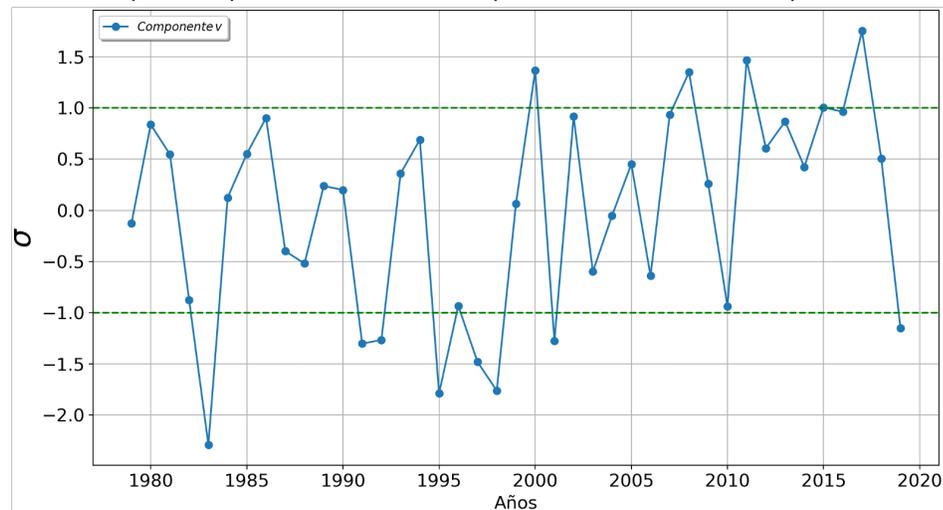
### 3.3.3. Viento superficial

Debido a que los campos de las componentes  $u$  y  $v$  del viento superficial a 10m del reanálisis ERA5 se encuentran sobre una malla regular de latitud - longitud, fue necesario rotar las componentes  $38^\circ$  en sentido antihorario, de tal forma que los valores positivos de  $v$  indiquen velocidades en dirección noroeste, es decir, a lo largo del Golfo de California, mientras que valores positivos de  $u$  indiquen velocidades en dirección noreste, hacia el interior del continente. Lo anterior se realizó con el objetivo de analizar de manera consistente la velocidad del viento de acuerdo con la climatología de viento superficial observada durante la segunda quincena de junio (Figura 3).

La puntuación  $Z$  de la variabilidad interanual de las componentes del viento a 10m sobre la superficie del Golfo de California se muestra en la Figura 30. La Figura 28 mostró que la relación entre  $\Delta P$  y el flujo de humedad se ha fortalecido, mientras que la figura 29 mostró que  $\Delta P$  sobre el GoC se ha incrementado a partir del año 2000. Estas observaciones son consistentes con la tendencia positiva que adquirió el viento superficial también a partir del año 2000, pues en ausencia de factores externos, la fuerza del gradiente de presión es el mecanismo que modula la velocidad del viento superficial. Sin embargo, para verificar este resultado, se estimaron los términos de las ecuaciones de movimiento horizontal en diferentes puntos sobre el GoC, a partir de los campos del reanálisis ERA5. El análisis se muestra en la sección 3.3.4.



(a) Serie de tiempo de la puntuación  $Z$  de la componente del viento  $u$  en el periodo 1979 - 2019.



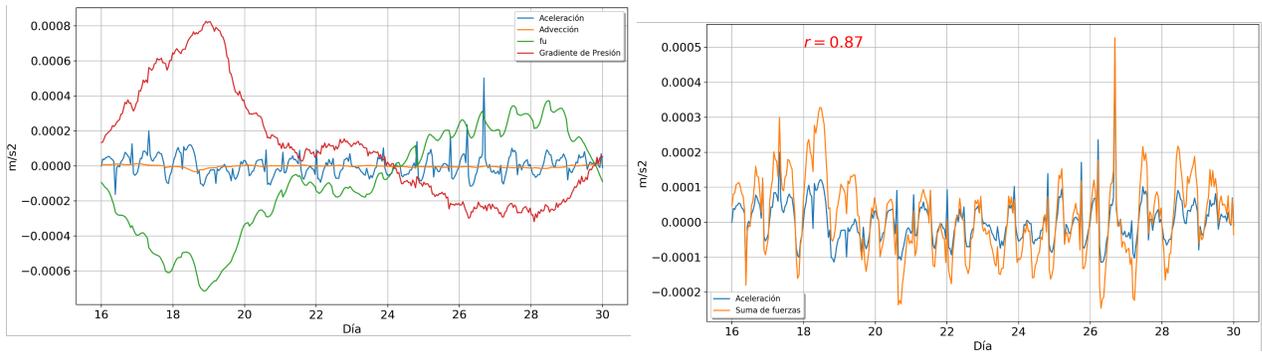
(b) Serie de tiempo de la puntuación  $Z$  de la componente del viento  $v$  en el periodo 1979 - 2019.

**Figura 30.** Series de tiempo de las puntuaciones  $Z$  de las componentes  $u$  y  $v$  del viento a 10m sobre la superficie del GoC durante la segunda quincena de junio. Sobre salen las tendencias positivas que ambas series adquirieron en los últimos 20 años.

### 3.3.4. Análisis de los términos de las ecuaciones de movimiento horizontal

En secciones previas (3.3.2:  $\Delta P$  y 3.3.3: viento superficial) se mostró que ambos fenómenos tienen en común una tendencia positiva que inició después del año 2000. El mapa de correlación entre  $\Delta P$  y la magnitud del flujo de humedad (Figura 28) mostró un fortalecimiento entre estas variables. Sin embargo, para verificar que el gradiente de presión es la fuerza dominante y responsable del incremento en la velocidad del viento a lo largo del Golfo de California, se estimaron los términos de las ecuaciones de movimiento horizontal (Ecs 15 y 16) a partir de los campos horarios de ERA5, con la finalidad de analizar el balance de fuerzas involucradas en la circulación atmosférica que se asocia con la etapa inicial del MAN. Si el término de aceleración local es balanceado por la suma de las fuerzas presentes, y de éstas la fuerza dominante es la debida al gradiente de presión, entonces se dirá que la velocidad está siendo modulada por el gradiente de presión.

Antes de analizar la circulación superficial sobre el GoC, se calcularon los términos de la ecuación de movimiento horizontal sobre la superficie de 500 mb en la región del anticiclón del MAN, lejos del régimen turbulento de la capa planetaria. Esto se hizo para verificar los cálculos en un régimen de circulación presumiblemente geostrófico, con el fin de comprender cómo lucirían las gráficas que surgen de un fenómeno del cual se conocen sus fuerzas dominantes, además, servirían como una validación del código que las genera. Se seleccionaron los campos horarios de viento y presión a 500 mb de la segunda quincena de junio sobre la región que cubre el anticiclón de altura de un año aleatorio (p. ej. 1979). La Figura 31 muestra las líneas que dibujó cada uno de los términos de la ecuación correspondiente a la componente  $v$  (Ecuación 16).

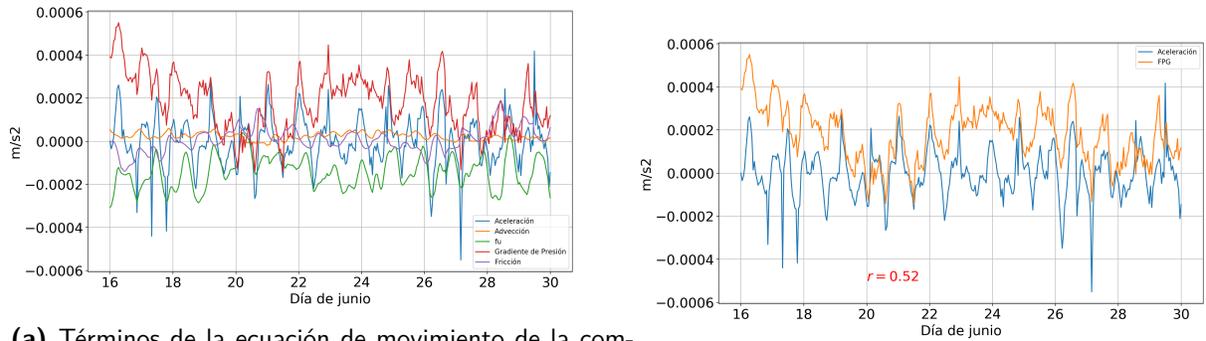


(a) Términos sobre el anticiclón de 1979. Azul: aceleración, anaranjada: advección, verde: Coriolis y rojo: gradiente de presión. (b) Balance de fuerzas sobre el anticiclón de 1979. Azul: aceleración, anaranjada: suma de fuerzas.

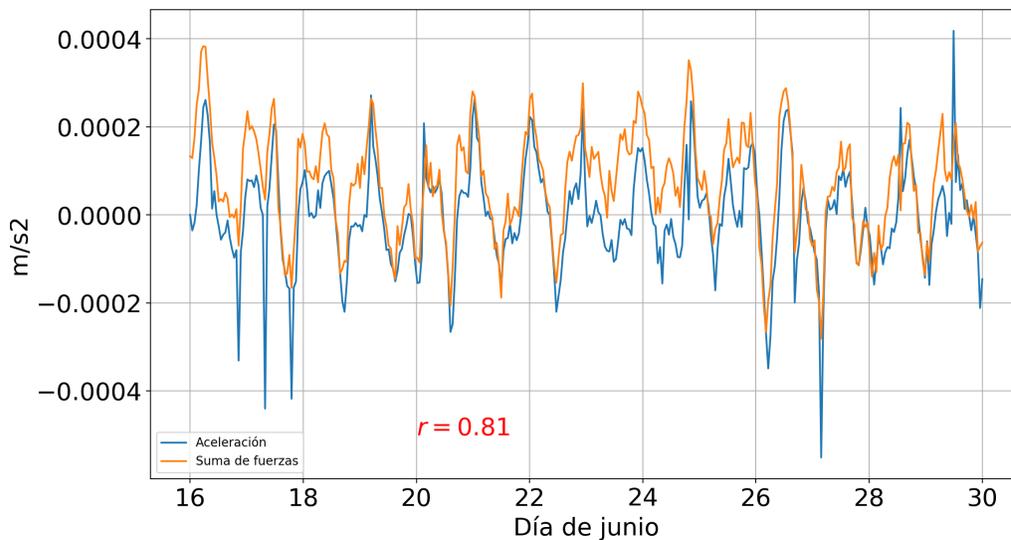
**Figura 31.** (31a) Términos de la ecuación de movimiento sobre la región del anticiclón en Z500. (31b) Balance de fuerzas sobre el anticiclón. Ambas gráficas corresponden a los datos horarios de ERA5 de la segunda quincena de junio de 1979.

Como se esperaba, en la Figura 31a las líneas que trazan desde el día 16 al 30 de junio los términos de las fuerzas de Coriolis y del gradiente de presión son opuestos a lo largo del tiempo, resultado del balance geostrófico presente en el anticiclón de altura. Considerando las escalas temporales y espaciales con las cuales estamos trabajando, el número de Rossby ( $Ro$ ), Rossby temporal ( $Ro_T$ ) y Ekman ( $E_k$ ) son menores que 1. Es decir, podemos despreciar las aceleraciones locales, términos advectivos y fricción. Así que al correlacionar la suma de fuerzas que aquí definimos como la sumatoria de los términos de la derecha de la ecuación 16 con el término de aceleración, idealmente se obtendría 1. Mientras la correlación se aproxime más a 1, será una señal de que el movimiento horizontal es consecuencia de la fuerza del gradiente de presión. En este caso, para el año 1979, el balance entre la aceleración y la suma de fuerzas obtuvieron una correlación de  $r = 0.87$  (Figura 31b).

En cuanto al análisis de la circulación superficial en el golfo de California, es importante recordar que el término de la fricción ( $F$ ) fue aproximado de acuerdo con el procedimiento descrito por Hesameddin *et al.* (2018), el cual calcula el coeficiente de arrastre requerido en las ecuaciones 17 y 18. También hay que recordar que las componentes de los vectores de velocidad y advección, así como las componentes de la fuerza del gradiente de presión fueron rotadas en un ángulo de  $38^\circ$  (positivo en sentido antihorario a partir de la dirección este-oeste), esto con el fin de medir los términos las ecuaciones en dirección a lo largo del GoC. Además, ya que la finalidad de este análisis es mostrar la relación entre el gradiente de presión y la velocidad horizontal en dirección noroeste (a lo largo del golfo), únicamente se mostrarán las gráficas para la componente  $v$  (ecuación 16).



(a) Términos de la ecuación de movimiento de la componente  $v$  de 1979. Azul: aceleración, anaranjada: advección, verde: Coriolis, rojo: gradiente de presión y morado: fricción. (b) Aceleración (azul) y  $\Delta P$  (anaranjado) sobre el polígono sur en el año 1979. Correlación:  $r = 0.52$ .



(c) Balance de fuerzas. Azul: aceleración, anaranjada: suma de fuerzas. Correlación:  $r = 0.81$

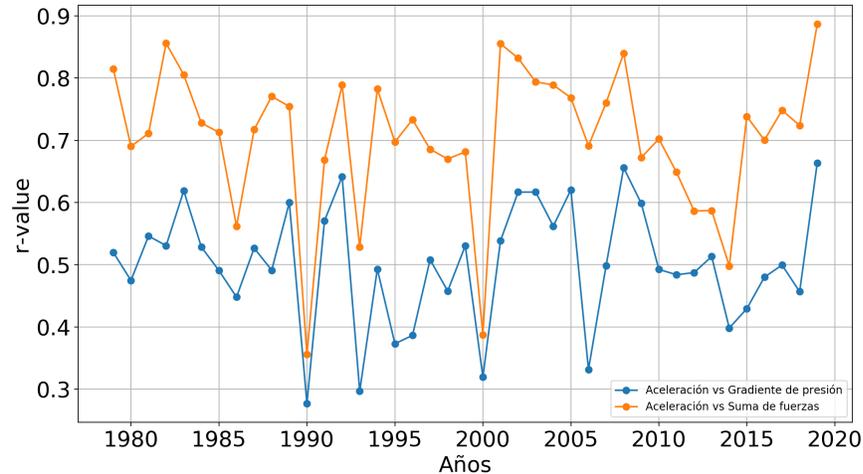
**Figura 32.** Gráficas de las ecuaciones de movimiento horizontal a 1000 mb de la componente  $v$  en el polígono sur del golfo de California para el año 1979, con resolución horaria de ERA5.

Los términos de la ecuación 16 se calcularon sobre la superficie de 1000 mb en el mismo polígono sur que fue utilizado para calcular  $\Delta P$  (descrito en la sección 2.2.3) a partir de los campos horarios de ERA5 durante los días 16 al 30 de junio de cada año en la serie de tiempo 1979 - 2019. La Figura 32 muestra los resultados del año 1979, donde claramente los términos de la ecuación de movimiento ya no muestran un balance geostrófico (Figura 32a) pues el viento está cruzando las isóbaras a lo largo del golfo y el balance de fuerzas dentro de la capa planetaria es más complejo que en la troposfera libre. Al correlacionar la aceleración contra el gradiente de presión se obtuvo una  $r = 0.52$ , mientras que la correlación entre la aceleración y la suma de fuerzas obtuvo una  $r = 0.81$ . Ambos resultados muestran

que para el año 1979 la velocidad del viento a lo largo del Golfo de California es fuertemente modulada por el gradiente de presión. Esta fuerza a su vez, está relacionada con la baja térmica que ocurre en el norte del golfo como consecuencia del intenso calentamiento sobre el Desierto de Sonora de acuerdo con lo descrito en la sección 3.3.2.

Aunque el gradiente de presión calculado en la sección 2.2.3 se aproximó como la diferencia de las presiones superficiales entre el norte y sur del golfo, el gradiente de presión calculado mediante las ecuaciones de movimiento también mostró una tendencia positiva a partir del año 2000 (no se muestra la figura), tal como se observó en la gráfica 29.

Para observar el comportamiento interanual de los términos de la ecuación 16 en los 41 años de la serie de tiempo, se calcularon para cada año los coeficientes de correlación entre aceleración y gradiente de presión, así como la aceleración y la suma de fuerzas. La Figura 33 muestra los resultados obtenidos. A lo largo de la serie 1979 - 2019 se obtuvieron muy buenas correlaciones entre la aceleración y la suma de fuerzas, mientras que entre la aceleración y el gradiente de presión la correlación fue más baja. Sin embargo, resalta que en ambas series en los años 1990, 1993, 2000, 2006 y 2014 las correlaciones fueron muy bajas. Es decir, en estos 4 años que sobresalen por su baja correlación, la componente del viento superficial en dirección a lo largo del golfo en la región sur del mismo, aparentemente no fue modulada por la fuerza del gradiente de presión medida al sur de la península de Baja California. Fuera de estas anomalías, el nivel de correlación alcanzado en el resto de los años muestra que la variabilidad interanual del viento superficial, y por lo tanto el aumento de la velocidad del viento a lo largo del golfo de California durante las últimas décadas están asociadas directamente con la tendencia positiva del gradiente de presión superficial mostrado en la Figura 29 de la sección 3.3.2.

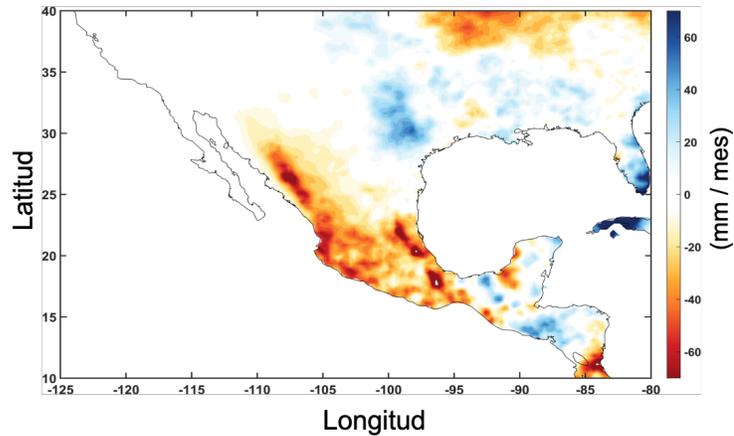


**Figura 33.** Serie de tiempo de los r-values en el periodo 1979 - 2019. Azul: aceleración vs fuerza del gradiente de presión. Anaranjado: aceleración vs suma de fuerzas.

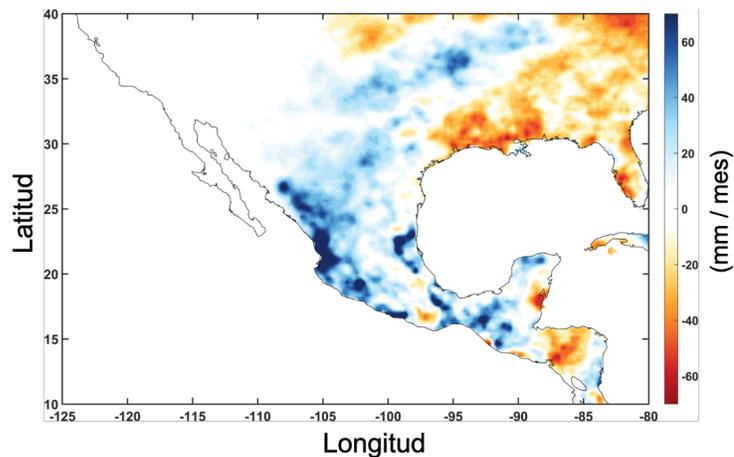
## 3.4. Análisis de precipitación

### 3.4.1. Diferencias de medias de precipitación

La evolución del MAN está caracterizada por el desplazamiento en dirección noroeste de una intensa precipitación en la SMO. Comienza en el estado de Nayarit a principios de junio y para principios de julio se llega al suroeste de Estados Unidos. Trabajos como los de Higgins y Shi (2001) mostraron que durante eventos El Niño, se presentaban monzones débiles, es decir, con poca precipitación, mientras que durante La Niña los monzones eran más intensos. Esta variabilidad interanual del monzón controlada por la fase de ENOS está relacionada con el CTOC. Hay que recordar que de acuerdo con la hipótesis de control, en presencia de océanos fríos como aquellos inducidos por La Niña el contraste térmico aumenta, pues el grosor troposférico sobre el océano disminuye en relación al grosor troposférico sobre el continente. El aumento del CTOC fortalece el gradiente de presión a lo largo del golfo de California y este a su vez, favorece el transporte de humedad desde el océano Pacífico hacia el interior del golfo. Durante eventos El Niño, los océanos son más cálidos y con ello las alturas geopotenciales aumentan, esto disminuye el contraste térmico y también el transporte meridional de humedad. Sin embargo, como se ha visto hasta ahora, durante las últimas décadas esta hipótesis de control ha cambiado y las consecuencias se reflejan en la precipitación sobre la zona de influencia del MAN como se verá en los siguientes párrafos.



(a) Análisis compuesto de las anomalías de precipitación acumulada de 30 días de los años El Niño en la serie de tiempo 1981 - 2006.



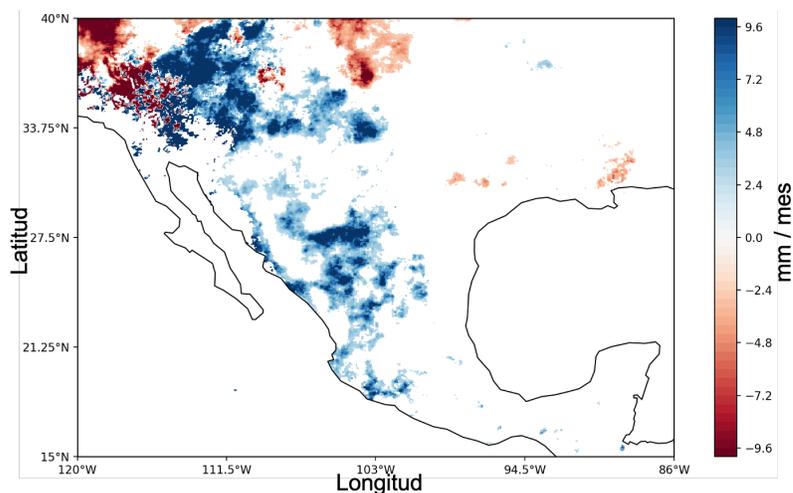
(b) Análisis compuesto de las anomalías de precipitación acumulada de 30 días de los años La Niña en la serie de tiempo 1981 - 2006.

**Figura 34.** Mapas compuestos de las anomalías de precipitación acumulada de 30 días a partir del 16 de junio de eventos El niño (34a) y La Niña (34b) en la serie de tiempo 1981 - 2006.

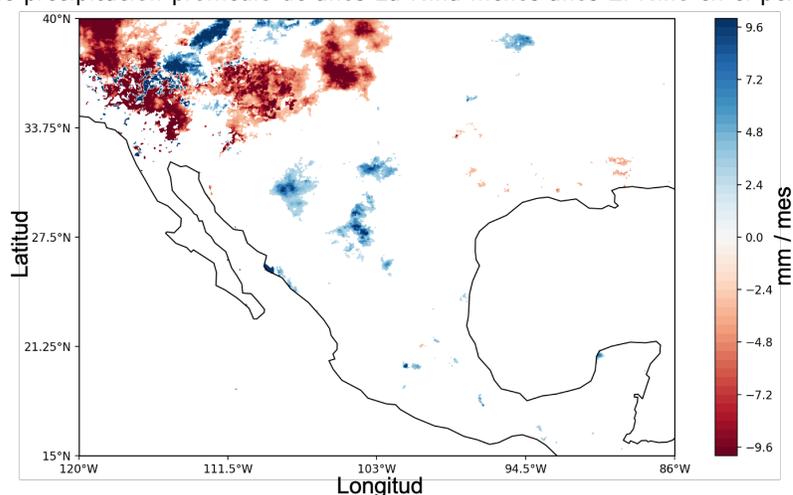
La Figura 34 generada con los datos de precipitación de CHIRPS, muestra claramente que la precipitación fue mayor en años La Niña (y no pasa más allá del norte de Sinaloa como lo describieron Hu y Feng (2002)) comparada con la ocurrida en años El Niño (debilitándose al norte de Sinaloa) en la serie de tiempo 1981 - 2006. Esta figura se obtuvo al calcular la climatología de las anomalías de precipitación acumulada de 30 días a partir del día 16 de junio de los años El Niño (Figura 34a) y años La Niña (Figura 34b) ocurridos en la serie de tiempo 1981 - 2006. Los años El Niño seleccionados fueron: 1982, 1983, 1987, 1991, 1992, 1997 y 2002, los años Niña fueron: 1985, 1988, 1999 y 2000. Ambas series corresponden a los eventos fuertes de ENOS desde 1981 hasta 2006. Hay que recordar que CHIRPS cuenta con datos de precipitación únicamente sobre tierra y que el porcentaje de error de CHIRPS sobre

el territorio mexicano es menor al 3%.

A partir de los resultados anteriores, se realizó una prueba estadística de diferencia de medias con el fin de obtener un mapa de diferencias estadísticamente significativas entre la precipitación registrada durante las dos fases de ENOS. Se realizaron diferencias del promedio de la precipitación acumulada en años La Niña menos el promedio de la precipitación acumulada de años El Niño, de tal forma que diferencias positivas indican mayor precipitación en años La Niña. Además, esta prueba se ejecutó en la ventana inicial (1981 - 2006) y la última de ellas (1992 - 2019). La Figura 35 muestra el resultado de esta prueba.



(a) Diferencia de precipitación promedio de años La Niña menos años El Niño en el periodo 1981 - 2006

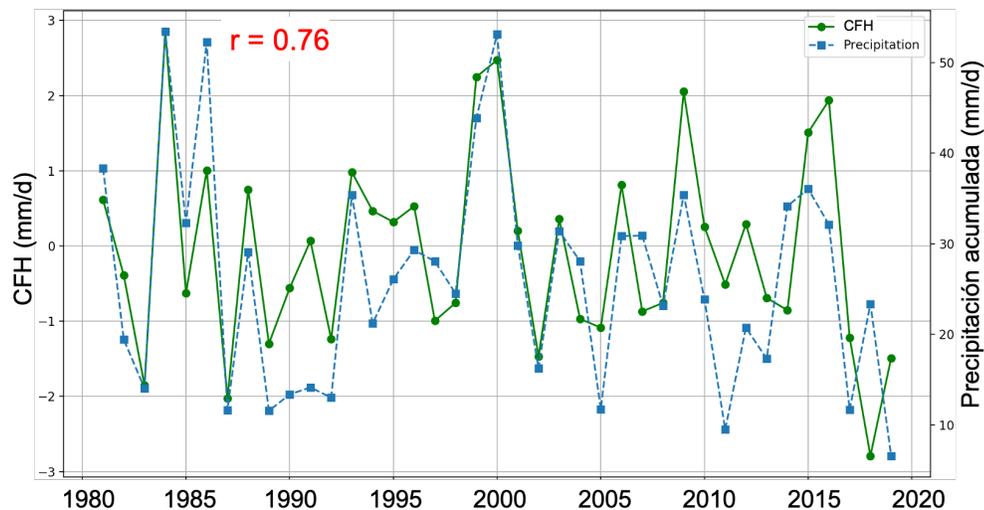


(b) Diferencia de precipitación promedio de años La Niña menos años El Niño en el periodo 1992 - 2019

**Figura 35.** Diferencias estadísticamente significativas de la precipitación promedio acumulada de junio de años La Niña menos años El Niño en la venta de tiempo 1981 - 2006 (35a) y 1992 - 2019 (35b).

El resultado es claro, la diferencia estadísticamente significativa de la precipitación que ocurre durante junio entre los eventos El Niño y La Niña ha disminuido en la región noroeste de México. Es decir, la precipitación de la fase inicial del MAN ha dejado de ser modulada por ENOS en las décadas recientes, mientras que en el suroeste de Estados Unidos, resalta que las anomalías cambiaron a diferencias negativas. Esto es, en el periodo reciente la precipitación de junio (que en el suroeste de EU es escasa en ese mes) ha sido mayor durante eventos de El Niño.

La Figura 36 muestra la serie de tiempo del índice de CFH y la precipitación acumulada en la zona núcleo del MAN durante la segunda quincena de junio. Se observó que después del año 2006 la precipitación y la CFH disminuyen ligeramente su covarianza en relación a los primeros años de la serie de tiempo. Esto fue más evidente al calcular la correlación 1981 - 2006 (no se muestra la figura) donde se encontró una  $r = 0.85$  y  $p = 3.6e-8$ . En cambio, la serie 1981 - 2019 disminuye a  $r = 0.76$  y  $p = 2.20e-8$ . Además, se observa que después del año 2006 la CFH es notablemente mayor que la precipitación, lo cual posiblemente se deba a que aún cuando la acumulación de humedad ocurre en la zona de influencia del MAN, otros procesos están disipando la humedad antes de que ésta se precipite.



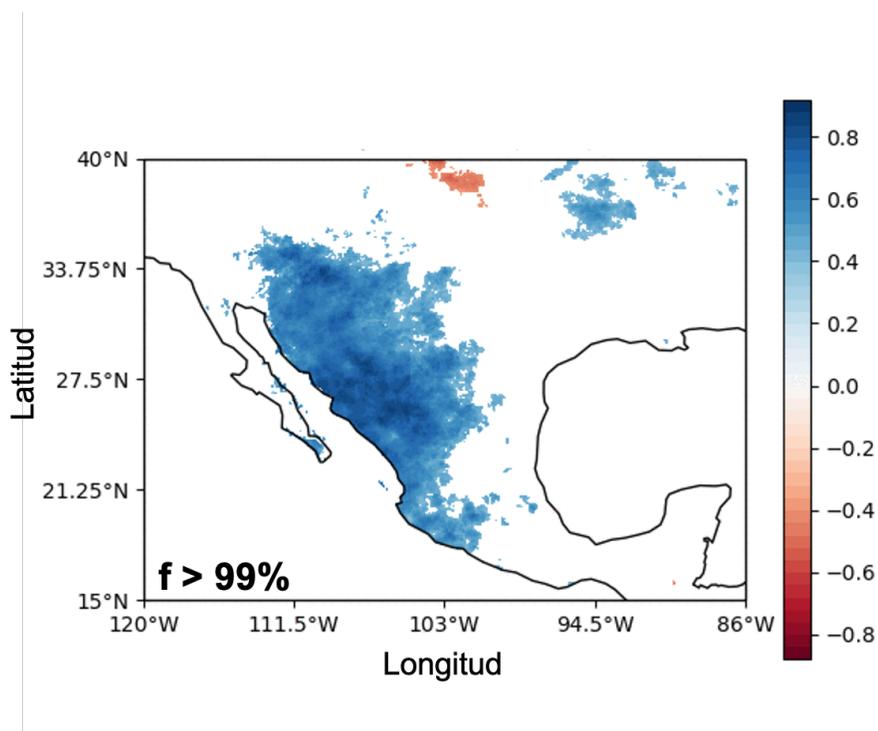
**Figura 36.** Serie de tiempo de los índices de CFH y la precipitación acumulada de 15 días a partir del 16 de junio en la zona núcleo del MAN.

En consistencia con resultado de la Figura 36, se esperaba que las ventanas móviles de correlación entre el índice de CFH y los mapas de quince días de precipitación a partir del 16 de junio disminuyeran el área estadísticamente significativa. Las Figuras 37 y 38 confirmaron la disminución de la relación entre dichos

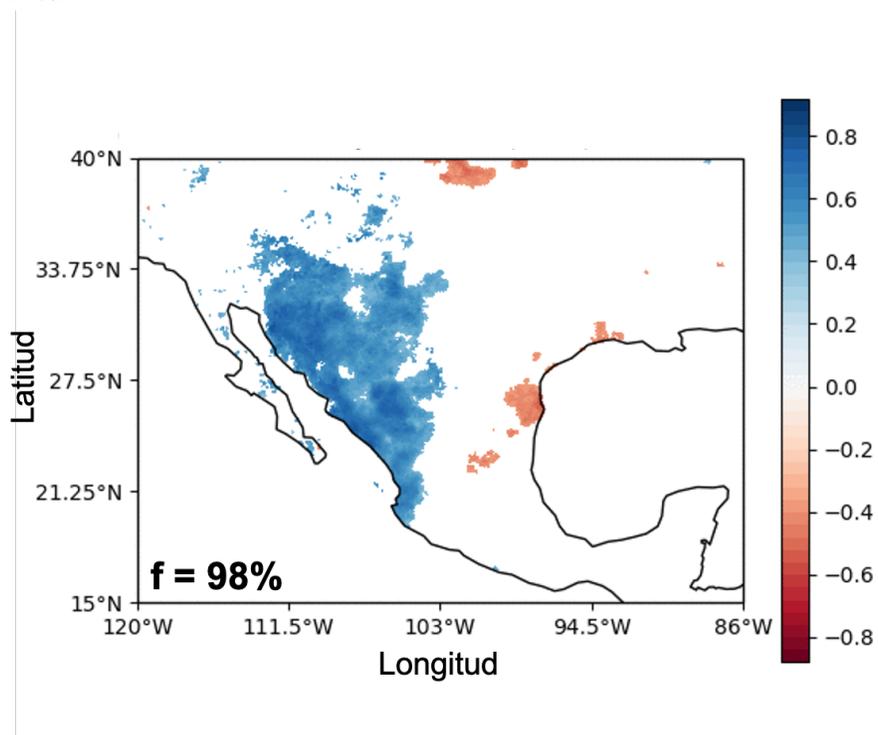
índices. Como se mencionó antes, esto sugiere que la precipitación durante la etapa inicial del MAN ya no está siendo medida adecuadamente por el índice de convergencia de flujo de humedad. Realizando el mismo ejercicio pero con 30 días de precipitación a partir del 16 de junio (no se muestra la figura), la relación entre estas variables disminuye más rápidamente, posiblemente como consecuencia de procesos de recirculación los cuales ya no miden la intensidad de la etapa inicial del MAN. El ejercicio de la Figura 36 se replicó en una región tropical sobre la isla de Nueva Guinea (al norte de Australia) donde el ciclo hidrológico es presumiblemente controlado por el ciclo diurno de convección profunda de una manera más regular de lo que ocurre sobre la SMO. Sobre Nueva Guinea no se encontró una disminución en la relación entre la CFH y la precipitación. Esto fortalece la afirmación de que el fenómeno observado en la región núcleo del MAN responde a procesos físicos reales y descarta la posibilidad de errores en las bases de datos o códigos utilizados para los cálculos.

Entre los factores más importantes que modifican la cantidad de evaporación se encuentran: la radiación solar, temperatura, velocidad del viento y disponibilidad de humedad. Sin embargo, como se mencionó en la sección 2.2, Peixoto y Oort (1992) mostraron que la precipitación en regiones tropicales y latitudes medias, es mayor que la evaporación. Con esto en mente, aunque en la zona núcleo del MAN el índice de CFH es una buena aproximación a la precipitación tal como lo define la ecuación 10, con el fin de verificar que la evaporación no fuera el factor que provocó la disminución de la relación CFH - precipitación, se obtuvieron los datos de precipitación y evaporación del reanálisis ERA5 en la región núcleo del monzón para comparar P-E contra el índice de CFH del mismo reanálisis. Al determinar el área estadísticamente significativa en las ventanas móviles, se observó la misma tendencia negativa de la Figura 38 (no se muestra la figura), lo cual descartó la posibilidad de la influencia de la evaporación sobre este debilitamiento en la relación CFH - precipitación.

La Figura 39a muestra la puntuación Z de la precipitación de verano en la zona núcleo del MAN en el periodo 1981 - 2019. Durante los primeros años de la serie de tiempo, la variabilidad de la precipitación osciló entre -0.5 y +1 desviación estándar, con excepción de 1984, el cual fue un año muy húmedo y es consistente con el índice de convergencia de flujo de humedad. La misma gráfica muestra que en las últimas décadas, el índice cambió de signo y en promedio se encuentra entre 0 y -1 desviación estándar.

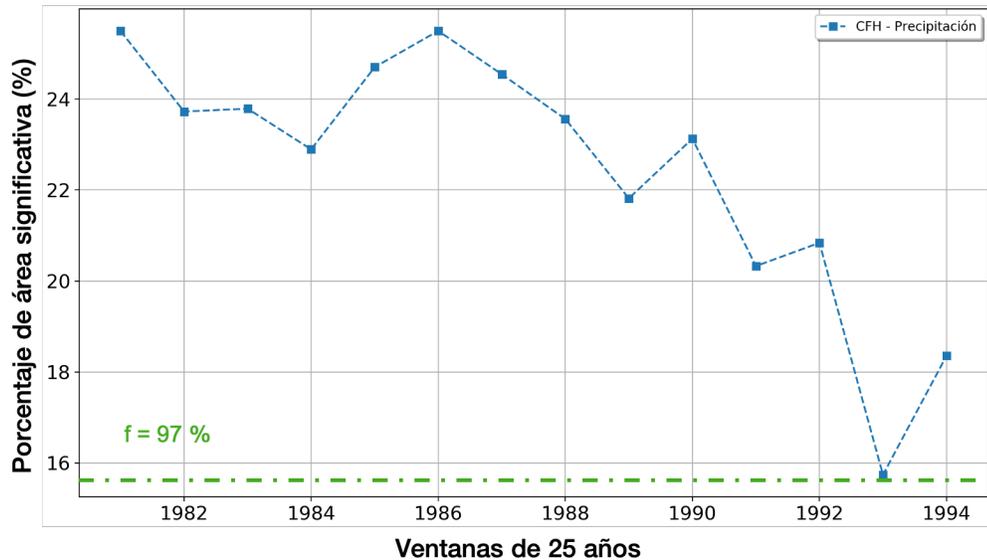


(a) Mapa de correlación entre CFH y la precipitación acumulada de 15 días en el periodo 1981 - 2006. Significancia espacial  $f > 99\%$ .



(b) Mapa de correlación entre CFH y la precipitación acumulada de 15 días en el periodo 1994 - 2019. Significancia espacial  $f = 98\%$ .

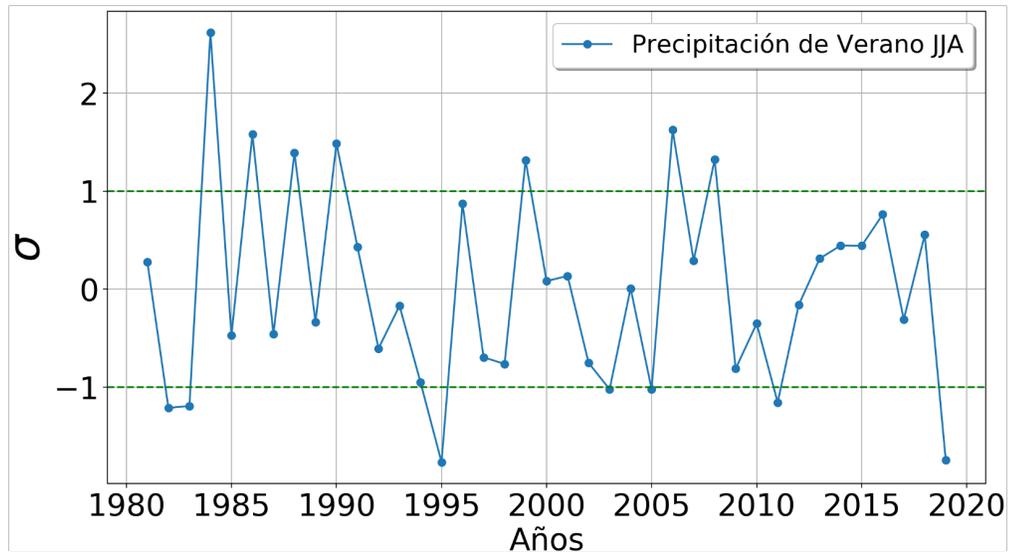
**Figura 37.** Porcentaje del área total del mapa que es estadísticamente significativa de la correlación entre el índice de CFH y la precipitación de CHIRPS durante la segunda quincena de junio. La disminución de la correlación sugiere que el índice de CFH no está midiendo adecuadamente la precipitación.



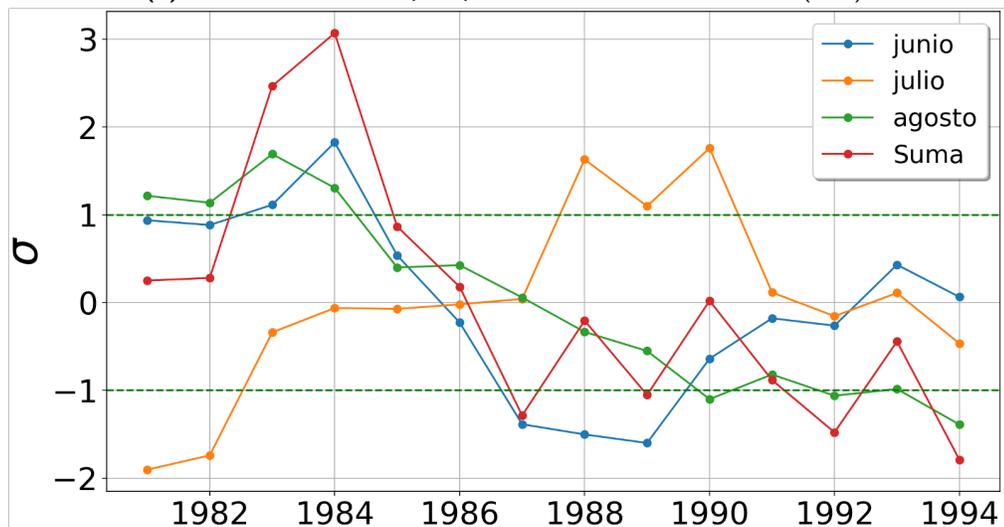
**Figura 38.** Porcentaje de área estadísticamente significativa de la correlación entre el índice de CFH y la segunda quincena de junio de precipitación de CHIRPS. Cada ventana es de 25 años y toda la serie de tiempo pasó las pruebas de significancia espacial con  $f > 97\%$ . Los años en el eje X indican el año en que inicia cada ventana.

Con el fin de observar la precipitación mensual en verano, a partir del ciclo anual de precipitación calculado para cada una de las ventanas móviles en la zona núcleo del MAN (no mostrado), se obtuvo la puntuación Z de la precipitación correspondiente a cada mes. La Figura 39b muestra dicho análisis para los meses junio, julio y agosto (JJA). El eje X de esta grafica señala el año en que inicia cada ventana y hay que recordar que los datos de CHIRPS inician en el año 1981, así que el tamaño de las ventanas móviles fue de 25 años cada una, siendo la primera 1981 - 2006.

La Figura 39b mostró que la precipitación en el mes de junio (etapa inicial del monzón) y agosto (hacia el fin de la temporada monzónica) ha disminuido. Aunque durante las últimas ventanas se observó una señal de recuperación en junio, no fue así para agosto, pues este mes tiene una tendencia negativa a lo largo de toda la serie de tiempo. En cuanto a julio, pasó de -2 desviaciones estándar durante las primeras ventanas a casi +2 desviaciones entre 1988 y 2015 (periodo que cubren estas ventanas). Esta tendencia positiva en la precipitación se detuvo durante las últimas 4 ventanas, en las cuales, la precipitación se mantuvo cerca de cero desviaciones estándar. La línea roja de la figura 39b, es el resultado de la suma de las puntuaciones Z de precipitación en JJA. La tendencia negativa de esta última, indica claramente una señal de reducción en la precipitación durante la temporada monzónica en la zona núcleo del MAN durante las últimas décadas.



(a) Puntuación Z de la precipitación acumulada en verano (JJA).



(b) Puntuación Z de los meses junio, julio y agosto calculada a partir de los resultados de las ventanas móviles del ciclo anual de precipitación. El eje X indica el año que inicia cada ventana.

**Figura 39.** Puntuaciones Z de la precipitación en la zona núcleo del MAN.

Las dos gráficas de la Figura 39 sugieren un debilitamiento de la precipitación durante la temporada monzónica y es más evidente en la Figura 39b. Es posible que estos resultados muestren las primeras señales del debilitamiento del MAN como consecuencia del cambio climático. Este debilitamiento ha sido descrito en diferentes trabajos como el de Pascale *et al.* (2017), donde han reportado que ante los efectos del calentamiento global como consecuencia del incremento en las concentraciones de  $CO_2$ , el monzón de América del Norte tenderá a debilitarse, sobre todo la región suroeste de Estados Unidos.

## Capítulo 4. Conclusiones

---

Se actualizaron los estudios sobre la variabilidad interanual del Monzón de América del Norte (MAN) al calcular los índices climáticos que miden la intensidad de la etapa inicial del monzón durante la segunda quincena de junio en el periodo 1979 - 2019. Además, se evaluó la influencia de la fase positiva y negativa de ENOS sobre el MAN a través de sus mecanismos oceánicos y atmosféricos.

- A partir de los resultados de la correlación entre el índice de Convergencia de Flujo de Humedad (CFH) con las temperaturas superficiales del mar (TSM) del océano Pacífico asociadas a ENOS, el área estadísticamente significativa sobre la cual existía una relación inversa con la intensidad de la etapa inicial del MAN ha disminuido paulatinamente durante las últimas décadas.
- La correlación entre la CFH y la altura geopotencial a 500 mb (Z500) mostró una fuerte relación inversa entre las variables ubicada a lo largo de una banda zonal sobre el ecuador de aproximadamente 20° de ancho durante la primeras ventanas móviles de observación. Sin embargo, la influencia tropical sobre el monzón que estas correlaciones sugieren también ha disminuido drásticamente durante las últimas décadas. Esto tiene implicaciones directas para el control que tiene el CTOC sobre la variabilidad interanual del NAM. Posiblemente, la disminución observada de la relación CTOC - CFH es consecuencia de estas variaciones de Z500.
- De las anomalías en Z500 observadas por Castro *et al.* (2007), se encontró que el centro de acción sobre la costa oeste de Estados Unidos se encuentra presente durante la primera ventana 1979 - 2006. En cambio, en la última ventana 1992 - 2019 ya no se observó este centro de acción. Aunque esto debería implicar un cambio en la trayectoria del anticiclón a 500 mb durante las últimas décadas, no fue así, pues a pesar de no existir el bloqueo en la costa oeste de EU el anticiclón aún se desplaza hacia el noreste durante años El Niño y al suroeste en años La Niña (Figura 23).
- La precipitación en la zona núcleo del MAN durante la temporada monzónica (JJA) ha disminuido durante las últimas décadas. Además, su variabilidad durante la etapa inicial del MAN en función del signo y magnitud de la fase de ENOS también ha disminuido. Es decir, mientras que históricamente

la precipitación durante años El Niño fue menor que el promedio y mayor durante años La Niña en la zona de influencia del monzón, la última ventana de análisis (1992 -2019) mostró que ya no hay una diferencia estadísticamente significativa de precipitación entre una fase y la otra. En otras palabras, en la ventana de análisis más reciente la precipitación asociada al MAN parece haber sido independiente de la fase positiva o negativa de ENOS.

- En el golfo de California, se encontró una tendencia positiva de la TSM, este incremento en la temperatura ha estado presente desde el principio de la serie de tiempo estudiada (1979 - 2019) y fue más intenso después del año 2010. Este calentamiento observado del GoC coincide con la disminución de la relación entre el CTOC y la CFH, lo que implica que el CTOC ha disminuido su influencia como modulador del MAN. Por otro lado, el gradiente de presión a lo largo del golfo de California, mostró una fuerte tendencia positiva a partir del año 2000, que además, coincide con el incremento de la velocidad del viento a lo largo del golfo.

Una de las principales hipótesis de control que explica la variabilidad interanual de la etapa inicial del MAN señala que el Contraste Térmico Océano - Continente se incrementa hasta generar un gradiente de presión superficial ( $\Delta P$ ) a lo largo del GoC. Este  $\Delta P$  transporta humedad desde el océano Pacífico oriental tropical hacia el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos y es la principal fuente de humedad para la precipitación asociada al MAN. Sin embargo, como se mostró a lo largo de este trabajo, las relaciones entre los diferentes índices han cambiado durante las últimas décadas. Estos cambios propiciaron condiciones climáticas que contradicen la hipótesis de control, por ejemplo, la Figura 29 mostró una clara tendencia positiva del  $\Delta P$  después del año 2000 y el aumento en la velocidad del viento a lo largo del GoC está asociado a esta tendencia positiva de  $\Delta P$  (como lo señalan los resultados de la sección 3.3.4). La pregunta es ¿por qué estas nuevas condiciones no se reflejan en el índice de CFH?. Además, ¿por qué el gradiente de presión está aumentando si la temperatura del golfo también está aumentando?, ¿qué proceso o procesos son capaces de generar un cambio tan fuerte como el registrado por el  $\Delta P$ ?, como se mencionó antes ¿será consecuencia de la expansión de la celda de Hadley que ya ha sido reportada en diferentes trabajos? y por último, la Figura 39b mostró una señal de debilitamiento del MAN en toda su temporada (junio, julio y agosto), ¿qué provocó esta disminución en la precipitación?. Los diferentes procesos que miden al MAN han cambiado y aún quedan mucho trabajo por hacer, pero es necesario responder a estas preguntas para acercarnos un poco más a la respuesta de la pregunta más importante: ¿Cuál es el futuro del monzón de América del Norte?.

## Reflexión final

Los procesos geofísicos que ocurren en el planeta al igual que aquellos fenómenos que ocurren fuera de él — pero que a pesar de ello, son capaces de modificar el clima en la Tierra — son indiferentes a la vida. La tecnología nos permitió identificarlos y aún estamos aprendiendo a leerlos e interpretarlos. Sin embargo, hace miles de años, nuestros ancestros pasaban mucho tiempo observando las estrellas, su fascinación por estos astros los llevaron a identificar patrones en sus movimientos y con ello, desarrollaron métodos para estructurar el tiempo. Con esto lograron determinar las temporadas de lluvia para el cultivo y florecimiento de sus sociedades, los conocimientos heredados a través de las generaciones evolucionaron en la ciencia, esta mejoró la tecnología y a su vez, nuestra calidad de vida.

El clima en la Tierra está cambiando rápidamente y por eso ya no basta con mirar al cielo en búsqueda de patrones para saber cuando lloverá. Más aún, es probable que las relaciones que dábamos por entendidas como la del ENOS - MAN deban ser replanteadas. Entender un poco más sobre la dinámica de nuestro planeta y transmitir los conocimientos a las siguientes generaciones son verdaderos triunfos de la humanidad, pues nos ayudará a convivir con la indiferencia a la vida de los procesos geofísicos que ocurren en el mar, en la tierra y en la atmósfera.

## Literatura citada

---

- Adams, D. K. y Comrie, A. C. (1997). The north american monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**.
- Barron, J. A., Metcalfe, S. E., y Addison, J. A. (2012). Response of the north american monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography*, **27**: n/a–n/a.
- Bieda, S. W., Castro, C. L., Mullen, S. L., Comrie, A. C., y Pytlak, E. (2009). The relationship of transient upper-level troughs to variability of the north american monsoon system. *Journal of Climate*, **22**.
- Brenner, I. S. (1974). A surge of maritime tropical air—gulf of california to the southwestern united states. *Monthly Weather Review*, **102**.
- Castro, C. L., McKee, T. B., y Pielke, R. A. (2001). The relationship of the north american monsoon to tropical and north pacific sea surface temperatures as revealed by observational analyses. *Journal of Climate*, **14**: 4449–4473.
- Castro, C. L., Pielke, R. A., Adegoke, J. O., Schubert, S. D., y Pegion, P. J. (2007). Investigation of the summer climate of the contiguous united states and mexico using the regional atmospheric modeling system (rams). part ii: Model climate variability. *Journal of Climate*, **20**: 3866–3887.
- CONAGUA (2018). Atlas del agua en México.
- Courtier, P., Thépaut, J.-N., y Hollingsworth, A. (1994). A strategy for operational implementation of 4d-var, using an incremental approach. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**.
- Davis, R. E. (1976). Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the north pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **6**.
- Dominguez, F., Miguez-Macho, G., y Hu, H. (2016). Wrf with water vapor tracers: A study of moisture sources for the north american monsoon. *Journal of Hydrometeorology*, **17**.
- Douglas, M. W. (1995). The summertime low-level jet over the gulf of california. *Monthly Weather Review*, **123**: 2334–2347.
- Douglas, M. W. y Leal, J. C. (2003). Summertime surges over the gulf of california: Aspects of their climatology, mean structure, and evolution from radiosonde, ncep reanalysis, and rainfall data. *Weather and Forecasting*, **18**.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., y Reyes, S. (1993). The mexican monsoon. *Journal of Climate*, **6**: 1665–1677.
- ECMWF (2016). IFS documentation cy41r2 - part ii: Data assimilation.
- Erfani, E. y Mitchell, D. (2014). A partial mechanistic understanding of the north american monsoon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **119**: 13,096–13,115.
- Finch, Z. O. y Johnson, R. H. (2010). Observational analysis of an upper-level inverted trough during the 2004 north american monsoon experiment. *Monthly Weather Review*, **138**.

- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., y Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, **2**.
- Gunnar, R. (1958). Oceanographic and meteorological aspects of the gulf of california. *Pacific Science*, **XII**: 21–45.
- Hales, J. E. (1972). Surges of maritime tropical air northward over the gulf of california. *Monthly Weather Review*, **100**: 298–306.
- Halley, E. (1687). An historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the seas between and near the tropicks, with an attempt to assign the physical cause of the said winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **16**: 153–168.
- Hesameddin, M., Masoud, T. A., Mohammadi, P. M., y Amin, R. (2018). Calculation of sea surface drag coefficient and wind stress in the gorgan bay. *Research in Marine Sciences*, **3**: 379–389.
- Higgins, R. W. y Shi, W. (2001). Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the north american monsoon system. *Journal of Climate*, **14**: 403–417.
- Higgins, R. W., Mo, K. C., y Yao, Y. (1998). Interannual variability of the u.s. summer precipitation regime with emphasis on the southwestern monsoon. *Journal of Climate*, **11**.
- Higgins, R. W., Chen, Y., y Douglas, A. V. (1999). Interannual variability of the north american warm season precipitation regime. *Journal of Climate*, **12**: 653–680.
- Hu, Q. y Feng, S. (2002). Interannual rainfall variations in the north american summer monsoon region: 1900–98\*. *Journal of Climate*, **15**.
- Hu, Y. y Fu, Q. (2007). Observed poleward expansion of the hadley circulation since 1979. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **7**.
- Jhonson, R. (1990). *Estadística elemental*, Vol. 1. Trillas, segunda edición. pp. 181–186.
- Jiang, H. y Zipser, E. J. (2010). Contribution of tropical cyclones to the global precipitation from eight seasons of trmm data: Regional, seasonal, and interannual variations. *Journal of Climate*, **23**.
- Kang, S. M. y Lu, J. (2012). Expansion of the hadley cell under global warming: Winter versus summer. *Journal of Climate*, **25**.
- Klein, S. A., Soden, B. J., y Lau, N.-C. (1999). Remote sea surface temperature variations during enso: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, **12**: 917–932.
- Lahmers, T. M., Castro, C. L., Adams, D. K., Serra, Y. L., Brost, J. J., y Luong, T. (2016). Long-term changes in the climatology of transient inverted troughs over the north american monsoon region and their effects on precipitation. *Journal of Climate*, **29**.
- Lang, T. J., Ahijevych, D. A., Nesbitt, S. W., Carbone, R. E., Rutledge, S. A., y Cifelli, R. (2007). Radar-observed characteristics of precipitating systems during name 2004. *Journal of Climate*, **20**.
- Livezey, R. E. y Chen, W. Y. (1983). Statistical field significance and its determination by monte carlo techniques. *Monthly Weather Review*, **111**: 46–56.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jović, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E. H., Ek, M. B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H., Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D., y Shi, W. (2006). North american regional reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **87**.

- Mitchell, D. L., Ivanova, D., Rabin, R., Brown, T. J., y Redmond, K. (2002). Gulf of california sea surface temperatures and the north american monsoon: Mechanistic implications from observations. *Journal of Climate*, **15**: 2261–2281.
- NCAR (1992). The north american monsoon: Reports to the nation.
- Nesbitt, S. W., Gochis, D. J., y Lang, T. J. (2008). The diurnal cycle of clouds and precipitation along the sierra madre occidental observed during name-2004: Implications for warm season precipitation estimation in complex terrain. *Journal of Hydrometeorology*, **9**.
- NOAA (2019). Índice oni región 3.4.
- Pascale, S., Boos, W. R., Bordoni, S., Delworth, T. L., Kapnick, S. B., Murakami, H., Vecchi, G. A., y Zhang, W. (2017). Weakening of the north american monsoon with global warming. *Nature Climate Change*, **7**: 806–812.
- Peixoto, J. P. y Oort, A. H. (1992). *Physics of climate*. American Institute of Physics. pp. undefined–520.
- Pozo-Vázquez, D., Gámiz-Fortis, S. R., Tovar-Pescador, J., Esteban-Parra, M. J., y Castro-Díez, Y. (2005). North atlantic winter slp anomalies based on the autumn enso state. *Journal of Climate*, **18**: 97–103.
- Ripa, P. (1997). Toward a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamicsof the gulf of california. *Journal of Physical Oceanography*, **27**.
- Rodwell, M. J. y Hoskins, B. J. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, **14**: 3192–3211.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., ya Chuang, H., Juang, H.-M. H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Delst, P. V., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R. W., Rutledge, G., y Goldberg, M. (2010). The ncep climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91**.
- Silva, V. B. S., Kousky, V. E., y Higgins, R. W. (2011). Daily precipitation statistics for south america: An intercomparison between ncep reanalyses and observations. *Journal of Hydrometeorology*, **12**: 101–117.
- Tang, M. y Reiter, E. R. (1984). Plateau monsoons of the northern hemisphere: A comparison between north america and tibet. *Monthly Weather Review*, **112**: 617–637.
- Torres, A., Cavazos, T., y Turrent, C. (2014). Land–sea thermal contrast and intensity of the north american monsoon under climate change conditions. *Journal of Climate*, **27**: 4566–4580.
- Turrent, C. y Cavazos, T. (2009). Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the north american monsoon. *Geophysical Research Letters*, **36**: 1–5.
- Turrent, C. y 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**: 3953–3969.
- Wang, B. y Ding, Q. (2008). Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **44**.

Yu, B. y Wallace, J. M. (2000). The principal mode of interannual variability of the north american monsoon system. *Journal of Climate*, **13**.