

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos Autor.

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



---

**Doctorado en Ciencias  
en Oceanografía Física**

---

Estudio de los procesos de mezcla en la capa planetaria del  
Golfo de California asociados a la fase inicial del Monzón de  
América del Norte

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

Presenta:

Mariam Fonseca Hernández

Ensenada, Baja California, México  
2023

Tesis defendida por  
Mariam Fonseca Hernández

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson  
Director de tesis

Dra. Iryna Tereshchenko

Dr. Edgar Gerardo Pavía López

Dr. Enrique Vivoni

Dr. Luis Zavala Sansón



---

Dra. María Tereza Cavazos Pérez  
Coordinadora del Posgrado en Oceanografía Física

---

**Dra. Ana Denise Re Araujo**  
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Mariam Fonseca Hernández como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física.

Estudio de los procesos de mezcla en la capa planetaria del Golfo de California asociados a la fase inicial del Monzón de América del Norte

Resumen aprobado por:

---

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson  
**Director de tesis**

Este trabajo de investigación se desarrolló con el objetivo de analizar los mecanismos de mezcla responsables de las variaciones temporales y espaciales de la capa límite del Golfo de California (GC) en el contexto del inicio del Monzón de América del Norte (MAN). Se utilizaron datos de radiosondeos y globos piloto del Experimento del Monzón de América del Norte (NAME) realizado en 2004, así como productos satelitales, conjuntos de datos de reanálisis y salidas numéricas del modelo WRF para el periodo comprendido entre 1982 y hasta 2018. Se encontró que el ciclo diurno regional está fuertemente afectado por la convergencia y divergencia en niveles bajos, los que a su vez se asocian al sistema de brisas terrestres y marinas locales y a la presencia de una inversión térmica sobre el golfo. Los monzones que comienzan más temprano tienen menor humedad disponible para la precipitación que los que comienzan más tarde en el año calendario. Por lo tanto, los monzones de inicio temprano tienen menor lluvia media diaria durante su primer mes, lo que contrasta con estudios anteriores. La altura de la capa límite del GC, en el momento del inicio del monzón, se encuentra controlada por la temperatura de la superficie del golfo y tiene un impacto significativo en la precipitación sobre Sonora, Sinaloa y el sur de Arizona. Después de la erosión de la inversión térmica sobre el GC, que coincide con el inicio del MAN, tanto la flotabilidad como la cizalladura del viento contribuyen como fuentes de turbulencia para la mezcla de la capa límite del golfo. Estos resultados sugieren que un modelo numérico que sea utilizado para pronosticar o analizar la precipitación del MAN debe tener suficiente resolución espacial para reproducir adecuadamente los efectos que tienen las características del GC en su complejo sistema de circulación diurna.

**Palabras clave:** Monzón de América del Norte, turbulencia, capa límite, Golfo de California, WRF

Abstract of the thesis presented by Mariam Fonseca Hernández as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Physical Oceanography

Study of the mixing processes in the planetary boundary layer of the Gulf of California associated with the initial phase of the North American Monsoon

Abstract approved by:

---

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson  
**Thesis Director**

This investigation uses rawinsondes and pilot balloon data from the 2004 North American Monsoon Experiment (NAME), as well as satellite-based products, reanalysis datasets, and numerical simulations with the WRF model that span 1982–2018, to analyze the mixing mechanisms responsible for the temporal and spatial variations of the Gulf of California (GoC) boundary layer during the North American Monsoon (NAM) onset in the core monsoon region. We show that the regional diurnal cycle is strongly affected by low-level convergence and divergence associated with local land-sea breezes and by the presence of a thermal inversion over the gulf. Earlier starting monsoons have less moisture available for precipitation than those starting later in the calendar year. Therefore, early onset monsoons have less average daily rainfall during their first month, which is a result that is in contrast with previous studies. The GoC boundary layer height at the time of monsoon onset, found to be controlled by the gulf's surface temperature, has a significant impact on the precipitation over Sonora, Sinaloa, and southern Arizona. After the erosion of the thermal inversion over the GoC that coincides with the NAM onset, buoyancy and wind shear are the largest sources of turbulence for the mixing of the boundary layer. Our results suggest that a numerical model used to forecast or analyze NAM precipitation must have enough spatial resolution to adequately reproduce the effects that the GoC's features have on its complex diurnal circulation systems.

**Keywords:** North American Monsoon, turbulence, boundary layer, Gulf of California, WRF

## Dedicatoria

A Maia:

Sé que estás orgullosa. Pero más, mucho más orgullosa me siento yo de ti.

Te amo siempre.

## Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por haberme otorgado la beca que hizo posible la realización de este estudio de posgrado.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) por abrirme sus puertas. A toda la familia CICESE por el inmenso apoyo que me brindaron a mí y a mi familia en nuestros peores momentos.

A mi asesor, el Dr. Cuauhtémoc Turrent. No pude tener un mejor mentor. Su inteligencia, sabiduría, integridad y debo decir: genialidad, me ha guiado de la mejor manera y me inspira cada día. Gracias.

Al Departamento de Oceanografía Física de CICESE un inmenso agradecimiento. A todos mis profesores (Dra. Paula, Dra. Cavazos, Dr. Oscar, Dr. Modesto, Dra. Vanessa, Dr. Marcos, Dr. Candela, Dr. Sheinbaum, Dr. Tenreiro, Dr. Pallas, Dr. Joao), a los coordinadores, a todo el personal. Un especial agradecimiento a Lupita y a Doña Letty por haber sido tan especiales.

A mis compañeros Gaby, Paulino, Dani, Quinn, Marcos, Oscar, Bere, Camilo, David, Ale, Gina, Rosi, Arantxa. Gracias chicos.

A los miembros de mi comité de tesis por todos sus comentarios e ideas durante este trayecto.

A Jorge, porque no estás desde el principio, pero llegaste en el momento preciso.

A mi bella mami, siempre has creído en mí. Soy y estoy solo por ti.

A mi papi, por alentarme a cada paso y por estar siempre ahí.

A Yandy, esta fue siempre tu idea. Yo solo la estoy terminando, por los tres.

A mis amigos Yali, Yosva, Laurita, Rebeca, Loic, Maira, Víctor.

A Dolores. Un ángel, el mejor.

A toda mi familia, a los amigos, conocidos, a todos los que pusieron su granito de arena. A México:  
¡Gracias!

## Tabla de contenido

	Página
<i>Resumen en español</i> .....	<i>ii</i>
<i>Resumen en inglés</i> .....	<i>iii</i>
<i>Dedicatoria</i> .....	<i>iv</i>
<i>Agradecimientos</i> .....	<i>v</i>
<i>Lista de figuras</i> .....	<i>ix</i>
<i>Lista de tablas</i> .....	<i>xiv</i>
<i>Capítulo 1. Introducción</i> .....	<i>1</i>
1.1 Antecedentes .....	1
1.2 Justificación .....	4
1.3 Hipótesis.....	4
1.4 Objetivos .....	5
1.4.1 Objetivo general .....	5
1.4.2 Objetivos específicos .....	5
<i>Capítulo 2. Metodología</i> .....	<i>6</i>
2.1 Área de estudio .....	6
2.2 Observaciones .....	7
2.3 La fecha de inicio del monzón .....	10
2.4 La estimación de la altura de la capa límite a partir de datos de sondeos meteorológicos .	11
2.5 Cálculo del número de Richardson .....	12
2.6 Configuración de las simulaciones numéricas .....	14

<i>Capítulo 3. Resultados</i> .....	17
3.1 Estructura vertical de la temperatura, la humedad relativa y los vientos zonales en la capa límite del Golfo de California .....	17
3.2 La altura de la capa límite del Golfo de California, su mezcla y el inicio del Monzón de América del Norte .....	24
3.3 Variabilidad interanual de la fecha de inicio del Monzón de América del Norte y la altura de la capa límite del Golfo de California a partir de datos de reanálisis .....	30
3.4 ¿Influye la capa límite del Golfo de California en la precipitación del Monzón de América del Norte? .....	36
3.5 Verificación de los resultados numéricos .....	38
3.6 Distribución de la inversión de temperatura sobre el Golfo de California y el contenido de vapor de agua asociados a la fase inicial del Monzón de América del Norte.....	47
3.7 Distribución de la energía cinética turbulenta y el flujo de calor sensible y calor latente asociados a la fase inicial del Monzón de América del Norte. ....	53
 <i>Capítulo 4. Discusión</i> .....	 64
 <i>Capítulo 5. Conclusiones</i> .....	 70
 <i>Literatura citada</i> .....	 73
 <i>Anexos</i> .....	 77

## Lista de figuras

Figura	Página
<b>Figura 1. a)</b> Área de estudio. <b>b)</b> Topografía regional según datos del Shuttle Radar Topographic Mission 3 arc second (SRTM-3). Las estrellas negras en (a) son las localizaciones de las mediciones de los globos pilotos (PIBAL) lanzados durante el NAME: Bahía de Tortugas (BT), Santa Rosalía (SR), Empalme (GY), Tesopaco (TE), Loreto (LR), Topolobampo (P56), y Lerdo (LE); los marcadores grises indican las ubicaciones de los sondeos sobre el GC que no incluyeron datos de viento, mientras que los marcadores negros muestran la ubicación de los sondeos que sí incluyeron mediciones del viento. Los círculos muestran los sondeos de junio de 2004 (pre-inicio) mientras que los triángulos marcan los sondeos de agosto de 2004 (post-inicio). El polígono blanco se utiliza para analizar la precipitación del MAN y el polígono negro (polígono de control) para el análisis de diferentes variables sobre el GC. Los marcadores rojos indican las estaciones con sondeos terrestres pertenecientes a la Universidad de Wyoming. ....	6
<b>Figura 2.</b> Tabla de contingencia correspondiente a la comparación entre la precipitación de CHIRPS y la precipitación según NERN observada durante el verano de 2004 sobre el área de estudio. <b>a)</b> Probabilidad de detección (POD, línea azul), <b>b)</b> Relación de falsa alarma (FAR, línea roja), <b>c)</b> Radio de verificación (CSI, línea verde) y <b>d)</b> Índice de habilidad de Heidke (HSS, línea amarilla). Los valores en negrita en la parte superior izquierda son los valores medios de cada serie, su mínimo y su máximo respectivamente. El eje x representa cada una de las estaciones NERN.....	10
<b>Figura 3.</b> Dominios anidados en el WRF sobre el área de estudio.....	15
<b>Figura 4.</b> Perfiles verticales promedios de temperatura (curvas sólidas) y humedad relativa (curvas discontinuas) del conjunto de datos de sondeos del NAME 2004 sobre el GC. <b>a)</b> Sondeos diurnos de junio; <b>b)</b> sondeos nocturnos de junio; <b>c)</b> sondeos diurnos de agosto; y <b>d)</b> sondeos nocturnos de agosto. ABLH es la altura promedio de la capa límite (línea continua horizontal) y ASLH es la altura promedio de la capa superficial (línea de puntos horizontal). ....	18
<b>Figura 5.</b> Secciones transversales diurnas (izquierda) y nocturnas (derecha) de longitud versus altura, de la componente media del viento a través del golfo según los datos de las estaciones PIBAL (NAME) para las latitudes: <b>(a, b)</b> ~28° N y <b>(c, d)</b> ~26° N. Los gráficos (a, c) corresponden a los promedios de junio de 2004 (antes del inicio) mientras que (b, d) son los promedios de agosto de 2004 (posteriores al inicio). Las flechas negras indican la componente media del viento a través del golfo (u girada según el eje del golfo: 325°), mientras que las flechas grises son vectores normalizados incluidos para ayudar a visualizar la dirección del flujo. Los números en la parte superior indican el total de perfiles de datos promediados para cada estación; las letras negras son abreviaturas de cada nombre de estación (ver Figura 1a). Los perfiles topográficos sombreados correspondientes fueron extraídos del Shuttle Radar Topographic Mission 3 arc second (SRTM-3). ....	20
<b>Figura 6.</b> Esquema de la circulación sobre el Golfo de California entre los 26° N y 28° N. Secciones transversales verticales (longitud vs. altura) deducidas del viento medio a través del golfo observado en las estaciones PIBAL (NAME) para: <b>a)</b> Condiciones diurnas (izquierda) y nocturnas (derecha) antes del inicio del monzón; <b>b)</b> condiciones diurnas (izquierda) y nocturnas (derecha) posteriores al inicio del monzón. Las líneas negras continuas representan datos de viento reales (de la Figura 5; solo se muestra la dirección del componente del viento a través del golfo, no su	

- magnitud) mientras que las líneas discontinuas representan el flujo inferido. Las áreas sombreadas en gris representan los datos topográficos reales en los 26° N (SRTM-3). Los signos positivos y negativos en la parte inferior de las gráficas son una representación cualitativa de presuntos cambios en los flujos de calor de la superficie de las tierras circundantes y el océano, en relación con el calentamiento diurno del GC previo al inicio del MAN. .... 23
- Figura 7.** Variación diurna del número “bulk” de Richardson (BR, curva continua) y la altura de la capa límite (BLH, curva discontinua) a partir de los sondeos del NAME (verano 2004) sobre el GC: **a)** antes del inicio del monzón y, **b)** después del inicio del monzón. Valor crítico BRC = 0.25 (línea continua gris) y valor de terminación BRT = 1.0 (línea discontinua gris). .... 25
- Figura 8.** Capas de turbulencia identificadas a partir de los sondeos promedios del NAME sobre el GC. **a)** Perfiles verticales del número “bulk” de Richardson ajustado (ABR, líneas negras). Las capas sombreadas identifican flujos turbulentos (gris claro) y flujos estáticamente estables (gris); las capas blancas representan turbulencias estratificadas de forma estable. Las líneas punteadas indican la altura media de la capa límite correspondiente. **b)** Perfiles de temperatura potenciales ( $\theta$ , líneas negras). Las áreas sombreadas en gris representan las mismas capas turbulentas dinámicas de a) con la adición de las capas estáticamente inestables no locales (rojo). De izquierda a derecha, las parcelas corresponden a: días de junio, noches de junio, días de agosto y noches de agosto. .... 28
- Figura 9.** Regímenes aproximados de convección libre y forzada (adaptado de Stull, 2012) para las observaciones instantáneas de sondeos del NAME 2004 para: **a)** días de junio, **b)** noches de junio **c)** días de agosto y **d)** noches de agosto. El rango  $-0.25 \leq BR \leq 0.25$  está señalado con un patrón cuadrulado, el sombreado gris claro representa  $BR \geq 1.0$  y el sombreado gris es para  $BR \leq -4.0$ . El régimen de estratificación estable se encuentra entre  $0.25 < BR < 1.0$ , mientras que la turbulencia impulsada por la cizalladura del viento y la flotabilidad se corresponde al rango  $-4.0 < BR < -0.25$ . El porcentaje que representa cada régimen del total de observaciones realizadas está resaltado en negrita. .... 29
- Figura 10.** Ciclo diurno de la altura de la capa límite (BLH) promediadas **a)** antes y **b)** después del inicio del monzón del 2004. Los datos utilizados provienen de las estimaciones del conjunto de sondeos del NAME (negro sólido) y de los reanálisis: CFSR (líneas negras discontinuas), NARR (líneas discontinuas grises), ERA5 (líneas negras discontinuas) y MERRA-2 (líneas sólidas grises). Los datos de NARR y MERRA-2 se trazaron utilizando el eje y del lado derecho. .... 31
- Figura 11.** Ciclo diurno de la divergencia media mensual del campo de viento horizontal cerca de la superficie (1000 mb) de junio de 2004 calculada (de arriba a abajo) a partir de CFSR, ERA5, NARR y MERRA-2. Los colores azules están asociados con la divergencia (valores positivos) en el campo de viento cercano a la superficie, mientras que los colores rojos representan la convergencia (valores negativos). .... 32
- Figura 12.** Variabilidad interanual de **a)** precipitación media diaria [mm] calculada utilizando el polígono blanco en la Figura 1a durante los primeros 30 días después del inicio del MAN, y **b)** la fecha de inicio del MAN, de 1982 a 2018. Las líneas discontinuas representan los percentiles 15, 50 y 85 de la serie temporal. .... 34
- Figura 13.** Coeficientes de correlación entre la precipitación media diaria y la fecha de inicio del monzón, de 1982 a 2018. Los valores p (nivel de significancia, de la prueba t de Student, más bajo para el cual el valor de los coeficientes de correlación es significativo) se representan con una

- línea discontinua, mientras que la línea discontinua horizontal representa el umbral de significancia de 0.05 para la comparación de los valores p. .... 35
- Figura 14.** Coeficiente de correlación entre la BLH diaria de CFSR promediado sobre el polígono negro y la precipitación según CHIRPS durante: **a)** 15 días, y **b)** 30 días después del inicio del monzón de 1982 a 2018. El sombreado indica áreas con correlaciones estadísticamente significativas al nivel del 95% de confiabilidad estadística. .... 37
- Figura 15.** Altura de la capa límite del GC según los sondeos lanzados desde el Francisco de Ulloa durante el NAME 2004 (línea negra) y según la simulación del WRF para los mismos puntos y tiempos (línea azul). .... 39
- Figura 16.** Ciclo diario de alturas de capa límite (BLH) promediados **a)** 15 días antes y **b)** 15 días después del inicio del monzón durante los 20 años simulados con WRF. Rojo: Años con *onset* temprano, Verde: Años con *onset* normal y Negro: Años con *onset* tardío. .... 40
- Figura 17.** Perfil de temperatura (líneas rojas) y humedad relativa (líneas verdes) para cada una de las seis estaciones listadas en la Tabla 3. Las líneas continuas representan los datos observados (datos instantáneos, 00Z) y las líneas discontinuas los datos simulados por el WRF (00Z). Promedios realizados para el periodo de tiempo comprendido entre el 1ro de Mayo y el 1ro de Septiembre de 2004. .... 42
- Figura 18.** Tabla de contingencia correspondiente a la comparación entre la precipitación de WRF y la precipitación según NERN observada durante el verano de 2004 sobre el área de estudio. **a)** Probabilidad de detección (POD, línea azul), **b)** Relación de falsa alarma (FAR, línea roja), **c)** Radio de verificación (CSI, línea verde) y **d)** Índice de habilidad de Heidke (HSS, línea amarilla). Los valores en negrita en la parte superior izquierda son los valores medios de cada serie, el mínimo y el máximo respectivamente. El eje x representa cada una de las estaciones NERN. .... 43
- Figura 19.** **a)** Diferencia entre los estimados de precipitación según NERN y WRF [mm] para cada observación registrada por NERN (precipitación diaria), y **b)** Diferencias medias entre los estimados de precipitación diaria según NERN y WRF [mm] en cada una de las estaciones NERN desde el 1ro de mayo y hasta el 1ro de septiembre de 2004. .... 44
- Figura 20. Precipitación media según el WRF para el periodo comprendido entre el 15 y el 30 de junio.  
**a)** Monzones con inicio temprano (1984, 1995 y 2009), **b)** Monzones con inicio tardío (2003, 2011 y 2017) y **c)** Monzones con inicio normal (1990, 1996 y 2018). .... 45
- Figura 21.** Secciones transversales de la componente del viento a través del golfo (*u*) según las estaciones PIBAL (paneles izquierdos) y el WRF (paneles derechos), para las latitudes de 28° N (**a**, **b**) y 26° N (**c**, **d**) y para los promedios diarios, nocturnos, *pre-onset* y *post-onset*. Las flechas negras indican el promedio de *u* rotada de acuerdo con el eje del golfo (325°), y las flechas grises son los vectores normalizados. .... 46
- Figura 22.** Perfiles verticales de temperatura según el WRF y promediados sobre el polígono de control (Figura 1a) para **a)** antes del inicio del MAN ( $\approx$  50 días) y **b)** después del inicio del MAN ( $\approx$  70 días) para los 20 años simulados con el modelo WRF. Las líneas continuas negras muestran los perfiles medios; las áreas sombreadas en gris representan el rango de desviación estándar de los perfiles medios. .... 47

- Figura 23.** Evolución temporal de la fuerza de la inversión térmica promedio durante los 20 años simulados con el WRF. La línea roja vertical representa la fecha promedio del inicio del monzón. .... 48
- Figura 24.** Campos promedios de la fuerza de la inversión térmica **a)** 15 días antes del inicio del monzón, **b)** 15 días después del inicio del monzón, durante los 20 años simulados con el WRF. 49
- Figura 25.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la fuerza de la inversión de temperatura (línea roja) y de la temperatura superficial del GC (línea negra) para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea verde vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso. .... 50
- Figura 26.** Campos promedios de la convergencia del flujo de humedad [kg/kg m/s ] **a)** 15 días antes del inicio del monzón y, **b)** 15 días después del inicio del monzón. El campo vectorial graficado es  $(u,w)$ . El eje vertical representa la altura en m. .... 51
- Figura 27.** Diferencia de los campos promedios de la razón de mezcla de vapor de agua acumulada ( $Q$ ) [kg kg<sup>-1</sup>] entre el día del inicio del MAN y: **a)** 15 días antes, integrando verticalmente  $Q$  dentro de la capa planetaria, **b)** 15 días después, integrando verticalmente  $Q$  dentro de la capa planetaria, **c)** 15 días antes, integrando verticalmente  $Q$  fuera de la capa planetaria, **d)** 15 días después, integrando verticalmente  $Q$  fuera de la capa planetaria. Los resultados corresponden a campos promediados de las salidas numéricas del WRF para los años 1982, 1984, 1986, 1990, 1995, 1996, 2003, 2004, 2009, 2011, 2017 y 2018. .... 52
- Figura 28.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la producción (valores positivos) o consumo (valores negativos) de la turbulencia debido a la flotabilidad sobre el Golfo de California para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea negra vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso y la línea horizontal roja delimita el cero. .... 55
- Figura 29.** Diferencia entre los campos espaciales de la contribución a la energía cinética turbulenta por la flotabilidad  $P_b$  [m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>] dentro de la capa planetaria promediados sobre los 20 años simulados con el WRF entre el día del inicio del MAN y: **a)** 15 días antes, **b)** 15 días después.... 56
- Figura 30.** Diferencia entre el signo del campo promedio de la contribución a la energía cinética turbulenta por la flotabilidad dentro de la capa planetaria del GC entre el día del inicio del MAN y: **a)** 15 días antes **b)** 15 días después..... 56
- Figura 31.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la producción de la turbulencia debido a la cizalladura del viento sobre el Golfo de California para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea roja vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso. .... 57
- Figura 32.** Diferencia entre los campos promedios de la contribución a la energía cinética turbulenta por la cizalladura vertical del viento  $P_s$  [m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>] dentro de la capa planetaria y durante los 20 años simulados con el WRF entre el día del inicio del MAN y: **a)** 15 días antes, **b)** 15 días después.... 58
- Figura 33.** Regímenes aproximados de convección libre y forzada (adaptado de Stull, 2012) para los resultados de las simulaciones numéricas: **a)** 15 días antes del inicio del monzón, **b)** 15 días después del inicio del monzón. El rango  $-0.25 \leq BR \leq 0.25$  está sombreado, el sombreado gris claro representa  $BR \geq 1.0$  y el sombreado gris es para  $BR \leq -4.0$ . El régimen de estratificación estable se

- encuentra entre  $0.25 < BR < 1.0$ , mientras que la turbulencia impulsada por la cizalladura del viento y la flotabilidad corresponde al rango  $-4.0 < BR < -0.25$ . El porcentaje de observaciones encontradas para cada régimen está resaltado en negritas..... 59
- Figura 34.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la disipación de la turbulencia [ $\epsilon$ ,  $m^2 s^{-2}$ ] sobre el Golfo de California para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea roja vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso. .... 60
- Figura 35.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF del transporte turbulento de la TKE ( $WT$ , [ $m^2 s^{-2}$ ]) sobre el Golfo de California para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea verde vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso..... 61
- Figura 36.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF del flujo de calor sensible (HFX [ $W/m^2$ ], color naranja) y el flujo de calor latente (QFX [ $W/m^2$ ], color morado) desde la superficie del GC hacia la PBL, y promediados sus valores instantáneos para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea negra vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso..... 62
- Figura 37.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF del flujo de calor latente (LH [ $W/m^2$ ]) acumulado en la superficie del GC, para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea verde vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso..... 63
- Figura 38.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la precipitación media diaria [mm] sobre el polígono terrestre definido en la Figura 1a, para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea negra vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso..... 66
- Figura 39.** Regímenes aproximados de convección libre y forzada (adaptado de Stull, 2012) para los resultados de las simulaciones numéricas durante el día de inicio del MAN para los 20 años simulados con el WRF. El rango  $-0.25 \leq BR \leq 0.25$  está sombreado, el sombreado gris claro representa  $BR \geq 1.0$  y el sombreado gris es para  $BR \leq -4.0$ . El régimen de estratificación estable se encuentra entre  $0.25 < BR < 1.0$ , mientras que la turbulencia impulsada por la cizalladura del viento y la flotabilidad corresponde al rango  $-4.0 < BR < -0.25$ . El porcentaje de observaciones encontradas para cada régimen está resaltado en negritas..... 68
- Figura 40.** Verificación espacial de los acumulados de precipitación de CHIRPS vs NERN para el verano de 2004. Acumulado de precipitación en mm de CHIRPS durante a) 30 días después de iniciar el MAN, c) 60 días después de iniciar el MAN y, e) 90 días después de iniciar el MAN. Acumulado de precipitación en mm de NERN durante b) 30 días después de iniciar el MAN, d) 60 días después de iniciar el MAN, y f) 90 días después de iniciar el MAN..... 77
- Figura 41.** Los tres (3) primeros modos de variabilidad del análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) utilizando datos de precipitación media diaria de CHIRPS en la región de estudio y para el periodo comprendido entre 1982 y 2018 (entre mayo y septiembre), unidades en mm. .... 78

## Lista de tablas

Tabla	Página
Tabla 1. Datos de las estaciones PIBAL. ....	7
Tabla 2. Bases de datos de reanálisis. ....	8
Tabla 3. Estaciones de aire superior con sondeos meteorológicos disponibles en el área de estudio. ...	8
Tabla 4. Configuración del WRF. ....	16
Tabla 5. Porcientos de los regímenes aproximados de convección libre y forzada para los resultados de las simulaciones numéricas durante el día de inicio del MAN para los 20 años simulados con el WRF. El sombreado rosado señala disminución de los porcentajes y el sombreado azul señala aumento de los porcentajes relativo al tiempo anterior. ....	69

# Capítulo 1. Introducción

---

## 1.1 Antecedentes

La mayor parte de la precipitación total anual del noroeste de México se recibe entre junio y septiembre durante la temporada monzónica. Debido a esto el Monzón de América del Norte (MAN) se considera como un elemento central del sistema hidrológico del noroeste de México. Las fuentes de humedad del MAN han sido una polémica cuestión científica desde que se describió por primera vez el fenómeno (Hales, 1972; Brenner, 1974; Carleton, 1986; Douglas et al., 1993). Una revisión de este tema hasta 1997 se puede encontrar en Adams y Comrie (1997). Sus conclusiones con respecto a las fuentes de humedad han sido respaldadas en gran medida por estudios posteriores, que han confirmado que el Golfo de California (GC) juega un papel esencial para el sistema del MAN ya que la circulación atmosférica media de niveles bajos es la mayor fuente de humedad para la región central durante el inicio del monzón (Barron et al., 2012; Dominguez et al., 2016; Mitchell et al., 2002).

Turrent y Cavazos (2009) estudiaron la hipótesis de que el mecanismo dinámico que relaciona al contraste térmico océano-continente con la intensidad inicial del monzón es la modulación térmica de los centros de presión a ambos extremos del Golfo de California (debido a la presencia de la baja térmica sobre el desierto de Sonora al inicio del monzón). Los autores también concluyeron que la circulación de bajos niveles en el GC es la principal fuente de humedad para la zona núcleo del monzón (centrada en la frontera entre Sonora y Sinaloa). Durante el verano, se invierte la circulación media de niveles bajos sobre el golfo y las planicies costeras adyacentes, por lo que el flujo de niveles bajos se dirige hacia el norte del golfo, llevando la mayor parte de la humedad asociada al MAN hacia su zona núcleo. Además, propusieron un nuevo índice para determinar la intensidad inicial del monzón, a partir de la convergencia del flujo de humedad integrada verticalmente dentro de la zona núcleo del monzón en la primera parte de junio utilizando datos de reanálisis.

Mitchell et al. (2002) analizaron mediante el uso de imágenes de satélite, si el inicio del monzón y el desarrollo posterior de la lluvia era dependiente de la temperatura superficial (SST) del GC. Encontraron que la convección que da inicio al monzón no comienza hasta que las SST del GC pasan de los 26 °C llevando a la conclusión que el MAN depende de las temperaturas superficiales del GC, aunque el mecanismo que explica esta dependencia no quedó totalmente formulado. Debido a esta relación, los modelos climáticos

regionales y globales que no tienen suficiente resolución espacial para representar adecuadamente el GC presentan problemas al tratar de pronosticar la lluvia monzónica.

Posteriormente, un estudio observacional realizado por Erfani y Mitchell (2014) se encontró que antes del inicio del monzón ocurre una inversión térmica sobre el GC y que la advección de calor del Océano Pacífico (OP) hacia el golfo es una de las fuentes de energía que permiten la mezcla vertical del vapor de agua que alimenta a la convección profunda sobre la Sierra Madre Occidental (SMO). De acuerdo con Beier (1997); Castro et al. (1994); Collins et al. (1997) y Ripa (1997) existe un transporte de agua cálida tropical a lo largo de la costa continental de México hasta el GC a finales de la primavera y principios del verano. En este sentido, el mecanismo que controla el ciclo anual del flujo de calor oceánico es al parecer una onda de Kelvin baroclínica. En el presente estudio se propone investigar la posibilidad de que la circulación diurna sobre el GC, que es afectada por sistemas de brisas a lo largo de todo su litoral, aumenta la subsidencia sobre el golfo e incrementa la fuerza de la inversión térmica, impidiendo la mezcla del aire superficial con el aire troposférico. De esta forma el aire superficial comienza a cargarse de humedad y cuando la temperatura superficial del golfo pasa los 29 °C la inversión comienza a debilitarse, permitiendo que todo el aire húmedo que estaba atrapado se mezcle con aire troposférico, liberando así contenido de humedad disponible para la precipitación monzónica. Otra posibilidad por investigar es que la fuente de energía que permite esta mezcla vertical de vapor de agua es la advección de agua tropical del OP hacia el GC, lo que fomenta la convección profunda, que a su vez progresa en el mismo sentido (hacia el norte por toda la costa) y comienza a desplazarse también el centro del anticiclón monzónico. Los mismos autores realizaron un estudio posterior (Erfani y Mitchell, 2021) utilizando el modelo WRF durante la temporada monzónica del 2004 y encontraron que efectivamente la inversión térmica sobre el GC controla el transporte de humedad de bajos niveles. Al aumentar las temperaturas superficiales del golfo la inversión térmica se debilita incrementándose el flujo de humedad de bajos niveles; como resultado aumenta la precipitación monzónica.

Más específicamente, Badan-Dangon et al. (1991) estudiaron la atmósfera baja (< 2 km) sobre el GC a partir de datos de estaciones, sondeos y algunos vuelos instrumentados. En su trabajo reportan que durante el invierno el sistema sinóptico (sobre tierra) que domina el campo bórico del GC es la Alta de la Gran Cuenca (Great Basin High) en el suroeste de los Estados Unidos (USA), mientras que en el verano es la baja térmica que se origina debido al calentamiento estacional del Desierto de Sonora. También proponen un modelo conceptual de la capa marina del golfo resaltando las diferencias de esta entre el invierno y el verano. Durante el verano la capa marina tiene entre 200-300 m de espesor y está húmeda y cálida. Inmediatamente sobre esta capa hay una zona seca y más caliente de aire subsidente (subsidencia

que se ve favorecida por la circulación diurna en ambas costas). Entre estas dos capas hay una inversión térmica que no permite intercambio entre ellas. También, alrededor de los 2000 m existe otra capa fina de aire húmedo. Durante el invierno la atmósfera sobre el GC es más seca y la capa marina es más fina (100-200 m). La circulación local es muy similar a la que se impone en el verano, pero más débil debido a la ausencia de la zona húmeda que se encuentra en el verano cercana al nivel de la base de nubes. Este modelo conceptual constituye los cimientos para el estudio de cómo es que evoluciona la capa límite (PBL) sobre el GC, en qué escala temporal lo hace y cuáles son sus mecanismos de mezcla.

El GC se encuentra rodeado casi completamente por una topografía considerable (ver sección 2.1), por lo que puede considerarse como una cuenca semicerrada en sentido tanto oceanográfico como meteorológico (Badan-Dangon et al., 1991). De manera general el clima en el GC se divide en dos estaciones: invierno de latitudes medias y verano subtropical (según la clasificación de Mosiño). En el verano los vientos medios superficiales soplan de sur a norte (Badan-Dangon et al., 1991) debido a la orientación del gradiente de presión superficial (sobre el desierto de Sonora se encuentra la menor presión a nivel del mar). También en esta misma estación pueden ocurrir los llamados pulsos de humedad (gulf surges), que advectan humedad de las capas bajas del Pacífico Tropical, a lo largo del golfo, hasta los Estados Unidos. Este fenómeno está relacionado con vientos fuertes de nivel bajo soplando del SE, un aumento de la presión superficial del mar, bajas temperaturas y un aumento de la humedad (Douglas y Leal, 2003; Stensrud et al., 1997). Otro fenómeno asociado al transporte de humedad del Golfo de California-Océano Pacífico hacia el norte es la presencia de un chorro de bajos niveles (LLJ) en el flujo medio del sur sobre el GC y sus alrededores (Badan-Dangon et al., 1991; Douglas, 1995). Además, otro de los elementos de la circulación que se establece en la fase inicial del MAN es un anticiclón de altura que se mueve al noroeste siguiendo el eje de la SMO conforme se desarrolla el monzón y que también favorece el transporte de humedad hacia el continente. El régimen de brisas sobre esta área tiene una naturaleza especial debido a las características físico-geográficas de la zona. En un estudio numérico realizado por Turrent y Zaitsev (2014) sobre el ciclo estacional del campo de viento diurno superficial en una región adyacente al sur de la península de Baja California (BC), se identificaron dos flujos diurnos superficiales distintos: 1): Brisas marinas a mediados o finales de la tarde que se originan en el OP y en el GC y que interactúan sobre la península y 2): Flujos nocturnos y brisa matutina desde el OP hacia el GC, relacionados con la diferencia de temperatura entre estos dos cuerpos de agua.

## 1.2 Justificación

Avanzar en el conocimiento adquirido sobre la fase inicial del MAN sigue siendo de especial interés, pues su variabilidad interanual tiene gran impacto en las actividades agrícolas, ganaderas y de manejo de agua en la sociedad del noroeste de México. Para estudiar esta variabilidad, es vital definir objetivamente y estudiar la fecha de inicio del MAN en una escala de tiempo interanual, pues de ello depende la delimitación de la temporada monzónica.

Una cantidad considerable de trabajos de investigación se han dedicado a estudiar el MAN y también, aunque en menor medida, al rol que desempeña el GC en este gran sistema. Sin embargo, y a pesar de la importancia del GC, existe una escasez de observaciones de la estructura vertical de los primeros 1500 m de la atmósfera sobre el golfo. Por esta razón, los trabajos dedicados a estudiar los procesos a escala local en la región del GC se han visto limitados. En este punto, el uso de simulaciones numéricas de alta resolución sobre el área podría resultar una herramienta muy beneficiosa.

A manera de resumen se puede decir que: el GC es una fuente de humedad importante durante la fase inicial del MAN, no comienza a llover hasta que el GC se calienta y hay mezcla del aire de niveles bajos con aire troposférico (la energía necesaria para la mezcla de la PBL sobre el GC está llegando a través de advección de calor por la boca del golfo), la PBL sobre el GC está aislada por la península de BC y su topografía y el sistema de brisas consiste en brisas diurnas provenientes del Océano Pacífico y del Golfo de California que convergen sobre la península y brisas nocturnas que son canalizadas a través de los bajos topográficos de la península. Si consideramos el hecho de que la PBL reacciona de manera diferente sobre tierra y sobre mar debido a sus diferentes capacidades caloríficas, entonces se puede pensar en que la PBL sobre el GC evoluciona temporalmente en un orden de magnitud diferente a la PBL continental.

## 1.3 Hipótesis

Los procesos meteorológicos (relacionados con el ciclo diurno) y oceanográficos (relacionados con el balance de calor) que ocurren dentro de la cuenca del Golfo de California son relevantes para la evolución temporal de la temporada monzónica. La evolución diurna de la capa límite del GC está estrechamente relacionada con el sistema de brisas terrestres y marinas del área y con el balance de calor de la superficie del golfo. El sistema de brisas modula la presencia e intensidad de una inversión térmica casi permanente sobre el GC que inhibe la mezcla de la capa límite con el aire troposférico antes del inicio del MAN. El

calentamiento estacional del golfo determina el rompimiento o debilitamiento de esta inversión, lo que a su vez influye en el balance de energía cinética turbulenta de la PBL del GC.

## **1.4 Objetivos**

### **1.4.1 Objetivo general**

Investigar los mecanismos físicos que mezclan la capa planetaria del Golfo de California, así como el papel que juegan algunas características físico-geográficas del golfo, durante la fase inicial del Monzón de América del Norte.

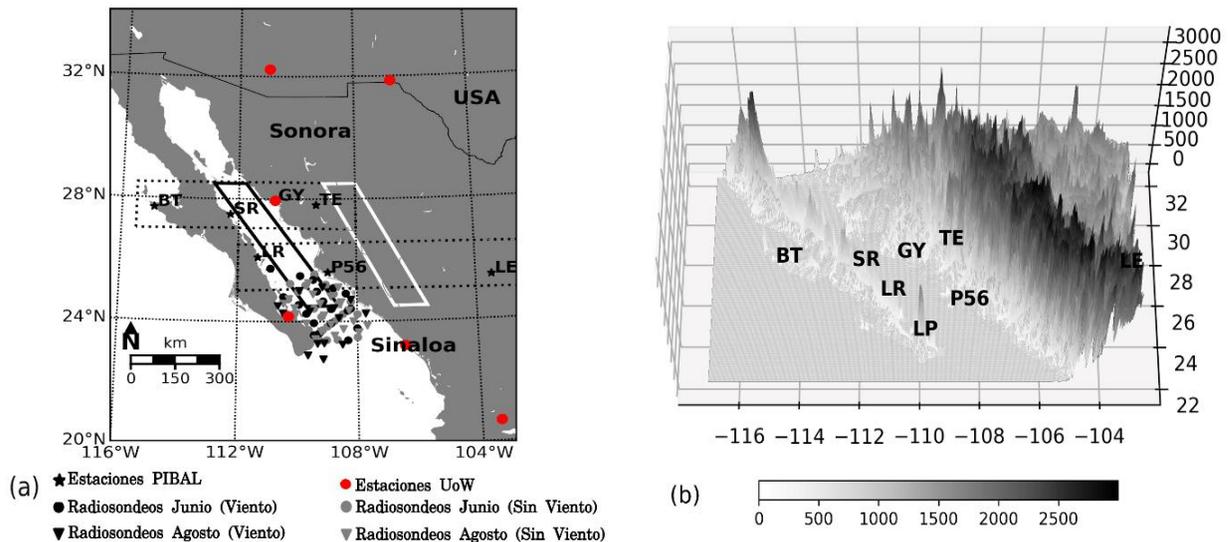
### **1.4.2 Objetivos específicos**

1. Estudiar la variabilidad interanual de la fecha de inicio de la fase inicial del MAN a partir de datos climatológicos.
2. Realizar un análisis de los datos observacionales existentes de la capa planetaria del GC durante la etapa inicial del MAN.
3. Realizar simulaciones numéricas con el modelo WRF y analizar los mecanismos físicos involucrados en la mezcla de la capa planetaria del GC durante la fase inicial del monzón.
4. Proponer un índice de mezcla turbulenta de la capa planetaria sobre el Golfo de California.

## Capítulo 2. Metodología

### 2.1 Área de estudio

En la Figura 1a se presenta el área de estudio, la que cubre la mayor parte del noroeste de México. El eje de orientación del GC es NNW-SSE, y se extiende aproximadamente desde los 23° N a los 32° N con una longitud de aproximadamente 1500 km y un ancho medio de 200 km. El GC se conecta con el Océano Pacífico al sur y está rodeado por la península de Baja California y los estados mexicanos de Sonora y Sinaloa. La Figura 1b muestra que la península tiene elevaciones del terreno que pueden alcanzar hasta los 3 km y varias bajas topográficas que están orientadas zonalmente (datos de terreno del Shuttle Radar Topographic Mission 3 arc second, SRTM-3; Farr et al., 2007). En el lado continental se encuentra la SMO, un importante sistema de cordilleras que está situado aproximadamente paralelo al eje del GC con alturas de hasta 3 km sobre el nivel medio del mar.



**Figura 1. a)** Área de estudio. **b)** Topografía regional según datos del Shuttle Radar Topographic Mission 3 arc second (SRTM-3). Las estrellas negras en (a) son las localizaciones de las mediciones de los globos pilotos (PIBAL) lanzados durante el NAME: Bahía de Tortugas (BT), Santa Rosalía (SR), Empalme (GY), Tesopaco (TE), Loreto (LR), Topolobampo (P56), y Lerdo (LE); los marcadores grises indican las ubicaciones de los sondeos sobre el GC que no incluyeron datos de viento, mientras que los marcadores negros muestran la ubicación de los sondeos que sí incluyeron mediciones del viento. Los círculos muestran los sondeos de junio de 2004 (pre-inicio) mientras que los triángulos marcan los sondeos de agosto de 2004 (post-inicio). El polígono blanco se utiliza para analizar la precipitación del MAN y el polígono negro (polígono de control) para el análisis de diferentes variables sobre el GC. Los marcadores rojos indican las estaciones con sondeos terrestres pertenecientes a la Universidad de Wyoming.

## 2.2 Observaciones

Para estudiar la capa límite del GC se usaron datos de sondeos de alta resolución vertical (2 s) que se realizaron durante el Experimento del Monzón de América del Norte (North American Monsoon Experiment, NAME) (Higgins et al., 2006, Higgins y Gochis, 2007) desde el buque de investigación Francisco de Ulloa. Los sondeos se lanzaron durante dos cruceros al GC: del 5 al 21 de junio (círculos) y del 6 al 16 de agosto de 2004 (triángulos); vea la Figura 1a. Dado que la fecha de inicio del monzón en el 2004 (para el polígono terrestre en la Figura 1a) fue el 17 de junio, se consideraron los sondeos del 19 al 21 de junio como datos posteriores al inicio del monzón. Los sondeos se realizaron cuatro veces al día y se midió temperatura, presión y humedad relativa. Los marcadores negros en la Figura 1a representan los sondeos que también incluyeron mediciones de viento y fueron lanzados con mayor frecuencia a las 0500 y 1700 hora local (LT) de Baja California Sur; Los marcadores grises representan sondeos realizados sin mediciones de viento y se lanzaron con mayor frecuencia a las 1100 y 2300 LT.

También se usaron datos de viento en función de la altura obtenidos de varios globos piloto (PIBAL) lanzados durante el NAME. Los puntos negros en la Figura 1a indican las siete estaciones PIBAL que fueron consideradas; ver Tabla 1. Los sitios de sondeo PIBAL están casi en alineación latitudinal con los paralelos 26° N y 28° N. Casi todos los sondeos PIBAL se tomaron a las 0700 y 1700 LT. Se consideraron los datos de PIBAL de las 0700 LT como representativos del flujo nocturno, mientras que los datos de PIBAL de 1700 LT como representativos del flujo diurno. Se obtuvieron datos de una estación PIBAL en los 24° N cerca de la ciudad de La Paz, en la costa oeste del GC; sin embargo, dado que no se instaló ninguna estación correspondiente en la parte continental, no se incluyó en esta tesis un análisis de viento para esta latitud.

**Tabla 1.** Datos de las estaciones PIBAL.

ID	Sitio	Longitud	Latitud	Elevación (m)	Mediciones de Junio	Mediciones de Agosto
BT	Bahía de Tortugas	-114.90	27.70	18	7	38
SR	Santa Rosalía	-112.29	27.50	33	55	55
GY	Empalme	-100.76	27.95	12	59	57
TE	Tesopaco	-109.35	27.81	440	73	79
LR	Loreto	-111.33	26.10	7	49	40
P56	Topolobampo	-108.98	25.60	12	58	55
LE	Lerdo (Torreón)	-103.46	25.45	1130	9	19

Se analizó la altura de la capa límite (BLH) según cuatro conjuntos de datos de reanálisis diferentes: el NARR (North American Regional Reanalysis, Mesinger et al., 2006), el CFSR (Climate Forecast System Reanalysis, Saha et al., 2010), el MERRA-2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications Version 2, Gelaro et al., 2017) y el ERA5 (fifth generation of ECMWF Reanalysis, Hersbach et al., 2020) por un período de 37 años (1982-2018). Sus resoluciones temporales y espaciales se detallan en la Tabla 2. Estos datos se utilizaron para una comparación punto a punto entre la BLH calculada a partir de los sondeos NAME y la BLH obtenida de los cuatro conjuntos de datos de reanálisis utilizando el enfoque del vecino más cercano.

**Tabla 2.** Bases de datos de reanálisis.

Base de datos	Resolución espacial	Resolución temporal	Niveles verticales	Referencias
<b>NARR</b>	~ 32 km	3 horas	45	North American regional reanalysis
<b>CFSR</b>	~ 34 km	6 horas	64	The NCEP climate forecast system reanalysis
<b>MERRA-2</b>	~ 62 km	1 hora	72	The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2)
<b>ERA5</b>	~ 27 km	1 hora	137	The ERA5 global reanalysis

Otros datos utilizados fueron los sondeos meteorológicos proporcionados por el Departamento de Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Estos sondeos se emplearon en la verificación de los resultados numéricos obtenidos. La ubicación de las estaciones se muestra en la Figura 1a, señalizada con puntos rojos. Generalmente se encuentran disponibles uno o dos sondeos por día para cada una de las estaciones utilizadas (ver Tabla 3).

**Tabla 3.** Estaciones de aire superior con sondeos meteorológicos disponibles en el área de estudio.

ID	Nombre	Longitud	Latitud	Elevación
<b>76458</b>	Juancarrasco	-106.42	23.20	4.0
<b>72274</b>	Tucson	-110.96	32.23	751.0
<b>72364</b>	Santa Teresa	-106.70	31.86	1252.0
<b>76256</b>	Empalme	-110.75	27.95	12.0
<b>76405</b>	La Paz	-110.30	24.17	18.0
<b>76612</b>	Guadalajara	-103.38	20.67	1551.0

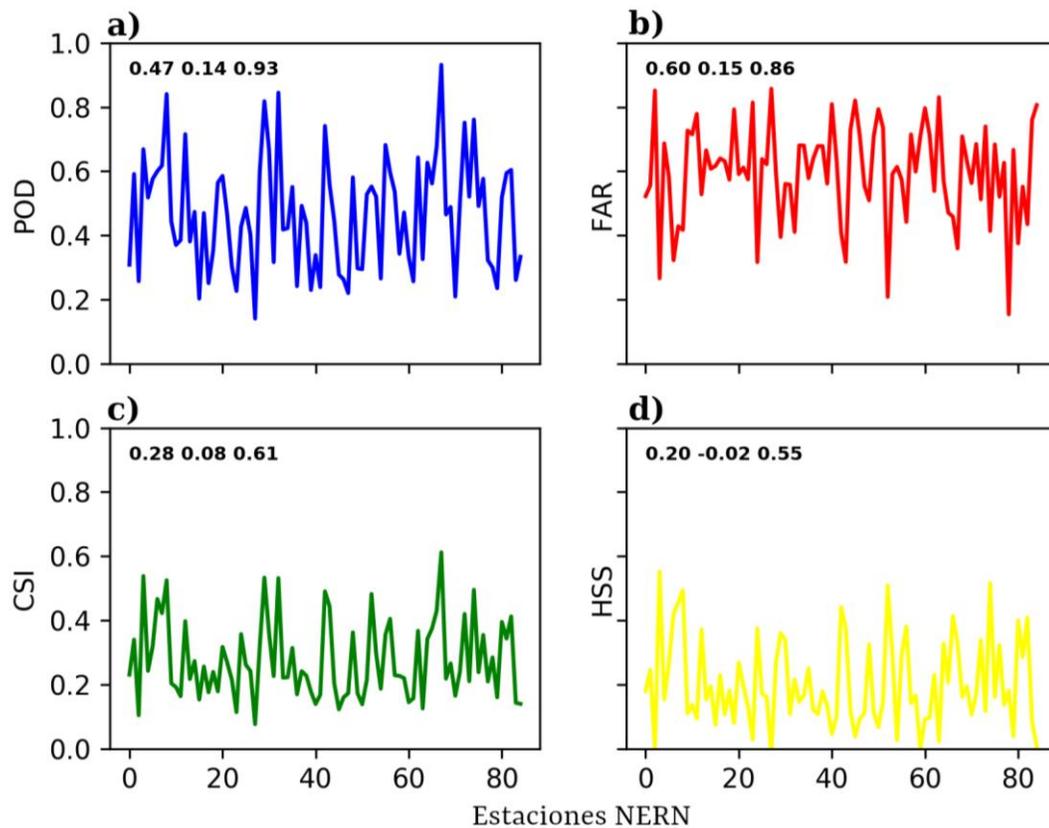
Finalmente, para identificar la fecha de inicio del monzón en la primera parte de la investigación, se utilizaron las estimaciones de precipitación media diaria de CHIRPS (Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Station data), que es una base de datos híbrida de precipitación terrestre que combina estimaciones satelitales con observaciones de pluviómetros, con una resolución espacial de  $0.05^\circ$  (Funk et al., 2015). Estos datos también se usaron para determinar las correlaciones espaciales entre la BLH del GC y la precipitación monzónica. La selección de esta base de datos se basó en su resolución espacial y en su disponibilidad temporal. Se realizó una verificación espacial de CHIRPS versus los datos diarios de NERN (NAME Event Rain Gauge Network) (Gochis et al., 2007) para evaluar su desempeño sobre el área de estudio. NERN contiene datos de precipitación diaria proveniente de aproximadamente 100 pluviómetros de cubeta basculante que se instalaron principalmente en transectos este-oeste a lo largo de la Sierra Madre Occidental en el noroeste de México a partir del 2002.

Para esta verificación se utilizó una tabla de contingencia. Este tipo de tablas cuantifica los aciertos (el modelo Sí pronosticó precipitación y en la observación Sí hay precipitación), falsas alarmas (el modelo Sí pronosticó precipitación y en la observación NO hay precipitación), fallos (el modelo NO pronosticó precipitación y en la observación Sí hay precipitación) y rechazos correctos (el modelo NO pronosticó precipitación y en la observación NO hay precipitación). Se empleó el umbral de 0.1 mm para determinar ausencia o presencia de precipitación. Las métricas para analizar a partir de esta tabla son:

- La probabilidad de detección (POD) que cuantifica la fracción de los eventos observados que son correctamente pronosticados. Al ser una probabilidad sus valores oscilan entre 0 y 1, siendo 1 el valor deseado.
- La relación de falsa alarma (FAR) que es una medida de para todos los eventos que el modelo pronosticó precipitación qué parte fueron mal pronosticados. El valor deseado es 0.
- El radio de verificación (CSI) nos da la razón entre los eventos que se pronosticaron correctamente y todos los eventos pronosticados. El valor deseado es 1.
- El índice de habilidad de Heidke (HSS) es un índice de éxito que tiene en cuenta el número de pronósticos correctos pero que son aleatorios. El valor deseado es 1 mientras que el peor es -1.

Como se puede notar en la Figura 2, CHIRPS tiene una probabilidad de detección media de 0.47, que indica que, de todos los eventos de precipitación observados, casi la mitad son correctamente identificados por

esta base de datos, mientras que la otra mitad son falsas alarmas. El CSI y el HSS tienen comportamientos similares, resaltando que el HSS siempre se reporta con valores positivos, lo que indica que los pronósticos acertados no se obtienen aleatoriamente. Al mismo tiempo, la concordancia espacial es aceptable (ver Anexo 1), si bien se muestra un pequeño desplazamiento hacia el norte en los máximos de precipitación en CHIRPS. Otra referencia al desempeño de CHIRPS se puede encontrar en Cavazos et al. (2019), donde se demostró que CHIRPS tiene un ciclo de precipitación anual muy realista en la región del MAN.



**Figura 2.** Tabla de contingencia correspondiente a la comparación entre la precipitación de CHIRPS y la precipitación según NERN observada durante el verano de 2004 sobre el área de estudio. **a)** Probabilidad de detección (POD, línea azul), **b)** Relación de falsa alarma (FAR, línea roja), **c)** Radio de verificación (CSI, línea verde) y **d)** Índice de habilidad de Heidke (HSS, línea amarilla). Los valores en negrita en la parte superior izquierda son los valores medios de cada serie, su mínimo y su máximo respectivamente. El eje x representa cada una de las estaciones NERN.

### 2.3 La fecha de inicio del monzón

En la historia del estudio del MAN se han utilizado varios índices para analizar la variabilidad climática de su fecha de inicio, usualmente asociados con el área en particular que se está estudiando y con la naturaleza de los datos que se utilizan. Xu et al. (2004) analizaron el inicio del monzón para cinco subregiones ubicadas sobre el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos a partir de

simulaciones numéricas con el modelo MM5 y para 22 años, desde 1980 hasta 2001. Debido a que la precipitación en México es mayor que la del suroeste de los Estados Unidos el criterio que utilizaron para las cinco subregiones no fue el mismo. Para determinar el inicio del MAN en el suroeste de Estados Unidos emplearon un criterio de +0.5 mm por 3 días consecutivos (al igual que Higgins et al., 1999), y para la región del noroeste de México +2.0 mm por 3 días consecutivos.

En la presente investigación, antes de definir el criterio a utilizar para la identificación de la fecha del inicio del monzón, se comenzó empleando un análisis empírico de funciones ortogonales (EOF) en los valores de precipitación media diaria de CHIRPS en la región de estudio y para el periodo comprendido entre 1982 y 2018. El análisis EOF (ver Anexo 2) se utilizó para determinar las áreas de variabilidad de precipitación espacial similar entre mayo y septiembre durante los 37 años. El primer modo EOF encontrado sugirió el polígono terrestre dibujado en la Figura 1a. Este polígono se encuentra dentro de la región núcleo continental del MAN según lo definido por Gutzler (2004), y está ubicado a lo largo de las laderas y picos occidentales de la SMO, que es la región de máxima precipitación climatológica.

Posteriormente, se calculó la precipitación promedio diaria dentro del mismo polígono y para cada año, entre el 1 de mayo y el 30 de septiembre. El inicio del monzón para cada año se definió entonces como la fecha del primer día, de la primera secuencia de cinco días consecutivos, con una tasa de precipitación promedio en el polígono igual o superior a 2 mm / día. La elección de extender el criterio propuesto por Higgins et al. (1999) y Xu et al. (2004) a cinco días estuvo determinada por la naturaleza de los datos utilizados: CHIRPS. Se prefirió extender el criterio dos días más a modo de contrarrestar la potencial homogeneidad resultante durante las interpolaciones inherentes en CHIRPS.

## **2.4 La estimación de la altura de la capa límite a partir de datos de sondeos meteorológicos**

La capa límite es la capa inferior de la tropósfera que está en contacto con la superficie de la tierra. Su profundidad (o altura de la capa límite, BLH) es variable en tiempo y espacio. Se probaron los métodos abordados en Seidel et al. (2010) para la estimación de la altura de la capa de mezcla a partir de datos de sondeos utilizando la temperatura potencial, la humedad relativa y específica y los perfiles de refractividad con los sondeos del Francisco de Ulloa lanzados durante el NAME. Los métodos tradicionales dieron como resultado inconsistencias y no pudieron producir una estimación confiable de la BLH en más del 80% de

los sondeos NAME. Por lo tanto, se calculó la BLH del GC siguiendo un método ad hoc de tres pasos basado en los perfiles de temperatura y humedad relativa, adaptado de las recomendaciones y del método integral propuesto por Wang y Wang (2014), pero excluyendo los efectos debidos a la presencia de nubes. En lo que resta del presente texto, por conveniencia, se hará referencia a la altura de capa de mezcla calculada como BLH.

El método utilizado para estimar la BLH fue el siguiente:

Paso 1. Se aplicó una función de suavizado 1-2-1 a todos los perfiles de temperatura y humedad para minimizar el efecto de valores extremos, como recomiendan Wang y Wang (2014).

Paso 2. Se registraron las alturas de los tres gradientes verticales de humedad más pequeños y los tres gradientes verticales de temperatura más grandes para identificar la zona de arrastre (*entrainment zone*), que es la parte superior de la capa límite.

Paso 3. Se compararon las alturas de las capas de gradiente extremo delimitadas en el Paso 2. Dondequiera que estas alturas se correspondieran, fueron clasificadas como una coincidencia (*match*). Si solo se encontró una coincidencia por sondeo, entonces la altura de la parte superior de la capa de inversión de temperatura de ese *match* se definió como la BLH para ese sondeo. Si se encontró más de una altura coincidente para un solo sondeo, se comparó la fuerza de las inversiones de temperatura y se seleccionó como BLH la parte superior de la capa de inversión de temperatura que era al menos 1,5 veces mayor que el resto. Si todas las capas de inversión de temperatura tenían una fuerza similar, entonces se seleccionó la BLH como la altura de la inversión más baja.

Se probó este procedimiento en los 90 sondeos del NAME sobre el GC y se identificaron correctamente 81 BLH (evaluados por verificación visual). Se seleccionaron finalmente para la descripción de la estructura vertical de la capa límite del GC un total de 78 sondeos (solo los lanzados entre 22° y 26° N).

## 2.5 Cálculo del número de Richardson

Los sondeos del NAME sobre el golfo que incluyeron mediciones del viento (41 en total) permitieron la caracterización de la turbulencia en la capa límite mediante el uso del número “bulk” de Richardson (BR; (1)).

$$BR = \frac{-B}{M} = \frac{\frac{g}{T_v} \Delta\theta_v \Delta z}{[(\Delta U)^2 + (\Delta V)^2]} \quad (1)$$

En esta ecuación el término superior ( $B$ ) es el término que representa la contribución de la flotabilidad a la turbulencia mientras que el término inferior ( $M$ ) representa la contribución de la cizalladura del viento. Además,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\langle T_v \rangle$  representa la temperatura virtual promedio de la capa,  $\Delta\theta_v$  es la diferencia de temperatura potencial a través de una capa de grosor  $\Delta z$  (profundidad vertical) y  $\Delta U$ ,  $\Delta V$  son los cambios en las componentes horizontales del viento a través de la misma capa.

Este número adimensional puede tener dos valores importantes: el número de Richardson crítico  $Rc = 0.25$  y el valor de terminación  $Rt = 1.0$ . El criterio para evaluar los resultados de este número adimensional es el siguiente:

Los flujos laminares se vuelven turbulentos cuando  $RB < Rc$

Los flujos turbulentos se vuelven laminares cuando  $RB > Rt$

El rango comprendido entre 0.25 y 1.0 se considera un régimen de turbulencia establemente estratificada, en el que la presencia de turbulencia está determinada por la historia del flujo.

El BR es un método práctico para estimar la relación entre la turbulencia generada por flotabilidad y la turbulencia generada por la cizalladura del viento. Se puede utilizar para identificar la presencia de turbulencia en los flujos que están dominados por la cizalladura del viento (turbulencia impulsada mecánicamente con pequeños valores de BR) o que están ocurriendo en una capa de la atmósfera estáticamente inestable, que probablemente se esté mezclando a través de procesos impulsados por la flotabilidad ( $BR < 0$ ; Stull, 2012).

Sin embargo, si se intenta promediar varios valores de BR realizados bajo condiciones similares, pero en puntos y tiempos diferentes (como en nuestro caso), la interpretación del número BR promediado puede ser engañosa. Por ejemplo, para la misma capa atmosférica, el promedio de tres valores de BR, digamos -0.1, -0.01 y 3.5, es 1.13, lo que indicaría ausencia de turbulencia. Pero en realidad, la capa atmosférica de la que se tomaron esas muestras y se promediaron estos tres números es más turbulenta que estáticamente estable.

Para superar este problema, se introduce aquí un número “bulk” de Richardson ajustado (ABR) que permite una distinción más clara entre capas turbulentas y estáticamente estables al promediar sus valores. El ABR se define de la siguiente manera:

$$\text{ABR} = -1.0 \text{ si } \text{BR} \leq 0.25$$

$$\text{ABR} = 0.0 \text{ si } 0.25 < \text{BR} < 1.00$$

$$\text{ABR} = 1.0 \text{ si } \text{BR} \geq 1.00$$

La ventaja de este número es que al promediar varios ABR queda asegurado que el perfil final tendrá valores en el rango  $[-1,1]$  y se puede interpretar de la siguiente manera:

La capa es turbulenta y probablemente experimente una mezcla impulsada por la flotabilidad si  $\text{ABR} \leq -0.5$ ,

La capa es estáticamente estable y no turbulenta si  $\text{ABR} > 0.5$ , y

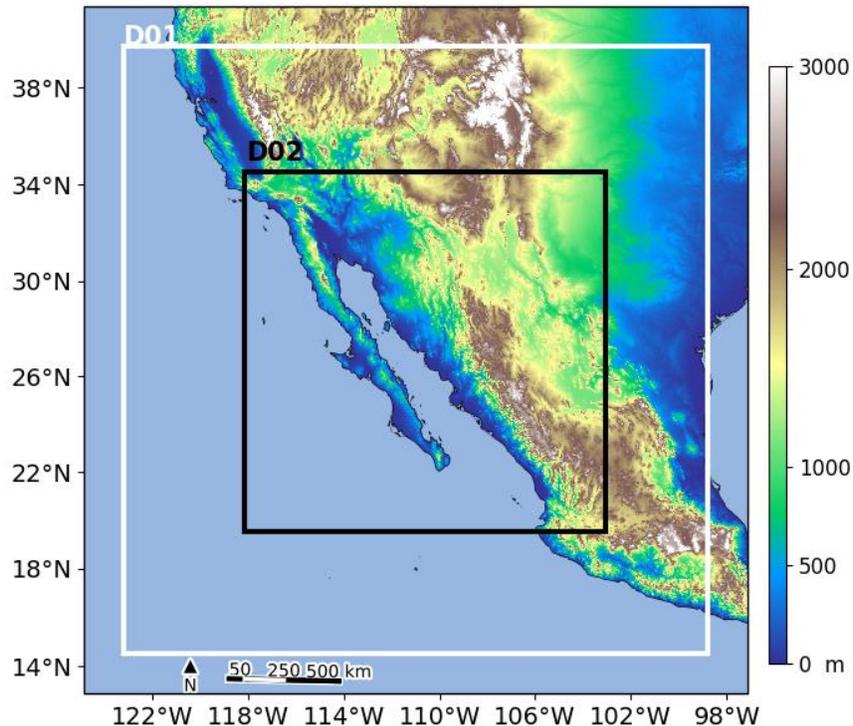
La capa tiene turbulencia estratificada de manera estable si  $-0.5 < \text{ABR} \leq 0.5$ , y el signo indica la naturaleza promedio de la capa.

## 2.6 Configuración de las simulaciones numéricas

El modelo WRF es un modelo de predicción meteorológica numérica de mesoescala, desarrollado principalmente por organizaciones como NCAR (National Center for Atmospheric Research) y NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), y representados por NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Cuenta con dos módulos principales: el WPS o pre-procesador de las condiciones iniciales y variables estacionarias y el WRF-ARW que es el núcleo dinámico desarrollado con fines de investigación científica. El WRF-ARW contiene un modelo no hidrostático que resuelve las ecuaciones de Euler en diferencias finitas para pronosticar el estado termodinámico de la atmósfera, y que representa los procesos físicos que ahí tienen lugar mediante parametrizaciones físicas. Tiene una gran variedad de esquemas físicos para representar los procesos de intercambio de flujos entre la superficie y la tropósfera inferior y los flujos radiativos, entre otros.

Las condiciones iniciales y de las fronteras laterales para las simulaciones del modelo se obtuvieron del reanálisis CFSR (Climate Forecast System Reanalysis), que tienen una resolución espacial de  $0.25^\circ$  y sus campos están disponibles con una resolución temporal de 6 horas. Se utilizaron dos dominios anidados (Figura 3), de 20 (D01) y de 4 km (D02) de resolución espacial respectivamente. Ambos dominios están centrados en los  $25^\circ$  N y los  $110^\circ$  W. También, los datos de CFSR fueron asimilados a la solución del modelo en toda la malla gruesa (D01) utilizando la opción FDDA, o sea, mediante un esquema de relajamiento newtoniano con un coeficiente de ajuste de  $1 \cdot \text{día}^{-1}$ . Dicha configuración fue utilizada para lograr ajustar la circulación de mayor escala de D01 a la evolución temporal correspondiente del CFSR durante todo el periodo de simulación (aproximadamente 120 días), evitando las desviaciones asociadas a diferencias infinitesimales en las condiciones iniciales, a la topografía de las mallas y al periodo de inicialización (*spin-up*) de variables meteorológicas como los campos de la cantidad de agua en sus diferentes fases dentro de las nubes.

La parametrización de la PBL y la capa superficial escogida para las simulaciones con el WRF fue el esquema de Nakanishi y Niino (MYNN3), que es un esquema de Mellor-Yamada mejorado donde se utilizaron resultados de simulaciones LES (Large Eddy Simulations) para el problema de cerradura. Esta parametrización mejora considerablemente los estimados de la profundidad de la capa de mezcla y de la Energía Cinética Turbulenta (TKE, Nakanishi y Niino, 2004).



**Figura 3.** Dominios anidados en el WRF sobre el área de estudio.

El resto de las parametrizaciones que se utilizaron se escogieron con base en resultados de trabajos previos (ver Tabla 4). En la Tabla 4 se describe la configuración completa del modelo, las opciones utilizadas y las referencias consultadas en cada caso.

**Tabla 4.** Configuración del WRF.

Parámetros	Opción seleccionada	Referencia/Comentarios
<b>Dominios</b>	D01: 20 km D02: 4 km	Ver Figura 3
<b>Niveles verticales</b>	37	Nivel superior: 50 mb, 16 por debajo de 3 km
<b>Paso de tiempo</b>	60 s	Max: 6*dx (120s)
<b>Resolución temporal</b>	1 hora	
<b>Período de simulación</b>	20 años: 1982, 1983, 1984, 1986, 1990, 1992, 1995, 1996, 1997, 2003, 2004, 2009, 2010, 2011, 2012, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018	Desde el 1ro de mayo al 1ro de septiembre. De los 20 años simulados: 3 tienen <i>onset</i> tempranos, 3 <i>onset</i> tardíos y 14 <i>onset</i> normales.
<b>PBL/surface layer</b>	Nakanishi and Niino (MYNN3)	Cierre de segundo orden, local. Nakanishi y Niino, (2004)
<b>Longwave/shortwave radiation</b>	Rapid Radiative Transfer Model (RRTMG)	Iacono et al. 2008
<b>Cumulus/microphysics</b>	Grell-Freitas/Thompson	Thompson et al. (2008)
<b>FDDA (Asimilación de datos en cuatro dimensiones)</b>	Grid Dominio 1 con un coeficiente de ajuste $1 * 24 \text{ hr}^{-1}$	Bowden et al. (2012)

En total se simularon con esta configuración 20 temporadas monzónicas (1982, 1983, 1984, 1986, 1990, 1992, 1995, 1996, 1997, 2003, 2004, 2009, 2010, 2011, 2012, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018). Para cada uno de estos años se simuló desde el 1ro de mayo y hasta el 1ro de septiembre, al ser el énfasis capturar el *onset* del monzón. La selección de los años a simular estuvo determinada por la fecha en la que comenzó el monzón para cada uno de ellos (ver sección 2.3). El objetivo de esta selección fue tener resultados numéricos representativos de monzones que empezaron más temprano de lo usual, así como de monzones con un inicio normal y de monzones con inicios tardíos.

## Capítulo 3. Resultados

---

### 3.1 Estructura vertical de la temperatura, la humedad relativa y los vientos zonales en la capa límite del Golfo de California

La siguiente descripción de la estructura de la capa límite del GC es representativa solo de la región sur del golfo (entre 22° N y 26° N aproximadamente), ya que los datos se obtuvieron de sondeos lanzados en esa área en particular. Es posible que la capa límite se comporte de manera diferente en la región norte del golfo.

La Figura 4 muestra los perfiles promedios diurnos y nocturnos de temperatura y humedad relativa del conjunto de los sondeos del NAME de junio (antes del inicio del MAN) y agosto (después del inicio del MAN) de la temporada 2004. Para los perfiles diurnos fueron promediados los sondeos lanzados entre las 0700 y las 1900 LT; para los perfiles nocturnos, fueron considerados los sondeos lanzados entre las 19:00 y las 05:00 LT.

El 5-10% inferior de la capa límite se denomina capa superficial, que es la capa de aire más cercana al suelo donde los efectos de la superficie son más intensos y por lo tanto las variaciones de las variables atmosféricas son muy abruptas (Stull, 2012). Se identificó visualmente la altura promedio de la capa superficial (ASLH) por la rápida disminución de la humedad y la temperatura con la altura.

Sobre la capa superficial se encuentra la capa de mezcla, la que se caracteriza por una turbulencia vigorosa que tiende a mezclar uniformemente la temperatura potencial y el momento (entre otras cantidades) y está “tapada” por una zona de arrastre que marca el final de la capa límite.

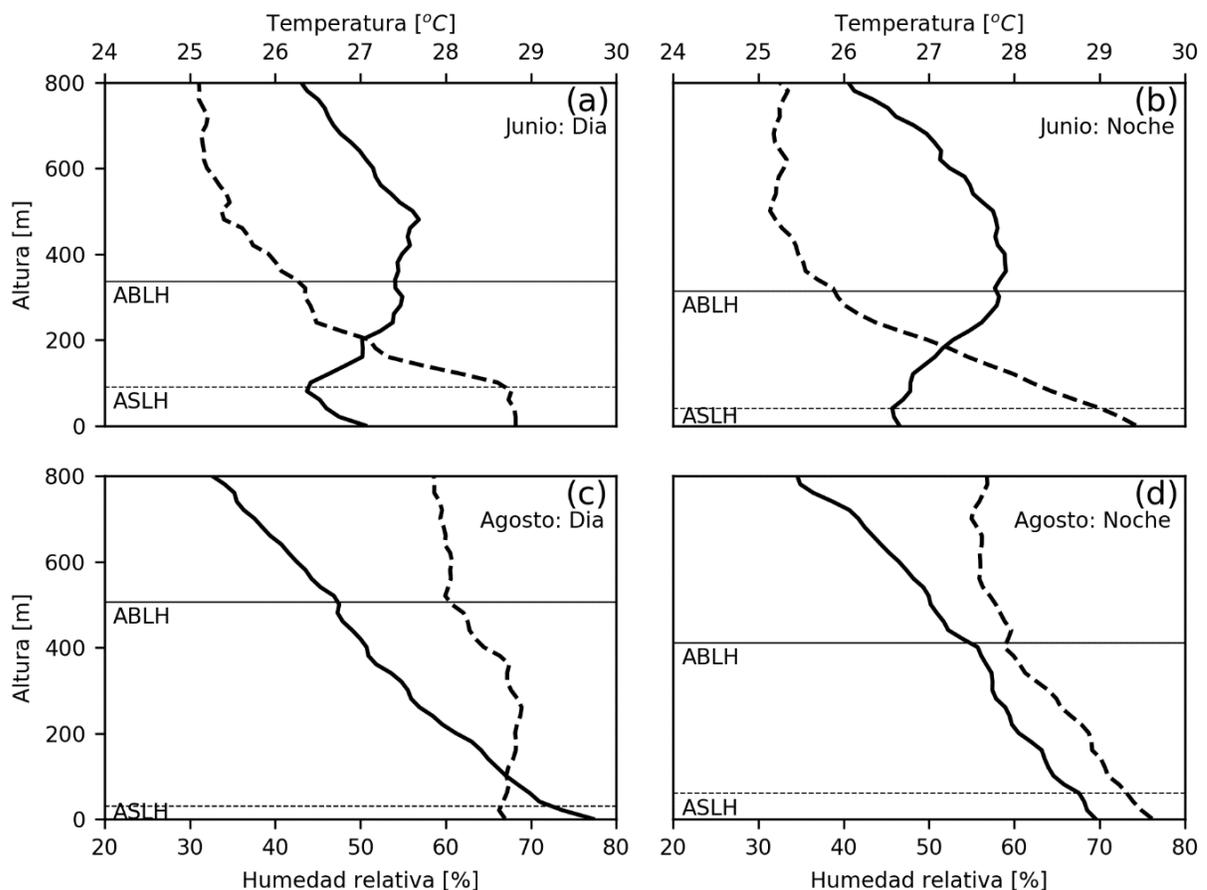
Como se indicó anteriormente, por conveniencia, la BLH en este texto se refiere a la altura de la capa de mezcla calculada por el método descrito en la sección 2.4. En la Figura 4, la línea horizontal sólida representa el promedio de la altura de la capa límite (ABLH).

Las diferencias entre los perfiles de temperatura entre junio y agosto son notables. Las capas límite diurnas y nocturnas antes del inicio del monzón (perfiles de junio) son estables y la humedad disminuye rápidamente con la altura. La BLH de junio se caracteriza por variaciones diarias mínimas debido a la

compensación de procesos termodinámicos (como lo indica el perfil de la temperatura media) y de procesos impulsados mecánicamente (ver sección 3.2). Es de esperar que el movimiento del aire hacia abajo sobre el golfo compita contra la fuerza de flotabilidad positiva generada por el calentamiento de la superficie durante el día (Badan-Dangon et al., 1991).

Dado que la capa límite es estable y la inversión térmica sobre el golfo está presente, el calor y la evaporación producidos durante el día se retienen en la capa superficial, que es gruesa y muy bien mezclada. Después de la puesta del sol, la inversión se debilita y el aire converge sobre el golfo (véanse los gráficos nocturnos en la Figura 5 a continuación y en la Figura 13 en Johnson et al., 2010).

Esta convergencia logra superar la estabilidad lo suficiente como para inyectar parte del calor y el vapor de agua almacenados en la capa superficial, a la capa de mezcla.

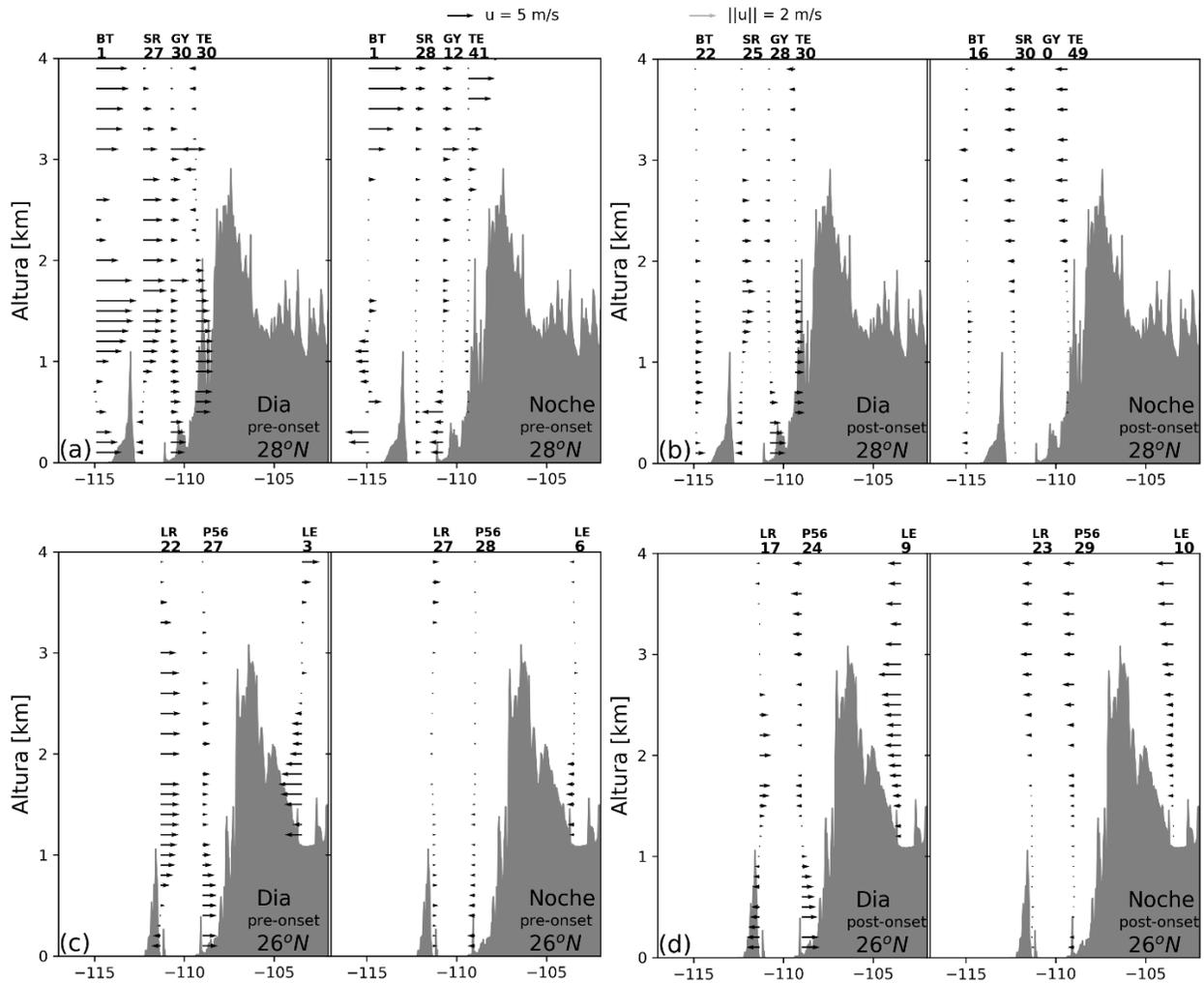


**Figura 4.** Perfiles verticales promedios de temperatura (curvas sólidas) y humedad relativa (curvas discontinuas) del conjunto de datos de sondeos del NAME 2004 sobre el GC. **a)** Sondeos diurnos de junio; **b)** sondeos nocturnos de junio; **c)** sondeos diurnos de agosto; y **d)** sondeos nocturnos de agosto. ABLH es la altura promedio de la capa límite (línea continua horizontal) y ASLH es la altura promedio de la capa superficial (línea de puntos horizontal).

La imagen es diferente en los perfiles de agosto. Después del inicio del monzón, los perfiles verticales medios diurnos y nocturnos implican inestabilidad debido a un aumento de la temperatura superficial de hasta 3 °C con respecto a los perfiles de junio. El aumento de la fuerza de flotabilidad positiva favorece la mezcla, inyectando efectivamente la mayor parte del vapor de agua de la superficie en el aire durante el día. En consecuencia, la capa superficial es más delgada. Durante la noche, disminuye la fuerza de flotabilidad que produce inestabilidad, debido al enfriamiento radiativo, mientras que se produce una convergencia de bajos niveles sobre el golfo (véanse los gráficos nocturnos de la Figura 5). En ese momento, ningún otro proceso favorece la mezcla de la capa límite y como consecuencia la BLH disminuye (ver sección 3.2).

Al parecer la termodinámica juega un papel esencial en el comportamiento observado de la capa límite del GC. Los cambios de temperatura y la evaporación afectan la estabilidad de la capa límite y, por extensión, si se incrementan o se contrarrestan los movimientos verticales. Por otro lado, los vientos horizontales también pueden afectar las variaciones de temperatura y vapor de agua. Por ejemplo, la humedad relativa de la superficie es siempre más alta durante la noche que durante el día (antes y después del inicio del monzón), probablemente debido a una combinación de enfriamiento radiativo y advección fría de las brisas terrestres que convergen sobre el GC (ver gráficos nocturnos en la Figura 5) que desestabilizan la capa superficial (Arya, 2001), intensificando así el flujo de vapor de agua del golfo.

Para estudiar la distribución vertical de los vientos zonales, se estudiaron dos secciones transversales verticales ubicadas en los 26° N y en los 28° N (líneas de puntos en la Figura 1a). Para cada una de estas secciones transversales, se promediaron los perfiles verticales de la componente del viento zonal ( $u$ ), rotado para que coincidieran con el eje del golfo (325°). Estos datos fueron tomados de las estaciones PIBAL del NAME más cercanas a cada latitud y se promediaron para las condiciones de pre-inicio (junio) y post-inicio (agosto) (ver Figura 5). En la parte superior de cada perfil (Figura 5) se muestra un número que indica cuántos sondeos se promediaron para cada estación PIBAL. Los promedios de junio para las estaciones Bahía de Tortugas (BT) y Lerdo (LE) deben interpretarse con cautela debido al bajo número de perfiles disponibles. Las flechas grises son vectores normalizados que se incluyeron para ayudar con la visualización de la dirección del flujo cuando la componente media del viento a través del golfo es pequeña. Una revisión del porcentaje de vectores individuales con direcciones que coincidían con la dirección media de los vectores trazados en la Figura 5 indicó que esa situación era, por mucho, la más común. Los vectores de flujo que resultaron de promediar direcciones opuestas son escasos y no afectan significativamente la interpretación de los resultados de la Figura 5.



**Figura 5.** Secciones transversales diurnas (izquierda) y nocturnas (derecha) de longitud versus altura, de la componente media del viento a través del golfo según los datos de las estaciones PIBAL (NAME) para las latitudes: **(a, b)**  $\sim 28^\circ N$  y **(c, d)**  $\sim 26^\circ N$ . Los gráficos (a, c) corresponden a los promedios de junio de 2004 (antes del inicio) mientras que (b, d) son los promedios de agosto de 2004 (posteriores al inicio). Las flechas negras indican la componente media del viento a través del golfo ( $u$  girada según el eje del golfo:  $325^\circ$ ), mientras que las flechas grises son vectores normalizados incluidos para ayudar a visualizar la dirección del flujo. Los números en la parte superior indican el total de perfiles de datos promediados para cada estación; las letras negras son abreviaturas de cada nombre de estación (ver Figura 1a). Los perfiles topográficos sombreados correspondientes fueron extraídos del Shuttle Radar Topographic Mission 3 arc second (SRTM-3).

Las observaciones presentadas en la Figura 5 muestran claramente el complejo sistema de brisas tierra-mar del GC. Durante el día se produce la brisa marina, con viento que fluye desde el golfo hacia ambas costas. El flujo sobre tierra desde el GC a la península de BC se puede ver en todas las gráficas diurnas en la Figura 5. Asimismo, antes del inicio del monzón, se puede ver un flujo de retorno débil en lo alto sobre la costa occidental del golfo, con la dirección del viento cambiando de este a oeste a alturas de aproximadamente 750 m (400 m) en los  $28^\circ N$  ( $26^\circ N$ ). El flujo de retorno se profundiza a 1,000 m (1,100 m) en los  $28^\circ N$  ( $26^\circ N$ ) después del inicio (ver perfiles sobre el oeste del GC en los paneles diurnos de la

Figura 5). Indudablemente, esta circulación se debe cerrar con una región de subsidencia sobre el centro del golfo. La profundización de la celda de circulación que se observa en la Figura 5 después del inicio del monzón es consistente con la profundización de la capa límite descrita en la Figura 4.

Durante la noche, la superficie de la tierra es más fría que la superficie del agua y por ende la circulación se invierte, creando flujos mar adentro (brisa terral o terrestre). En general, la circulación de bajos niveles tiende a ser más débil durante la noche debido a los gradientes térmicos más tenues. Las montañas se enfrían por radiación de onda larga durante la noche y el aire frío desciende ladera abajo y converge sobre el golfo.

Esta convergencia se encuentra desde la superficie hasta casi 1200 m de altura sobre el GC y hasta 1800 m sobre el nivel del mar sobre el continente (aproximadamente a 110° W de longitud) debido al sistema montañoso de la SMO (ver Figura 5a gráfica nocturna). La brisa terrestre cercana a la superficie procedente del continente, que se muestra en las estaciones PIBAL GY y P56 (ver gráfico nocturno de la Figura 5d), no se registró en el estudio de Zuidema et al. (2007) probablemente porque los sondeos que se utilizaron en ese trabajo fueron lanzados cerca del centro de la entrada del GC, aproximadamente a 80 km de ambas costas.

La circulación del viento sobre la costa continental de México es generalmente más débil después del inicio del monzón, posiblemente debido a una disminución en el calentamiento de la superficie terrestre causado por el aumento de la humedad (Ciesielski y Johnson, 2008) y al enfriamiento radiativo asociado a la convección generalizada. En niveles más altos, se puede notar un cambio en la dirección zonal del viento del oeste al este (antes y después del inicio) que se debe al desplazamiento hacia el norte del anticiclón de niveles medios del monzón.

De la Figura 5, se pueden inferir los movimientos verticales aplicando cualitativamente el principio de conservación de masa. La Figura 6 es un diagrama conceptual que resalta los aspectos diurnos y nocturnos de la circulación del viento sobre el GC, incluidos los efectos de la SMO en la circulación y diferenciando entre el antes (Figura 6a) y el después (Figura 6b) del inicio del MAN. Badan-Dangon (1991) propuso un modelo conceptual similar sin centrarse en los efectos de la SMO en la circulación sobre el golfo.

Por otro lado, Johnson et al. (2010) proporcionó el ciclo diurno del flujo de viento para un transecto a través del golfo, pero sin distinción con respecto al inicio del monzón. Para los bocetos presentados en la Figura 6, se usaron también los datos de las estaciones PIBAL mostrados en la Figura 5. En la Figura 6 solo

se muestra la dirección de la componente de viento a través del golfo, no su magnitud. Las líneas negras continuas representan los datos PIBAL reales (direcciones vectoriales de la Figura 5), mientras que las líneas discontinuas representan el flujo inferido. Además, mientras que la Figura 5 muestra dos secciones transversales verticales (en los 26° N y los 28° N), en la Figura 6 toda la información disponible se agrupó para crear un diagrama único para el GC sur.

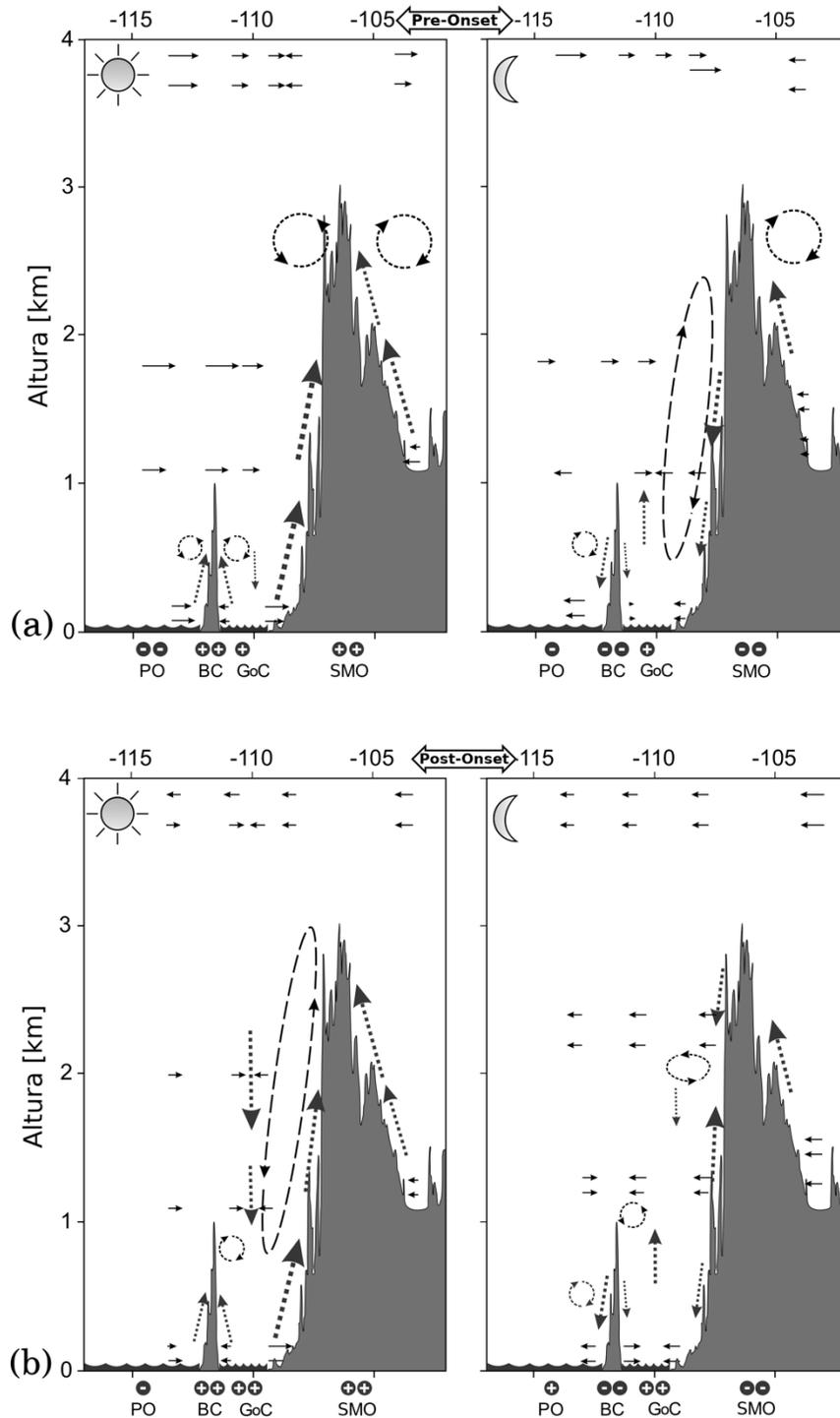
Quedan representadas dos circulaciones distintas, dependientes del ciclo diurno e impulsadas térmicamente, que coexisten sobre el GC debido a interacciones zonales entre el Océano Pacífico, la península de BC, el golfo y la SMO: celdas complejas de brisas terrestres y marinas y vientos de montaña. Existe un flujo hacia tierra en ambas costas de la península de BC y la costa continental de México durante el día.

Estas brisas marinas interactúan con BC y la topografía de la SMO, produciendo convergencia sobre la península y divergencia sobre el GC (Johnson et al., 2010). Movimientos de pendiente descendente ocurren durante las horas nocturnas cuando el flujo se invierte debido al enfriamiento relativo de la tierra. Las celdas de circulación de los vientos zonales y los movimientos verticales que fueron inferidos también se presentan en la Figura 6.

Durante el día (antes del inicio), se puede observar una estructura asimétrica de celdas de brisa marina sobre el golfo, ya que solo aparece una celda en su lado occidental (panel izquierdo de la Figura 6a). Una vez que comienza el monzón, se forma una segunda celda de circulación diurna más grande sobre el lado continental del golfo (panel izquierdo de la Figura 6b). Esta celda más grande presumiblemente se fusiona con la celda de vientos de montaña más persistente cerca de los picos de la SMO (~2–3 km) en el panel izquierdo de la Figura 6a.

Durante la noche (antes del inicio), una gran celda de circulación se encuentra sobre el golfo oriental y se inclina hacia las laderas de las montañas SMO (Figura 6a, panel derecho). En el lado este de las montañas de la SMO, la rama de retorno de las celdas de circulación en las elevaciones más altas solo aparece antes del inicio del monzón. No hay signos claros de vientos de montaña persistentes ya que el aire se eleva principalmente por fuerza mecánica, como reportaron Johnson et al. (2010).

Vale la pena señalar que antes del inicio, el aire húmedo está confinado a los niveles más bajos, restringido por los vientos secos del oeste provenientes del OP. Durante la noche, aparece una gran celda con una circulación que inhibe la precipitación nocturna sobre el lado occidental de la SMO.



**Figura 6.** Esquema de la circulación sobre el Golfo de California entre los 26° N y 28° N. Secciones transversales verticales (longitud vs. altura) deducidas del viento medio a través del golfo observado en las estaciones PIBAL (NAME) para: **a)** Condiciones diurnas (izquierda) y nocturnas (derecha) antes del inicio del monzón; **b)** condiciones diurnas (izquierda) y nocturnas (derecha) posteriores al inicio del monzón. Las líneas negras continuas representan datos de viento reales (de la Figura 5; solo se muestra la dirección del componente del viento a través del golfo, no su magnitud) mientras que las líneas discontinuas representan el flujo inferido. Las áreas sombreadas en gris representan los datos topográficos reales en los 26° N (SRTM-3). Los signos positivos y negativos en la parte inferior de las gráficas son una representación cualitativa de presuntos cambios en los flujos de calor de la superficie de las tierras circundantes y el océano, en relación con el calentamiento diurno del GC previo al inicio del MAN.

Una vez que comienza el MAN, la celda diurna grande garantiza el aire húmedo, suministrado por el golfo, como fuente principal de precipitación monzónica. Se sugiere que esta celda se debilita por la noche. En el panel derecho de la Figura 6b, la pequeña celda de circulación que persiste en el lado este del golfo a una altura de 2 km es posiblemente un flujo residual de la celda diurna posterior al inicio, lo que contribuye a la precipitación nocturna o a la formación de nubes.

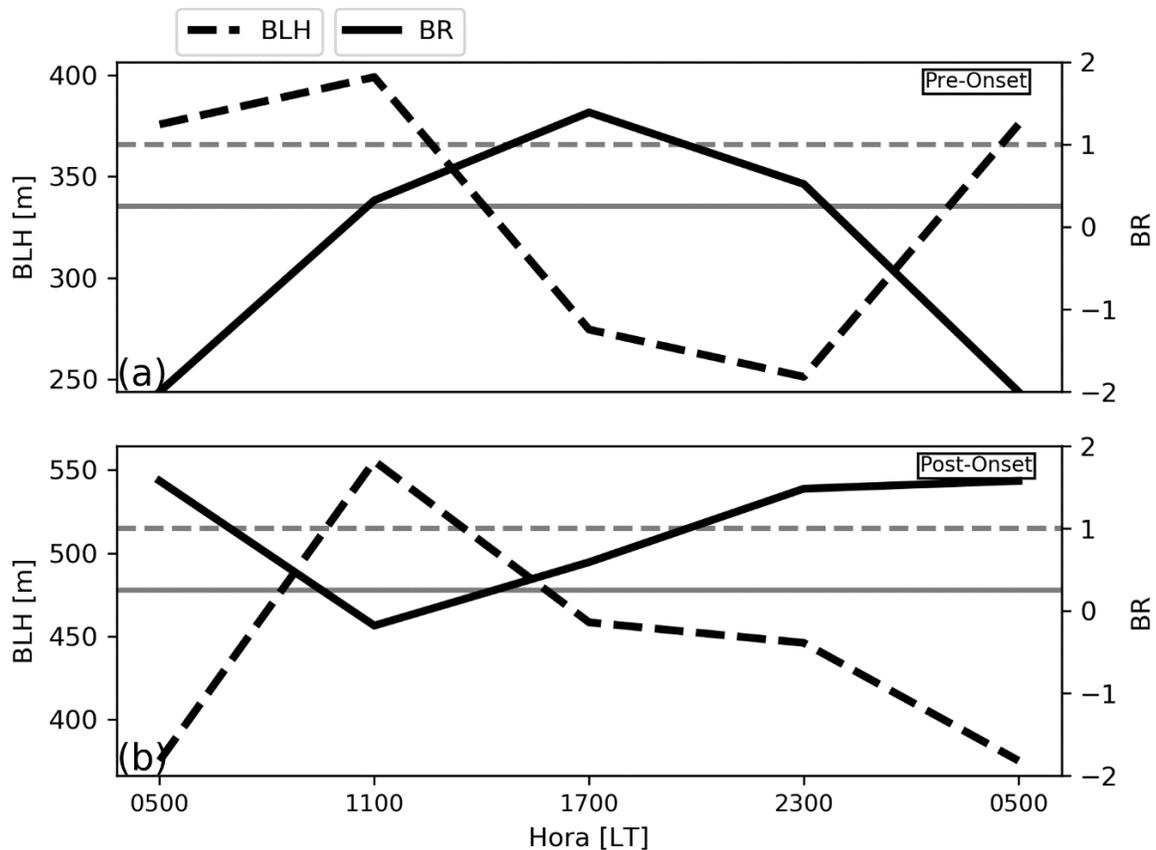
Utilizando las observaciones cerca de la superficie de los sondeos NAME del buque Francisco de Ulloa y los datos de temperatura superficial del mar (en inglés, *SST*) correspondientes a esas fechas (producto NOAA OISST, Reynolds et al., 2007), se estimó que los flujos “bulk” promedios de calor sensible sobre el sur del GC eran de  $-4.6 \text{ Wm}^{-2}$  y  $-1.6 \text{ Wm}^{-2}$  durante el día y la noche de junio de 2004, respectivamente (los signos negativos indican el calor ganado de la atmósfera por el golfo). Esos valores cambiaron a  $4.8 \text{ Wm}^{-2}$  y  $2.8 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente, para los datos de agosto de 2004. Estos resultados son consistentes con los argumentos presentados en este estudio. Los datos del flujo de calor sensible indican que el GC tiene un efecto de enfriamiento sobre la capa límite del GC antes del inicio del monzón, pero lo contrario (calentamiento que conduce a una mezcla de la capa límite impulsada por la flotabilidad) ocurre después del inicio. Los valores correspondientes para los flujos promedio bulk de calor latente son  $104.3 \text{ Wm}^{-2}$  y  $77.9 \text{ Wm}^{-2}$  (junio de 2004, día y noche, respectivamente);  $214.1 \text{ Wm}^{-2}$  y  $121.9 \text{ Wm}^{-2}$  (agosto de 2004, día y noche). Sin embargo, es probable que el calor latente no se libere dentro de la capa límite sobre el GC sur, ya que la condensación no se produce regularmente allí antes o después del inicio del MAN.

### **3.2 La altura de la capa límite del Golfo de California, su mezcla y el inicio del Monzón de América del Norte**

La curva negra discontinua en la Figura 7 marca la variación diurna media de la BLH del GC calculada a partir de los datos de sondeos del NAME (verano de 2004) utilizando el método descrito en la sección 2.4. La BLH media diaria antes del inicio del MAN es de 325 m y la BLH media diaria después del inicio es de 459 m. Antes del inicio (panel superior), no hay mucha diferencia en el espesor medio de la capa límite entre el día (1100 y 1700 LT) y la noche (2300 y 0500 LT).

Esto sucede porque la capa límite experimenta un desarrollo inusual durante las horas nocturnas. Por lo general, la capa límite incrementa su altura con el calentamiento solar durante el día y se vuelve poco profunda durante la noche debido a la estabilidad de la capa superficial (Liu y Liang, 2010).

La BLH observada alcanza su máximo diario a las 1100 LT, tanto antes como después del inicio de MAN. La altura mínima ocurre a las 2300 LT antes del inicio y a las 0500 LT después de que comience el monzón. Este ciclo diurno está siendo modulado por dos factores simultáneamente: las brisas tierra-mar descritas en la Figura 6 y la inversión térmica encontrada por Erfani y Mitchel (2014). Los valores extremos de la BLH están directamente relacionados con el sistema de brisa tierra-mar, mientras que el inicio del crecimiento nocturno de la capa límite depende de la presencia e intensidad de la inversión. Durante la noche, los vientos superficiales convergen sobre el golfo y la capa límite crece hasta que se desarrolla subsidencia en la altura comenzando alrededor de las 1100 LT. A medida que se intensifica la subsidencia, la BLH disminuye, alcanzando su valor mínimo entre las 2300 y las 0500 LT.



**Figura 7.** Variación diurna del número “bulk” de Richardson (BR, curva continua) y la altura de la capa límite (BLH, curva discontinua) a partir de los sondeos del NAME (verano 2004) sobre el GC: **a)** antes del inicio del monzón y, **b)** después del inicio del monzón. Valor crítico BRC = 0.25 (línea continua gris) y valor de terminación BRT = 1.0 (línea discontinua gris).

Antes del inicio, se supone que la inversión térmica sobre el GC permanece durante todo el ciclo diurno porque la superficie del golfo no está lo suficientemente caliente como para romperla. La inversión

probablemente se intensifica durante el día y se debilita -sin romperse- por la noche debido al efecto de las brisas terrestres. La capa de inversión actúa como una tapa que mantiene el aire húmedo atrapado dentro de la capa límite. Cuando la subsidencia sobre el golfo comienza a desvanecerse alrededor de las 2300 LT, parte de la energía convectiva se libera y la capa límite comienza a crecer. Sin embargo, una vez que comienza el monzón, la inversión térmica se ha desvanecido y el crecimiento nocturno comienza en horas posteriores (0500 LT), debido a la convergencia de la superficie sobre el golfo.

Como se mencionó anteriormente, se utilizaron 78 sondeos del experimento NAME para examinar la capa límite del GC. Sin embargo, solo 41 de estos sondeos contenían mediciones de viento. Esta falta de información ciertamente dificulta el cálculo del número “bulk” de Richardson (Erfani y Mitchel, 2014). Aun así, este análisis puede ser útil para comprender cómo se produce la mezcla en la capa límite del golfo.

Se dice que los flujos con números “bulk” de Richardson (BR) superiores a 1.0 son estáticamente estables, mientras que aquellos con  $BR < 0.25$  son mecánica o estáticamente inestables y turbulentos. Sin embargo, los flujos en el rango de  $0.25 < BR < 1$  aún pueden ser turbulentos dependiendo de su trayectoria (Stull, 2012).

Se usó la Ecuación (1) para estimar los valores de BR que se muestran en la Figura 7 (curvas continuas), promediados dentro de la capa límite. Cuando el BR cae por debajo del valor crítico  $BRC = 0.25$ , la capa límite aumenta su altura porque el flujo se vuelve turbulento. Esta característica de la Figura 7 indica que nuestra estimación de BR es de hecho significativa en el contexto del ciclo diario de la BLH del GC, a pesar del reducido número de sondeos disponibles con datos de viento.

Al observar más de cerca la variación del número de Richardson ajustado con la altura (ABR, Figura 8a, ver sección 2.5), es posible identificar las capas que son, en promedio, inestables y, por lo tanto, dónde y cuándo ocurre la turbulencia. Las líneas horizontales punteadas representan el promedio de la BLH diurna y nocturna antes y después del inicio, según el método propuesto en la sección 2.4. Las capas turbulentas están sombreadas en gris claro, mientras que las capas estables están indicadas en gris.

Se encontró que las capas turbulentas son relativamente delgadas y se encuentran dispersas por toda la columna de aire. Además, estas capas inestables están presentes con mayor frecuencia después del inicio del MAN y durante el día. Durante los días de junio (condiciones *pre-onset*), las capas inestables se encontraron por debajo de los 100 m y estaban restringidas a menos de 40 m durante la noche debido a la estabilidad de la capa límite. Hay que tomar en consideración que, en las capas estáticamente estables,

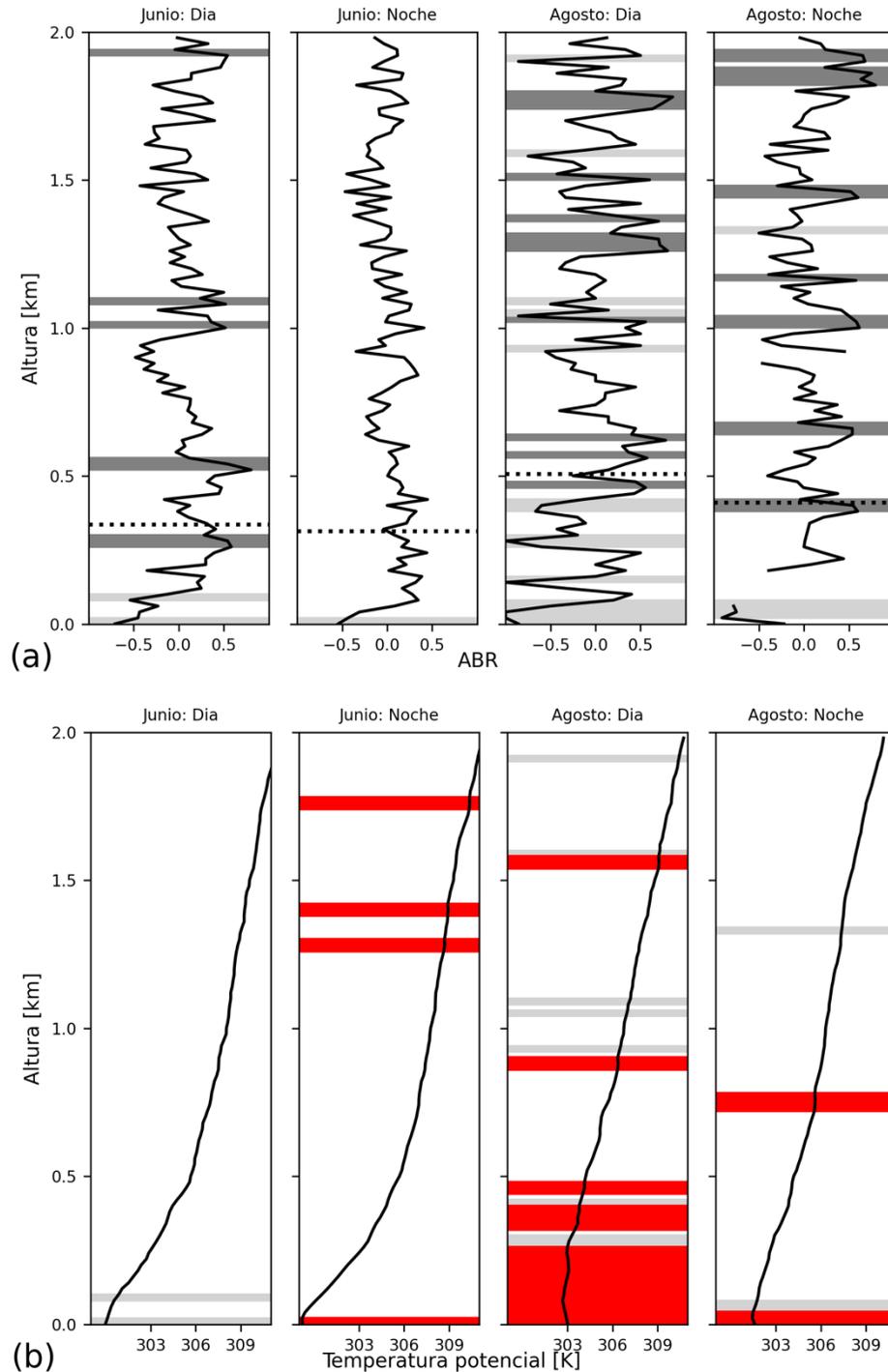
la flotabilidad consume energía cinética turbulenta (TKE) convirtiéndola en energía potencial a medida que el aire frío asciende y el aire caliente desciende (Stull, 2012). Durante los días de agosto (condiciones *post-onset*), la capa turbulenta adyacente a la superficie aumenta su grosor, mientras que varias otras capas más delgadas aparecen a diferentes alturas debido al aumento del calentamiento. Durante las noches de agosto el número de capas turbulentas disminuye (en relación con el día) y se observa que la capa turbulenta más baja se desprende de la superficie, posiblemente debido al enfriamiento radiativo.

Resulta interesante que, como se esperaba, la BLH media está muy cerca de la capa más baja que, en promedio, es estable (no turbulenta según el valor de ABR). Como la capa de mezcla es, por definición, una transición en el régimen de turbulencia, este resultado da confianza tanto en la precisión del método propuesto para el cálculo de la BLH como en el promedio del número “bulk” de Richardson ajustado según el índice ABR propuesto (ver secciones 2.4 y 2.5).

Además, se examinó la estabilidad estática no local junto con el número ABR (Figura 8b) para identificar a fondo las regiones donde el flujo es turbulento. El método para determinar la estabilidad estática no local requiere trazar el perfil de temperatura potencial ( $\theta$ ) y desplazar las parcelas hacia arriba (hacia abajo) desde los valores máximos (mínimos) relativos de  $\theta$  (Wallace y Hobbs, 2006).

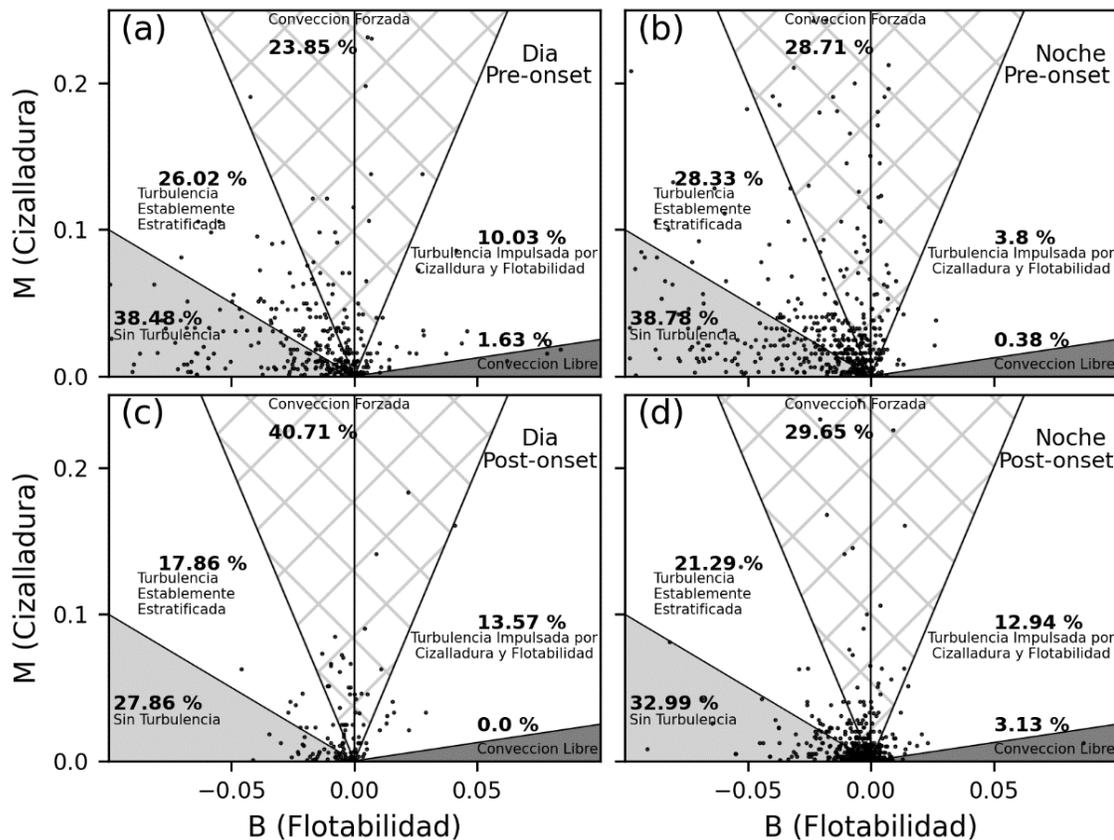
En la Figura 8b, las capas sombreadas en gris claro son las mismas capas turbulentas que se muestran en la Figura 8a, mientras que el sombreado rojo indica las inestabilidades estáticas no locales. Las capas turbulentas identificadas son todas las regiones estática o mecánicamente inestables en la Figura 8b. Al comparar las capas inestables (todas las capas señaladas en la Figura 8b), la diferencia más notable se encontró entre los días de junio (Figura 8b, primera columna) y agosto (Figura 8b, tercera columna); donde los primeros 500 m de la capa límite se volvieron estáticamente inestables durante los días de agosto.

Erfani y Mitchel (2014) enfatizaron que el calentamiento estacional de la superficie del golfo produce una capa superficial superadiabática que intensifica la mezcla vertical y elimina, o al menos debilita, la inversión. Sin embargo, este no es el único mecanismo que mezcla la capa límite. Como se señaló anteriormente, la producción de turbulencia dinámica también aumenta después del inicio del monzón.



**Figura 8.** Capas de turbulencia identificadas a partir de los sondeos promedios del NAME sobre el GC. **a)** Perfiles verticales del número “bulk” de Richardson ajustado (ABR, líneas negras). Las capas sombreadas identifican flujos turbulentos (gris claro) y flujos estáticamente estables (gris); las capas blancas representan turbulencias estratificadas de forma estable. Las líneas punteadas indican la altura media de la capa límite correspondiente. **b)** Perfiles de temperatura potenciales ( $\theta$ , líneas negras). Las áreas sombreadas en gris representan las mismas capas turbulentas dinámicas de a) con la adición de las capas estáticamente inestables no locales (rojo). De izquierda a derecha, las parcelas corresponden a: días de junio, noches de junio, días de agosto y noches de agosto.

El origen de la turbulencia dinámica se puede determinar comparando los términos de flotabilidad ( $B$ , numerador) y cizalladura del viento ( $M$ , denominador) de la Ecuación (1). En la Figura 9 se analiza la turbulencia dentro de la capa límite del golfo en términos de turbulencia generada por flotabilidad (abscisas) y por cizalladura del viento (ordenadas). Los regímenes aproximados de convección libre y forzada se muestran para junio (gráficos superiores) y agosto (gráficos inferiores) utilizando los datos de sondeos del NAME 2004 (siguiendo a Stull, 2012). El área sombreada (convección forzada) se encuentra en el rango  $-0.25 \leq BR \leq 0.25$ , mientras que el área gris claro para  $BR \geq 1.0$  indica que no hay turbulencia mientras que el sombreado gris ( $BR \leq -4.0$ ) representa convección libre. La turbulencia estratificada de forma estable tiene rangos que varían entre  $0.25 < BR < 1.0$  y la turbulencia impulsada tanto por cizalladura como por la flotabilidad (que varía entre  $-4.0 < BR < -0.25$ ) también se indican en la figura. Los porcentajes mostrados indican el número de observaciones encontradas dentro de cada régimen aproximado, en relación con el número total de mediciones de sondeos instantáneos.



**Figura 9.** Regímenes aproximados de convección libre y forzada (adaptado de Stull, 2012) para las observaciones instantáneas de sondeos del NAME 2004 para: **a)** días de junio, **b)** noches de junio **c)** días de agosto y **d)** noches de agosto. El rango  $-0.25 \leq BR \leq 0.25$  está señalado con un patrón cuadrículado, el sombreado gris claro representa  $BR \geq 1.0$  y el sombreado gris es para  $BR \leq -4.0$ . El régimen de estratificación estable se encuentra entre  $0.25 < BR < 1.0$ , mientras que la turbulencia impulsada por la cizalladura del viento y la flotabilidad se corresponde al rango  $-4.0 < BR < -0.25$ . El porcentaje que representa cada régimen del total de observaciones realizadas está resaltado en negrita.

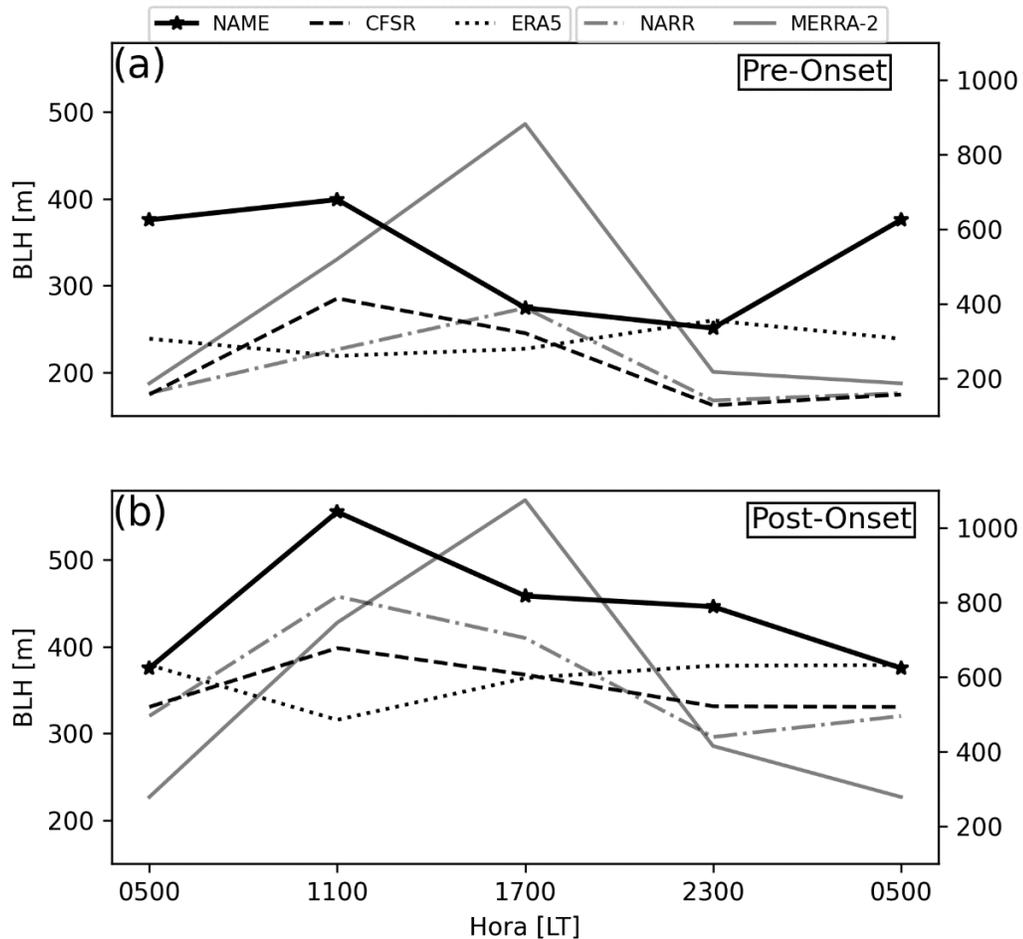
De la Figura 9 se puede concluir que el mecanismo principal para la mezcla diurna de la capa límite del GC después del inicio del MAN es la turbulencia producida por la cizalladura del viento, debido al aumento considerable del régimen de convección forzada cuando comienza el monzón. Durante la noche, la flotabilidad también contribuye a la mezcla de la capa.

Se deben cumplir dos requisitos simultáneamente para producir turbulencia: la presencia de inestabilidad y un mecanismo de activación (Stull, 2012). Antes del inicio de MAN no existe ninguno. Por un lado, la capa límite media es estable, lo que implica que toda la producción mecánica de turbulencia está siendo consumida por la flotabilidad. Y, por otro lado, las temperaturas de la superficie del golfo no son lo suficientemente altas como para proporcionar el mecanismo de activación necesario para erosionar la inversión y mezclar la capa límite con el aire superior. Pero una vez que se cumplen ambas condiciones, el monzón avanza a su fase de inicio: el calentamiento del golfo induce una capa superficial superadiabática (mecanismo de activación) mientras que la cizalladura del viento proporciona continuamente inestabilidades dinámicas para mantener la turbulencia y permitir una mezcla eficiente de la capa límite del GC. Sin embargo, es importante señalar que el análisis presentado aquí debe considerarse estrictamente incompleto, ya que se han considerado las aproximaciones para solo dos términos de la ecuación de la TKE. Los otros términos (advección, disipación, etc.) también deben considerarse en trabajos futuros. Especialmente lo primero, ya que la advección de aire debido al particular sistema de brisa tierra-mar sobre el golfo probablemente cause cambios significativos en los estimados de la TKE.

### **3.3 Variabilidad interanual de la fecha de inicio del Monzón de América del Norte y la altura de la capa límite del Golfo de California a partir de datos de reanálisis**

Se utilizaron cuatro conjuntos de datos de reanálisis (CFSR, NARR, ERA5 y MERRA-2) para comparar las estimaciones de la BLH del GC; consulte la Figura 10. Para ser consecuentes, esta comparación se realizó para el mismo período de tiempo y misma área del conjunto de datos del NAME, que se obtuvieron en dos cruceros oceanográficos en la región sur del GC durante el verano de 2004. Las cuatro bases de datos de reanálisis capturan el aumento de la BLH media después del inicio del monzón. Sin embargo, el CFSR (línea discontinua negra) tiene el sesgo más pequeño y también captura el crecimiento nocturno de la capa límite antes del inicio. Mientras tanto, ERA5 (línea punteada negra) subestima la BLH y tiene un ciclo diurno que se comporta contrariamente a lo visto en las observaciones. El producto MERRA-2 (línea sólida gris) tiene

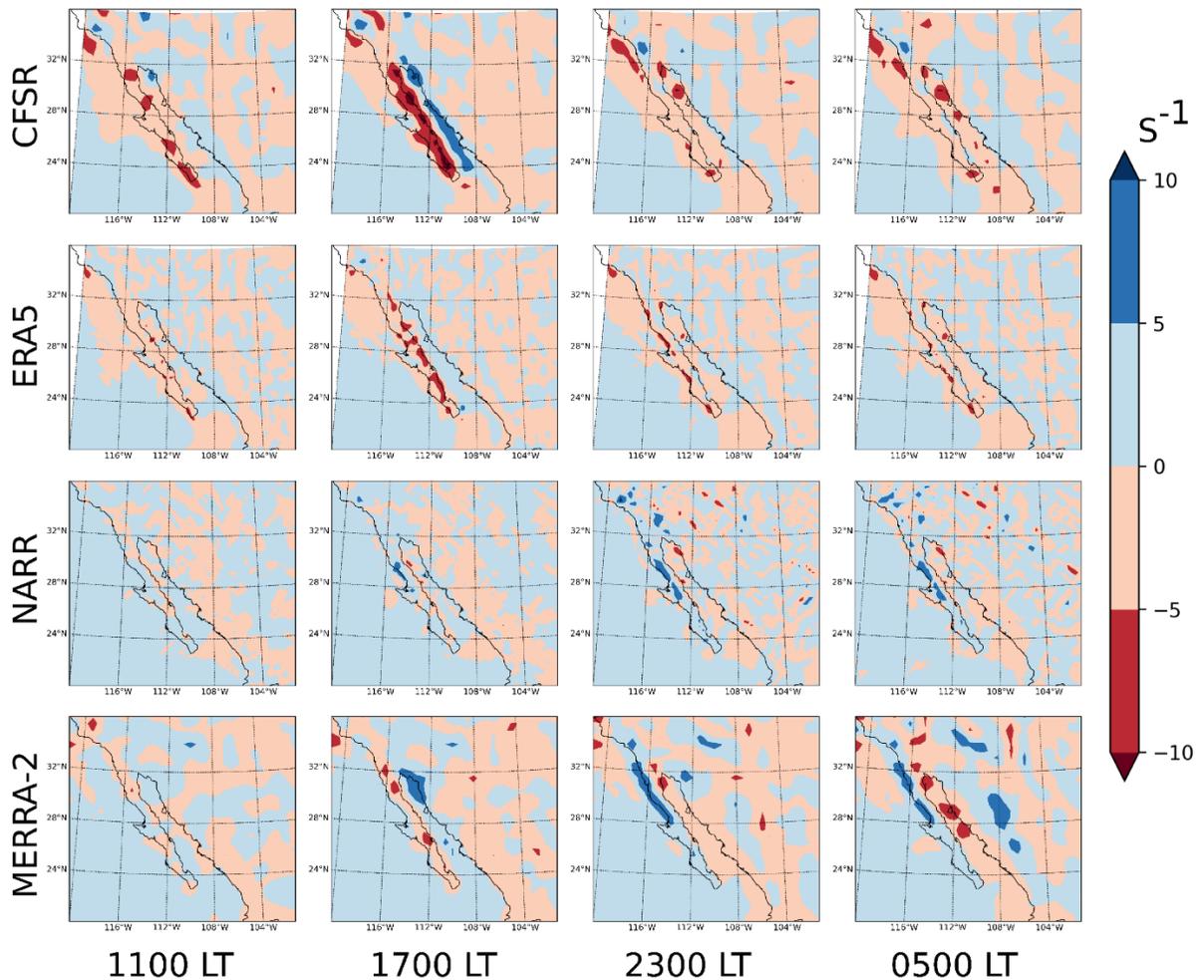
el mayor sesgo y no captura bien la evolución diurna de la BLH. Las estimaciones de NARR (línea de puntos y guiones grises) concuerdan bien con la evolución observada de la BLH después del inicio, pero con una sobreestimación notable de los valores. Se debe tener en cuenta que los datos de NARR y MERRA-2 se graficaron utilizando un *eje* y diferente debido a su gran sobreestimación de la BLH. En general, es el CFSR el que ofrece las mejores estimaciones de la BLH tanto antes como después del inicio del MAN.



**Figura 10.** Ciclo diario de la altura de la capa límite (BLH) promediadas **a)** antes y **b)** después del inicio del monzón del 2004. Los datos utilizados provienen de las estimaciones del conjunto de sondeos del NAME (negro sólido) y de los reanálisis: CFSR (líneas negras discontinuas), NARR (líneas discontinuas grises), ERA5 (líneas negras discontinuas) y MERRA-2 (líneas sólidas grises). Los datos de NARR y MERRA-2 se trazaron utilizando el *eje* y del lado derecho.

En la Figura 11 se muestra el ciclo diario de los campos de la divergencia horizontal de junio de 2004 promediados mensualmente cerca de la superficie (1000 mb) para los cuatro reanálisis. Los resultados se presentan para las mismas horas analizadas en la Figura 10. Estos campos de divergencia del viento cercano a la superficie ilustran la evolución del sistema local de brisa de tierra-mar sobre la región del GC

mientras que la comparación entre los reanálisis ilustra por qué la estimación de la BLH del CFSR es la más precisa.



**Figura 11.** Ciclo diario de la divergencia media mensual del campo de viento horizontal cerca de la superficie (1000 mb) de junio de 2004 calculada (de arriba a abajo) a partir de CFSR, ERA5, NARR y MERRA-2. Los colores azules están asociados con la divergencia (valores positivos) en el campo de viento cercano a la superficie, mientras que los colores rojos representan la convergencia (valores negativos).

El signo de la divergencia del campo de viento cercano a la superficie sobre el golfo es negativo a las 0500 LT en CFSR, ERA5 y MERRA-2. Notablemente, los resultados para el producto NARR no muestran un ciclo diario bien definido, especialmente en los puntos de malla sobre el GC. De la Figura 11 se puede inferir la evolución diaria de este campo. A las 1100 LT, se puede observar que, sobre el golfo, el signo del campo está cambiando a valores positivos. El patrón también se ve en los resultados de ERA5 y MERRA-2, pero la señal es más fuerte en el CFSR (paneles superiores en la Figura 11). Es razonable suponer que este cambio hacia la divergencia está asociado con el inicio de la propagación hacia tierra de la brisa marina en ambas

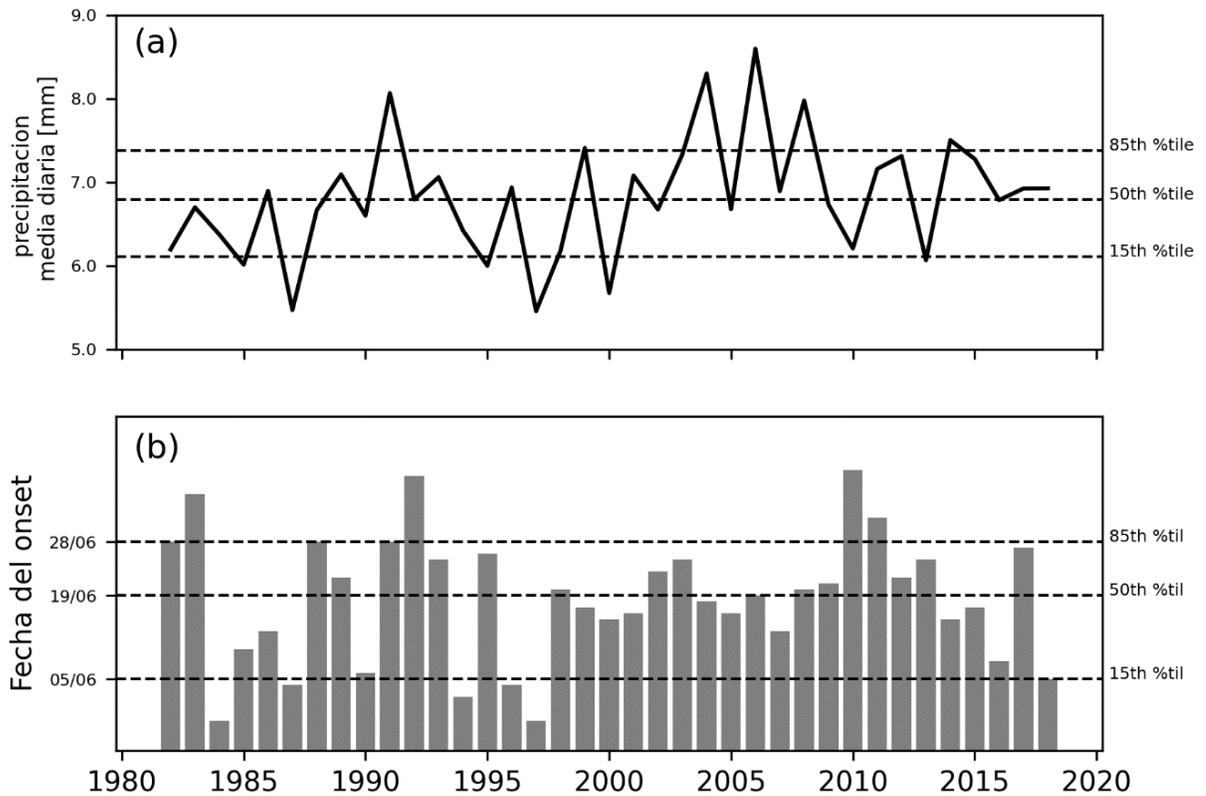
costas. También señala el inicio de la subsidencia sobre el golfo durante las horas del día. Este cambio también explicaría por qué la capa límite alcanza su altura máxima alrededor de las 1100 LT.

Como se ve en la Figura 10, la capa límite comienza a crecer a las 2300 LT porque la convergencia se establece sobre el golfo, y su desarrollo termina alrededor de las 1100 LT, cuando el campo de viento cercano a la superficie se vuelve divergente. La BLH disminuye a su valor mínimo alrededor de las 1700 LT cuando la divergencia sobre el GC es más fuerte. El análisis no encontró diferencias significativas en el ciclo diurno antes (Figura 11) y después (figura no mostrada) del inicio del MAN.

Al comparar los reanálisis, se notó que el CFSR y ERA5 tienen comportamientos similares, y que CFSR tiene gradientes más intensos en la región del GC. NARR y MERRA-2 representan los efectos de la península de BC de manera diferente, como puede verse por los desplazamientos espaciales de los extremos locales. En general, parece que CFSR es más consistente físicamente, ya que explica mejor la evolución de la capa límite del GC. Aun así, la resolución espacial horizontal del CFSR limita su uso en el estudio del sistema regional de brisa tierra-mar. Es necesaria una investigación que involucre una resolución espacial más alta; por ejemplo, una reducción de escala dinámica de los campos CFSR mediante el uso de un modelo regional a una resolución superior a 4 km. Sin embargo, dado que en la comparación entre las observaciones y los reanálisis, la BLH del CFSR demostró ser la más confiable, se propone como la más adecuada para la investigación de las fluctuaciones interanuales de la capa límite del GC.

La Figura 12 presenta la variabilidad interanual de la precipitación diaria promedio y de la fecha de inicio del monzón, de acuerdo con el procedimiento definido en la sección 2.3. Una vez que se determinó la fecha de inicio para cada año, se calculó la precipitación diaria promedio durante los primeros 30 días después del inicio sobre el polígono blanco que se muestra en la Figura 1a.

La fecha de inicio promedio para el período 1982-2018 determinada en este estudio es el 19 de junio. Xu et al. (2004) utilizaron un umbral de precipitación promedio superior a 2 mm/día durante tres días consecutivos en la SMO sur ( $22^{\circ}$  N –  $24^{\circ}$  N,  $104^{\circ}$  W –  $106^{\circ}$  W) y el centro de México ( $25^{\circ}$  N –  $27^{\circ}$  N,  $106^{\circ}$  W –  $108^{\circ}$  W). Su fecha de inicio promedio fue el 20 de junio para el período 1980-2001. Además, Higgins et al. (1999) utilizaron un criterio de 1.0 mm durante cinco días consecutivos y determinaron que la fecha promedio de inicio entre 1963 y 1988 para el noroeste de México fue el 17 de junio.

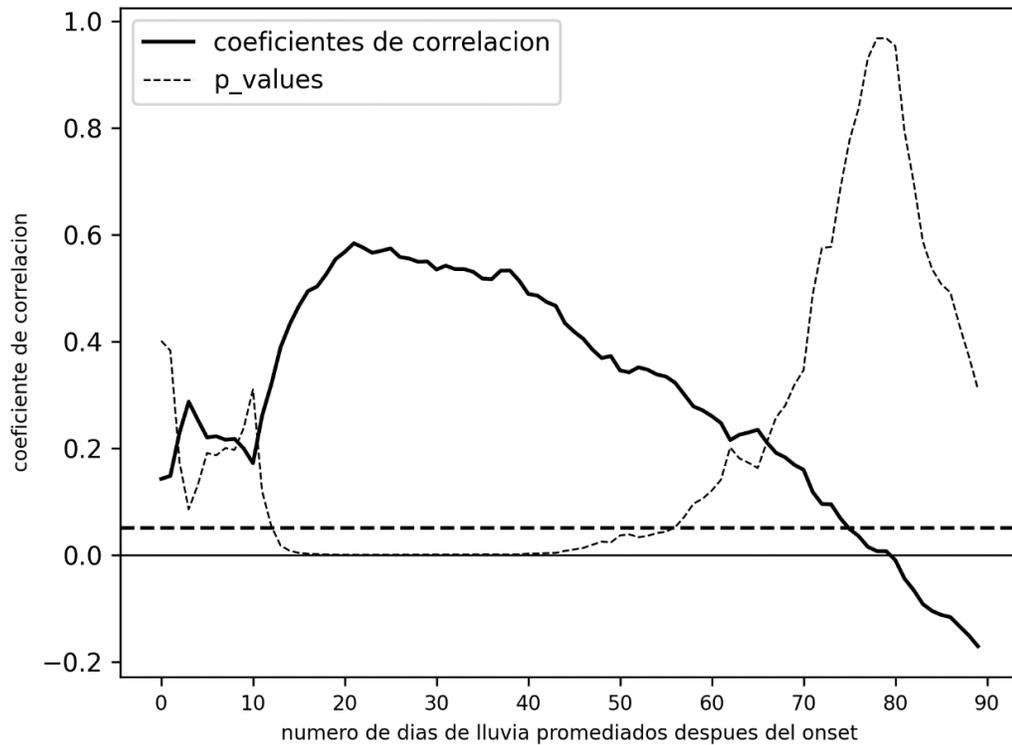


**Figura 12.** Variabilidad interanual de **a)** precipitación media diaria [mm] calculada utilizando el polígono blanco en la Figura 1a durante los primeros 30 días después del inicio del MAN, y **b)** la fecha de inicio del MAN, de 1982 a 2018. Las líneas discontinuas representan los percentiles 15, 50 y 85 de la serie temporal.

La correlación entre estas dos variables: la fecha de inicio y la precipitación diaria promedio en diferentes ventanas de tiempo para el período 1982-2018 se muestra en la Figura 13. La ventana de tiempo máxima considerada es de 90 días, que es aproximadamente tres meses después del inicio del monzón. En esta figura, los valores de correlación positiva indican que, durante una ventana de tiempo determinada, los inicios tempranos están relacionados con un resultado más seco y los inicios tardíos con condiciones más húmedas. En contraste, Higgins et al. (1999) y Douglas y Englehart (1996) concluyeron que los monzones de inicio temprano tienen mayores precipitaciones que los monzones de inicio tardío porque los monzones que comienzan antes deberían durar más.

Este comportamiento encontrado por Higgins et al. (1999) y Douglas y Englehart (1996) se encuentra en la Figura 13 para ventanas de tiempo de más de 80 días, cuando las correlaciones se vuelven negativas (aunque sin significación estadística). Sin embargo, la Figura 13 también muestra que durante los primeros 80 días después del inicio del monzón, los inicios tempranos se asocian con menos precipitación, mientras que en los inicios tardíos se acumula más precipitación durante el mismo período de tiempo. Se

encontraron correlaciones positivas superiores a 0.5 para el período comprendido entre 20 y 40 días después del inicio; el valor más alto es 0.58 con un valor de  $p < 0.01$ , lo que implica una relación directa moderada con alta significancia estadística ( $> 99\%$ ). Para estas ventanas de tiempo, un inicio tardío implica un inicio más húmedo, mientras que los inicios tempranos se asocian con condiciones más secas.



**Figura 13.** Coeficientes de correlación entre la precipitación media diaria y la fecha de inicio del monzón, de 1982 a 2018. Los valores  $p$  (nivel de significancia, de la prueba  $t$  de Student, más bajo para el cual el valor de los coeficientes de correlación es significativo) se representan con una línea discontinua, mientras que la línea discontinua horizontal representa el umbral de significancia de 0.05 para la comparación de los valores  $p$ .

Múltiples factores pueden estar involucrados en este comportamiento. Uno podría ser que los monzones con comienzos más tempranos ocurren con temperaturas oceánicas no tan elevadas, o con una inversión térmica sobre el GC aún en proceso de debilitarse.

Además, se puede observar en la Figura 13 un pico corto alrededor de cinco días después del inicio. Esto ocurre porque cuanto más se demora el inicio de un monzón, mayor cantidad de energía convectiva se almacena en la capa límite, que se mantiene allí por la inversión térmica sobre el GC. Una vez que la temperatura de la superficie del golfo es suficiente para romper la inversión, la humedad acumulada del golfo de bajo nivel se libera y está disponible para la precipitación monzónica. Esta afirmación se basa en

la premisa de que tanto el calentamiento estacional del agua superficial del GC como la inversión térmica que cubre su capa límite varían en intensidad y tiempo de un año al siguiente.

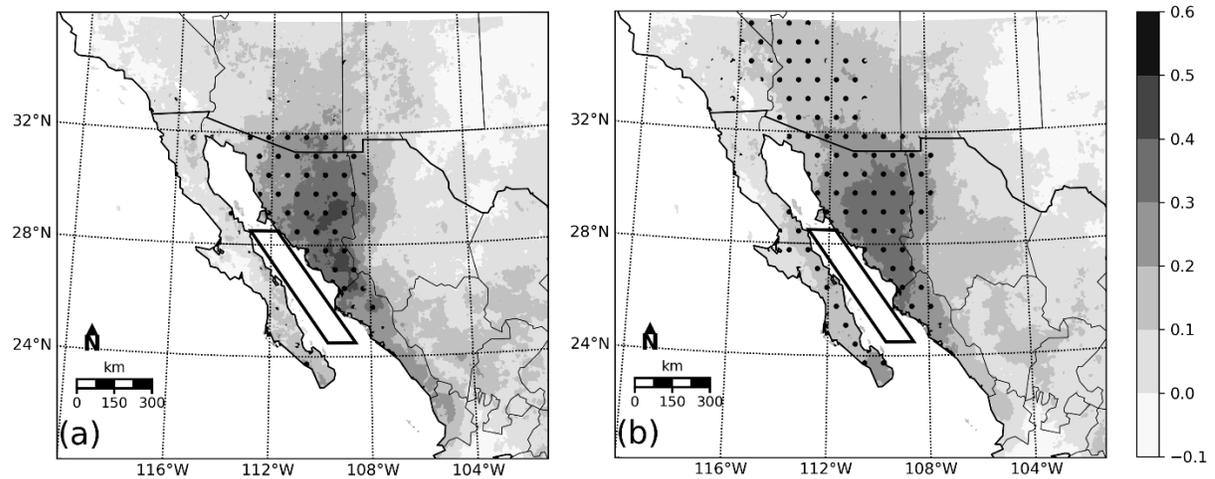
Una capa de inversión más fuerte requeriría un mayor aumento en la temperatura de la superficie del mar para ser erosionada, y cuanto más se demore en romperse, más humedad se acumulará en una capa límite cada vez más alta. Para probar esta afirmación, se realizó un análisis de correlación entre la SST diaria del golfo proporcionada por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (Reynolds et al., 2007) y la BLH según CFSR promediada diariamente; ambas variables también fueron promediadas espacialmente sobre el polígono negro en la Figura 1a, para el período de tiempo 1982 a 2018.

Se encontró que la correlación más alta entre esas variables fue de 0.76 (significativa al 95%) cuando se utilizó una ventana de promedio de tiempo de 40 días centrada en la fecha de inicio del monzón. Utilizando una ventana de tiempo más corta (6 días) y más larga (60 días) produjo correlaciones que oscilaron entre 0.68 y 0.74 (significativas al 95%). En el análisis del balance de calor de Castro et al. (1994) se estableció que el GC se calienta durante el verano como resultado del calor que ingresa desde el Océano Pacífico (y no a través de su flujo de calor superficial neto).

Nuestros resultados implican que los procesos oceánicos responsables de la variabilidad interanual de esa advección de calor, que probablemente involucran la dinámica de las ondas oceánicas internas semestrales que se originan en el ecuador (Gómez-Valdivia et al., 2015), también podrían ser relevantes para la modulación interanual del MAN.

### **3.4 ¿Influye la capa límite del Golfo de California en la precipitación del Monzón de América del Norte?**

Hasta ahora se ha estudiado la capa límite del GC como un elemento esencial del inicio del monzón. Es razonable pensar que la precipitación del MAN también está relacionada con la capa límite del golfo. Para probar esa idea, se analizaron las correlaciones entre la BLH del CFSR y la precipitación según CHIRPS durante los primeros 15 (Figura 14a) y 30 días (Figura 14b) de cada temporada monzónica, desde 1982 y hasta 2018. La BLH diaria se promedió para el polígono negro que se muestra en la Figura 1a.



**Figura 14.** Coeficiente de correlación entre la BLH diaria de CFSR promediado sobre el polígono negro y la precipitación según CHIRPS durante: **a)** 15 días, y **b)** 30 días después del inicio del monzón de 1982 a 2018. El sombreado indica áreas con correlaciones estadísticamente significativas al nivel del 95% de confiabilidad estadística.

Siguiendo a Livezey y Chen (1983), se probó la significancia espacial del campo de los patrones de correlación para mostrar que los resultados estadísticamente significativos son robustos. Primero, se utilizó la prueba t de Student (de una cola,  $\alpha = 0.05$ ) para encontrar el porcentaje de la malla con correlaciones significativas. Se encontró que durante los primeros 15 (30) días de la temporada, el 14.30% (26.43%) del área de estudio pasó la prueba t. Luego, se realizaron correlaciones entre los datos de precipitación y 1,000 pruebas de Monte Carlo de re-muestreo, sustituyendo las estimaciones de la BLH con números aleatorios en cada punto de la malla para determinar las áreas que se correlacionan con ruido. Se estimó que la cola del 5% de la distribución de áreas con correlaciones significativas “accidentales” fue del 6.5%. Dado que este valor es menor que los porcentajes con correlaciones estadísticamente significativas (14.30% y 26.43%), rechazamos la hipótesis nula para confirmar que esta correlación entre ambos campos es altamente significativa y no ocurre aleatoriamente el 93.5% de las veces.

Las áreas con correlaciones estadísticamente significativas se sombreadon en la Figura 14. Como se puede observar en ambas gráficas, todas las correlaciones significativas son positivas y por debajo de 0.6, lo que indica una relación moderada y directamente proporcional entre la BLH del GC y la precipitación del MAN. Las relaciones estadísticamente significativas (para 15 días, Figura 14a) se encuentran en el norte de Sinaloa y en todo el estado de Sonora. Estas áreas se extienden hacia el norte e incluyen partes del sur de Arizona durante los 30 días posteriores al inicio (Figura 14b), aunque la asociación es más incierta allí según los coeficientes de correlación ( $<0.2$ ). Este es un resultado razonable si consideramos la ventana de tiempo

utilizada en el análisis (para ventanas de tiempo más grandes esperaríamos correlaciones más altas para esta área), la ubicación geográfica de Arizona en relación con el GC y la contribución significativa de la evapotranspiración a la precipitación del MAN (Dominguez et al., 2008; Hu y Dominguez, 2015).

La mitad sur de la península de Baja California también tiene una relación significativa en la ventana de 30 días, aunque ocurre mucha menor precipitación en esa región y probablemente no está directamente relacionada con el monzón en sí, sino más bien con los efectos de los flujos de brisa locales.

Estos resultados indican que la precipitación del MAN durante el primer mes de la temporada tiene una clara relación con la capa límite del GC, lo que refuerza aún más la hipótesis de que el golfo es tanto una fuente como un canal para la humedad de bajo nivel que alimenta la precipitación del monzón.

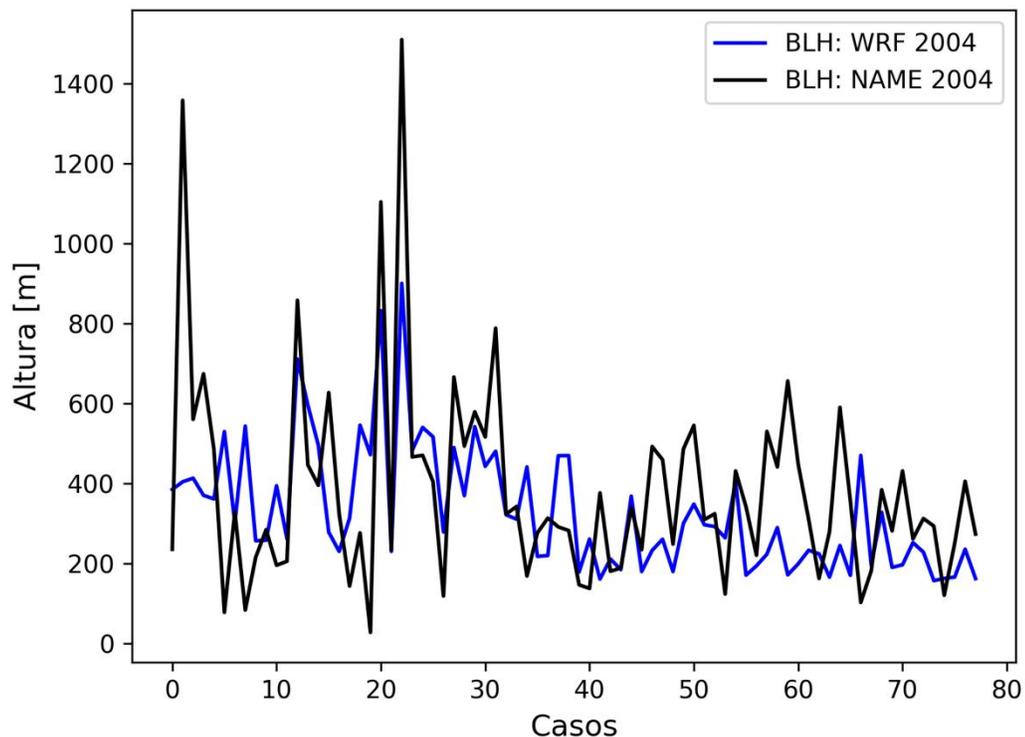
Erfani y Mitchel (2014) conjeturaron que una correlación positiva entre la lluvia y la temperatura de la superficie del GC podría explicarse, al menos en parte, por los efectos de los pulsos de humedad del golfo (*gulf surges*), que son una característica sinóptica de la variabilidad intraestacional del MAN. Estos pulsos están caracterizados por una mayor presión atmosférica, temperaturas más bajas, humedades más altas y vientos cercanos a la superficie más fuertes (Stensrud et al., 1997).

Ha quedado demostrado, a partir del análisis de la Figura 14, que la precipitación sobre Sonora, Sinaloa y el sur de Arizona está estrechamente relacionada con las variaciones de la capa límite del golfo, y que a su vez está relacionado con la SST del GC. Las masas de aire más frías y los vientos más fuertes asociados con las oleadas del golfo probablemente desestabilicen la capa límite del GC y aumenten su turbulencia a través de una mayor cizalladura vertical. Sin embargo, las escalas de tiempo analizadas en nuestro estudio no permiten una evaluación de los efectos de los *gulf surges* sobre nuestra hipótesis. De nuevo, se necesita una investigación más profunda para abordar a fondo dicho tema.

### **3.5 Verificación de los resultados numéricos**

Para verificar los resultados numéricos obtenidos con el modelo WRF y determinar la confiabilidad de estos se compararon los campos de mayor importancia para esta investigación con algunas bases de datos de observaciones. Se estudió el comportamiento de la capa límite del GC, los perfiles verticales de temperatura y humedad relativa, la precipitación y el sistema de brisas sobre el GC.

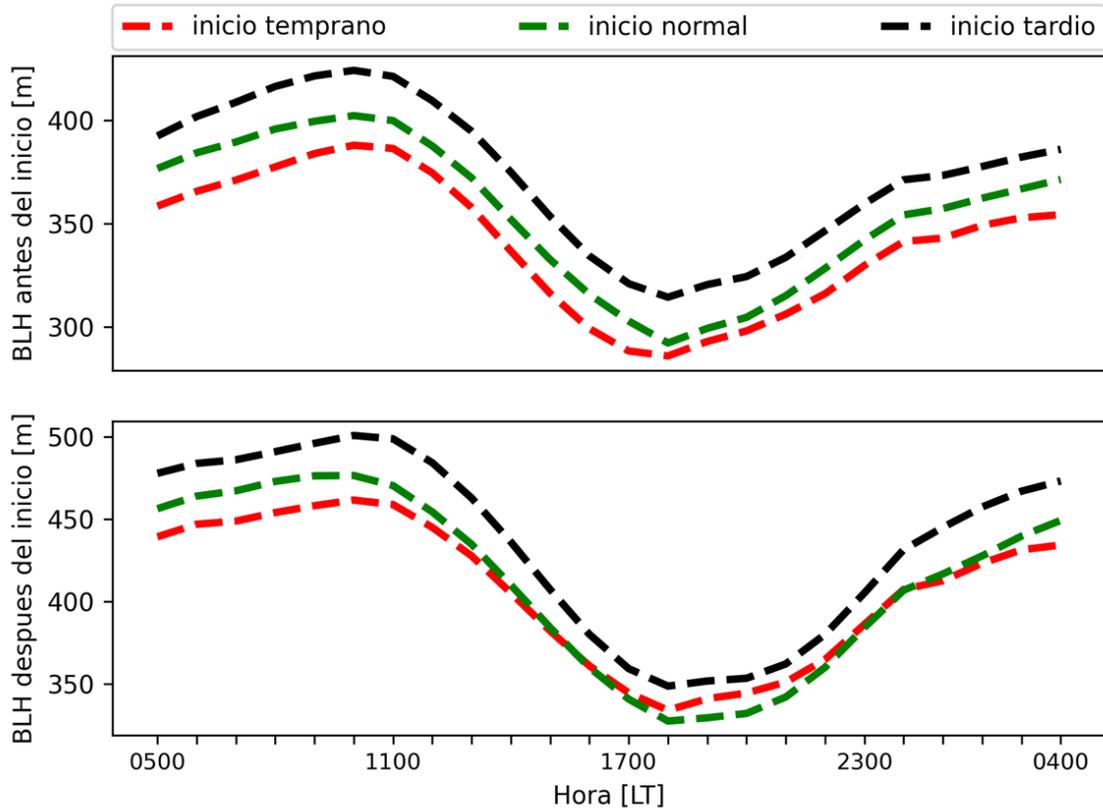
En la Figura 15 se muestran las alturas de la capa límite sobre el GC según los sondeos lanzados sobre el golfo desde el Francisco de Ulloa (línea negra) y según las simulaciones con el WRF para los mismos puntos y para los mismos tiempos (línea azul). Ambas series tienen una correlación de 0.55 y un error cuadrático medio de aproximadamente 150 m, que es un error razonable. Los errores relativos a la BLH media son en ambos casos (respecto a la media del WRF y respecto a la media de las observaciones) de un 3% solamente. Por otro lado, el modelo no representa adecuadamente los valores extremos de esta variable, subestimando en la mayoría de los casos la BLH.



**Figura 15.** Altura de la capa límite del GC según los sondeos lanzados desde el Francisco de Ulloa durante el NAME 2004 (línea negra) y según la simulación del WRF para los mismos puntos y tiempos (línea azul).

En la Figura 16 se muestra el ciclo diario de la BLH sobre el GC según las simulaciones numéricas. Como se había mencionado anteriormente, antes del inicio, se considera la hipótesis de que la inversión térmica sobre el GC persiste durante todo el ciclo diario porque la superficie del golfo no está lo suficientemente caliente como para romperla. La inversión probablemente se intensifica durante el día y se debilita -sin romperse- por la noche debido al efecto de las brisas terrestres. La capa de inversión actúa como una tapa que mantiene el aire húmedo atrapado dentro de la capa límite. Cuando la subsidencia sobre el golfo comienza a desvanecerse alrededor de las 2300 LT, parte de la energía convectiva se libera y la capa límite comienza a crecer. El WRF logra representar adecuadamente este crecimiento nocturno de la PBL, así

como el máximo que alcanza alrededor de las 1100 LT. En la Figura 7b se puede notar que una vez que comienza el monzón, el crecimiento nocturno comienza en horas posteriores (0500 LT), lo que se había atribuido a la convergencia de la superficie sobre el golfo ya que la inversión térmica se ha desvanecido para estos momentos. Sin embargo, en la Figura 16b el WRF no representa este crecimiento nocturno tardío, sino que mantiene el ciclo diurno de la BLH de manera similar al encontrado antes de que el MAN comience.



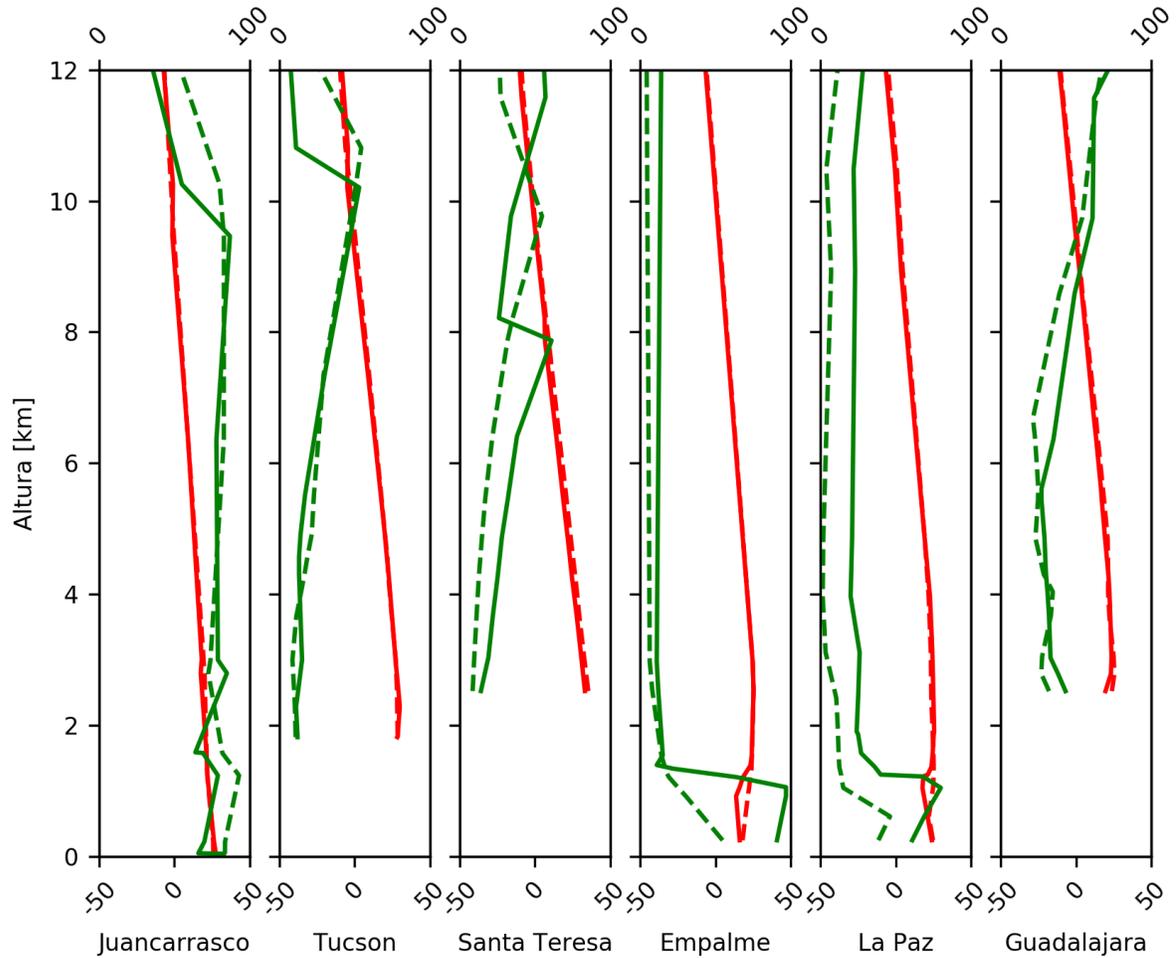
**Figura 16.** Ciclo diurno de alturas de capa límite (BLH) promediados **a)** 15 días antes y **b)** 15 días después del inicio del monzón durante los 20 años simulados con WRF. Rojo: Años con *onset* temprano, Verde: Años con *onset* normal y Negro: Años con *onset* tardío.

Por otra parte, los monzones con inicios tardíos muestran una mayor BLH antes que comience el *onset* si se comparan con monzones con inicios normales o tempranos. Si la hipótesis de que la inversión térmica sobre el GC actúa como una tapa que mantiene el aire húmedo atrapado dentro de la capa límite, es lógico suponer que mientras más se tarde en comenzar el monzón, más tiempo para desarrollarse tendrá la capa límite antes de que el mecanismo disparador logre romper la inversión y “liberar” el contenido de la capa límite.

Una vez que comienza el monzón, los monzones con inicios tardíos muestran BLH más grandes que las de los monzones con inicios normales y tempranos. Ya en la Figura 13 se encontró que durante los primeros 80 días después del inicio del monzón, los inicios tardíos acumulan más precipitación durante el mismo período de tiempo. Entonces monzones tardíos muestran grandes BLH sobre el GC antes y después del inicio del monzón, así como mayores precipitaciones monzónicas. Este resultado indica que los monzones con comienzos tardíos tienen inicios más intensos y eficientes, por una parte, han acumulado mayor cantidad de humedad y energía convectiva antes del *onset* y por otro lado se encuentran con condiciones atmosféricas y oceánicas más adecuadas y favorables para producir mayores precipitaciones.

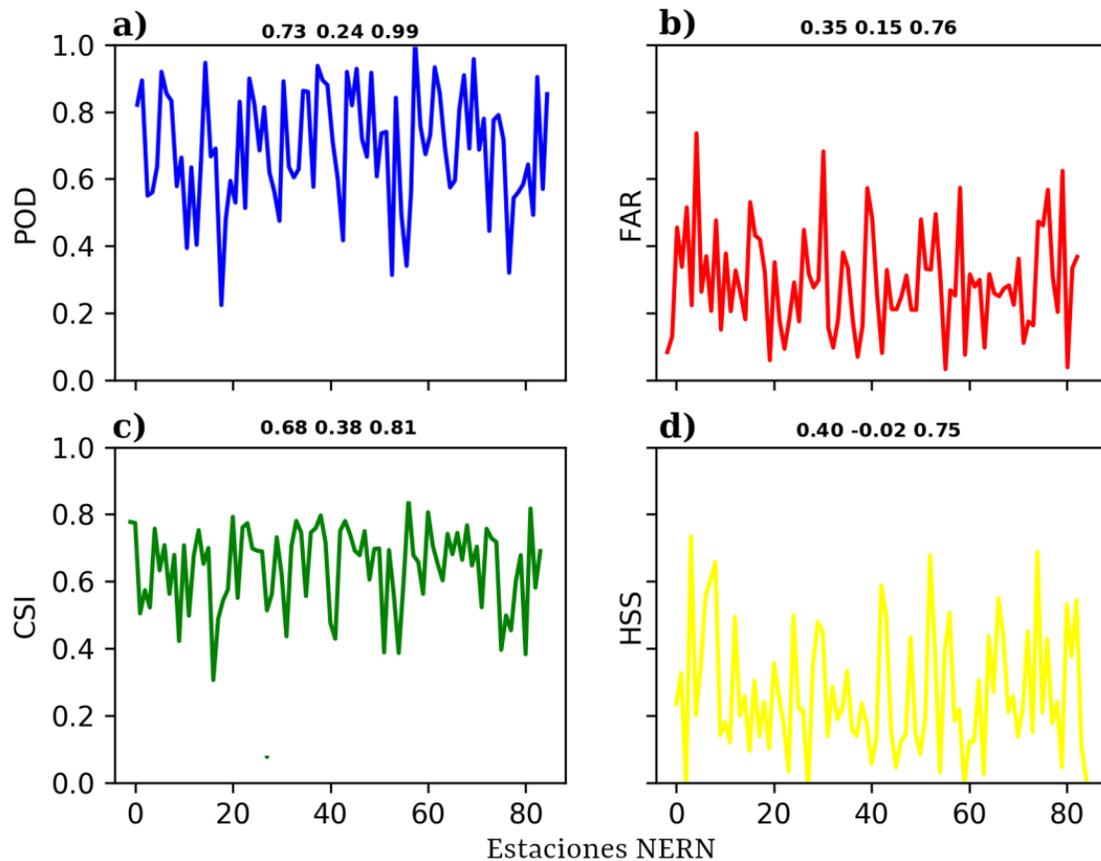
Además, se realizó una pequeña verificación visual de la temperatura y la humedad relativa sobre seis puntos sobre tierra que se corresponden con estaciones meteorológicas (pertenecientes a la Universidad de Wyoming, Tabla 3) en las que se realizan sondeos diarios. En la Figura 17 se muestra el perfil de humedad relativa (líneas verdes) y de la temperatura (líneas rojas) según el modelo WRF (líneas punteadas) y los sondeos observados en las respectivas estaciones (líneas continuas) para el periodo de estudio. Para estas series de datos no se calculó ningún estadígrafo de verificación, pero se graficaron los perfiles para verificar visualmente que el modelo estaba produciendo resultados razonables sobre tierra también. Como se puede notar, la simulación del WRF es bastante aceptable para ambas variables, aunque para las estaciones de Empalme y La Paz el modelo se muestra considerablemente seco en la capa planetaria, aunque sí mantiene las líneas de inflexión sobre las mismas capas.

En el caso de la precipitación se compararon los resultados de las simulaciones del WRF con la base de datos NERN. La manera de verificar esta variable fue mediante el uso de una tabla de contingencia (ver sección 2.2). Como se puede notar en la Figura 18, las simulaciones de la precipitación tienen una probabilidad de detección media de 0.73, que indica que, de todos los eventos de precipitación observados, cerca de tres cuartos son correctamente identificados por el modelo, mientras que el otro 25% son falsas alarmas. El CSI y el HSS tienen comportamientos similares, resaltando que el HSS siempre se reporta con valores positivos, lo que indica que los pronósticos acertados no se obtienen aleatoriamente.



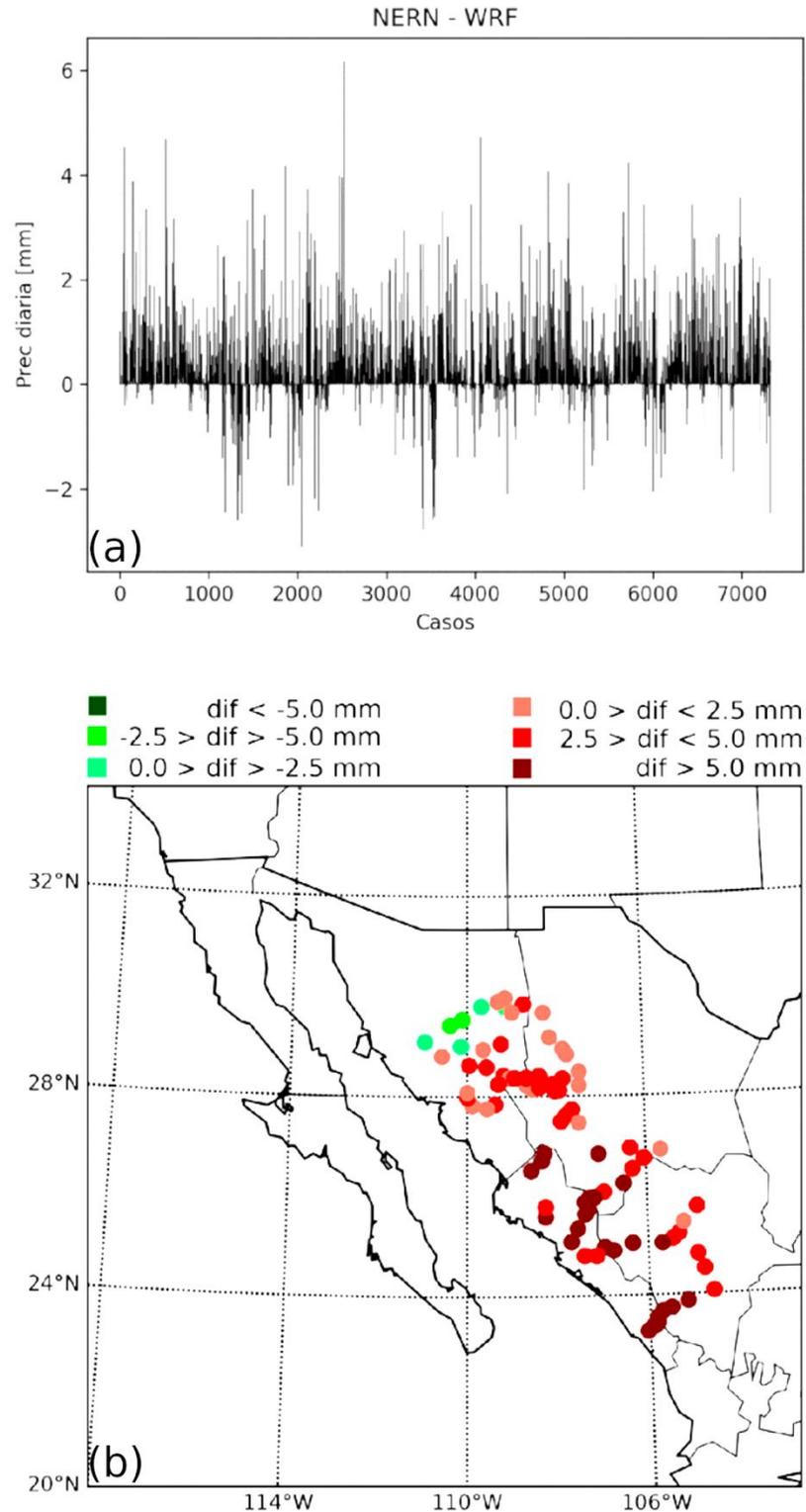
**Figura 17.** Perfil de temperatura (líneas rojas) y humedad relativa (líneas verdes) para cada una de las seis estaciones listadas en la Tabla 3. Las líneas continuas representan los datos observados (datos instantáneos, OOZ) y las líneas discontinuas los datos simulados por el WRF (OOZ). Promedios realizados para el periodo de tiempo comprendido entre el 1ro de Mayo y el 1ro de Septiembre de 2004.

En la Figura 19 se muestra la diferencia entre los estimados de precipitación según NERN y WRF [mm] para cada observación registrada por NERN, así como las diferencias medias entre los estimados de precipitación según NERN y WRF [mm] en cada una de las estaciones NERN. Analizando la Figura 19 es evidente que el WRF subestima la precipitación de manera general, principalmente en los puntos que se encuentran más cercanos al Golfo de California. La Figura 19b sugiere que las mayores subestimaciones de WRF ocurren en las áreas con mayor precipitación monzónica. Este comportamiento puede estar influenciado por varios factores, como el proceso de corrección de las propias estaciones (a mayores observaciones mayores errores se arrastran en la calibración). Otro factor influyente puede ser la propia topografía del lugar, ya que los mayores errores ocurren en las áreas con mayores elevaciones topográficas.

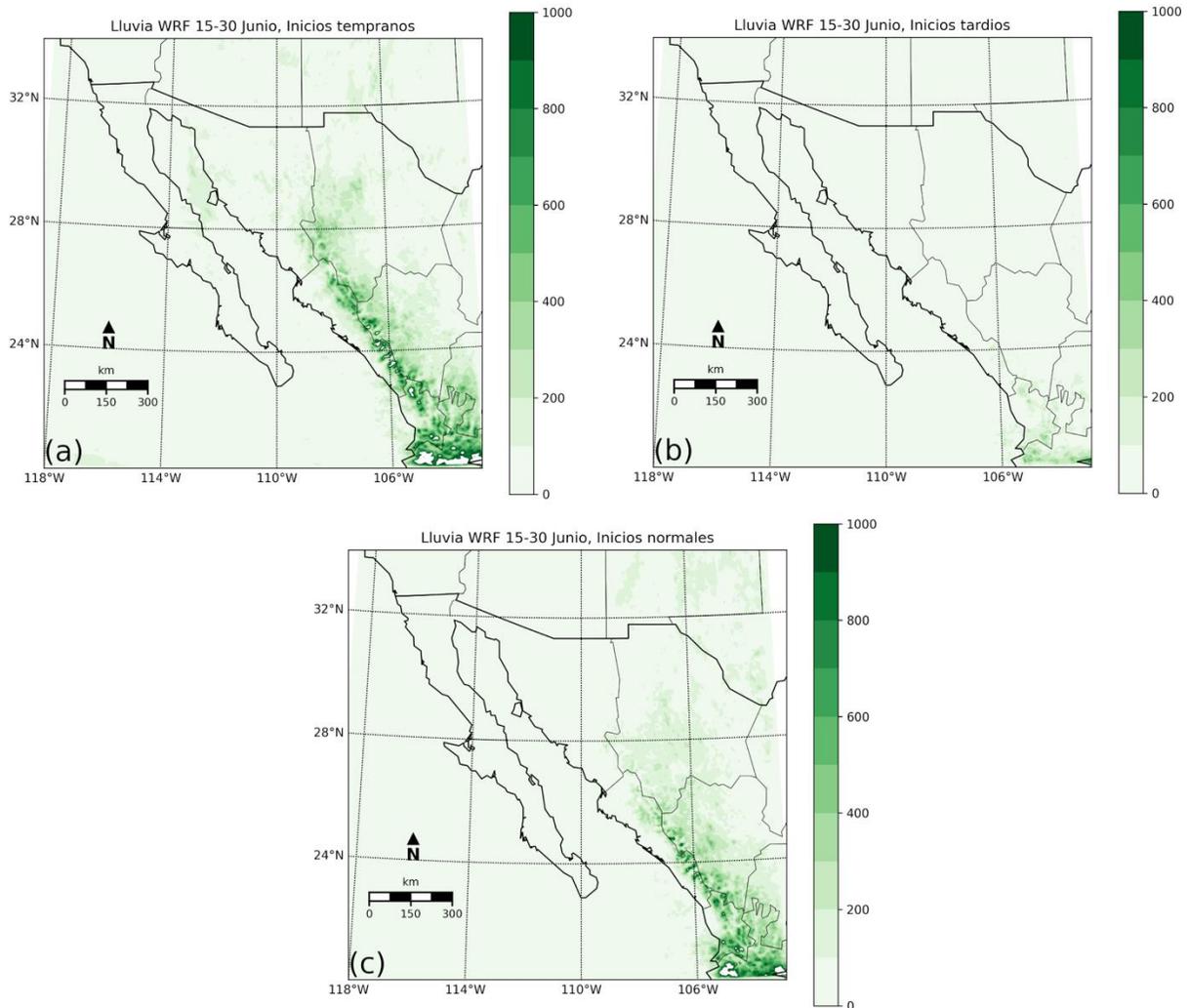


**Figura 18.** Tabla de contingencia correspondiente a la comparación entre la precipitación de WRF y la precipitación según NERN observada durante el verano de 2004 sobre el área de estudio. **a)** Probabilidad de detección (POD, línea azul), **b)** Relación de falsa alarma (FAR, línea roja), **c)** Radio de verificación (CSI, línea verde) y **d)** Índice de habilidad de Heidke (HSS, línea amarilla). Los valores en negrita en la parte superior izquierda son los valores medios de cada serie, el mínimo y el máximo respectivamente. El eje x representa cada una de las estaciones NERN.

En la Figura 20 se muestran los mapas de la precipitación media diaria obtenida en las simulaciones del WRF en dependencia de la fecha de inicio del monzón. El objetivo de analizar esta gráfica consiste en determinar si la señal de los monzones tempranos, normales o tardíos está presente en los resultados numéricos. La imagen muestra la precipitación media para el mismo periodo de tiempo (del 15 al 30 de junio) promediada según la clasificación de los monzones en dependencia de su fecha de inicio: Monzones tempranos (Figura 20a), normales (Figura 20b) y tardíos (Figura 20c). La señal aparece en los 3 conjuntos de datos promediados, mostrándose el área de la precipitación más desplazada al norte para monzones que comienzan antes de temporada y mucho más discreta y concentrada el sur en monzones con comienzo tardío, lo que demuestra que en las simulaciones numéricas sí está presente la señal climática que se busca explicar.

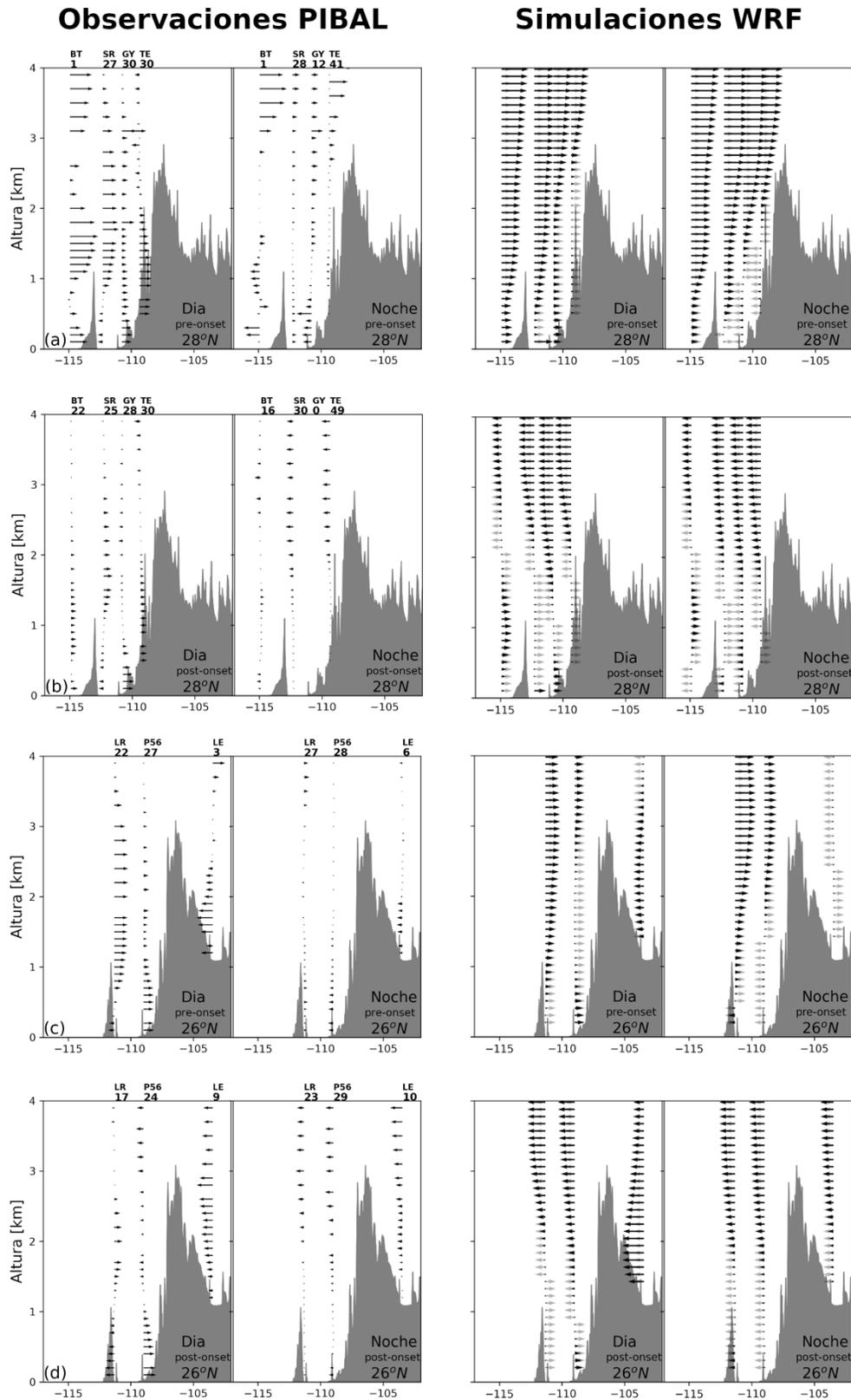


**Figura 19.** a) Diferencia entre los estimados de precipitación según NERN y WRF [mm] para cada observación registrada por NERN (precipitación diaria), y b) Diferencias medias entre los estimados de precipitación diaria según NERN y WRF [mm] en cada una de las estaciones NERN desde el 1ro de mayo y hasta el 1ro de septiembre de 2004.



**Figura 20.** Precipitación media según el WRF para el periodo comprendido entre el 15 y el 30 de junio. **a)** Monzones con inicio temprano (1984, 1995 y 2009), **b)** Monzones con inicio tardío (2003, 2011 y 2017) y **c)** Monzones con inicio normal (1990, 1996 y 2018).

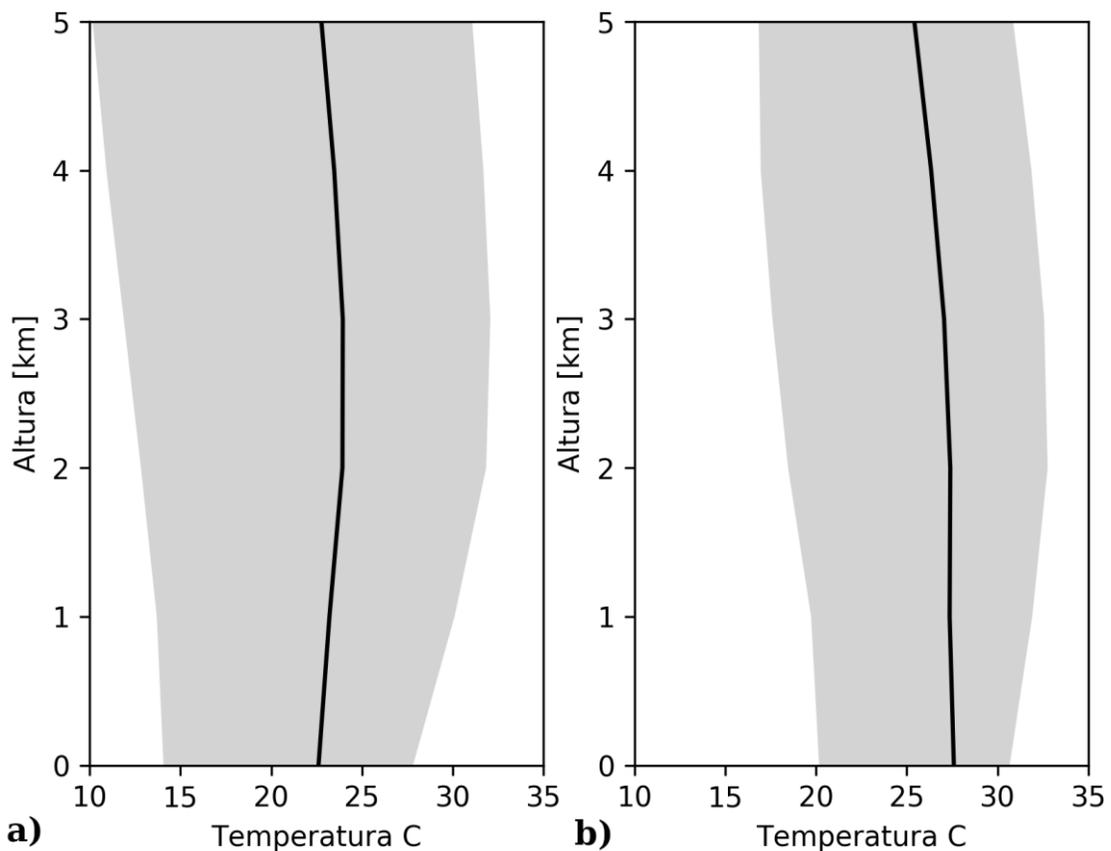
En cuanto al viento, la Figura 21 muestra una comparación entre la componente del viento  $u$  (rotada según el eje del golfo,  $\sim 325^\circ$ ) tomada de las estaciones PIBAL para el verano de 2004 y de las salidas del WRF para los mismos tiempos y espacios. Como se puede ver el modelo logra representar bien la circulación sobre el golfo. La convergencia nocturna en superficie queda bien representada, aunque no tanto la divergencia diurna en superficie. La correlación entre ambas series de datos es de 0.65, y el error cuadrático medio es 1.91. Los valores de ambas series son bastante comparables, principalmente cerca de la superficie, mientras que a mayores alturas el modelo las sobreestima ligeramente.



**Figura 21.** Secciones transversales de la componente del viento a través del golfo ( $u$ ) según las estaciones PIBAL (paneles izquierdos) y el WRF (paneles derechos), para las latitudes de  $28^\circ\text{N}$  (a, b) y  $26^\circ\text{N}$  (c, d) y para los promedios diurnos, nocturnos, *pre-onset* y *post-onset*. Las flechas negras indican el promedio de  $u$  rotada de acuerdo con el eje del golfo ( $325^\circ$ ), y las flechas grises son los vectores normalizados.

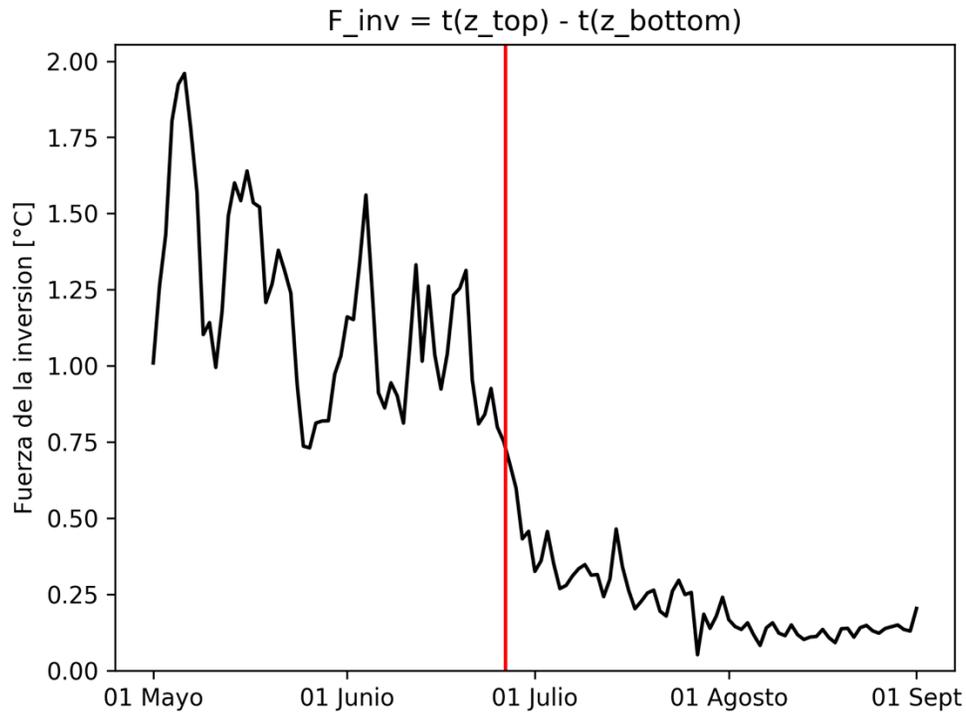
### 3.6 Distribución de la inversión de temperatura sobre el Golfo de California y el contenido de vapor de agua asociados a la fase inicial del Monzón de América del Norte.

La Figura 22 muestra los perfiles verticales de temperatura antes (Figura 22a) y después del *onset* (Figura 22b), promediados durante los 20 años simulados con el WRF y sobre el polígono negro representativo del GC delimitado en la Figura 1a. Antes del comienzo del MAN, de manera general, se observa una inversión térmica sobre el GC (Figura 22a), misma que desaparece una vez que el MAN ya ha comenzado (Figura 22b). Erfani y Mitchel (2014) encontraron esta misma señal al analizar los datos de sondeos sobre el GC del NAME 2004: una inversión térmica sobre el golfo presente antes del inicio del monzón y debilitada o ausente posterior al *onset*.



**Figura 22.** Perfiles verticales de temperatura según el WRF y promediados sobre el polígono de control (Figura 1a) para **a)** antes del inicio del MAN ( $\approx 50$  días) y **b)** después del inicio del MAN ( $\approx 70$  días) para los 20 años simulados con el modelo WRF. Las líneas continuas negras muestran los perfiles medios; las áreas sombreadas en gris representan el rango de desviación estándar de los perfiles medios.

Encontrar la misma señal en los resultados numéricos arroja confiabilidad sobre los mismos, y confirma que este comportamiento no representa el comportamiento anómalo de las observaciones puntuales de un año (2004), sino más bien el comportamiento característico de la capa planetaria del GC. Sin embargo, es importante notar que la inversión que se ve en estos resultados numéricos está en promedio sobre los 2 km de altura, mientras que la de Erfani y Mitchel sobre los 600 m.

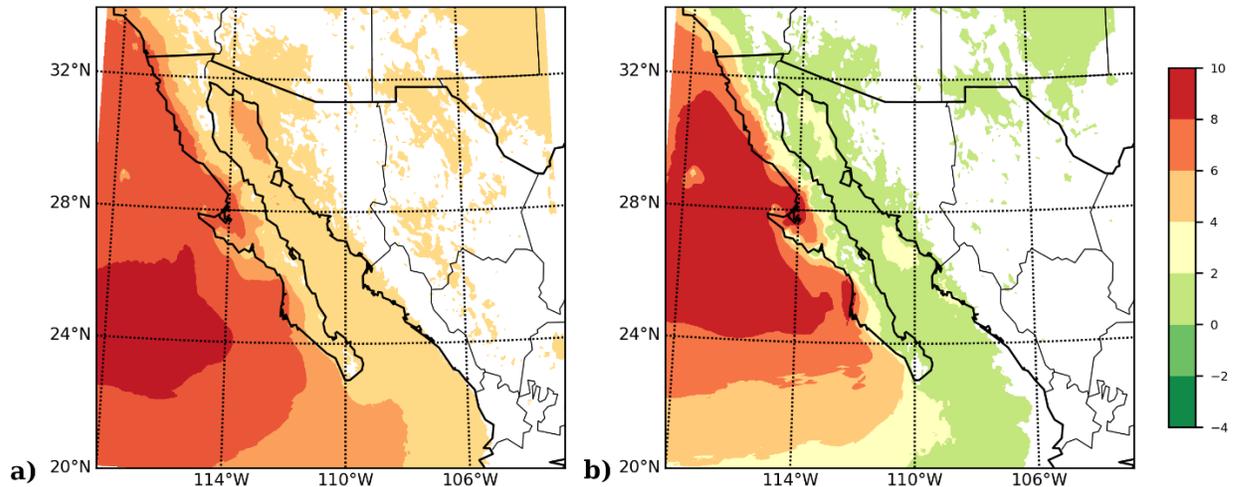


**Figura 23.** Evolución temporal de la fuerza de la inversión térmica promedio durante los 20 años simulados con el WRF. La línea roja vertical representa la fecha promedio del inicio del monzón.

La evolución de la fuerza de la inversión térmica sobre el GC se muestra en la Figura 23. La fuerza de la inversión fue calculada como la diferencia de temperatura entre el tope y la base de la capa de inversión, en °C. La Figura 23 traza la evolución de la fuerza de la inversión sobre el golfo durante los 120 días simulados con el WRF y promediada para los 20 años. La línea roja vertical es la fecha promedio del inicio del MAN. La fuerza de la inversión sobre el golfo, en promedio, puede alcanzar hasta 2 °C antes del inicio del MAN. A medida que pasan los días, se comienza a debilitar gradualmente y, cuando alcanza valores de aproximadamente 0.75 °C o menos el monzón comienza.

El campo espacial promedio de la fuerza de la inversión se muestra en la Figura 24 para 15 días antes (Figura 24a) y 15 días después del inicio del MAN (Figura 24b). La fuerza de la inversión se calculó de la

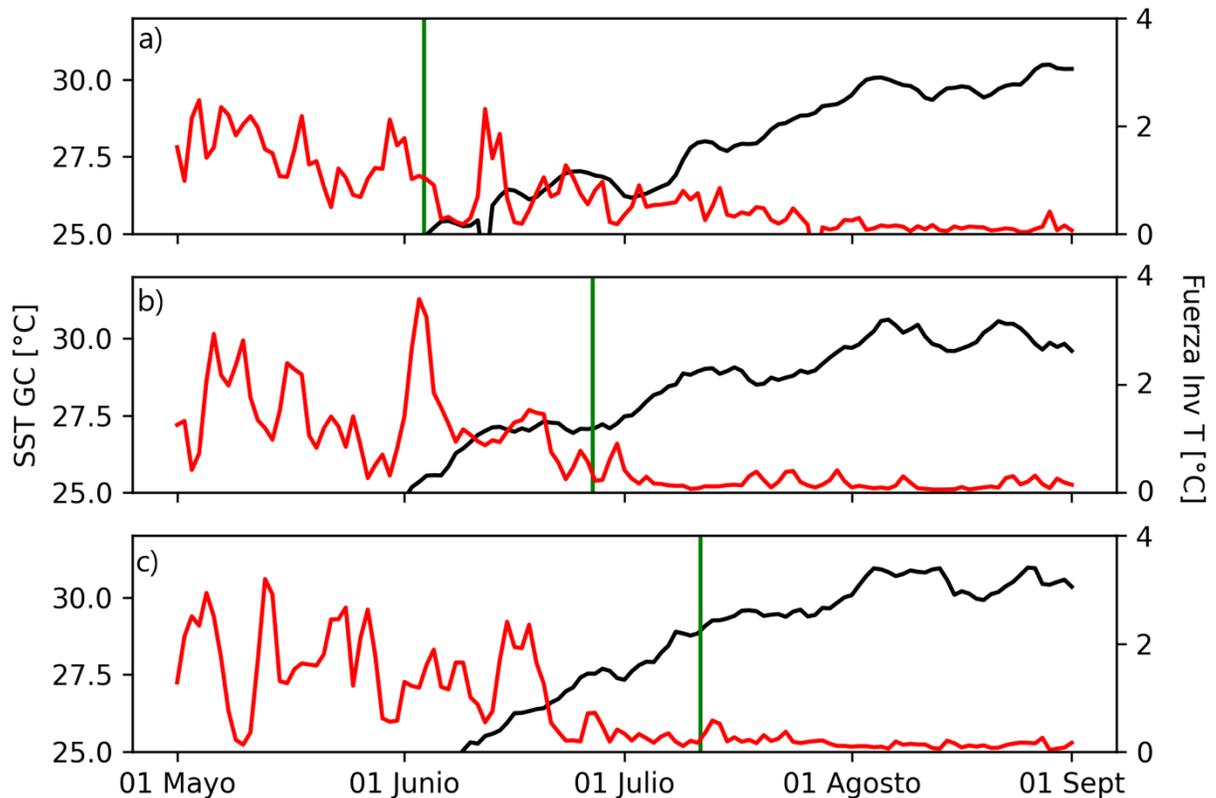
misma forma anteriormente explicada. Antes del inicio del monzón, la fuerza de la inversión sobre el GC tiene valores espaciales de entre 4 y 6 °C, mientras que posterior al *onset*, la fuerza de la inversión sobre el GC se muestra debilitada, con valores promedios entre los 0 y 2 °C.



**Figura 24.** Campos promedios de la fuerza de la inversión térmica **a)** 15 días antes del inicio del monzón, **b)** 15 días después del inicio del monzón, durante los 20 años simulados con el WRF.

En la Figura 25 se muestra el comportamiento promedio de la fuerza de la inversión (línea roja) y de la temperatura superficial del GC (línea negra) para los monzones que comienzan temprano (Figura 25a), con inicio normal (Figura 25b) y con inicio tardío (Figura 25c). La línea verde vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso. Si tomamos como referencia que la temperatura superficial del golfo promediada sobre el polígono de control (Figura 1a) alcance los 25 °C, de manera general los monzones con inicio normal comienzan aproximadamente 12 días después, mientras que los de inicio temprano lo hacen inmediatamente que las temperaturas alcanzan los 25 °C y los de inicio tardío lo hacen aproximadamente 20 días después.

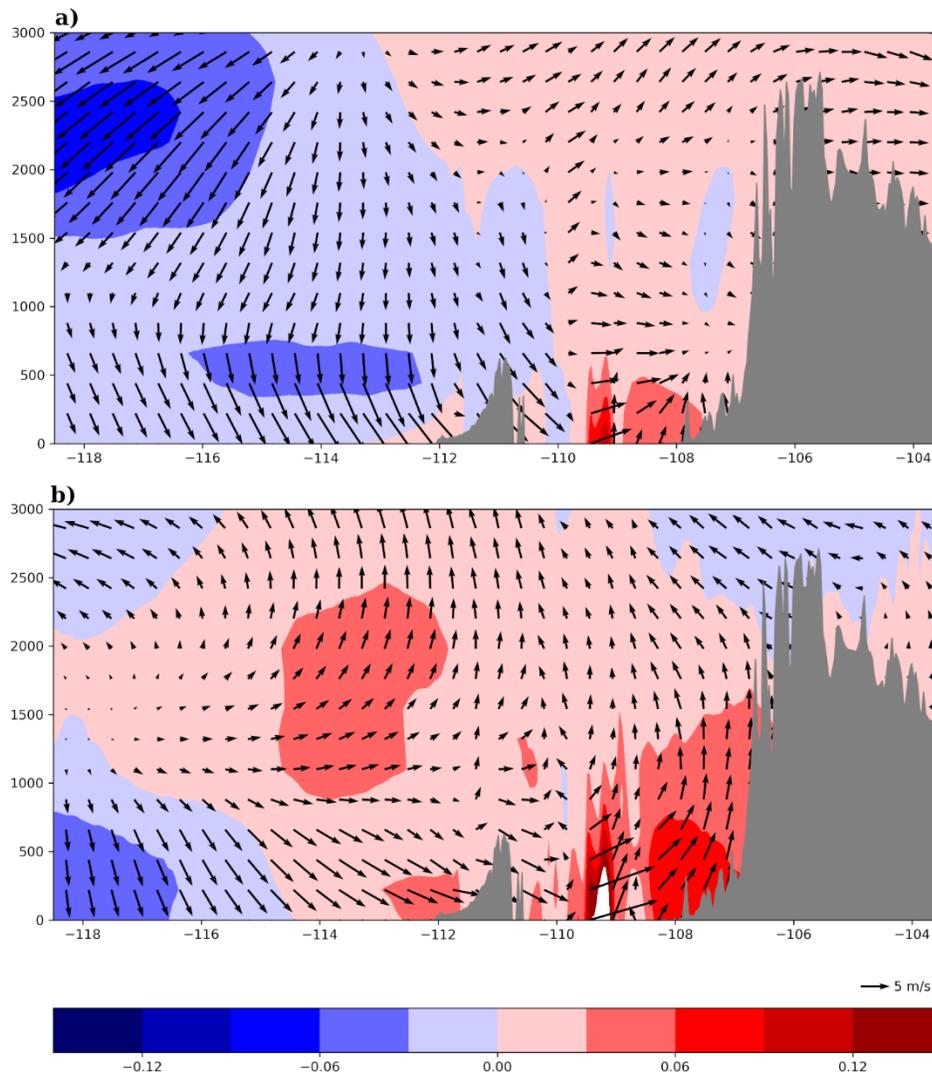
Por otro lado, la inversión térmica sobre el golfo parece debilitarse a medida que la temperatura del golfo aumenta. En los monzones que comienzan más temprano que la media, la fecha del *onset* se corresponde con la fecha del rompimiento/debilitamiento de la inversión sobre el golfo, aunque encontramos un pico a los 7 días posteriores que se corresponde con una disminución de las temperaturas superficiales del golfo. Para los monzones con inicios normales y tardíos la fecha del *onset* sucede aproximadamente 11 días después del rompimiento/debilitamiento de la inversión sobre el golfo.



**Figura 25.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la fuerza de la inversión de temperatura (línea roja) y de la temperatura superficial del GC (línea negra) para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea verde vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso.

Los resultados mostrados a continuación para el vapor de agua y contenido de humedad son correspondientes a simulaciones con el WRF para los años 1982, 1984, 1986, 1990, 1995, 1996, 2003, 2004, 2009, 2011, 2017 y 2018. En la Figura 26 se muestra el campo promedio de la convergencia del flujo de humedad para 15 días antes del inicio del monzón (Figura 26a) y 15 días después (Figura 26b). Antes del inicio del monzón (Figura 26a) sobre el GC existe ya convergencia del flujo de humedad en niveles bajos, con escasas áreas de divergencia por arriba de los 1500-2000 m de altura, mientras que sobre el OP predomina la divergencia hasta los 3000m.

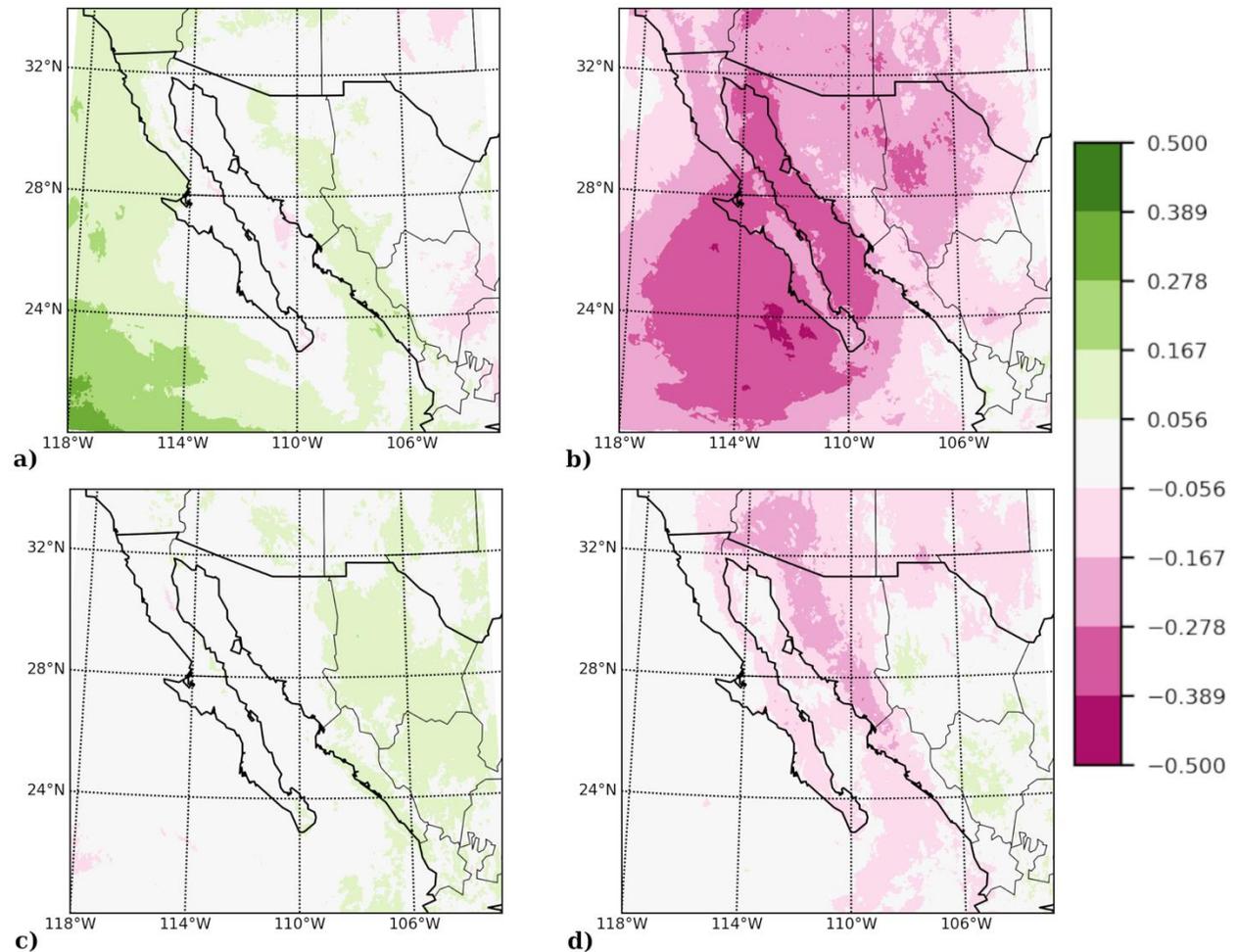
Posterior al inicio del MAN (Figura 26b), sobre el OP se incrementa la convergencia del flujo de humedad, mientras que la componente vertical del viento zonal comienza a rotarse en niveles bajos. Sobre el golfo también aumenta considerablemente la convergencia del flujo de humedad, con los mayores valores en niveles bajos sobre el centro del golfo y hacia la parte de la SMO. Esta área de convergencia se presenta en toda la columna sobre el GC hasta los 3000 m de altura.



**Figura 26.** Campos promedios de la convergencia del flujo de humedad [ $\text{kg/kg m/s}$ ] **a)** 15 días antes del inicio del monzón y, **b)** 15 días después del inicio del monzón. El campo vectorial graficado es  $(u,w)$ . El eje vertical representa la altura en m.

La Figura 27 muestra la diferencia de la distribución promedio de la razón de mezcla de vapor de agua [ $Q$ ,  $\text{kg kg}^{-1}$ ] entre el día del *onset* y 15 días antes (izquierda); y 15 días después (derecha) dentro de la capa planetaria (imágenes superiores). Las imágenes inferiores muestran la misma diferencia, pero fuera de la capa planetaria. Al comparar los campos promedios del día del *onset* con los campos promedios de 15 días antes se puede notar que tanto dentro como fuera de la PBL existe más humedad en el día de inicio del monzón que en los días anteriores (los valores verdes son diferencias positivas). En los 15 días que le siguen al inicio de la temporada, dentro de la capa planetaria, el contenido de humedad muestra un aumento considerable y lo hace prácticamente sobre todas las zonas del dominio de estudio.

Sin embargo, lo más notable es el incremento de la razón de mezcla de vapor de agua, fuera de la capa planetaria, en la zona de precipitación monzónica (principalmente sobre Sonora y Arizona, ver Figura 27d). Este incremento probablemente ocurre por contenido de humedad cedido por la capa planetaria del GC y efectivamente dirigido a la zona de precipitación monzónica. Esta hipótesis es consistente con una de las ideas centrales planteadas en este estudio sobre el papel que juega la capa planetaria del GC en la fase inicial del MAN.



**Figura 27.** Diferencia de los campos promedios de la razón de mezcla de vapor de agua acumulada ( $Q$ ) [ $\text{kg kg}^{-1}$ ] entre el día del inicio del MAN y: **a)** 15 días antes, integrando verticalmente  $Q$  dentro de la capa planetaria, **b)** 15 días después, integrando verticalmente  $Q$  dentro de la capa planetaria, **c)** 15 días antes, integrando verticalmente  $Q$  fuera de la capa planetaria, **d)** 15 días después, integrando verticalmente  $Q$  fuera de la capa planetaria. Los resultados corresponden a campos promediados de las salidas numéricas del WRF para los años 1982, 1984, 1986, 1990, 1995, 1996, 2003, 2004, 2009, 2011, 2017 y 2018.

### 3.7 Distribución de la energía cinética turbulenta y el flujo de calor sensible y calor latente asociados a la fase inicial del Monzón de América del Norte.

La ecuación de la energía cinética turbulenta (TKE) se representa a continuación en (2). El primer término de la parte izquierda de la ecuación es la derivada total de  $q(=2 \times \text{TKE})$  mientras que el segundo término representa la re-distribución vertical de  $q$  ( $WT$ ). Los términos en la parte derecha de la ecuación representan la producción (o consumo) de la TKE por efectos de la flotabilidad ( $P_b$ ), la producción de la TKE por efectos de la cizalladura del viento ( $P_s$ ), y la disipación viscosa de la TKE mediante su conversión en calor ( $\varepsilon$ ).

$$\frac{d(q^2/2)}{dt} - \frac{\partial}{\partial z} \left[ l_m q S_q \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{q^2}{2} \right) \right] = P_s + P_b - \varepsilon \quad (2)$$

En el esquema de Nakanishi y Niino el doble de la TKE por unidad de masa se parametriza de acuerdo con la Ecuación (3) (Nakanishi y Niino, 2004). La contribución a la turbulencia por la cizalladura del viento se muestra en la Ecuación (4), la contribución de la flotabilidad en la Ecuación (5) y la disipación en la Ecuación (6) (Nakanishi y Niino, 2004):

$$q^2 = \beta_1 \frac{l_m}{q} \left( -u'w' \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{g}{\theta_v} \right) \quad (3)$$

$$P_s = -(u'w') \frac{\partial u}{\partial z} - (v'w') \frac{\partial v}{\partial z} \quad (4)$$

$$P_b = \beta_1 g (w' \theta_v') \quad (5)$$

$$\varepsilon = \frac{q^3}{\beta_1 l_m} \quad (6)$$

donde  $\beta_1$  es una constante de cerradura,  $l_m$  es la escala de longitud,  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $\theta_v$  es la temperatura potencial.

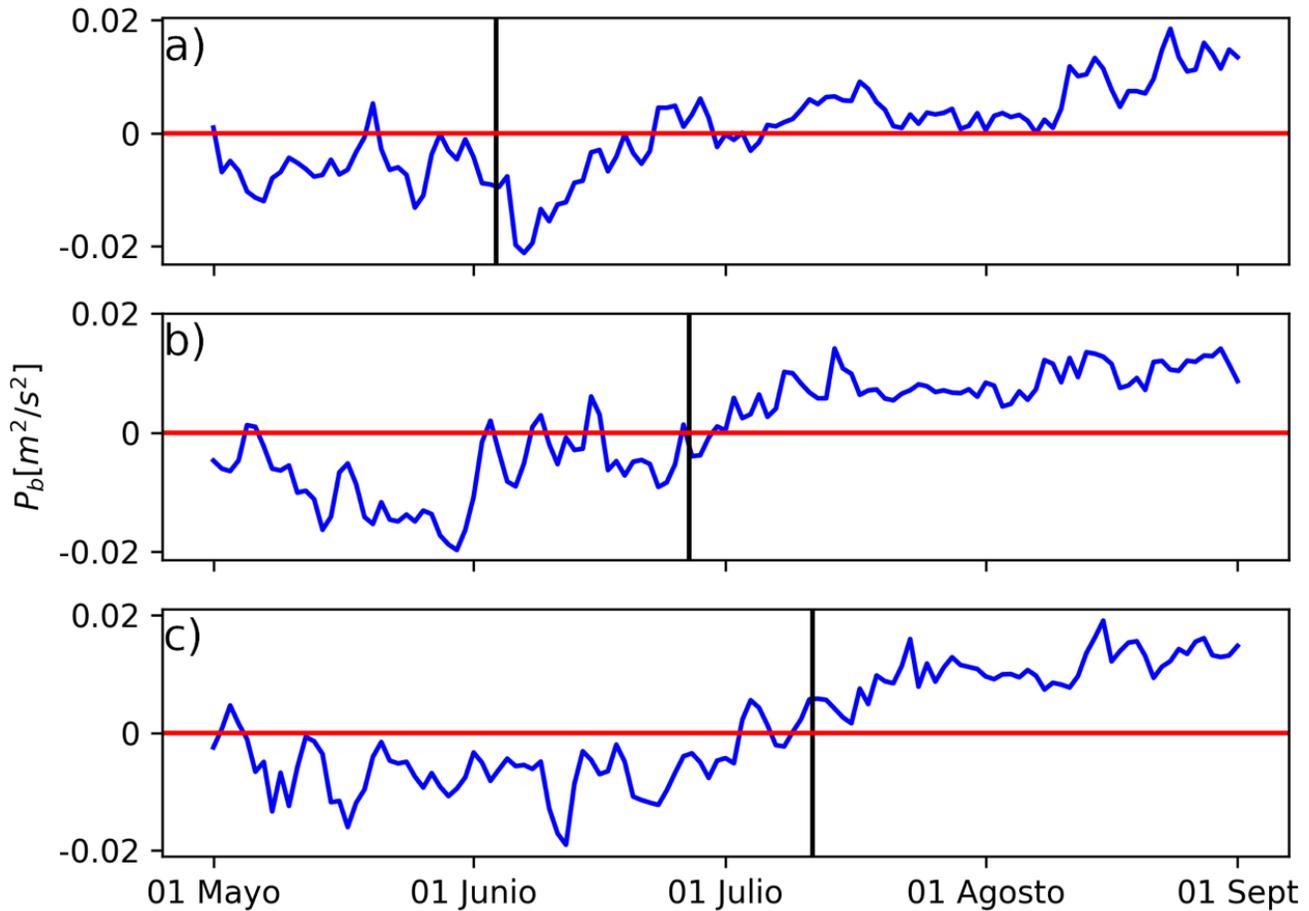
En la Figura 28 se muestran las series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la producción (valores positivos) o consumo (valores negativos) de la turbulencia debido a la flotabilidad sobre el Golfo de California para monzones con: a) inicio temprano, b) inicio normal y c) inicio tardío. De manera general antes del inicio del MAN la flotabilidad consume turbulencia y a medida que aumenta la temperatura superficial de las aguas del GC (ver Figura 25), la flotabilidad comienza a producir turbulencia, manteniéndose con valores positivos casi siempre una vez que el monzón ha comenzado. Los valores promedios de esta variable oscilan entre los  $-0.02$  y los  $0.02 \text{ m}^2/\text{s}^2$ .

En la Figura 29 se muestra la distribución espacial de la contribución a la TKE por la flotabilidad promediada para los 20 años simulados. La imagen de la izquierda representa la diferencia entre el campo promedio del día en que comenzó el monzón y 15 días antes del mismo, mientras que la imagen de la derecha es la diferencia entre el campo promedio del día en que comenzó el monzón y 15 días después. El color rojo implica que los valores promedios encontrados el día del *onset* son más pequeños que el día con el que se está comparando; los colores azules significan que los valores promedios encontrados el día del *onset* son mayores que el día con el que se está haciendo la comparación.

El día del *onset* se produjo en promedio mayor turbulencia por flotabilidad en gran parte del OP y en la entrada del GC en comparación con el 15 días antes. Dentro del golfo no se presentan resultados significativos si comparamos los valores del día del *onset* y 15 días antes. Sin embargo, 15 días después la zona oeste del GC muestra un aumento de la turbulencia generada por la flotabilidad al compararla con la turbulencia generada durante el día del *onset*.

Debido a que promediar valores de diferentes signos puede ocultar en ocasiones la verdadera naturaleza de los cambios (ver sección 2.5), se produjo la Figura 30, en la que solo se muestra el cambio del signo (sin incluir los valores) de la distribución espacial de la contribución a la TKE por la flotabilidad entre el día del *onset* y 15 días antes y después. Para generar esta figura los valores negativos se definieron siempre como  $-1$ , y los positivos como  $+1$ . De esta forma, al tomar la diferencia de los campos queda asegurado que los valores resultantes iguales a cero significan que no hubo cambio en el signo de la variable, los valores resultantes iguales a  $-2$  (azul) significan que el signo cambió de negativo a positivo y los valores resultantes iguales a  $+2$  (rojo) significan que el cambio fue de positivo a negativo.

En la Figura 30a se puede ver que 15 días antes del día del *onset*, la flotabilidad tuvo el mismo signo en casi toda el área de estudio que el día de inicio del monzón, excepto por pequeñas zonas dentro del golfo. En contraste, en la Figura 30b los valores azules están mostrando cómo en esa área el día del *onset* la flotabilidad tenía valores negativos que cambiaron a positivos 15 días después.

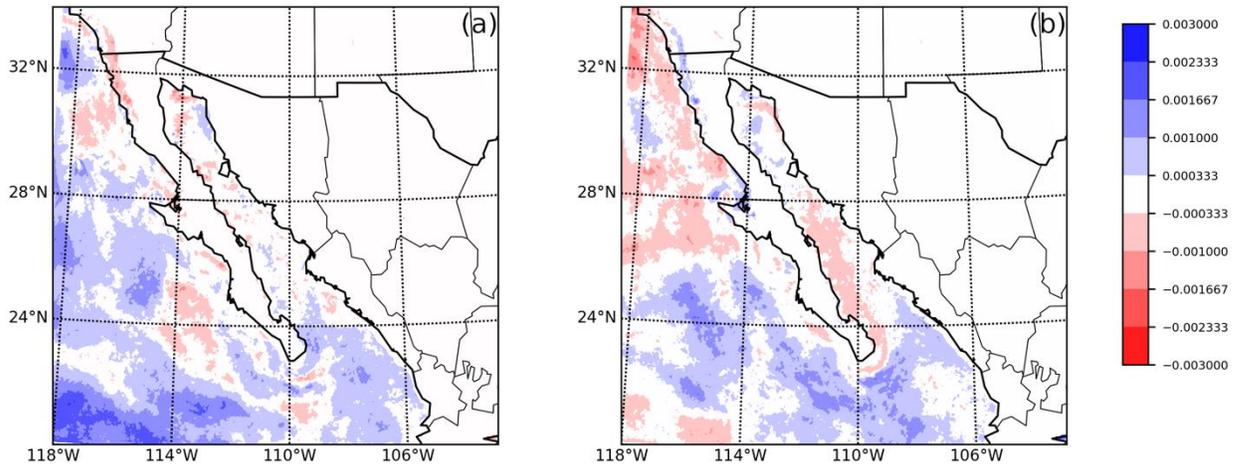


**Figura 28.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la producción (valores positivos) o consumo (valores negativos) de la turbulencia debido a la flotabilidad sobre el Golfo de California para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea negra vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso y la línea horizontal roja delimita el cero.

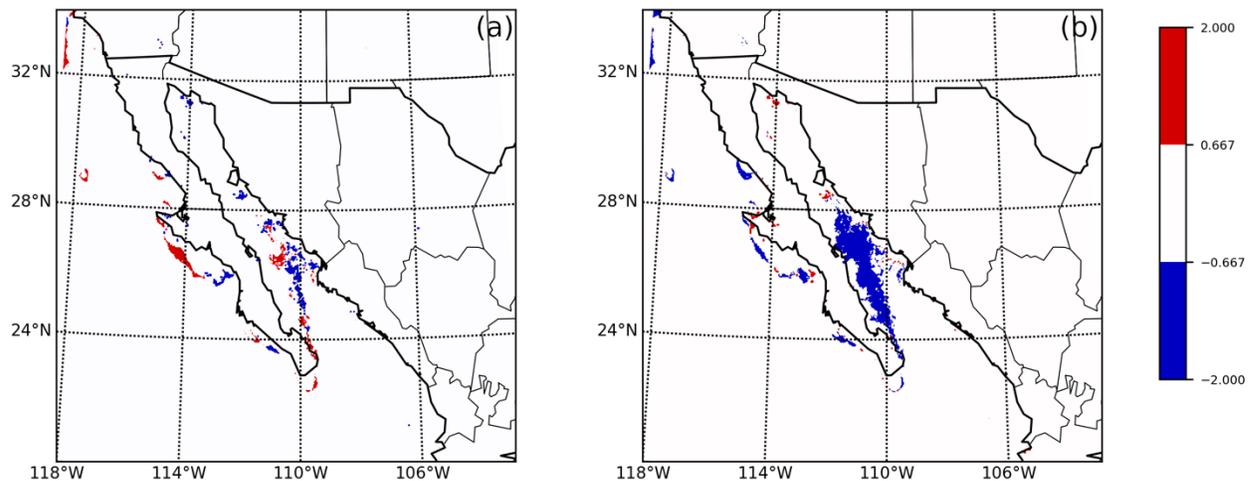
En la Figura 31 se muestran las series de tiempo obtenidas de las simulaciones del modelo WRF de la producción de la turbulencia debido a la cizalladura del viento ( $P_s$ ) sobre el Golfo de California para monzones con: a) inicio temprano, b) inicio normal y c) inicio tardío. La cizalladura del viento siempre produce turbulencia, pero la ocurrencia de ésta depende de si la flotabilidad también genera turbulencia o consume la que está generando la cizalladura del viento. En la Figura 31 se puede notar que esta variable

no parece tener una relación clara con la fecha del inicio del MAN. Las series de tiempo se muestran de manera general ruidosas; la serie de tiempo de los monzones con inicios tardíos (Figura 31c) es la que menos ruido presenta. En todas las series de tiempo se muestran picos que probablemente están relacionados con eventos meteorológicos (sistemas convectivos de mesoescala, ciclones tropicales, etc.) que no se eliminaron del todo durante el promedio de estas.

**Figura 29.** Diferencia entre los campos espaciales de la contribución a la energía cinética turbulenta por la flotabilidad



$P_b$  [ $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ] dentro de la capa planetaria promediados sobre los 20 años simulados con el WRF entre el día del inicio del MAN y: **a)** 15 días antes, **b)** 15 días después.

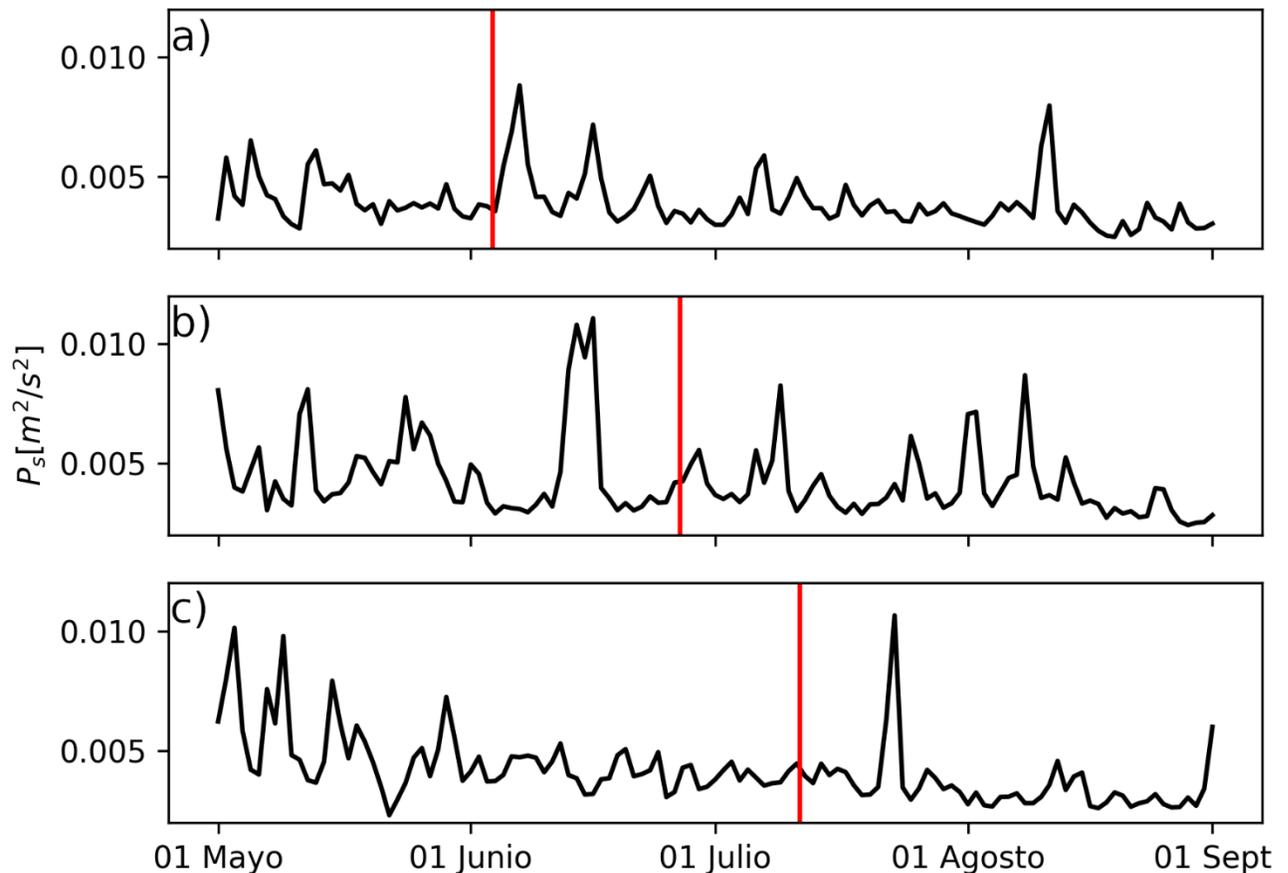


**Figura 30.** Diferencia entre el signo del campo promedio de la contribución a la energía cinética turbulenta por la flotabilidad dentro de la capa planetaria del GC entre el día del inicio del MAN y: **a)** 15 días antes **b)** 15 días después.

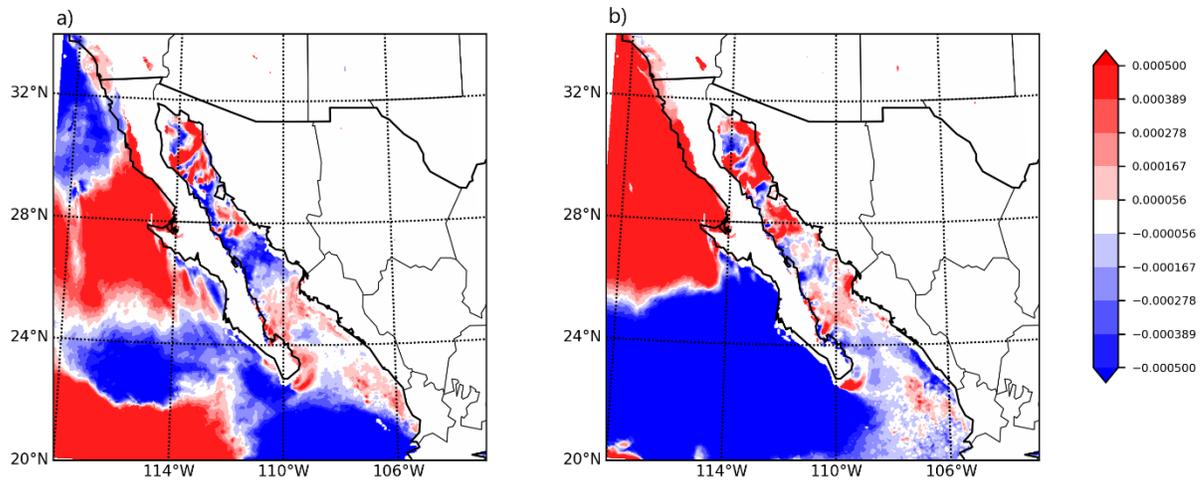
En la Figura 32 se muestra la distribución espacial de la contribución a la TKE por la cizalladura vertical del viento ( $P_s$ ) en promedio para los 20 años simulados. La imagen de la izquierda representa la diferencia

entre el campo promedio del día en que comenzó el monzón y 15 días antes del mismo. Mientras que la imagen de la derecha es la diferencia entre el campo promedio del día en que comenzó el monzón y 15 días después. Los colores rojos implican que los valores promedio encontrados el día del *onset* son mayores que el día con el que se está comparando; los colores azules significan que los valores promedio encontrados el día del *onset* son menores que el día con el que se está haciendo la comparación.

De manera general la zona del GC no muestra un patrón definido en cuanto a los cambios de la turbulencia generada por la cizalladura del viento en referencia al día de inicio del monzón. Los cambios dentro del golfo más notables ocurrieron en la entrada del golfo, en la que 15 días después del *onset* la cizalladura del viento produce más turbulencia en relación con el día de inicio.



**Figura 31.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la producción de la turbulencia debido a la cizalladura del viento sobre el Golfo de California para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea roja vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso.



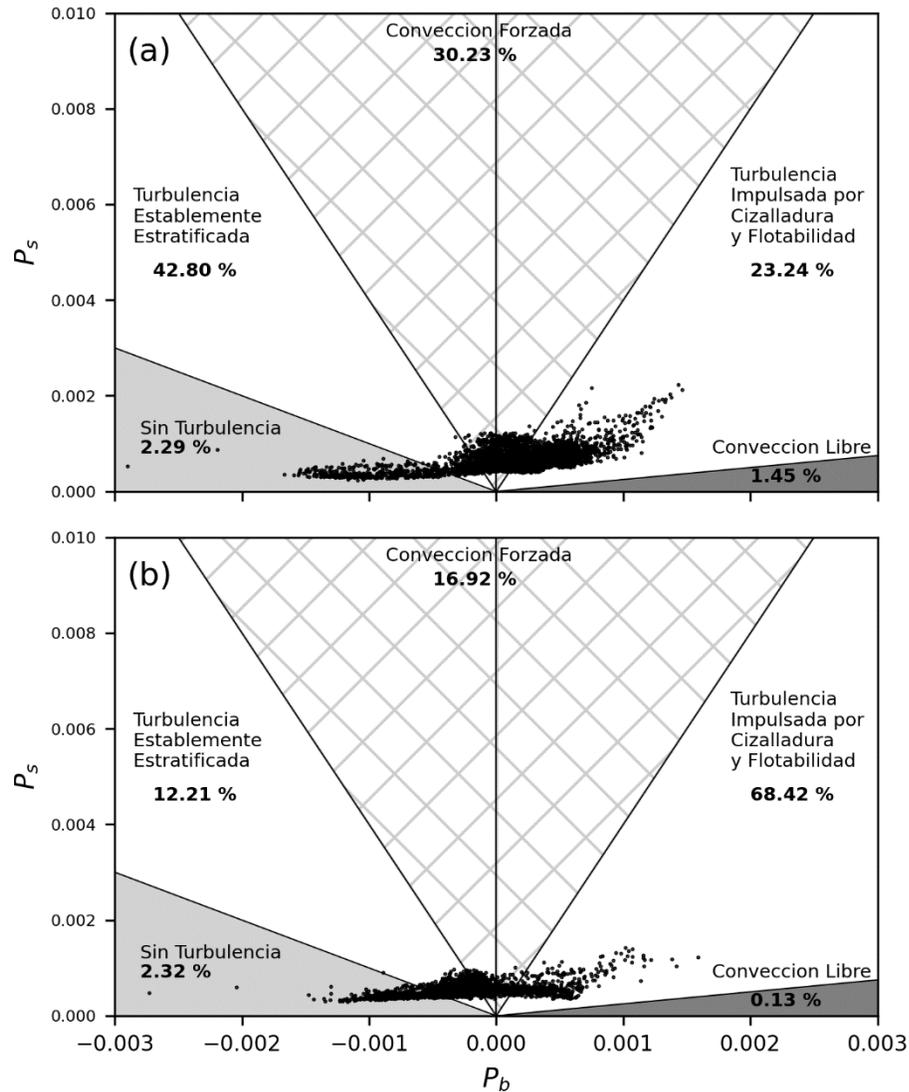
**Figura 32.** Diferencia entre los campos promedios de la contribución a la energía cinética turbulenta por la cizalladura vertical del viento  $P_s$  [ $m^2 s^{-2}$ ] dentro de la capa planetaria y durante los 20 años simulados con el WRF entre el día del inicio del MAN y: **a)** 15 días antes, **b)** 15 días después.

En las imágenes anteriores se ha podido ver cómo tanto la flotabilidad como la cizalladura del viento contribuyen a la generación de la turbulencia dentro del Golfo de California. Sin embargo, para poder mostrar dichos resultados se requirió del promedio de las variables en cuestión, con la intención de mostrar patrones climáticos. Para eliminar el tener que promediar las variables y analizar las distribuciones completas, se repitió el mismo procedimiento utilizado para obtener la Figura 9 para crear una nueva imagen que muestre los regímenes aproximados de convección libre y forzada, pero para los resultados de las simulaciones numéricas (Figura 33).

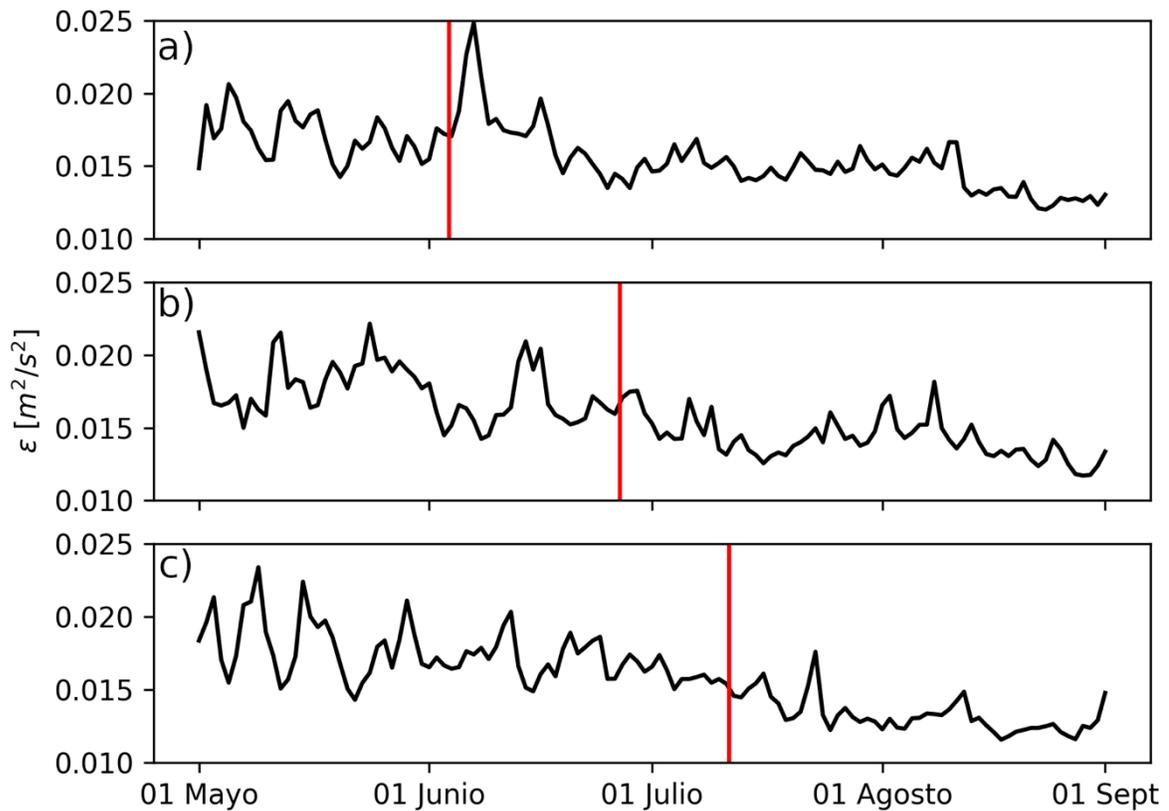
En la Figura 33 se muestran dichos regímenes utilizando las simulaciones del WRF solo dentro de la capa planetaria del GC, para los 20 años simulados y para a) 15 días antes del *onset* y, b) 15 días después del *onset* del MAN. Para mejor comprensión de la Figura 33 ver la explicación realizada para la Figura 9 en la sección 3.2

Además de la turbulencia que generan ambas variables, existen otros términos involucrados en la ecuación de la TKE, como es la disipación y el transporte turbulento. En la Figura 34 se muestran las series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la disipación de la turbulencia ( $\epsilon$ ) sobre el Golfo de California para monzones con: a) inicio temprano, b) inicio normal y c) inicio tardío. Los valores promedios de esta variable oscilan entre  $0.010$ - $0.025 m^2/s^2$ , que es el mismo orden de magnitud que tiene la turbulencia generada por la flotabilidad. Este término es siempre negativo en la ecuación de la TKE y constituye la destrucción de turbulencia debido a procesos viscosos. En la Figura 34 se puede ver como la disipación

sobre el golfo es siempre un poco mayor antes de que comience el monzón y sus valores comienzan a disminuir una vez que éste ya ha comenzado. Los monzones con inicios tempranos son los que, después del *onset*, presentan mayores valores de disipación, mientras que los menores valores de disipación después del *onset* ocurrieron en los monzones con inicios tardíos.



**Figura 33.** Regímenes aproximados de convección libre y forzada (adaptado de Stull, 2012) para los resultados de las simulaciones numéricas: **a)** 15 días antes del inicio del monzón, **b)** 15 días después del inicio del monzón. El rango  $-0.25 \leq BR \leq 0.25$  está sombreado, el sombreado gris claro representa  $BR \geq 1.0$  y el sombreado gris es para  $BR \leq -4.0$ . El régimen de estratificación estable se encuentra entre  $0.25 < BR < 1.0$ , mientras que la turbulencia impulsada por la cizalladura del viento y la flotabilidad corresponde al rango  $-4.0 < BR < -0.25$ . El porcentaje de observaciones encontradas para cada régimen está resaltado en negritas.



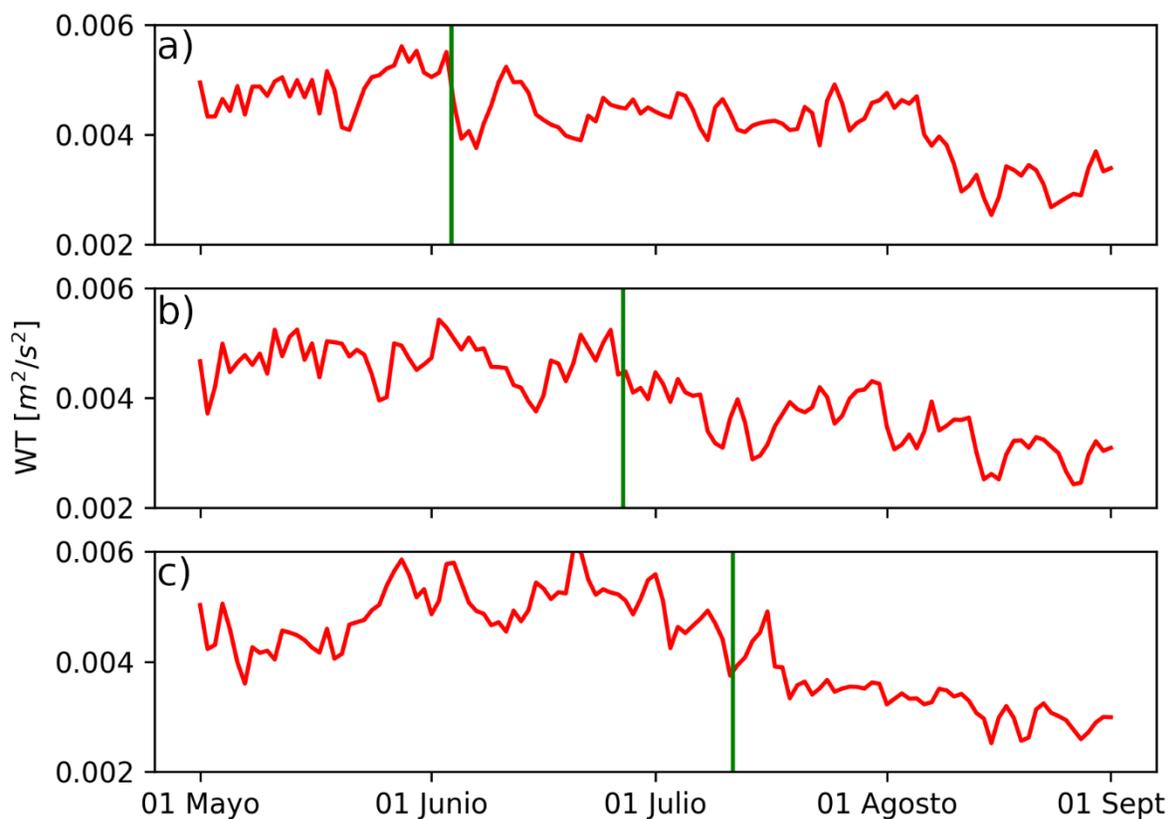
**Figura 34.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la disipación de la turbulencia [ $\varepsilon$ ,  $m^2 s^{-2}$ ] sobre el Golfo de California para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea roja vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso.

En la Figura 35 se muestran las series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF del transporte vertical de la turbulencia ( $WT$ ) sobre el Golfo de California para monzones con: a) inicio temprano, b) inicio normal e c) inicio tardío. Esta variable es el término de la ecuación de la TKE (2) que redistribuye la TKE entre diferentes alturas dentro de la capa límite; una pequeña fracción de la TKE de la capa límite planetaria puede perderse debido a ondas de gravedad internas que se propagan hacia arriba excitadas por la turbulencia que perturba la parte superior la capa límite.

La turbulencia horizontal es siempre mayor que la turbulencia vertical. Esta variable tiene un orden de magnitud menor que las otras y sus valores promedios oscilan entre  $0.002-0.006 m^2/s^2$ . En la primera mitad de la capa planetaria este término es generalmente negativo (en capas límites convectivas), y se vuelve positivo en la mitad superior de la PBL. El transporte vertical de la turbulencia depende en gran medida de si en la capa en cuestión hay convergencia o divergencia del flujo. La convección que ocurre sobre el GC no es comparable a la convección que ocurre, por ejemplo, en la SMO. Al despreciar la

contribución de sistemas meteorológicos de escalas mayores y centrándonos solamente en escalas locales, entonces la velocidad vertical turbulenta sobre las aguas del golfo se asocia con el ciclo diario de convergencia/divergencia que provocan el sistema de brisas imperante sobre la zona y que fue descrito en la sección 2.3.

Los resultados de la Figura 35 son todos valores positivos, esto debido a que son promedios dentro de toda la capa planetaria del GC. Estos valores, al igual que los de la disipación, tienden a ser mayores previos al inicio del monzón y luego que este comienza, los valores comienzan a disminuir gradualmente, notando la mayor disminución en los monzones con inicios tardíos.

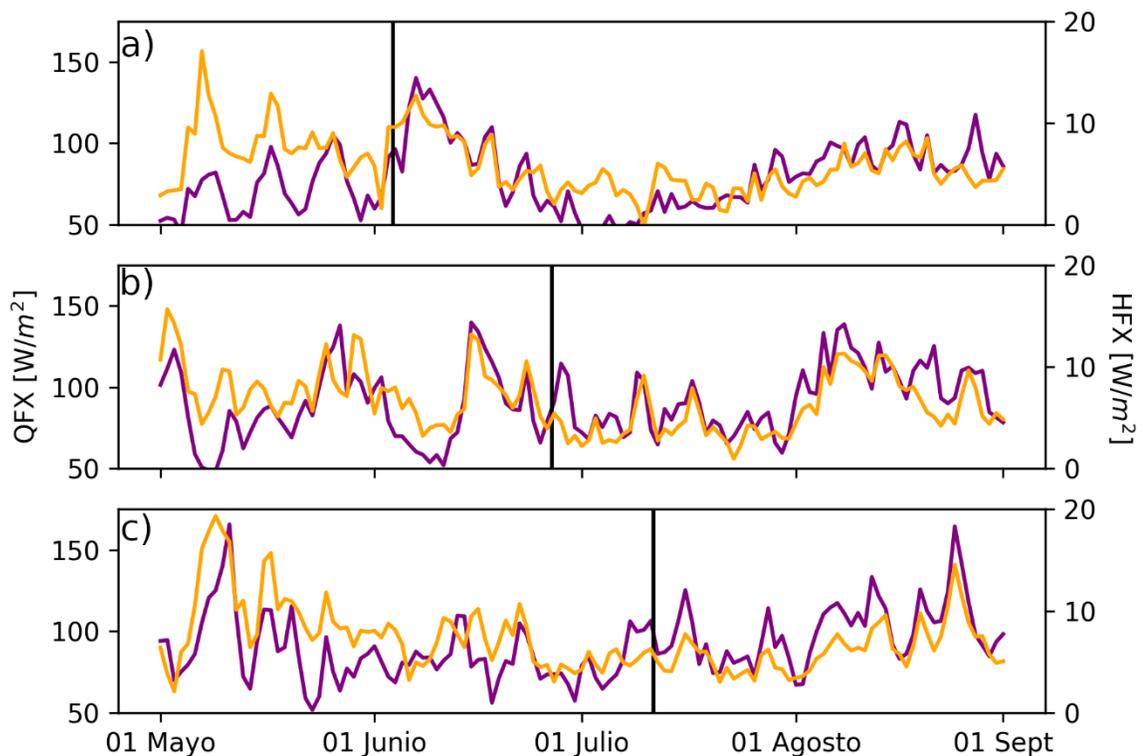


**Figura 35.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF del transporte turbulento de la TKE ( $WT$ , [ $m^2 s^{-2}$ ]) sobre el Golfo de California para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea verde vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso.

El WRF también calcula los flujos de calor sensible y calor latente en la superficie. Se analizó el flujo de calor en la superficie y hacia arriba (sensible y latente), así como el flujo de calor latente acumulado en la superficie. El flujo de calor latente es el flujo de calor desde la superficie de la Tierra hacia la atmósfera

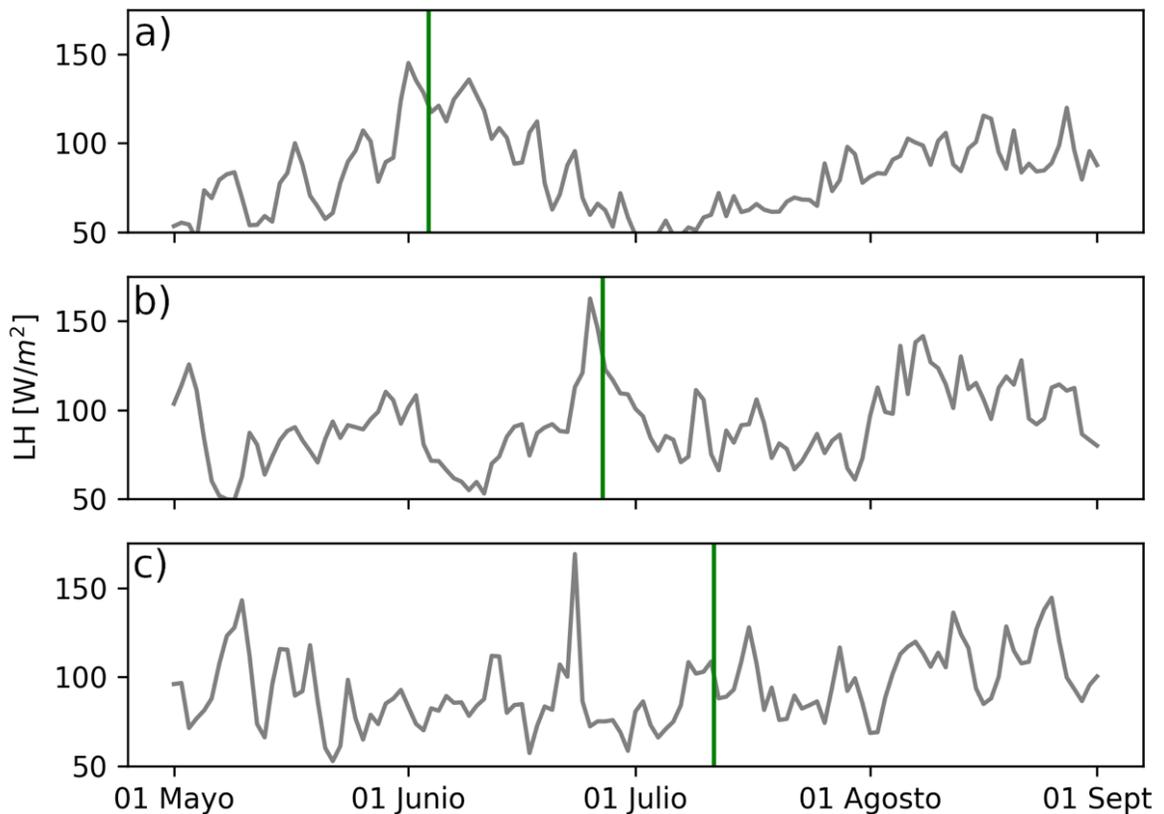
que está asociado con la evaporación del agua en la superficie y la subsiguiente condensación del vapor de agua en la tropósfera. El flujo de calor sensible es el flujo de calor conductor desde la superficie de la tierra hacia la atmósfera, o viceversa, en dependencia de cuál de los dos cuerpos está más caliente.

En la Figura 36 se muestran las series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF del flujo de calor sensible (HFX [ $W/m^2$ ], color naranja) y el flujo de calor latente (QFX [ $W/m^2$ ], color morado) desde la superficie del GC hacia la PBL, para monzones con: a) inicio temprano, b) inicio normal e c) inicio tardío. La línea negra vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso. El flujo de calor latente es de un orden de magnitud mayor que el flujo de calor sensible. Ambas series de tiempo muestran comportamientos extremadamente similares, como era de esperarse. Los valores medios oscilan entre 50-100  $W/m^2$  (flujo de calor latente) y 0-10  $W/m^2$  (flujo de calor sensible). Para los monzones con inicios tempranos e inicios normales, los picos máximos de ambas series ocurren alrededor de la fecha del inicio, mientras que para los monzones con inicios tardíos los picos máximos ocurren bien alejados del *onset*. Los monzones con inicios tempranos muestran los valores más pequeños de ambos flujos después del inicio del MAN.



**Figura 36.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF del flujo de calor sensible (HFX [ $W/m^2$ ], color naranja) y el flujo de calor latente (QFX [ $W/m^2$ ], color morado) desde la superficie del GC hacia la PBL, y promediados sus valores instantáneos para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea negra vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso.

En la Figura 37 se muestran las series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF del flujo de calor latente acumulado ( $LH[W/m^2]$ ) en la superficie del GC, para monzones con: a) inicio temprano, b) inicio normal y c) inicio tardío. La línea verde vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso. Los valores medios en los tres casos son cercanos a  $100 W/m^2$ . Para todos los monzones estudiados (inicios tempranos, normales y tardíos), el máximo valor del flujo acumulado de calor latente en la superficie del Golfo de California ocurre días antes del *onset* (aproximadamente 3 días antes en los inicios tempranos, 2 días antes en los normales y 15 días antes en los tardíos). Los mayores flujos de calor latente acumulado en la superficie posterior al inicio del MAN se encuentran en los monzones con inicios tardíos, y los menores en los monzones con inicios tempranos.



**Figura 37.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF del flujo de calor latente ( $LH[W/m^2]$ ) acumulado en la superficie del GC, para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea verde vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso.

## Capítulo 4.      Discusión

---

Debido a que la mayor parte de la precipitación total anual del noroeste de México se recibe entre junio y septiembre (durante la temporada monzónica), el estudio de la variabilidad interanual del Monzón de América del Norte ha constituido hasta la actualidad un tema de gran interés científico. En el estudio de la variabilidad interanual el primer paso consiste en definir objetivamente la fecha de inicio del monzón.

En la Figura 12 se muestra la variabilidad interanual de la precipitación media diaria y de la fecha de inicio del MAN desde 1982 y hasta el 2018 utilizando el criterio de 2 mm/día por cinco días consecutivos sobre el polígono terrestre definido en la Figura 1 y a partir de los datos de precipitación de CHIRPS. La fecha promedio de inicio del MAN se definió como el 19 de junio y fueron clasificados como monzones con inicios tardíos todos los que comenzaron en fechas posteriores al percentil 85 (28 de junio), como monzones con inicios tempranos todos los que comenzaron en fechas previas al percentil 15 (5 de junio) y, monzones con inicio normal a los que comenzaron entre el 5 y el 28 de junio. La fecha promedio del *onset* calculada en el presente trabajo (19 de junio) concuerda con la encontrada en estudios previos (20 de junio, Xu et al., 2004 y 17 de junio Higgins et al., 1999).

La Figura 13 muestra que durante los primeros 80 días después del inicio del monzón, los inicios tempranos se asocian con menos precipitación media diaria, mientras que los inicios tardíos acumulan más precipitación media diaria durante el mismo período de tiempo. Este resultado está en contraste con el encontrado por Higgins et al. (1999), en el que se relaciona a monzones tardíos con un déficit de precipitación monzónica.

En el estudio realizado por Higgins et al. (1999) se estudió la variabilidad interanual de la precipitación monzónica sobre tres regiones que los autores llamaron AZNM, NWMEX, SWMEX desde 1963 y hasta 1988. De esas tres regiones y por la localización de nuestro polígono definido para el estudio de la precipitación (polígono blanco en la Figura 1a), la región comparable para los resultados del presente trabajo es NWMEX. Higgins et al. (1999) correlacionaron las fechas del inicio del MAN con las anomalías de la precipitación para los meses de junio, julio, agosto y septiembre. De acuerdo con los autores las anomalías de la precipitación durante la temporada monzónica en NWMEX no está correlacionada significativamente con la fecha del inicio del monzón (correlación de -0.32). En el mismo estudio los autores clasificaron entonces a los monzones en tempranos y tardíos en relación con la fecha del *onset*. Al volver a analizar las anomalías (%) de la precipitación para los meses de la temporada monzónica y ya

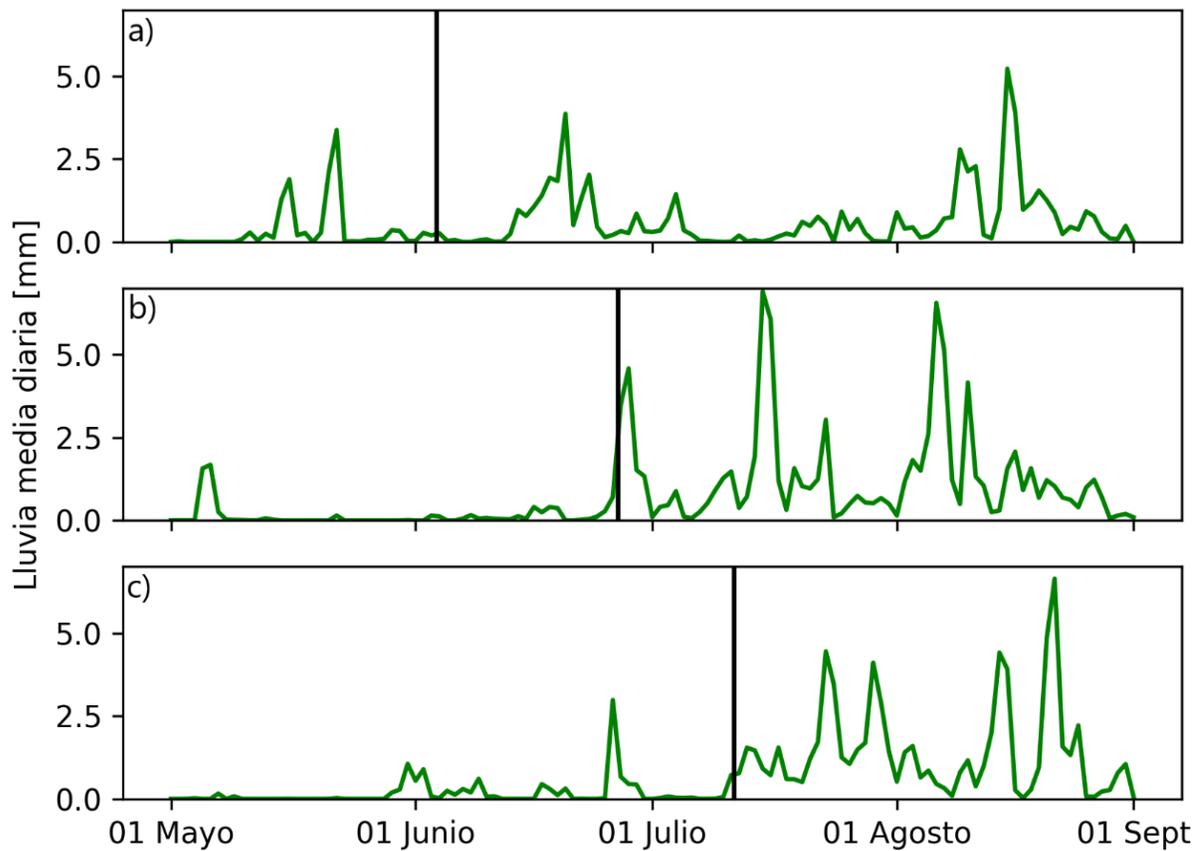
diferenciando entre monzones tempranos y tardíos, encontraron que, para los monzones tempranos en NWMEX, existía una desviación de la precipitación normal de 0.8% y de -10.1% para los monzones tardíos. Los autores concluyeron entonces que había una relación fuerte entre los monzones tardíos y menores precipitaciones para el área de NWMEX. Sin embargo, un análisis depende del otro. Si no hay una relación clara entre las fechas del inicio del MAN con las anomalías de la precipitación, no sería correcto clasificar los monzones por la fecha de inicio y compararlos con las mismas anomalías.

Por otra parte, la diferencia en las bases de datos utilizadas, los criterios de clasificación, así como los polígonos y áreas definidas entre este trabajo y Higgins et al. (1999) influyen también en los resultados encontrados.

En la Figura 38 se muestran las series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la precipitación media diaria [mm] sobre el polígono terrestre definido en la Figura 1a, para monzones con: a) inicio temprano, b) inicio normal e c) inicio tardío. La línea negra vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso. Una vez que el MAN comienza el promedio de precipitación media es de 0.73 mm, 2.12 mm y 2.37 mm para monzones con inicios tempranos, normales y tardíos respectivamente. De esta imagen se puede concluir que los monzones con inicios tempranos tienen una precipitación media diaria mucho menor que monzones con inicios tardíos.

En el análisis de los términos de la ecuación de la TKE a partir de los resultados numéricos obtenidos del WRF se pudo comprobar que antes del inicio del MAN el término de la contribución a la TKE por la flotabilidad ( $P_b$ ) consume turbulencia. Es cuando la temperatura superficial del GC aumenta que este término comienza a producir turbulencia. El término de la contribución a la TKE por la cizalladura del viento ( $P_s$ ) no parece tener una relación clara con la fecha del inicio del MAN ya que las series de tiempo de esta variable se muestran de manera general ruidosas. El término de la disipación de la turbulencia debido a procesos viscosos ( $\epsilon$ ) sobre el GC mostró valores más altos antes del inicio del monzón que durante la temporada. El transporte vertical de la turbulencia ( $WT$ ) sobre el Golfo de California mostró un comportamiento similar a la disipación: mayores valores previos al inicio del monzón y luego del *onset* valores que comienzan a disminuir gradualmente. Se encontró que las series de tiempo de la producción de turbulencia debido a la flotabilidad (Figura 28), la disipación de la turbulencia (Figura 34) y el transporte turbulento vertical (Figura 35) sobre el GC muestran una relación climática con la fecha de inicio del monzón. Sin embargo, la producción de turbulencia por la cizalladura del viento (Figura 31) no parece mostrar ninguna relación climática clara con la fecha del inicio del MAN, probablemente porque las

fuentes de cizalladura vertical del viento más significativas se deben a las características físico-geográficas de la zona, las cuales existen independientemente del MAN.



**Figura 38.** Series de tiempo obtenidas de las simulaciones con el WRF de la precipitación media diaria [mm] sobre el polígono terrestre definido en la Figura 1a, para monzones con: **a)** inicio temprano, **b)** inicio normal y **c)** inicio tardío. La línea negra vertical es la fecha de inicio promedio del monzón para el conjunto de años promediados en cada caso.

Debido a la importancia de pronosticar efectivamente la fecha de inicio del MAN, uno de los objetivos de este trabajo de investigación consistió en la propuesta de un índice de mezcla turbulenta. Por motivos de tiempo la formulación de este índice no fue posible, sin embargo, y a partir de los resultados obtenidos se lograron sentar las bases para la objetiva formulación de éste en trabajos posteriores. Las variables que más sensibilidad mostraron a la fecha de inicio del monzón fueron las siguientes:

**Temperatura superficial del GC:** De acuerdo con los resultados de la Figura 25, el MAN no comienza sino hasta que los valores de la SST de la zona sur del GC no alcanzan los 25 °C. En el caso de los monzones tempranos estos comienzan inmediatamente cuando las temperaturas superficiales del GC alcanzan los 25 °C, los monzones normales comienzan cuando las temperaturas sobrepasan los 25 °C por más de 24

días y los monzones tardíos por más de 30 días. Mitchell et al. (2002) concluyeron que la precipitación monzónica no comienza sino hasta que las temperaturas superficiales del GC alcanzan los 26 °C.

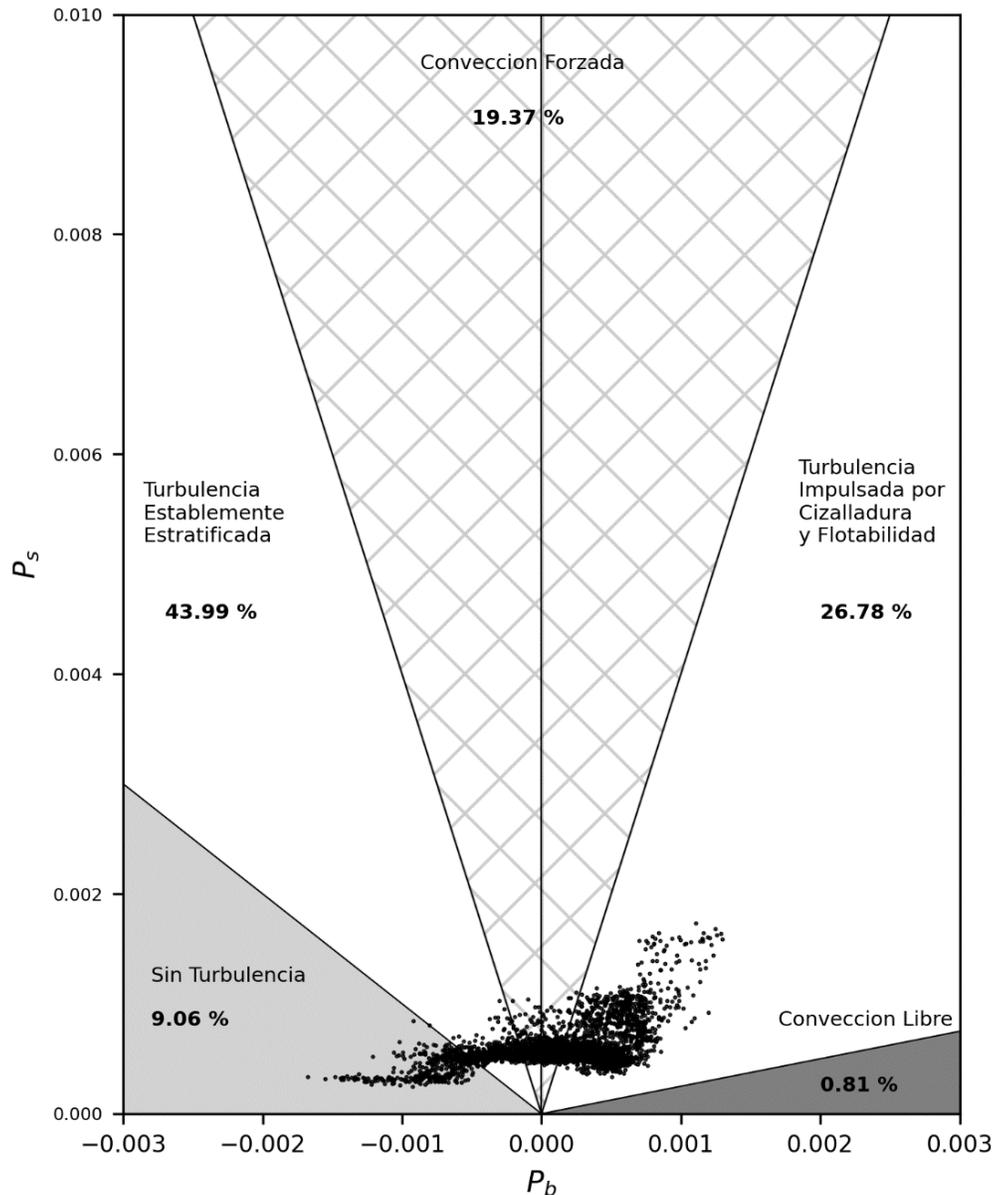
**Fuerza de la inversión de la temperatura sobre el GC:** De acuerdo con los resultados de la Figura 25, la inversión térmica sobre el golfo parece debilitarse a medida que la temperatura del golfo aumenta. En los monzones que comienzan más temprano que la media, la fecha del *onset* ocurre aproximadamente 3 días después de que la inversión sobre el golfo comienza a debilitarse. Para los monzones con inicios normales y tardíos la fecha del *onset* sucede aproximadamente 6 días y 21 días después del comienzo del debilitamiento de la inversión sobre el golfo respectivamente. Los monzones con inicios tempranos comienzan con un valor medio de la fuerza de la inversión de temperatura de 1 °C, los normales de 0.4 °C y los tardíos de 0.3 °C. Un criterio para considerar en el pronóstico de la fecha de inicio del MAN para el noroeste de México sería una fuerza de la inversión sobre el GC de menos de 2 °C con SST del GC de más de 25 °C por cinco días consecutivos.

**Convergencia del flujo de humedad sobre el GC:** De acuerdo con los resultados de la Figura 26, antes del inicio del monzón sobre el GC existe convergencia del flujo de humedad, pero solo en niveles bajos. Posterior al inicio del MAN aumenta considerablemente la convergencia del flujo de humedad, con fuertes movimientos verticales ascendentes en toda la columna sobre el GC hasta los 3000 m de altura y principalmente sobre las laderas oeste de la SMO. Este es otro de los criterios que se deben tener en cuenta para el pronóstico efectivo del inicio del NAM.

**Regímenes aproximados de la turbulencia sobre el GC:** En la Figura 39 se muestran los regímenes aproximados de turbulencia para los resultados de las simulaciones numéricas durante el día de inicio del MAN para los 20 años simulados con el WRF. Utilizando la Figura 39 y la Figura 33 se preparó la Tabla 5, que muestra un resumen de los porcentajes encontrados 15 días antes del *onset*, durante el día del *onset* y 15 días después del *onset* para cada uno de los regímenes. Las variaciones de los porcentajes resumidos en la Tabla 5 pueden ser consideradas como uno de los criterios a tomar en cuenta para la formulación de un índice de mezcla turbulenta del GC en relación con el inicio del MAN.

A medida que la fecha del *onset* se acerca, tanto la Convección Libre como la Convección Forzada comienzan a disminuir sus porcentajes, mientras que el régimen de la contribución a la Turbulencia por Cizalladura y por Flotabilidad, la No Turbulencia y la Turbulencia Establemente Estratificada aumentan sus valores. En relación con los valores promedios mostrados en la Figura 33 la variación más llamativa la tuvo el régimen de No Turbulencia, que aumentó de 2.29 % 15 días antes del *onset* a 9.06 % durante el día del

*onset*. La turbulencia se genera cuando existen inestabilidades térmicas o mecánicas. Una vez que se genera la turbulencia ésta actúa para reducir la inestabilidad que existe a través de la mezcla de la capa. Es bastante interesante y alentador encontrar como el régimen de No Turbulencia aumenta durante el día del *onset*, ya que le añade confiabilidad a los resultados encontrados pues es precisamente durante el día del *onset* cuando la capa planetaria del GC se mezcla.



**Figura 39.** Regímenes aproximados de convección libre y forzada (adaptado de Stull, 2012) para los resultados de las simulaciones numéricas durante el día de inicio del MAN para los 20 años simulados con el WRF. El rango  $-0.25 \leq BR \leq 0.25$  está sombreado, el sombreado gris claro representa  $BR \geq 1.0$  y el sombreado gris es para  $BR \leq -4.0$ . El régimen de estratificación estable se encuentra entre  $0.25 < BR < 1.0$ , mientras que la turbulencia impulsada por la cizalladura del viento y la flotabilidad corresponde al rango  $-4.0 < BR < -0.25$ . El porcentaje de observaciones encontradas para cada régimen está resaltado en negritas.

**Tabla 5.** Porcientos de los regímenes aproximados de convección libre y forzada para los resultados de las simulaciones numéricas durante el día de inicio del MAN para los 20 años simulados con el WRF. El sombreado rosado señala disminución de los porcentajes y el sombreado azul señala aumento de los porcentajes relativo al tiempo anterior.

Régimen	15 días antes del onset	Durante el día del onset	15 días después del onset
Convección libre	1.45 %	0.81 %	0.13 %
Convección forzada	30.23 %	19.37 %	16.92 %
Turbulencia impulsada por Cizalladura y Flotabilidad	23.24 %	26.78 %	68.42 %
Turbulencia establemente estratificada	42.80 %	43.99 %	12.21 %
Sin Turbulencia	2.29 %	9.06 %	2.32 %

**Calor latente acumulado sobre el GC:** El calor latente acumulado sobre el GC presenta un valor máximo días antes de comenzar el monzón en los tres tipos de monzones estudiados (inicios tempranos, normales y tardíos); ver Figura 37. Esta es una de las variables que se deben tomar en consideración a la hora de la formulación de un índice de mezcla turbulenta. Un valor de  $140 \text{ W/m}^2$  podría ser un criterio inicial a considerar.

Este trabajo ha estado centrado en analizar los procesos que mezclan la capa planetaria del GC en el contexto del inicio del MAN. La mayor limitación de este trabajo son los escasos datos observacionales disponibles sobre el GC. Solo se cuentan con observaciones realizadas en el verano del 2004 sobre el golfo en el contexto del NAME. Por esta razón se realizaron simulaciones numéricas con el WRF, para contar con una mayor cantidad de datos sobre el golfo. El uso de un modelo numérico introduce limitaciones inherentes a sus datos iniciales, de frontera, así como de las propias ecuaciones y parametrizaciones en las que se basa. Otra limitación del trabajo consiste en las fechas simuladas, debido a que se simuló con el WRF desde el 1ro de Mayo hasta el 1ro de Septiembre, es imposible asegurar que se analizaron las temporadas monzónicas completas, principalmente para los monzones de inicios tardíos, que pudieron haber concluido posterior al 1ro de Septiembre. Una continuación de esta investigación contará con una formulación de un índice de mezcla turbulenta sobre el GC que se pueda incorporar como una herramienta eficaz en el pronóstico de la fecha de inicio del MAN.

## Capítulo 5. Conclusiones

---

En esta investigación se utilizaron datos de globos piloto, sondeos atmosféricos, bases de datos de reanálisis combinadas con satélites, datos de pluviómetros y salidas numéricas del modelo WRF para analizar la evolución espacial y temporal de la capa límite del Golfo de California en relación con el inicio del Monzón de América del Norte. Las conclusiones de esta investigación son:

1. Se describió el perfil vertical medio de los vientos observados desde las siete estaciones de globos piloto y se concluyó que el GC tiene un complejo sistema de brisas terrestres y marinas. Durante el día, los flujos terrestres sobre ambas costas producen convergencia sobre la península de BC y divergencia sobre el golfo. Por la noche, la circulación se invierte a medida que se establecen los flujos en alta mar y convergencia sobre el GC. Estos resultados se resumen en un nuevo modelo conceptual para los sistemas de vientos locales del golfo, centrado en el inicio del monzón y que modifica el propuesto por Badan-Dangon et al. (1991). En los resultados numéricos se encontró que antes del inicio del monzón sobre el GC existe convergencia del flujo de humedad, pero solo en niveles bajos. Posterior al inicio del MAN aumenta considerablemente la convergencia del flujo de humedad, con fuertes movimientos verticales ascendentes en toda la columna sobre el GC. Por otra parte, la razón de mezcla de vapor de agua muestra un incremento considerable fuera de la capa planetaria una vez que ha comenzado el MAN. Este incremento solo ocurre en la zona de precipitación monzónica (principalmente sobre Sonora y Arizona). Este incremento ocurre por contenido de humedad cedido por la capa planetaria del GC y efectivamente dirigido a la zona de precipitación monzónica.

2. La evolución diaria de la altura de la capa límite del GC alcanza su punto máximo alrededor de las 1100 LT, y su mínimo después de las 2300 LT. Este ciclo de evolución diurna está estrechamente relacionado con el sistema de brisas terrestres y marinas del golfo. El inicio del crecimiento nocturno de la capa límite está modulado por la presencia e intensidad de la inversión térmica sobre el golfo. Este desarrollo nocturno puede comenzar antes porque parte de la energía atrapada dentro de la capa límite por la inversión térmica se libera tan pronto como el hundimiento sobre el golfo comience a desvanecerse. Después del inicio de MAN, el calentamiento de la superficie del golfo ha erosionado la inversión térmica y el crecimiento nocturno de la capa límite impulsado por la convergencia cercana a la superficie sobre el GC comienza en horas posteriores.

3. Se determinó que la fecha promedio de inicio del MAN entre 1982 y 2018 es el 19 de junio, que está dentro del rango de estudios previos (Higgins et al., 1999; Xu et al., 2004). La correlación entre la fecha de inicio y la precipitación diaria promedio en la misma área es moderada y positiva durante los primeros 80 días, y se vuelve negativa después de 80 días. Las correlaciones más altas se encuentran entre 20 y 40 días después del inicio del monzón. Estas correlaciones indican que, durante los 80 días posteriores al inicio del MAN, los años con un inicio más temprano tuvieron una precipitación media diaria menor que aquellos que comenzaron más tarde.

4. Se compararon las estimaciones de la BLH de cuatro conjuntos de datos de reanálisis diferentes: CFSR, NARR, MERRA-2 y ERA5. Se encontró que CFSR tiene las mejores estimaciones de la altura de la capa límite, probablemente debido a su representación precisa de la divergencia del campo de viento en la superficie. Aun así, la resolución espacial horizontal del CFSR limita su uso en el estudio del sistema de brisas tierra-mar. Por lo tanto, se debe considerar un trabajo posterior con datos de mayor resolución espacial.

5. Se concluyó que existe una fuerte correlación positiva entre la SST del GC y la altura de su capa límite en el momento del inicio de MAN. De igual forma, existe una correlación espacial moderada, directamente proporcional, entre la altura de la capa límite del GC y la precipitación monzónica. Ambas correlaciones se encontraron en escalas de tiempo interanuales. Las regiones con correlaciones espaciales significativas se ubican sobre los estados de Sinaloa y Sonora durante los primeros días que le siguen al comienzo del monzón. Por este motivo, es probable que la variabilidad interanual del MAN se vea afectada por los procesos oceánicos que gobiernan el balance de calor estacional del GC, lo que implica que los modelos numéricos que tienen una resolución espacial insuficiente para resolver adecuadamente el GC deben interpretarse con precaución cuando se utilizan para pronosticar o analizar la precipitación del MAN.

6. En los resultados numéricos se comprobó que el MAN no comienza sino hasta que los valores de la SST de la zona sur del GC alcanzan los 25 °C y la inversión térmica sobre el golfo se debilita a menos de 1 °C.

7. Se examinaron las fuentes de turbulencia relacionadas con los procesos que mezclan la capa límite del GC en el contexto del inicio de MAN. Se estudió la estabilidad estática no local y el número “bulk” de Richardson utilizando datos de sondeos provenientes de NAME para el verano de 2004. Se encontró que los primeros 500 m de la capa límite del GC se vuelven estáticamente inestables después del inicio del MAN. Además, la producción mecánica de turbulencia de acuerdo a los datos observacionales fue la más sensible al *onset* del MAN, con un incremento superior al 16%. Por otro lado, en los resultados numéricos se encontró que la turbulencia que está siendo generada tanto por la flotabilidad como por la cizalladura

del viento presenta la mayor sensibilidad al *onset* del MAN (con un aumento superior al 45%), lo que sugiere que ambas fuentes de turbulencia mezclan efectivamente la capa planetaria del GC. La inversión térmica descrita por Erfani y Mitchell (2014) inhibe la mezcla de la capa límite con el aire superior porque la flotabilidad negativa de la capa estáticamente estable consume toda la turbulencia mecánica generada por la cizalladura del viento antes del inicio. Una vez que el calentamiento estacional del golfo rompe la inversión la turbulencia mecánica ya no se consume y queda disponible, junto con la turbulencia generada por la convección, para la mezcla de la capa planetaria del GC.

## Literatura citada

---

- Adams, D. K., y Comrie, A. C.. (1997). The north American monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2197–2213. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078%3C2197:TNAM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078%3C2197:TNAM%3E2.0.CO;2)
- Arya, P. S. (2001). *Introduction to Micrometeorology* (2nd ed.). Academic Press.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C. E., Merrifield, M. A., y Winant, C. D.. (1991). The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 96, 16877–16896. <https://doi.org/10.1029/91JC01433>
- 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, PA3206. <https://doi.org/10.1029/2011PA002235>
- Beier, E.. (1997). A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*, 27(5), 615–632. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<0615:ANIOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0615:ANIOTA>2.0.CO;2)
- Bowden, J. H., Otte, T. L., Nolte, C. G., y Otte, M. J.. (2012). Examining Interior Grid Nudging Techniques Using Two-Way Nesting in the WRF Model for Regional Climate Modeling. *Journal of Climate*, 25(8), 2805–2823. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00167.1>
- Brenner, I. S.. (1974). A Surge of Maritime Tropical Air—Gulf of California to the Southwestern United States, *Mon. Wea. Rev.*, 102, 375–389. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1974\)102<0375:ASOMTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1974)102<0375:ASOMTA>2.0.CO;2).
- Carleton, A. M.. (1986). Synoptic-dynamic character of ‘bursts’ and ‘breaks’ in the South-West US summer precipitation singularity, *Journal of Climatology*, 6(6), 605–623. <https://doi.org/10.1002/joc.3370060604>
- Castro, R., Lavín, M. F., y Ripa, P.. (1994). Seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 99, 3249–3261. <https://doi.org/10.1029/93JC02861>
- Cavazos, T., Luna-Nino, R., Cereza-Mota, R., Fuentes-Franco, R., Méndez, M., Pineda Martínez, L. F., y Valenzuela, E.. (2019). Intercomparison of regional climate models and climatic trends in the CORDEX-CAM (Central America, Caribbean and Mexico) domain. *International Journal of Climatology*, 40, 1396–1420. <https://doi.org/10.1002/joc.6276>
- Ciesielski, P. E., y Johnson, R. H.. (2008). Diurnal cycle of surface flows during 2004 NAME and comparison to model reanalysis. *Journal of Climate*, 21, 3890–3913. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2206.1>
- Collins, C. A., Garfield, N., Mascarenhas Jr, A. S., Spearman, M. G., y Rago, T. A.. (1997). Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C9), 20927–20936. <https://doi.org/10.1029/97JC01302>
- Dominguez, F., Kumar, P., y Vivoni, E. R.. (2008). Precipitation recycling variability and ecoclimatological stability-A study using NARR data. Part II: North American Monsoon Region. *Journal of Climate*, 21, 5187–5203. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI1760.1>

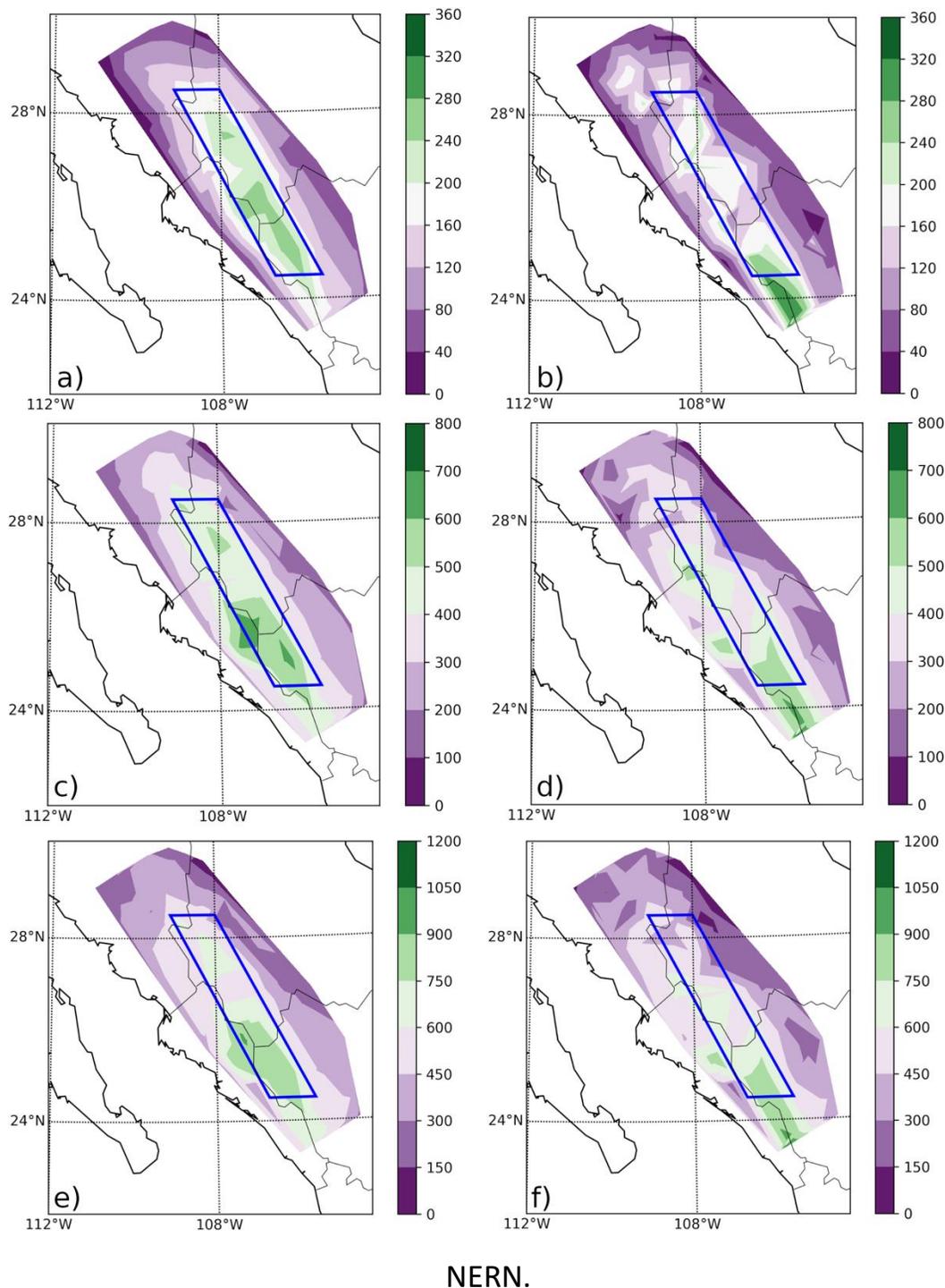
- Dominguez, F., Miguez-Macho, G., y Hu, H.. (2016). WRF with water vapor tracers: A study of moisture sources for the North American Monsoon. *Journal of Hydrometeorology*, 17, 1915–1927. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0221.1>
- Douglas, M. W.. (1995). The summertime low-level jet over the Gulf of California. *Monthly Weather Review*, 123(8), 2334–2347. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<2334:TSLLO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<2334:TSLLO>2.0.CO;2)
- Douglas, A. V., y Englehart, P. J.. (1996). An analysis of the starting date for the summer monsoon in western Mexico and southeast Arizona. *Proceedings of the 20th Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, Seattle, WA, Climate Prediction Center*, 207–211.
- 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(1), 55–74. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2003\)018<0055:SSOTGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2003)018<0055:SSOTGO>2.0.CO;2)
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., y Reyes, S.. (1993). The mexican monsoon. *Journal of Climate*, 6(8), 1665–1677. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006%3C1665:TMM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006%3C1665:TMM%3E2.0.CO;2)
- Erfani, E., y Mitchel, D.. (2014). A partial mechanistic understanding of the North American monsoon. *Journal of Geophysical Research - D: Atmospheres*, 119, 13–096. <https://doi.org/10.1002/2014JD022038>
- Erfani, E., y Mitchell, D.. (2021). Progress in understanding North American Monsoon Using a Climate Model. *Academia Letters*, Article 463. <https://doi.org/10.20935/AL463>.
- Farr, T. G., Caro, P. A. E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., et al.. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysics*, 45, RG2004. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., y Shukle, S.. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—A new environmental record for monitoring extremes. *Science Data*, 2, 150066. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Gelaro, R., Suárez, W. M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., Randles, C. A., et al.. (2017). The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, 30, 5419–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
- Gochis, D. J., Leal, J. C., Jimenez, A., Rodriguez, J. C., Watts, C., Shuttleworth, W. J., y Garatuza-Payan, J.. (2007). Northwest Mexico NAME event raingage Network (NERN) daily data. Version 1.0. UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory. <https://doi.org/10.26023/PZEM-AQH9-390E>.
- Gómez-Valdivia, F., Parés-Sierra, A., y Flores-Morales, A. L.. (2015). The Mexican Coastal Current: A subsurface seasonal bridge that connects the tropical and subtropical Northeastern Pacific. *Continental Shelf Research*, 110, 100–107. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.10.010>
- Gutzler, D. S.. (2004). An index of interannual precipitation variability in the core of the North American monsoon region. *Journal of Climate*, 17, 4473–4480. <https://doi.org/10.1175/3226.1>
- Hales Jr, J. E.. (1972). Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California. *Monthly Weather Review*, 100(4), 298–306. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100%3C0298:SOMTAN%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100%3C0298:SOMTAN%3E2.3.CO;2)

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., et al.. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- 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. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012%3C0653:IVOTNA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012%3C0653:IVOTNA%3E2.0.CO;2)
- Higgins, W., Amador, D. J., Barros, A., Berbery, E. H., Caetano, E., Carbone, R., et al.. (2006). The NAME 2004 field campaign and modeling strategy. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87, 79–94. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-1-79>
- Higgins, W., Gochis, D.. (2007). Synthesis of results from the North American Monsoon Experiment (NAME) process study. *Journal of Climate*, 20, 1601–1607. <https://doi.org/10.1175/JCLI4081.1>
- Hu, H., y Dominguez, F.. (2015). Evaluation of oceanic and terrestrial sources of moisture for the North American monsoon using numerical models and precipitation stable isotopes. *Journal of Hydrometeorology*, 16, 19–35. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0073.1>
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., y Collins, W. D.. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113, D13103. <https://doi.org/10.1029/2008JD009944>
- Johnson, R. H., Ciesielski, P. E., L'Ecuyer, T. S., y Newman, A. J.. (2010). Diurnal cycle of convection during the 2004 North American Monsoon Experiment. *Journal of Climate*, 23, 1060–1078. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3275.1>
- Liu, S., y Liang, X.-Z.. (2010). Observed diurnal cycle climatology of planetary boundary layer height. *Journal of Climate*, 23, 5790–5809. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3552.1>
- Livezey, R. E., y Chen, W. Y.. (1983). Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques. *Monthly Weather Review*, 111, 46–59. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111%3C0046:SFAID%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111%3C0046:SFAID%3E2.0.CO;2)
- Mesinger, F., Kalnay, G. E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jović, D., et al.. (2006). North American regional reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87, 343–360. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-3-343>
- 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. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2261:GOCSST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2261:GOCSST>2.0.CO;2)
- Nakanishi, M., & Niino, H.. (2004). An improved Mellor–Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification. *Boundary-layer Meteorology*, 112(1), 1–31. <https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000020164.04146.98>
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K. S., y Schlax, M. G. (2007). Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20, 5473–5496. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>

- Ripa, P.. (1997). Toward a Physical Explanation of the Seasonal Dynamics and Thermodynamics of the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*, 27(5), 597-614. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<0597:TAPEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0597:TAPEOT>2.0.CO;2)
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H. L., Wu, X., Wang, J., y Nadiga, S.. (2010). The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 1015–1058. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>
- Seidel, D. J., Ao, C. O., y Li, K.. (2010). Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. *Journal of Geophysical Research*, 115, D16113. <https://doi.org/10.1029/2009JD013680>
- Stensrud, D. J., Gall, R. L., y Nordquist, M. K.. (1997). Surges over the Gulf of California during the Mexican monsoon. *Monthly Weather Review*, 125, 417–437. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<0417:SOTGOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<0417:SOTGOC>2.0.CO;2)
- Stull, R. B.. (2012). *An introduction to boundary layer meteorology* (1st ed.). Springer Science y Business Media.
- Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M., y Hall, W. D.. (2008). Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization, *Monthly Weather Review*, 136(12), 5095-5115. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>
- 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(2), L02808. <https://doi.org/10.1029/2008GL03629>
- Turrent, C., y Zaitsev, O.. (2014). Seasonal cycle of the near-surface diurnal wind field over the bay of La Paz, Mexico. *Boundary-Layer Meteorology*, 151, 353–371. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9908-4>
- Wallace, J. M., y Hobbs, P. V.. (2006). *Atmospheric science: An introductory survey* (2nd ed.). Elsevier.
- Wang, X. Y., y Wang, K. C.. (2014). Estimation of atmospheric mixing layer height from radiosonde data. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7, 1701–1709. <https://doi.org/10.5194/amt-7-1701-2014>
- Xu, J., Gao, X., Shuttleworth, J., Sorooshian, S., y Small, E.. (2004). Model climatology of the North American Monsoon onset period during 1980-2001. *Journal of Climate*, 17, 3892–3906. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3892:mcotna>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3892:mcotna>2.0.co;2)
- Zuidema, P., Fairall, C., Hartten, L. M., Hare, J. E., y Wolfe, D.. (2007). On air-sea interaction at the mouth of the Gulf of California. *Journal of Climate*, 20, 1649–1661. <https://doi.org/10.1175/JCLI4089.1>

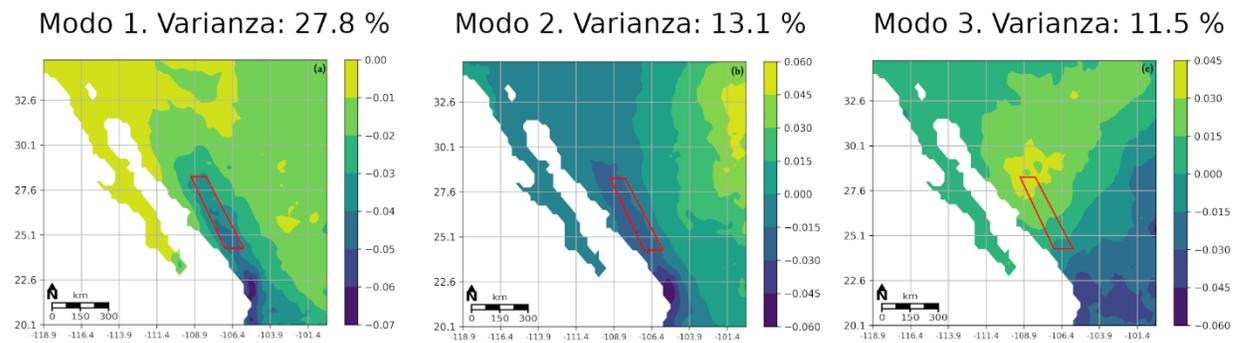
## Anexos

## Anexo 1. Verificación espacial de los acumulados de precipitación de CHIRPS vs



**Figura 40.** Verificación espacial de los acumulados de precipitación de CHIRPS vs NERN para el verano de 2004. Acumulado de precipitación en mm de CHIRPS durante a) 30 días después de iniciar el MAN, c) 60 días después de iniciar el MAN y, e) 90 días después de iniciar el MAN. Acumulado de precipitación en mm de NERN durante b) 30 días después de iniciar el MAN, d) 60 días después de iniciar el MAN, y f) 90 días después de iniciar el MAN.

## Anexo 2. Tres (3) primeros modos de variabilidad del análisis de Funciones empíricas ortogonales (EOF).



**Figura 41.** Los tres (3) primeros modos de variabilidad del análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) utilizando datos de precipitación media diaria de CHIRPS en la región de estudio y para el periodo comprendido entre 1982 y 2018 (entre mayo y septiembre), unidades en mm.

