

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 SECIHTI (Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación).

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 de Autor.

CICESE © 2025, Todos los Derechos Reservados, CICESE

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



Maestría en Ciencias en Oceanografía Física

Mecanismos de teleconexión entre El Niño-Oscilación del sur y el monzón de Norteamérica

Tesis

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

Presenta:

Karen Miriel Tapia Flores

Ensenada, Baja California, México

2025

Tesis defendida por

Karen Miriel Tapia Flores

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson
Director de tesis

Dra. María Tereza Cavazos Pérez

Dr. Federico Graef Ziehl

Dr. Juan Carlos Herguera García



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 Karen Miriel Tapia Flores como requisito parcial para la obtención del grado de Maestra en Ciencias en Oceanografía Física.

Mecanismos de teleconexión entre El Niño-Oscilación del sur y el monzón de Norteamérica

Resumen aprobado por:

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson

Director de tesis

En esta tesis se buscó identificar el mecanismo físico que teleconecta a El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y al Monzón de Norteamérica (NAM), dos de los rasgos atmosféricos que más influyen en la variabilidad climática de México. La hipótesis propuso que esta conexión se debe a ondas de Rossby de baja frecuencia, caracterizadas por números de onda aproximados a $k_x \approx 3$ y frecuencias inferiores a 0.1 ciclos por día. Fue posible identificar un patrón de ondas desplazándose zonalmente utilizando resultados que asocian eventos de El Niño y La Niña con el área del contorno del anticiclón del NAM (NAMA). Para analizar la actividad y propagación de estas ondas en la cuenca del Pacífico Norte, se utilizó el flujo de acción de onda (\mathbf{W}), una herramienta teórica que permite identificar emisión (divergencia) y absorción (convergencia) de ondas en la región de interés. El análisis se centró en escalas espaciales mayores a las de submesoescala y en frecuencias intraestacionales. Los resultados mostraron ondas dependientes de la fase de ENSO. La actividad de onda cambia en magnitud y localización en función de la fase. Las señales asociadas a estas ondas fueron identificadas como picos de energía en los espectros de potencia. Las oscilaciones fueron coherentes con los rasgos espacio-temporales planteados en la hipótesis. Adicionalmente, se definió un contorno representativo del NAMA a partir de anomalías de altura geopotencial a 500 hPa. Se correlacionaron las anomalías de geopotencial entre una zona identificada como potencial fuente de ondas y el resto del campo a 500 hPa. En años Niña se encontraron índices de hasta 0.75 en el área aproximada del NAMA, mientras que en años Niño se encontraron índices entre -0.75 y -1 para el área aproximada del NAMA. En conjunto, los resultados sugieren que en presencia de años Niño se presenta una oscilación similar a una onda con características de baja frecuencia que tiene un efecto en el área horizontal del NAMA. Este efecto se relaciona a un debilitamiento en años Niño. En años Niña, se identificó una anomalía positiva de geopotencial al centro de la cuenca.

Palabras clave: Monzón de Norteamérica, El Niño-Oscilación del sur, ondas de Rossby, teleconexiones, reanálisis

Abstract of the thesis presented by Karen Miriel Tapia Flores as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.

Teleconnection mechanisms between El Niño-Southern Oscillation and the North American monsoon

Abstract approved by:

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson
Thesis Director

This thesis aimed to identify the physical mechanism that teleconnects the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) with the North American Monsoon (NAM), two of the most influential atmospheric features affecting climate variability in Mexico. The hypothesis proposed that this connection is driven by low-frequency Rossby waves, characterized by zonal wavenumbers around $k_x \approx 3$ and frequencies below 0.1 cycles per day. A zonally propagating wave pattern was identified using results that associate El Niño and La Niña events with the area defined by the contour of the NAM anticyclone (NAMA). To analyze the activity and propagation of these waves over the North Pacific Basin, the wave activity flux (**W**) was used. This theoretical tool identifies wave emission (divergence) and absorption (convergence) in the region of interest. The analysis focused on spatial scales larger than submesoscale processes and intraseasonal frequencies. The results showed wave activity dependent on the ENSO phase. Wave magnitude and location varied according to whether El Niño or La Niña conditions prevailed. Wave-related signals were identified as energy peaks in power spectra, consistent with the spatiotemporal features hypothesized. Additionally, a representative contour of the NAMA was defined based on geopotential height anomalies at 500 hPa. The geopotential anomalies were correlated between an area identified as a potential wave source and the rest of the field at 500 hPa. During La Niña years, correlation indices of up to 0.75 were found in the approximate area of the NAMA, while during El Niño years, indices ranged between -0.75 and -1 for the same region. Overall, the results suggest that during El Niño years, an oscillation resembling a low-frequency wave influences the horizontal extent of the NAMA. This effect is related to a weakening in Niño years. During La Niña years, the atmospheric response is characterized by a positive anomaly at the center of the basin.

Keywords: North American Monsoon, El Niño-Southern Oscillation, Rossby waves, teleconnections, reanalysis

Dedicatoria

A la comandanta Ramona del Ejército Zapatista de Liberación Nacional.

Ramona ríe cuando no sabe que se está muriendo, cuando lo sabe, sigue riendo.

Antes no existía para nadie, ahora existe, es mujer, es indígena y es rebelde.

Ahora vive, Ramona, una mujer de esa raza que tiene que morir para vivir.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) por brindarme la oportunidad de estudiar una Maestría en Ciencias en Oceanografía Física, y particularmente al Departamento de Oceanografía Física (DOF) por apoyarme económicamente para poder culminarla.

A la Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (SECIHTI) por otorgarme recursos para realizar mis estudios en un posgrado de calidad. CVU 1200107

A mi director, el Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson por sus valiosos conocimientos académicos, por guiar con paciencia esta investigación y por siempre extender su mano más allá de lo académico.

A mis sinodales la Dra. Tereza Cavazos, el Dr. Federico Graef y el Dr. Juan Carlos Herguera, por estar dispuestos a ayudar en el trabajo en todo momento.

A mis compañeros de generación de maestría por convertir los pasillos del DOF en un refugio de risas y apoyo incondicional.

A Ernesto, por ser mi ancla en la tormenta y mi calma en el ojo del huracán. Porque sin ti esta tesis no existiría.

A mis padres, por darme todo lo que podían y lo que no podían también.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xi
Capítulo 1. Introducción	
1.1. Conocimientos teóricos	1
1.1.1. Monzón de Norteamérica	2
1.1.2. El Niño y la Oscilación del Sur	3
1.1.3. Ondas de Rossby	5
1.1.4. Teleconexiones climáticas	7
1.2. Antecedentes	8
1.2.1. Precipitación en México	8
1.2.2. Teleconexión ENSO-NAM	9
1.2.3. Mecanismos similares	10
1.3. Planteamiento del problema	12
1.3.1. Justificación	12
1.4. Hipótesis	13
1.5. Objetivos	13
1.5.1. Objetivo general	13
1.5.2. Objetivos específicos	13
Capítulo 2. Metodología	
2.1. Datos y Región de estudio	14
2.1.1. Datos ERA5	14
2.1.2. Región de estudio	15
2.2. Herramientas analíticas	15
2.2.1. Interacción entre ondas y el flujo atmosférico medio	16
2.2.2. Filtros temporales	19
2.2.3. Análisis espectral en el dominio frecuencia - número de onda	20
2.2.4. Selección de años de estudio	22
2.2.5. Definición del área del anticiclón del NAM	22
2.3. Métodos	23
Capítulo 3. Resultados	
3.1. Identificación de ondas	25
3.2. Asociación de ondas a la fase de ENSO	27
3.3. Caracterización de ondas	36
3.4. Asociación de ondas al NAMA	42

Capítulo 4. Discusión

4.1. Identificación de ondas	48
4.2. Dependencia de ondas a la fase de ENSO	49
4.3. Caracterización de ondas	52
4.4. Asociación al NAMA	54

Capítulo 5. Conclusiones

Literatura citada	59
-----------------------------	----

Anexos	64
------------------	----

Lista de figuras

Figura	Página
1. Perturbaciones en el campo de vorticidad y campo de velocidad inducida (flechas discontinuas) para una serie de parcelas de fluido desplazada meridionalmente. La curva ondulada gruesa muestra la posición original de la perturbación; la curva delgada muestra el desplazamiento hacia el oeste del patrón debido a la advección de la velocidad inducida.	6
2. Evolución temporal del análisis compuesto de promedios de 30 días la altura geopotencial de la superficie de 500 mb centradas (Z500) en la fecha indicada. En la figura se muestra la diferencia entre los promedios correspondientes de Z500 para eventos de El Niño y los de los eventos de la Niña durante el periodo de estudio (1950-2002) El intervalo de contorno es de 5 metros. Las áreas sombreadas indican significancia estadística (Castro et al., 2007)	11
3. Región de estudio.	15
4. Climatologías de velocidad zonal en la región de estudio considerando todo el año. A a) 500 hPa y b) 250 hPa. Periodo de 1950 a 2023.	16
5. Climatologías de altura geopotencial en la región de estudio considerando todo el año. A a) 500 hPa y b) 250 hPa. Periodo de 1950 a 2023.	17
6. Anomalías compuestas de altura geopotencial (sombreado y contornos) de 1950 a 2023. Promedios de 30 días centrados en el 4 de julio. a) años Niño - años Niña, b) años Niño - años Niña según criterio para selección de eventos de ENSO de Castro et al. (2007), c) años Niño - años neutros y d) años Niña - años neutros. Los años Niño de los paneles a) c) y d) utilizan el criterio de separación de fase descrito en la Sección 2.2.4.	26
7. Compuestos mensuales de anomalías de función corriente (sombreado), flujo horizontal W (vectores negros) (a, b, c) y su respectiva divergencia (d, e, f) escalada por $1E6$. Para los meses de a,d) junio, b,e) julio y c,f) agosto. Periodo de 1950 a 2023, 500 hPa. Para facilitar la identificación de patrones en la divergencia, se plotea cada 20 puntos de malla.	26
8. Compuestos diarios de flujo de acción de onda (vectores negros) y anomalías de función corriente (sombreado). Evolución del 15 de junio al 18 de julio. Todos los años incluidos en el periodo 1950-2023.	28
9. Compuestos diarios de flujo de acción de onda (vectores negros) y anomalías de función corriente (sombreado). Evolución del 15 de junio al 18 de julio. Años Niño incluidos en la Tabla 1.	30
10. Compuestos diarios de flujo de acción de onda (vectores negros) y anomalías de función corriente (sombreado). Evolución del 15 de junio al 18 de julio. Años Niña incluidos en la Tabla 1.	31
11. Compuestos diarios de flujo de acción de onda (vectores negros) y anomalías de función corriente (sombreado). Evolución del 15 de junio al 18 de julio. Años neutros incluidos en la Tabla 1.	32
12. Compuestos para el 4 de julio para años Niño incluidos en la Tabla 1. Asociación de flujo W a variables atmosféricas fundamentales. a) Flujo de acción de onda a 500 hPa (vectores negros) y su divergencia escalada por $1E6$ (sombreado), b) anomalías de función corriente a 500 hPa, c) velocidad zonal a 250 hPa.	33

13.	Compuestos para el 4 de julio para años Niña incluidos en la Tabla 1. Asociación de flujo W a variables atmosféricas fundamentales. a) Flujo de acción de onda a 500 hPa (vectores negros) y su divergencia escalada por 1E6 (sombreado), b) anomalías de función corriente a 500 hPa, c) velocidad zonal a 250 hPa.	34
14.	Series temporales compuestas de anomalías de función corriente para promedios espaciales sobre la banda latitudinal de 40° a 60° N (a) y promedios espaciales sobre Norteamérica (30° a 60° N, 230° a 280° W)	35
15.	Diagramas de Hovmöller de magnitud W para años Niño (a,c) y años Niña (b, d) promediados latitudinalmente en toda la cuenca (a, b)), todo el año y promediados latitudinalmente en la franja de 40 a 60 N (c) d)) considerando meses de inicio y final del monzón. 500 hPa	36
16.	Diagrama de Hovmoller de la diferencia de magnitud W años Niño - años Niña para la franja latitudinal entre 40° y 60° N (paneles c y d de la Figura 15). 500 hPa.	37
17.	Diagramas de Hovmöller contrastando magnitudes de W de años con la misma fase, diferenciando décadas. Años Niño antes del 2000 (1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1982, 1987, 1991, 1997) (a, c) y años Niño después del 2000 (2002, 2004, 2009, 2015, 2023) (b, d). Nuevamente, promedios latitudinales en toda la cuenca (a, b) todo el año y promedios latitudinales en la franja de 40 a 60 N (c, d) considerando meses de inicio y final del monzón. 500 hPa.	37
18.	Promedio estacional (a) DJF, b) MAM, c) JJA y d) SON) del \ln del espectro de potencia (en $(m^2s^{-1})^2$) de anomalías de función corriente a 500 hPa para la banda latitudinal de 40° a 60° N. La frecuencia está dada en ciclos por día. El espectro considera los años Niño dados en la Tabla 1.	38
19.	Promedio estacional (a) DJF, b) MAM, c) JJA y d) SON) del \ln del espectro de potencia (en $(m^2s^{-1})^2$) de anomalías de función corriente a 500 hPa para la banda latitudinal de 40° a 60° N. La frecuencia está dada en ciclos por día. El espectro considera los años Niña dados en la Tabla 1.	39
20.	Diferencias estacionales (a) MAM y b) JJA) entre el espectro climatológico (1950–2023) y años Niña, calculadas a partir del \ln del espectro de potencia (en $(m^2s^{-1})^2$) de las anomalías de la función corriente a 500 hPa, para la banda latitudinal de 40° a 60° N. (Climatológico - Niña). La frecuencia se expresa en ciclos por día. Los años Niña corresponden a los datos en la Tabla 1.	40
21.	Diferencias estacionales (a) MAM y b) JJA) entre el espectro climatológico (1950–2023) y años Niño, calculadas a partir del \ln del espectro de potencia (en $(m^2s^{-1})^2$) de las anomalías de la función corriente a 500 hPa, para la banda latitudinal de 40° a 60° N. (Climatológico - Niño). La frecuencia se expresa en ciclos por día. Los años Niña corresponden a los datos en la Tabla 1.	41
22.	Climatologías de 1950 a 2023 de altura geopotencial (sombreado) y velocidad horizontal (vectores negros) a 500 hPa. El contorno blanco sobre Norteamérica indica la posición climatológica aproximada del anticiclón del NAM.	42
23.	Climatologías del periodo 1950 a 2023 de anomalías altura geopotencial (a) y magnitud de W (b) a 500 hPa para el mes de julio. Años Niño	43

24.	Climatologías del periodo 1950 a 2023 de anomalías altura geopotencial (a) y magnitud de \mathbf{W} (b) a 500 hPa para el mes de julio. Años Niña	44
25.	Mapas de correlación temporal (coeficientes de Pearson) entre el promedio espacial de las anomalías de función corriente (ψ') en una región de divergencia positiva (recuadro blanco) al oeste del Pacífico Norte y cada punto de malla del campo de ψ' a 500 hPa. Se consideran los años Niña listados en la Tabla 1. El contorno negro representa el contorno asociado al NAMA en esta fase, con base en la definición de la Sección 2.2.5.	45
26.	Mapas de correlación temporal (coeficientes de Pearson) entre el promedio espacial de las anomalías de función corriente (ψ') en una región de divergencia positiva (recuadro blanco) al oeste del Pacífico Norte y cada punto de malla del campo de ψ' a 500 hPa. Se consideran los años Niña listados en la Tabla 1. El contorno negro representa el contorno asociado al NAMA en esta fase, con base en la definición de la Sección 2.2.5.	46
27.	Campo idealizado de altura geopotencial con configuración Held-Suárez del WRF. Tiempo arbitrario (2000 pasos de tiempo). 500 hPa.	65
28.	Serie de tiempo original para un punto dentro de la corriente idealizada. Por la extensión temporal de la simulación, se recortó un periodo ilustrativo. Tanto el punto como el periodo son arbitrarios.	65
29.	Promedio temporal del \ln del espectro de potencia (en m^2) de altura geopotencial a 500 hPa para la banda latitudinal de 20° a 60° N, de la corrida idealizada de H-S. La frecuencia está dada en ciclos por día.	66

Lista de tablas

Tabla

Página

1. Años utilizados para el estudio separados por criterio ONI para cada fase. Se anexan aquellos que presentaron señales mixtas y no fueron utilizados en el cálculo. . . . 23

Capítulo 1. Introducción

1.1. Conocimientos teóricos

En el estudio de la dinámica de la atmósfera el término “teleconexiones” hace referencia a los procesos físicos que provocan el forzamiento remoto de componentes regionales del sistema climático. Muchas veces, la interdependencia climática entre dos regiones de la Tierra se manifiesta en patrones similares a ondas (Simmons et al., 1983). El estudio de estas teleconexiones ha sido importante para descubrir la influencia global del fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés) y proveer evidencia para describir el comportamiento transitorio de las ondas planetarias (Wallace & Gutzler, 1981). Para este trabajo son de particular interés las teleconexiones existentes entre el sistema del monzón de Norteamérica y ENSO.

Durante años los sistemas monzónicos fueron entendidos únicamente como un cambio en la dirección de los vientos en función de la temperatura superficial del mar (Halley, 1686). Actualmente, el conocimiento sobre este fenómeno ha permitido extender y pulir esta descripción. A pesar de que no existe una única definición válida, el consenso sobre la dinámica de estos sistemas es aquel en el que las diferencias en la capacidad calorífica del continente y el océano superior conducen a una inversión estacional en los vientos, causada por los altos contrastes de temperatura entre el continente y el océano (Pascale et al., 2019). El monzón de Norteamérica (NAM por sus siglas en inglés) es una circulación de latitudes bajas crucial para los patrones hidrológicos de verano en México y Estados Unidos (Boos & Pascale, 2021) y es uno de los fenómenos más importantes de la circulación atmosférica en este continente.

Por su parte, definir el fenómeno de ENSO es una tarea compleja, ya que con el tiempo la concepción científica de este término ha evolucionado. Para fines de este trabajo se considera uno de los aspectos más importantes de ENSO: las anomalías positivas (El Niño) y negativas (La Niña) de la temperatura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés) en el Pacífico Tropical Oriental (Trenberth, 1997). La componente atmosférica de este sistema es la Oscilación del Sur, que se refiere a la modulación en la escala interanual de la presión atmosférica al nivel del mar sobre el Pacífico ecuatorial.

ENSO ha sido reconocido en estudios anteriores (e.g. Bengtsson et al. (1993)) como la mayor fuente de previsibilidad de las variaciones climáticas en latitudes medias y tropicales a través de sus teleconexiones identificadas a nivel global manifestándose estacionalmente. La influencia de ENSO en la dinámica atmosférica en la región de Norteamérica ha sido estudiada previamente (e.g. Higgins et al. (1999));

Castro et al. (2001); Jong et al. (2021)) y se ha remarcado la importancia que juega en la dinámica atmosférica del continente. También se ha encontrado que la influencia de ENSO en el NAM varía con el tiempo (e.g. Hu & Feng (2002); Zhu et al. (2007)). Este trabajo tiene como objetivo identificar uno de los mecanismos de teleconexión entre ENSO y el NAM, dos de los rasgos que dominan el clima en Norteamérica.

Antes de iniciar el análisis es importante definir algunos conceptos importantes que serán utilizados frecuentemente a lo largo de este escrito.

1.1.1. Monzón de Norteamérica

La circulación de verano en el noroeste del territorio mexicano se identifica como monzónica ya que exhibe varias cualidades propias de estos sistemas, como la precipitación estacional confinada casi exclusivamente al verano (Douglas et al., 1993), el cambio direccional de vientos en el golfo de California ocasionado por el contraste térmico océano-continente (Turrent & Cavazos, 2009), y la convección profunda forzada por topografía (Clapp et al., 2021).

El NAM se manifiesta como un incremento marcado en la precipitación a lo largo del eje longitudinal de la Sierra Madre Occidental (SMO), desde condiciones extremadamente secas en mayo hasta lluvias intensas de julio sobre grandes áreas del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos. Estas lluvias de verano típicamente duran hasta mediados de septiembre cuando un régimen seco se reestablece sobre la región (Adams & Comrie, 1997). Por esto, este sistema provee un marco para describir y diagnosticar la variabilidad interanual del régimen de precipitación (Higgins et al., 1999).

A pesar de ser similar a otros sistemas monzónicos en el planeta, un estudio reciente sugiere que la precipitación generada en el núcleo del NAM debe ser entendida como lluvia orográfica desarrollada por convección en una onda estacionaria forzada mecánicamente, y no como lluvia monzónica clásica tropical forzada térmicamente (Boos & Pascale, 2021). Esto no significa que los forzamientos térmicos puedan ser descartados, sino que la orografía de la SMO tiene un efecto de primer orden sobre la circulación atmosférica asociada al NAM.

Otro rasgo dominante en el NAM es un anticiclón ubicado en la tropósfera superior (Diem et al., 2013), aproximadamente entre los niveles de 500 y 200 hPa, el anticiclón del monzón de Norteamérica (NAMA por sus siglas en inglés). A mayor desplazamiento hacia el norte del NAMA, la temporada monzónica

es más húmeda, alcanzando su mayor latitud sobre el estado de Nuevo México durante los meses de julio y agosto (Cavazos et al., 2002). El desplazamiento del NAMA hacia el sur típicamente se asocia a monzones más secos (Higgins et al., 1999; Castro et al., 2001). Durante monzones húmedos el NAMA se fortalece, mientras que en monzones más secos tiende a debilitarse (Higgins et al., 1999). Se sabe que los monzones secos o con inicios tardíos se asocian con inviernos y primaveras más húmedas (e.g. Zhu et al. (2005, 2007)), los cuales tienden a relacionarse a anomalías de SST en el Pacífico Norte (Higgins & Shi, 2000). La posición y forma del NAMA ha sido asociada a ondas de Rossby en altura provenientes del océano Pacífico (Pascale et al., 2019; Mo & Higgins, 1998).

Se sabe entonces que el NAM está principalmente afectado por la orografía, los contrastes de temperatura, el transporte de humedad tropical hacia la región, el desplazamiento del anticiclón de altura y por la acción de ondas atmosféricas de diferentes frecuencias y números de onda que se propagan sobre la región monzónica.

1.1.2. El Niño y la Oscilación del Sur

La dinámica del ENSO es generada por interacciones océano-atmosféricas en el Pacífico tropical e inicialmente fue descrita por Bjerkness (1969). Esencialmente, Bjerkness propone que el ENSO se produce como un ciclo de retroalimentación positiva en el cual las anomalías de SST en el Pacífico refuerzan (o debilitan) a los vientos alisios y esto a su vez, impulsa los cambios en la circulación oceánica que produce una SST anómala. Actualmente, a esta definición se le agrega el hecho de que el océano con su alta capacidad térmica funciona como una memoria que oscila de fase cálida a fase fría (Neelin et al., 1998).

Uno de los modelos que mejor describen el fenómeno de ENSO es la teoría del oscilador retardado. Esta propone que las escalas de tiempo del evento deben estar relacionadas a los tiempos de propagación de ondas oceánicas atrapadas en el ecuador en una cuenca cerrada tras una perturbación ecuatorial inicial generada por una anomalía positiva del esfuerzo zonal del viento (Suarez & Schopf, 1988). Esta perturbación a su vez genera anomalías de altura de la superficie del mar que evolucionan como una onda de Rossby oceánica que se propaga hacia el oeste y una onda de Kelvin viajando al este.

Existen otros mecanismos que ayudan a explicar la dinámica del ENSO. Uno de ellos es la celda de Hadley que debe su existencia principalmente al contraste meridional de temperaturas entre latitudes tropicales y subtropicales. En las cercanías del ecuador la convergencia de aire húmedo tropical es forzado

a ascender. Al alcanzar la tropósfera alta, el flujo diverge hacia los subtrópicos donde desciende hacia niveles superficiales y fluye hacia el ecuador cerrando el circuito. Las altas concentraciones de humedad del aire ascendente sobre el ecuador resultan en la franja de mayor precipitación del planeta en la Zona Intertropical de Convergencia (ITCZ, por sus siglas en inglés). Mientras que, el aire descendente de latitudes subtropicales genera un cinturón de anticiclones sobre los océanos y extensiones desérticas sobre el continente (Webster, 2004).

La celda de Hadley representa un papel crucial en el clima global, transportando energía y momento angular hacia el polo y organizando la circulación atmosférica tropical en tres dimensiones (Lu et al., 2007). Además obedece a diversos factores, entre los cuales se encuentran procesos tropicales diabáticos, estabilidad atmosférica, dinámica de vórtices extra-tropicales y humedad atmosférica. Las anomalías de temperatura superficial en los trópicos son importantes para la variabilidad de la celda de Hadley y de Walker, por lo que la presencia de El Niño (La Niña) impacta en el aire ascendente de la celda de Hadley y en la variabilidad zonal de la celda de Walker.. Estudios anteriores sugieren que El Niño intensifica la celda de Hadley a nivel global y decrece su extensión meridional, a su vez, la celda de Hadley a través de perturbaciones a las corrientes en chorro y ondas de Rossby estacionarias, modula los impactos de ENSO en la variabilidad climática global (Li et al., 2023).

Otra estructura de circulación atmosférica asociada al ENSO es la circulación de Walker que está constituida por la componente zonal del viento de bajos niveles fluyendo de este a oeste sobre el Pacífico central tropical, generando movimientos ascendentes sobre el agua cálida del Pacífico occidental. Desde este punto, el flujo retorna de oeste a este por la tropósfera superior, generando movimientos descendentes sobre el agua fría del Pacífico oriental. A pesar de que la teoría describe a esta circulación como un sistema completo, actualmente se sabe que este circuito en el plano ecuatorial sólo representa la componente divergente del viento (Holton & Hakim, 2013).

El principal mecanismo de la circulación de Walker a bajos niveles son los gradientes de presión en la cuenca del Pacífico. Generalmente, los valores más bajos de presión se encuentran en el oeste, mientras que las presiones más altas se encuentran en el este. Debido a esta configuración, la atmósfera en el lado oriental de la cuenca es altamente estable, lo que limita la convección profunda y por tanto, la precipitación. En cambio, en la parte occidental la atmósfera es inestable y propicia la convección profunda y por consiguiente, la precipitación intensa es frecuente en la región (Holton & Hakim, 2013).

Al igual que la celda de Hadley, la circulación de Walker es una circulación térmica directa. En presencia de El Niño, la celda de Walker se divide en dos circuitos cerrados con convergencia sobre el calentamiento

superficial, mientras que durante eventos de La Niña, la circulación climatológica superficial promedio (de este a oeste) se intensifica.

1.1.3. Ondas de Rossby

En flujos inviscidos, barotrópicos y con profundidad constante en los que la divergencia de la velocidad horizontal desaparece, las ondas de Rossby (u ondas planetarias) resultan de fluidos en rotación donde la vorticidad absoluta se conserva. Deben su existencia a la variación latitudinal de la fuerza de rotación (asociada en este caso al parámetro de Coriolis f). Esta variación de f puede aproximarse expandiendo la dependencia de f en una serie de Taylor respecto a una latitud ϕ_0 . Si se retienen únicamente los primeros dos términos se obtiene:

$$f = f_0 + \beta y \quad (1)$$

Donde $\beta = \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)_{\phi_0} = 2\Omega \cos \phi_0/a$, a es el radio de la Tierra, Ω la velocidad angular de la Tierra y $y = 0$ en ϕ_0 . Esta aproximación usualmente es llamada plano- β de latitudes medias (Holton & Hakim, 2013). Siguiendo el desarrollo de Vallis (2017), se considera la ecuación de movimiento cuasigeostrófica en el plano- β en la forma:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \zeta + \beta v = 0 \quad (2)$$

Donde ζ es la vorticidad relativa. $\mathbf{u} = (u, v)$ donde u y v son las componentes zonal y meridional de la velocidad, respectivamente. Se puede linealizar respecto a un flujo zonal constante (\bar{u}) escribiendo:

$$\psi = \bar{\psi}(y) + \psi'(x, y, t) \quad (3)$$

donde $\bar{\psi} = -\bar{u}y$. La función corriente cuasigeostrófica (ψ) está relacionada con la velocidad a través de $u = -\partial\psi/\partial y$, $v = \partial\psi/\partial x$, y por lo tanto $\zeta = \nabla^2\psi$. Sustituyendo 3 en 2 y despreciando los términos no lineales productos de ψ' obtenemos:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi' + \bar{u} \frac{\partial \nabla^2 \psi'}{\partial x} + \beta \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0 \quad (4)$$

Buscando soluciones en forma de una onda plana, e.g.:

$$\psi' = \text{Re}(\tilde{\psi} e^{i(kx + ly - \omega t)}) \quad (5)$$

Donde $\tilde{\psi}$ es una constante compleja, Re indica la parte real de la función, la amplitud está dada por $\tilde{\psi}$ y la fase por $kx + ly - \omega t$, donde k y l son las componentes en la dirección x y y de vector número de onda y ω es la frecuencia de la oscilación. Sustituyendo la solución (5) en (4) se obtiene:

$$[(-\omega + \bar{u}k)(-K^2) + \beta k]\tilde{\psi} = 0 \quad (6)$$

Donde $K^2 = k^2 + l^2$ (\mathbf{K} es el vector número de onda total). Considerando la solución no trivial ($\neq 0$), (6), implica:

$$\omega = \bar{u}k - \frac{\beta k}{K^2} \quad (7)$$

La ecuación (7) es conocida como la relación de dispersión para las ondas barotrópicas de Rossby. Para describir la propagación de ondas de Rossby es útil imaginar alrededor de un círculo de latitud, una serie de parcelas de fluido cuya vorticidad relativa (ζ) es 0 en el momento inicial, suponiendo que las parcelas se desplazan meridionalmente conservando su vorticidad potencial (VP) ($q = \beta y + f + \zeta$).

Desplazamientos hacia el norte producen vorticidad relativa negativa y desplazamientos hacia el sur generan vorticidad relativa positiva. Los desplazamientos meridionales de esta cadena generan perturbaciones en el campo de vorticidad y este induce en consecuencia un campo meridional de velocidad advectando la cadena hacia el oeste (Fig. 1).

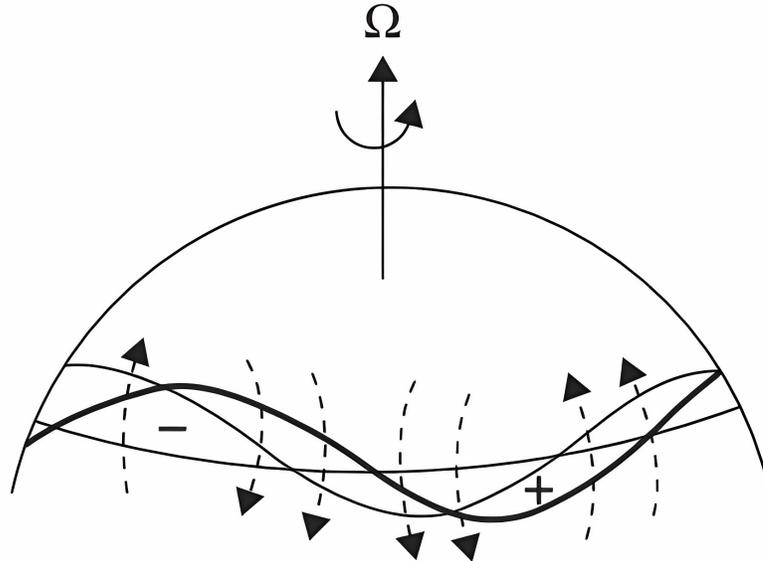


Figura 1. Perturbaciones en el campo de vorticidad y campo de velocidad inducida (flechas discontinuas) para una serie de parcelas de fluido desplazada meridionalmente. La curva ondulada gruesa muestra la posición original de la perturbación; la curva delgada muestra el desplazamiento hacia el oeste del patrón debido a la advección de la velocidad inducida.

El flujo en la tropósfera alta en latitudes medias está caracterizado por la presencia de ondas de Rossby que transfieren energía, humedad y momento a través de grandes distancias (Rossby, 1940). En las latitudes tropicales, las anomalías de SST generan convección y desplazamiento anómalo en la circulación de Hadley. El movimiento vertical asociado y la divergencia en la tropósfera superior, así como la convergencia contrapartida en los subtrópicos, provocan vorticidad anómala. Esta fuente de vorticidad en niveles altos es definida por Sardeshmukh & Hoskins (1988) como fuentes de ondas de Rossby (RWS por sus siglas en inglés), y es a su vez, generadora de trenes de ondas de Rossby. Estos trenes transfieren calor proveniente de los trópicos hacia la circulación atmosférica extratropical tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur (Hoskins & Ambrizzi, 1993). Las RWS son uno de los principales mecanismos responsables de las teleconexiones en la atmósfera (Qin & Robinson, 1993).

Las señales generadas por las ondas de Rossby de baja frecuencia o estacionarias se asocian con cambios estacionales en las temperaturas, mientras que las señales de altas frecuencias se asocian con la variación del tiempo meteorológico, impredecible a escalas mayores a unos cuantos días (Souders et al., 2014).

1.1.4. Teleconexiones climáticas

Mediante el uso de mapas de correlación de un punto (en inglés, *one-point correlation maps*), en los que se muestra la distribución espacial de los coeficientes de correlación calculados entre la serie de tiempo de alguna variable de un punto o región fija en el mapa y las series de tiempo correspondientes de todos los demás puntos del mapa, se han identificado estructuras pronunciadas con patrones similares a ondas. Desde hace décadas, los mapas de correlación de un punto con la altura geopotencial como variable del análisis han sido utilizadas para identificar patrones de teleconexión importantes para el estudio de la variabilidad climática (Simmons et al., 1983).

En Norteamérica múltiples sistemas gobiernan la variabilidad natural del clima, en invierno es cuando se observan mejor algunos patrones de teleconexión y su influencia en los patrones de precipitación y temperatura (e.g. Wallace & Gutzler (1981); Pavia et al. (2006)). Sistemas tales como la Oscilación del Atlántico Norte, la Oscilación del Ártico y el patrón Pacífico-Norteamérica (PNA) son algunas de las principales teleconexiones que influyen en el clima de invierno en el hemisferio Norte (Luna-Niño et al., 2021). Actualmente, un intento por describir la variabilidad atmosférica de verano ha guiado a múltiples estudios similares al presente.

El ENSO es considerado como uno de los principales modos de previsibilidad del clima para latitudes tropicales (e.g. Bengtsson et al. (1993); Fuentes-Franco et al. (2018)) de ahí la importancia de estudiar este sistema. Considerando además que el NAM es responsable de hasta el 75% de la precipitación en México (Diem et al., 2013) y que las ondas de Rossby son el principal mecanismo de teleconexiones atmosféricas (Qin & Robinson, 1993), es indispensable evaluar la influencia del ENSO en el NAM y hasta qué punto los trenes de ondas de Rossby pueden explicar esta teleconexión.

1.2. Antecedentes

1.2.1. Precipitación en México

Dentro de todas las variables meteorológicas (e.g. presión, humedad, temperatura), probablemente la más importante para caracterizar el clima es la precipitación. Gran parte del país puede categorizarse como clima monzónico, exhibiendo una estación húmeda durante los meses de verano y una estación relativamente seca en los meses de invierno. Las fluctuaciones de temperatura y/o precipitación están asociadas (entre otros factores) a sistemas frontales durante el invierno y con huracanes y ondas de Rossby durante el verano (Magaña et al., 2003; Pavia, 2017).

La República Mexicana se encuentra totalmente en el hemisferio norte, abarcando latitudes tropicales influidas por los vientos alisios y regiones subtropicales hacia el norte que son afectadas tanto por los centros anticiclónicos del Atlántico Norte y el Pacífico Norte (García, 2003), como por la corriente en chorro subtropical (Luna-Niño et al., 2021).

De acuerdo con Wallace & Gutzler (1981) los factores que afectan la configuración de precipitación en México son el desplazamiento zonal de la ITCZ; la intensidad de las perturbaciones en la dirección de los vientos alisios; la influencia de ondas de Rossby y los ciclones asociados a éstas; la presencia de sistemas tropicales tales como depresiones asociadas a los vientos del oeste. García (2003) propone además como factor determinante de la precipitación a los sistemas frontales denominados “eventos de Norte” asociados a masas de aire frío provenientes de Canadá y Estados Unidos.

El fenómeno de ENSO tiene repercusiones considerables en la precipitación de México. Durante el invierno, en general, El Niño genera anomalías positivas de precipitación en el noroeste de México, por el contrario La Niña genera anomalías negativas. Durante el verano, El Niño generalmente provoca

anomalías de precipitación negativas sobre la mayor parte del territorio mexicano y Centroamérica. Por su parte, durante veranos de La Niña la precipitación se mantiene en valores normales o superiores a la media climatológica (Magaña et al., 2003; Pavia et al., 2006; Cavazos & Hastenrath, 1990).

Por su parte, el NAM también es parte crucial para el ciclo hidrológico en el oeste de México y el suroeste de Estados Unidos siendo responsable de aproximadamente el 75 % de la precipitación anual entre julio y agosto (Diem et al., 2013). En el presente estudio se propone estudiar los detalles de al menos uno de los mecanismos físicos involucrados en la relación ENSO-NAM que ocurre en México.

1.2.2. Teleconexión ENSO-NAM

A escalas interanuales, ENSO tiene una fuerte influencia en el inicio y cantidad de precipitación asociada al NAM (Turrent & Cavazos, 2009). Monzones más húmedos en la zona núcleo del NAM tienden a ocurrir en años con presencia de La Niña debido al impacto de las anomalías de SST del Pacífico oriental que se asocia a un contraste térmico entre océano y continente, mientras que en años con presencia de El Niño, los monzones tienden a ser más secos (Higgins et al., 1999).

La influencia de ENSO en el NAM se asocia en parte con una celda de Hadley más intensa y más orientada (centrada) hacia el ecuador debido al calentamiento superficial del mar (fase cálida); esto fortalece la ITCZ aumentando la convergencia sobre el ecuador (Arias et al., 2015). La corriente en chorro es también desplazada meridionalmente cambiando la posición de cinturones de bajas y altas presiones (Arias et al., 2015). Otra conexión es a través de la retroalimentación superficie continental-atmósfera, como lo sugieren varios autores. La lluvia invernal y de primavera durante años canónicos de El Niño retrasaría el contraste térmico océano-continente necesario para el inicio de un monzón húmedo y viceversa durante años de La Niña (e.g. Zhu et al. (2005, 2007)).

La variabilidad interanual en la temporada invernal en Norteamérica también tiene una conexión bien establecida con el ENSO (Castro et al., 2001). Durante eventos de El Niño la corriente en chorro subtropical tiende a ser más zonal y se desplaza hacia el ecuador mientras que la corriente polar se debilita, lo que promueve el desarrollo convectivo de sistemas de tormenta y, por tanto, inviernos más húmedos y fríos. En años Niña, la corriente en chorro es más débil y se desplaza hacia el norte; con ella los sistemas convectivos son desviados hacia el norte, lo que provoca inviernos más secos y cálidos en el norte del territorio mexicano y sur de Estados Unidos (Luna-Niño et al., 2021).

El signo positivo (negativo) de ENSO no garantiza anomalías positivas (negativas) de la precipitación en invierno. Sin embargo, estos son los patrones más observados durante estos eventos. En su trabajo de tesis, Reyes Vallejo (2021) encontró que la variabilidad en la precipitación monzónica relacionada a la magnitud y fase de ENSO ha disminuido al punto de que en años más recientes (1992-2019) no existe una diferencia estadísticamente significativa de la precipitación entre años Niña y años Niño.

Una herramienta que comúnmente se utiliza en el estudio de teleconexiones entre el ENSO y la precipitación asociada al NAM es el análisis de correlación o regresión. Este método recae en la hipótesis de que la respuesta al forzamiento del ENSO es lineal (Wang et al., 2007). Esa suposición ha presentado cuestionamientos por parte de otras investigaciones, ya que asumir que la respuesta a la fase cálida es proporcionalmente inversa a la respuesta de la fase fría es cuando menos, arriesgado. Como se mencionó, las relaciones identificadas entre ENSO y NAM hasta la fecha no son categóricas y es posible que las observaciones contradigan a los patrones canónicos establecidos para ENSO. Además es importante remarcar que para la estación de verano aún existe debate académico sobre la influencia (y la intensidad de la misma) del ENSO en el NAM. De ahí la importancia de continuar estudios enfocados en describir la relación entre estos sistemas atmosféricos.

1.2.3. Mecanismos similares

Un pilar importante para esta tesis es el trabajo de Castro et al. (2007) en donde se analizó la relación entre el clima de verano en Norteamérica y las anomalías de SST del Pacífico utilizando la integración del modelo numérico RAMS. Entre sus resultados se identificó una relación entre las anomalías de altura geopotencial de años con eventos de ENSO y la precipitación del NAM. Uno de los más interesantes fue el resultado presentado en la Fig. 2, donde se muestran los resultados de un análisis mensual de compuestos de la altura geopotencial de la superficie de 500 mb, con la selección de años en función de la fase positiva y negativa de ENSO. El panel para el análisis mensual centrado en el 4 de julio contiene un patrón zonal que se asemeja a la propagación de una onda de Rossby que sería uno de los mecanismos físicos asociados a la teleconexión ENSO-NAM.

Años más tarde, en el trabajo de Yadav (2017), se encontró que la precipitación asociada al monzón de la India está modulada por la propagación de ondas de Rossby cuasiestacionarias que se transportan a lo largo del jet asiático en la tropósfera superior. Al patrón climático producido por dichas ondas se le llama *Silk Road* o *Camino de la Seda*, en referencia a la ruta comercial medieval que atravesaba el

continente asiático.

Debido a las similitudes entre los sistemas monzónicos, además de que, gracias a la teoría, se sabe que los principales mecanismos de teleconexión en la atmósfera son las ondas de Rossby, estos dos trabajos significaron un paso importante en el planteamiento del problema.

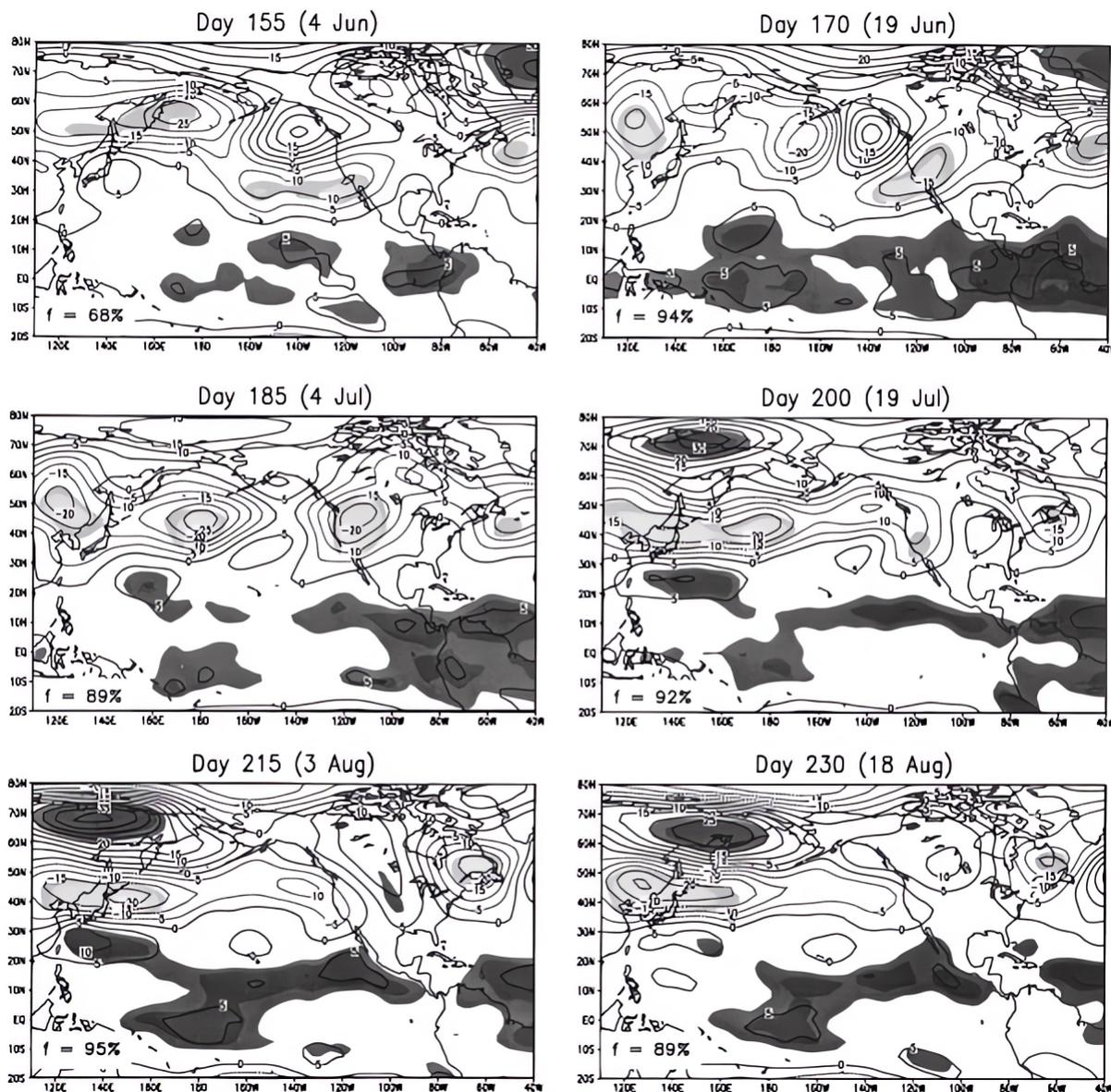


Figura 2. Evolución temporal del análisis compuesto de promedios de 30 días la altura geopotencial de la superficie de 500 mb centradas (Z500) en la fecha indicada. En la figura se muestra la diferencia entre los promedios correspondientes de Z500 para eventos de El Niño y los de los eventos de la Niña durante el periodo de estudio (1950-2002) El intervalo de contorno es de 5 metros. Las áreas sombreadas indican significancia estadística (Castro et al., 2007)

1.3. Planteamiento del problema

Considerando las bases teóricas descritas en la Sección 1.1 se pueden asociar estos elementos a la resolución de un problema científico. Se discutió la dependencia que exhibe el resultado de la Figura 2 al Niño/Niña; así como su visible influencia en el área asociada al NAMA. Por lo tanto, se propone identificar este mecanismo asociado a la fase de ENSO, y analizar si existe una influencia cuantificable sobre el NAMA. Se espera explicar con los resultados encontrados la señal que está generando el resultado de la Figura 2.

1.3.1. Justificación

El NAM y las variaciones estacionales de la precipitación asociadas a este tienen un fuerte impacto en el clima local de su región de influencia (Higgins et al., 1999). Además, el NAM es un componente climático fundamental en el noroeste de México que abastece de humedad y modula la estructura de los ecosistemas de la Sierra Madre Occidental y el desierto de Sonora, así como la productividad agrícola, la salud pública y el suministro y demanda de recursos hídricos del noroeste de México (Ray et al., 2007).

Es importante considerar también la influencia social de fenómenos relacionados a ENSO en el país. Un ejemplo es el costo total de los daños derivados del evento de El Niño de 1982-1983. El impacto económico atribuido a este evento fue de alrededor de 600 millones de dólares para México y Centroamérica (Magaña et al., 2003).

Conforme crece el número de desastres relacionados a eventos hidrometeorológicos extremos, el número de gente afectada también aumenta. La necesidad de mejores predicciones a largo plazo de variables como la temperatura o la precipitación ha resultado en estudios que relacionan patrones como ENSO con el clima regional. Los sectores agropecuario, forestal, de manejo de agua y de salud demandan diagnósticos y pronósticos climáticos más detallados de las condiciones climáticas extremas (Magaña et al., 2003). Describir el mecanismo físico a través del cual se comunican las anomalías de SST asociadas a ENSO con la precipitación en la zona de influencia del NAM es de primordial importancia.

1.4. Hipótesis

ENSO se relaciona con el NAM a través de ondas planetarias de baja frecuencia además que este mecanismo genera el resultado numérico identificado por Castro et al. (2007) (Figura 2).

1.5. Objetivos

Para comprobar (o en su defecto, falsear) esta hipótesis se propone:

1.5.1. Objetivo general

Identificar el mecanismo de teleconexión a gran escala asociado a la fase y signo de ENSO, que modula al anticiclón del NAM y que a su vez, genera el resultado obtenido en el análisis de compuestos de altura geopotencial de Castro et al. (2007).

1.5.2. Objetivos específicos

1. Identificar señales (semejantes a ondas cuasiestacionarias) presentes en las escalas espacio-temporales de interés.
2. Determinar si existe relación entre las señales identificadas y la fase de ENSO.
3. Caracterizar y describir las propiedades principales (frecuencia, número de onda) de las señales identificadas.
4. Asociar el área y comportamiento del anticiclón del NAM con la presencia de las señales identificadas.

Capítulo 2. Metodología

2.1. Datos y Región de estudio

2.1.1. Datos ERA5

Los reanálisis proveen una descripción del clima reciente, producida al combinar campos meteorológicos observados y resultados generados por modelos globales. Contienen estimaciones de parámetros atmosféricos en altura y superficie, para todo el dominio global. Son llamados así por ser un análisis retrospectivo, ya que pueden extenderse hasta múltiples décadas al pasado (Hersbach et al., 2020). Tomando esto en cuenta, se optó por utilizar datos de reanálisis para realizar este trabajo.

ERA5 es la quinta generación del reanálisis atmosférico del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Mediano Plazo (ECMWF por sus siglas en inglés) de cobertura global con una base que contiene datos desde enero de 1940 hasta el presente, con un desfase de aproximadamente medio año. ERA5 es distribuido al público por el servicio de cambio climático de Copernicus (C3S) en el ECMWF. Este reanálisis provee estimaciones horarias de un amplio número de variables atmosféricas. Los datos cubren al planeta en una malla de 30 km y resuelven las ecuaciones de la atmósfera usando 137 niveles verticales cubriendo desde la superficie hasta 80 km de altura (Hersbach et al., 2020). Los datos están ordenados en una malla regular con una resolución de 0.25° (aproximadamente 25 km para latitudes medias). Para algunas partes de este trabajo las longitudes se manejaron en un formato de 0° a 360° , si no es especificado de esta forma, las longitudes fueron manejadas como las da originalmente el reanálisis (-180° a 180°).

Para este trabajo, se utilizaron datos de reanálisis provenientes del ERA5 para la región del océano Pacífico norte. Las variables utilizadas fueron geopotencial ($m^2 s^{-2}$), velocidad horizontal del viento ($m s^{-1}$) y temperatura del aire (K). Se trabajó con todas estas variables para el periodo de 1950 a 2023, a 250 y 500 hPa; se consideraron estos niveles por concordancia con estudios previos que utilizan una metodología similar (e.g. Yadav (2017)).

2.1.2. Región de estudio

Para identificar perturbaciones asociadas al ENSO se utilizó una zona aproximada a donde se identificó la señal similar a una onda en Castro et al. (2007). En la Figura 3 se muestra la ubicación de la región considerada en este trabajo. Se utilizaron datos contenidos en 120° E, 80° W y 20° a 60° N abarcando principalmente la cuenca del Pacífico Norte. Se utilizó esta zona para poder visualizar el desarrollo de fluctuaciones asociadas a ENSO. Se incluye el continente para analizar también la potencial influencia en la zona del anticiclón del NAM.

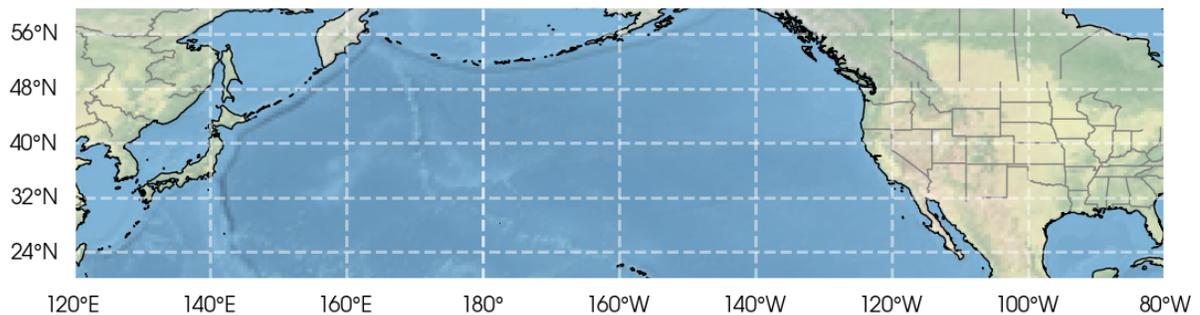


Figura 3. Región de estudio.

El flujo zonal en la región es predominantemente de oeste a este y se encuentra principalmente dominado por la corriente en chorro subtropical (Figura 4). A 250 hPa se identifica claramente la señal de la corriente, intensificándose hacia su eje, ubicado alrededor de 30° N. A 500 hPa, a pesar de la disminución de la velocidad, la señal se mantiene. A estas escalas espacio-temporales, el rasgo atmosférico que más influye en otras variables (e.g. altura geopotencial, Figura 22) es la corriente en chorro. Esto significa que la corriente contribuye de manera importante en los resultados posteriores.

2.2. Herramientas analíticas

Se utilizaron múltiples herramientas numéricas y analíticas para el motivo de esta investigación. Particularmente, la cantidad conocida como el flujo de acción de onda representa parte fundamental de la tesis. Se describen algunas de estas herramientas en la subsección posterior para facilitar la explicación de resultados y la discusión.

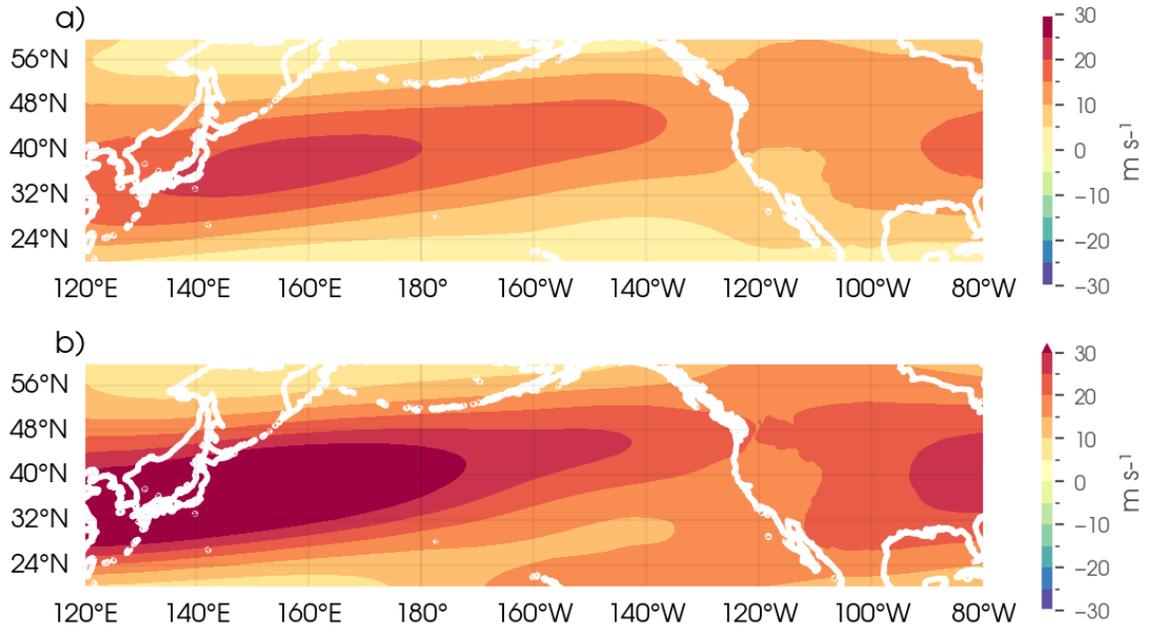


Figura 4. Climatologías de velocidad zonal en la región de estudio considerando todo el año. A a) 500 hPa y b) 250 hPa. Periodo de 1950 a 2023.

2.2.1. Interacción entre ondas y el flujo atmosférico medio

Las ondas juegan un papel importante en la evolución del momento angular atmosférico. El estudio de la circulación general de la atmósfera ha guiado al desarrollo de herramientas para el diagnóstico de la propagación y el forzamiento de ondas que pueden influir en el tiempo meteorológico. Un resultado importante para esta rama (y en especial, para este trabajo) es la relación de Eliassen-Palm (E-P):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{F} = D \quad (8)$$

Donde A es una cantidad conservativa asociada a la amplitud de onda, \mathbf{F} es el flujo simplificado de E-P y D representa el término fuente/sumidero de la cantidad A conforme ésta es transportada por la corriente, lo que incluye el efecto de la mezcla turbulenta.

La relación (8) ha demostrado ser una herramienta poderosa de diagnóstico de actividad (o acción) y propagación de ondas de Rossby y de sus interacciones con el flujo zonal medio en el plano meridional (Vallis, 2017). La divergencia y convergencia de \mathbf{F} indica dónde un paquete de ondas es emitido o disipado, respectivamente.

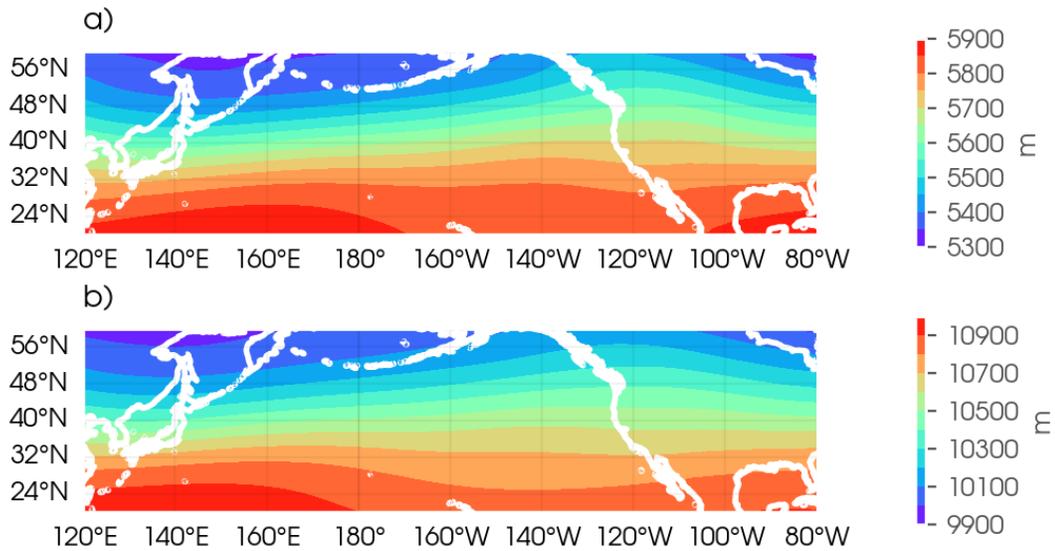


Figura 5. Climatologías de altura geopotencial en la región de estudio considerando todo el año. A a) 500 hPa y b) 250 hPa. Periodo de 1950 a 2023.

La ecuación 8 establece que el cambio en la densidad de acción de onda (A) en cualquier punto se encuentra balanceado por la divergencia del vector de flujo \mathbf{F} ($\nabla \cdot \mathbf{F}$) y el término de disipación y generación (D). Si $\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$ (divergencia) se está exportando actividad de onda y A se reduce localmente. Si $\nabla \cdot \mathbf{F} < 0$ (convergencia) se está importando actividad de onda y A aumenta localmente. El término D representa cualquier generación local ($D > 0$) o disipación ($D < 0$) de actividad de onda. En el límite conservativo ($D = 0$), se observa en 8 que el cambio local de A depende únicamente de la divergencia y convergencia de su flujo; aumentando cuando existe convergencia (disipación) y reduciendo cuando existe divergencia (generación).

Tal y como está formulada en (8), el flujo de E-P es una cantidad zonalmente promediada por lo que únicamente resulta útil para analizar la propagación de ondas en el plano meridional. Esto limita sus aplicaciones en los análisis troposféricos. Plumb (1985) generalizó el flujo E-P para definir una medida conservativa en 3 dimensiones del flujo de acción de onda que es independiente a la fase, eliminando el promedio zonal:

$$\frac{\partial A_s}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{F}_s = C_s \quad (9)$$

Donde C_s es el término no conservativo asociado a las fuentes y sumideros de la acción de onda a lo largo de la trayectoria de una parcela de fluido conforme es transportada por la corriente media (para corrientes medias y ondas conservativas $C_s = 0$). A_s y F_s son las variables de la generalización del problema a tres dimensiones que aportó Plumb. Tanto D en (8) y C_s en (9) están asociados a los

mecanismos que pueden generar turbulencia en el flujo, ambos se aproximan a 0 en un flujo conservativo (Plumb, 1985).

Esta derivación para un flujo zonal cuasigeostrófico lineal permite aplicaciones para ondas estacionarias (o cuasiestacionarias). Sin embargo, dado que la relación (9) fue construida para un flujo zonal constante, aún presenta limitaciones en la atmósfera real. Años más tarde, Takaya & Nakamura (2001) generalizaron esta aproximación y sus propiedades conservativas para perturbaciones cuasigeostróficas de amplitudes pequeñas tanto estacionarias como transitorias en un flujo zonalmente variante:

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{W} = D_T \quad (10)$$

Al igual que la propuesta de Plumb (1985), el flujo de Takaya & Nakamura (2001) (\mathbf{W} en 10) es independiente de la fase de las ondas, con el agregado de que también es paralelo a la propagación de energía (velocidad de grupo). En (10) M es una cantidad asociada a la acción de onda. Es una combinación lineal del pseudo-momento de onda (A) y la energía de onda (e):

$$M = \frac{p}{2} \left(\frac{q'^2}{2|\nabla_H Q|} + \frac{e}{|U| - C_p} \right) \cos \phi \quad (11)$$

Donde ∇_H representa a los gradientes horizontales definidos como:

$$\nabla \equiv \left(\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda}, \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} \cos \phi, \frac{\partial}{\partial z} \right)$$

$$\nabla_H \equiv \left(\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda}, \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi}, 0 \right).$$

D_T es el forzamiento asociado al flujo, p es la presión atmosférica normalizada por 1000 hPa, C_p es la rapidez de fase en la dirección del flujo $\mathbf{U} = (U, V, 0)$, ϕ es latitud y q' son anomalías de la vorticidad potencial dada por:

$$q = Q(x, y, z) + q' \quad (12)$$

Usando coordenadas esféricas, el flujo de acción de onda horizontal (\mathbf{W}) se define como:

$$\mathbf{W} \equiv \frac{p \cos \phi}{2|\mathbf{U}|} \left(\begin{array}{l} \frac{U}{a^2 \cos^2 \phi} [(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda})^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2}] + \frac{V}{a^2 \cos \phi} [\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi}] \\ \frac{U}{a^2 \cos \phi} [\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi}] + \frac{V}{a^2} [(\frac{\partial \psi'}{\partial \phi})^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \phi^2}] \end{array} \right) + C_U M \quad (13)$$

Donde C_U es la propagación de fase en la dirección \mathbf{U} . ψ' son anomalías de la función corriente cuasigeostrófica dada por $\psi = \frac{\Phi}{f}$, donde Φ es geopotencial y f el parámetro de Coriolis. En adelante, la función corriente cuasigeostrófica será referida únicamente como función corriente, a sabiendas de que

la formulación fue desarrollada considerando el modelo cuasigeostrófico pero en este trabajo se propone utilizar datos de reanálisis.

Se puede observar en (13) que el flujo de acción de onda es proporcional a variaciones espaciales de las anomalías de geopotencial (Yadav, 2017). Un hundimiento (o elevación) en la troposfera media (alrededor de 500 hPa) intensifica el flujo \mathbf{W} . El campo de \mathbf{W} indica la presencia o ausencia de ondas interactuando con el flujo, mientras que la divergencia (o convergencia) de \mathbf{W} identifica las fuentes (sumideros) de las ondas.

Físicamente, la generación de ondas ocurre donde existe una fuente de inestabilidad en la atmósfera; esta inestabilidad extrae energía del flujo medio y la convierte en actividad o acción de onda (A disminuye localmente). Conforme las ondas son generadas, se propagan alejándose de la zona fuente, generando emisión de paquetes de onda. Esta emisión es representada a través de la divergencia del flujo \mathbf{W} . Contrariamente, la disipación de ondas ocurre cuando las ondas atmosféricas encuentran condiciones que ocasionan su rompimiento (e.g. interacciones no-lineales). Cuando las ondas se disipan, su energía y momento son transferidos al flujo medio (A aumenta localmente). Esta transferencia resulta en una acumulación local de acción de onda, representada por la convergencia del flujo \mathbf{W} .

2.2.2. Filtros temporales

La escala temporal de la señal que se quiere identificar es de vital importancia. De no aislarla correctamente se corre el riesgo de contaminar y malinterpretar los resultados. Previo al cálculo del flujo de acción de onda (Sección 2.2.1) se aplicaron múltiples filtros temporales para separar frecuencias en las que no estamos interesados, estas incluyeron frecuencias altas (frecuencia horaria/diaria) y frecuencias muy bajas (frecuencia anual/semi-anual).

Para descartar las frecuencias muy bajas se retiró el ciclo estacional de los datos utilizando un modelo de regresión de Fourier tal como se describe en Sussman et al. (2020). El vector de coeficientes de regresión está dado por:

$$\mathbf{C} = (\mathbf{X}^T \times \mathbf{X})^{-1} \times \mathbf{X}^T \times \mathbf{Y} \quad (14)$$

Donde \mathbf{X} es la matriz de predicción construida con una columna de unos (1) que representan el término constante de la serie de tiempo; el resto de columnas están compuestas por pares de senos y cosenos representando los primeros cinco armónicos del ciclo estacional. La longitud de las columnas es la cantidad

de días del arreglo de datos (365 y 366 días dependiendo el año). \mathbf{Y} es la matriz de los datos instantáneos originales donde cada elemento de la matriz representa una serie de tiempo de la variable que se esté procesando (geopotencial, velocidad zonal, etc). El ciclo estacional fue considerado como $\mathbf{X} \times \mathbf{C}$ y sustraído de las series de tiempo \mathbf{Y} .

Respecto a las frecuencias altas, se utilizó una media móvil para eliminar todas las oscilaciones con periodos menores a 30 días. Con estos filtros se definieron tres tipos de variables:

- Valores “instantáneos”¹. Datos originales del ERA5 a los que se les retiró el ciclo estacional y se les aplicó una media móvil de 30 días. Dependientes del tiempo.
- Estado base. Climatologías con datos originales del ERA5 a los que se les retiró el ciclo estacional y se les aplicó una media móvil de 30 días. No dependientes del tiempo.
- Anomalías. Desviaciones del valor “instantáneo” respecto al estado base. Dependientes del tiempo. Variables primadas.

Estas definiciones aplican para todas las variables utilizadas en todas las etapas de este trabajo. Estos filtros fueron aplicados por Takemura & Mukougawa (2020) probando su eficacia para un análisis similar utilizando 10.

2.2.3. Análisis espectral en el dominio frecuencia - número de onda

Para obtener información cuantitativa de las propiedades que exhibe la señal identificada, se realizó un análisis espectral para transformar el dominio espacio-temporal al de número de onda (zonal)-frecuencia. Wheeler & Kiladis (1999) proponen una metodología para analizar datos atmosféricos cercanos al ecuador y asociarlos a las relaciones de dispersión teóricas deducidas para el plano beta ecuatorial.

En su artículo Wheeler & Kiladis (1999) calculan el espectro de potencia de datos satelitales de radiación de onda larga saliente. Aplicando un suavizado identificaron picos de energía que corresponden a las curvas teóricas de las relaciones de dispersión de distintas ondas (Rossby, Kelvin y Poincaré entre otras señales). En el dominio frecuencial y zonal, la potencia tiene un comportamiento rojo (la potencia se puede considerar ruido rojo si decae a una razón de $\frac{1}{frecuencia^2}$ con la frecuencia aumentando (Sussman

¹Las comillas en el término instantáneo se utilizan para enfatizar que en un sentido estricto, estos no son datos instantáneos pues ya han sido modificados temporalmente; a falta de un mejor adjetivo se referirá a ellos como “instantáneos”.

et al., 2020)). En el mismo artículo se explica cómo a consecuencia de la simetría de los modos fundamentales en la región ecuatorial, fue posible separar las señales en sus componentes simétricos y anti-simétricos. Para el caso de latitudes medias, esta simetría no es esperada.

En Sussman et al. (2020) se aplicó el mismo análisis realizado por Wheeler & Kiladis (1999) con modificaciones para su aplicación a latitudes medias (40° - 60° N). En este artículo se encontró consistencia en las señales (naturaleza roja) a pesar de no separar en componentes. Tampoco se realizó un suavizado para aislar picos de energía, ya que el mismo proceso puede estar sujeto a subjetividad (Sussman et al., 2020).

El análisis espectral realizado en este trabajo sigue la metodología propuesta por Wheeler & Kiladis (1999) y modificada para latitudes medias por Sussman et al. (2020). Aprovechando la dependencia directa de \mathbf{W} con las anomalías de la función corriente ψ' , se utilizaron estas mismas anomalías para el análisis.

Como se trabajó en una región específica y no a lo largo de círculos de latitud completos, también se retiró la tendencia lineal longitudinal para disminuir el error en la estimación por seccionar la cuenca del Pacífico Norte. Posteriormente, se separaron las series de tiempo en segmentos de 62 días con una sobre-posición de 31 días. A cada segmento se le retiró la tendencia lineal temporal y se atenuó cada segmento con una ventana de Hann tendiendo a 0 en los extremos (días 1 y 62) y amplitud máxima en el día 31 (Blackman & Tukey, 1958). Un paso similar fue realizado en la dimensión longitudinal, atenuando los extremos lejanos al centro de la cuenca (sobre Asia y Norteamérica) y máxima amplitud en el centro del Pacífico Norte. Este paso es necesario para prevenir filtrado espectral (Wheeler & Kiladis, 1999). Una vez procesados los datos, se calculó una transformada rápida de Fourier (FFT) en 2 dimensiones (tiempo, longitud) para obtener frecuencia y número de onda zonal para cada segmento.

La potencia se definió como:

$$Power = |FFT(\mathbf{Y}')|^2 \quad (15)$$

Recordando que Y' es la serie de tiempo sin ciclo estacional.

Para facilitar la visualización, se calculó el logaritmo en base 10 de (15). Finalmente, se obtuvo el promedio de todos los segmentos y se promedió una última vez sobre la banda de latitud (40° N a 60° N) para pasar del espacio tridimensional (frecuencia, latitud, número de onda) al bidimensional (frecuencia, número de onda). Se dividió el año de datos en estaciones (DEF, MAM, JJA, SON) para obtener un espectro de potencia por estación.

2.2.4. Selección de años de estudio

Tomando en cuenta lo descrito en la Sección 1.3 respecto a la dependencia con ENSO, es necesario separar los años en función de la fase que esté presente en verano. Particularmente nos interesa la segunda mitad del año, que contiene los meses de junio, julio y agosto (verano de ahora en adelante).

Se utilizó el Índice Niño Oceánico (ONI por sus siglas en inglés) para seleccionar años con actividad importante asociada a eventos de El Niño y La Niña. Un criterio de $ONI \geq 0.5$ se asoció a años Niño, $ONI \leq -0.5$ se asoció a años Niña y $-0.5 < ONI < 0.5$ se definió como año neutro. Estos criterios debían cumplirse en al menos 5 meses consecutivos de la segunda mitad del año (junio a diciembre); esto fue decidido tomando en cuenta que un evento típico de ENSO alcanza un máximo a finales de año (Larkin & Harrison, 2002). Un año se clasificó como:

- Año Niña si presentaba al menos 5 meses consecutivos con valores de $ONI \leq -0.5$, sin que ningún mes cumpliera los criterios de El Niño o condiciones neutras.
- Año Niño si presentaba al menos 5 meses consecutivos con valores de $ONI \geq 0.5$, sin que ningún mes cumpliera los criterios de La Niña o condiciones neutras.
- Año neutro si presentaba al menos 5 meses consecutivos con valores de ONI en el rango $-0.5 < ONI < 0.5$, sin que ningún mes cumpliera los criterios de El Niño o La Niña.

La Tabla 1 despliega los años que cumplieron los criterios establecidos. En lo consiguiente, al referir fases de ENSO nos referiremos a la presencia de El Niño (o La Niña), y sus años asociados. Se asume una relación directa entre la magnitud del evento y el índice ONI.

2.2.5. Definición del área del anticiclón del NAM

El anticiclón es uno de los rasgos característicos del monzón de Norteamérica (Diem et al., 2013). Ubicado típicamente a 500 hPa, es posible identificarlo utilizando numerosas variables dependiendo de los objetivos de la investigación. En este caso, se utilizaron anomalías de altura geopotencial (dadas en metros) para definir un contorno de verano asociado al anticiclón del NAMA.

Tabla 1. Años utilizados para el estudio separados por criterio ONI para cada fase. Se anexan aquellos que presentaron señales mixtas y no fueron utilizados en el cálculo.

Años Niño	Años Niña	Años Neutros	Señal mixta
1951	1954	1952	1950
1953	1955	1959	1956
1957	1964	1960	1958
1963	1970	1961	1968
1965	1971	1962	1974
1969	1973	1966	1976
1972	1975	1967	1977
1982	1988	1978	1979
1987	1995	1981	1980
1991	1998	1989	1983
1997	1999	1990	1984
2002	2000	2001	1985
2004	2007	2003	1986
2009	2010	2012	1992
2015	2011	2013	1993
2023	2016		1994
	2020		1996
	2021		2005
	2022		2006
			2008
			2014
			2017
			2018
			2019

Se consideraron las climatologías sin filtros temporales para verano, esto debido a la variabilidad estacional e interanual del NAM (Adams & Comrie, 1997). Se calcularon climatologías mensuales de altura geopotencial para julio por ser un mes donde climatológicamente se identifica el NAMA. Se restó a cada promedio mensual la climatología de verano (veranos desde 1950 a 2023). El contorno cerrado de anomalía de altura geopotencial más extenso en espacio (formado por al menos 200 vértices) fue considerado como el contorno del área del NAMA en la región de estudio. Se repitió el mismo ejercicio para definir un anticiclón en años Niño y años Niña para así analizar diferencias entre los contornos.

2.3. Métodos

Una vez establecidas las herramientas y los datos que se utilizaron, se describe a continuación el método

que se utilizó para responder a la pregunta científica planteada en la Sección 1.3.

1. **Cálculo del flujo de acción de onda.** Siguiendo la formulación de (13) se calcularon \mathbf{W} y su divergencia para identificar potencialmente una señal similar a la mostrada en la Figura 2. (Sección 3.1).
2. **Asociación a la fase de ENSO.** Considerando la separación establecida en la Tabla 1, se asoció la señal identificada a años Niño o años Niña. (Sección 3.2).
3. **Caracterización de ondas.** A través del análisis espectral y los espectros de potencia, se estimaron las propiedades básicas de las señales identificadas (frecuencia y número de onda). En la Sección 1.4 se estableció que las señales analizadas podrían corresponder a ondas de Rossby cuasiestacionarias (Sección 3.3).
4. **Asociación al área del NAMA.** Finalmente, se estimó un contorno del NAMA para cada fase (Niño y Niña) y se calcularon mapas de correlación para cuantificar la relación entre las señales aisladas y asociadas a la fase de ENSO y el contorno definido para el NAMA. (Sección 3.4).

Capítulo 3. Resultados

3.1. Identificación de ondas

La primera parte de este trabajo fue dedicada a filtrar fluctuaciones temporales ajenas a las escalas de interés (Sección: 2.2.2). Para asegurar que la señal generatriz del resultado de la Figura 2 esté presente en los datos de este estudio, se recreó esta misma figura con los criterios descritos en la Sección 2.2.4. La Figura 6a despliega esta recreación.

Se puede observar que a pesar de ser calculada con una base de datos distinta y años distintos, la señal es bastante similar a la identificada en Castro et al. (2007) con algunas diferencias menores. Por ejemplo, el resultado de 6a tiene una desviación hacia el norte que no se observa en 6b, los centros de anomalías negativas no son exactamente cerrados en la recreación, además de que el patrón de onda está desplazado ligeramente hacia el noreste y la anomalía sobre Norteamérica presenta valores ligeramente menores en magnitud respecto a la figura original de Castro et al. (2007). A pesar de estas diferencias, las similitudes entre los patrones de 6a y 6b sugieren que el mecanismo formando la señal observada en la Figura 2 también está presente en los datos del ERA5 a estas escalas aunque es sensible al criterio de separación.

Además de esta réplica se generaron anomalías para distintas combinaciones de fases de ENSO, esto con el fin de corroborar los resultados y reducir la incertidumbre de que se trate de un resultado aleatorio. Esto ayudó a sustentar certeza en los criterios de división entre fases de ENSO. Como era de esperar, la Figura 6c (anomalías de años Niño - años neutros) el patrón vuelve a ser similar a 6a aunque más sutil, ya que las condiciones de la Niña intensifican las condiciones neutras.

Finalmente, al descartar los años Niño y trabajar anomalías únicamente de años Niña y neutros el patrón cambia (6d) y destaca la presencia de una anomalía positiva sobre el Pacífico central entre 25° y 40° N. Los resultados coherentes ayudaron a establecer que no es aleatorio el encontrar un patrón similar al de Castro et al. (2007), puesto que sugieren que existe el mismo forzamiento en estas escalas. Una vez considerado esto, se puede iniciar el análisis relacionado al flujo de acción de onda **W**.

Como se describió en la Sección 2.2.1, en el límite conservativo las fluctuaciones temporales de la acción de onda **M** dependen únicamente de la divergencia y convergencia de su flujo **W**; la divergencia de este vector indica la emisión (positiva) y absorción (negativa) de trenes de ondas en las regiones analizadas.

Se calculó la divergencia para el vector \mathbf{W} con componentes horizontales W_x y W_y en cada paso de tiempo. Posteriormente, se calcularon los promedios climatológicos mensuales de la anomalía de función corriente, de \mathbf{W} y de su divergencia para cada mes del verano boreal (Figura 7).

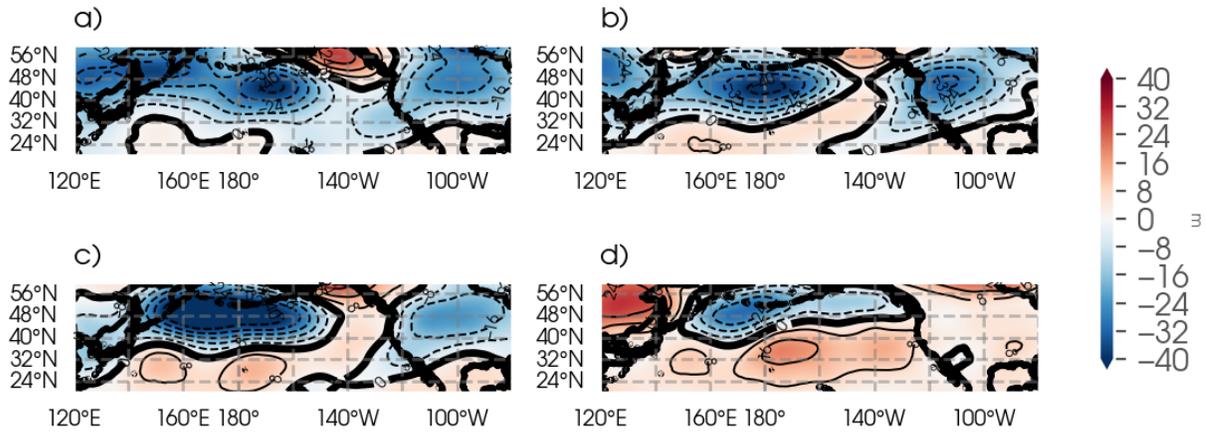


Figura 6. Anomalías compuestas de altura geopotencial (sombreado y contornos) de 1950 a 2023. Promedios de 30 días centrados en el 4 de julio. **a)** años Niño - años Niña, **b)** años Niño - años Niña según criterio para selección de eventos de ENSO de Castro et al. (2007), **c)** años Niño - años neutros y **d)** años Niña - años neutros. Los años Niño de los paneles a) c) y d) utilizan el criterio de separación de fase descrito en la Sección 2.2.4.

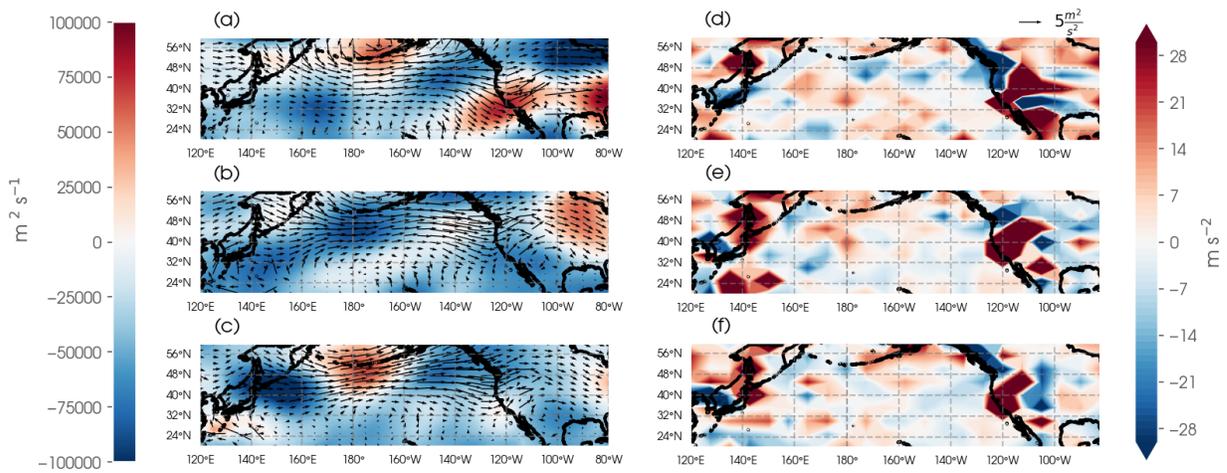


Figura 7. Compuestos mensuales de anomalías de función corriente (sombreado), flujo horizontal \mathbf{W} (vectores negros) (a, b, c) y su respectiva divergencia (d, e, f) escalada por $1E6$. Para los meses de a,d) junio, b,e) julio y c,f) agosto. Periodo de 1950 a 2023, 500 hPa. Para facilitar la identificación de patrones en la divergencia, se plotea cada 20 puntos de malla.

En la Figura 7 el efecto de la orografía es visible en los campos medios de divergencia de \mathbf{W} . Sin embargo, también se observan valores de divergencia del flujo dentro de la cuenca del Pacífico. El flujo de acción de onda no parece obedecer directamente al flujo medio zonal de la región (Figura 4), excepto por la

predominante dirección oeste que tienen las componentes W_x y W_y .

Las componentes horizontales del vector \mathbf{W} (W_x y W_y) también describen trayectorias ciclónicas en las anomalías positivas de la función corriente al centro de la cuenca. En este mismo sentido, podemos resaltar desde este resultado que los vectores del flujo de acción de onda (Figura 7a,b,c) parecen obedecer a la circulación asociada al anticiclón del NAM en la zona noroeste de México (120° W, 100° W y 20° N, 35° N).

Para profundizar en el análisis de acción de onda, se utilizó la definición dada en la Sección 2.2.1 para analizar el comportamiento transitorio de ondas a estas escalas. Se calcularon climatologías diarias de \mathbf{W} y de ψ' con las cuales se construyeron mapas centrados en los primeros días de julio para seguir la evolución a 30 días del flujo (15 de junio a 15 de julio). Cada panel despliega un día climatológico, para cada tercer día. La Figura 8 muestra estos campos diarios.

En esta parte aún no se hace diferencia entre fases de ENSO, lo que explicaría un patrón que no se asemeja (tanto) al observado en los resultados de la Figura 6. Es importante resaltar que sigue existiendo emisión y absorción de ondas. En la Figura 8 se puede apreciar que las anomalías de función corriente son muy débiles y apenas parecen asociarse con los vectores horizontales de \mathbf{W} . Es evidente que el flujo está relacionado con la magnitud de las anomalías, aumentando cuando las anomalías se intensifican. Desde el 21 de junio hasta el 9 de julio es visible una anomalía positiva al centro de la cuenca que parece ser el principal forzamiento en este período.

El hecho de que el campo de divergencia sea distinto de 0, implica a priori que existen cambios en la acción de onda de la región, lo que nos permite inclinarnos por la hipótesis de que efectivamente lo que genera el patrón de la Figura 2 puede ser un sistema de ondas. Además, que el flujo \mathbf{W} no describa ningún patrón similar cuando no existe separación de fases (Figura 8) apoya aún más la idea de que este sistema de ondas parece obedecer al signo de ENSO.

3.2. Asociación de ondas a la fase de ENSO

En este trabajo el término 'fase' hará referencia a las fases de transición de la oscilación ENSO: fase positiva, asociada al Niño y fase negativa asociada a la Niña. Es importante no confundir este concepto con el de fase en el contexto de una onda.

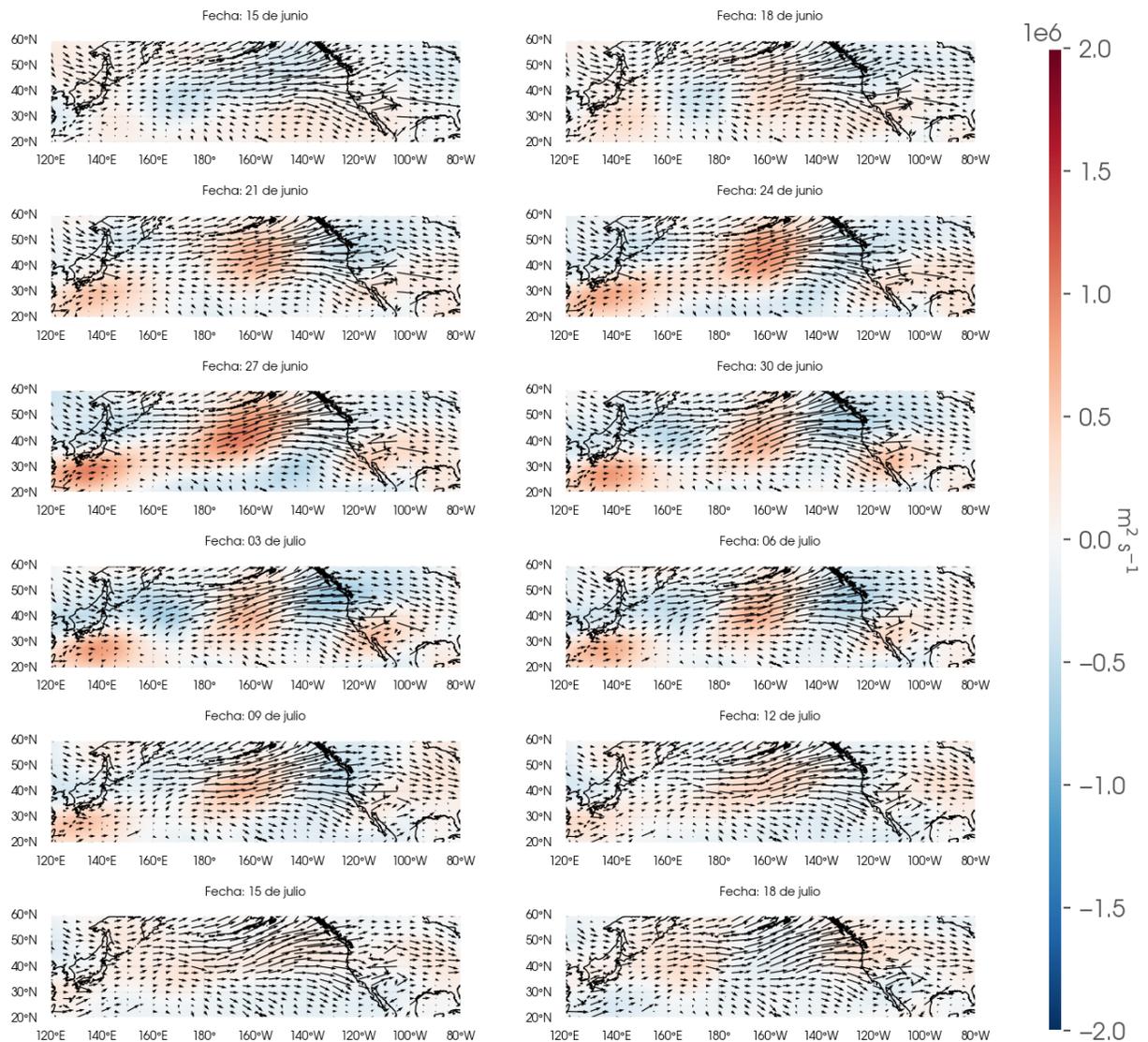


Figura 8. Compuestos diarios de flujo de acción de onda (vectores negros) y anomalías de función corriente (sombreado). Evolución del 15 de junio al 18 de julio. Todos los años incluidos en el periodo 1950-2023.

Sustentado en los resultados anteriores, se considera que existen ondas en la región a estas escalas. Las anomalías positivas de la función corriente se asocian a una expansión troposférica, mientras que las anomalías negativas se asocian a hundimiento.

Una vez identificadas, se procede a distinguir los años en función de la fase de ENSO como se explicó en la Sección 2.2.4. Los resultados se resolvieron para cada fase de manera separada y posteriormente se contrastaron. Se repitió el resultado de la evolución a 30 días centrada a principios de julio, esta vez separando años Niño, Niña y neutros. Para los años Niño (Figura 9), es notable que las anomalías de función corriente presentan valores más altos respecto al resultado de todos los años (Figura 8).

Es visible también un tren de ondas similar al identificado en la recreación (Figura 6) contenido entre 40° N y 60° N. Esta señal asemeja el comportamiento de una onda desplazándose zonalmente a baja frecuencia, moviéndose desde el oeste hacia el este de la cuenca y es más evidente hacia los últimos días de junio-primeros días de julio.

La Figura 10 (evolución a 30 días, años Niña) presenta también vectores de acción de onda desplazándose, sin embargo, estos no reproducen un patrón semejante al desplazamiento de un tren de ondas entre 40° y 60° N. Se observa la misma anomalía positiva sobre el centro de la cuenca del Pacífico Norte que también está presente en el caso de los años neutros (Figura 11) y todos los años juntos. Si bien esta anomalía exhibe valores muy altos (hasta $2E6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), parece obedecer a un sistema diferente al de años Niño y el resultado de interés. Esto se desprende de considerar que la anomalía positiva en el centro de la cuenca está presente en los tres casos (años Niña, Neutro y la combinación de todos) pero no así en los años Niño. En los tres casos, la anomalía al centro parece coincidir con un cambio en la dirección de los vectores \mathbf{W} , virándolos hacia el norte.

En su artículo, Yadav (2017) no analizó el comportamiento de ondas en función de la fase de ENSO. Sin embargo, algunos de sus resultados coinciden con los presentados en este trabajo. Concretamente, la magnitud de los vectores horizontales de \mathbf{W} aumentan y se intensifican donde las anomalías se intensifican. Sugiriendo que los descensos y ascensos en la troposfera inician e intensifican actividad de onda.

Para ayudar a identificar no sólo la dependencia en la fase de ENSO sino a describir también un sentido físico de esta relación, se asoció el flujo de acción de onda a variables atmosféricas fundamentales como el geopotencial y la velocidad zonal. En las Figuras 12 y 13 se ejemplifica esta relación.

En años Niño (Figura 12) se puede apreciar de manera tenue el mismo patrón identificado en la Figura 6a, extendiéndose sobre la franja latitudinal entre 40° y 60° N. Además, como la teoría sugiere, las anomalías de la función corriente (Figura 12b) son negativas en esta fase. Los vectores de flujo de acción de onda (Figura 12a) parecen seguir a la corriente en chorro subtropical (Figura 12c) y su comportamiento zonal. En años Niña (Figura 13), los vectores presentan una componente meridional más intensa, virando hacia el norte antes de llegar al continente. A diferencia de los años Niño no se aprecia un patrón similar a un tren de ondas desplazándose zonalmente; sin embargo, las anomalías sí son positivas, a diferencia de la Figura 12b. En años Niño existen fuentes de divergencia (12a) que coinciden con valores máximos de la corriente en chorro (12c) (170° E, 48° N) y además se alinean a una anomalía intensa de la función corriente (12b).

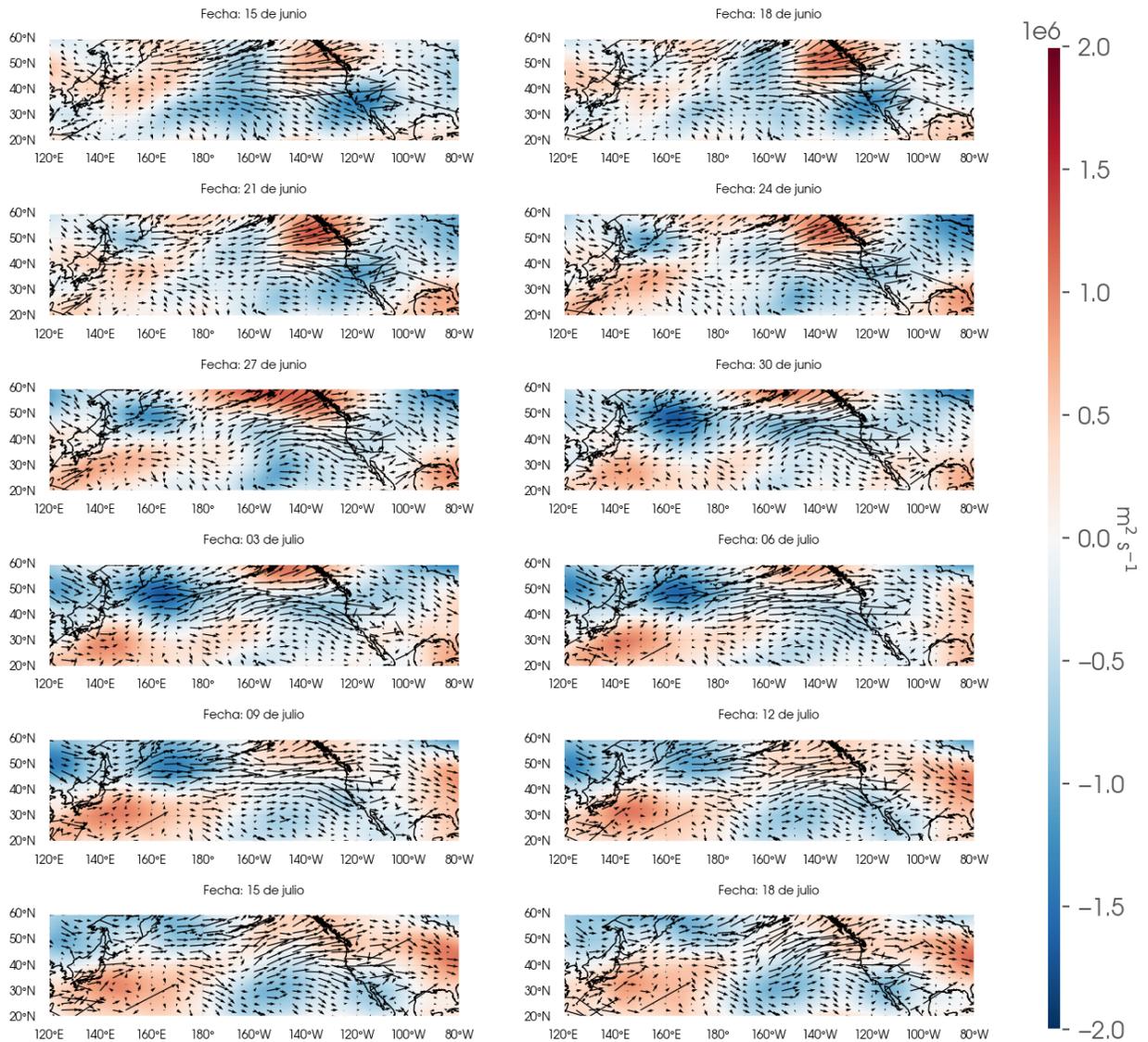


Figura 9. Compuestos diarios de flujo de acción de onda (vectores negros) y anomalías de función corriente (sombreado). Evolución del 15 de junio al 18 de julio. Años Niño incluidos en la Tabla 1.

Para el caso de los años Niña se observa un comportamiento similar, donde los máximos del chorro (13c) (180° , 48° N) coinciden con una fuente de divergencia (13a), sin embargo existen puntos de divergencia que parecen obedecer más a la anomalía al centro de la cuenca (13b).

Complementando el contraste entre fases, fueron graficadas series temporales de promedios zonales de ψ' en la región de estudio. La Figura 14 despliega el promedio espacial sobre la franja latitudinal de 40° a 60° N (14a) y el promedio espacial sobre la región de Norteamérica (14b). En estas zonas se identificó el patrón semejante a una onda en los resultados previos, por lo que se espera obtener un comportamiento más marcado respecto a los resultados que consideran toda la cuenca.

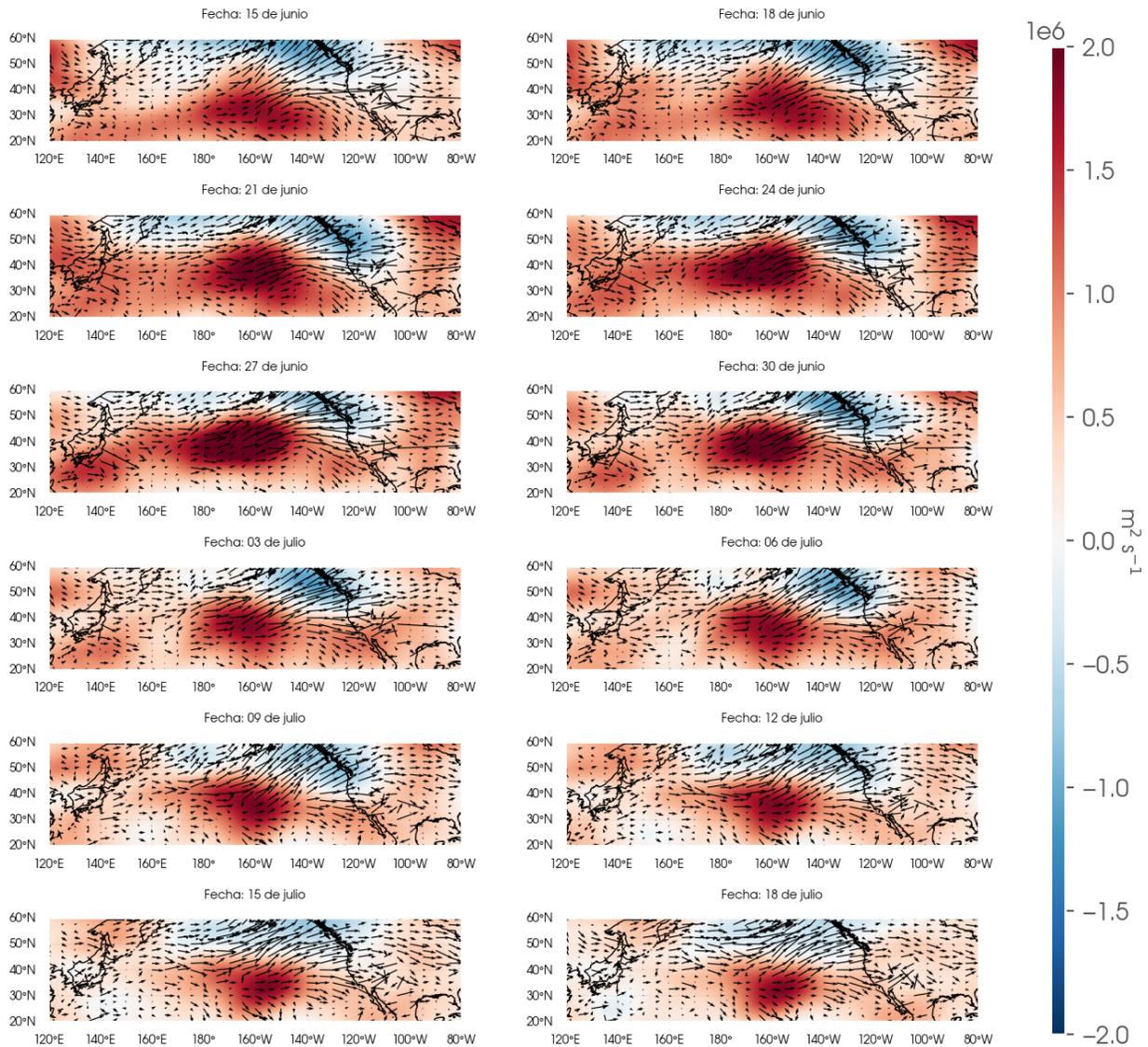


Figura 10. Compuestos diarios de flujo de acción de onda (vectores negros) y anomalías de función corriente (sombreado). Evolución del 15 de junio al 18 de julio. Años Niña incluidos en la Tabla 1.

Considerando la fecha de inicio del NAM y la estacionalidad de las ondas que se buscan en este estudio, las series temporales contienen los meses de verano más un mes al inicio y final para observar el comportamiento desde el inicio y final de la temporada monzónica (meses de junio a septiembre).

Este resultado reafirma el comportamiento (en general) negativo (por debajo de la línea negra) de las anomalías de función corriente en años Niño (línea azul); y el comportamiento positivo (por encima de la línea negra) de las anomalías en años Niña (línea rosa). En los años neutros no es posible identificar un patrón claro, siendo inverso en algunos puntos a los años Niño .

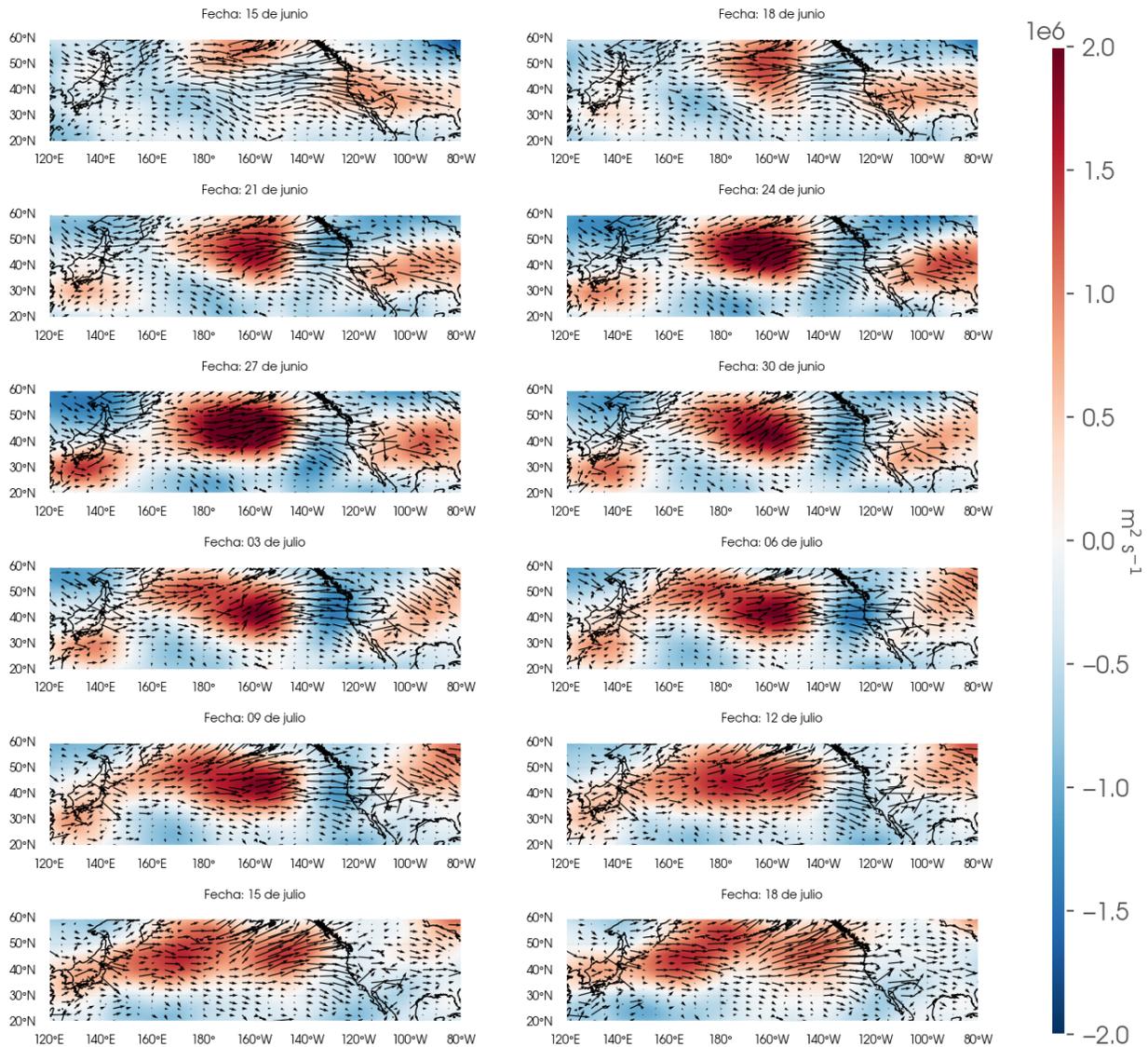


Figura 11. Compuestos diarios de flujo de acción de onda (vectores negros) y anomalías de función corriente (sombreado). Evolución del 15 de junio al 18 de julio. Años neutros incluidos en la Tabla 1.

Se construyeron también diagramas de Hovmöller (Hovmöller, 1949) (longitud vs tiempo) para complementar el análisis comparativo. De igual manera que las series temporales, se consideraron los promedios meridionales sobre toda la cuenca y los promedios meridionales sobre la franja de 40° a 60° N.

Los diagramas de la Figura 15 muestran el flujo de acción de onda en función de la longitud (eje x) y el tiempo (eje y). Los paneles a) y b) son el promedio meridional sobre todas las latitudes de la cuenca graficado contra todos los días del año. Los paneles c) y d) muestran la relación para las franja latitudinal entre 40° y 60° N en los días que incluyen desde el inicio hasta el final aproximado del monzón.

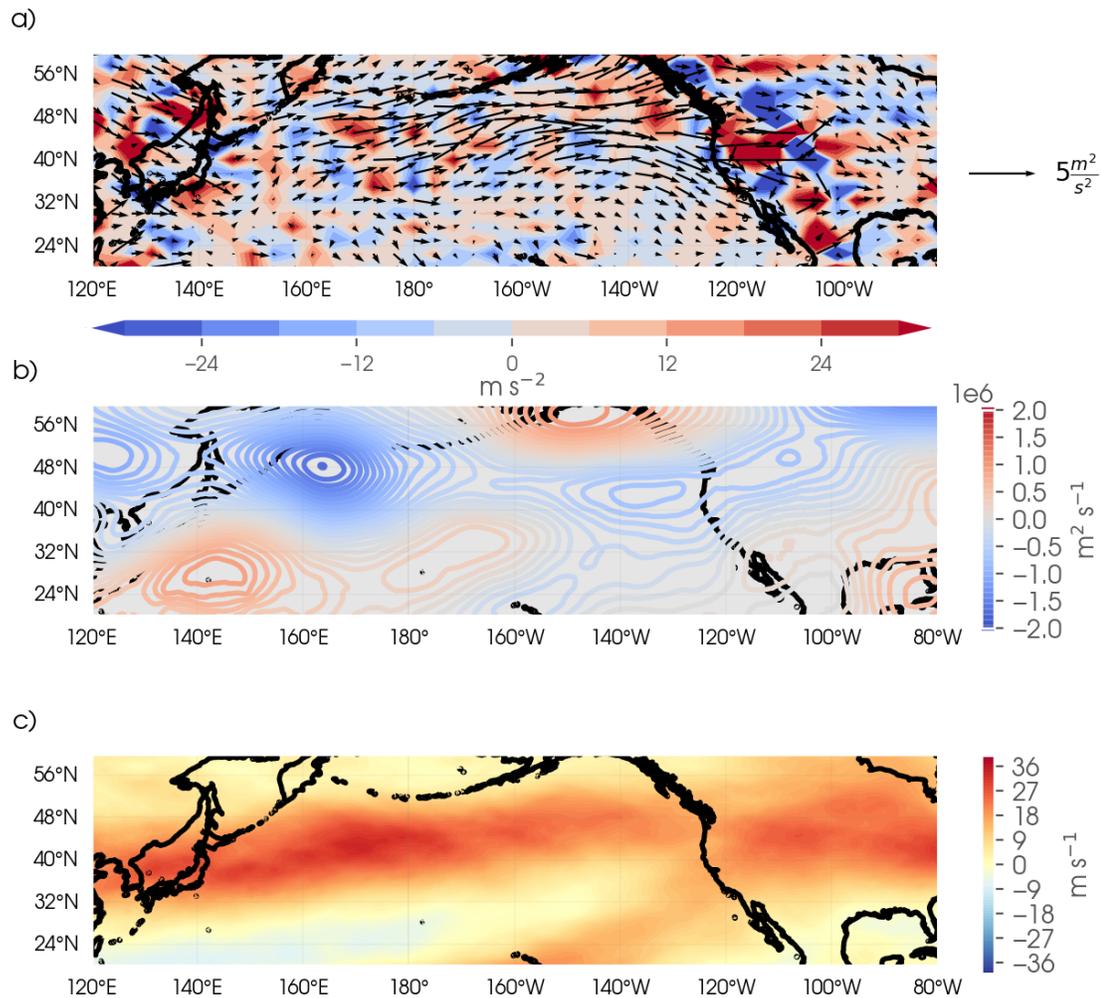


Figura 12. Compuestos para el 4 de julio para años Niño incluidos en la Tabla 1. Asociación de flujo \mathbf{W} a variables atmosféricas fundamentales. a) Flujo de acción de onda a 500 hPa (vectores negros) y su divergencia escalada por $1\text{E}6$ (sombreado), b) anomalías de función corriente a 500 hPa, c) velocidad zonal a 250 hPa.

A pesar de que desde los paneles superiores es posible notar una diferencia entre fases, ésta es muy sutil y no parece existir diferencia significativa entre años Niño y años Niña (Figuras 15a,b). No obstante, al acotar en tiempo y latitud es posible identificar una diferencia más relevante alrededor de los primeros meses de primavera (Figuras 15c, d).

También se observa en los meses de verano que la magnitud de \mathbf{W} se extiende más sobre la cuenca en años Niño, aunque las magnitudes son bastante similares ($\approx 3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$). La mayor magnitud de \mathbf{W} en regiones distintas de la cuenca entre fases puede atribuirse a las distintas anomalías identificadas en las Figuras 9 y 10; esto explicaría que valores de igual magnitud de \mathbf{W} se presenten en zonas diferentes.

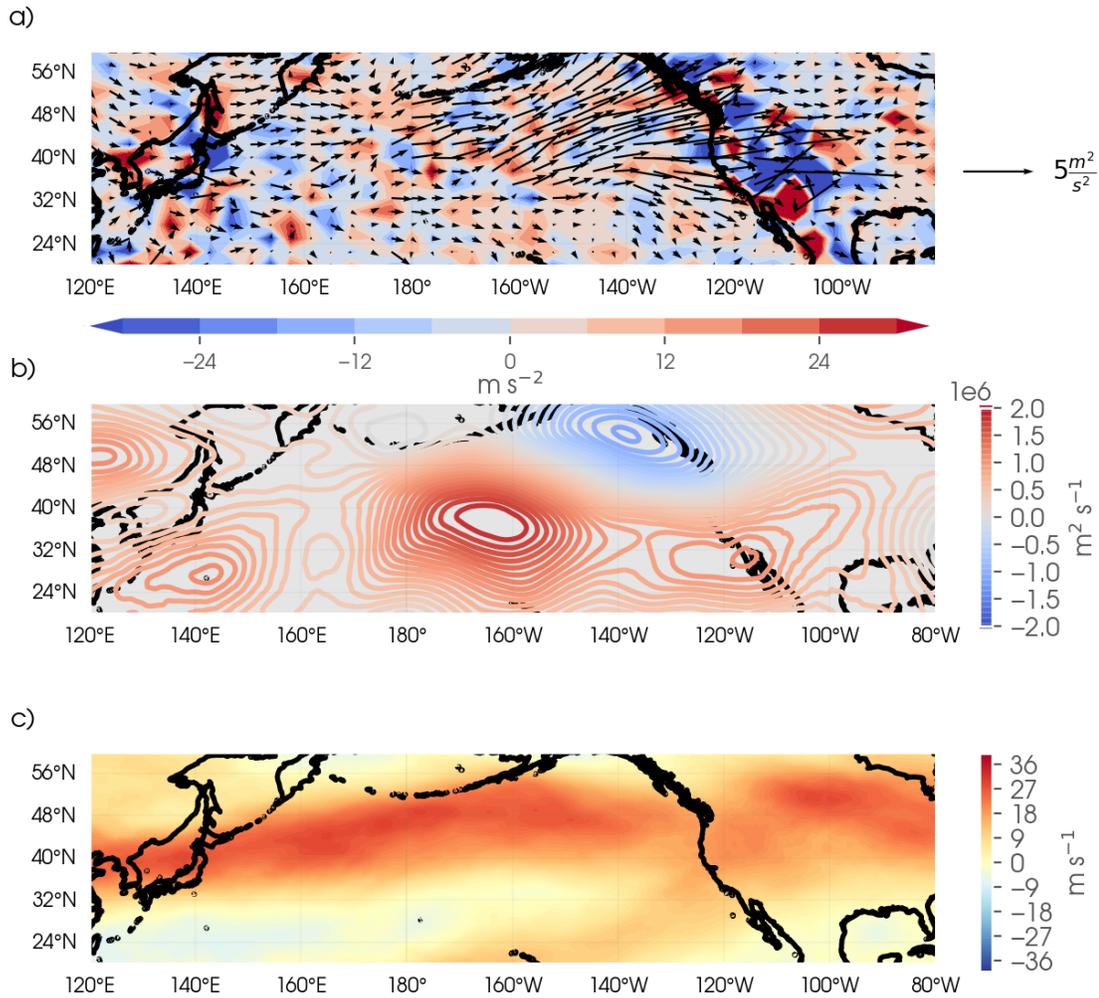


Figura 13. Compuestos para el 4 de julio para años Niña incluidos en la Tabla 1. Asociación de flujo \mathbf{W} a variables atmosféricas fundamentales. a) Flujo de acción de onda a 500 hPa (vectores negros) y su divergencia escalada por $1\text{E}6$ (sombreado), b) anomalías de función corriente a 500 hPa, c) velocidad zonal a 250 hPa.

Para facilitar la visualización de las diferencias en la magnitud de \mathbf{W} entre fases, se calculó la diferencia entre las magnitudes sobre la franja de interés en la cuenca del Pacífico Norte (15c, d). La Figura 16 muestra estas diferencias. Es importante recordar, como indica la Tabla 1 que es mayor la cantidad de eventos considerados para años Niña (19) respecto a que para años Niño (16).

Es evidente que al centro de la cuenca (aproximadamente de 160° E a 120° W) la respuesta de \mathbf{W} es similar en magnitud para años Niño y años Niña a lo largo de todo el año, aunque parece ser ligeramente mayor en años Niño (colores marrón, mayor actividad de onda en años Niña. Colores verdes, mayor actividad de onda en años Niño).

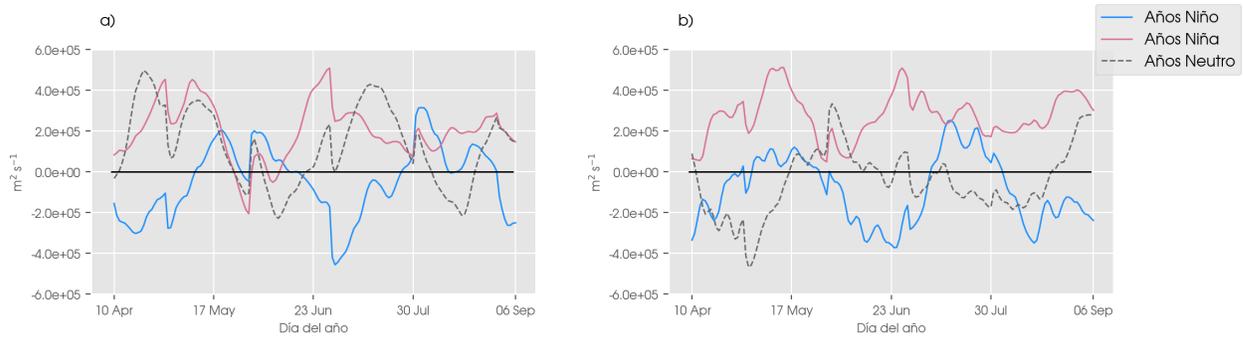


Figura 14. Series temporales compuestas de anomalías de función corriente para promedios espaciales sobre la banda latitudinal de 40° a 60° N (a) y promedios espaciales sobre Norteamérica (30° a 60° N, 230° a 280° W)

Considerando estudios anteriores que analizan el impacto de ENSO en el NAM, (e.g. Reyes Vallejo (2021)) que han registrado una disminución en la influencia entre estos dos aspectos climáticos, particularmente en las últimas dos décadas, se construyeron diagramas para comparar la evolución de esta teleconexión a través de la magnitud de \mathbf{W} .

La Figura 17 contrasta la acción de onda de eventos de El Niño antes del 2000 (a, c) y la acción de onda de eventos de Niño después del 2000 (b, d). Como Reyes Vallejo (2021) sugiere, efectivamente los valores de \mathbf{W} disminuyen en los años Niño de las últimas décadas, además de que el comportamiento sobre la cuenca está más marcado en años previos al 2000.

Hacia el inicio de la primavera, toda la cuenca se aprecia una disminución en la magnitud de acción de onda entre los eventos de Niño antes del 2000 (Figura 17a) y después del 2000 (17b), aunque la extensión de la acción parece extenderse longitudinalmente en años posteriores al 2000. En la franja latitudinal de 40° a 60° N la magnitud máxima de \mathbf{W} hacia finales de invierno se mantiene en intensidad hacia las últimas décadas aunque se reduce en extensión (Figura 17d); se destaca que a mediados de verano (\approx 29 de julio) aparece un máximo de magnitudes \mathbf{W} que no estaba presente antes del 2000 (Figura 17c). Al igual que en toda la cuenca, parece que la acción de onda se extiende longitudinalmente respecto a los eventos previos al 2000.

Los resultados de esta sección parecen confirmar la dependencia de la señal en el resultado 2 al signo de ENSO. Se identificaron variaciones en las anomalías de la función corriente, sustentando lo que se plantea en la teoría (e.g. Castro et al. (2007); Takemura & Mukougawa (2020)). También el comportamiento del flujo \mathbf{W} exhibió diferencias entre fases. Estos resultados en conjunto proporcionan un fuerte soporte al argumento de que las ondas identificadas están asociadas a ENSO.

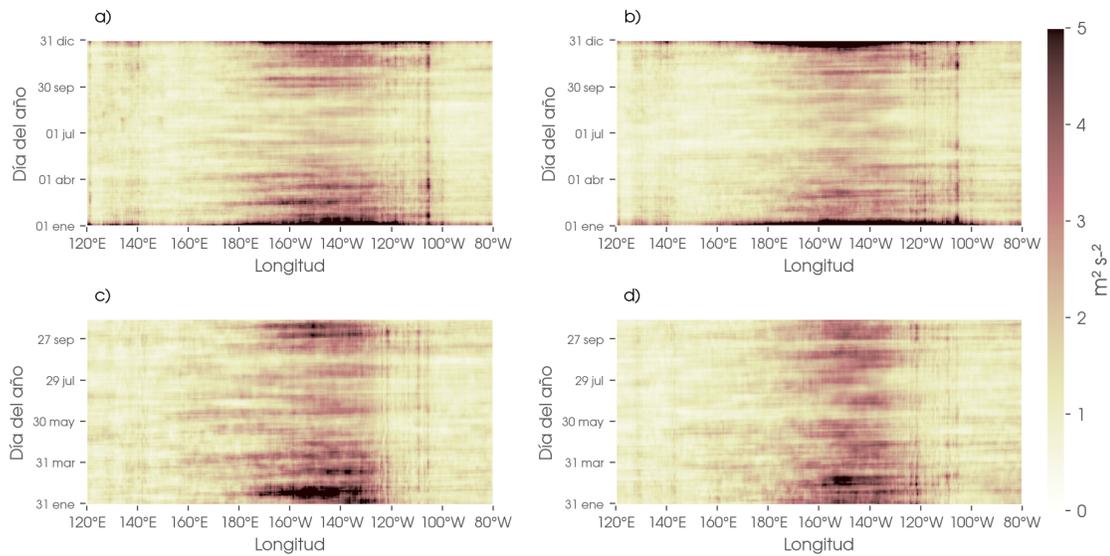


Figura 15. Diagramas de Hovmöller de magnitud \mathbf{W} para años Niño (a,c) y años Niña (b, d) promediados latitudinalmente en toda la cuenca (a, b)), todo el año y promediados latitudinalmente en la franja de 40 a 60 N (c) d)) considerando meses de inicio y final del monzón. 500 hPa

3.3. Caracterización de ondas

Una vez identificada la actividad de ondas y su relación con la fase de ENSO, se procedió a describir las propiedades de esta señal. Utilizando la variable en la que está basado el vector de flujo \mathbf{W} (las anomalías de función corriente), se realizó un análisis espectral para transformar el dominio espacio - temporal a dominio frecuencia - longitud de onda (Sección 2.2.3). Los pares de onda se describieron en función de ciclos por día (cpd) para frecuencias y número de onda zonal para longitud de onda.

A manera de validación del método, se aplicó el análisis espectral descrito en la Sección 2.2.3 a una simulación idealizada bajo el modelo de Held-Suárez (Held & Suarez, 1994) del WRF. En el Anexo A se describe la configuración del modelo y se presentan los resultados de la validación. Los espectros obtenidos para el campo idealizado proporcionaron un sustento sólido para justificar la efectividad del método.

Siguiendo la metodología propuesta por Wheeler & Kiladis (1999) y la adaptación para latitudes medias de Sussman et al. (2020), se construyeron espectros de potencia estacionales de las anomalías de función corriente. Las Figuras 18 y 19 exponen espectros de potencia divididos por estaciones (primavera, verano, otoño e invierno). La potencia está dada en unidades arbitrarias (Wheeler & Kiladis, 1999).

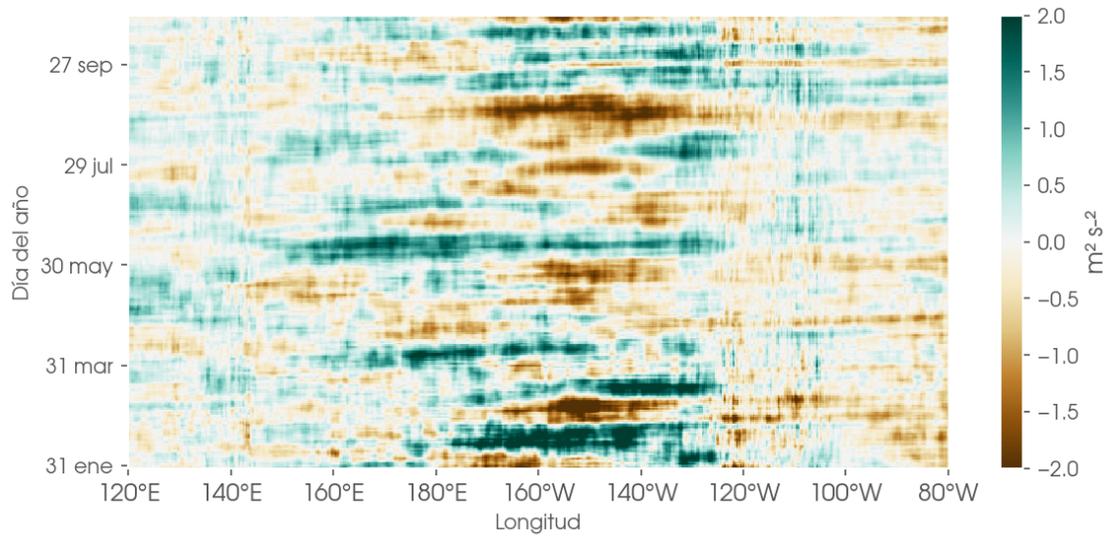


Figura 16. Diagrama de Hovmöller de la diferencia de magnitud W años Niño - años Niña para la franja latitudinal entre 40° y 60° N (paneles c y d de la Figura 15). 500 hPa.

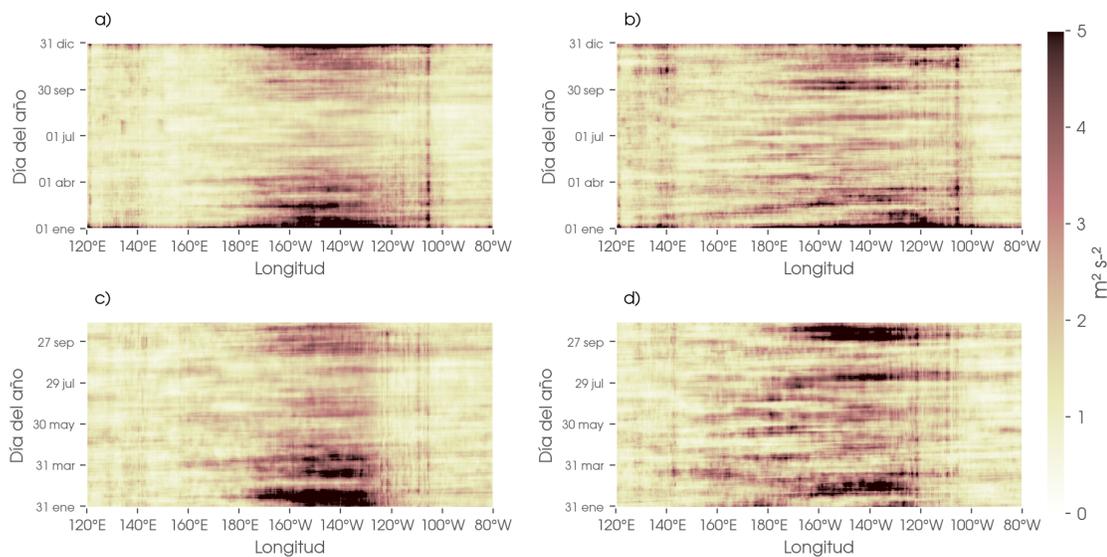


Figura 17. Diagramas de Hovmöller contrastando magnitudes de W de años con la misma fase, diferenciando décadas. Años Niño antes del 2000 (1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1982, 1987, 1991, 1997) (a, c) y años Niño después del 2000 (2002, 2004, 2009, 2015, 2023) (b, d). Nuevamente, promedios latitudinales en toda la cuenca (a, b) todo el año y promedios latitudinales en la franja de 40 a 60 N (c, d) considerando meses de inicio y final del monzón. 500 hPa.

Para analizar la zona de estudio se realizó la transformada en la dimensión espacial incluyendo únicamente segmentos sobre la zona de estudio sobre el Pacífico Norte. Se agregaron ceros a los extremos de cada segmento para reducir el impacto en el cálculo. Este paso tuvo la consecuencia de disminuir la energía correspondiente a las escalas espaciales más largas (que corresponden a los números de onda zonal que

se aproximan a cero); también tuvo la consecuencia de que la interpretación del número de onda es relativa a la longitud de los segmentos que se consideraron (y no al perímetro completo de los círculos de latitud).

En las Figuras 18 y 19 se observa una naturaleza roja (mayor energía a escalas mayores) tanto en la dimensión de frecuencia como número de onda; sin embargo, se perciben pequeñas diferencias entre años Niño y Niña. En ambos casos, la energía es menor en verano, mientras que los picos más altos de energía se presentan en los meses de primavera.

Es altamente probable que la señal identificada en resultados anteriores esté presente en estos picos de energía máxima de baja frecuencia, sin embargo el rasgo dominante de la naturaleza roja no permite una visualización obvia. Ambas fases presentan un máximo hacia los números de onda menores ($k_x \approx 3$) y frecuencias bajas (≈ 0.03 cpd).

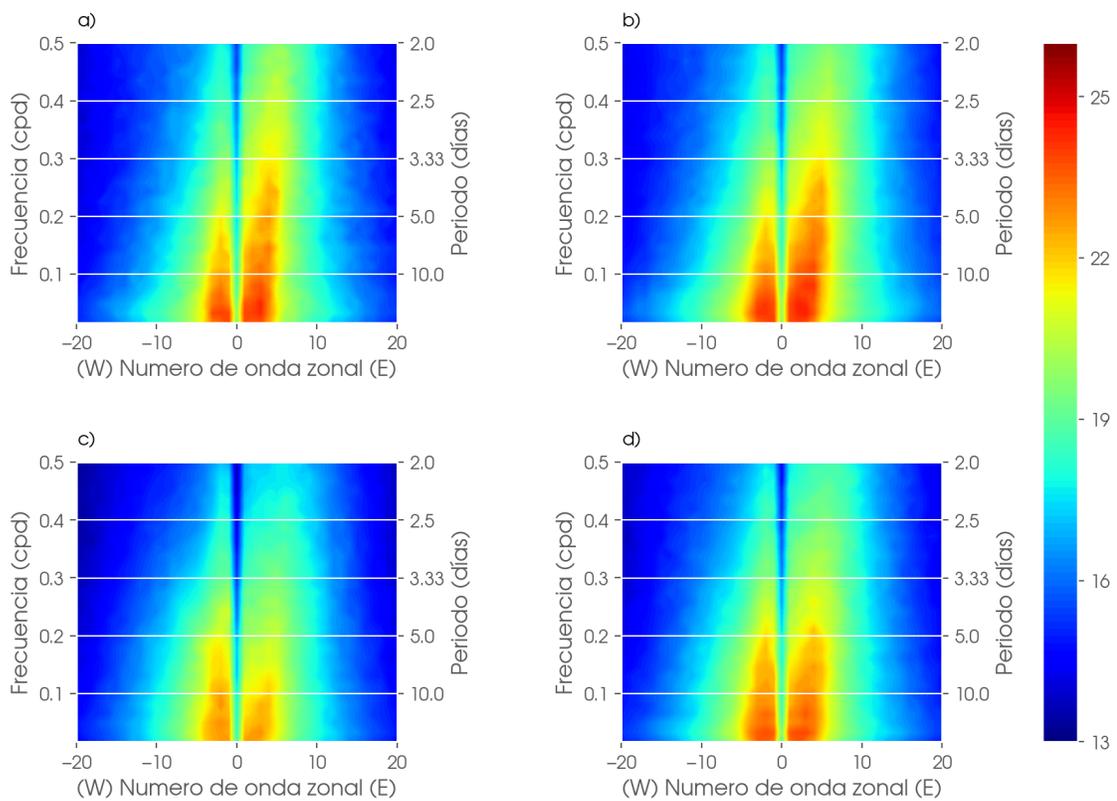


Figura 18. Promedio estacional (a) DJF, b) MAM, c) JJA y d) SON) del \ln del espectro de potencia (en $(m^2 s^{-1})^2$) de anomalías de función corriente a 500 hPa para la banda latitudinal de 40° a 60° N. La frecuencia está dada en ciclos por día. El espectro considera los años Niño dados en la Tabla 1.

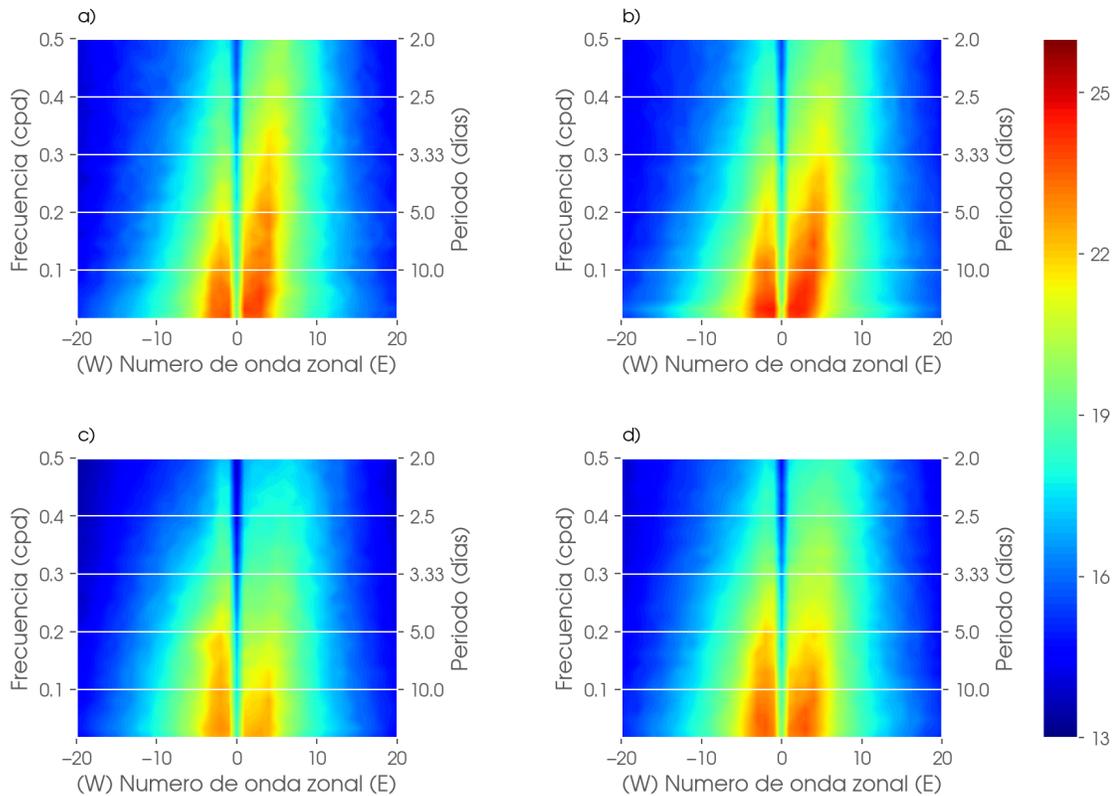


Figura 19. Promedio estacional (a) DJF, b) MAM, c) JJA y d) SON) del \ln del espectro de potencia (en $(m^2 s^{-1})^2$) de anomalías de función corriente a 500 hPa para la banda latitudinal de 40° a 60° N. La frecuencia está dada en ciclos por día. El espectro considera los años Niña dados en la Tabla 1.

En un intento de aislar la energía asociada a señales dependientes de la fase de ENSO se realizó una diferencia entre los espectros climatológicos calculados para todos los años (de 1950 a 2023) y los espectros compuestos para años Niño y Niña (espectro climatológico - espectro Niño/Niña).

Las Figuras 20 y 21 muestran cómo el espectro de potencia durante los años Niña y Niño respectivamente, se desvían del comportamiento climatológico promedio, destacando posibles cambios en la variabilidad atmosférica asociados a las fases. Se seleccionaron únicamente los meses de primavera y verano por su relevancia en la temporada monzónica. Para reforzar la confianza en estos resultados, se repitieron estas diferencias con años aleatorios. Los resultados específicos de 20 y 21 se obtuvieron únicamente con las diferencias originales. Después de realizar las diferencias con el espectro compuesto de todos los años, es más fácil identificar la energía que obedece al forzamiento de la fase correspondiente. Los valores positivos (verdes) indican ondas con pares de frecuencia y número de onda que son suprimidos durante los eventos de El Niño o La Niña, respectivamente; mientras que los valores negativos (marrones) indican lo contrario.

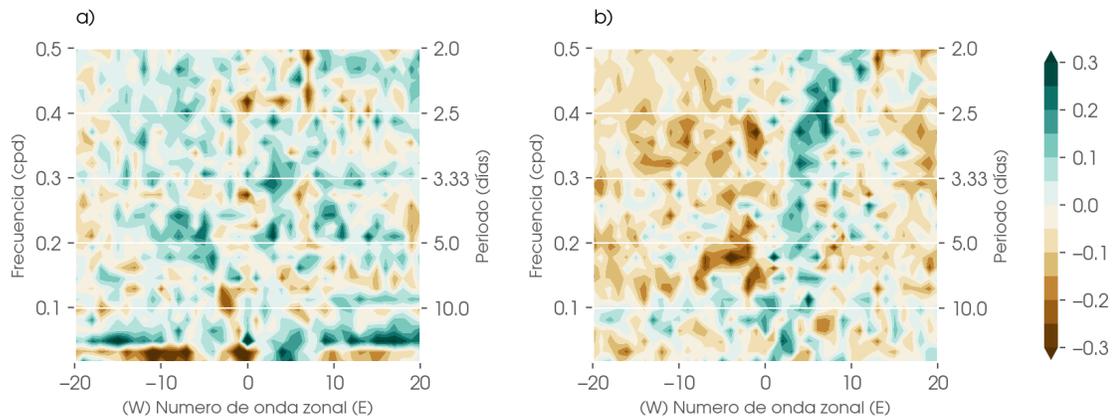


Figura 20. Diferencias estacionales (a) MAM y b) JJA) entre el espectro climatológico (1950–2023) y años Niña, calculadas a partir del \ln del espectro de potencia (en $(m^2 s^{-1})^2$) de las anomalías de la función corriente a 500 hPa, para la banda latitudinal de 40° a 60° N. (Climatológico - Niña). La frecuencia se expresa en ciclos por día. Los años Niña corresponden a los dados en la Tabla 1.

En ambos casos, los valores negativos en el espectro de diferencia indican que las señales en esas frecuencias y números de onda son más energéticas durante años de El Niño o La Niña en comparación con el espectro climatológico, sugiriendo que estos eventos amplifican ciertas fluctuaciones. Por el contrario, los valores positivos indican mayor energía en las señales del espectro climatológico, lo que sugiere una supresión de las fluctuaciones climáticas durante los eventos ENSO. Además los espectros no sólo indican el desvío de potencia respecto al espectro climatológico, sino que proveen información de qué características poseen las señales presentes en años Niño/Niña.

En el caso de las primaveras de La Niña (Figura 20a), se observa una franja de señales suprimidas alrededor de la frecuencia de 0.05 cpd para todos los números de onda. Además, en frecuencias aún más bajas (≈ 0.03 cpd), se identifica una franja de energía máxima dominada por los años de La Niña (valores negativos). Por otro lado, durante el verano (Figura 20b), casi todo el espectro está dominado por energía asociada a los años de La Niña (valores negativos). Sin embargo, no se aprecia un pico de energía específico que coincida con las características de las ondas hipotetizadas (Sección 1.4).

En contraste, la Figura 21 resalta las oscilaciones asociadas a los eventos de El Niño. Durante la primavera (Figura 21a), la franja de aproximadamente 0.05 cpd está dominada por energía asociada a los años de El Niño (valores negativos) en casi todos los números de onda. Esto sugiere que años de La Niña generan ondas con frecuencias más bajas en comparación con las generadas durante los años de El Niño en la región de estudio.

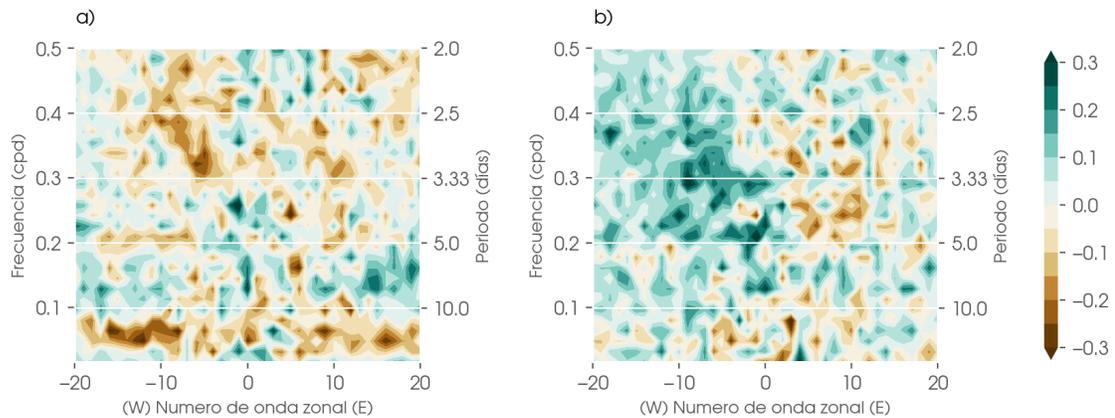


Figura 21. Diferencias estacionales (a) MAM y b) JJA) entre el espectro climatológico (1950–2023) y años Niño, calculadas a partir del \ln del espectro de potencia (en $(m^2 s^{-1})^2$) de las anomalías de la función corriente a 500 hPa, para la banda latitudinal de 40° a 60° N. (Climatológico - Niño). La frecuencia se expresa en ciclos por día. Los años Niña corresponden a los datos en la Tabla 1.

A diferencia de los años de La Niña, los veranos durante El Niño (Figura 21b) están dominados principalmente por fluctuaciones del espectro compuesto en lugar de oscilaciones asociadas a El Niño. No obstante, es posible identificar picos de energía relativos que sí coinciden con las características hipotetizadas. En particular, se observa un pico de energía alrededor de $k_x \approx 2$ y $k_x \approx 3$ y frecuencias de ≈ 0.03 cpd. Un pico similar, aunque de menor intensidad, también aparece durante los años de La Niña.

Las Figuras 20a y 21a sugieren que para años Niña se suprime la energía durante primavera en la banda de frecuencias cercanas a 0 cpd, en casi todas los números de onda. Para las primaveras en años Niño se observa un comportamiento casi opuesto, pues existe mayor energía en años Niño respecto al espectro climatológico. Si bien los espectros y sus anomalías contienen señales que podrían asociarse al mecanismo generatriz del resultado 6, en este trabajo no pudo ser identificado con precisión el rastro específico correspondiente.

Es necesario un análisis más exhaustivo para separar las señales de manera más eficiente y evitar influencia de fenómenos atmosféricos o de artificios propios de los métodos empleados que no son de interés.

No se descarta que la energía asociada al tren de ondas identificado en las Secciones 3.1 y 3.2 pueda estar integrada en la energía de baja frecuencia y número de onda cercana a 0 de los espectros 18 y 19, así como en las anomalías de las Figuras 20 y 21.

3.4. Asociación de ondas al NAMA

Finalmente, para completar el análisis, es necesario responder si la señal identificada influye en el área del NAMA. Para ello, se definió un contorno del anticiclón tal y como se describe en la Sección 2.2.5, utilizando anomalías de altura geopotencial a 500 hPa (altura donde se identifica el anticiclón del NAM) para la estación de verano (Diem et al., 2013). La Figura 22 muestra el comportamiento climatológico de la altura geopotencial a 500 hPa para la temporada de verano. Esta variable servirá para definir el contorno del NAMA. Observamos el comportamiento anticiclónico sobre la región norte de México y sur de Estados Unidos. El contorno blanco identifica la posición climatológica aproximada del NAMA.

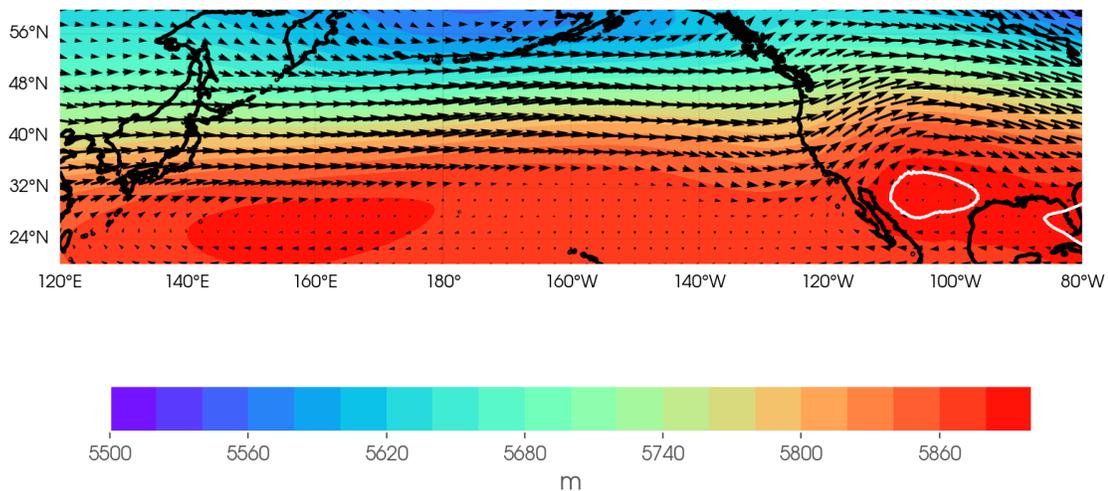


Figura 22. Climatologías de 1950 a 2023 de altura geopotencial (sombreado) y velocidad horizontal (vectores negros) a 500 hPa. El contorno blanco sobre Norteamérica indica la posición climatológica aproximada del anticiclón del NAM.

Es importante mencionar que en el presente análisis se encontró que el anticiclón no está presente en todos los años y que su posición tiene una variabilidad interanual notable. Por ello, fue necesario construir mapas de contornos para cada año y mes. Para facilitar la visualización, se calculó un contorno promedio para cada mes de verano. En esta sección se presentan únicamente los contornos promedio obtenidos para el mes de julio de años Niño y años Niña.

Las anomalías fueron calculadas sin retirarles el ciclo estacional (Sección 2.2.2), promediando la altura geopotencial de cada julio de cada año (Niño o Niña según corresponda) y restándole la climatología de verano de todos los años. Las Figuras 23 y 24 muestran las anomalías de altura geopotencial para julio (23a y 24a) y el máximo contorno asociado (23b y 24b). Este contorno se consideró como el borde del

NAMA para años Niño y Niña respectivamente.

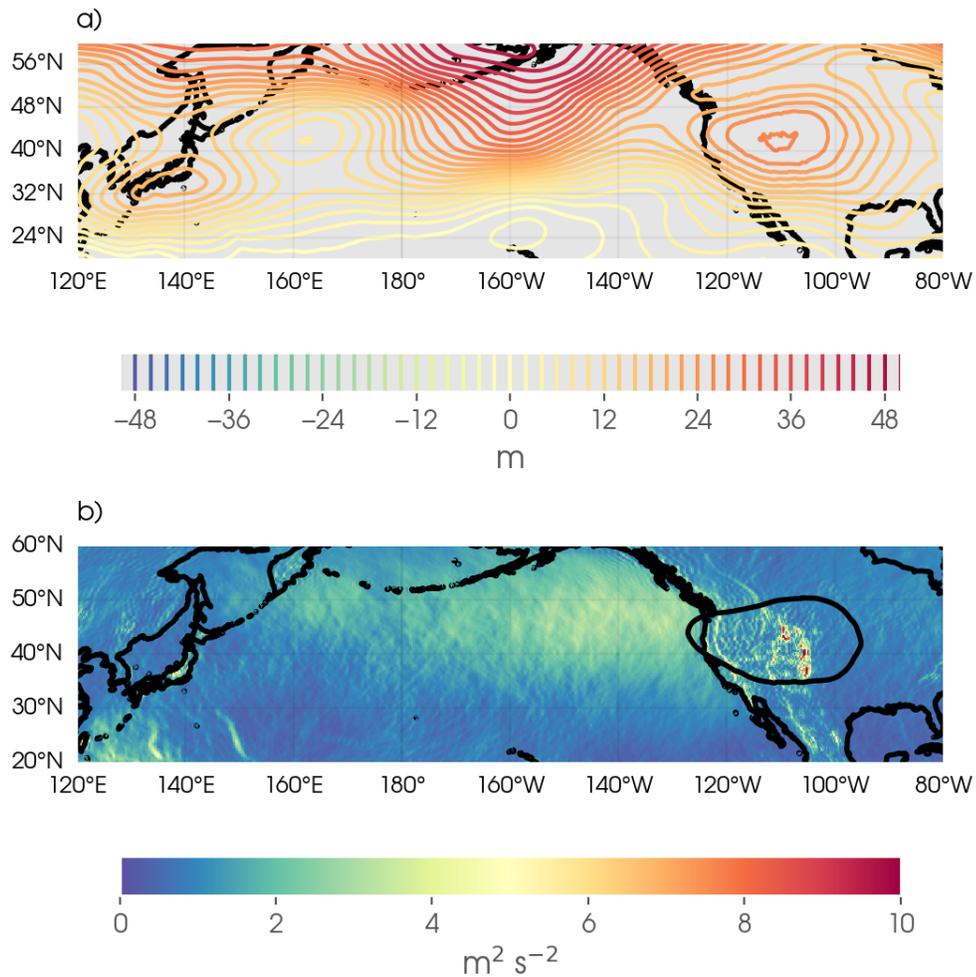


Figura 23. Climatologías del periodo 1950 a 2023 de anomalías altura geopotencial (a) y magnitud de W (b) a 500 hPa para el mes de julio. Años Niño

Como se ha descrito con anterioridad, se puede apreciar que las anomalías positivas son de mayor magnitud en años Niña que en años Niño, lo que se refleja en un anticiclón más marcado y centrado dentro de continente, en una región similar a la descrita por Diem et al. (2013). En los años Niño, el anticiclón se encuentra desplazado hacia la costa oeste de Estados Unidos lindando el océano Pacífico y su forma es más achatada en su parte occidental.

Las limitaciones de la definición del NAMA utilizada en este trabajo recaen en la sencillez misma del método, sin embargo, es interesante notar que aún así se perciben diferencias en la ubicación del NAMA que coinciden con la teoría que relaciona al NAMA y la precipitación (Cavazos et al., 2002).

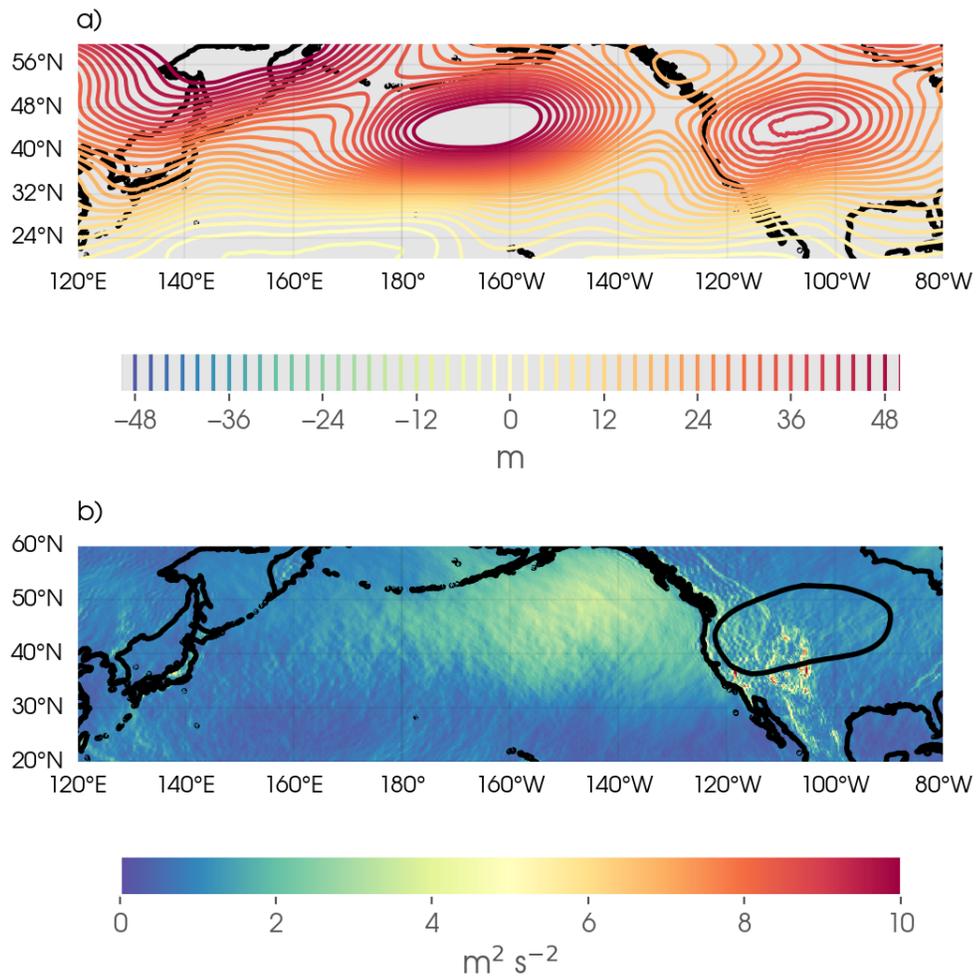


Figura 24. Climatologías del periodo 1950 a 2023 de anomalías altura geopotencial (a) y magnitud de \mathbf{W} (b) a 500 hPa para el mes de julio. Años Niña

Se resalta también que en ambos casos, el anticiclón se encuentra alrededor de 30° - 50° N, lo que coincide con el área de significancia estadística descrita por Castro et al. (2007) en el resultado 2. Descartando los valores máximos de la magnitud de \mathbf{W} (sombreado rojo) en las Figuras 23b y 24b que parecen obedecer a la topografía más que a otra índole, los valores más intensos de la magnitud de \mathbf{W} se encuentran cerca de la región que asociamos al área de influencia del NAMA. Esto sugiere una influencia de la actividad de ondas potencialmente asociada al fenómeno ENSO en el dominio espacial del NAMA.

Para dar un resultado cuantitativo, se construyeron mapas de correlación de la variable asociada al mecanismo de la señal presente en la Figura 6: las anomalías de función corriente. Se promedió espacialmente las anomalías de función corriente en una región de mayor divergencia al oeste de la región de estudio identificada en la Figura 7 que sugiere emisión de trenes de ondas. Esto dió como resultado un valor

espacial variando únicamente en tiempo (estación de verano). Se correlacionó temporalmente este valor contra cada punto de los campos instantáneos de las anomalías de función corriente.

El resultado fue un campo de extensión total de la cuenca (Figuras 25 y 26), donde cada coeficiente indica la correlación entre el punto de malla y las anomalías generadas en la región de $54^{\circ}, 48^{\circ}$ N y $135^{\circ}, 145^{\circ}$ E. Se utilizaron las climatologías diarias de ψ' construidas para cada fase, considerando únicamente los meses de verano.

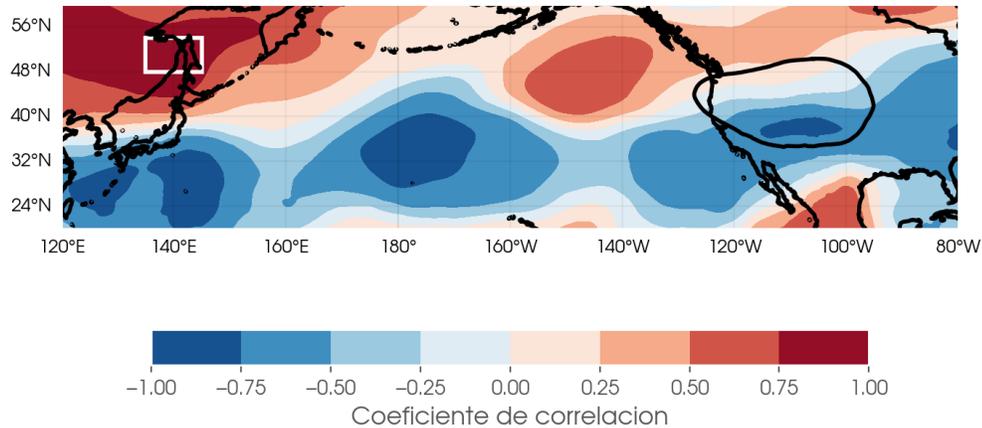


Figura 25. Mapas de correlación temporal (coeficientes de Pearson) entre el promedio espacial de las anomalías de función corriente (ψ') en una región de divergencia positiva (recuadro blanco) al oeste del Pacífico Norte y cada punto de malla del campo de ψ' a 500 hPa. Se consideran los años Niño listados en la Tabla 1. El contorno negro representa el contorno asociado al NAMA en esta fase, con base en la definición de la Sección 2.2.5.

Se observa en general y obviando la alta correlación en la zona generatriz, que los coeficientes son de mayor magnitud en años Niño que en años Niña. Un resultado llamativo también es el patrón descrito en la Figura 25 alrededor de 20° - 40° N que asemeja un tren de ondas desplazándose. Este patrón no es visible en años Niña lo que puede ser una fuerte evidencia de la dependencia de la fase de ENSO del tren de ondas identificado en la banda latitudinal de 40° a 60° N. Los coeficientes negativos del patrón semejante a un tren de ondas visible en el mapa 25 indican relación inversa.

Este resultado implica que la acción de onda generada del lado occidental de la cuenca con anomalías positivas de la función corriente durante años Niño, se propaga entre las latitudes 20° - 40° N en un tren de ondas cuyo rastro sobre el Océano Pacífico Norte son (en su mayoría) anomalías negativas de la función corriente y la consecuente compresión de la tropósfera media, influyendo la región del contorno aproximado del NAMA en el lado oriental de la cuenca de una manera consistente con el resultado de Castro et al. (2007).

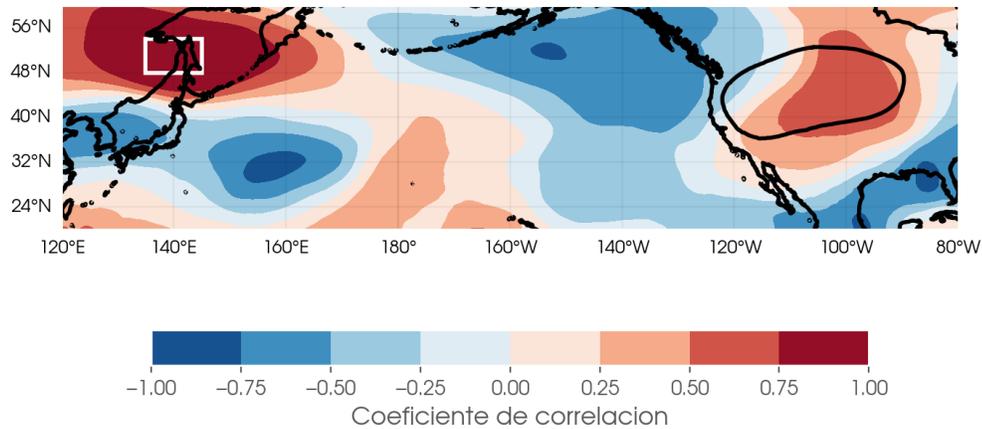


Figura 26. Mapas de correlación temporal (coeficientes de Pearson) entre el promedio espacial de las anomalías de función corriente (ψ') en una región de divergencia positiva (recuadro blanco) al oeste del Pacífico Norte y cada punto de malla del campo de ψ' a 500 hPa. Se consideran los años Niña listados en la Tabla 1. El contorno negro representa el contorno asociado al NAMA en esta fase, con base en la definición de la Sección 2.2.5.

Se repitió el mismo cálculo de correlación variando la región horizontal asociada al flujo de divergencia, desplazándola en la dirección norte-sur aproximadamente $\pm 5^\circ$. En general, el patrón se mantiene tanto para años Niño como para años Niña. El cambio más interesante se observó al reducir aproximadamente 2° la región de divergencia, lo que permitía identificar un tren de ondas de signo positivo entre 40° a 60° N (ligeramente visible en la Figura 25). Este tren de ondas podría estar relacionado al que aparece debajo y en realidad obedecer al mismo sistema. Esto se desprende de que al reducir el área de divergencia los patrones de trenes empiezan a combinarse entre sí.

En el caso de los años Niña (Figura 26) existe un perímetro de correlación positiva muy similar al contorno del NAMA en la región cercana al mismo y no se observa ningún patrón similar a un tren de ondas. En la parte este de la cuenca del Pacífico, se observa un área de correlación inversa que coincide con el área de mayor actividad de **W** (e.g. Figura 13).

En los años Niño se observan correlaciones negativas altas para la región cercana al contorno definido como el NAMA, mientras que en años Niña los coeficientes cercanos al NAMA son positivos. El comportamiento inverso en los coeficientes también sustenta la hipótesis de una atmósfera contrayéndose en años Niño y expandiéndose en años Niña en la región cercana al NAMA. Considerando el resultado 7 donde se sugiere que el tren de ondas que potencialmente se asocia a la fase de ENSO se está generando en el lado occidental de la región de estudio, se puede determinar la influencia de este tren de ondas en el área del NAMA.

Estos últimos mapas reflejan una correlación relativamente alta entre esta zona generatriz y el contorno del anticiclón. Esto revela que el mecanismo asociado a la fase de ENSO observado en las secciones 3.1 y 3.2 sí se encuentra influyendo en la región asociada al NAMA, y que esta influencia varía en función del signo de ENSO.

Capítulo 4. Discusión

Este estudio se propuso con el objetivo de identificar el mecanismo de gran escala asociado a la fase de ENSO y su influencia en la zona continental asociada al NAMA. El problema inicial fue explorar el mecanismo identificado por Castro et al. (2007) (Figura 2) e intentar explicarlo mediante algún proceso físico atmosférico conocido. Cada objetivo de la metodología buscó abordar una pregunta orientada a contestar esta cuestión. A continuación se discuten los resultados más pertinentes para la investigación y las conclusiones que se obtuvieron con cada objetivo.

4.1. Identificación de ondas

Utilizando la herramienta del flujo de acción de onda (Sección 2.2.1) fue posible identificar la existencia y actividad de ondas en las escalas espacio-temporales de interés. De acuerdo con la Figura 7 la divergencia de este flujo es de mayor magnitud en las regiones continentales, probablemente debido a la presencia de topografía. Esto converge con la teoría que asocia al NAM con el forzamiento orográfico (e.g. Boos & Pascale (2021)), sin embargo, también existe divergencia (emisión) y convergencia (absorción) de ondas sobre la cuenca del Pacífico Norte. Si bien es altamente probable que los resultados se vean afectados por la presencia de la Sierra Nevada, resaltan los valores altos (hasta 28 m s^{-2}) de divergencia escalada en la zona de influencia del NAMA (alrededor de 120° W , 40° N).

Los resultados de la divergencia del flujo de acción de onda sobre el círculo de latitud de 48° (7a, b, c) sugieren la emisión de ondas desde la costa este de Rusia, y su disipación sobre la costa oeste de Estados Unidos, para todos los meses de verano. Para los meses de junio y julio particularmente, en la latitud 40° parece haber también una correspondencia emisión-recepción similar, sin embargo esta aparece más adentro del continente debido a la distorsión ocasionada por la topografía.

En la sección previa a la separación de años en función del signo de ONI (Sección 2.2.4), los resultados obtenidos no muestran un patrón semejante a una onda en la región, más bien el comportamiento a estas escalas de los vectores de flujo \mathbf{W} se ve principalmente dominado por la corriente en chorro subtropical (e.g. Figuras 7a, b, c); presente en altura, alrededor de 250 hPa (Luna-Niño et al., 2021).

En los tres meses de verano es posible identificar un rasgo similar a un anticiclón sobre el norte de México y sur de Estados Unidos, intensificándose hacia agosto. Resalta también la evidente dependencia de ψ' y los vectores de \mathbf{W} , intensificándose en las regiones donde los gradientes de ψ' se intensifican.

Se destaca desde esta sección 3.1, los máximos de divergencia en la zona oeste de la cuenca del Pacífico Norte ($\approx 48^\circ, 56^\circ$ N y $130^\circ, 140^\circ$ E) donde se plantea que se está generando el tren de ondas identificado en la Figura 2.

Una vez establecida la existencia de ondas en la región, se buscó identificar la misma señal semejante a una onda que fundamenta la pregunta científica de esta tesis. La Figura 6a utiliza un criterio para la identificación de eventos de El Niño y de La Niña distinto al utilizado por Castro et al. (2007) (Figura 6b). A pesar de esto, es posible reconocer un patrón similar en ambos paneles. Este resultado demuestra que el método para identificar los eventos de ENSO es muy relevante para aislar la señal de las ondas atmosféricas. Justificando las discrepancias entre ambos paneles con las diferencias de criterios de separación, este estudio acordó que ambos patrones obedecen al mismo mecanismo físico.

Estos resultados refuerzan el punto de vista sobre el mecanismo generatriz de la señal en el resultado 2 y son consistentes respecto a la presencia de ondas. Sustentado en los resultados anteriores, se asumió que el mecanismo que generó el resultado de Castro et al. (2007) está presente en los datos considerados en esta tesis.

Como se mencionó al inicio de la tesis, una de las teleconexiones más fuertes en el hemisferio norte, particularmente en latitudes extratropicales, es el PNA (Leathers et al., 1991). La teleconexión del PNA se extiende temporalmente desde escalas meteorológicas hasta climáticas. Si bien también se relaciona con la propagación de ondas de Rossby, estudios previos sugieren que otros factores son relevantes para su ocurrencia. Por ejemplo, las inestabilidades baroclínicas asociadas al calentamiento diabático y los remolinos transitorios han sido señalados como procesos relevantes para el PNA (e.g. Simmons et al. (1983)). Por esto y porque los efectos del PNA son más débiles durante el verano, es válido suponer que las señales identificadas en los resultados anteriores no se encuentran sesgadas por la influencia del PNA.

4.2. Dependencia de ondas a la fase de ENSO

Asumiendo que la señal identificada en la sección 4.1 es la misma que la de Castro et al. (2007), se prosiguió a separar las fases de ENSO con este criterio probado como efectivo. Los resultados posteriores a la separación de fases sí presentan el comportamiento semejante a una onda en las latitudes 40° a 60° N. Para ilustrar esto, se subraya el contraste entre los mapas de evolución centrados en los primeros días

de julio (Figuras 8, 9, 10 y 11).

Los mapas de evolución del vector de acción de onda \mathbf{W} , calculados con todos los años (Figura 8) presentan el mayor forzamiento en el centro de la cuenca (160° W, 40° N), ilustrado con anomalías positivas de la función corriente. Al separar en fases, este mismo forzamiento positivo se acentúa en años Niña (Figura 10) y años Neutros (Figura 11). Particularmente en años Niña, la anomalía es aún más intensa y casi la totalidad de la cuenca presenta valores anómalos positivos.

Contrariamente, en años Niño (Figura 9) la anomalía al centro de la cuenca desaparece y en su lugar se distingue un sutil tren de ondas entre 40° y 60° N. Este patrón en años Niño no se asemeja tanto a la Figura 2; a pesar de esto, es posible reconocer centros de anomalías alineados, especialmente a finales de junio. El patrón de ondas aparece únicamente en los años Niño y evoluciona muy lentamente (aproximadamente los 30 días que se despliegan en la Figura 9).

Wang et al. (2007) identificaron en veranos de el Niño y la Niña patrones similares a los encontrados en este trabajo. Para 500 hPa los años Niño presentan anomalías de altura geopotencial similares a una onda como en la Figura 9 y en años Niña identificaron una anomalía positiva al centro de la cuenca similar a la de la Figura 10. En ese estudio, ambos patrones superaron el umbral del 95 % de confianza. Las anomalías más intensas en años Niña respecto a años Niño se deben principalmente a que en años Niña la respuesta espacial tiende a ser similar año con año mientras que en años Niño es más variable.

Pese al cambio en el comportamiento de las anomalías, los vectores son bastante similares en los tres casos (probablemente por la influencia de las velocidades horizontales), salvo que los vectores \mathbf{W} en el caso de los años Niña tienen mayor componente norte respecto a las otras fases. Es probable que esta desviación se deba al forzamiento ocasionado por la anomalía positiva en el centro de la cuenca, ya que el desvío es máximo en años Niña y coinciden espacialmente.

Como se describió brevemente en el capítulo anterior, los vectores de \mathbf{W} parecen regirse principalmente por la corriente en chorro subtropical, viéndose dominados en dirección de oeste a este. Es probable que se vean influenciados también por la orografía ya que los vectores \mathbf{W} parecen alcanzar una magnitud máxima previo a alcanzar el continente (e.g. 12a y 13a); mientras que la corriente en chorro parece debilitarse cerca de Norteamérica, siendo más intensa en la parte occidental de la cuenca del Pacífico.

En estas figuras también es notable que las anomalías positivas se presentan en años Niña mientras que las anomalías negativas obedecen a años Niño (12b y 13b). Un patrón semejante a una onda desplazándose en longitud es visible particularmente en la Figura 12b, lo que probablemente indique la presencia de

ondas planetarias influyendo en la cuenca. Un patrón similar es identificable en la 13b aunque trasladado al sur (20° a 40° N).

En su artículo, Yadav (2017) no separa los años de estudio en función de la fase de ENSO, sino en función de la precipitación asociada al monzón de la India. A pesar de las diferencias de criterio, algunos resultados de esta tesis coinciden con los hallazgos de Yadav (2017). Particularmente se observó también un aumento en la actividad de ondas con la intensificación de anomalías de función corriente, independientemente de su signo.

Se identificó que el flujo de acción de onda aumenta donde la tropósfera media desciende, esto sugiere que un fuerte descenso inicia y en algunos casos intensifica el flujo de actividad de ondas de Rossby. Convergen también los resultados que asocian un debilitamiento de los vectores **W** donde los vientos zonales son más débiles (Figuras 12 y 13). Por último, en ambos trabajos la corriente en chorro respectiva funge como guía de ondas dirigiéndolas hacia el este.

Para fortalecer la hipótesis de una señal asociada a las fases de ENSO, se compararon las series de tiempo de las anomalías de función corriente cuasigeostrófica. La Figura 14a,b muestra un resultado consistente con los mapas de compuestos diarios (Figuras 9, 10 y 11), siendo mayoritariamente negativas (positivas) para años Niño (Niña) tanto en la franja latitudinal de 40° a 60° N como sólo en la región sobre Norteamérica.

Para describir la variación espacial y evolución temporal de las ondas en función de las fases de ENSO se pueden analizar los diagramas de Hovmöller (Figura 15), donde se observan magnitudes de **W** mayores en años Niño respecto a años Niña, especialmente a finales de invierno. Es importante notar que la presencia de acción de onda también cambia entre fases aunque no sean máximos relativos.

El centro de la cuenca contiene los valores más altos (aproximadamente $5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$); el área de mayor magnitud de la acción de onda tiende a ser más alargada (160° E a 120° W) en años Niño, respecto a años Niña. Un resultado llamativo que surge de esta sección es que si bien, en los mapas anteriores (e.g. Figura 7) se nota una fuerte señal de efectos topográficos sobre el continente en la Figura 15 la magnitud más alta como se mencionó se ubica en el centro de la cuenca.

Si bien la influencia de ENSO en el NAM existe, estudios anteriores (e.g. Reyes Vallejo (2021)) sugieren que esta teleconexión tiende a disminuir con el tiempo. Esto es visible en la Figura 17, ya que para los años posteriores a 2000, los valores máximos al centro de la cuenca disminuyen en extensión y la presencia de acción de onda se encuentra más esparcida por toda la banda longitudinal sin mostrar un

patrón específico. Esto puede relacionarse a que posterior a 1990 se han identificado eventos del NAM más débiles (Arias et al., 2012).

Otros estudios han mostrado que la respuesta del NAM a la retroalimentación debida a la influencia de la superficie terrestre también ha disminuido, variando por periodos decadales (e.g. Zhu et al. (2007); Hu & Feng (2004)) y se argumenta que se debe en parte a los cambios en la persistencia de la temperatura superficial del mar en la zona de El Niño-3 (Zhu et al., 2007).

La diferencia entre resultados antes y después de analizar ambas fases de ENSO sugiere que efectivamente la señal es dependiente del signo de ENSO. Probablemente los resultados de asociación a la fase de ENSO se enriquecerían al distinguir entre eventos pasados y recientes.

4.3. Caracterización de ondas

Sustentado en los resultados de las secciones anteriores, la señal similar a una onda en la región de interés parece regirse en función de las fases de ENSO. Para determinar si se trata de ondas de Rossby cuasiestacionarias, se pueden analizar los diagramas número de onda-frecuencia descritos en la Sección 2.2.3.

Es notable que tanto en años Niño (Figura 18) como en años Niña (Figura 19) la mayor energía se concentra hacia bajas frecuencias (especialmente periodos mayores a 10 días), y números de onda cercanos a 0 (aproximadamente 2 y 3). Este comportamiento converge con los resultados de Sussman et al. (2020) y Wheeler & Kiladis (1999), lo que no sorprende considerando la naturaleza roja del flujo en latitudes medias (mayor energía a escalas mayores). Cavazos & Arriaga-Ramírez (2012) también encuentran un pico significativo en la precipitación del NAM en el período intraestacional.

Es importante tener en cuenta que estos espectros fueron construidos para el dominio longitudinal que solo abarca la cuenca del Pacífico Norte dentro del dominio de este trabajo (Sección 2.1.2) por lo que los números de onda están dados respecto a este dominio zonal.

Considerando los mapas de anomalías de función corriente (e.g. Figura 12) y la recreación de Castro (Figura 6) se esperaba una señal justamente de estos valores ($k_x \approx 2, 3$) y con un periodo de al menos 30 días. Este periodo ha sido considerado apropiado para diagnosticar oscilaciones cuasiestacionarias de gran escala con análisis espectral (Blackmon et al., 1984). Los espectros 18 y 19 proveen información

valiosa de la actividad de onda en la cuenca, sin embargo se ven fuertemente dominados por la naturaleza roja del flujo.

Es posible encontrar patrones más pertinentes para la hipótesis al calcular las diferencias entre los espectros compuestos para eventos de ambas fases de ENSO y los espectros climatológicos (Figuras 21 y 20), donde aparecen picos de energía con las características planteadas en la hipótesis 1.4. Específicamente la anomalías negativas en el cuadrante inferior de la Figura 21 (periodos mayores a 10 días y números de onda cercanos a 0) resultan interesantes ya que establecen una señal más energética en veranos con presencia de El Niño.

De acuerdo a la teoría, las ondas planetarias propagan su fase hacia el oeste (números de onda zonal negativos; Vallis (2017)), por lo que se puede explicar la propagación negativa que se observa. Sin embargo, con la presencia de la corriente de chorro subtropical, las ondas son desplazadas hacia el este.

Si bien es complicado identificar un patrón en las Figuras 20 y 21, es posible distinguir algunas anomalías cercanas a la frecuencia cuasiestacionaria (periodos iguales o mayores a 30 días), y números de onda cercanos a 0 (2 y 3). El cambio de signo entre fases en zonas específicas de los espectros de las Figuras 20 y 21 demuestran que las oscilaciones presentes en años Niño y Niña obedecen a sistemas con características de onda diferentes.

Las diferencias en los espectros ayudaron a aislar señales que presumiblemente están asociadas a los mecanismos físicos en los que se interesa este trabajo. Particularmente la anomalía negativa en la Figura 21 en frecuencias cuasiestacionarias (0.03 cpd) y números de onda $k_x \approx 2$ describe características que cumplen con las establecidas en la hipótesis (Sección 1.4). Se sugiere un trabajo adicional en esta sección para reducir incertidumbre respecto a las señales identificadas, aunque, no se descarta que la energía asociada al mecanismo identificado en secciones previas, efectivamente se encuentre en los espectros presentados. Es altamente probable la respuesta energética de las ondas se ve opacada por la fuerte naturaleza roja misma del flujo.

Un argumento sólido para asumir que las señales identificadas corresponden a ondas de Rossby cuasiestacionarias es la teoría que indica que a estas escalas no están presentes señales cuya fuerza restauradora no se relacione con los efectos de la rotación y de la esfericidad de la Tierra. (e.g. Vallis (2017)).

4.4. Asociación al NAMA

Una vez establecida una señal de bajas frecuencias dependiente de ENSO, es posible analizar su influencia en el área asociada al NAMA. Se definieron contornos de la anomalía de altura geopotencial de la superficie de 500 hPa para cada fase de ENSO (Figuras 23 y 24) identificando sutiles diferencias en la forma y posición del anticiclón.

En años Niño el contorno se extiende más hacia el oeste de EU, mientras que en años Niña se centra dentro del continente y su forma es más elíptica. Si bien estas diferencias no pueden asociarse directamente a la fase de ENSO es interesante señalarlas, pues por mínimo que sea el desplazamiento concuerda con lo que sugiere la teoría. Cavazos et al. (2002) determinó que en los monzones más húmedos el anticiclón tiende a desplazarse hacia el norte, mientras que en monzones más secos el anticiclón tiende hacia el sur, similar al patrón que puede identificarse entre el contorno en la Figura 23b y 24b.

Magaña et al. (2003) encontraron que episodios de El Niño se asocian con disminución de la precipitación de verano en México, mientras que La Niña representa un aumento en la precipitación. Se hipotetiza entonces que la presencia de La Niña y sus anomalías positivas a 500 hPa permiten el desarrollo del NAMA y por consiguiente, favorece la precipitación. Contrariamente, en años Niño las anomalías negativas de geopotencial (e.g. Figura 6a) bloquean el desarrollo del NAMA e inhiben la precipitación (Castro et al., 2001). La magnitud de \mathbf{W} linda con el contorno definido por lo cual, podemos intuir que efectivamente existe alguna influencia entre las ondas identificadas y el perímetro del NAMA.

Para proveer un análisis cuantitativo se optó por utilizar las anomalías de función corriente cuasigeostrofica para evaluar la dependencia entre el NAMA y las ondas identificadas. La razón por la cual ψ' se considera importante para el desarrollo del contorno del NAMA es que las manifestaciones físicas de la señal identificada están intrínsecamente ligadas a las anomalías de geopotencial. Castro et al. (2007) identificaron el patrón de ondas a través de anomalías de geopotencial y en la réplica de este estudio la señal apareció también a través de mapas de anomalías de geopotencial.

Es importante destacar también que, aunque \mathbf{W} no es una magnitud física directamente medible, su formulación matemática está basada en principios físicos bien definidos y depende de múltiples variables atmosféricas. Esto la convierte en una herramienta diagnóstica poderosa para analizar la interacción entre ondas y el flujo medio atmosférico. En contraste, la función corriente está directamente relacionada con una variable atmosférica medible, como el geopotencial, lo que le confiere una interpretación más inmediata en términos de observaciones reales. Con todo esto en mente, se procedió a calcular el

coeficiente de correlación de Pearson entre ψ' y el contorno del NAMA definido como se describe en la Sección 2.2.5.

Teniendo en cuenta la divergencia del lado oeste de la cuenca para los meses de verano (Figura 7), y asumiendo que el tren de ondas identificado a lo largo de este trabajo está siendo emitido en esta zona, se procedió a correlacionar el campo de esta zona generatriz y el campo total de función corriente. La justificación física radica en que el tren de ondas asociado a la fase de ENSO viaja desde el oeste del océano Pacífico arrastrado por la corriente en chorro subtropical, y utilizando la divergencia del campo vectorial de \mathbf{W} fue posible identificar esta fuente. Si la señal generada en esta región es el mismo tren de ondas identificado por Castro et al. (2007) con significancia estadística en la zona del NAMA, los coeficientes de correlación serán importantes en el contorno definido en la Sección 2.2.5.

Los mapas de las Figuras 25 y 26 despliegan los coeficientes de correlación de Pearson entre la zona generatriz y el resto del campo. Obviando la alta correlación en el norte de Asia que obedece a la propia definición de la región generatriz, es evidente que los coeficientes son más altos en años Niño respecto a años Niña. Se destaca también en años Niño el patrón semejante a una onda desplazándose zonalmente, trasladado hacia el sur (20° a 40° N), de correlaciones inversas. Además, las áreas de coeficientes cercanos a los contornos definidos son inversos entre fases (correlación positiva cercana al NAMA en años Niña, correlación negativa cercana al NAMA en años Niño).

Estos resultados sugieren que el tren emitido en el lado occidental de la región de estudio influye en el contorno aproximado al NAMA. En años Niño, si aumenta el geopotencial del lado oeste de la cuenca, probablemente se refleja como una contracción sobre el área del NAMA, mientras que en años Niña, si aumenta el geopotencial del lado occidental, se puede reflejar como una expansión troposférica en el área del NAMA. Los resultados parecen confirmar la hipótesis de que la troposfera tiende a expandirse en años con presencia de la Niña y esto se manifiesta con coeficientes de correlación positivos aunque moderados; por el contrario, los coeficientes en años Niño son negativos y más intensos, lo que puede asociarse al hundimiento troposférico documentado en la región. Estos mapas proporcionan evidencia sobre la relación de la señal identificada en forma de ondas y el NAMA.

Una limitación en este estudio fue el determinar la influencia cuantificable de las ondas identificadas en el desplazamiento y evolución del contorno del anticiclón para cada año. Si bien, los resultados pueden indicarnos influencia entre estas ondas y el contorno del NAMA, no se pudo analizar el grado de significancia de esta relación ni evaluarla respecto a otros posibles procesos relevantes.

Otra dificultad a la que se ha enfrentado este estudio es el correcto aislamiento de señales. Se han

utilizado múltiples filtros temporales y horizontales para asegurar el descarte de perturbaciones a escalas menores que las de interés. Sin embargo, un trabajo adicional sería necesario para evitar la contaminación de otras señales y que en este estudio se ha puesto de manifiesto como una potencial limitación.

Una implicación de la Sección 4.2 es la posibilidad de encontrar diferencias entre las señales con misma fase de ENSO dependiendo de factores como el año del evento, la intensidad, etc. Por eso, es recomendable separar eventos de ENSO con el mismo signo utilizando características más profundas más allá del signo de las anomalías (e.g. región donde se identifican) en este trabajo; se intentó algo a pequeña escala separando los años antes y después del año 2000. Se encontró que la relación entre ENSO y el NAM presenta señales distintas a aquellas anteriores al 2000 (Figura 17c,d).

Capítulo 5. Conclusiones

Este trabajo se planteó la tarea de identificar el mecanismo físico detrás de una de las ya documentadas teleconexiones entre ENSO y el NAM. La hipótesis planteó que este mecanismo es un tren de ondas de Rossby cuasiestacionarias. Se describen a continuación las conclusiones que se pueden extraer de este estudio para cada objetivo.

Objetivo 1. La señal identificada en Castro et al. (2007) es sensible al criterio de selección de los eventos de ambas fases de ENSO. Sin embargo, es posible identificarla con ligeras diferencias con un criterio basado en el índice ONI.

El flujo de acción de onda (**W**) sugiere que existe actividad de ondas en las escalas espacio temporales de interés. La divergencia del flujo **W** indica generación y disipación de trenes de onda. La actividad de onda se ve dominada por la corriente en chorro subtropical que actúa como guía de ondas desplazándolas desde el oeste al este de la cuenca.

Objetivo 2. Los resultados proveen evidencia plausible de una señal similar a una onda que es dependiente de la fase de ENSO. Las anomalías de función corriente utilizadas para construir el flujo **W** son inversas para años Niño y Niña tal y como lo sugiere la hipótesis planteada. Considerando únicamente la franja latitudinal de 40° a 60° N se acentúan las diferencias entre estas anomalías de función corriente.

A pesar de que en años Niña también existe actividad importante de ondas, parece obedecer a un sistema distinto que la actividad de onda en años Niño ya que sucede en zonas distintas de la cuenca.

Objetivo 3. Los espectros de potencia estacional exhiben un comportamiento rojo dominante con la energía concentrada en las bajas frecuencias (≈ 0.2 cpd) y números de onda cercanos a 0 (2,3). La señal similar a una onda puede ser aislada de los espectros utilizando diferencias entre el resultado climatológico y los espectros compuestos de años Niño/Niña. Se pueden identificar picos de energía asociados a años Niño que describen las características hipotetizadas. Las posibles limitaciones derivadas del método para aislar energía en los espectros pudieran estar sesgando los resultados, por lo que se recomienda cautela al interpretar las conclusiones de este objetivo.

La energía de las oscilaciones de baja frecuencia en años Niño son más intensas respecto a las oscilaciones de La Niña en verano.

Objetivo 4. Utilizando un promedio horizontal de la zona generatriz identificada con los mapas de divergencia se obtuvo una correlación relativamente alta (coeficiente entre -0.75 y -1) entre los trenes

de onda emitidos en la parte oeste de la cuenca y el contorno del NAMA para años Niño. En años Niña la correlación fue directa pero más débil (coeficientes hasta 0.75). La evidencia surgida en este objetivo sugiere que existe una relación entre el mecanismo similar a una onda y el anticiclón del NAM al menos como se definió en este trabajo. Esta relación es directa pero moderada en años Niña e inversa pero más intensa en años Niño.

En conjunto, los resultados obtenidos en cada objetivo sugieren que efectivamente una onda de baja frecuencia (cuasiestacionaria) se encuentra atada a la fase de ENSO y se relaciona al contorno de altura geopotencial que define la extensión horizontal del NAMA.

Estudios como el presente, donde se analizan las teleconexiones climáticas pertinentes para el clima regional de México recuerdan la importancia de reivindicar la investigación científica latinoamericana. Aunque algunos autores han reconocido el origen mexicano del NAM, la comunidad científica internacional aún se refiere a él con un nombre que no refleja su verdadera esencia. La realidad es que una parte importante de la precipitación asociada a este sistema ocurre en territorio mexicano, con su zona núcleo ubicada sobre la SMO y el anticiclón asociado extendiéndose sobre el noroeste de México. Desde este trabajo se extiende la invitación a reconocer y nombrar a este sistema como **monzón mexicano**, no sólo por su ubicación geográfica, si no porque al nombrarlo como tal se libra al individuo de la necesidad de encajar en narrativas científicas dominadas por el norte global.

Literatura citada

- Adams, D. K. & 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<2197:tnam>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2197:tnam>2.0.co;2).
- Arias, P. A., Fu, R., & Mo, K. C. (2012). Decadal variation of rainfall seasonality in the North American monsoon region and its potential causes. *Journal of Climate*, 25, 4258–4274. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-11-00140.1>.
- Arias, P. A., Fu, R., Vera, C., & Rojas, M. (2015). A correlated shortening of the North and South American monsoon seasons in the past few decades. *Climate Dynamics*, 45, 3183–3203. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2533-1>.
- Bengtsson, L., Schlese, U., Roeckner, E., Latif, M., P, B. T., & Graham, N. (1993). A two-tiered approach to long-range climate forecasting. *Science*, 261, 1026–1029. <https://doi.org/10.1126/science.261.5124.1026>.
- Bjerkness, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163–172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:atftep>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:atftep>2.3.co;2).
- Blackman, R. B. & Tukey, J. W. (1958). The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering — Part I. *Bell System Technical Journal*, 37(1), 185–282. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/j.1538-7305.1958.tb03874.x>.
- Blackmon, M. L., Lee, Y.-H., & Wallace, J. M. (1984). Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41(6), 961 – 980. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1984\)041<0961:HSOMHF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<0961:HSOMHF>2.0.CO;2).
- Boos, W. R. & Pascale, S. (2021). Mechanical forcing of the North American monsoon by orography. *Nature*, 599, 611–615. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03978-2>.
- Castro, C. L., McKee, T. B., & Pielke, R. A. (2001). The relationship of the North American monsoon to Tropical and North Pacific sea surface temperatures as revealed by observational analyses. *Journal of Climate*, 14, 4449–4473. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4449:trotna>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4449:trotna>2.0.co;2).
- Castro, C. L., Pielke, R. A., Adegoke, J. O., Schubert, S. D., & Pegion, P. J. (2007). Investigation of the summer climate of the contiguous United States and Mexico using the regional atmospheric modeling system (RAMS). part II: Model climate variability. *Journal of Climate*, 20, 3866–3887. <https://doi.org/10.1175/jcli4212.1>.
- Cavazos, T. & Arriaga-Ramírez, S. (2012). Downscaled climate change scenarios for Baja California and the North American monsoon during the twenty-first century. *Journal of Climate*, 25(17), 5904 – 5915. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00425.1>.
- Cavazos, T., Comrie, A. C., & Liverman, D. (2002). Intraseasonal variability associated with wet monsoons in southeast Arizona. *Journal of Climate*, 15, 101–123. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2477:ivawwm>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2477:ivawwm>2.0.co;2).
- Cavazos, T. & Hastenrath, S. (1990). Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 10(4), 377–386. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.3370100405>.

- Clapp, C. E., Smith, J. B., Bedka, K. M., & Anderson, J. G. (2021). Identifying outflow regions of North American monsoon anticyclone-mediated meridional transport of convectively influenced air masses in the lower stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *16*. <https://doi.org/10.1029/2021jd034644>.
- Diem, J. E., Brown, D. P., & McCann, J. (2013). Multi-decadal changes in the North American monsoon anticyclone. *International Journal of Climatology*, *33*, 2274–2279. <https://doi.org/10.1002/joc.3576>.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., & Reyes, S. (1993). The Mexican monsoon. *Journal of Climate*, *6*, 1665–1677. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1665:tmm>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1665:tmm>2.0.co;2).
- Fuentes-Franco, R., Giorgi, F., Pavia, E. G., Graef, F., & Coppola, E. (2018). Seasonal precipitation forecast over Mexico based on a hybrid statistical–dynamical approach. *International Journal of Climatology*, *38*(11), 4051–4065. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.5550>.
- García, E. (2003). Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas*, *50*, 67–76. <https://doi.org/10.14350/rig.30432>.
- Halley, E. (1686). An historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the seas between and near the tropics, with an attempt to assign the physical cause of the said winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, *16*, 153–168. <https://doi.org/10.1098/rstl.1686.0026>.
- Held, I. M. & Suarez, M. J. (1994). A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *75*, 1825–1830. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1994\)075<1825:apftio>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1994)075<1825:apftio>2.0.co;2).
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., ... , & Thépaut, J.-N. (2020). The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *146*(730), 1999–2049. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Higgins, R., Chen, 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<0653:ivotna>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0653:ivotna>2.0.co;2).
- Higgins, R. W. & Shi, W. (2000). Dominant factors responsible for interannual variability of the summer monsoon in the southwestern United States. *Journal of Climate*, *13*(4), 759 – 776. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0759:DFRFIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0759:DFRFIV>2.0.CO;2).
- Holton, J. R. & Hakim, G. J. (2013). *An introduction to dynamic meteorology*, volume 88. Academic press. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2944-8_2.
- Hoskins, B. J. & Ambrizzi, T. (1993). Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *50*, 1661–1671. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<1661:rwpoar>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<1661:rwpoar>2.0.co;2).
- Hovmöller, E. (1949). The trough-and-ridge diagram. *Tellus*, *1*(2), 62–66. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v1i2.8498>.
- Hu, Q. & Feng, S. (2002). Interannual rainfall variations in the north american summer monsoon region: 1900–98. *Journal of Climate*, *15*(10), 1189 – 1202. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1189:IRVITN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1189:IRVITN>2.0.CO;2).

- Hu, Q. & Feng, S. (2004). Why has the land memory changed? *Journal of Climate*, *17*(16), 3236 – 3243. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3236:WHTLMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3236:WHTLMC>2.0.CO;2).
- Jong, B.-T., Ting, M., & Seager, R. (2021). Assessing ENSO summer teleconnections, impacts, and predictability in North America. *Journal of Climate*, *34*, 3629–3643. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0761.1>.
- Larkin, N. K. & Harrison, D. E. (2002). ENSO warm (El Niño) and cold (La Niña) event life cycles: Ocean surface anomaly patterns, their symmetries, asymmetries, and implications. *Journal of Climate*, *15*(10), 1118 – 1140. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1118:EWENOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1118:EWENOA>2.0.CO;2).
- Leathers, D. J., Yarnal, B., & Palecki, M. A. (1991). The Pacific/North American teleconnection pattern and United States climate. Part I: Regional temperature and precipitation associations. *Journal of Climate*, *4*(5), 517 – 528. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1991\)004<0517:TPATPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1991)004<0517:TPATPA>2.0.CO;2).
- Li, Y., Xie, S.-P., Lian, T., Zhang, G., Feng, J., Ma, J., Peng, Q., Wang, W., Hou, Y., & Li, X. (2023). Interannual variability of regional Hadley circulation and El Niño interaction. *Geophysical Research Letters*, *50*(4), e2022GL102016. <https://doi.org/10.1029/2022GL102016>.
- Lu, J., Vecchi, G. A., & Reichler, T. (2007). Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophysical Research Letters*, *34*. <https://doi.org/10.1029/2006gl028443>.
- Luna-Niño, R., Cavazos, T., Torres-Álvarez, J. A., Giorgio, F., & Coppola, E. (2021). Interannual variability of the boreal winter subtropical jet stream and teleconnections over the CORDEX-CAM domain during 1980–2010. *Climate Dynamics*, *57*, 1571–1594. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05509-7>.
- Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., & Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, *42*, 313–330. <https://doi.org/10.20937/atm.2017.30.03.03>.
- Mo, K. C. & Higgins, R. W. (1998). Tropical convection and precipitation regimes in the western United States. *Journal of Climate*, *11*(9), 2404 – 2423. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<2404:TCAPRI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<2404:TCAPRI>2.0.CO;2).
- Neelin, J. D., Battisti, D. S., Hirst, A. C., Jin, F.-F., Wakata, Y., Yamagata, T., & Zebiak, S. E. (1998). ENSO theory. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *103*, 14261–14290. <https://doi.org/10.1029/97jc03424>.
- Pascale, S., Carvalho, L. M. V., Adams, D. K., Castro, C. L., & Cavalcanti, I. F. A. (2019). Current and future variations of the monsoons of the Americas in a warming climate. *Current Climate Change Reports*, *5*, 125–144. <https://doi.org/10.1007/s40641-019-00135-w>.
- Pavia, E., Graef, F., & Reyes, J. (2006). PDO-ENSO effects in the climate of Mexico. *Journal of Climate - J CLIMATE*, *19*. <https://doi.org/10.1175/JCLI4045.1>.
- Pavia, E. G. (2017). Changes in the ENSO–rainfall relationship in the Mediterranean California border region. *Atmospheric Science Letters*, *18*(4), 183–186. <https://doi.org/10.1002/asl.741>.
- Plumb, A. R. (1985). On the three-dimensional propagation of stationary waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *42*, 217–229. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1985\)042<0217:ottdpo>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042<0217:ottdpo>2.0.co;2).

- Qin, J. & Robinson, W. A. (1993). On the Rossby wave source and the steady linear response to tropical forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *50*, 1819–1823. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<1819:otrwsa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<1819:otrwsa>2.0.co;2).
- Ray, A. J., Garfin, G. M., Wilder, M., Vásquez-León, M., Lenart, M., & Comrie, A. C. (2007). Applications of monsoon research: Opportunities to inform decision making and reduce regional vulnerability. *Journal of Climate*, *20*, 1608–1627. <https://doi.org/10.1175/jcli4098.1>.
- Reyes Vallejo, J. C. (2021). *ENOS y la variabilidad interanual del monzón de Norteamérica*. [Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California]. Repositorio Institucional. <https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/3573>.
- Rossby, C. G. (1940). Planetary Flow Patterns in the Atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *66*(S1), 68–87. <https://doi.org/10.1002/j.1477-870X.1940.tb00130.x>.
- Sardeshmukh, P. D. & Hoskins, B. J. (1988). The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *45*, 1228–1251. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<1228:tgogrf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<1228:tgogrf>2.0.co;2).
- Simmons, A., Wallace, J. K., & Branstator, G. (1983). Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *Journal of the atmospheric sciences*, *40*, 1363–1392. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1363:bwpaia>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1363:bwpaia>2.0.co;2).
- Souders, M. B., Colle, B. A., & Chang, E. K. M. (2014). The climatology and characteristics of rossby wave packets using a feature-based tracking technique. *Monthly Weather Review*, *142*(10), 3528 – 3548. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00371.1>.
- Suarez, M. J. & Schopf, P. S. (1988). A delayed action oscillator for ENSO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *45*, 3283–3287. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<3283:adaofe>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<3283:adaofe>2.0.co;2).
- Sussman, H., Raghavendra, A., Roundy, P., & Dai, A. (2020). Trends in northern midlatitude atmospheric wave power from 1950 to 2099. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05143-3>.
- Takaya, K. & Nakamura, H. (2001). A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *58*, 608–627. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<0608:afoapi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<0608:afoapi>2.0.co;2).
- Takemura, K. & Mukougawa, H. (2020). Dynamical relationship between quasi-stationary Rossby wave propagation along the Asian jet and Pacific-Japan pattern in boreal summer. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, *98*, 169–187. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2020-010>.
- Trenberth, K. E. (1997). The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *78*, 2771–2777. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2771:tdoen>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2771:tdoen>2.0.co;2).
- Turrent, C. & Cavazos, T. (2009). Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the North American monsoon. *Geophysical Research Letters*, *36*(2). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008GL036299>.
- Vallis, G. K. (2017). *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics: Fundamentals and Large-Scale Circulation*, (2a ed.). Cambridge University Press.

- Walker, G. T. & Bliss, E. W. (1932). World weather V. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4(36), 53–84. <https://www.rmets.org/sites/default/files/papers/ww5.pdf>.
- Wallace, J. M. & Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109, 784–812. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0784:titghf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0784:titghf>2.0.co;2).
- Wang, Z., Chang, C.-P., & Wang, B. (2007). Impacts of El Niño and La Niña on the U.S. climate during northern summer. *Journal of Climate*, 20, 2165–2177. <https://doi.org/10.1175/jcli4118.1>.
- Webster, P. J. (2004). *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, (1era ed.). Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2944-8_2.
- Wheeler, M. & Kiladis, G. N. (1999). Convectively coupled equatorial waves: analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(3), 374 – 399. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<0374:CCEWA0>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<0374:CCEWA0>2.0.CO;2).
- Yadav, R. K. (2017). Midlatitude Rossby wave modulation of the Indian summer monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 2260–2271. <https://doi.org/10.1002/qj.3083>.
- Zhu, C., Cavazos, T., & Lettenmaier, D. P. (2007). Role of antecedent land surface conditions in warm season precipitation over northwestern Mexico. *Journal of Climate*, 20(9), 1774 – 1791. <https://doi.org/10.1175/JCLI4085.1>.
- Zhu, C., Lettenmaier, D. P., & Cavazos, T. (2005). Role of antecedent land surface conditions on North American monsoon rainfall variability. *Journal of Climate*, 18(16), 3104 – 3121. <https://doi.org/10.1175/JCLI3387.1>.

Anexos

Anexo A.

Siempre que se hace investigación, es importante evaluar cuidadosamente las herramientas empleadas para construir los resultados. Esta sección se enfoca en describir el proceso de verificación del código de Python programado para generar los espectros de potencia de la función corriente cuasigeostrofica.

Siguiendo los pasos de la metodología de Wheeler & Kiladis (1999) y Sussman et al. (2020) el código realiza análisis espectral para identificar picos de energía en arreglos con 3 dimensiones: tiempo, latitud y longitud. Se ingresa el campo tridimensional para identificar frecuencias y números de onda (zonal) dominantes. Para asegurar que el código funcione como se espera y que los resultados obtenidos efectivamente describan el flujo proporcionado, se aplicó el mismo código a un campo idealizado del que ya se conocían previamente las características de frecuencia y número de onda. Si los picos de energía en el espectro coinciden con las características originales, otorga certeza de que el código funciona correctamente.

El campo idealizado fue construido con el modelo numérico WRF bajo la configuración idealizada de Held-Suárez (H-S) (Held & Suarez, 1994). Esta configuración reemplaza las parametrizaciones detalladas de radiación, turbulencia y convección de humedad con parametrizaciones sencillas de forzamiento y disipación. En el diseño de este forzamiento y disipación se utiliza un esquema de relajación newtoniana (*Newtonian relaxation*) simple del campo de temperatura a un estado zonalmente simétrico, y una amortiguación de Rayleigh (*Rayleigh damping*) de los vientos de bajos niveles para representar fricción en la capa límite.

Para incentivar un gradiente de temperatura entre los polos y el ecuador, los campos de temperatura son relajados a una temperatura de equilibrio T_{eq} dada por:

$$T_{eq} = \max\{200K, [315K - (\Delta T)_y \sin^2 \phi - (\Delta \theta)_z \log\left(\frac{p}{p_0}\right) \cos^2 \phi]\left(\frac{p}{p_0}\right)^k\} \quad (16)$$

donde $(\Delta T)_y = 60K$, $(\Delta \theta)_z = 10K$, $p_0 = 1000$ hPa, p es presión y ϕ es latitud.

El modelo inicia con una atmósfera de gas ideal en una superficie esférica en rotación, se considera además que el geopotencial es constante en la superficie (sin efectos de topografía). La atmósfera se asume completamente seca, por lo que no hay condensación ni procesos relacionados con la humedad. Los campos comprenden una malla global de baja resolución, la corriente teórica aparece alrededor de $20^\circ - 60^\circ$ al norte y sur del ecuador.

La banda latitudinal norte fue utilizada para esta validación. La Figura 27 muestra un tiempo arbitrario del campo de alturas geopotenciales a 500 hPa como referencia de las ondas y la corriente arrastrándolas. La Figura 28 despliega las oscilaciones presentes para un punto arbitrario dentro de la banda latitudinal de 20° a 60° N.

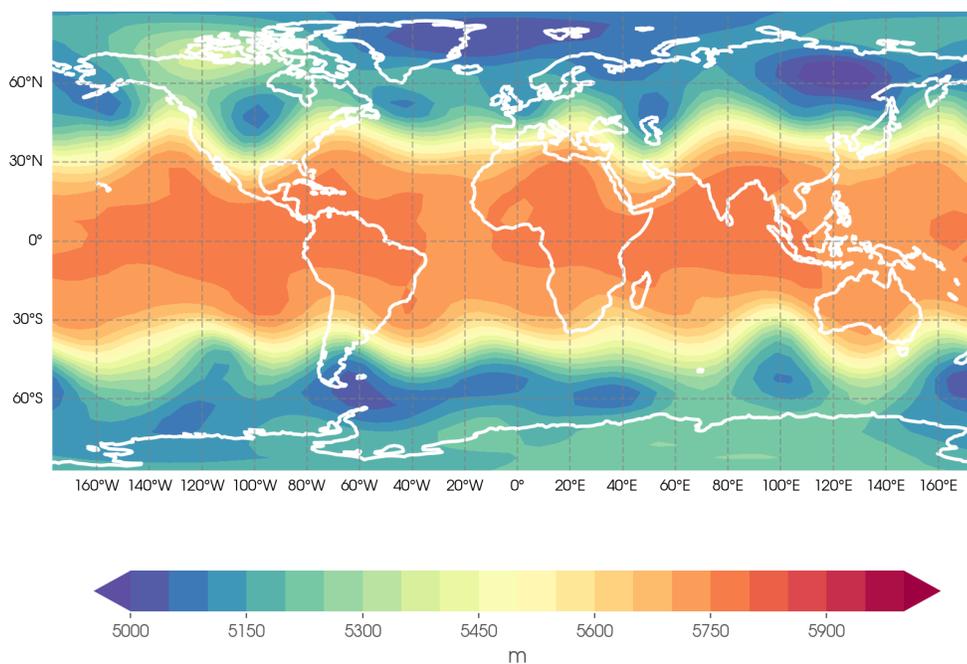


Figura 27. Campo idealizado de altura geopotencial con configuración Held-Suárez del WRF. Tiempo arbitrario (2000 pasos de tiempo). 500 hPa.

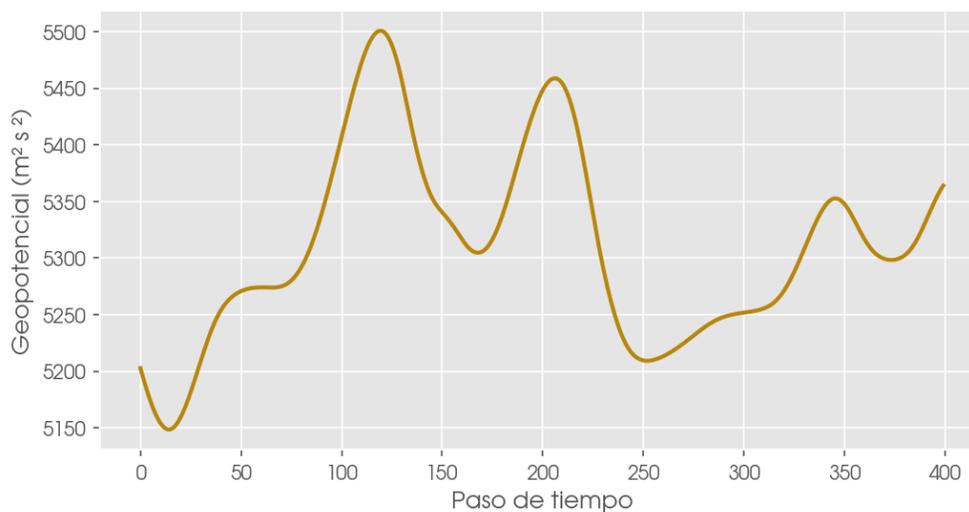


Figura 28. Serie de tiempo original para un punto dentro de la corriente idealizada. Por la extensión temporal de la simulación, se recortó un periodo ilustrativo. Tanto el punto como el periodo son arbitrarios.

De estar construido correctamente, al aplicar el código de Python se esperaba que el espectro mostrase energía únicamente en números de onda positivos (propagación al este) puesto que la corriente teórica es el único mecanismo desplazándose en la atmósfera idealizada. Las ondas obedecen a una frecuencia baja (periodo de 60 días aproximadamente) por lo que también se esperaba energía en los cuadrantes inferiores.

El campo idealizado de H-S contiene únicamente ondas baroclínicas (de Rossby) propagándose sobre corrientes de chorro teórica en latitudes medias. La Figura 29 muestra el espectro obtenido al aplicar el código a las variables asociadas a las ondas obtenidas de los campos idealizados.

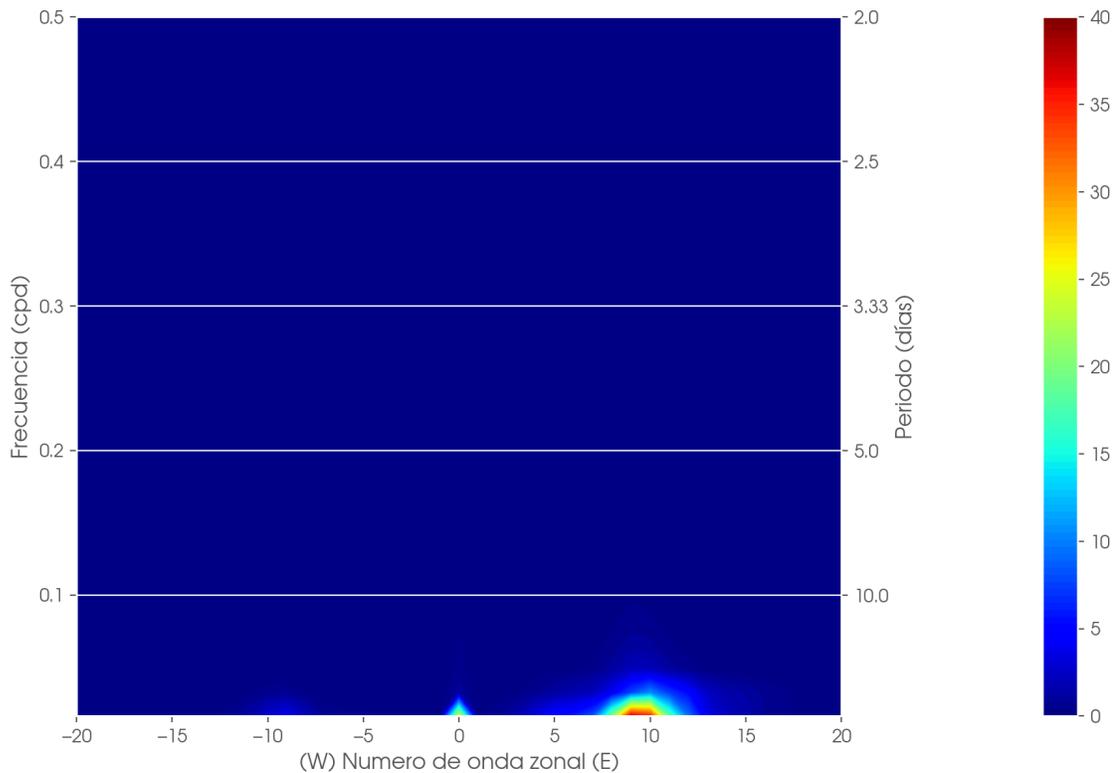


Figura 29. Promedio temporal del \ln del espectro de potencia (en m^2) de altura geopotencial a 500 hPa para la banda latitudinal de 20° a 60° N, de la corrida idealizada de H-S. La frecuencia está dada en ciclos por día.

Es evidente en la Figura 29 que el mayor pico de energía predominante coincide con las características esperadas dada la naturaleza del campo idealizado. Se observa también energía justo en la intersección del número de onda exactamente igual a 0 y la frecuencia cuasiestacionaria aunque no es un valor tan alto como en $k_x \approx 10$.

Se observa que efectivamente, las oscilaciones presentes en el campo idealizado tienen frecuencias muy bajas (cuasiestacionarias), el mapa 27 despliega un tiempo arbitrario donde se visualiza la presencia de una onda con $k_x \approx 8$ alrededor de $20^\circ - 60^\circ$ N y S. Por lo tanto, la Figura 29 proporciona evidencia definitiva de que el código construido para la Sección 2.2.3 funciona correctamente e identifica procesos energéticos de manera eficiente.