

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 CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

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.

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



**Maestría en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Contribución del rotacional del esfuerzo del viento a la
variabilidad de baja frecuencia de la intensidad de la
velocidad de la corriente de frontera oeste en el Golfo
de México**

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

Presenta:

Adriana Alejandra Contreras Verónica

Ensenada, Baja California, México
2024

Tesis defendida por
Adriana Alejandra Contreras Verónica

y aprobada por el siguiente Comité

Dra. Paula Pérez Brunius
Directora de tesis

Dr. Luis Zavala Sansón

Dr. Julio Sheinbaum Pardo

Dr. Oscar Sosa Nishizaki



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

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Adriana Alejandra Contreras Verónica** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física

Contribución del rotacional del esfuerzo del viento a la variabilidad de baja frecuencia de la intensidad de la velocidad de la corriente de frontera oeste en Golfo de México

Resumen aprobado por:

Dra. Paula Pérez Brunius
Directora de tesis

El flujo promedio en el oeste del golfo de México revela una corriente hacia el norte correspondiente al lado occidental de un giro anticiclónico. El giro anticiclónico medio se ha asociado tanto al rotacional del esfuerzo del viento como al arribo de remolinos de la corriente de Lazo a la región. Para saber cuál es la posible contribución del rotacional del esfuerzo del viento a la variabilidad de baja frecuencia de la corriente de frontera oeste, en este estudio se analizó la covariabilidad entre el rotacional del esfuerzo del viento dentro de la cuenca y la velocidad meridional de la corriente sobre el talud continental, utilizando datos más precisos y de mayor resolución temporal y espacial que los usados en investigaciones previas. Se utilizaron datos de viento en el golfo de México de los reanálisis ERA5 y del Climate Forecast System Reanalysis, mientras que para la velocidad de la corriente de frontera oeste se utilizaron datos de altimetría satelital (AVISO) y salidas de modelos numéricos de circulación oceánica (ROMS, HYCOM y NEMO). Tanto el rotacional como la velocidad revelaron un ciclo estacional marcado donde la frecuencia anual y sus armónicos (períodos de 3, 4 y 6 meses) explican aproximadamente el 30% de la varianza de las series temporales mensuales. La coherencia cuadrada entre ambas variables es significativamente alta (0.6) en la frecuencia anual. Se encontró una correlación negativa significativa (-0.5) entre las series temporales del rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente con desfase de no más de un mes. Falta determinar a qué se debe este tiempo de desfase relativamente corto, y si es indicativo de que la variabilidad estacional del transporte se explica principalmente por el balance de Sverdrup, siendo menos importante el término transitorio de las ondas largas de Rossby que propagan la información del interior de la cuenca y la frontera oriental, como se ha observado para el giro subpolar del Pacífico norte. Los resultados además sugieren que al menos 70% de la variabilidad mensual se debe a otros factores, como podría ser el arribo de remolinos de la corriente de Lazo.

Palabras clave: Corriente de frontera oeste, rotacional del esfuerzo del viento, ERA5, AVISO, ROMS

Abstract of the thesis presented by **Adriana Alejandra Contreras Veronica** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.

Contribution of wind stress curl to the low-frequency variability of the velocity intensity of the western boundary current in the Gulf of Mexico

Abstract approved by:

Dra. Paula Pérez Brunius
Thesis Director

The mean flow in the western Gulf of Mexico reveals a northward current corresponding to the western side of an anticyclonic gyre. This anticyclonic gyre has been associated with both the wind stress curl and the arrival of Loop Current eddies to the region. To assess the possible contribution of the wind stress curl to the low-frequency variability of the western boundary current, in this study the co-variability between the wind stress curl within the basin and the meridional velocity of the current over the continental slope was analyzed, using more precise data with higher temporal and spatial resolution than those used in previous studies. Wind data in the Gulf of Mexico from the ERA5 and Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) reanalyses were used, while satellite altimetry data (AVISO) and outputs from numerical ocean circulation models (ROMS, HYCOM and NEMO) were used for the western boundary current velocity. Both the curl and the meridional velocity revealed a marked seasonal cycle where the annual frequency and its harmonics (periods of 3, 4 and 6 months) explain approximately 30% of the variance of the monthly time series. The squared coherence between both variables is significantly high (0.6) at the annual frequency. A significant negative correlation (-0.5) was found between the wind stress curl and the meridional velocity time series with a lag of no more than one month. It remains to be determined what is responsible for this relatively short lag time, and whether it is indicative that the seasonal variability of the transport is explained mainly by the Sverdrup balance, with the transient term of the long Rossby waves that propagate the information from the interior and the eastern boundary being less important, as has been observed for the North Pacific subpolar gyre. The results also suggest that at least 70% of the monthly variability is due to other factors, which may include the arrival of Loop Current eddies.

Keywords: Western boundary current, wind stress curl, ERA5, AVISO, ROMS

Dedicatoria

A mis padres y a mi pareja, quienes me dan su apoyo incondicional.

Agradecimientos

Agradezco al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) y al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT) por otorgarme el apoyo económico necesario para realizar mis estudios de maestría.

A la Dra. Paula Pérez-Brunius, por todos sus consejos y motivación para realizar este trabajo. Le agradezco su confianza y paciencia.

A mis sinodales, los Dres. Luis Zavala Sansón, Julio Sheinbaum Pardo y Oscar Sosa Nishizaki, por su tiempo, paciencia y consejos.

A mi mejor amiga, Ingrid.

Al Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGOM) por las corridas y salidas de los modelos numéricos, parte del proyecto (201441): "Implementación de redes de observación oceanográficas (físicas, geoquímicas, ecológicas) para la generación de escenarios ante posibles contingencias relacionadas a la exploración y producción de hidrocarburos en aguas profundas del Golfo de México", financiado por el fondo sectorial SENER-CONACyT Hidrocarburos.

Los datos de satGEM son parte del proyecto "An Operational System using Real-time Subsurface Observations to Improve Loop Current Forecasts" financiado por la National Academies of Sciences, Engineering and Medicine de los Estados Unidos de América. Los productos de altimetría fueron desarrollados por, y previamente distribuidos por el Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data (AVISO) service (<http://www.aviso.altimetry.fr/>).

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas	xii
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	2
1.1.1 Variabilidad de baja frecuencia de la intensidad de la corriente de frontera oeste en el golfo de México.....	6
1.1.2 Variabilidad de baja frecuencia del rotacional del esfuerzo del viento	8
1.1.3 Remolinos de la Corriente de Lazo.....	12
1.2 Justificación	15
1.3 Hipótesis.....	16
1.4 Objetivos	16
1.4.1 Objetivo general	16
1.4.2 Objetivos específicos.....	16
Capítulo 2. Metodología	19
2.1 Datos	19
2.1.1 Viento	19
2.1.2 Velocidad de la corriente	19
2.1.2.1 Altimetría satelital (AVISO) y satGEM	19
2.1.2.2 Modelos numéricos de circulación	21
2.2 Metodología	24
2.2.1 Análisis de series de tiempo.....	24

2.2.1.1	Promedio y varianza	24
2.2.1.2	Análisis espectral	25
2.2.1.3	Correlación con desfase entre dos series temporales	29
2.2.1.4	Coherencia cuadrada.....	30
2.2.1.5	Análisis armónico	31
2.2.2	Rotacional del esfuerzo del viento.....	32
2.2.3	Velocidad de la corriente	34
2.2.4	Transporte	36
Capítulo 3.	Resultados.....	38
3.1	Vientos en el golfo de México	38
3.2	Variabilidad espacial y temporal del rotacional del esfuerzo del viento en el golfo de México	39
3.2.1	Análisis espectral.....	42
3.2.2	Análisis armónico	43
3.3	Variabilidad de baja frecuencia de la velocidad de la corriente	45
3.3.1	Circulación del oeste del golfo de México.....	45
3.3.2	Sección transversal de la corriente	47
3.3.3	Variabilidad de baja frecuencia de la velocidad meridional de la corriente	49
3.3.4	Análisis espectral	50
3.3.5	Análisis armónico	51
3.4	Covariabilidad entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad meridional de la corriente	53
3.5	Modelos de circulación	55
3.6	Transporte teórico y transporte de la corriente	59
Capítulo 4.	Discusión	61
Capítulo 5.	Conclusiones.....	66
Literatura citada	67	

Lista de figuras

Figura	Página
1. Circulación superficial en el golfo de México a partir de un conjunto de datos históricos de derivadores superficiales procesados (producto GulfFlow-1/12°) en el periodo de 1992-2020. El contorno negro intenso es la isóbata de 500 m, mientras que los contornos grises marcan la isóbata de 5 m, así como las de 1, 2, etc., km. (Lilly & Pérez-Brunius, 2021)	2
2. Campo de la función de transporte ψ en $t=90$ días de una simulación del flujo impulsado por el viento en el golfo de México con una escala de decaimiento vertical del flujo equivalente barotrópico dado por $z_0=1000$ m (color). Contornos geostróficos (líneas blancas) y esfuerzo del viento sobre el dominio (flechas grises). Costa e isobata de 200 m (líneas negras). (Zavala Sansón, 2019)	6
3. Año típico de la velocidad promedio de la corriente de frontera oeste calculados a partir de (a) la deriva de barcos en el periodo 1850-1980 (Sturges, 1993) y (b) el anclaje LMP500 a 300 m de profundidad en el periodo 2011-2015 (Rojo de Anda, 2020). En (a) se muestra además el año típico reconstruido a partir de los armónicos de 12 y 6 meses (línea punteada).....	7
4. Sección vertical del promedio por temporada de la velocidad en la línea de Lamprea ($\sim 24^\circ N$) en el golfo de México. Corresponde al periodo en el que los anclajes (indicados por las líneas punteadas) midieron de forma simultánea (2013-2015). En rojo (azul) se muestran las velocidades hacia el norte (sur) en cm/s. Las líneas punteadas representan la ubicación de los anclajes. (Rojo de Anda, 2020).....	8
5. Promedios mensuales de los vientos en el golfo de México derivados de Qscat/SeaWinds en el periodo de 1999-2006. Los contornos indican la rapidez promedio del viento según la barra de colores y las flechas indican la dirección del viento (Zavala-Hidalgo et al., 2014)	9
6. Promedios estacionales del rotacional del esfuerzo del viento en el periodo de 1967-1982 en el golfo de México. Separación entre cada contorno: 1×10^{-7} MKS (Rhodes et al., 1989).....	10
7. Promedios estacionales del rotacional del esfuerzo del viento en el periodo de 1990-1993 en el golfo de México (Gutiérrez de Velasco & Winant, 1996).....	10
8. Año típico del rotacional del esfuerzo del viento en el golfo de México promediado a lo largo de $24^\circ N$ (línea continua) a partir de Rhodes et al. (1989) en el periodo de 1967-1982 junto con la reconstrucción del año típico usando los armónicos de 12 y 6 meses (línea punteada). Negativo hacia arriba en esta figura (Sturges, 1993).....	11
9. Vectores de velocidad superficial media y contornos SSH para los experimentos GOM-noW (sin viento) y GOM-W (con viento). (Olvera-Prado et al., 2024)	12
10. Velocidad horizontal promediada entre 2008-2013 a 100 m de profundidad (flechas negras) y en superficie (flechas grises) obtenida a partir de datos de anclajes y satélite (AVISO), respectivamente. Trayectorias de 7 remolinos de Lazo que llegaron al oeste del golfo de México entre 2008-2013 (líneas sólidas con diferentes colores y nombres). El rectángulo rojo corresponde a la región del oeste-central del golfo de México (wGOM) y el azul a la Bahía de	

- Campeche (BOC). Los símbolos \square , \bigcirc , \triangle y ∇ representan las ubicaciones de los anclajes LMP3500, ARE3500, ARE2000 y LNK2000, respectivamente. (Tenreiro et al., 2018) 13
11. (a) Velocidad geostrófica absoluta (m/s) a lo largo del transecto 2 del glider y (b) contornos de Topografía Dinámica Absoluta de 0.7 m asociados al remolino Poseidon (Meunier et al., 2018). 14
 12. Componente meridional de la velocidad horizontal en el anclaje LMP3500 (23.388°N, 95.148°W) en la superficie (línea gris) y a 100 m de profundidad (línea negra) entre 2008-2013. Los periodos sombreados en gris indican la duración de los eventos de cruce de los nueve remolinos de Lazo sobre el anclaje (Tenreiro et al., 2018) 15
 13. Secciones de velocidad geostrófica a través de un remolino de la corriente de Lazo medidas por un glider y reconstruidas usando el satGEM. En cada panel, las secciones reconstruidas por satGEM se voltean lateralmente para que aparezcan como una imagen especular de la sección del glider. (Meunier et al., 2022) 20
 14. Circulación superficial promedio (1992-2012) en el golfo de México a partir de AVISO, ROMS, HYCOM y NEMO. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Región promediada denotada por el rectángulo negro. Isóbatas de 200 y 2000 m en contornos grises. 23
 15. Esfuerzo del viento (flechas negras) y rotacional del esfuerzo del viento (a color) calculados (a) de forma analítica y (b) con spherecurl (jLab). Error cuadrático medio (RMSE) entre ambos: $2.07 \times 10^{-7} \text{ N/m}^3$ 33
 16. Rotacional del esfuerzo del viento promedio (color) y el esfuerzo del viento (flechas blancas) en el periodo de 1993-2022 con datos de ERA5. Unidades de los contornos: 10^{-8} dyn/cm^3 (Notar que $10^{-8} \text{ dyn/cm}^3 = 10^{-9} \text{ Pa/cm}$). La región 1 (Sturges, 1993) se indica por la línea punteada amarilla y la región 2 por el rectángulo punteado rojo. 34
 17. Promedio de la velocidad geostrófica en el periodo 1993-2022 con datos de AVISO. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Región promediada denotada por el rectángulo negro. Isóbatas de 200 y 2000 m en contornos grises. 35
 18. Promedios mensuales del viento a 10 m en el periodo de 1940-2022 con datos de ERA5. Los contornos indican la rapidez promedio del viento según la barra de colores y las flechas indican la dirección del viento. 39
 19. Diferencias entre la magnitud del viento entre los reanálisis ERA5 y CFSR. Interpolación de los valores de CFSR a la malla de ERA5 para posteriormente realizar la resta entre cada punto de malla de ERA5 con cada punto interpolado de CFSR. 39
 20. Promedios estacionales del rotacional del esfuerzo del viento en el GOM en el periodo de 1993-2022 con ERA5. Unidades de los contornos: 10^{-8} dyn/cm^3 (Notar que $10^{-8} \text{ dyn/cm}^3 = 10^{-9} \text{ Pa/cm}$). Contorno negro marca la isólinea cero. 40
 21. Año típico del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$) promediada en la (a) región 1 y (b) región 2 con ambos reanálisis. Notar que el rotacional del esfuerzo del viento se multiplicó por

-10 ⁻⁹ para tener los valores negativos hacia arriba. En la Figura 16 se muestran las dos regiones.	41
22. Espectro de amplitud, varianza explicada y densidad espectral de potencia en función de la frecuencia del rotacional del esfuerzo del viento promediado en la región 2 (Figura 16) con datos de ERA5. La estimación de la densidad espectral de potencia se calculó con el método de superposición de Welch y método multitaper. Se muestran los límites de confianza del 95% con líneas punteadas para ambos métodos.	42
23. Reconstrucción del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$) promediado en la región 2 con el armónico de 3,4,6 y 12 meses con datos de ERA5. Se muestra el error cuadrático medio (RMSE) y la varianza explicada del armónico en la Tabla 3.	44
24. Reconstrucción del año típico del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$) promediado en la región 2 en el periodo de 1993-2022 con el armónico de 3,4,6 y 12 meses con datos de ERA5. Negativos hacia arriba.....	44
25. Promedios estacionales de la velocidad geostrófica superficial a partir de los datos de AVISO entre 1993-2022. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Isobata de 200 y 2000 m en líneas grises.....	45
26. Promedios estacionales de la velocidad geostrófica superficial a partir de los datos de ROMS entre 1993-2012. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Isóbata de 200 y 2000 m en líneas grises.....	46
27. Promedios estacionales de la velocidad geostrófica superficial a partir de los datos de NEMO. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Isóbata de 200 y 2000 m en líneas grises.	46
28. Promedios estacionales de la velocidad geostrófica superficial a partir de los datos de HYCOM entre 1992-2012. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Isóbata de 200 y 2000 m en líneas grises.....	47
29. Promedios entre septiembre a marzo del perfil vertical de la velocidad meridional a lo largo de 24°N. Unidades de los contornos: cm/s.....	48
30. Promedios entre abril a agosto del perfil vertical de la velocidad meridional a lo largo de 24°N. Unidades de los contornos: cm/s.....	49
31. Año típico de la velocidad meridional (v) de la corriente de frontera oeste en el periodo de 1993-2022 promediada en la región indicada en la Figura 17. Valores positivos (negativos) hacia el norte (sur).	50
32. Espectro de amplitud, varianza explicada y densidad espectral de potencia en función de la frecuencia de la velocidad meridional promediada en la región indicada en la Figura 17 con datos de AVISO. La estimación de la densidad espectral de potencia se calculó con el método de superposición de Welch y método multitaper. Se muestran los límites de confianza del 95% con líneas punteadas para ambos métodos.	51

33. Reconstrucción de la velocidad meridional de la corriente de frontera oeste (v) promediada en la región indicada por la Figura 17 con el armónico de 3,4, 6 y 12 meses a partir de los datos de AVISO. Se muestra el error cuadrático medio (RMSE) y la varianza explicada del armónico en la Tabla 4. 52
34. Reconstrucción del año típico de la velocidad meridional de la corriente de frontera oeste (v) promediada en la región indicada por la Figura 17 con el armónico de 3,4, 6 y 12 meses a partir de los datos de AVISO. Error cuadrático medio de 0.3 cm/s y varianza explicada de 99.9%. . 52
35. Correlación normalizada con desfase entre el rotacional del esfuerzo del viento de ERA5 y la velocidad meridional de la corriente de AVISO. 54
36. Series de tiempo del rotacional del esfuerzo del viento promediado en la región 2 y la velocidad de la corriente. Coherencia de magnitud cuadrada entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente con el método Welch y multitaper. Las líneas punteadas rojas indican los límites de confianza del 95%. 55
37. Año típico del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$) promediado en la región 2 con ambos reanálisis (líneas azules) y la velocidad de la corriente promediada en la región indicada en Figura 17 con los modelos ROMS y HYCOM (líneas anaranjadas). Notar que el rotacional del esfuerzo del viento se multiplicó por -10^{-9} para tener los valores negativos hacia arriba. 56
38. Espectro de amplitud, varianza explicada y densidad espectral de potencia en función de la frecuencia de la velocidad meridional promediada en la región indicada en la Figura 17 con datos de ROMS. La estimación de la densidad espectral de potencia se calculó con el método de superposición de Welch y método multitaper. Se muestran los límites de confianza del 95% con líneas punteadas para ambos métodos. 57
39. Espectro de amplitud, varianza explicada y densidad espectral de potencia en función de la frecuencia de la velocidad meridional promediada en la región indicada en la Figura 17 con datos de HYCOM. La estimación de la densidad espectral de potencia se calculó con el método de superposición de Welch y método multitaper. Se muestran los límites de confianza del 95% con líneas punteadas para ambos métodos. 57
40. Reconstrucción de la velocidad de la corriente con el armónico de 3,4,6 y 12 meses con datos de ROMS (superior) y HYCOM (inferior). Se muestra el error cuadrático medio (RMSE) y la varianza explicada del armónico en la esquina derecha superior de cada figura. 58
41. Correlación normalizada con desfase entre el rotacional del esfuerzo del viento de la base de datos especificada y la velocidad meridional de la corriente del modelo especificado. 58

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Principales características temporales y espaciales de la configuración de los modelos ROMS, HYCOM y NEMO.....	21
2. Principales forzamientos y esquemas de la configuración de los modelos ROMS, HYCOM y NEMO	22
3. Error cuadrático medio (RMSE) y varianza explicada por cada reconstrucción de la serie original mensual del rotacional del esfuerzo del viento promediado en la región 2 con los armónicos anual, semianual y estacional con los reanálisis ERA5 y CFSR.	43
4. Error cuadrático medio (RMSE) y varianza explicada por cada reconstrucción de la serie original mensual de la velocidad meridional promediada en la región 2 con los armónicos anual, semianual y estacional con los datos de AVISO.	51

Capítulo 1. Introducción

El golfo de México (GOM) es una cuenca oceánica semicerrada del Océano Atlántico ubicada entre las costas de México, Estados Unidos y Cuba. El GOM constituye una de las áreas oceánicas con mayores recursos naturales en el hemisferio occidental; en particular, sus recursos pesqueros y de petróleo y gas son los principales incentivos para el desarrollo comercial de México (Sturges et al., 2005). El GOM cuenta con ecosistemas marinos con una gran diversidad y productividad alta (Caso et al., 2004). La distribución y dispersión de nutrientes, larvas y contaminantes en el GOM dependen de la circulación oceánica en la cuenca entre otros factores (Liu et al., 2011; Lugo-Fernández et al., 2001). Además, la circulación oceánica afecta la pesca comercial y recreativa, el transporte de carga, la industria petrolera y el turismo (Peters et al., 2021). De modo que el estudio de la circulación en el GOM y su variabilidad son de gran importancia para la gestión de sus recursos naturales y el manejo de contaminantes, como derrames de petróleo (Sturges et al., 2005).

La velocidad superficial oceánica promedio de baja frecuencia (periodos de meses a años) muestra la presencia de dos giros de gran escala en el oeste del GOM, un giro anticiclónico (cyclónico) al norte (sur) de 22°N (Figura 1). El giro anticiclónico se ubica sobre las regiones central y occidental del GOM centrado alrededor de 24-25°N y 92.5°W, de forma que se tiene un flujo promedio hacia el norte sobre el talud continental entre 95°W-97°W y 23°N-26°N (DiMarco et al., 2005; Lilly & Pérez-Brunius, 2021). Desde 1976, Sturges & Blaha sugirieron que este flujo es una corriente de frontera oeste asociada al giro anticiclónico, el cual es generado por el rotacional del esfuerzo del viento negativo en el interior de la cuenca, análogo al giro subtropical del Atlántico norte. Esta corriente de frontera oeste tiene una marcada variación estacional (Sturges, 1993; DiMarco et al., 2005).

Sin embargo, el giro anticiclónico promedio en el oeste-centro del GOM no solo ha sido asociado al rotacional del esfuerzo del viento (p. ej. Sturges, 1993; Zavala Sansón, 2019) sino también al arribo de remolinos de la Corriente de Lazo al oeste del GOM (p. ej. Tenreiro et al., 2018; Meza-Padilla et al., 2019), o ambos (p. ej. Elliot, 1982; Lee & Mellor, 2003; DiMarco et al., 2005; Olvera-Prado et al., 2024). Hasta la fecha se desconoce cuál es la contribución relativa del viento y los remolinos al flujo promedio (Schmitz et al., 2005), así como su papel en la variabilidad de baja frecuencia de la velocidad de la corriente de frontera sobre el talud continental occidental del GOM. En este trabajo se analiza la variabilidad de baja frecuencia tanto del rotacional del esfuerzo del viento dentro de la cuenca como de la corriente sobre el talud, así como su covariabilidad y desfase a través de espectros y análisis armónico, correlación con desfase y la

coherencia cuadrada a distintas frecuencias. Para ello se utilizan bases de datos de vientos y corrientes más precisas y de mayor resolución temporal y espacial que las utilizadas en los estudios anteriores de Gutiérrez de Velasco & Winant (1996) y Sturges (1993), con miras a tener mejores indicadores del papel relativo del viento en la variabilidad de baja escala de la corriente sobre el talud continental del GOM.

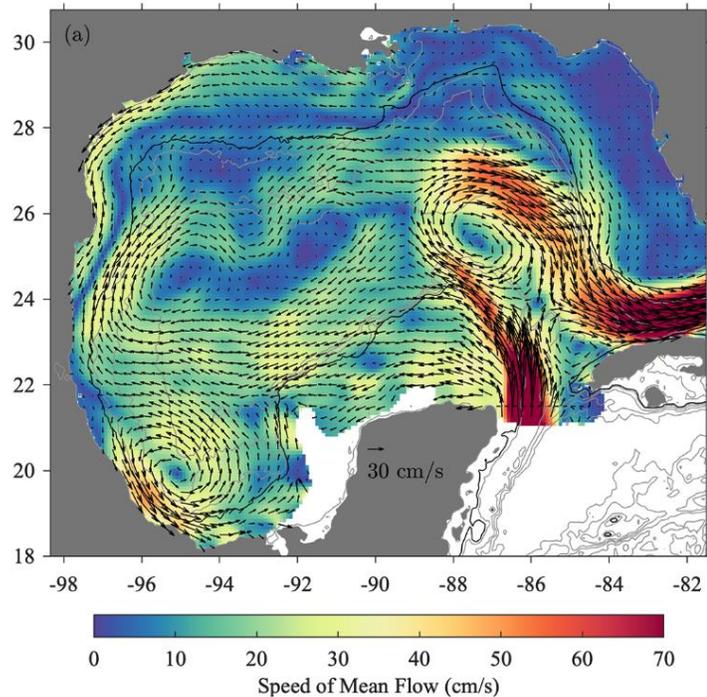


Figura 1. Circulación superficial en el golfo de México a partir de un conjunto de datos históricos de derivadores superficiales procesados (producto GulfFlow-1/12°) en el periodo de 1992-2020. El contorno negro intenso es la isóbata de 500 m, mientras que los contornos grises marcan la isóbata de 5 m, así como las de 1, 2, etc., km. (Lilly & Pérez-Brunius, 2021)

1.1 Antecedentes

Las corrientes oceánicas de frontera oeste son corrientes intensas (velocidades del orden de 100 cm s^{-1}), angostas (aprox. 100 km de ancho) y con una extensión vertical de cientos de metros (Imawaki et al., 2013). Para entender por qué se forman estas corrientes se recurre a los modelos de circulación inducida por el viento. El artículo de Sverdrup (1947) fue pionero en el desarrollo de la teoría de la circulación general oceánica, aunque hoy en día muchos de los argumentos han sido modificados. El balance de Sverdrup asume un flujo estacionario, lineal, en plano β , sin fricción lateral ni esfuerzo en el fondo, un flujo abisal y velocidad vertical en la superficie nulos (1). Este balance indica que el transporte meridional de la columna de agua (M_y) está directamente relacionado y determinado localmente por el rotacional del esfuerzo del viento:

$$\beta M_y \equiv \beta \int_{-H}^0 v dz = \hat{k} \cdot \nabla \times \left(\frac{\vec{\tau}}{\rho_o} \right) \quad (1)$$

donde β es el cambio del parámetro de Coriolis (f) con la latitud, v la componente meridional de la velocidad (geostrófica más la de Ekman), $\vec{\tau}$ el esfuerzo del viento aplicado a la superficie del océano, ρ_o el valor promedio de la densidad, y H la profundidad de no movimiento. Un rotacional del esfuerzo del viento negativo corresponde a un transporte meridional de Sverdrup hacia el sur en toda la cuenca. No obstante, la teoría de Sverdrup es incapaz de satisfacer todas las condiciones de frontera en la cuenca, por lo cual, el sistema queda incompleto (Pedlosky, 1996).

Con la adición de fricción en el fondo (modelo de Stommel, 1948) o fricción lateral (modelo de Munk, 1950) ya se obtienen giros cerrados, con el balance de Sverdrup en el interior de la cuenca y una intensificación del flujo en la frontera oeste. En otras palabras, el transporte de Sverdrup generado por el rotacional del esfuerzo del viento en el interior del océano regresa a través de una corriente angosta e intensa en la frontera occidental. Los tres modelos toman en cuenta la variación del parámetro de Coriolis con la latitud.

Thomas et al. (2014) observan que el balance de Sverdrup funciona bien en el interior de los océanos subtropicales del Atlántico y Pacífico cuando se consideran escalas espaciales mayores a 5° y escalas de tiempo de aproximadamente 5 años y más. Por otra parte, ocurren desviaciones considerables en zonas fuera de los subtrópicos, en las corrientes de frontera occidentales y en escalas espaciales cortas. Esto lo atribuyen a errores en las dos premisas que sostienen que existe una profundidad de no movimiento y que la ecuación de vorticidad es lineal al hacer la integración vertical para obtener el transporte.

Zavala Sansón (2019) propone y utiliza un modelo equivalente barotrópico, no lineal y con topografía realista, aunque suavizada, del oeste del GOM. El modelo es dependiente del tiempo y utiliza un rotacional del esfuerzo del viento estacionario, representativo del observado en el golfo. Dicho modelo logra reproducir los dos giros oceánicos promedio en el oeste del GOM mencionados anteriormente, como se observan en la Figura 2 con los sombreados oscuros y claros que indican circulación anticiclónica y ciclónica respectivamente. Aunque el enfoque de su estudio fue el giro ciclónico de Campeche, su modelo también genera el giro anticiclónico como la solución estacionaria al forzamiento de los vientos alisios, aún en ausencia de los remolinos de la Corriente de Lazo en la región. A pesar de que este modelo podría usarse para analizar el efecto de la variabilidad del viento sobre la circulación de la cuenca, en su artículo sólo se analizó el caso estacionario, lo cual sugiere que el viento contribuye a establecer la circulación promedio observada.

Los modelos anteriores analizan el caso estacionario, es decir, no consideran la variabilidad del viento. Sturges (1993) sugiere que se puede estudiar la variabilidad de la intensidad de la corriente de frontera oeste tomando promedios de periodos muy largos de tiempo (de meses a años). Él propone que la variabilidad de baja frecuencia del rotacional del esfuerzo del viento en la región occidental del golfo genera una variabilidad de baja frecuencia en la intensidad de la corriente, con un desfase correspondiente al tiempo que tardarían las ondas largas de Rossby generadas por la variación del viento en llegar a la frontera oeste. Su argumento se basa en que la máxima intensidad del rotacional del viento se encuentra muy cerca de la frontera, y por lo tanto las ondas de Rossby baroclínicas que llevan la señal de la variabilidad del viento tardan relativamente poco en llegar y transmitir la información a la corriente de frontera oeste.

Chen et al. (2022) derivan una relación de Sverdrup no estacionaria que permite incluir la variabilidad temporal del viento. Estos autores utilizaron un modelo de gravedad reducida, con las ecuaciones de momento lineales y estacionarias, e ignorando la fricción salvo por el esfuerzo del viento vía la capa de Ekman. La variabilidad temporal del viento la incorporan vía la ecuación de continuidad, relacionando el bombeo de Ekman (que varía en el tiempo con el rotacional del esfuerzo del viento) con la variabilidad del espesor promedio de la capa superficial del modelo. El modelo establece que el transporte volumétrico meridional total en toda la capa es la suma no solo del término del rotacional del esfuerzo del viento local, sino también de un término dependiente del tiempo que representa el efecto de la condición de frontera oriental en forma de ondas de Rossby baroclínicas desfasadas en el tiempo que viajan a la frontera occidental (2):

$$\int_{-H}^0 v_{total} dz = \int_{-H}^0 v_{geo} dz + V_{Ekman} = \frac{f}{\beta} \frac{\partial h_e}{\partial t} \Big|_{t-\frac{x_e-x}{C(y)}} + \frac{1}{\beta \rho_0} \left(\frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right) \quad (2)$$

en la cual H es el espesor medio de la capa, v_{geo} es la velocidad meridional geostrófica debajo de la capa de Ekman, V_{Ekman} es el transporte de Ekman ($V_{Ekman} = -\tau^x / \rho_0 f$), f es el parámetro de Coriolis, β denota la variación del parámetro de Coriolis con la latitud, h_e es el espesor de la capa en la frontera oriental, x_e denota la posición de la frontera oriental, ρ_0 es la densidad de referencia, τ^x y τ^y son los esfuerzos del viento zonales y meridionales, y $C(y)$ es la velocidad de las ondas largas baroclínicas de Rossby que se propagan hacia el oeste (por eso el signo negativo), dada por la (3), donde g' es el término de gravedad reducida.

$$C(y) = -\frac{\beta g' H}{f^2} \quad (3)$$

Chen et al. (2022) aplicaron esta relación para estudiar la variabilidad estacional de la corriente Somalí en el Océano Índico, que se sabe cambia de dirección hacia el sur en el invierno boreal, al analizar observaciones satelitales y usando modelos numéricos de circulación general. Encontraron que la variabilidad anual en el cambio de dirección de la corriente se debe a la combinación del rotacional del esfuerzo del viento en el Mar Árabe y señales retardadas que representan el cambio temporal del espesor de la capa en el límite oriental (Sri Lanka y Sumatra), que se propagan como ondas de Rossby baroclínicas hacia la frontera occidental de la cuenca. En este caso, la variabilidad de la corriente de frontera está prácticamente en fase con la variación anual del rotacional del esfuerzo del viento entre la península de India y el continente africano. Sin embargo, el transporte de Sverdrup no basta para explicar la variabilidad total, sino que ésta se explica mejor al incluir los cambios en el espesor de la capa de la frontera oriental. En particular al sumar la señal semianual que proviene de las ondas de Kelvin en el límite oriental de Sumatra, que se propaga como ondas largas de Rossby desde Indonesia hasta el continente africano.

En un trabajo anterior, para analizar la variabilidad de baja frecuencia en la circulación del Pacífico norte, Qiu (2002) utilizó un modelo similar, pero de dos capas, que permite capturar la dinámica del modo barotrópico y el primer modo baroclínico de las ondas largas de Rossby. En el caso del modo barotrópico, la información del cambio en el viento se transfiere casi de inmediato en toda la cuenca a través de ondas barotrópicas de Rossby, cruzando la cuenca en cuestión de horas, y se tiene un transporte de Sverdrup casi en fase con el rotacional del esfuerzo del viento. Por el contrario, el modo baroclínico es mucho más lento y las ondas largas de Rossby tardan años en cruzar el Pacífico, por lo que el transporte resultante es una combinación del transporte de Sverdrup y la señal que se propaga en forma de ondas largas de Rossby generadas en el interior de la cuenca, e incluso desde el límite oriental. Los resultados muestran que la variabilidad estacional de las corrientes de frontera del giro subpolar (corriente este de Kamtchatka y corriente de Oyashio) se explica con el modo barotrópico, mientras que el modo baroclínico contribuye más a la variabilidad multi-anual y de mayor periodo.

Dicho lo anterior, tenemos modelos conceptuales que relacionan al rotacional del esfuerzo del viento y al transporte de la corriente de frontera oeste. En este trabajo se investiga la circulación promedio y la variabilidad de baja frecuencia observada, y se discute el alcance del balance de Sverdrup, con modificaciones sencillas para incorporar el caso no estacionario, para explicarlas. Aunque los modelos conceptuales presentados aplican al transporte, en este estudio solo se cuenta con la velocidad superficial de la corriente para analizar su variabilidad de baja frecuencia. Dado que se espera que la corriente de frontera oeste sea una corriente verticalmente coherente, es decir, que tenga las mismas características

hasta una cierta profundidad, entonces tanto el transporte como la velocidad meridional superficial tendrán la misma variabilidad, siendo esta última la que se analizará. Esta suposición parece adecuada dado que muchas otras corrientes de frontera oeste pueden considerarse como equivalentes barotrópicas. Esto significa que, aunque su magnitud cambia con la profundidad, su dirección se mantiene constante, y, por tanto, la corriente se mantiene coherente (p. ej. Gille et al., 2004). Ejemplos de ellas son la corriente del Atlántico Norte, de Kuroshio, y la Circumpolar de la Antártida (Meinen & Watts, 2000; Book et al., 2002; Meijers et al., 2011; Stendardo et al. 2016).

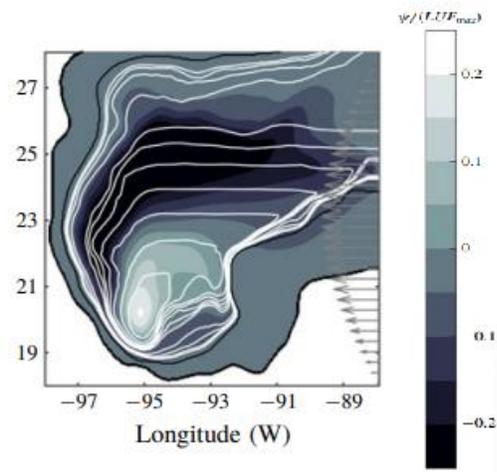


Figura 2. Campo de la función de transporte ψ en $t=90$ días de una simulación del flujo impulsado por el viento en el golfo de México con una escala de decaimiento vertical del flujo equivalente barotrópico dado por $z_0=1000$ m (color). Contornos geostrofos (líneas blancas) y esfuerzo del viento sobre el dominio (flechas grises). Costa e isobata de 200 m (líneas negras). (Zavala Sansón, 2019)

1.1.1 Variabilidad de baja frecuencia de la intensidad de la corriente de frontera oeste en el golfo de México

La velocidad de la corriente de frontera oeste ya ha sido estudiada anteriormente utilizando diversas aproximaciones. Sturges (1993) la estudió con datos de deriva de barcos (mediciones indirectas), sin embargo, estos datos no son homogéneos ni en el espacio ni en el tiempo, y probablemente no son muy precisos dado que la posición de los barcos se obtenía previo al GPS.

Sturges (1993) calculó los promedios climatológicos mensuales de la velocidad de la corriente estimada a partir de datos ajustados de deriva de barcos en el GOM encontrando que la intensidad de la corriente de frontera oeste tiene un marcado ciclo anual, con mayor intensidad en julio y menor en octubre (Figura 3a). No obstante, como se mencionó anteriormente, los datos de deriva de barcos no son homogéneos en el

espacio ni el tiempo, además tienen considerable margen de error comparados con mediciones más modernas como se discutirá más adelante, por lo cual la representatividad de los promedios es incierta. Actualmente, gracias a la era satelital y el avance de los modelos numéricos de circulación general del océano y atmósfera, ya contamos con datos más precisos como para hacer un mejor análisis de la variabilidad de baja frecuencia de la corriente, y para revisar si los resultados de los estudios anteriores se confirman.

Por ejemplo, Rojo de Anda (2020) utilizó mediciones directas de la velocidad con datos de boyas de deriva para estudiar la variabilidad estacional de la estructura horizontal de la corriente de frontera oeste, así como datos de anclajes (aunque sólo por un periodo corto) para analizar la variabilidad de la estructura vertical de la corriente (Rojo de Anda, 2020). Con los promedios climatológicos obtenidos a partir de las mediciones con las boyas de deriva se determinó que la línea de anclajes de Lamprea ($\sim 24^\circ\text{N}$) podría usarse para analizar la estructura vertical de la corriente ya que está justo donde la corriente se encuentra sobre el talud, lo cual restringe la variabilidad inducida por su movimiento lateral. Tanto las mediciones de las boyas de deriva como los anclajes muestran promedios semestrales similares, con mayor intensidad para primavera-verano (abril a agosto) y una estructura horizontal del flujo similares.

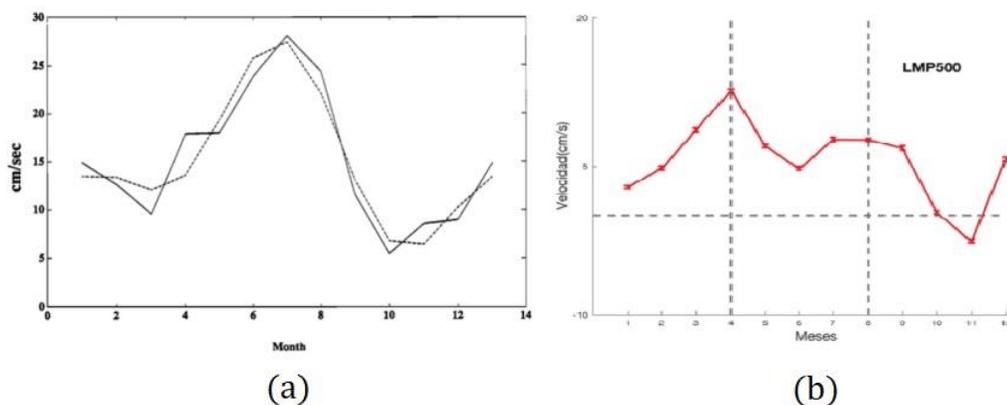


Figura 3. Año típico de la velocidad promedio de la corriente de frontera oeste calculados a partir de (a) la deriva de barcos en el periodo 1850-1980 (Sturges, 1993) y (b) el anclaje LMP500 a 300 m de profundidad en el periodo 2011-2015 (Rojo de Anda, 2020). En (a) se muestra además el año típico reconstruido a partir de los armónicos de 12 y 6 meses (línea punteada).

Rojo de Anda encontró que el flujo sobre el talud continental se extiende hasta aproximadamente 225 kilómetros en la horizontal y hasta los 700 metros en la vertical (Figura 4). Además, ella también calculó el año típico de la velocidad de la corriente sobre el talud continental, encontrando dos máximos para el periodo analizado (2011-2015) (Figura 3b), en contraste con lo obtenido por Sturges (1993) (Figura 3a).

Las diferencias entre los promedios obtenidos por Sturges (1993) y Rojo de Anda (2020) pueden estar relacionadas con la presencia de remolinos de la corriente de Lazo sobre el anclaje en el periodo de 2011-2015. Esto sugiere que los remolinos pueden imponer una variabilidad interanual marcada, enmascarando la influencia del viento en promedios de series de tiempo que no sean suficientemente largas.

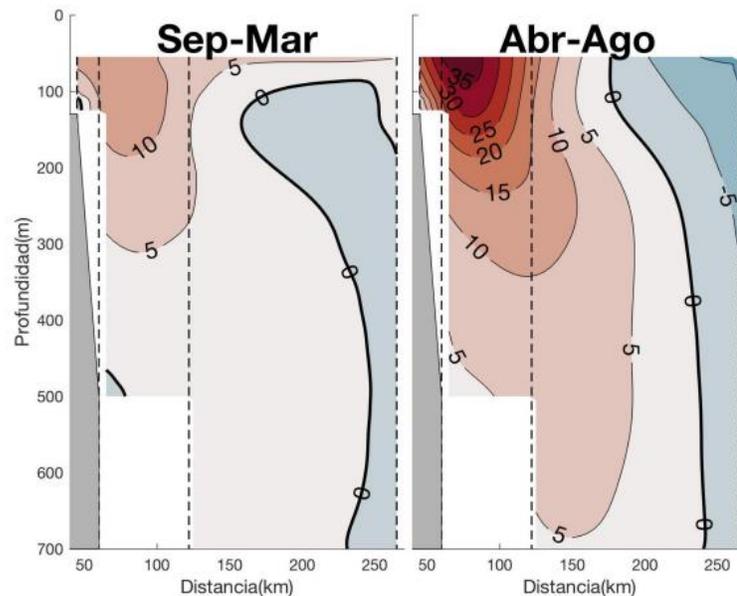


Figura 4. Sección vertical del promedio por temporada de la velocidad en la línea de Lamprea ($\sim 24^\circ\text{N}$) en el golfo de México. Corresponde al periodo en el que los anclajes (indicados por las líneas punteadas) midieron de forma simultánea (2013-2015). En rojo (azul) se muestran las velocidades hacia el norte (sur) en cm/s. Las líneas punteadas representan la ubicación de los anclajes. (Rojo de Anda, 2020)

1.1.2 Variabilidad de baja frecuencia del rotacional del esfuerzo del viento

Antes de hablar del estado del arte del rotacional del esfuerzo del viento, repasemos primero cómo son los vientos en el GOM. Los vientos que actúan sobre el GOM son parte de los alisios y tienen una importante estacionalidad (Zavala-Hidalgo et al., 2014). En el verano, el viento va hacia el norte en el noroeste del GOM, y es más intenso en el oeste del golfo y más débil en el noreste. Durante el otoño, en el norte del golfo la dirección del viento es principalmente hacia el oeste con una pequeña componente hacia el sur, mientras que en la bahía de Campeche el viento tiene una intensa componente hacia el sur. Este patrón continúa en el invierno (Figura 5).

Hay principalmente dos estudios acerca del rotacional del esfuerzo del viento en el GOM, en el primero se calculó el rotacional a partir del viento geostrófico corregido calculado con un análisis de presión superficial (Rhodes et al., 1989). Ellos obtuvieron climatologías estacionales y mensuales del rotacional del

esfuerzo del viento en el periodo de 1967-1982 en el GOM y encontraron que el rotacional es negativo en toda la región occidental del GOM en todas las estaciones (Figura 6).

Por otra parte, Gutiérrez de Velasco & Winant (1996) utilizaron una base de datos observacionales de viento más completa proveniente de estaciones meteorológicas y boyas entre 1990 y 1993 para describir la variación estacional del rotacional del esfuerzo del viento en el GOM. En contraste con Rhodes et al. (1989), la línea donde el rotacional es cero no tiene una orientación alineada con la dirección zonal, sino una orientación noroeste-sureste y además varía estacionalmente, desplazándose hacia el sur durante primavera-verano y hacia el norte en otoño-invierno, con regiones de rotacional positivo (negativo) a la izquierda (derecha) (Figura 7).

Desde el trabajo de Gutiérrez de Velasco & Winant (1996) no se ha reportado el patrón del rotacional del esfuerzo del viento ni su variación estacional en el GOM con datos de vientos más realistas como a partir de reanálisis atmosféricos (Zavala-Hidalgo et al., 2014). Los reanálisis atmosféricos combinan todas las observaciones meteorológicas distintas disponibles en un tiempo pasado determinado con un modelo atmosférico, que introduce las leyes de la física en los datos para crear una imagen completa de las condiciones atmosféricas en la región de interés durante ese tiempo determinado, lo que incluye llenar los vacíos en las observaciones mediante una estimación utilizando el modelo. Este proceso se repite hasta proporcionar una representación completa a lo largo del tiempo (Copernicus, 2020).

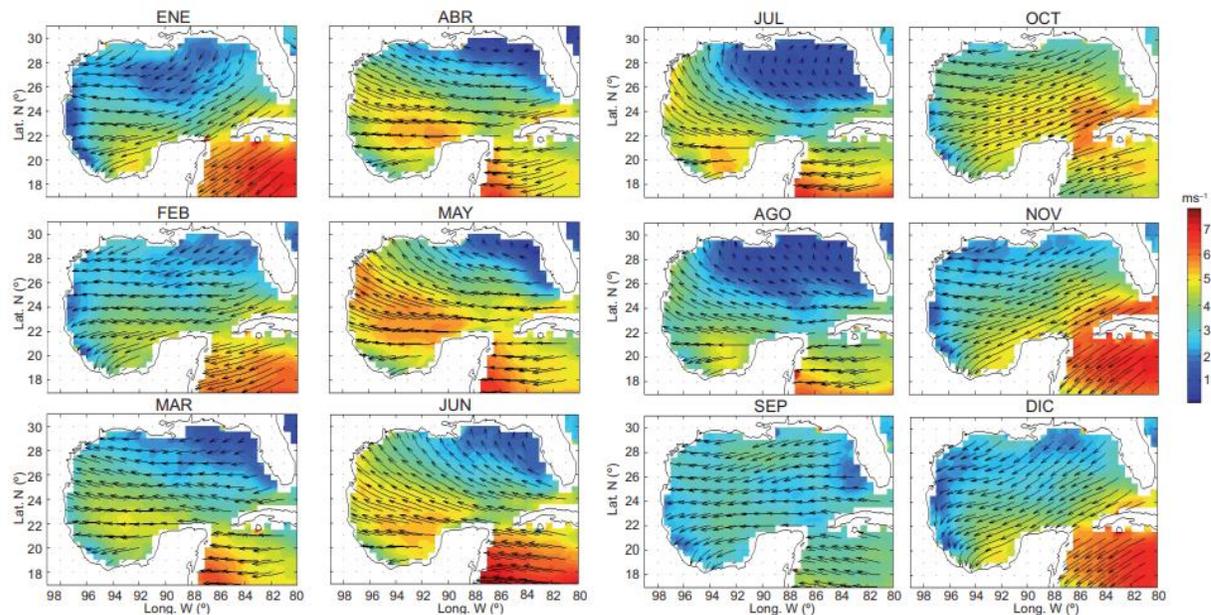


Figura 5. Promedios mensuales de los vientos en el golfo de México derivados de Qscat/SeaWinds en el periodo de 1999-2006. Los contornos indican la rapidez promedio del viento según la barra de colores y las flechas indican la dirección del viento (Zavala-Hidalgo et al., 2014)

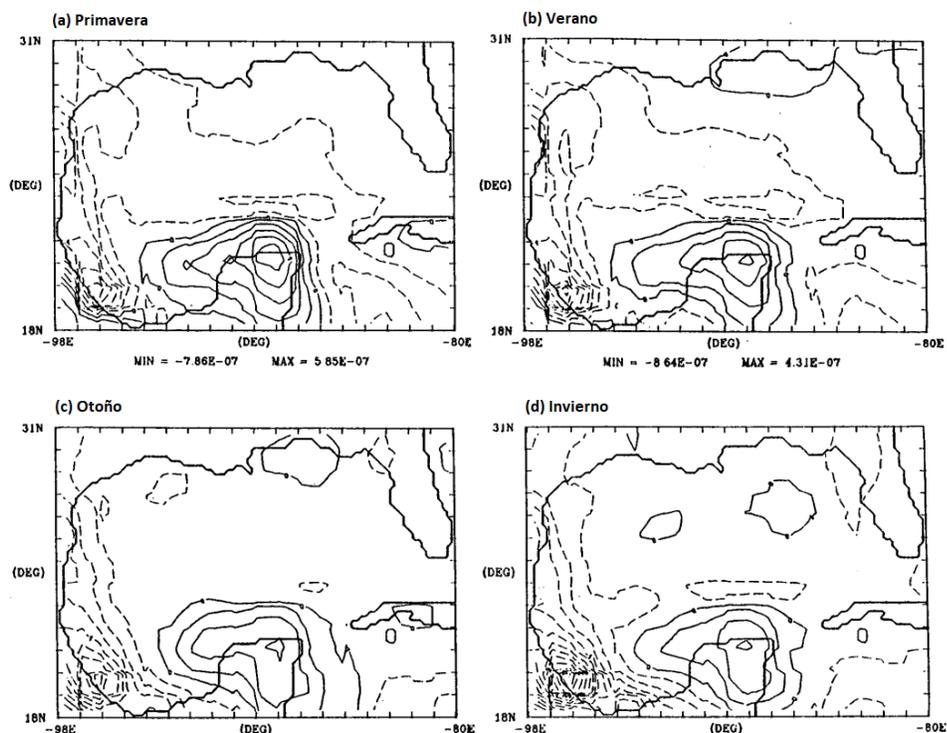


Figura 6. Promedios estacionales del rotacional del esfuerzo del viento en el periodo de 1967-1982 en el golfo de México. Separación entre cada contorno: 1×10^{-7} MKS (Rhodes et al., 1989).

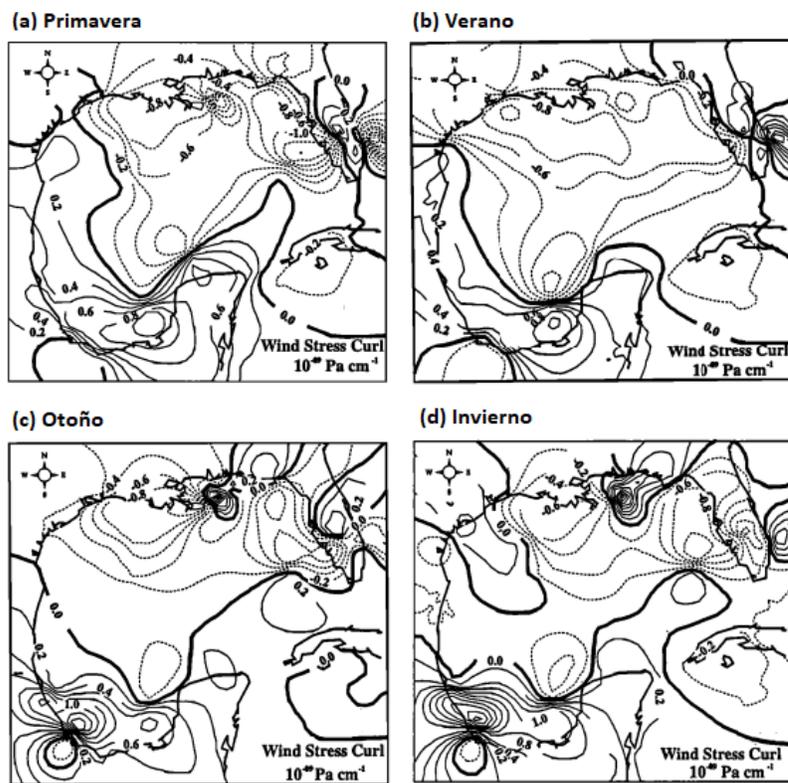


Figura 7. Promedios estacionales del rotacional del esfuerzo del viento en el periodo de 1990-1993 en el golfo de México (Gutiérrez de Velasco & Winant, 1996)

Sturges (1993), utilizando los resultados de Rhodes et al. (1989), calculó el año típico (los promedios climatológicos mensuales) del rotacional del esfuerzo del viento a lo largo de la latitud de 24°N desde la costa hasta 90°W, el cual también muestra un marcado ciclo anual (Figura 8). Sturges observa que el rotacional antecede por un mes a la corriente, y argumenta que es consistente con el tiempo en que ondas baroclínicas de Rossby generadas en el máximo del rotacional del esfuerzo del viento ubicado muy cerca de la costa llegarían a la frontera occidental, es decir, sugiere que estas ondas viajarían solo unos cientos de kilómetros a una velocidad de alrededor de 3-5 cm/s. Por lo tanto, Sturges concluye que la variación anual de la corriente de frontera oeste es impulsada principalmente por la variación anual del rotacional del esfuerzo del viento aumentada por el bombeo de Ekman local. Asimismo, Sturges concluye que los remolinos de Lazo no tienen una contribución significativa a la señal anual a largo plazo de la corriente, ya que encontró evidencia de que el desprendimiento de estos remolinos de la corriente de Lazo no tiene una periodicidad anual. Sin embargo, la incertidumbre en las mediciones de la velocidad de la corriente y del viento del trabajo de Sturges es alta, ya que son mediciones indirectas de la velocidad (deriva de barco), que están distribuidas de forma inhomogénea en tiempo y espacio, y que han sido promediadas en cuadrantes de 1° x 1°. Actualmente se cuenta con series de tiempo de ambas variables de mayor precisión y resolución, y con una distribución más homogénea. Estas incluyen los reanálisis atmosféricos de viento superficial, las velocidades geostróficas obtenidas por altimetría satelital, y los datos de corridas largas de modelos numéricos de circulación general del océano.

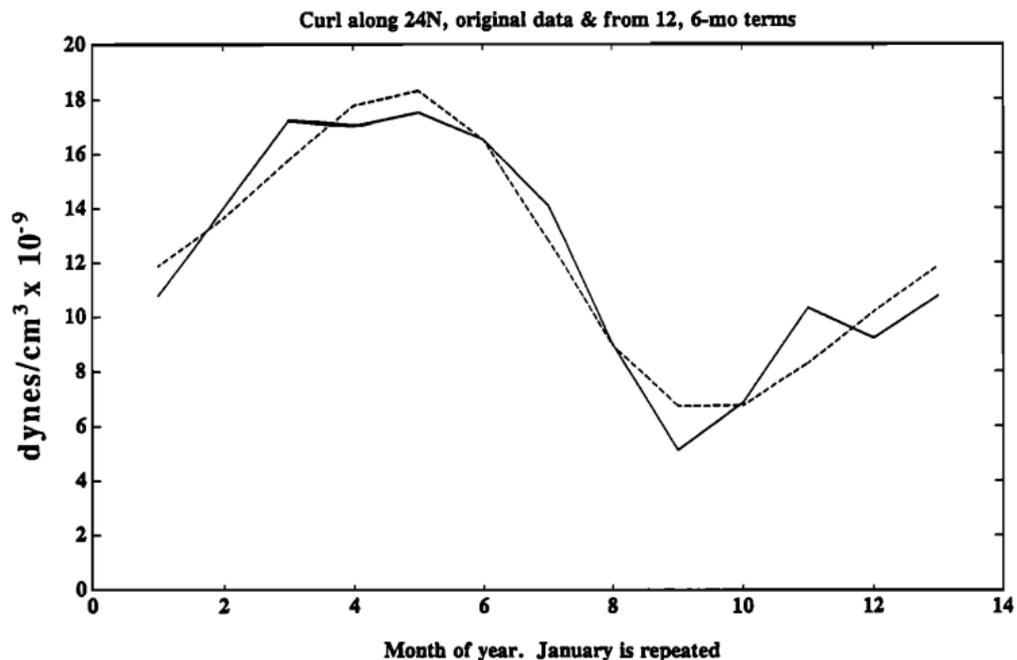


Figura 8. Año típico del rotacional del esfuerzo del viento en el golfo de México promediado a lo largo de 24°N (línea continua) a partir de Rhodes et al. (1989) en el periodo de 1967-1982 junto con la reconstrucción del año típico usando los armónicos de 12 y 6 meses (línea punteada). Negativo hacia arriba en esta figura (Sturges, 1993)

Olvera-Prado et al. (2024) examinaron la importancia relativa del viento y de los remolinos de Lazo en la inducción de la circulación promedio del oeste del GOM mediante dos simulaciones numéricas de ejecución libre a largo plazo, con y sin el efecto del viento, realizadas con el HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). Ellos encontraron que el viento tiene un efecto indirecto en la circulación que conduce a un aumento del tamaño, duración, la velocidad de traslación y la distancia recorrida de los remolinos de Lazo. En ausencia del viento, los remolinos producen un flujo anticiclónico promedio sobre el oeste-central del GOM. Con la adición del viento, aumenta la intensidad de la circulación anticiclónica promedio sobre el oeste-central del GOM, es decir, se genera un giro anticiclónico y por ende una corriente hacia el norte sobre el talud continental más intensos y claros en la simulación que incluye el viento (Figura 9). Concluyen que el efecto del viento y de los remolinos de Lazo al flujo medio es aproximadamente aditivo, siempre y cuando se piense que la circulación occidental del GOM es un flujo inducido por remolinos superpuesto a una circulación impulsada por el viento. Sin embargo, no analizaron la variabilidad del flujo para determinar la contribución relativa del viento y de los remolinos a distintas frecuencias.

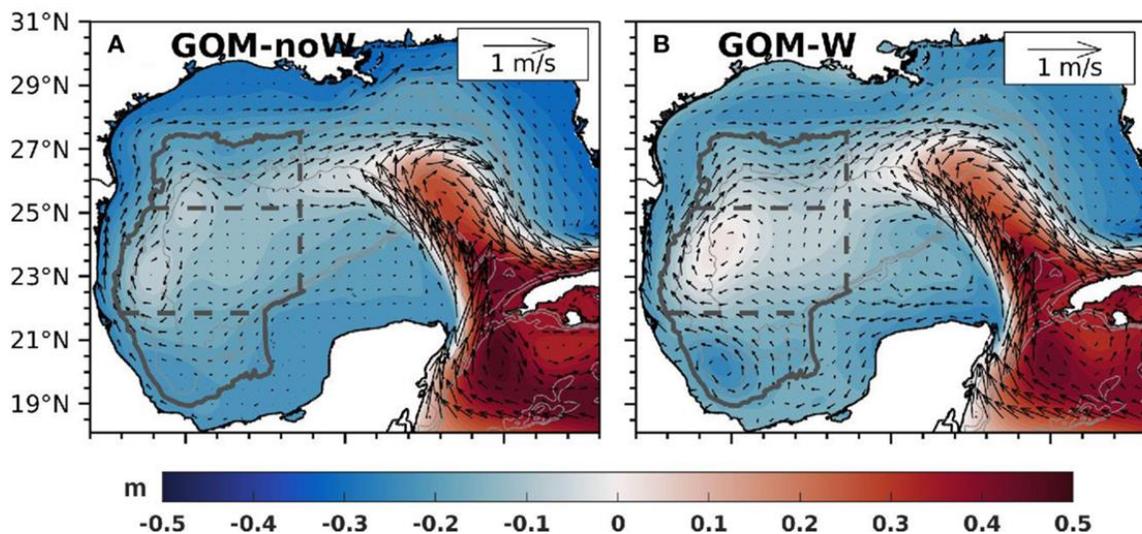


Figura 9. Vectores de velocidad superficial media y contornos SSH para los experimentos GOM-noW (sin viento) y GOM-W (con viento). (Olvera-Prado et al., 2024)

1.1.3 Remolinos de la Corriente de Lazo

La circulación de la capa superior del GOM está dominada por la Corriente de Lazo y los remolinos anticiclónicos de núcleo cálido que se desprenden de la Corriente de Lazo (LCE, p.ej. Tenreiro et al., 2018). Los LCE están confinados principalmente por encima de los 1000 m de profundidad, con un diámetro de aproximadamente de 200-300 km y se propagan hacia el oeste a 2-5 km/día con velocidades azimutales máximas de aproximadamente 1.8-2 m/s (Nowlin, 1972; Elliot, 1982; Vukovich & Crissman, 1986; Cooper

et al., 1990; Forristal et al., 1992; Oey et al., 2005; Vukovich, 2007). La Corriente de Lazo desprende estos anticiclones a intervalos irregulares entre 4 y 12 meses, aunque en algunos casos pueden ser a los 18 meses o más (Leben, 2005). Estos remolinos tienden a desplazarse hacia la zona central de la frontera occidental del golfo (Vukovich, 2007), por lo que el giro anticiclónico promedio en el oeste del GOM ha sido asociado a ellos.

Por ejemplo, Tenreiro et al. (2018) atribuyen el flujo promedio en el oeste del GOM al frecuente arribo de remolinos de Lazo a dicha región, dado que permanecen ahí varios meses antes de disiparse. En la Figura 10 se muestran las trayectorias de siete remolinos de Lazo que llegan a la región de interés en un período de cinco años, mostrando que coinciden con la zona donde se encuentra el giro anticiclónico que nos interesa. De acuerdo con DiMarco et al. (2005), la migración de los LCE hacia el oeste y su interacción con la topografía y otros remolinos tiende a perturbar el flujo anticiclónico medio.

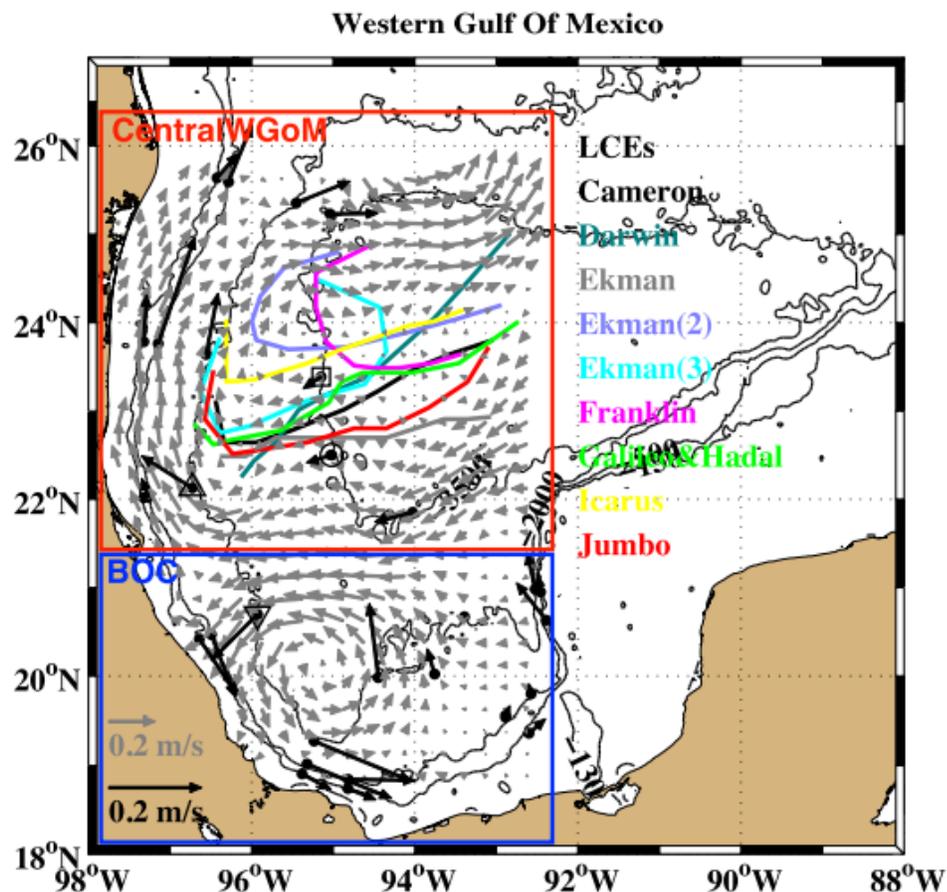


Figura 10. Velocidad horizontal promediada entre 2008-2013 a 100 m de profundidad (flechas negras) y en superficie (flechas grises) obtenida a partir de datos de anclajes y satélite (AVISO), respectivamente. Trayectorias de 7 remolinos de Lazo que llegaron al oeste del golfo de México entre 2008-2013 (líneas sólidas con diferentes colores y nombres). El rectángulo rojo corresponde a la región del oeste-central del golfo de México (wGOM) y el azul a la Bahía de Campeche (BOC). Los símbolos \square , \circ , \triangle y ∇ representan las ubicaciones de los anclajes LMP3500, ARE3500, ARE2000 y LNK2000, respectivamente. (Tenreiro et al., 2018)

En la Figura 11a se muestra el campo de velocidad geostrófica de un LCE recién desprendido usando datos de un glider que atraviesa el remolino Poseidon siguiendo la trayectoria marcada por la Figura 11b, tomado de Meunier et al. (2018). La fracción occidental del remolino anticiclónico (correspondiente al flujo promedio hacia el norte) tiene una extensión de aproximadamente 200 km en la horizontal y 700 metros en la vertical (Figura 11a), que es una estructura vertical muy parecida a la del flujo sobre el talud continental en el oeste del GOM observada por Rojo de Anda (2020) (Figura 4), lo cual hace sin duda factible que el flujo del talud sea el resultado del frecuente arribo de remolinos de Lazo que permanezcan estacionados en la región suficiente tiempo para aparecer en los promedios de largo periodo.

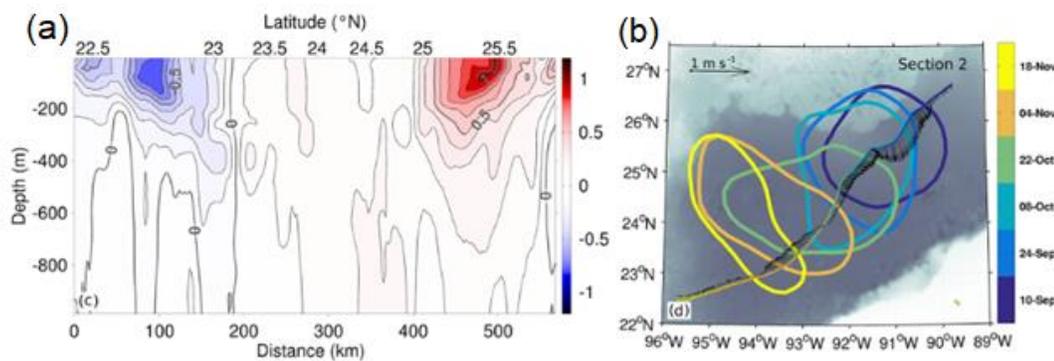


Figura 11. (a) Velocidad geostrófica absoluta (m/s) a lo largo del transecto 2 del glider y (b) contornos de Topografía Dinámica Absoluta de 0.7 m asociados al remolino Poseidon (Meunier et al., 2018).

De acuerdo con el análisis de mapas autoorganizados (Self-Organizing Maps, SOMS) de las salidas de un modelo numérico de circulación general de Meza-Padilla et al. (2019), el patrón de variabilidad temporal revela una zona clara de impacto de LCE en el talud continental (entre las latitudes 22°N y 25°N). Además, su análisis espectral de potencia de wavelet rectificado revela una frecuencia de impacto de LCE que oscila entre cuatro y cinco meses que está activo durante períodos cortos de tiempo y ocurre de manera desigual durante la serie de tiempo.

El análisis de la contribución de los remolinos de Lazo a la variabilidad de baja frecuencia de la intensidad de la corriente sobre el talud continental es complicado dado que los remolinos no parecen tener una estacionalidad. Incluso, algunos estudios (p.ej. Vukovich, 1988; Sturges, 1992) han mostrado que el desprendimiento de los LCE de la corriente de Lazo no tiene una periodicidad anual significativa. Por ejemplo, en la Figura 12 se muestran los eventos de cruce de remolinos de Lazo para el periodo 2008-2013 en un anclaje que se encuentra en la parte profunda del talud en la región de interés. Los remolinos no llegan al anclaje con la misma periodicidad ni permanecen sobre el anclaje el mismo lapso. Entonces, no se espera que generen una variabilidad estacional en la velocidad del flujo sobre el talud continental.

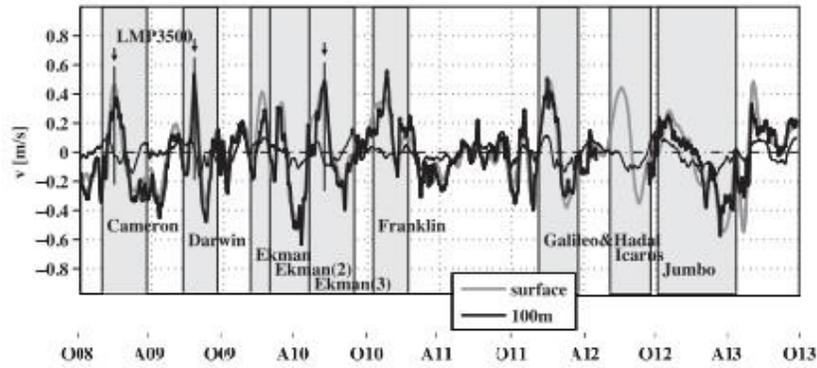


Figura 12. Componente meridional de la velocidad horizontal en el anclaje LMP3500 (23.388°N, 95.148°W) en la superficie (línea gris) y a 100 m de profundidad (línea negra) entre 2008-2013. Los periodos sombreados en gris indican la duración de los eventos de cruce de los nueve remolinos de Lazo sobre el anclaje (Tenreiro et al., 2018)

1.2 Justificación

Hasta la fecha se desconoce la contribución relativa tanto del rotacional del esfuerzo del viento como de los remolinos de Lazo en la variabilidad de la intensidad de la corriente sobre el talud continental en la frontera oeste del golfo de México (Schmitz et al., 2005). Inclusive el patrón del rotacional del esfuerzo del viento y su variación estacional en el GOM no ha sido actualizado desde Gutiérrez de Velasco & Winant (1996), el cual por sí solo difiere bastante del estudio anterior del rotacional en el GOM, es decir, el de Rhodes et al (1989). Por lo cual es pertinente determinar cómo es la variabilidad espacial y temporal del rotacional del esfuerzo del viento en el GOM con datos actualizados y de mayor resolución, como lo son los datos de reanálisis atmosféricos.

El estudio de Sturges (1993) concerniente a la variabilidad de la velocidad de la corriente cuenta con datos indirectos que además están distribuidos de forma no homogénea en el espacio y el tiempo, por lo cual su incertidumbre es alta. Su comparación entre las climatologías mensuales de la velocidad de la corriente y el rotacional del esfuerzo del viento muestra visualmente un desfase de un mes entre los ciclos anuales, pero no cuantifica la aportación de la variabilidad del viento a la variabilidad de la velocidad de la corriente a otras frecuencias.

Como se mencionó anteriormente, Rojo de Anda (2020) utilizó mediciones directas más precisas de la velocidad de la corriente a través de anclajes con correntímetros y, a diferencia de Sturges (1993), no encontró una variabilidad anual marcada. Sin embargo, dicho estudio utilizó datos de un periodo mucho más corto (2011-2015) y, la presencia de remolinos en la región durante ese lapso podría enmascarar la variabilidad estacional.

Actualmente se cuenta con series de tiempo de la velocidad de la corriente y del viento con datos más precisos y series de tiempo más largas que las de los estudios anteriores, abarcando 30 años, los cuales incluyen datos de altimetría satelital para la velocidad de la corriente y datos de reanálisis para el viento, lo cual permite hacer un análisis más detallado de la posible influencia del viento en la variabilidad de baja frecuencia de la velocidad de la corriente sobre el talud continental en el GOM. Así mismo, las salidas de modelos de circulación general son cada vez más realistas con periodos más extensos, por lo que también pueden ayudar a responder cuánto contribuye el rotacional del esfuerzo del viento a la variabilidad de la corriente.

1.3 Hipótesis

En base a los antecedentes presentados se espera que la variabilidad de baja frecuencia (meses a años) de la corriente de frontera oeste se deba principalmente a la variabilidad del rotacional del esfuerzo del viento al interior de la cuenca. Por lo tanto, se espera una covariabilidad que resulte en una correlación y una coherencia cuadrada significativas entre las series temporales del rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente para las bajas frecuencias.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Identificar la contribución relativa del rotacional del esfuerzo del viento en la variabilidad de baja frecuencia de la velocidad de la corriente de frontera oeste en el golfo de México.

1.4.2 Objetivos específicos

- Analizar la variabilidad temporal y espacial del rotacional del esfuerzo del viento en el golfo de México con datos de reanálisis de última generación, y comparar con trabajos previos realizados con datos con mayor incertidumbre y menor resolución espacial y temporal.

- Analizar la variabilidad de la velocidad de la corriente sobre el talud continental en el golfo de México con datos de percepción remota (altimetría satelital) y salidas de modelos numéricos de circulación.
- Determinar la covariabilidad y desfase entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente a distintas frecuencias.

Para analizar la variabilidad del rotacional del esfuerzo del viento se utilizaron datos de reanálisis puesto que ofrecen una representación lo más completa posible actualmente del tiempo y clima pasados al llenar los vacíos en los registros de observaciones de manera consistente utilizando las leyes de física introducidas por un modelo atmosférico (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts [ECMWF], 2023). Como se ha mencionado anteriormente, los reanálisis atmosféricos combinan un modelo atmosférico con observaciones mediante la asimilación de datos. La asimilación de datos consiste en combinar un pronóstico anterior con nuevas observaciones disponibles para producir una nueva mejor estimación del estado del tiempo de la atmósfera, a partir del cual se emite un pronóstico actualizado y mejorado (Copernicus Climate Change Service, Climate Data Store, 2023). Cabe destacar que los reanálisis contienen datos en una cuadrícula espaciada regularmente tanto en espacio como en tiempo.

Por otra parte, se necesitan series de tiempo suficientemente largas para el análisis espectral de bajas frecuencias, que pueda resolver el ciclo estacional. En el caso de la velocidad de la corriente, las mediciones directas de la velocidad (anclajes y boyas) no las tienen (anclajes solo se tienen 8 años no continuos y boyas de deriva no son mediciones que cubran de forma continua periodos extensos de tiempo), por lo cual se utilizan las velocidades geostróficas obtenidas con altimetría satelital (AVISO), para las cuales se tienen datos de 30 años. Aunque las velocidades de AVISO se derivan de observaciones reales de anomalías del nivel del mar, se puede considerar que son un modelo en el sentido de que las velocidades se obtienen de añadir el campo de nivel del mar medio, y además asumir un balance geostrófico. Finalmente, se interpolan a una malla regular en tiempo y espacio, lo cual conlleva un filtrado y suavizado de los datos, por lo que tienden a subestimar las velocidades geostróficas reales. Se ha estimado que los errores en las corrientes geostróficas varían entre 9 y 16 cm/s dependiendo de la variabilidad de la superficie del océano (Taburet et al., 2024). Sin embargo, los datos de AVISO funcionan bastante bien para determinar la variabilidad de estructuras cuasi geostróficas a escalas de varias decenas de kilómetros, al grado que frecuentemente son los que se usan para ver si los modelos se comportan adecuadamente (p. ej. Guerrero et al., 2020; Damien et al., 2021; Olvera-Prado et al., 2023a).

Además, debido a que también se han obtenido corridas largas de modelos numéricos que parecen reflejar de manera efectiva los patrones generales de circulación en el golfo (p.ej. Olvera-Prado et al., 2023b; Garcia-Jove Navarro et al., 2016; Gough et al., 2019; Sheinbaum et al. 2021), en esta tesis se analiza qué tanto los modelos reproducen lo observado en promedios estacionales por anclajes, derivadores y AVISO en esta zona, y se verifica si también reproducen la variabilidad observada con AVISO.

Capítulo 2. Metodología

2.1 Datos

2.1.1 Viento

Para las componentes zonal (u_{10}) y meridional (v_{10}) de la velocidad del viento a 10 metros de altura se utilizaron datos del ERA5 Reanalysis (Hersbach et al., 2023) y del Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) (Dee et al., 2014).

ERA5 cuenta con datos horarios y mensuales en una malla regular de 0.25° desde 1940 en adelante. Se tomaron los datos con resolución mensual en la región del golfo de México para el periodo de enero de 1940 a diciembre de 2022. Mas adelante se mostrarán los resultados para el periodo completo y uno recortado para coincidir con los datos de la velocidad de la corriente (1993-2022).

CFSR del National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service, NOAA, U.S. Department of Commerce cuenta con datos horarios en una malla regular de 0.31° . Se transformaron los datos horarios a una resolución mensual para el periodo de enero de 1979 a enero de 2011 en la región del golfo de México.

2.1.2 Velocidad de la corriente

2.1.2.1 Altimetría satelital (AVISO) y satGEM

Se utilizó la velocidad geostrófica absoluta derivada del nivel del mar del producto AVISO Ssalto/DUACS en su versión Delayed-Time (DT-MADT-UV). Se tomaron datos diarios desde enero de 1993 hasta diciembre de 2022 en una malla regular de 0.25° en el golfo de México. Se promediaron los datos diarios a mensuales para tener la misma resolución temporal que el rotacional del esfuerzo del viento, dado que el interés es en las bajas frecuencias. Para obtener la velocidad de la corriente sobre el talud continental, se promedió solamente la velocidad meridional en el área: $23-25^\circ\text{N}$, $96-97^\circ\text{W}$. Las corrientes superficiales

promedio de AVISO (Figura 14) son las más parecidas a las observadas por derivadores superficiales, que son mediciones directas, aunque inhomogéneas en el tiempo (Figura 1). Esto nos da confianza para usar los datos para el análisis de la variabilidad de la corriente sobre el talud continental.

Para visualizar el perfil vertical de la corriente se utilizaron datos de 4 modelos. El primero, satGEM, es un método empírico conocido como Gravest Empirical Modes (GEM) de proyección vertical de propiedades termohalinas (Meijers et al., 2011; Meunier et al., 2022; Sun & Watts, 2001). El método consiste en establecer una relación empírica entre la estructura vertical de la densidad y el nivel del mar. Presupone que el flujo es equivalente barotrópico, que significa la velocidad puede cambiar magnitud con la profundidad, pero su dirección no cambia. Una vez establecida esta relación se pueden calcular las velocidades geostróficas mediante la relación de viento térmico y las velocidades absolutas en superficie de AVISO, por lo cual también cuenta con datos desde 1993-2022. Se usaron la componente zonal y meridional de la velocidad geostrófica entre las profundidades de 0-1000 m.

Las proyecciones satGEM funcionan bien en corrientes baroclínicas que son equivalente barotrópicas, es decir, que la dirección de la corriente no cambia con la profundidad, aun cuando su magnitud si lo haga (p.ej. Sun & Watts, 2001; Gille, 2004). Meunier et al. (2022) comparan observaciones de un glider con secciones verticales de velocidad geostrófica inferidas por satGEM a través de un remolino de Lazo y observa una concordancia entre las secciones reconstruidas con satGEM y las del glider, tanto en los patrones espaciales como en la magnitud de la velocidad (Figura 13). Por lo tanto, satGEM podría representar bien la estructura vertical de la corriente de frontera oeste dado que tiene una estructura muy parecida a un remolino de Lazo (Rojo de Anda, 2020).

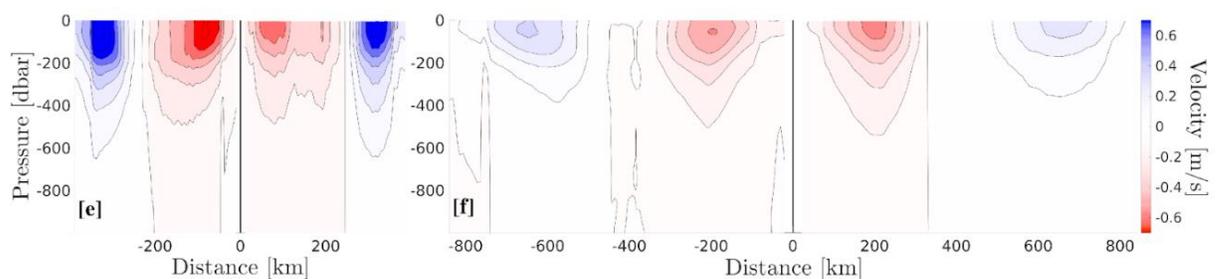


Figura 13. Secciones de velocidad geostrófica a través de un remolino de la corriente de Lazo medidas por un glider y reconstruidas usando el satGEM. En cada panel, las secciones reconstruidas por satGEM se voltean lateralmente para que aparezcan como una imagen especular de la sección del glider. (Meunier et al., 2022)

2.1.2.2 Modelos numéricos de circulación

Igualmente, se usaron las salidas de tres modelos numéricos de circulación oceánica: Regional Ocean Modeling System (ROMS-FENNEL), Nucleus for European Modeling of the Ocean (NEMO) y HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). Los tres modelos son de malla estructurada y de corrida libre, es decir, reproducen las características principales de la circulación observada y su estadística, pero no reproducen un evento específico dado que no cuentan con asimilación de datos. La información de estos modelos se obtuvo principalmente de Sheinbaum et al. (2021) y se resumió en la Tabla 1 y Tabla 2. Adicionalmente, se puede encontrar información detallada específica y la evaluación del modelo ROMS en Estrada-Allis et al. (2020).

Tabla 1. Principales características temporales y espaciales de la configuración de los modelos ROMS, HYCOM y NEMO

	ROMS	HYCOM	NEMO
Resolución horizontal	~5 km	1/25° (~3.8-4.2 km)	1/36° (~2.8 km)
Resolución vertical	36 capas sigma	27 capas híbridas	75 niveles verticales en coordenadas "z"
Resolución temporal	Promedios diarios	Promedios diarios (1992-1999) y horarios (2000-2012)	Promedios diarios
Rango de tiempo simulado/ spin-up	1993-2012 / 20 años	1992-2012 / 10 años	1993-2012 / 3 años

ROMS utiliza coordenadas "sigma", que son coordenadas que siguen a la topografía, pero al mismo tiempo tienen alta resolución en la parte superficial del océano y aguas profundas. Mientras que HYCOM utiliza coordenadas híbridas, es decir, coordenadas isopícnas en la parte profunda del océano, coordenadas "sigma" cerca de la costa, y coordenadas "z" en la parte superficial. Y, por último, NEMO generalmente utiliza coordenadas verticales de profundidad, aunque pueden usarse coordenadas verticales generalizadas que siguen a la topografía.

Particularmente, los datos de ROMS utilizados en este estudio son la velocidad zonal y meridional en cinco profundidades: 0, 100, 300, 500 y 1500 m, con una resolución mensual desde 1993 hasta 2012 en una malla de 0.046° latitud x 0.05° longitud en el golfo de México. Como se menciona en la Tabla 2, el forzamiento atmosférico del modelo ROMS proviene del reanálisis CFSR, incluyendo vientos a 10 m de altitud. Para el caso de HYCOM se tuvo acceso a datos mensuales de la velocidad a 6 profundidades

(0,100,500,1000,1500 y 2000 metros) en el periodo de 1992-2012, en una malla recortada a solamente el oeste del GOM. Para el modelo NEMO se contó solamente con climatologías mensuales (año típico) de la velocidad desde 0-2,400 metros de profundidad en el GOM.

Tabla 2. Principales forzamientos y esquemas de la configuración de los modelos ROMS, HYCOM y NEMO

	ROMS	HYCOM	NEMO
Forzamiento físico y condiciones de frontera	GLORYS2V3 (Ferry et al., 2012)	Climatología quincenal de una corrida libre del HYCOM (2000-2003) del océano Atlántico; Campos de temperatura y salinidad de Levitus	GLORYS2V3 de MERCATOR
Forzamiento atmosférico	Climate Forecast System Reanalysis (Dee et al., 2014)	Weather Research and Forecasting model	Drakkar Forcing Sets 5 (DFS5.2) (Dussin et al. 2016)
Variables del forzamiento atmosférico	Cobertura nubosa, vientos a 10 m de altitud, presión atmosférica al nivel del mar, radiación de onda corta y larga, flujos de calor sensible y latente, temperatura del aire y humedad a 2 m de altitud	Temperatura del aire a 2 m, precipitación, presión atmosférica en superficie, radiación de onda corta y de onda larga, temperatura de la superficie del mar, razón de mezcla de vapor de agua y ambas componentes del esfuerzo del viento	Campos de viento, temperatura del aire y humedad introducidos cada 3 horas y campos diarios de precipitación y radiación de onda larga y corta
Forzamiento mareas	Oregon State University TOPEX/Poseidon Global Inverse Solution (TPXO) (Egbert & Erofeeva, 2002)	No se incluyó	Revisar Jouanno et al. (2016)
Batimetría	ETOPO-CIGOM (Jorge Zavala, UNAM)	General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) corregido del sitio HYCOM.org y observaciones de varias campañas oceanográficas realizadas por CICESE	Revisar Jouanno et al. (2016)
Fuentes fluviales	US Geological Survey (USGS), GoM Coastal Ocean Observing System (GCOOS) y climatologías	Descarga de 41 ríos a lo largo de la costa del dominio del GOM	Revisar Jouanno et al. (2016)

Con los datos de los modelos ROMS y NEMO (Figura 14), en la frontera occidental del GOM se puede observar una circulación superficial promedio que se dirige hacia el norte y termina en forma anticiclónica en la región noroeste, denominada como giro de Perdido. De acuerdo con Sheinbaum et al. (2021), el giro de Perdido sigue siendo difícil de observar a pesar de que ha sido descrito con modelos y observado con derivadores superficiales. Por ejemplo, las observaciones con boyas a mayores profundidades no han logrado capturar ninguna señal significativa de esta estructura hasta el momento. Incluso los modelos que lo capturaron no lo encontraron en el mismo lugar. Este patrón del giro de Perdido no es observado en el promedio de la altimetría satelital (AVISO).

En cambio, con HYCOM se puede apreciar una amplia circulación anticiclónica en el centro-oeste del GOM (Figura 14). Entre los modelos de circulación, HYCOM es el que presenta corrientes superficiales promedio más parecidas a las obtenidas con derivadores superficiales y altimetría satelital (AVISO). Mencionado por Sheinbaum et al. (2021), la corriente de frontera occidental ($\sim 21\text{-}25^\circ\text{N}$ y $\sim 96.5\text{-}98^\circ\text{W}$) predomina en la zona durante todo el año y tiene una magnitud más intensa en los meses de abril a agosto. Además, el campo mensual de magnitud de las corrientes a 50, 100 y 250 m de profundidad presenta una estructura muy similar a la superficie, con un descenso progresivo de la magnitud con la profundidad.

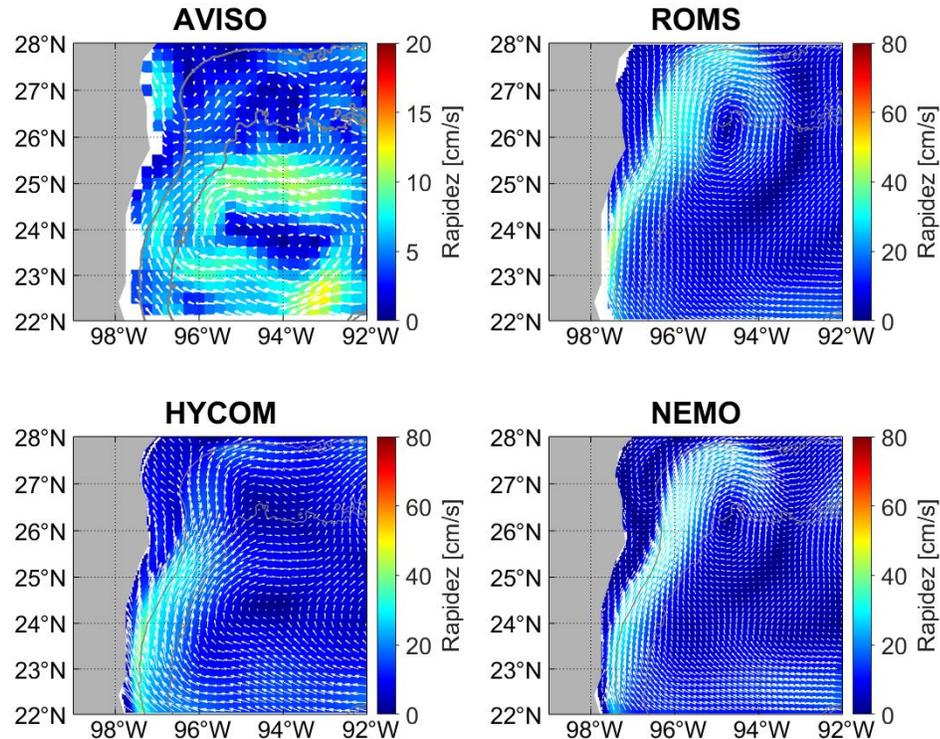


Figura 14. Circulación superficial promedio (1992-2012) en el golfo de México a partir de AVISO, ROMS, HYCOM y NEMO. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Región promediada denotada por el rectángulo negro. Isóbatas de 200 y 2000 m en contornos grises.

2.2 Metodología

2.2.1 Análisis de series de tiempo

Dado que este trabajo se enfoca en el análisis de series temporales del rotacional del esfuerzo del viento y de la velocidad de la corriente; primero se describe en términos generales, a una serie temporal y su análisis. Posteriormente, se especificará la metodología utilizada para cada variable. La teoría fue consultada principalmente de Emery & Thomson (2014).

Una serie temporal $y(t)$ se refiere a una secuencia de datos muestreados en un intervalo de tiempo ordenados cronológicamente. Uno de los propósitos principales del análisis de estas series es definir la variabilidad de la serie de datos en términos de funciones periódicas dominantes.

2.2.1.1 Promedio y varianza

Las series de tiempo tienen una variedad de características estadísticas importantes que ayudan a caracterizar la variabilidad de las series y facilitan la comparación entre series de tiempo, como la media y la varianza. Si $y(t)$ es una serie de tiempo de N datos $y(t_n) = y_n$ medidos en tiempos discretos $t_n \{t_1, t_2, \dots, t_N\}$, la media o promedio de la muestra \bar{y} es:

$$\bar{y} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N y_n \quad (4)$$

La varianza de la serie de tiempo está dada por:

$$s^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \quad (5)$$

Específicamente en series temporales de variables oceanográficas y atmosféricas, comúnmente se calculan los promedios climatológicos mensuales o año típico, dado por:

$$y(t)_{mes\ típico} = \frac{\sum y_{mes}}{N_a} \quad (6)$$

donde $\sum y_{mes}$ es la suma de la variable promediada para cada mes del año y N_a es el número de

observaciones para ese mes. Es decir, el año típico cuenta con 12 valores, que consisten en el promedio de todos los eneros, todos los febreros y así consecutivamente.

2.2.1.2 Análisis espectral

Las cantidades estadísticas generales son solamente la primera etapa del análisis, ya que ofrecen poca información sobre los diversos tipos de señales que se combinan para producir los datos registrados. El análisis espectral permite examinar la varianza de una serie de tiempo en función de su contenido de frecuencia. La varianza de la serie temporal se divide en varias componentes, denominándose la totalidad de las componentes espectro. Cada componente está asociada a una frecuencia particular y representa la contribución que esa frecuencia hace a la variabilidad total de la serie (Percival & Walden, 1993). Existen muchos métodos para estimar el espectro, ya sean técnicas no paramétricas como el método de autocorrelación y el del periodograma, así como técnicas paramétricas: método de entropía máxima y el de densidad espectral de potencia autorregresivo. En este trabajo se utilizó el periodograma espectral generado mediante la transformada rápida de Fourier (FFT), término acuñado por primera vez por Schuster (1898).

Los datos de series temporales oceanográficas son discretos y tienen una duración finita, $T = N\Delta t$, donde N es el número total de datos y Δt es el intervalo de muestreo. El método del periodograma transforma los datos directamente para obtener los componentes de Fourier $Y(f)$ usando la ecuación:

$$Y_k = \Delta t \sum_{n=1}^N y_n e^{-i2\pi f_k n \Delta t} \quad (7)$$

donde las frecuencias f_k ($f_k = k/N\Delta t$, con $k = 0, \dots, N$) están confinadas al intervalo de Nyquist, con frecuencias positivas $0 \leq f_k \leq f_N$, correspondientes al rango $k = 0, \dots, N/2$ y frecuencias negativas $-f_N \leq f_k \leq 0$ del rango $k = N/2, \dots, N$. Solamente los primeros $N/2$ valores de la transformada de Fourier son únicos. La frecuencia de Nyquist f_N es la frecuencia más alta que podemos resolver y está dada por:

$$f_N \equiv f_{Nyquist} = \frac{1}{2\Delta t} \quad (8)$$

Mientras que la frecuencia más baja que podemos resolver, conocida como la frecuencia fundamental está dada por $f_1 = 1/N\Delta t$, que también define la resolución de la frecuencia.

La densidad espectral de potencia (PSD) se utiliza para medir las contribuciones de los diferentes componentes de frecuencia. Específicamente se calculó el PSD unilateral solo para las frecuencias positivas dado por:

$$G_{yy}(f) = \frac{2}{N\Delta t} |Y(f)|^2 \quad (9)$$

La evaluación de la ecuación utilizando la FFT define $Y(f)$ en términos de las estimaciones de la transformada discreta de Fourier (DFT), $Y(f_k) = Y_k$, donde f_k forma un conjunto discreto de $N/2$ frecuencias igualmente espaciadas. El caso $k = 0$ representa la componente media. La PSD unilateral es entonces:

$$G_{yy}(0) = \frac{1}{N\Delta t} |Y_0|^2, \quad k = 0 \quad (10)$$

$$G_{yy}(f_k) = \frac{2}{N\Delta t} |Y_k|^2, \quad k = 1, \dots, \frac{N}{2} - 1 \quad (11)$$

$$G_{yy}(f_N) = G_{yy}(f_{N/2-k}) = \frac{1}{N\Delta t} |Y_{N/2}|^2, \quad k = \frac{N}{2} \quad (12)$$

La multiplicación de $G_{yy}(f) \equiv G_k$ por el ancho de banda de la señal $\Delta f = 1/[N\Delta t]$ da la varianza estimada de la señal, σ_k^2 , en la k -ésima banda de frecuencia.

La estimación del periodograma del espectro puede tener un máximo de $N/2$ componentes de Fourier para una secuencia de datos de N valores. Si utilizamos todos los $N/2$ componentes para generar el periodograma, solo hay dos grados de libertad (DoF) por estimación espectral, correspondientes a los coeficientes A_n, B_n de las funciones seno y coseno para cada componente de Fourier o, alternativamente, a la magnitud y fase de cada componente de Fourier. Basándonos en el supuesto de que los datos se extraen de una muestra aleatoria distribuida normalmente, podemos definir los límites de confianza para el espectro en términos de una distribución chi cuadrado, χ_n^2 , donde para n DoF:

$$E[\chi_n^2] = \mu^2 = n, \quad E[(\chi_n^2 - \mu^2)] = \sigma^2 = 2n \quad (13)$$

Sustituyendo $n = 2$ en estas expresiones, encontramos que la desviación estándar σ , es igual a la media μ , de la estimación, lo que indica que los resultados basados en dos grados de libertad no son estadísticamente confiables.

Los problemas de confiabilidad estadística de las estimaciones espectrales se resuelven utilizando técnicas

apropiadas de ventanas y promedios (Emery & Thomson, 2014). En la mayoría de las aplicaciones prácticas, la serie temporal completa se divide en una serie de segmentos cortos superpuestos (método de superposición de Welch) y se aplica un suavizado a cada uno de los segmentos superpuestos. Luego, los espectros suavizados de cada segmento se promedian para aumentar la cantidad de DoF por estimación espectral. Cuanto mayor sea el suavizado, mayor será el número de DoF por banda espectral, más estrechos serán los límites de confianza y mayor será la confiabilidad de los picos espectrales observados.

Se utilizaron dos métodos de suavizado de espectros en el dominio de la frecuencia en este estudio: el método de superposición de Welch (con la función `pwelch` de Matlab) y el método multitaper (con las funciones `sleptap`, `mspec` y `mconf` de la librería `jLab` de Matlab de Lilly (2024)). El método multitaper utiliza una familia de ventanas o tapers mutuamente ortogonales para generar periodogramas modificados y en su forma más básica, simplemente promedia los periodogramas modificados para producir la estimación de PSD multitaper. El enfoque multitaper se asemeja al método de promediación de segmentos superpuestos de Welch, en el sentido de que ambos promedian estimaciones aproximadamente no correlacionadas de la PSD. Sin embargo, los dos enfoques difieren en cómo producen estas estimaciones de PSD no correlacionadas. El método de Welch utiliza segmentos de la señal en cada periodograma modificado y la segmentación es la que descorrelaciona los diferentes periodogramas. Mientras que el método multitaper utiliza la señal completa en cada periodograma modificado y éstos están descorrelacionados debido a la ortogonalidad de los tapers (Percival & Walden, 1993).

Una ventana es una función de suavizado aplicada a observaciones finitas o sus transformadas de Fourier para reducir las "fugas" en el dominio espectral, aunque siempre a costa de una menor resolución. Dado que pocos armónicos encajan exactamente en la longitud de la serie temporal, las ventanas se aplican a los datos en el dominio del tiempo como una ponderación multiplicativa (convolución) para llevar a cero suavemente los datos en los límites y así reducir el orden de las discontinuidades en el límite de las extensiones periódicas.

Existen una multitud de ventanas con diferentes formas y características. En este trabajo a cada segmento superpuesto del método Welch se le aplicó una ventana Hamming. La ventana Hamming se define como:

$$\omega(n\Delta t) = 0.54 + 0.46 \cos\left(\frac{2\pi n}{N}\right), \quad n = -\frac{N}{2}, \dots, \frac{N}{2} \quad (14)$$

Para series de tiempo en ventanas, necesitamos usar los grados de libertad equivalentes (EDoF). En el caso

de la ventana Hamming, los EDoF están dados por:

$$EDoF = 2.5164(N/S) \quad (15)$$

Donde N es el número de datos en la serie temporal y S es la mitad del ancho de la ventana en el dominio temporal (Priestley, 1988).

Entonces, para las series temporales mensuales del rotacional del esfuerzo del viento de ERA5 y la velocidad de la corriente de AVISO en el periodo común de 1993-2022, $N = 360$, $\Delta t = 1/12$ año, $f_N = 6$ ciclos por año, $\Delta f = 1/30$ ciclos por año.

En resumen, los pasos que se siguieron con la ayuda de la función pwelch de Matlab para estimar la PSD unilateral utilizando el método de Welch fueron:

1. Eliminar la media de la serie temporal.
2. Dividir la serie de datos en $M = 8$ bloques secuenciales de $N' = 80$ datos cada uno con una superposición del 50% para mejorar la confiabilidad estadística de las estimaciones espectrales (es decir, para aumentar el número de grados de libertad).
3. Aplicar una ventana Hamming a cada segmento para reducir aún más los efectos finales y las fugas en los lóbulos laterales.
4. Calcular las transformadas de Fourier, $Y_m(f_k)$, para cada uno de los 8 bloques ($m = 1, \dots, M$).
5. Calcular la PSD sin procesar para cada bloque donde para las estimaciones de densidad espectral unilateral con promediado por bloques:

$$G_{yy}(f_k; \mathbf{m}) = \frac{2}{N\Delta t} [Y_m^*(f_k)Y(f_k)], \quad \mathbf{k} = \mathbf{0}, \mathbf{1}, \mathbf{2}, \dots, N'/2 \quad (16)$$

6. Promediar las estimaciones de densidad espectral sin procesar de los M bloques de datos, banda de frecuencia por banda de frecuencia, para obtener el periodograma suavizado para $G_{yy}(f_k)$.
7. Incorporar los límites de confianza del 95 % en los gráficos espectrales para indicar la confiabilidad estadística de los picos espectrales.

Los pasos que siguieron con la ayuda de las funciones de jSpectral de jLab (Lilly, 2024) para estimar la PSD unilateral utilizando el método multitaper fueron:

1. Eliminar la media de la serie temporal

2. Selección del ancho de banda de resolución. P , en este trabajo $P = 4$. Si hacemos que P sea grande, el número de tapers con buenas propiedades de fuga aumenta, pero veremos que la resolución del espectro disminuye. Por otro lado, si hacemos que P sea demasiado grande, sin darnos cuenta podemos borrar o atenuar características finas en la función de densidad espectral.
3. Con P especificado, calculamos los K periodogramas modificados, donde $K = 2P - 1$. Para esto se tuvieron que calcular las K secuencias esferoidales prolatas discretas (Discrete prolate spheroidal sequences en inglés) utilizando el método tridiagonal descrito en Percival & Walden (1993) para usarse como tapers de longitud N .
4. Promediamos los K periodogramas modificados para obtener la estimación de la PSD. La razón para promediar los K diferentes periodogramas es para producir un PSD con menor varianza que los periodogramas individuales.

Los DoF para el método multitaper son dos veces K .

2.2.1.3 Correlación con desfase entre dos series temporales

Ahora, para analizar la covariabilidad entre dos series de tiempo se mencionará en las siguientes secciones la correlación cruzada, el espectro cruzado y la coherencia al cuadrado. Las funciones de correlación cruzada nos dicen qué tan estrechamente están "relacionados" dos registros específicamente en el dominio del tiempo, mientras que el espectro cruzado nos dice cómo se relacionan las oscilaciones dentro de bandas de frecuencia específicas en el dominio de la frecuencia. Es importante notar que la correlación es una medida estadística que describe la relación entre dos variables, y aunque de ser significativa sugiere que puede haber una relación real, no demuestra que el cambio de una variable sea la causa del cambio en la otra (causalidad).

La correlación cruzada entre dos series de tiempo mide la similitud entre un vector x_1 y x_2 como función del desfase (τ):

$$R_{x_1x_2}(\tau) = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} x_{2i}x_{1i+k} \quad (17)$$

donde $\tau = \tau_k = k\Delta t$ ($k = 0, \dots, M$) es el tiempo de desfase para k incrementos de tiempo de muestreo

Δt y N es el número de elementos de la serie de tiempo. Es recomendable que el tiempo de desfase sea bastante menor que el tiempo total de la serie temporal ($M \ll N$) para poder tener un cálculo robusto. Una correlación negativa indica que, si los valores de la variable x_1 tienden a incrementarse, los valores de la variable x_2 descienden.

2.2.1.4 Coherencia cuadrada

Los espectros cruzados se pueden calcular para dos cantidades completamente diferentes, como lo son el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente, siempre y cuando abarquen el mismo periodo de tiempo. Se puede escribir el espectro cruzado como el producto de una función de amplitud, llamada espectro de amplitud cruzada y una función de fase llamada espectro de fase. El espectro de amplitud cruzada demuestra la distribución de coamplitudes con la frecuencia, mientras que el espectro de fase indica el ángulo (o tiempo) mediante el cual una serie se adelanta o retrasa de la otra serie en función de la frecuencia.

Al igual que el autoespectro de cada serie temporal, el espectro cruzado se calculó con el método de Welch y el de multitaper, siguiendo pasos muy similares. El espectro cruzado unilateral entre dos series temporales $x_1(t)$ y $x_2(t)$ para promediar por bloques está dado por:

$$\mathbf{G}_{12}(f_k; m) = \frac{2}{N\Delta t} [X_{1m}^*(f_k)X_{2m}(f_k)], \quad k = 0, 1, 2, \dots, N'/2 \quad (18)$$

Donde $X_{1m}(f_k)$ y $X_{2m}(f_k)$ son las transformadas de Fourier para cada bloque m de N' valores. La coherencia al cuadrado o espectro de coherencia representa la fracción de la varianza en x_1 atribuible a x_2 a través de una relación lineal entre x_1 y x_2 . Dos señales de frecuencia, f_k , se consideran altamente coherentes y en fase si el espectro de coherencia al cuadrado es =1 y su fase=0. La coherencia al cuadrado entre dos series de tiempo, $x_1(t)$ y $x_2(t)$ está definida para las frecuencias, f_k , $k = 0, 1, \dots, N - 1$, como:

$$\gamma_{12}^2(f_k) = \frac{|\mathbf{G}_{12}(f_k)|^2}{\mathbf{G}_{11}(f_k)\mathbf{G}_{22}(f_k)} \quad (19)$$

donde $G_{11}(f_k)$ es el espectro unilateral (confinado a $f_k \geq 0$) y $G_{12}(f_k)$ es el espectro cruzado unilateral. Aquí:

$$0 \leq |\gamma_{12}^2(f_k)| \leq 1 \quad (20)$$

y

$$\gamma_{12}(f) = |\gamma_{12}^2(f_k)|^{1/2} e^{-i\phi_{12}f_k} \quad (21)$$

donde $|\gamma_{12}^2(f_k)|^{1/2}$ es el módulo de la función de coherencia y $\phi_{12}(f_k)$ el desfase entre las dos señales a la frecuencia f_k .

Si $1 - \alpha$ es el intervalo de confianza del $(1 - \alpha)100\%$ que deseamos especificar para una función de coherencia particular, entonces el valor límite para la coherencia al cuadrado para todas las frecuencias está dada por:

$$\gamma_{1-\alpha}^2 = 1 - \alpha^{[1/(EDoF-1)]} \quad (22)$$

donde $EDoF = DoF/2$ es el número de realizaciones de espectro cruzado independientes en cada banda de frecuencia (Thompson, 1979).

2.2.1.5 Análisis armónico

El análisis de Fourier es de los métodos más utilizados para identificar componentes periódicos en series temporales. La premisa del análisis de Fourier se basa en que cualquier serie de tiempo $y(t)$ de longitud finita definida sobre el intervalo $[0, T]$ puede reproducirse utilizando una suma lineal de cosenos y senos de la forma:

$$y(t) = \overline{y(t)} + \sum_p [A_p \cos(\omega_p t) + B_p \sin(\omega_p t)] \quad (23)$$

donde \bar{y} es el promedio de la serie, A_p, B_p son los coeficientes de Fourier y las frecuencias especificadas, ω_p , son múltiplos enteros ($p = 1, 2, \dots$) de la frecuencia fundamental, $\omega_1 = 2\pi f_1 = 2\pi/T$, donde T es la duración total de la serie temporal.

Por otra parte, el análisis armónico es una forma de demodulación de señal en el que el usuario especifica las frecuencias que se examinarán y aplica técnicas de mínimos cuadrados (least squares -LS) para resolver los constituyentes. A partir de esto, es posible reconstruir la serie temporal completa o el año típico con solamente las frecuencias de interés.

Para determinar qué frecuencia se ajusta mejor a la serie temporal original se calculó la raíz del error

cuadrático medio (RMSE- root mean square error) entre cada reconstrucción y la serie original con la ecuación:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (24)$$

donde \hat{y}_i es la serie reconstruida y y_i es la serie original formada por N observaciones.

La varianza explicada por cada reconstrucción está dada por:

$$Varianza\ explicada\ (\%) = \left(1 - \frac{RMSE^2}{s^2}\right) \times 100 \quad (25)$$

donde s^2 es la varianza de la serie original.

2.2.2 Rotacional del esfuerzo del viento

Se calcularon los promedios mensuales del viento en todo el GOM en el periodo de 1940-2022 (ERA5) y 1979-2011 (CFSR) para identificar los patrones en la dirección e intensidad del viento a lo largo del año, lo cual ya se ha estudiado bastante, como por ejemplo por Zavala-Hidalgo et al. (2014), pero que nos permite verificar superficialmente el desempeño de ambos reanálisis. Para facilitar la comparación entre los dos reanálisis, se interpoló la malla de datos de la rapidez del viento de CFSR a la malla de ERA5 para poder restar cada dato en cada punto de malla.

A partir de la velocidad del viento se calcularon las componentes zonal y meridional del esfuerzo del viento ($\vec{\tau}$) mediante la bulk formula:

$$\tau^\lambda = C_D \rho_{aire} U_{10} u_{10}; \quad \tau^\phi = C_D \rho_{aire} U_{10} v_{10} \quad (4)$$

donde $C_D = 0.0012$ es el coeficiente de arrastre (Large & Pond, 1981), $\rho_{aire} = 1,2 \text{ kg/m}^3$ es la densidad del aire, $U_{10} = \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2}$ es la rapidez del viento y u_{10}, v_{10} son las componentes zonal y meridional de la velocidad del viento a 10 metros de altura, respectivamente (p. ej.: Hidaka, 1958; Hellerman, 1967; Kutsuwada, 1982).

Para el cálculo de la componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento (5), se utilizó spherecurl de

la paquetería jlab (Lilly, 2024) en Matlab que calcula el rotacional de un campo vectorial en la superficie de una esfera.

$$(\nabla \times \vec{\tau})_r = \frac{1}{r_T \cos \varphi} \frac{\partial \tau^\varphi}{\partial \lambda} + \tau^\lambda \frac{\tan \varphi}{r_T} - \frac{1}{r_T} \frac{\partial \tau^\lambda}{\partial \varphi} \quad (5)$$

donde r_T es el radio de la Tierra, φ es la latitud y λ es la longitud. Spherecurl calcula las derivadas utilizando la diferencia hacia adelante (primera hacia atrás) en la primera (última) longitud y la primera diferencia central en las demás longitudes. Se verificó el funcionamiento de Spherecurl mediante la comparación entre el rotacional del esfuerzo del viento calculado de forma analítica y el calculado por Spherecurl de un campo de velocidades exclusivamente zonal dado por las flechas negras de la Figura 15 simulando los vientos alisios de forma muy básica.

Para analizar la variabilidad espacial y temporal del rotacional del esfuerzo del viento en el GOM, se calcularon los promedios mensuales y estacionales del rotacional con ambos reanálisis, los cuáles se compararon con Gutiérrez de Velasco & Winant (1996). La estación de invierno abarca los meses de diciembre-febrero, primavera de marzo-mayo, verano de junio-agosto y otoño de septiembre-noviembre. Como ya se había mencionado anteriormente, se hicieron los cálculos para dos periodos en el caso del reanálisis ERA5: el periodo completo de 1940-2022 y uno que coincidiera con el periodo disponible de la velocidad de la corriente, es decir, 1993-2022. En la sección de resultados se mostrarán los promedios de 1993-2022 y se mencionará brevemente los resultados del periodo completo de 1940-2022.

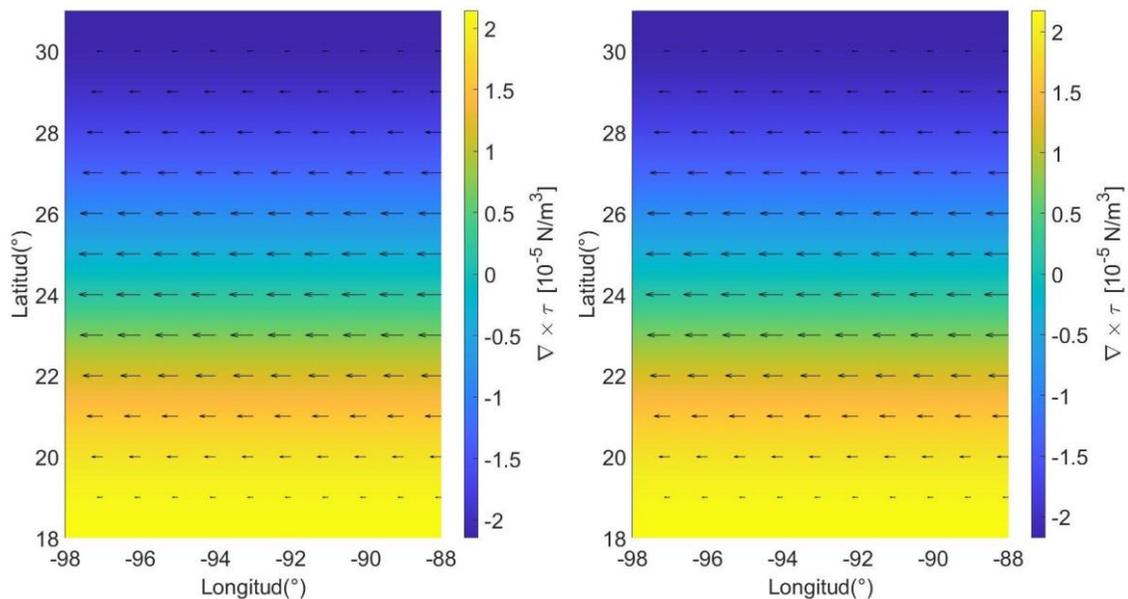


Figura 15. Esfuerzo del viento (flechas negras) y rotacional del esfuerzo del viento (a color) calculados (a) de forma analítica y (b) con spherecurl (jLab). Error cuadrático medio (RMSE) entre ambos: $2.07 \times 10^{-7} \text{ N/m}^3$.

Para obtener una serie temporal del rotacional del esfuerzo del viento representativa de la cuenca, se promedió el rotacional en dos regiones: en la región utilizada por Sturges (1993), es decir, a lo largo de 24°N desde la costa hasta 90°W, y en una región que se extiende hasta la frontera oriental (23-27°N, 83-96°W). Esta segunda región se eligió dada la ubicación del rotacional del esfuerzo del viento negativo en el oeste del GOM que se extiende hasta la frontera oriental, visto en el promedio general (Figura 16) y buscando dar mayor robustez al cálculo del promedio espacial del rotacional.

Posteriormente, se examinó las series temporales del rotacional del esfuerzo del viento en ambas regiones calculando su año típico, su autoespectro y una reconstrucción de la serie temporal con funciones armónicas, mencionados en la sección anterior. Para las reconstrucciones de las series temporales se utilizaron las frecuencias pico observadas en el análisis espectral. Además, siguiendo la metodología de Sturges (1993), también se hizo la reconstrucción del año típico usando el análisis armónico.

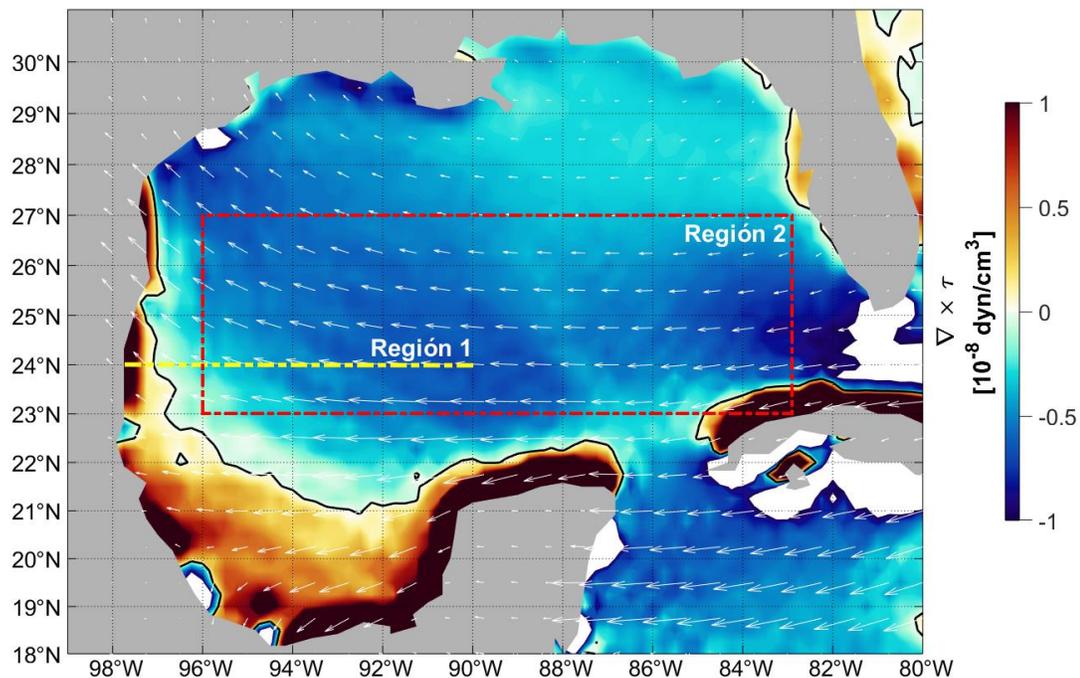


Figura 16. Rotacional del esfuerzo del viento promedio (color) y el esfuerzo del viento (flechas blancas) en el periodo de 1993-2022 con datos de ERA5. Unidades de los contornos: 10^{-8} dyn/cm^3 (Notar que $10^{-8} \text{ dyn/cm}^3 = 10^{-9} \text{ Pa/cm}$). La región 1 (Sturges, 1993) se indica por la línea punteada amarilla y la región 2 por el rectángulo punteado rojo.

2.2.3 Velocidad de la corriente

Para analizar la variabilidad de la circulación superficial oceánica en el oeste del GOM, se obtuvieron los promedios del periodo completo y estacionales (sep-mar y abr-ago) de la velocidad superficial con AVISO (1993-2022), ROMS (1993-2012), HYCOM (1992-2012) y NEMO (1993-2012).

Después, se obtuvieron los promedios del perfil vertical de la corriente de frontera oeste mediante una sección transversal de la corriente a lo largo de 24°N con los datos de los modelos satGEM, ROMS, HYCOM y NEMO. Estos promedios se compararon con los de Rojo de Anda (2020), quien usó mediciones de velocidad directas a partir de un transecto de anclajes ubicados a lo largo de 24°N (línea de Lamprea) (Figura 4).

Como se mencionó anteriormente, los promedios de las corrientes superficiales de AVISO son las más parecidas a las observadas por derivadores superficiales (mediciones directas), además de que los datos de velocidad de AVISO son derivados de observaciones reales, a diferencia de los datos de los modelos. Asimismo, es la base de datos con el registro temporal más largo con el que contamos en este estudio, por lo tanto, los resultados de la variabilidad de baja frecuencia de la velocidad de la corriente con AVISO son mostrados primero de forma más exhaustiva y luego se analiza si los modelos de circulación (ROMS y HYCOM) reproducen la variabilidad observada con AVISO. No se pudo analizar la variabilidad de baja frecuencia con NEMO ya que sólo se contaba con promedios climatológicos mensuales.

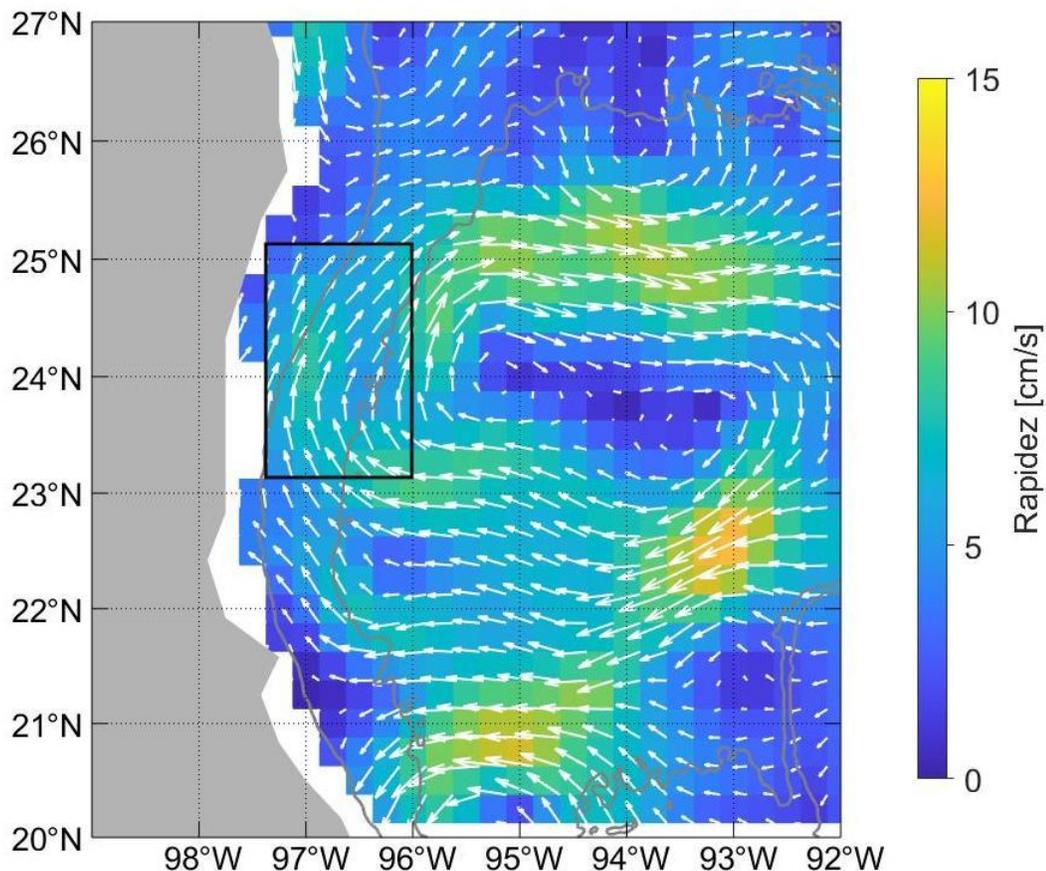


Figura 17. Promedio de la velocidad geostrofica en el periodo 1993-2022 con datos de AVISO. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Región promediada denotada por el rectángulo negro. Isóbatas de 200 y 2000 m en contornos grises.

A partir del promedio de la velocidad geostrófica superficial de AVISO (Figura 17) se eligió una región para promediar y así obtener una serie de tiempo característica de la velocidad meridional de la corriente de frontera oeste: 23.1250-25.1250°N, 96.1250-97.3750°W. Para tener la misma resolución que los datos del rotacional del esfuerzo del viento, se promediaron los datos diarios de la velocidad meridional a datos mensuales.

Al obtener la serie de tiempo de la velocidad meridional también se calculó su año típico, su autoespectro y la reconstrucción tanto de la serie de tiempo completa (1993-2022) como del año típico usando el análisis armónico.

2.2.4 Transporte

El propósito de esta tesis es analizar la contribución del viento a la variabilidad de la corriente de frontera oeste, bajo un marco conceptual en que se generaliza al balance de Sverdrup y el modelo de Stommel al caso no estacionario. Sin embargo, un primer indicador de si este modelo es aceptable consiste en considerar el caso estacionario, evaluando qué tanto el balance de Sverdrup se satisface en base a promedios de largo periodo de las corrientes y del rotacional del esfuerzo del viento.

En el caso estacionario, la corriente de frontera oeste es la compensación del transporte de Sverdrup, generado por el rotacional del esfuerzo del viento en el interior de la cuenca oceánica. Por lo tanto, se debe observar coherencia entre el transporte de Sverdrup y el transporte de la corriente, es decir, sus magnitudes deben ser similares y con direcciones contrarias. En otras palabras, para equilibrar el transporte hacia el sur dentro de la cuenca causado por el rotacional del esfuerzo del viento promedio, la corriente de frontera oeste debe proporcionar un transporte promedio igual hacia el norte.

Por ello, se calculó el promedio temporal de largo período (en este caso de 20 años) del transporte de Sverdrup (M_y , transporte en la dirección y) a partir del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \vec{\tau}$) con la siguiente ecuación:

$$M_y = \frac{W (\nabla \times \vec{\tau})}{\rho_o \beta} \quad (6)$$

donde W es el ancho de la cuenca sobre el cual actúa el esfuerzo del viento que llega hasta la frontera oriental ($\vec{\tau}$), β es el cambio del parámetro de Coriolis con la latitud y ρ_o es la densidad (Vázquez de la Cerda

et al., 2005). Se calculó el promedio de largo periodo ya que es lo más cercano a lo estacionario debido a que ya se quitó la variabilidad al promediar tantos años. Para este cálculo, se utilizó el rotacional del esfuerzo del viento promediado en la región 2 de ambos reanálisis. Algunos autores (p. ej. Thomas et al., 2014) encuentran que el balance de Sverdrup se mantiene en primer orden en el océano interior subtropical cuando se consideran escalas espaciales que superan 5° y escalas de tiempo promedio de unos pocos años o más, por lo cual se tomó un promedio de 20 años en una región de un ancho de 13° (región 2).

El transporte de Sverdrup se comparó con el promedio de largo periodo del transporte de la corriente de frontera oeste.

El transporte meridional de la corriente (T_y) está dado por:

$$T_y = \int_{z_1}^{z_0} \int_{x_1}^{x_2} v(x, z) dx dz \quad (7)$$

donde v es la velocidad meridional de la corriente integrada respecto a las coordenadas de longitud (x) y profundidad (z). Se integró la velocidad a una latitud fija (24°N) en la dirección x y z con el método trapezoidal. Este método aproxima la integración en un intervalo dividiendo el área en trapecoides con áreas más sencillas de calcular. Se integró entre 96.1250-97.1250°W desde la superficie hasta los 1000 metros de profundidad con los modelos satGEM y NEMO ya que son los únicos con datos hasta esa profundidad y con suficiente resolución vertical. Cabe mencionarse que el transporte de Sverdrup incluye al transporte de Ekman y no sólo el geostrófico, por lo tanto, se espera que satGEM esté subestimando el transporte por contener solamente la parte geostrófica. Además, la velocidad geostrófica también queda subestimada por el suavizado que ocurre al interpolarlos de los pases de satélite a una malla regular, y a la baja resolución de la malla considerando lo angosto de la corriente a estudiarse.

Capítulo 3. Resultados

3.1 Vientos en el golfo de México

Como un primer paso, se revisó qué tan bien los reanálisis atmosféricos representan la estacionalidad de los vientos alisios en el GOM, lo cual ya ha sido reportado por Zavala-Hidalgo et al. (2014). Los promedios mensuales del viento usando los datos de ERA5 (Figura 18) y CFSR (no mostrados) coinciden tanto en los patrones de dirección como en los valores de la rapidez del viento con los obtenidos por Zavala-Hidalgo et al. (2014), quienes utilizaron los datos de viento de Qscat/SeaWinds (Figura 5).

En el noroeste del GOM, los vientos se dirigen hacia el noroeste durante primavera y verano en virtud del sistema semipermanente atmosférico de alta presión sobre el noreste del GOM (Zavala-Hidalgo et al., 2014). Durante otoño e invierno, los vientos en superficie cambian de dirección hacia el oeste y suroeste, con menor intensidad en invierno. Zavala-Hidalgo et al. (2014) mencionan que este patrón de viento se debe a la entrada de frentes fríos al GOM provenientes del noroeste de Estados Unidos y al desplazamiento del sistema semipermanente de la alta presión del Atlántico Norte hacia el noreste. La rapidez del viento es ligeramente mayor con CFSR comparado con ERA5 en el norte del golfo de México en invierno.

En el suroeste del GOM conocido como la Bahía de Campeche, los vientos se dirigen hacia el oeste en primavera y verano. Mientras que en otoño e invierno los vientos tienen una fuerte componente hacia el sur, favorecidos por la baja presión del golfo de Tehuantepec (Romero Centeno et al., 2003).

En el centro oeste del GOM, los vientos se dirigen principalmente hacia el oeste con una ligera componente norte en primavera y verano. En cambio, en otoño e invierno tienen una ligera componente hacia el sur. La magnitud del viento es mayor en primavera y verano. En la mayor parte del GOM, con la excepción de las cercanías de las costas mexicanas, CFSR tiene una rapidez del viento ligeramente mayor que ERA5 (Figura 19).

Los promedios mensuales de ERA5 y CFSR muestran adecuadamente la variación estacional de los vientos alisios en el GOM que han sido reportados anteriormente (Zavala-Hidalgo et al., 2014), por lo cual confiamos darán información adecuada del rotacional del esfuerzo del viento.

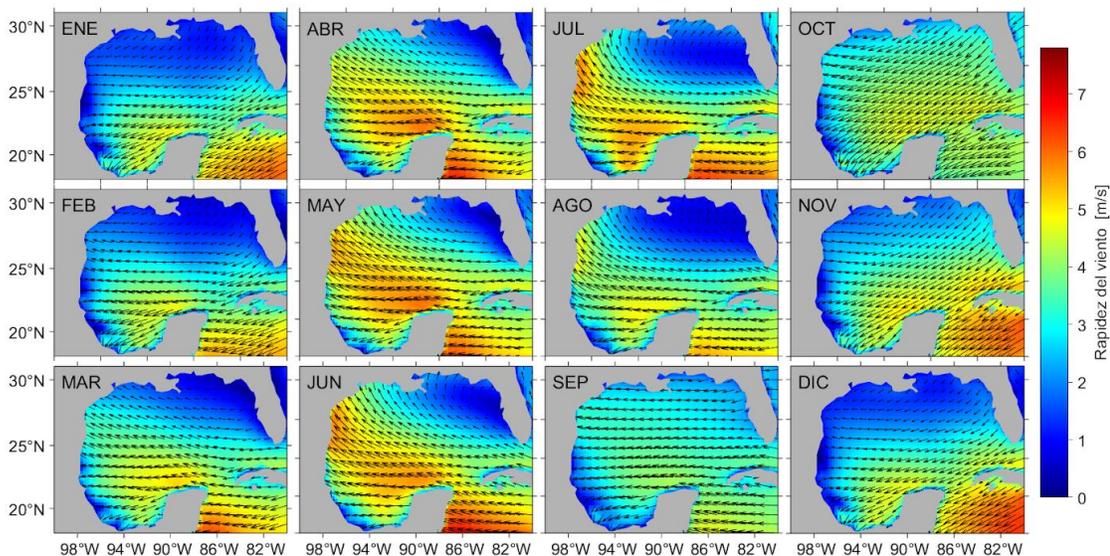


Figura 18. Promedios mensuales del viento a 10 m en el periodo de 1940-2022 con datos de ERA5. Los contornos indican la rapidez promedio del viento según la barra de colores y las flechas indican la dirección del viento.

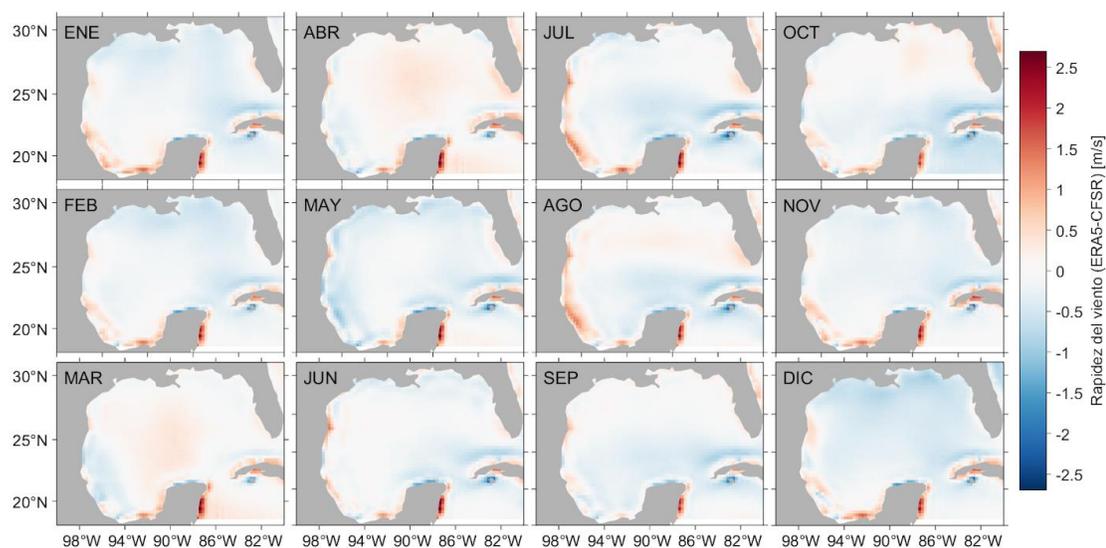


Figura 19. Diferencias entre la magnitud del viento entre los reanálisis ERA5 y CFSR. Interpolación de los valores de CFSR a la malla de ERA5 para posteriormente realizar la resta entre cada punto de malla de ERA5 con cada punto interpolado de CFSR.

3.2 Variabilidad espacial y temporal del rotacional del esfuerzo del viento en el golfo de México

Para analizar la variabilidad temporal y espacial del rotacional del esfuerzo del viento en el golfo de México se calcularon los promedios estacionales y climatológicos mensuales (año típico) del rotacional del esfuerzo del viento utilizando datos de los reanálisis ERA5 y CFSR. Estos promedios además se compararon

con trabajos previos con una menor resolución espacial y temporal (p.ej. Rhodes et al., 1989; Sturges, 1993; Gutiérrez de Velasco & Winant, 1996).

En la Figura 20 se muestran los promedios estacionales del rotacional del esfuerzo del viento solamente con datos de ERA5. En la mayor parte del GOM y particularmente en la región de interés, el rotacional es negativo en todas las estaciones del año. Las magnitudes del rotacional del esfuerzo del viento son menores en otoño y máximas en verano, al igual que lo encontrado por los estudios anteriores. Las diferencias más grandes con respecto a Gutiérrez de Velasco & Winant (1996), se encuentran cerca de las costas de Estados Unidos y en el canal de Yucatán, donde hay cambios de signo del rotacional del esfuerzo del viento. Además, no se observa la lengüeta del rotacional del esfuerzo del viento positivo que se extiende hacia el este del GOM y el Caribe reportada por ellos. Las diferencias son aún mayores si se compara con Rhodes et al. (1989), quienes encontraron un rotacional negativo en todo el GOM exceptuando la península de Yucatán. Los patrones estacionales del rotacional del esfuerzo del viento con datos de CFSR (no mostrados) son muy similares a los de ERA5.

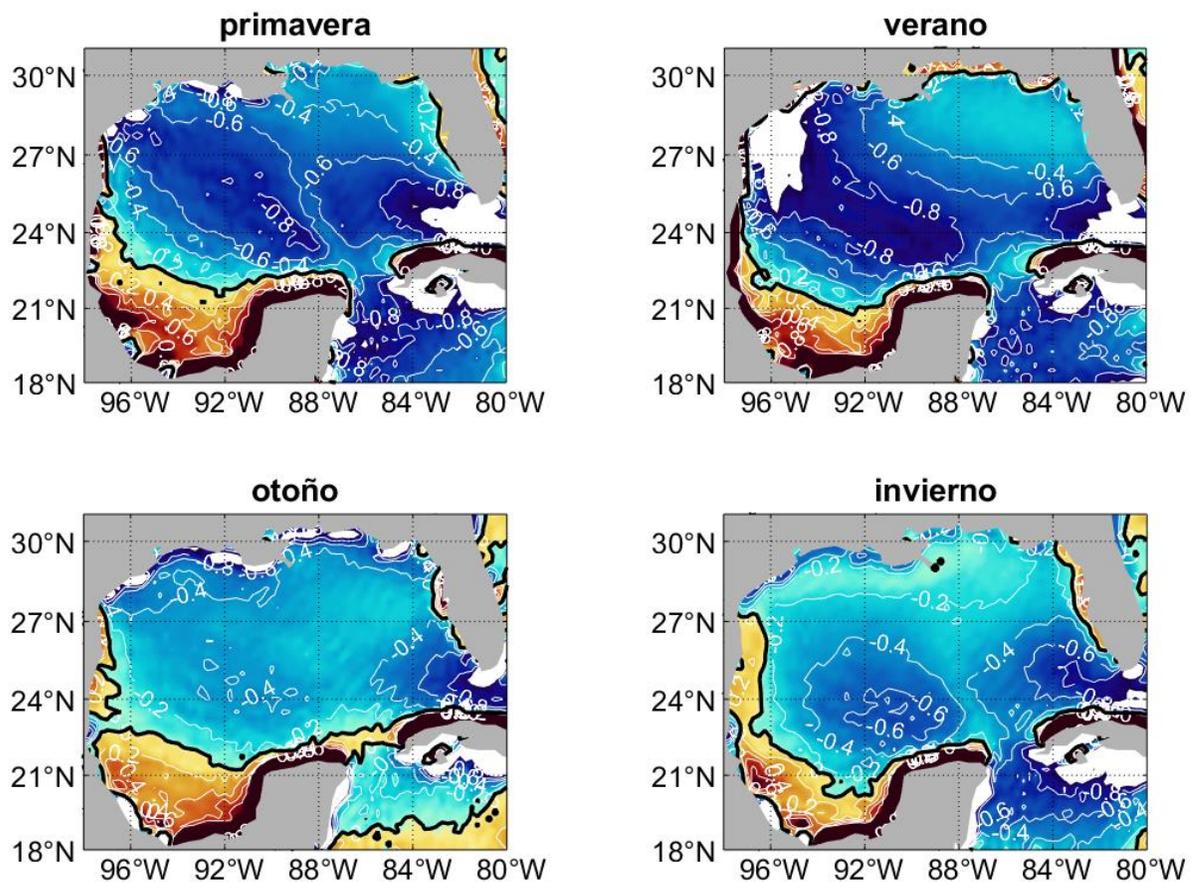


Figura 20. Promedios estacionales del rotacional del esfuerzo del viento en el GOM en el periodo de 1993-2022 con ERA5. Unidades de los contornos: 10^{-8} dyn/cm³ (Notar que 10^{-8} dyn/cm³= 10^{-9} Pa/cm). Contorno negro marca la isolínea cero.

Los años típicos del rotacional del esfuerzo del viento promediado en las dos regiones seleccionadas se muestran en la Figura 21. En ambas regiones encontramos un valor máximo de la magnitud en julio y un mínimo en septiembre, sin embargo, en la región 1 (región utilizada por Sturges) el máximo es menor, esto para ambos reanálisis. En todos los meses los valores obtenidos son menores (50% o menos) a los reportados por Sturges (1993) (Figura 8) y el patrón del rotacional del esfuerzo del viento coincide solamente en los últimos meses del año. Recordemos que el año típico del rotacional del esfuerzo del viento obtenido por Sturges proviene de los datos de Rhodes et al. (1989). En cuanto a las diferencias entre los dos reanálisis, el máximo y mínimo del rotacional del esfuerzo del viento de CFSR es ligeramente mayor a ERA5. Cabe mencionarse, aunque no se muestre, que hay sensibilidad en la magnitud del rotacional del esfuerzo del viento de ERA5 con la selección del periodo de años a promediar, sobre todo en primavera y principios de verano. Se decidió continuar únicamente con el rotacional promediado en la región 2 para los siguientes cálculos.

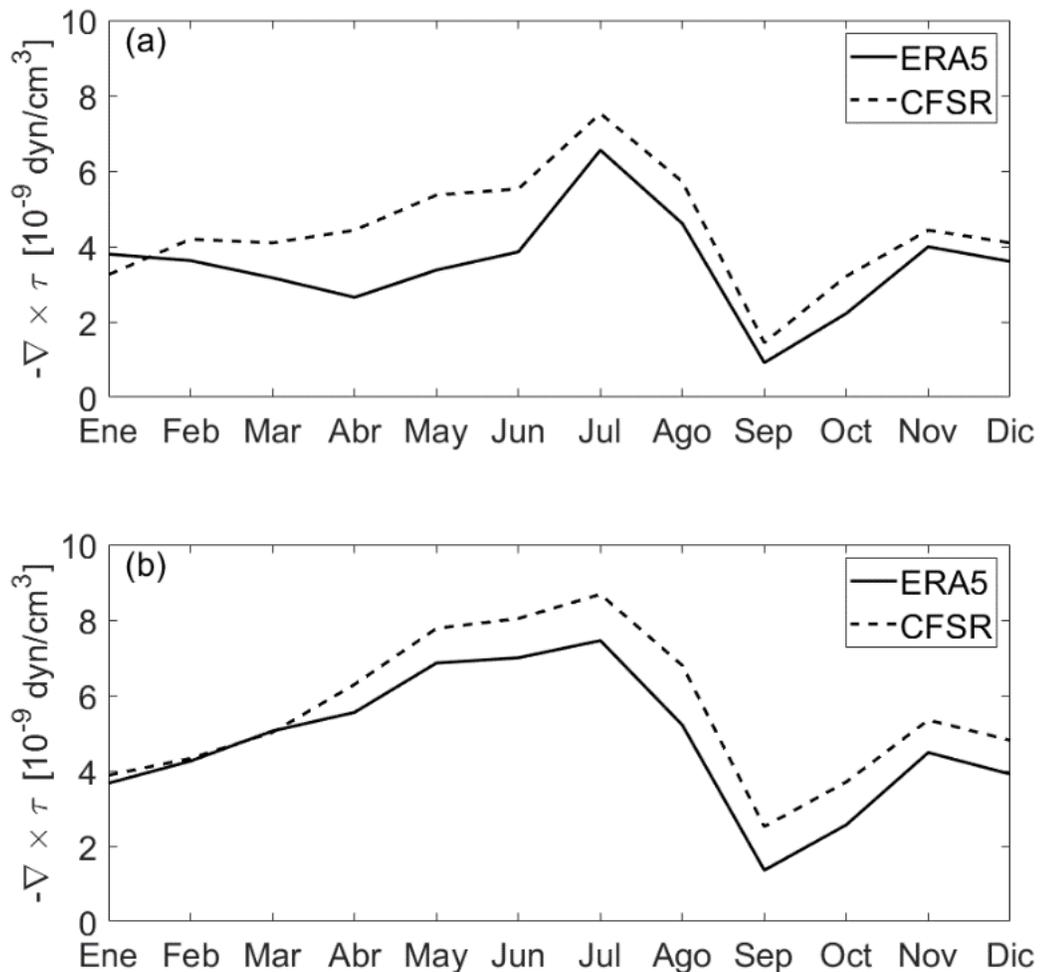


Figura 21. Año típico del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$) promediada en la (a) región 1 y (b) región 2 con ambos reanálisis. Notar que el rotacional del esfuerzo del viento se multiplicó por -10^{-9} para tener los valores negativos hacia arriba. En la **Figura 16** se muestran las dos regiones.

En resumen, el ciclo anual de ambos reanálisis muestra la misma variabilidad. En la región de interés el rotacional del esfuerzo del viento tiene un claro ciclo estacional que también observaron estudios anteriores (p. ej. Sturges, 1993), con una coincidencia en el mes de la mínima magnitud del rotacional, en septiembre. Sin embargo, el máximo se encuentra desfasado, dado que Sturges (1993) lo ubica en mayo, mientras que los reanálisis lo muestran en el mes de julio. Además, se observan diferencias con respecto a Sturges en los primeros meses del año, sobre todo en primavera. Sturges utilizó el rotacional del esfuerzo del viento calculado por Rhodes et al. (1989), el cual muestra muchas diferencias con respecto a Gutiérrez de Velasco & Winant (1996), quienes habían presentado el patrón del rotacional del esfuerzo del viento más realista hasta ese momento. Las magnitudes del reanálisis de CFSR son mayores que ERA5 y su vez ambos son menores que las reportadas por Sturges por casi la mitad.

3.2.1 Análisis espectral

Para saber qué frecuencias explican la mayor parte de la variabilidad del rotacional del esfuerzo del viento se realizó un análisis espectral. Principalmente para cuantificar más la variabilidad aducida al ciclo anual, pero también para revisar si hay otras frecuencias que también son importantes.

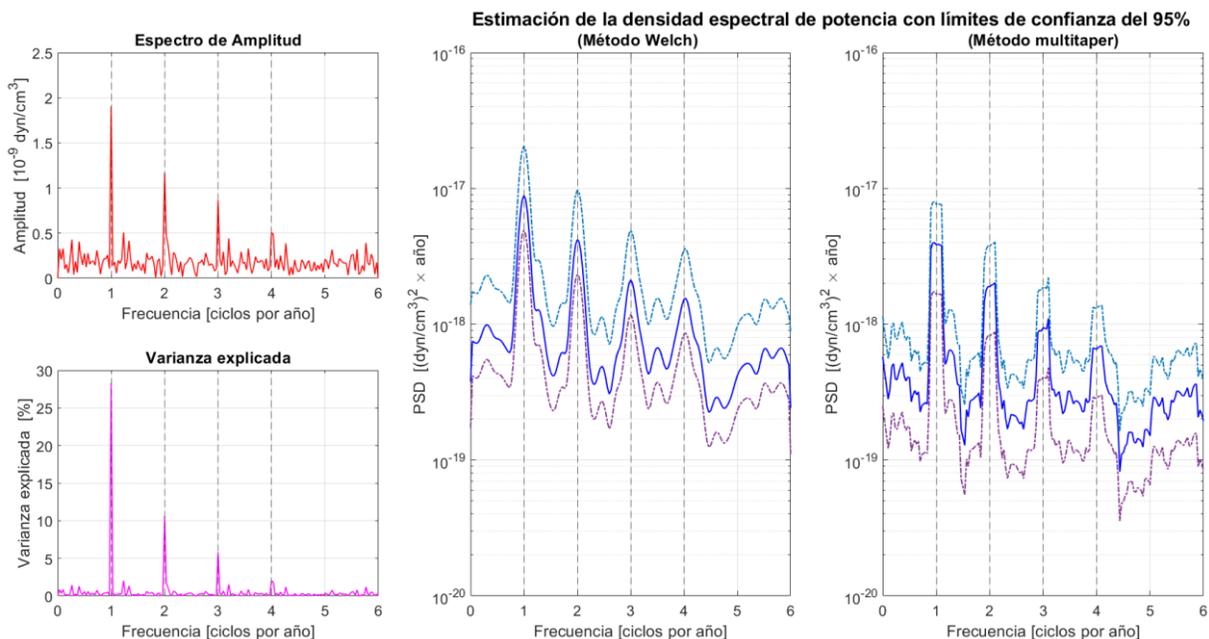


Figura 22. Espectro de amplitud, varianza explicada y densidad espectral de potencia en función de la frecuencia del rotacional del esfuerzo del viento promediado en la región 2 (Figura 16) con datos de ERA5. La estimación de la densidad espectral de potencia se calculó con el método de superposición de Welch y método multitaper. Se muestran los límites de confianza del 95% con líneas punteadas para ambos métodos.

En las estimaciones del espectro de amplitud y de la densidad espectral de potencia (con ambos métodos) se pueden observar picos en la frecuencia anual y sus armónicos de 3,4 y 6 meses de periodo (Figura 22). Sin embargo, solamente los límites de confianza inferiores en el entorno inmediato de 1 y 2 ciclos por año están significativamente por encima de los límites de confianza superiores fuera de los picos.

La razón por la cual se observan picos en las frecuencias de 2,3 y 4 ciclos por año no es porque exista un proceso físico en esas frecuencias específicas, sino que es más probable que se tenga una señal periódica con un periodo de un año pero que no es una senoide pura y que se necesita más de una frecuencia para describir el proceso periódico. La frecuencia anual y sus armónicos explican gran parte de la variabilidad mensual del rotacional del esfuerzo del viento.

3.2.2 Análisis armónico

Mediante el análisis armónico, observamos que el armónico anual explica un gran porcentaje de la variación del rotacional del esfuerzo del viento (Tabla 3), y a su vez el armónico estacional (anual y sus armónicos) tiene un mejor ajuste a la serie original, explicando más del 35% de la varianza (Tabla 3, Figura 23). La frecuencia estacional explica un 99% de la varianza del año típico del rotacional del esfuerzo del viento (Figura 24). De acuerdo con Sturges (1993) existe una conclusión general de que en estas latitudes del Atlántico el armónico anual representa ~50% de la variación de baja frecuencia del esfuerzo del viento y el segundo armónico (semianual) representa ~30%. A fin de cuentas, el rotacional del esfuerzo del viento tiene un marcado ciclo estacional que representa entre el 40 y 50% de la variabilidad de baja frecuencia, dependiendo del producto de reanálisis utilizado.

Tabla 3. Error cuadrático medio (RMSE) y varianza explicada por cada reconstrucción de la serie original mensual del rotacional del esfuerzo del viento promediado en la región 2 con los armónicos anual, semianual y estacional con los reanálisis ERA5 y CFSR.

Armónico	ERA5		CFSR	
	RMSE (10^{-9} dyn/cm ³)	Varianza explicada (%)	RMSE (10^{-9} dyn/cm ³)	Varianza explicada (%)
3 meses	2.5	2	2.91	2
4 meses	2.45	6	2.87	4
6 meses	2.39	11	2.81	9
12 meses	2.14	28	2.56	24
3,4,6 y 12 meses	1.84	47	2.3	38

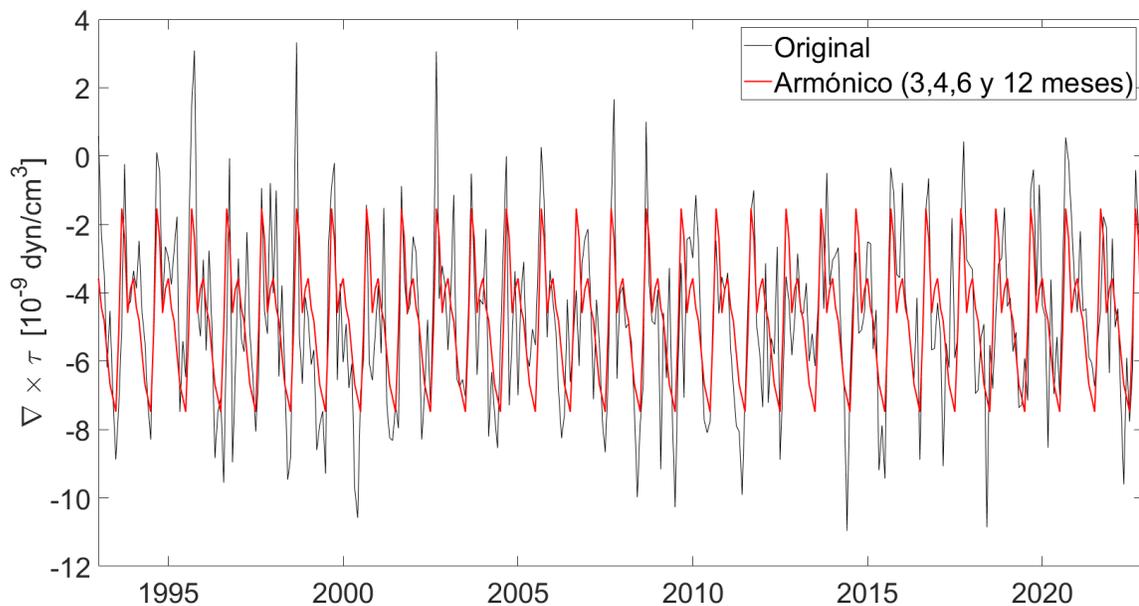


Figura 23. Reconstrucción del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$) promediado en la región 2 con el armónico de 3,4,6 y 12 meses con datos de ERA5. Se muestra el error cuadrático medio (RMSE) y la varianza explicada del armónico en la Tabla 3.

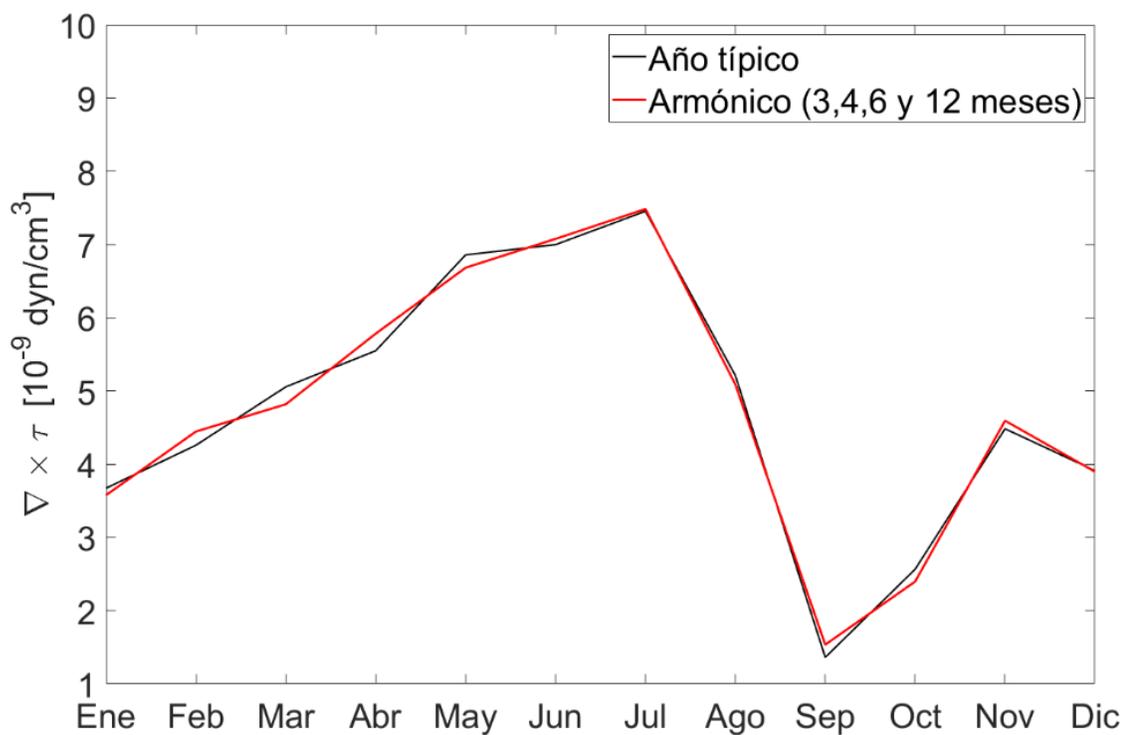


Figura 24. Reconstrucción del año típico del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$) promediado en la región 2 en el periodo de 1993-2022 con el armónico de 3,4,6 y 12 meses con datos de ERA5. Negativos hacia arriba.

3.3 Variabilidad de baja frecuencia de la velocidad de la corriente

3.3.1 Circulación del oeste del golfo de México

Para examinar la variabilidad de la velocidad de la corriente sobre el talud continental en el oeste del GOM, primero se calcularon los promedios estacionales de la velocidad superficial utilizando datos de altimetría satelital (AVISO) y modelos de circulación (ROMS, HYCOM y NEMO). De acuerdo con Sturges (1993), la velocidad superficial de la corriente tiene un marcado ciclo estacional (Figura 3a), entonces examinamos si datos con mejor resolución espacial y temporal (AVISO y los modelos) ven esta estacionalidad.

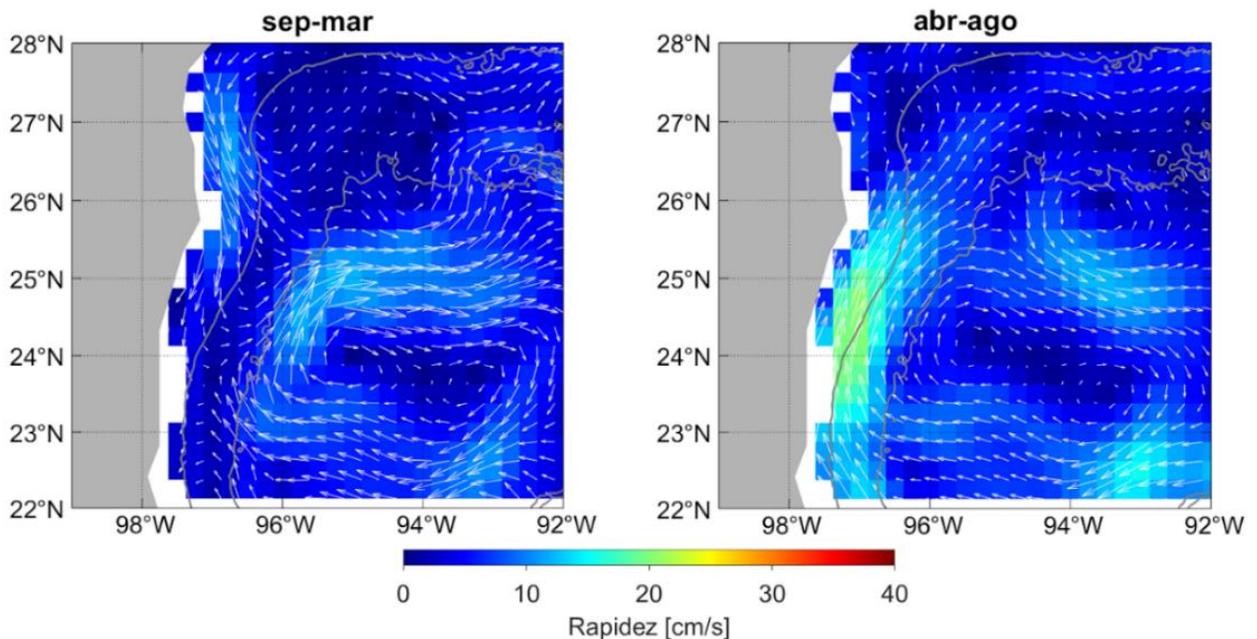


Figura 25. Promedios estacionales de la velocidad geostrófica superficial a partir de los datos de AVISO entre 1993-2022. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Isobata de 200 y 2000 m en líneas grises.

Todos los modelos muestran una corriente hacia el norte sobre el talud continental más intensa entre abril a agosto, es decir, los modelos sí muestran una estacionalidad en el flujo al menos en esos promedios que son (casi) semestrales. Particularmente con AVISO, se observa que el giro anticiclónico está desplazado hacia el este en los meses de septiembre a marzo, por lo cual la velocidad sobre el talud continental tiene una componente norte más pequeña comparado a los meses de abril a agosto (Figura 25). HYCOM (Figura 28) presenta una estructura parecida a AVISO y los derivadores superficiales con excepción que no hay un desplazamiento del giro anticiclónico entre septiembre a marzo, solo magnitudes más bajas. Para el caso

de ROMS (Figura 26) y NEMO (Figura 27), no se observa el giro anticiclónico promedio al norte de 22°N sino hasta arriba de 24°N, denominado como el giro de Perdido. No obstante, aún se tiene un flujo hacia el norte sobre el talud continental en la región de interés, el cual es más intenso entre abril-agosto.

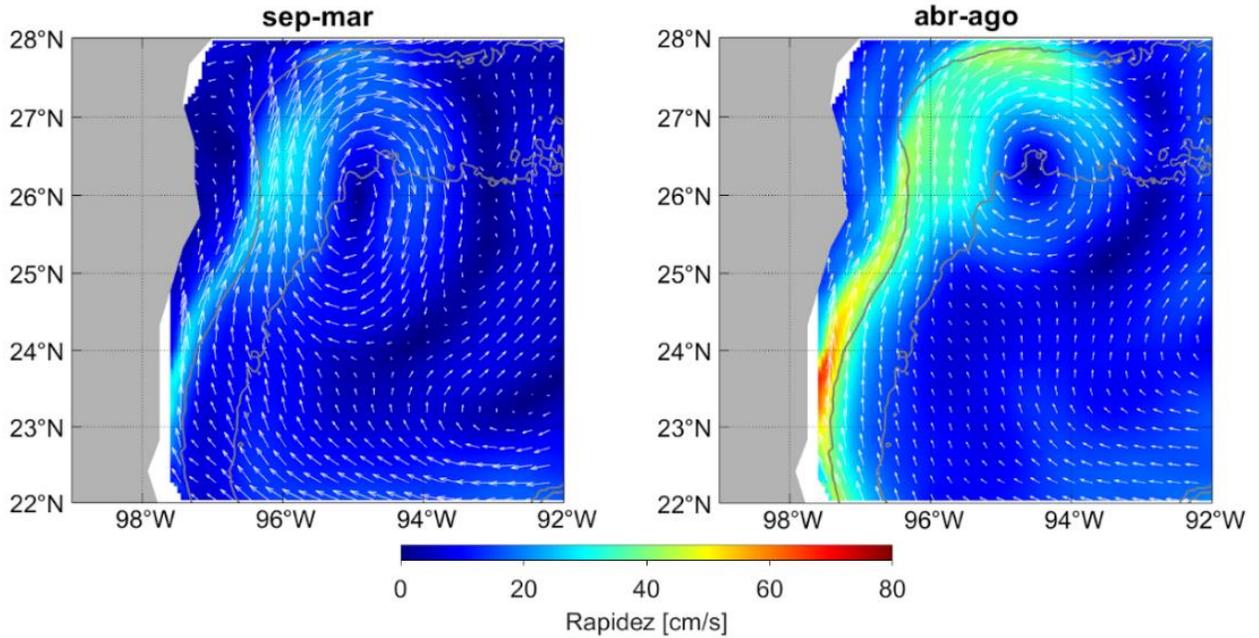


Figura 26. Promedios estacionales de la velocidad geostrófica superficial a partir de los datos de ROMS entre 1993-2012. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Isóbata de 200 y 2000 m en líneas grises.

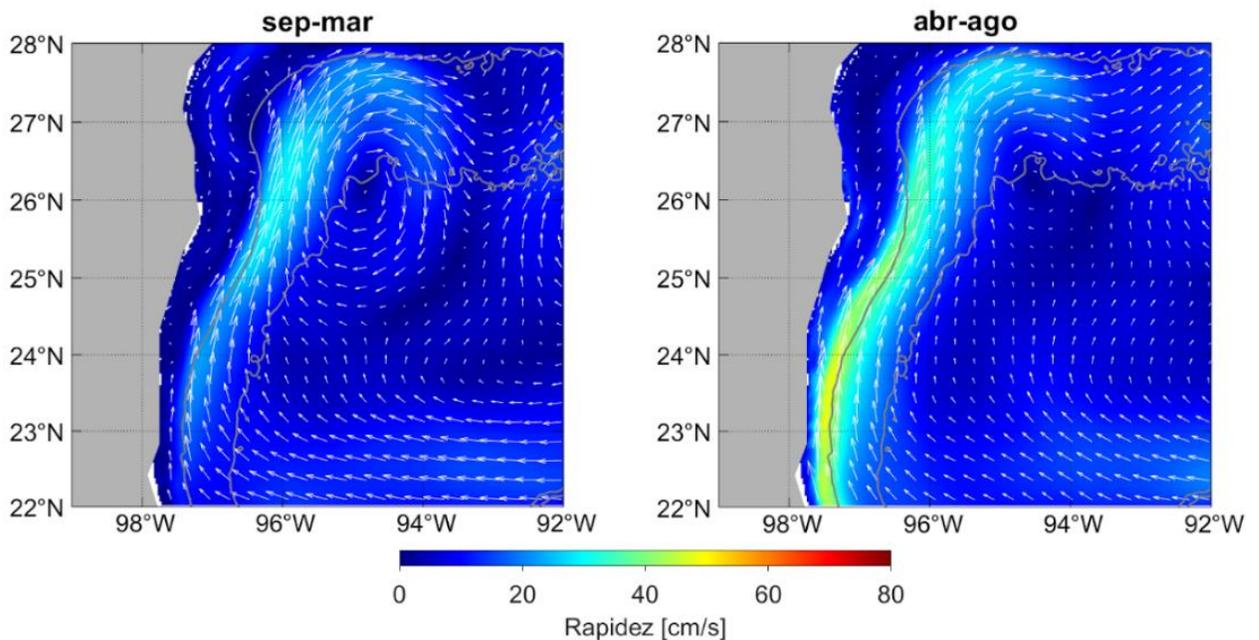


Figura 27. Promedios estacionales de la velocidad geostrófica superficial a partir de los datos de NEMO. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Isóbata de 200 y 2000 m en líneas grises.

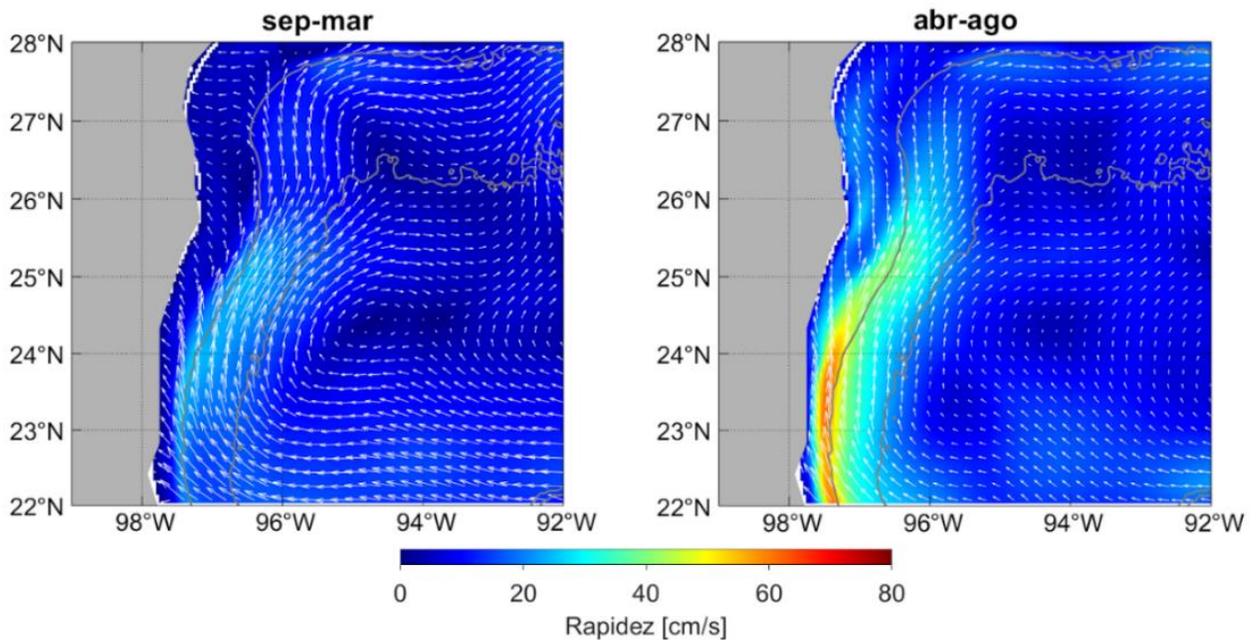


Figura 28. Promedios estacionales de la velocidad geostrofica superficial a partir de los datos de HYCOM entre 1992-2012. Rapidez promedio según la barra de colores y las flechas indican la dirección. Isóbata de 200 y 2000 m en líneas grises.

3.3.2 Sección transversal de la corriente

Ahora, dado que los datos observacionales con los que se ha estudiado a la corriente a profundidad son los anclajes, las secciones transversales de la corriente a partir de los datos de los modelos se compararon justamente con los promedios estacionales obtenidos por Rojo de Anda (2020). El objetivo era verificar que los modelos también mostraran una corriente coherente en la vertical que se extendiera hasta aproximadamente los 700 metros de profundidad, como lo observó Rojo de Anda (2020). Esto para que efectivamente la variabilidad temporal de la corriente pudiera establecerse con datos a profundidades fijas, como solamente con la velocidad superficial. Idealmente tendría que analizarse el transporte de la corriente dado el marco conceptual del que partimos, sin embargo, no se tienen en todos los casos la resolución vertical o temporal suficiente para calcular el transporte mensual.

Aunque los promedios estacionales de la sección vertical de los distintos modelos no son tan parecidos en la forma de la corriente, en todos los modelos se observa un flujo hacia el norte que se encuentra en los primeros 500 metros de profundidad y con un ancho parecido de aproximadamente 150 km, donde la corriente es más intensa en los meses de abril-agosto (Figura 29-Figura 30).

En el caso de satGEM, el flujo más intenso hacia el norte se encuentra desplazado al este entre septiembre-

marzo comparado con los meses de abril-agosto, lo cual también se podía observar en las corrientes superficiales (Figura 25). Entre abril-agosto ya se presenta un perfil vertical más parecido a los demás modelos. Cabe señalar que las velocidades son considerablemente mayores en los modelos de circulación (ROMS, HYCOM y NEMO), casi el doble que satGEM. En particular, HYCOM y NEMO exhiben un núcleo de máxima velocidad meridional más ancho y que llega más profundo entre septiembre-marzo.

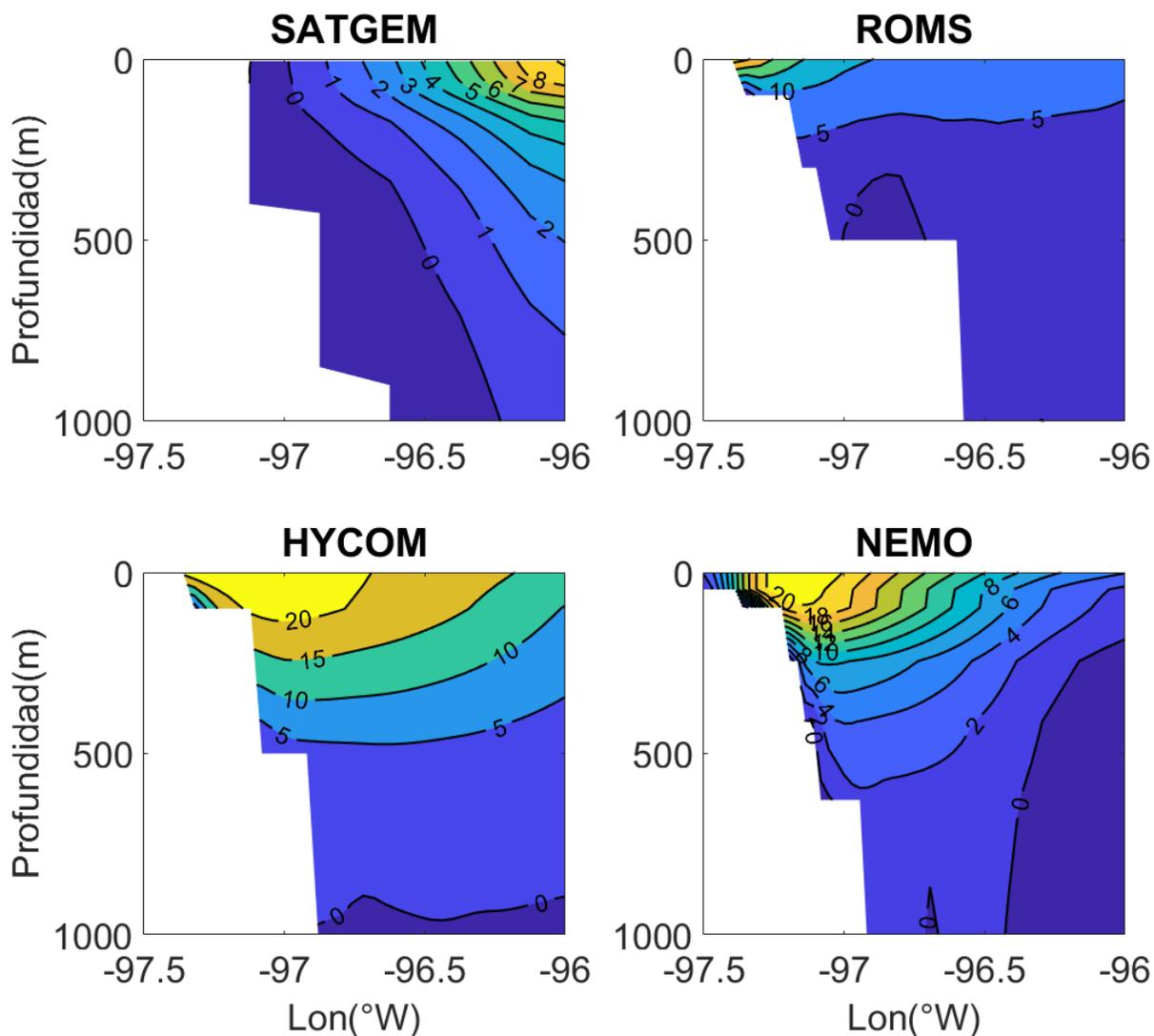


Figura 29. Promedios entre septiembre a marzo del perfil vertical de la velocidad meridional a lo largo de 24°N. Unidades de los contornos: cm/s.

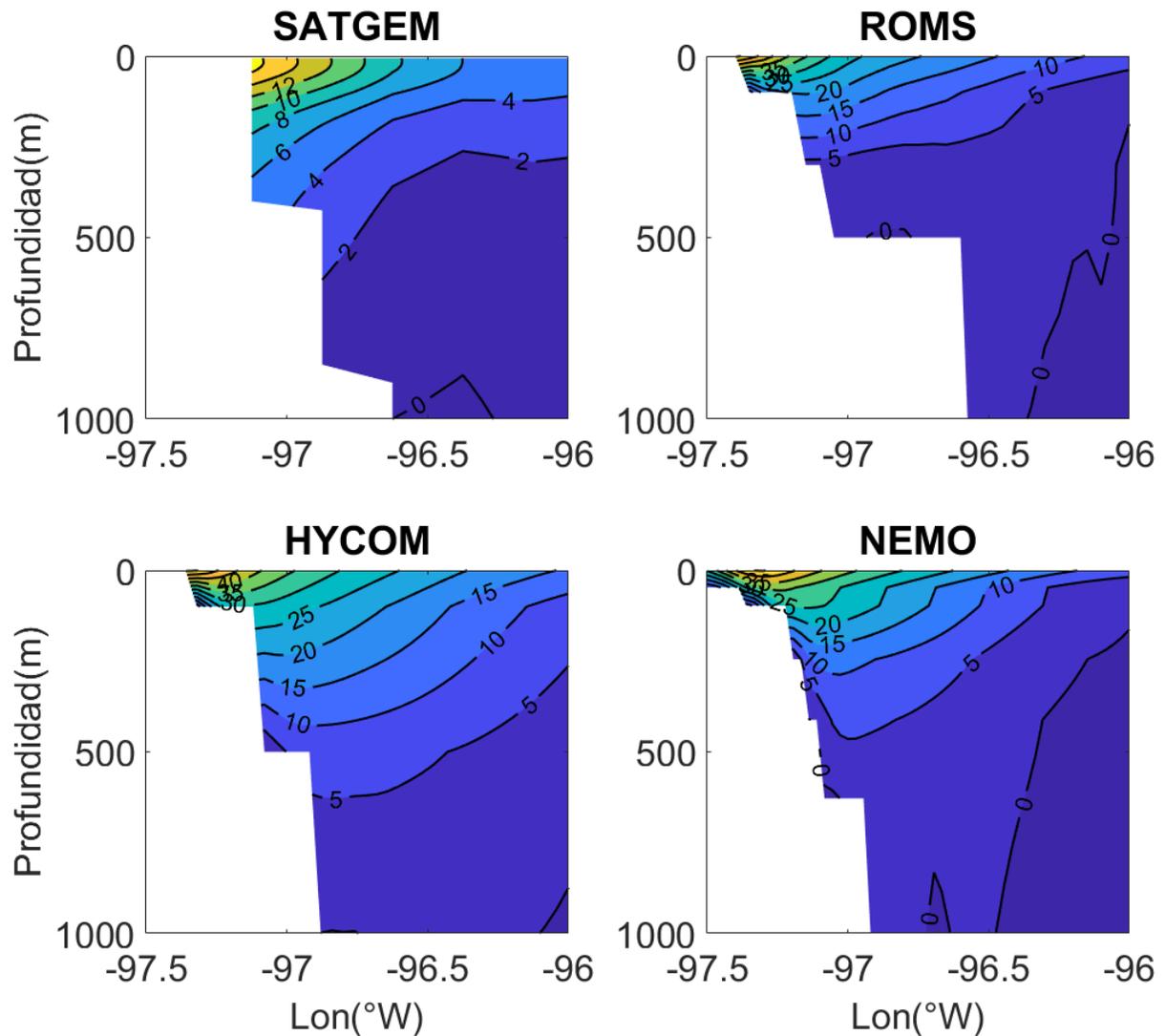


Figura 30. Promedios entre abril a agosto del perfil vertical de la velocidad meridional a lo largo de 24°N. Unidades de los contornos: cm/s.

3.3.3 Variabilidad de baja frecuencia de la velocidad meridional de la corriente

Pasando ahora al análisis de la serie temporal de la velocidad de la corriente, en la Figura 31 se muestra el año típico de la velocidad meridional superficial promediada en la región seleccionada anteriormente (Figura 17) con los datos de AVISO. A diferencia de Sturges (1993), se encontraron dos meses de velocidad meridional negativa, es decir, una corriente hacia el sur. Este cambio de signo en la velocidad de la corriente no corresponde a un cambio de signo en el rotacional del esfuerzo del viento. Esto puede deberse a que la corriente no es completamente forzada por el viento y evidencia de que hay otro factor causando esta variabilidad. Aun así, el año típico de la velocidad meridional tiene un marcado ciclo estacional, aunque con menor rango que el reportado por Sturges (1993) y magnitudes considerablemente menores.

Como se mencionó antes, los datos de Sturges para la velocidad de la corriente provienen de deriva de barcos por lo cual no cuentan con gran resolución espacial ni temporal ya que dependen de barcos que crucen esa región.

A pesar de la resolución con la que contaba Sturges, los años típicos tienen la misma forma, con un máximo de la velocidad en verano y mínimo en otoño, aunque el máximo y el mínimo se encuentran desfasados por un mes, ya que Sturges observa el máximo en julio y mínimo en octubre, mientras que AVISO captura el máximo en agosto y el mínimo en noviembre. En cuanto a las magnitudes, AVISO suele subestimar la velocidad superficial, lo cual podría explicar que se obtengan magnitudes menores que Sturges (1993), pero sin duda ambas bases de datos coinciden en que hay una variabilidad estacional marcada por un ciclo anual.

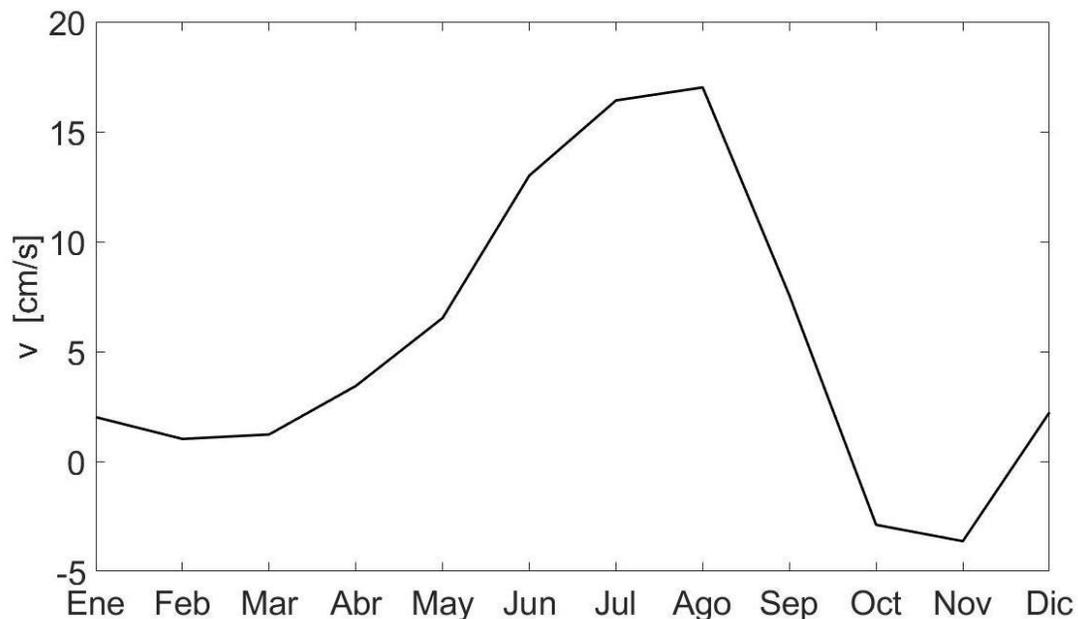


Figura 31. Año típico de la velocidad meridional (v) de la corriente de frontera oeste en el periodo de 1993-2022 promediada en la región indicada en la **Figura 17**. Valores positivos (negativos) hacia el norte (sur).

3.3.4 Análisis espectral

Nuevamente se realizó un análisis espectral pero ahora de la velocidad meridional de la corriente con datos de AVISO para saber que frecuencias explican la mayor parte de la variabilidad. Observamos que tanto el rotacional del esfuerzo del viento como la velocidad de la corriente tienen picos en la frecuencia anual y sus armónicos (Figura 22 y Figura 32 respectivamente). Es decir, el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad meridional tienen el mismo tipo de variabilidad estacional.

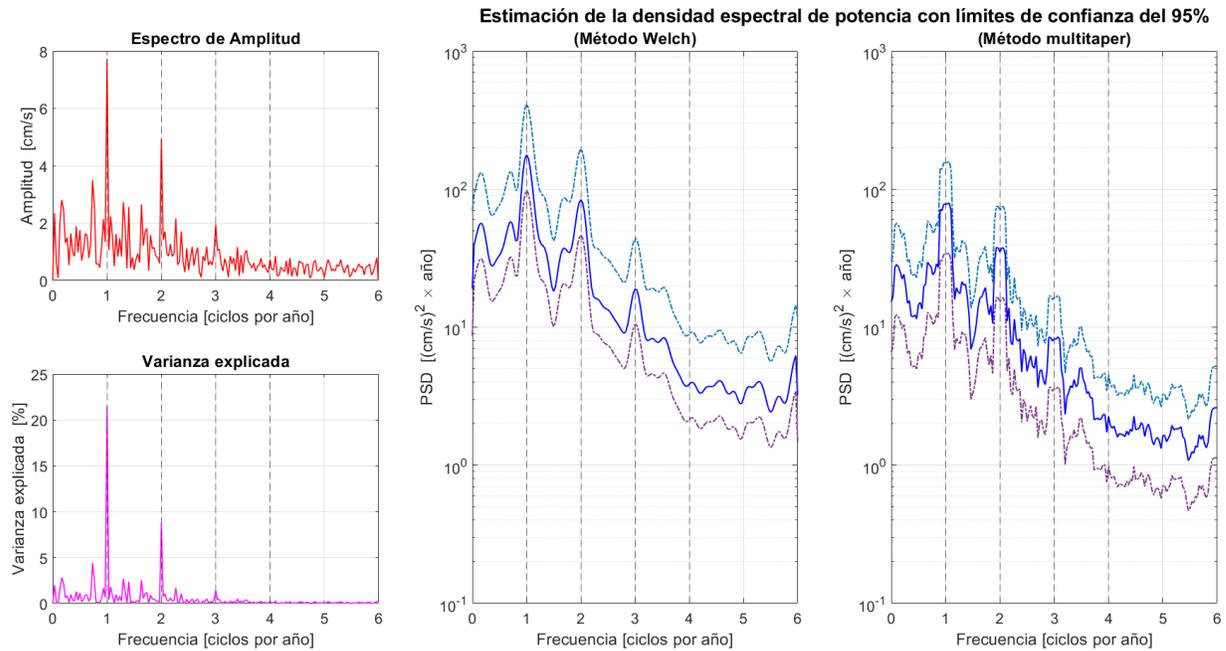


Figura 32. Espectro de amplitud, varianza explicada y densidad espectral de potencia en función de la frecuencia de la velocidad meridional promediada en la región indicada en la **Figura 17** con datos de AVISO. La estimación de la densidad espectral de potencia se calculó con el método de superposición de Welch y método multitaper. Se muestran los límites de confianza del 95% con líneas punteadas para ambos métodos.

3.3.5 Análisis armónico

Una vez identificadas las frecuencias importantes en el análisis espectral, se realizó un análisis armónico para cuantificar la varianza explicada por el periodo anual y sus armónicos. Al igual que en el caso del rotacional del esfuerzo del viento, el armónico combinado de 3,4,6 y 12 meses explica más del 30% de la varianza de la serie (Tabla 4, Figura 33). Además, el año típico de la velocidad meridional de la corriente se explica en más de un 99% con estas frecuencias (Figura 34).

Tabla 4. Error cuadrático medio (RMSE) y varianza explicada por cada reconstrucción de la serie original mensual de la velocidad meridional promediada en la región 2 con los armónicos anual, semianual y estacional con los datos de AVISO.

Armónico	RMSE (cm/s)	Varianza explicada (%)
3 meses	11.8	0.2
4 meses	11.7	1
6 meses	11.2	9
12 meses	10.4	22
3,4,6 y 12 meses	9.7	32

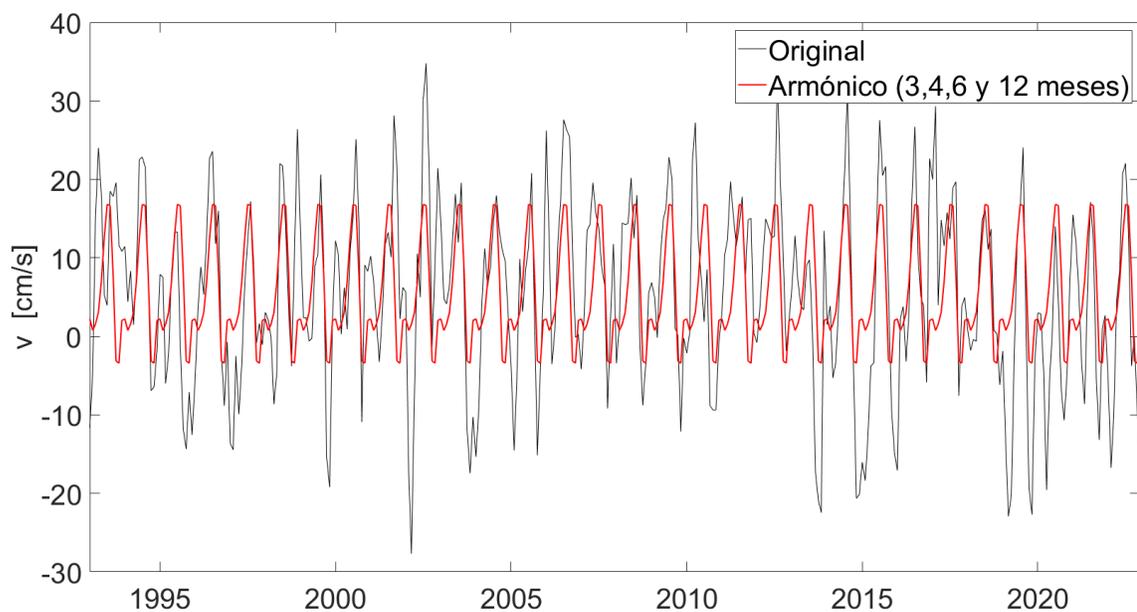


Figura 33. Reconstrucción de la velocidad meridional de la corriente de frontera oeste (v) promediada en la región indicada por la **Figura 17** con el armónico de 3,4, 6 y 12 meses a partir de los datos de AVISO. Se muestra el error cuadrático medio (RMSE) y la varianza explicada del armónico en la Tabla 4.

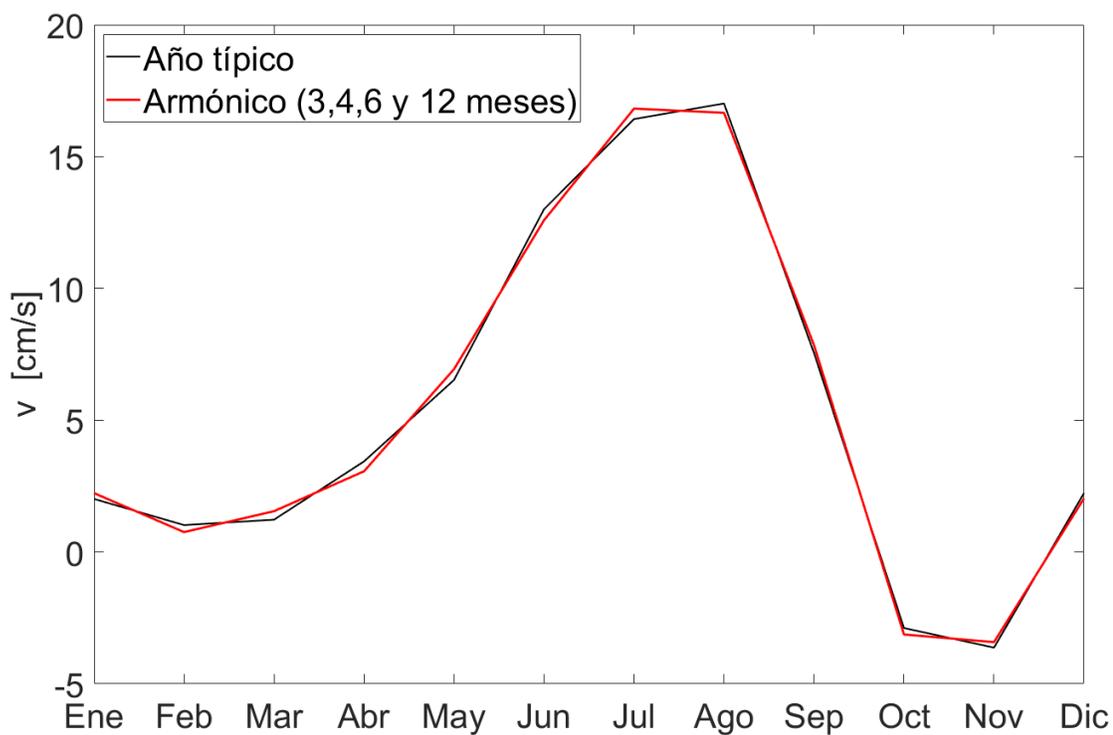


Figura 34. Reconstrucción del año típico de la velocidad meridional de la corriente de frontera oeste (v) promediada en la región indicada por la **Figura 17** con el armónico de 3,4, 6 y 12 meses a partir de los datos de AVISO. Error cuadrático medio de 0.3 cm/s y varianza explicada de 99.9%.

3.4 Covariabilidad entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad meridional de la corriente

Como ya se ha referido anteriormente, en el caso del balance de Sverdrup no estacionario el transporte de Sverdrup se ve modificado por las señales de ondas de Rossby largas propagadas hacia el oeste desde el interior de la cuenca y la frontera oriental. Entonces la covariabilidad por un lado nos revela si en efecto hay indicios de que la variación temporal del rotacional del esfuerzo del viento induce variabilidad en la corriente de frontera oeste. El desfase entre las dos variables nos da información del tipo de respuesta que se tiene ante la variabilidad del viento en el interior. Sturges (1993) encontró que hay un retraso entre el máximo de la corriente y el del rotacional del esfuerzo del viento de apenas un mes. Él argumentó que esta respuesta relativamente rápida podría deberse a que las ondas largas baroclínicas de Rossby tardan poco en transmitir esa información, dado que se deben principalmente a los vientos cercanos a la frontera occidental. Esta respuesta relativamente rápida también podría deberse a que es principalmente barotrópica, como concluyó Qiu (2002) para el giro subpolar del Pacífico.

Para determinar la covariabilidad y desfase entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente en el dominio del tiempo, primero se calculó la correlación cruzada con desfase. La correlación cruzada nos da una indicación de la relación entre ambas variables. En la Figura 35 se muestra la correlación normalizada con desfase (o lag) entre las series de tiempo del rotacional del esfuerzo del viento de ERA5 y la velocidad meridional superficial de la corriente de AVISO. Se observa una correlación máxima de -0.55 entre las series de tiempo con el rotacional antecediendo a la corriente por un mes. Este tiempo de desfase coincide con lo encontrado por Sturges (1993) en su estudio de promedios climatológicos mensuales. La correlación es negativa puesto que cuando el rotacional del esfuerzo del viento se hace más negativo, la velocidad de la corriente aumenta. Es importante mencionar que es el rotacional del esfuerzo del viento el que debe anteceder a la velocidad de la corriente para que sea consistente con la teoría, lo cual se cumple.

Los años típicos de ambas variables (Figura 21 y Figura 31) ya mostraban el desfase de un mes, ya que el máximo del rotacional del esfuerzo del viento es en julio y el máximo de la velocidad meridional es en agosto, aunque incrementa desde julio, mientras que el mínimo del rotacional del esfuerzo del viento es en septiembre y el mínimo de la velocidad meridional de la corriente es en noviembre, aunque cambia de dirección desde octubre.

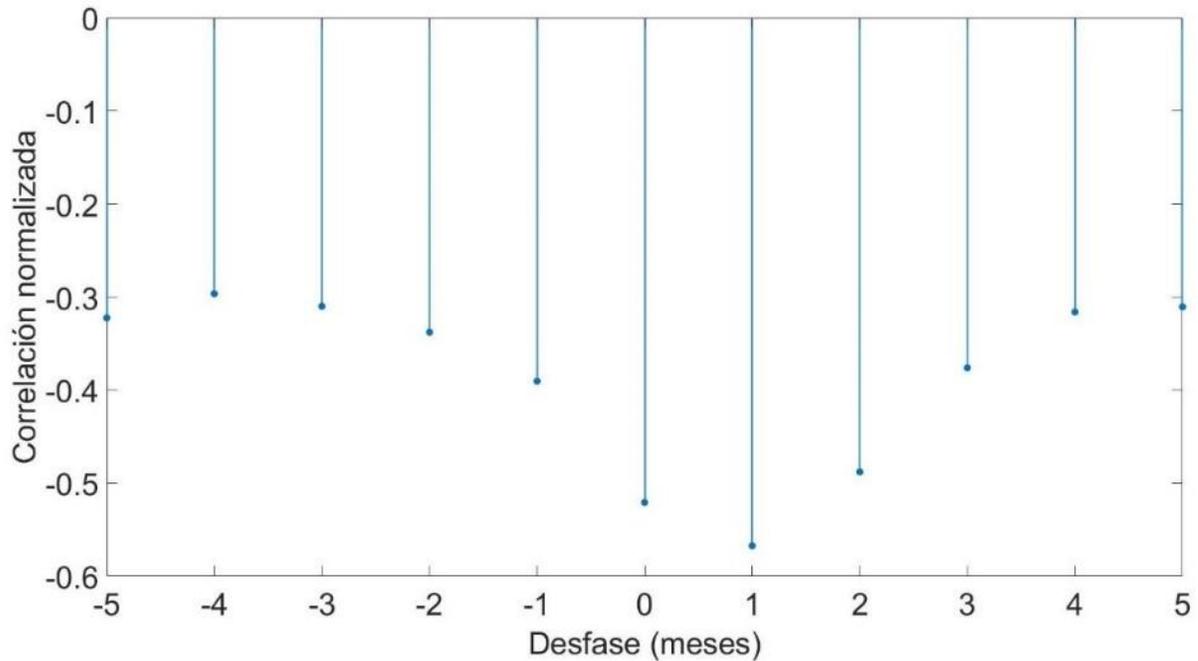


Figura 35. Correlación normalizada con desfase entre el rotacional del esfuerzo del viento de ERA5 y la velocidad meridional de la corriente de AVISO.

Para darnos una indicación de la correlación entre ambas variables en el dominio de frecuencia, se calculó la coherencia de magnitud cuadrada. Hay muchos picos que se consideran significativos además de la frecuencia anual y sus armónicos (Figura 36). Sin embargo, la energía es mucho más pequeña en las otras frecuencias comparada con la frecuencia anual y sus armónicos. Los picos con el método Welch están más suavizados comparados con el método multitaper y con el método multitaper hay menos picos significativos, incluso el pico de frecuencia de 4 ciclos por año ya no sobrepasa el límite de confianza del 95%.

Es evidente que existe una coherencia alta y significativa entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad meridional en la frecuencia anual y sus armónicos, además de una correlación alta vista anteriormente. Entonces, el rotacional del esfuerzo del viento en la cuenca y la velocidad meridional de la corriente en el talud continental sí covarían, esto es, a mayor intensidad negativa del rotacional, mayor es la intensidad de la velocidad de la corriente con el rotacional antecedendo a la corriente por un mes. Aunque la correlación no demuestra causalidad, el hecho que salga significativa, relativamente alta, con las mismas frecuencias, y con el rotacional del esfuerzo del viento antecedendo a la corriente, sugiere que en efecto la variabilidad estacional de la corriente sí puede ser debida a la de los vientos.

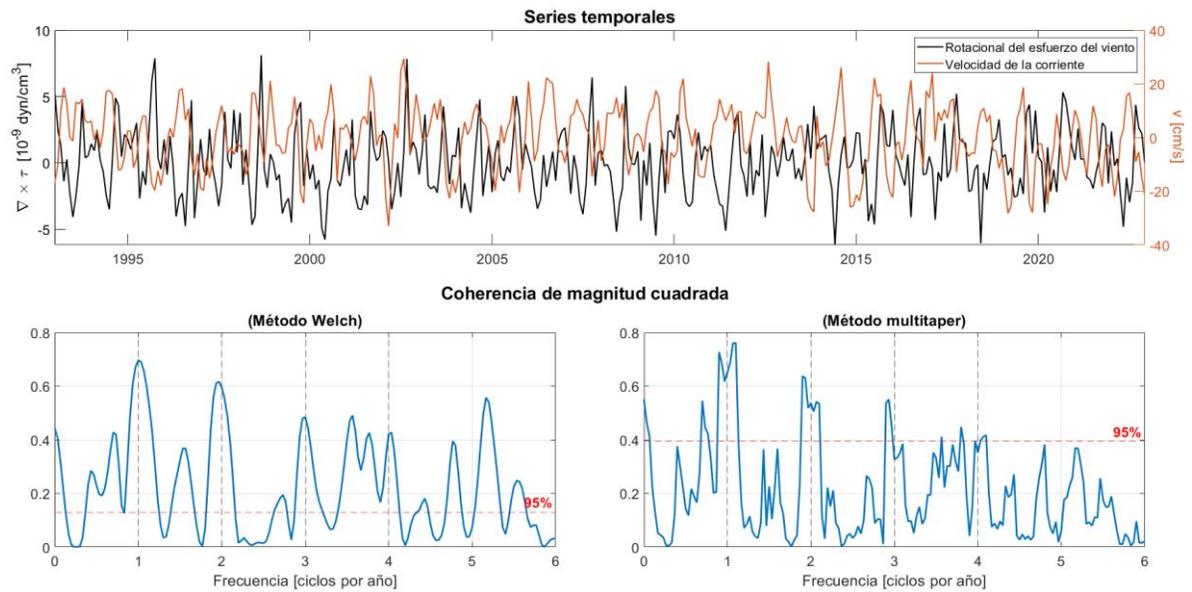


Figura 36. Series de tiempo del rotacional del esfuerzo del viento promediado en la región 2 y la velocidad de la corriente. Coherencia de magnitud cuadrada entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente con el método Welch y multitaper. Las líneas punteadas rojas indican los límites de confianza del 95%.

3.5 Modelos de circulación

Las velocidades geostróficas derivadas del nivel del mar de AVISO son observaciones indirectas que tienen sus limitaciones como la subestimación de la velocidad, sin embargo, es notorio que el ciclo anual y sus armónicos explican parte de la varianza de la serie temporal, sugiriendo que la variabilidad estacional de la corriente se debe a la de los vientos. Dado que además se tuvo acceso a las corridas de algunos modelos numéricos y que estos modelos reproducen bastante bien los procesos a estas escalas cuasigeostróficas, se evaluó brevemente si los modelos numéricos reproducen lo que se observa con AVISO.

Con respecto a ROMS, sí se dispuso de los datos de viento con los que se forzaron al modelo (CFSR), mientras que para HYCOM, no. No obstante, ambos reanálisis atmosféricos utilizados (ERA5 y CFSR) muestran un ciclo anual claro, que además es consistente con lo observado por las bases de datos pasadas, sugiriendo que este ciclo anual persiste entre diferentes bases de datos. Cabe recalcar que no se pudieron usar los datos de NEMO para el análisis espectral y armónico puesto que solo se disponía de los promedios climatológicos mensuales de la velocidad de este modelo.

Tanto ROMS como HYCOM parecen tener un año típico parecido al de AVISO, en el sentido de que observamos el máximo y mínimo en los mismos meses, aunque con mayores magnitudes de la velocidad meridional superficial (Figura 37).

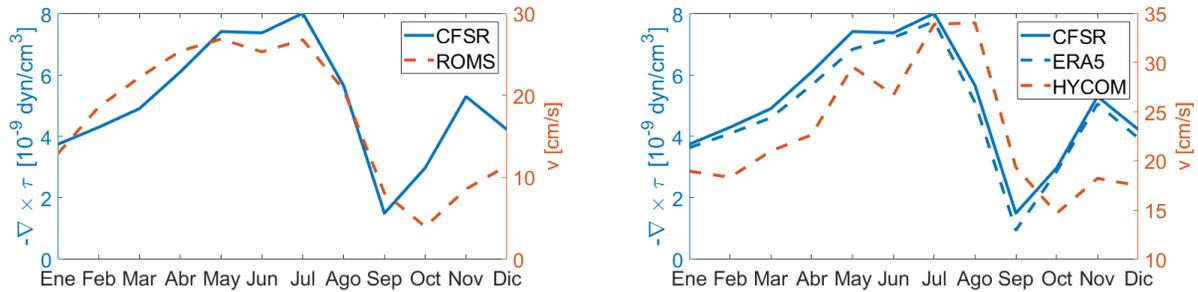


Figura 37. Año típico del rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$) promediado en la región 2 con ambos reanálisis (líneas azules) y la velocidad de la corriente promediada en la región indicada en Figura 17 con los modelos ROMS y HYCOM (líneas anaranjadas). Notar que el rotacional del esfuerzo del viento se multiplicó por -10^{-9} para tener los valores negativos hacia arriba.

El análisis espectral y armónico de la velocidad superficial de ROMS se realizó en el periodo de 1993-2010, esto para que coincida con el periodo de tiempo disponible de CFSR. En cambio, para HYCOM fue en el periodo de 1992-2010 para que coincida con los datos disponibles tanto de CFSR como ERA5.

Con ambos modelos, a pesar de que se observa un pico en la frecuencia anual en el espectro de amplitud, ya en la estimación de la densidad espectral de potencia podemos observar que no es un pico significativo (Figura 38 y Figura 39). En el análisis espectral no se ven tan marcados el ciclo anual y sus armónicos como con AVISO.

La varianza explicada de la velocidad meridional superficial de ROMS y HYCOM por los armónicos de 3,4,6 y 12 meses es de 23% y 22% respectivamente, menor que en el caso de AVISO, pero tampoco parece despreciable (Figura 40).

La correlación máxima resulta cuando no hay desfase entre las series de tiempo del rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad meridional sin importar el modelo utilizado, aunque la correlación es casi igual de alta en el desfase de 1 mes. Visualmente en la figura de los años típicos del rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad meridional de HYCOM (Figura 41) se observa un desfase de aproximadamente un mes.

La varianza explicada de la corriente con los datos de los modelos es explicada por casi la mitad de la varianza explicada del rotacional del esfuerzo del viento, es decir, los modelos tienen subestimado el ciclo anual y sus armónicos, en el sentido que la varianza explicada debido a otras causas sea tanto mayor como para oscurecerla.

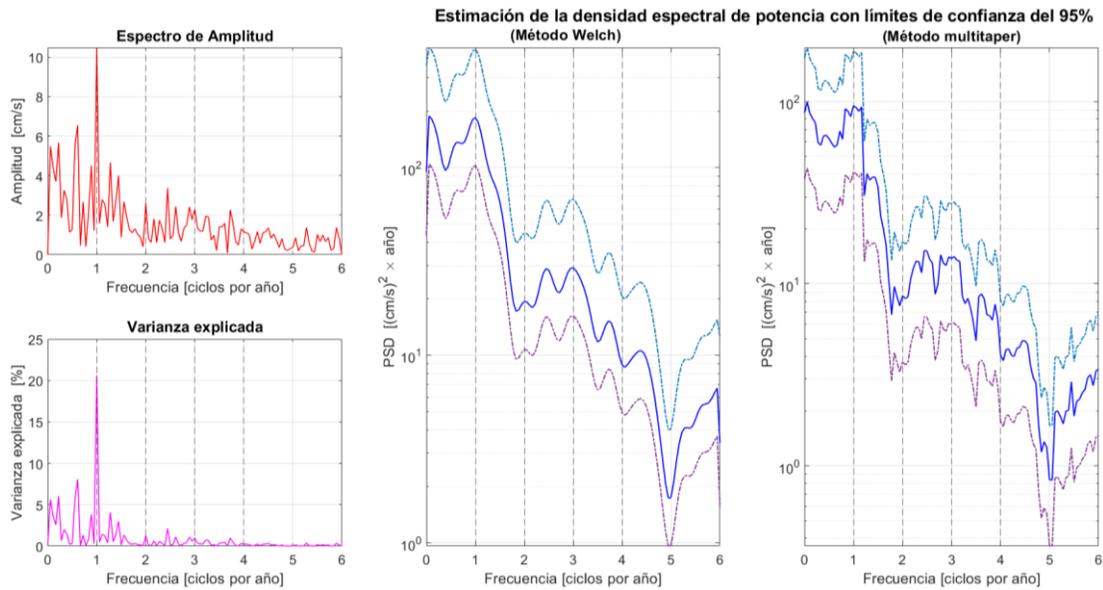


Figura 38. Espectro de amplitud, varianza explicada y densidad espectral de potencia en función de la frecuencia de la velocidad meridional promediada en la región indicada en la Figura 17 con datos de ROMS. La estimación de la densidad espectral de potencia se calculó con el método de superposición de Welch y método multitaper. Se muestran los límites de confianza del 95% con líneas punteadas para ambos métodos.

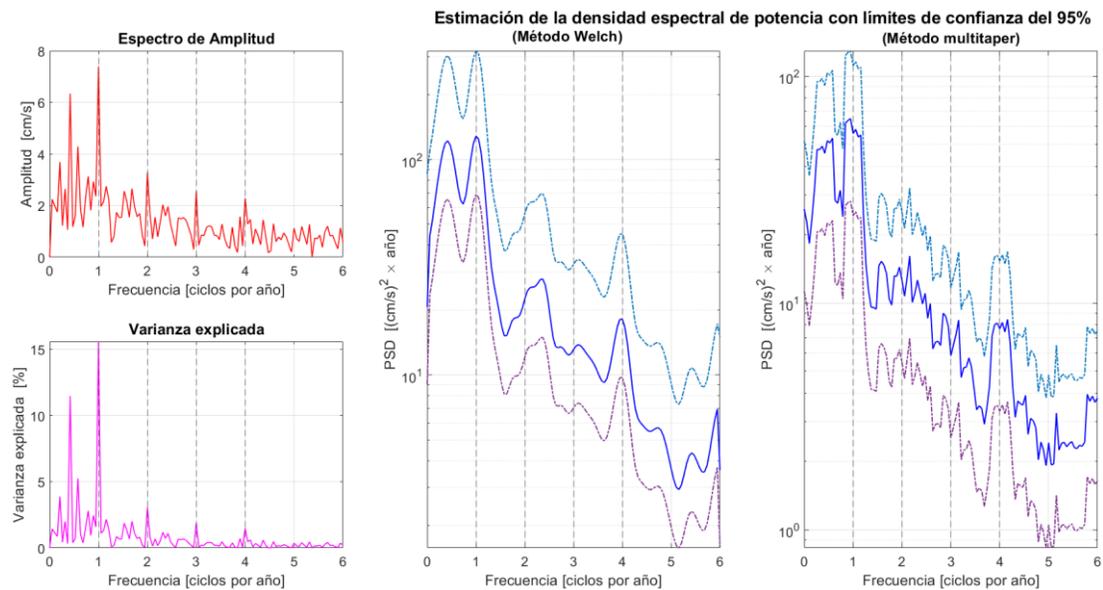


Figura 39. Espectro de amplitud, varianza explicada y densidad espectral de potencia en función de la frecuencia de la velocidad meridional promediada en la región indicada en la Figura 17 con datos de HYCOM. La estimación de la densidad espectral de potencia se calculó con el método de superposición de Welch y método multitaper. Se muestran los límites de confianza del 95% con líneas punteadas para ambos métodos.

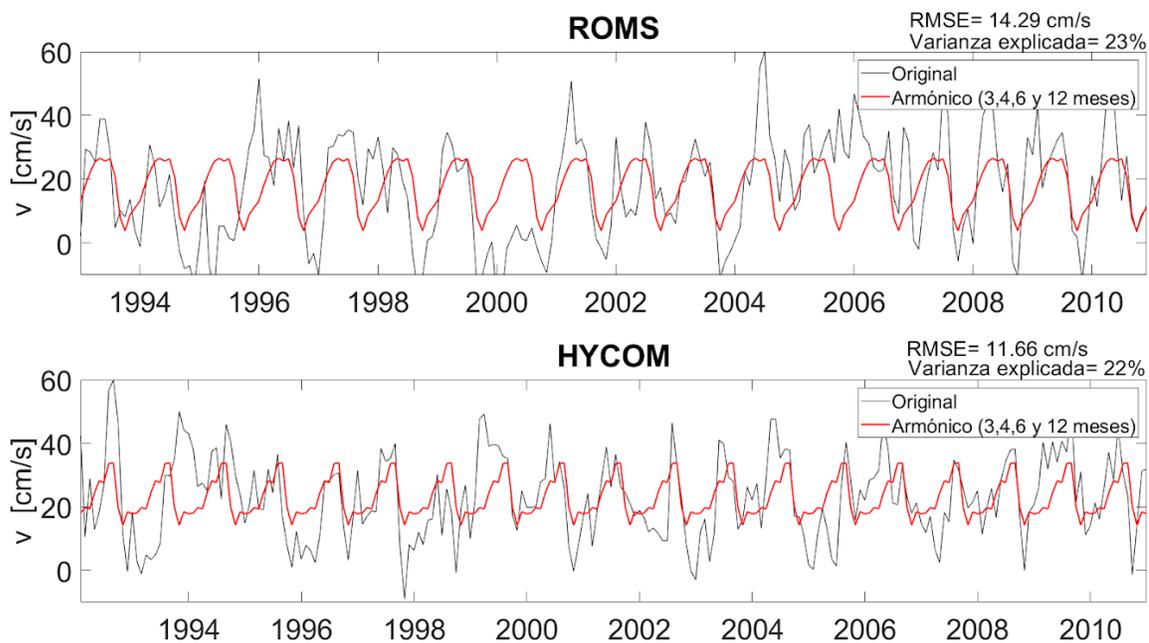


Figura 40. Reconstrucción de la velocidad de la corriente con el armónico de 3,4,6 y 12 meses con datos de ROMS (superior) y HYCOM (inferior). Se muestra el error cuadrático medio (RMSE) y la varianza explicada del armónico en la esquina derecha superior de cada figura.

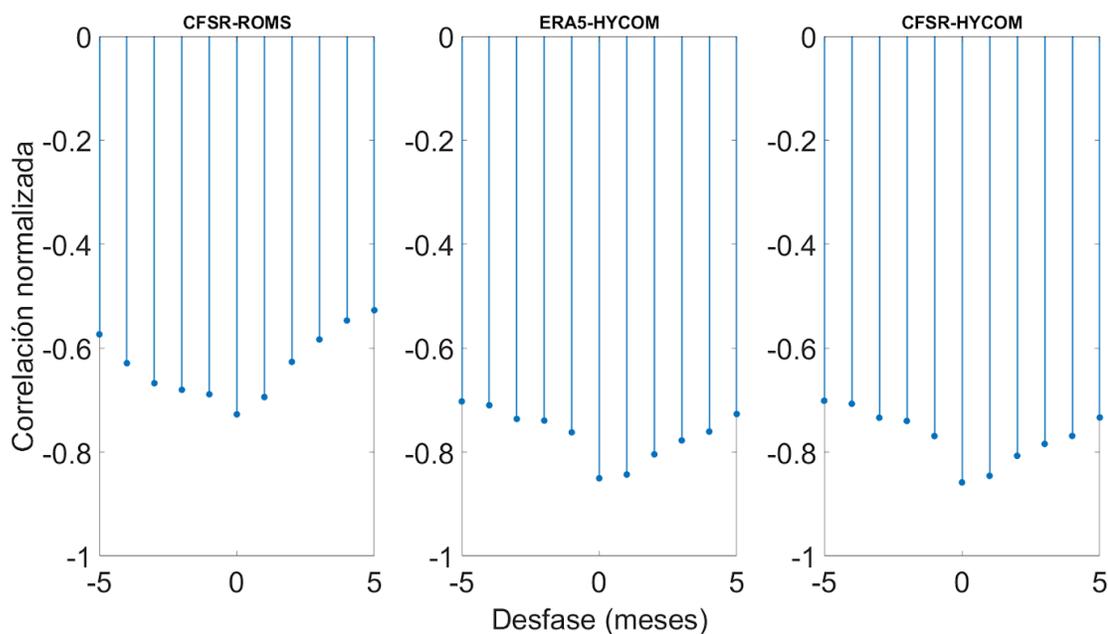


Figura 41. Correlación normalizada con desfase entre el rotacional del esfuerzo del viento de la base de datos especificada y la velocidad meridional de la corriente del modelo especificado.

3.6 Transporte teórico y transporte de la corriente

Dado que nuestro marco conceptual relaciona el transporte meridional, y no la velocidad superficial, con el rotacional del esfuerzo del viento, calculamos el transporte con la ayuda de los datos de los modelos, por lo menos para ver si en la solución estacionaria son consistentes con lo que se esperaría con este modelo. Para tener lo más cercano a lo estacionario, se calculan los promedios temporales de largo periodo (20 años) del transporte de Sverdrup generado por el rotacional del esfuerzo del viento en el interior de la cuenca oceánica, y el transporte de la corriente sobre el talud continental, el cual debería compensar el anterior.

El rotacional del esfuerzo del viento promedio a lo largo de 24°N entre 83-96°W es de $-5.61 \times 10^{-8} \text{ N/m}^3$ para el caso de ERA5 y de $-7.09 \times 10^{-8} \text{ N/m}^3$ para CFSR. Por lo tanto, en el caso de ERA5 el transporte es de -3.6 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) y para el caso de CFSR de -4.5 Sv. El transporte es negativo ya que es transporte hacia el sur. El transporte de la corriente solamente se pudo calcular con satGEM y NEMO ya que los demás modelos no tienen suficientes datos en la vertical, se integró hasta 1000 metros de profundidad. El transporte de la corriente de satGEM tiene un valor de 1.5 Sv y NEMO de 4.3 Sv. Hay que tomar en cuenta que el transporte de Sverdrup incluye al transporte de Ekman y no sólo la parte geostrófica, como es en el caso de satGEM. Los transportes resultantes son positivos ya que son transportes hacia el norte.

Tanto el transporte de Sverdrup teórico (ERA5 y CFSR) como el de la corriente (NEMO) tienen el mismo orden de magnitud. La comparación es algo compleja ya que cada modelo contaba con datos en distintas profundidades. El transporte de satGEM es mucho menor que el calculado con NEMO, esto podría atribuirse a la subestimación de la velocidad superficial de AVISO y que solamente contiene la parte geostrófica del transporte.

En el caso del modelo de Sverdrup no estacionario, se toma en cuenta la contribución de las ondas largas de Rossby desfasadas en el tiempo que viajan desde el interior de la cuenca y la frontera oriental hasta la frontera occidental. En un océano estratificado, para estimar la velocidad en la que se propagan las ondas baroclínicas se requiere el radio de deformación de Rossby del primer modo barolínico. El radio de deformación varía con la latitud y depende de la estratificación. En el límite de ondas largas, las ondas se propagan al oeste, y la rapidez de grupo del primer modo está dada por la (8):

$$C_{g1} = -\beta R_d^2 \quad (8)$$

donde el parámetro β es la variación del parámetro de Coriolis con la latitud y R_d es el radio de deformación. El signo negativo indica que la propagación es al oeste. De Chelton et al. (1998) consideramos que el radio de deformación en el golfo de México es del orden de 40-50 km. Tomando una latitud de referencia de 24°N, $\beta = 2.08 \times 10^{-13} \text{cm}^{-1} \text{s}^{-1}$, $R_d = 45 \text{ km}$, $C_{g_1} = 4.2 \text{ cm s}^{-1}$ (similar a Chen et al., 2022; Sturges, 1993), el tiempo que tardaría la señal en cruzar desde la frontera oriental del golfo hasta la frontera oeste (aprox. 1320 km) es de aproximadamente 10.5 meses. Cabe destacar además que según la forma como se calcule el radio de deformación (modelo de gravedad reducida, modelo de dos capas, o continuamente estratificado; Chen et al., 2022; Qiu, 2002; Chelton et al., 1998), el tiempo que tarda en cruzar la señal puede variar entre 3 meses hasta casi un año. Esto difiere del cálculo de Sturges, que solo tomó en cuenta el tiempo que tarda la señal en viajar desde el punto máximo del rotacional del esfuerzo del viento, ubicado muy cerca de la frontera oeste, por lo que solo tarda un mes. Sin duda, no es trivial el tiempo de desfase que se tendrá entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente. El tiempo de ajuste de las ondas largas de Rossby del primer modo baroclínico es de por lo menos 10 meses, pero el viento varía estacionalmente, entonces no se llega a un balance. La combinación de la variabilidad del transporte de Sverdrup en equilibrio con el viento, junto a la añadida por las señales provenientes del oriente, no necesariamente se traduce en un desfase que sea proporcional al tiempo que estas últimas tardan en atravesar toda la cuenca. Un ejemplo de ello es la variabilidad de la corriente de Somalia, que, aunque está casi en fase con la variabilidad del rotacional del esfuerzo del viento entre Somalia e India, se reproduce mucho mejor si al transporte de Sverdrup local se incluye las señales retrasadas de ondas de Rossby generadas por las ondas de Kelvin que se propagan en la frontera oriental de Sumatra, así como las señales que se propagan desde las costas de Sri Lanka, al sureste de la India (Chen et al., 2022).

Capítulo 4. Discusión

En este estudio se utilizaron datos de viento de dos reanálisis atmosféricos (ERA5 y CFSR) para analizar el patrón espacial y temporal del rotacional del esfuerzo del viento en el golfo de México. Los reanálisis combinan datos de modelos con observaciones en un conjunto de datos completo y consistente utilizando las leyes de la física, lo que proporciona una representación lo más completa posible actualmente, contrastando con estudios anteriores como el de Rhodes et al. (1989) y Gutiérrez de Velasco & Winant (1996). Rhodes et al. se basaron en el cálculo del viento de forma indirecta a partir de un análisis de presión, mientras que los cálculos de Gutiérrez de Velasco & Winant provienen de algunas cuantas estaciones meteorológicas en las costas y sobre unas boyas.

El análisis del viento con datos modernos más precisos muestra un rotacional del esfuerzo del viento negativo en la mayor parte del golfo de México. Sobre la región de interés (centro del GOM) se encontró un ciclo estacional marcado, con mínimas magnitudes en otoño y máximas en verano. Las diferencias más notorias con respecto a Gutiérrez de Velasco & Winant (1996) se encuentran muy cerca de las costas y sobre el canal de Yucatán.

Sturges (1993) promedió el rotacional del esfuerzo del viento procedente de Rhodes et al. (1989), a lo largo de 24°N desde la costa hasta 90°W para analizar el año típico del rotacional en la cuenca. A diferencia de Sturges, en este trabajo se promedió el rotacional del esfuerzo del viento en una región más extensa para tener mayor robustez en el cálculo y se analizó adicionalmente la serie de tiempo mensual de 30 años y no solamente de un año típico. Aun así, al igual que Sturges, se halló que el año típico del rotacional del esfuerzo del viento puede ser explicado en más de un 90% con la frecuencia anual y sus armónicos. Pero lo que también se pudo responder es que esta frecuencia anual y sus armónicos explican entre el 40-50% de la varianza de la serie mensual del rotacional del esfuerzo del viento, dependiendo del reanálisis utilizado.

En cuanto a la velocidad de la corriente, Sturges (1993), utilizó datos de deriva de barcos para la estimación de la velocidad. Dada la naturaleza de los datos de deriva de barcos, Sturges tenía disponible solamente promedios climatológicos mensuales de la velocidad superficial oceánica. Un análisis más detallado requiere datos con una mayor resolución temporal y espacial, como lo son los datos provenientes de la altimetría satelital de AVISO. Estos datos tienen la virtud de ser homogéneos en tiempo y espacio, y contar con una serie larga de tres décadas. Son mediciones indirectas de la velocidad geostrofica, obtenidas a

partir de las mediciones de anomalía del nivel del mar del altímetro, de un modelo del nivel del mar medio, y de la interpolación objetiva de los pases del satélite a una malla regular en espacio y tiempo. Esto puede llevar a un suavizado en regiones de corrientes intensas y angostas como la que nos ocupa. Sin embargo, el promedio general de las corrientes superficiales con base en AVISO es muy parecido al promedio general a partir de datos de mediciones directas de derivadores superficiales en la región de interés, lo cual da confianza de usarlas para el análisis de la variabilidad de la corriente de frontera occidental. Se encontró que el año típico de la velocidad de la corriente sobre el talud continental también tiene un marcado ciclo anual. Algo que resaltar es la diferencia entre las magnitudes de la velocidad de la corriente de Sturges y la velocidad obtenida por AVISO, lo cual pudiera explicarse dada la subestimación de la intensidad esperada por el producto de AVISO. A pesar de la diferencia de las magnitudes, los años típicos de ambas bases de datos tienen la misma forma. Los análisis espectral y armónico muestran que la frecuencia anual y sus armónicos explican el 32% de la variabilidad de la serie mensual de la velocidad de la corriente.

Entonces, un análisis con datos de mejor resolución temporal y espacial confirman que tanto el rotacional del esfuerzo del viento en el interior de la cuenca como la velocidad de la corriente sobre el talud continental tienen un marcado ciclo anual.

Se encontró que existe una alta correlación entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente con desfase de un mes, mismo desfase encontrado por Sturges (1993). Dada la teoría, se espera una correlación negativa entre ambas variables y que sea el rotacional el que anteceda a la corriente, lo cual sí se observó. A mayor intensidad del rotacional del esfuerzo del viento negativo mayor intensidad de la velocidad de la corriente con un desfase en el tiempo con el rotacional antecediendo a la corriente.

Además de eso, se analizó la coherencia de magnitud cuadrada, encontrando coherencias altas significativas en varias frecuencias, sin embargo, la energía es mucho más alta en las frecuencias de 1 y 2 ciclos por año. Concluimos entonces que la variabilidad de baja frecuencia de la velocidad de la corriente se explica en alrededor de un 30% por la variabilidad estacional del rotacional del esfuerzo del viento.

Adicionalmente al uso de los datos de altimetría satelital, se analizó la velocidad de la corriente con datos de modelos numéricos de circulación (ROMS, HYCOM y NEMO). Primero se debe enfatizar que los modelos tienen diferentes fortalezas y debilidades. En particular las corrientes superficiales promedio de los modelos ROMS y NEMO no muestran el giro anticiclónico promedio en el oeste central del golfo de México observado por altimetría satelital (AVISO) y reportado con anterioridad con derivadores superficiales. En cambio, muestran un giro anticiclónico en el noroeste del golfo denominado el giro de Perdido. HYCOM

exhibe características más parecidas a las boyas de deriva y altimetría satelital (AVISO). Aun así, todos los modelos observan una corriente hacia el norte sobre el talud continental con extensiones verticales y horizontales parecidas.

Los datos de velocidad disponibles de cada modelo de circulación varían. En el caso de ROMS y HYCOM se contaron con series de tiempo largas, por lo cual se pudo repetir el análisis espectral y armónico realizado anteriormente con datos de AVISO. De acuerdo con Lilly (2019), en los tres modelos (ROMS, NEMO y HYCOM) el talud continental está dominado por la variabilidad interanual. Aunque no sea tan marcado como con AVISO, los modelos ROMS y HYCOM capturan el ciclo anual (y sus armónicos) de la velocidad de la corriente, con una varianza explicada del 23% y 22% respectivamente. La correlación normalizada entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad meridional superficial para ROMS y HYCOM es de aproximadamente -0.7 y -0.8 respectivamente, con desfase de entre 0 y un mes. La varianza explicada de la velocidad meridional de los modelos por el ciclo anual es menor que la observada con datos de AVISO, sin embargo, la correlación entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad superficial de los modelos es mayor.

Por otro lado, se calculó el promedio de largo período (20 años) del transporte de la corriente a partir de los datos de NEMO y resultó de 4.3 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Con el análisis del promedio de 20 años del transporte se espera estar capturando la parte estacionaria del balance de Sverdrup. Si ese promedio temporal pudiera explicarse en base a la teoría de la circulación inducida por el viento de Stommel, se esperaría que sea igual al transporte meridional en el interior de la cuenca generado por el rotacional del esfuerzo del viento. Entonces, también se calculó el transporte teórico generado por el rotacional promedio en la cuenca. En efecto, el transporte teórico de Sverdrup y el transporte de la corriente tienen el mismo orden de magnitud de alrededor de 4 Sv. Algunos autores cuestionan que se utilice el balance de Sverdrup en situaciones con periodos de tiempo de unos pocos meses. Por ejemplo, Thomas et al. (2014) encuentran que el balance de Sverdrup se conserva en primer orden en el océano subtropical interior cuando se considera escalas espaciales superiores a aproximadamente 5° y escalas de tiempo promedio de unos pocos años o más, dependiendo de la latitud. Fuera de los subtrópicos, en las corrientes fronteras occidentales y para escalas de tiempo cortas, ocurren desviaciones considerables debido a errores en las dos premisas de que existe una profundidad de no movimiento y que la ecuación de vorticidad es lineal. Es por ello que se utilizó un promedio temporal de 20 años y espacial en una región de un ancho de 13° de longitud (región 2) del transporte. Pero, no se espera que este balance se cumpla a escala mensual ni para explicar la variabilidad estacional.

¿Ahora qué pasa con el balance cuando el rotacional del esfuerzo del viento varía con el tiempo? Chen et al. (2022) deducen una relación de Sverdrup dependiente del tiempo que añade una contribución de la frontera oriental en la forma de ondas largas de Rossby del primer modo baroclínico que viajan al oeste contribuyendo con un retraso en el tiempo. Aunque este modelo sigue teniendo la limitación de la aproximación lineal y el nivel de no movimiento como el caso del modelo estacionario, dio buenos resultados al aplicarlo a la circulación ecuatorial del Océano Índico. Chen et al. (2022) encontraron que la corriente Somalí hacia el sur que se produce durante el invierno boreal se debe a la combinación del rotacional del esfuerzo del viento en el Mar Árabe y señales retardadas que representan el cambio temporal del espesor de la capa en el límite oriental, dado por el paso de ondas de Kelvin semianuales que se propagan por las costas de Sumatra. De forma análoga, Qiu (2002) aplicó una relación de Sverdrup dependiente del tiempo para el Pacífico norte que toma en cuenta tanto el modo barotrópico como el primer modo baroclínico en las ondas largas de Rossby, encontrando que la variabilidad estacional de la corriente de frontera del giro subpolar está en equilibrio y en fase con el transporte de Sverdrup al interior (explicado por el modo barotrópico) mientras que el modo baroclínico contribuye más a la variabilidad multi-anual o de mayor periodo.

Los resultados del presente estudio sugieren que hay un desfase máximo de un mes entre el rotacional del esfuerzo del viento y la corriente de frontera oeste, faltaría cuantificar si esto se debe a que la respuesta es principalmente barotrópica, y por tanto se tiene un equilibrio entre el transporte de Sverdrup y el rotacional del esfuerzo del viento, o si las señales que se propagan desde el interior también contribuyen, pero terminan resultando en un desfase casi nulo. Es importante notar de Chen et al. (2022) y Qiu (2002) que no es evidente cuál será el desfase entre el rotacional del esfuerzo del viento y la corriente de frontera oeste. Esto se debe a que la combinación de la variabilidad del transporte de Sverdrup en equilibrio con el viento, sumada a la añadida por las señales provenientes del oriente, no necesariamente se traduce en un desfase con el viento igual al tiempo que estas últimas tardan en cruzar la cuenca. Por ejemplo, la variabilidad de la corriente Somalí es anual, y solo se explica bien si se combina el transporte de Sverdrup en equilibrio con el viento, que también tiene una señal anual dada por el monzón, y la señal de las ondas de Rossby que vienen de la frontera oriental, que se generan por las ondas de Kelvin semianuales que se propagan en las costas de Sumatra.

Esta tesis muestra que el ciclo anual solo explica alrededor del 30% de la varianza de la corriente, falta explicar cerca del 70% de su variabilidad de baja frecuencia, ¿se deberá a los remolinos de Lazo? Un análisis de la contribución de los remolinos de Lazo es complejo ya que se requiere información detallada de la llegada de los remolinos a la zona de interés y su tiempo de permanencia para estudiar su variabilidad.

Esta contribución también se podría estudiar mediante experimentos en los modelos numéricos de circulación en el golfo de México. Para terminar de determinar la contribución del rotacional del esfuerzo del viento a la velocidad de la corriente sería recomendable realizar experimentos en modelos numéricos de circulación con y sin viento, con y sin remolinos de Lazo.

Un buen ejemplo es el estudio de Olvera-Prado et al. (2023b) que analizó el giro de Campeche, ubicado al sur de 22°N, con tres simulaciones del modelo HYCOM: una con el forzamiento de vientos y remolinos de Lazo, otra sin vientos y con remolinos de Lazo, y otra con vientos sin remolinos. Esto le permitió confirmar que el giro de Campeche se debe principalmente al viento y que los remolinos contribuyen, pero no son la razón principal. El estudio de Olvera-Prado et al. (2024) con respecto a toda la circulación promedio del oeste del golfo de México utiliza solamente dos simulaciones: una con el forzamiento de vientos y remolinos y otra sin vientos. En este concluyen que el viento es importante para crear la circulación anticiclónica promedio vía balance de Sverdrup, pero también porque afecta a los remolinos de Lazo haciéndolos más grandes y longevos, y estos a su vez contribuyen al giro anticiclónico promedio. En particular los experimentos de Olvera-Prado et al. podrían ayudar a analizar mejor la contribución de cada forzamiento, pero enfocado en la variabilidad estacional de la corriente. También podrían realizarse experimentos más simplificados utilizando el modelo de Zavala Sansón (2019), pero incluyendo el ciclo anual a los vientos alisios, y con ello verificar la respuesta de la cuenca, y si hay o no desfase entre el viento y la corriente de frontera, y qué tanto esto se representa por el transporte meridional de Sverdrup en balance con el viento, y el desfase por las ondas de Rossby provenientes del oriente.

Capítulo 5. Conclusiones

Tanto el rotacional del esfuerzo del viento en el interior de la cuenca como la velocidad superficial de la corriente sobre el talud continental tienen un marcado ciclo anual. La frecuencia anual y sus armónicos (períodos de 3, 4 y 6 meses) explican alrededor del 40% y el 30% de la varianza de las series mensuales del rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente respectivamente.

Se encontró que existe una correlación alta (-0.55) entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad de la corriente con desfase de un mes. Es decir, a mayor intensidad del rotacional del esfuerzo del viento negativo mayor intensidad de la velocidad de la corriente, con el rotacional antecediendo por un mes a la corriente. Además, se encontró una coherencia cuadrada significativa en la frecuencia anual y sus armónicos (períodos de 4 y 6 meses).

Los modelos ROMS y HYCOM capturan el ciclo anual de la velocidad de la corriente, presentando una varianza explicada del 23% y 22% respectivamente. La correlación normalizada entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad meridional superficial para ROMS y HYCOM es de aproximadamente -0.7 y -0.8 respectivamente, con desfase de entre 0 y un mes. La varianza explicada de la velocidad meridional de los modelos por el ciclo anual es menor que la observada con datos de AVISO, sin embargo, la correlación entre el rotacional del esfuerzo del viento y la velocidad superficial de los modelos es mayor.

En base a todos estos resultados, se sugiere que la variabilidad de baja frecuencia de la velocidad de la corriente de frontera oeste se explica en alrededor de un 30% por la variabilidad estacional del rotacional del esfuerzo del viento.

Literatura citada

- Anderson, D. L. T. & Gill, A. E. (1975). Spin-up of a stratified ocean, with application to upwelling. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 22(9), 593-596. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(75\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0011-7471(75)90046-7)
- Book, J. W., Wimbush, M., Imawaki, S., Ichikawa, H., Uchida, H. & Kinoshita, H. (2002). Kuroshio temporal and spatial variations south of Japan determined from inverted echo sounder measurements. *J. Geophys. Res.*, 107(C9), 3121. <https://doi.org/10.1029/2001JC000795>
- Caso, M., Pisantry, I. & Ezcurra, E. (2004). *Diagnóstico ambiental del Golfo de México*. Instituto Nacional de Ecología.
- Chelton, D. B., deSzoeke, R. A., Schlax, M. G., El Naggar, K. & Siwertz, N. (1998). Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28(3), 433-460. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0433:GVOTFB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0433:GVOTFB>2.0.CO;2)
- Chen, G., Huang, R. X., Peng, Q. & Chu, X. (2022). A Time-Dependent Sverdrup Relation and Its Application to the Indian Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 52(6), 1233-1244. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0223.1>
- Cooper, C., Forristall, G. Z. & Joyce, T. M. (1990). Velocity and hydrographic structure of two Gulf of Mexico warm-core rings. *J. Geophys. Res.*, 95(C2), 1663–1679. <https://doi.org/10.1029/JC095iC02p01663>
- Copernicus Climate Change Service, Climate Data Store. (2023). *ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present*. <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>
- Copernicus. (octubre de 2020). Reanalysis Q&As. <https://climate.copernicus.eu/reanalysis-qas>
- Damien, P., Sheinbaum, J., Pasqueron de Fommervault, O., Jouanno, J., Linacre, L. & Duteil, O. (2021). Do Loop Current eddies stimulate productivity in the Gulf of Mexico? *Biogeosciences*, 18(14), 4281–4303. <https://doi.org/10.5194/bg-18-4281-2021>
- Dee, D. P., Balmaseda, M., Balsamo, G., Engelen, R., Simmons, A. J. & Thépaut, J.-N. (2014). Toward a Consistent Reanalysis of the Climate System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(8), 1235–1248. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00043.1>
- DiMarco, S. F., Nowlin, W. D. & Reid, R. (2005). A statistical description of the velocity fields from upper ocean drifters in the Gulf of Mexico. En W. Sturges & A. Lugo-Fernández (Eds.), *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models* (Vol. 161, 101). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/161GM08>
- Dussin, R., Barnier, B. & Brodeau, L. (2016). The making of Drakkar forcing set DFS5. Grenoble, France: LGGE.
- Egbert, G. D. & Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2), 183-204. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2)

- Elliott, B. A. (1982). Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, *12*, 1292–1309. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2)
- Emery, W. J. & Thomson, R. E. (2014). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. (3rd Edition). Elsevier.
- Estrada-Allis, S. N., Sheinbaum Pardo, J., Azevedo Correia de Souza, J. M., Enríquez Ortiz, C. E., Mariño Tapia, I. M. & Herrera-Silveira, J. A. (2020). Dissolved inorganic nitrogen and particulate organic nitrogen Budget in the Yucatán shelf: Driving mechanisms through a physical-biogeochemical coupled model. *Biogeosciences*, *17*(4), 1087-1111. <https://doi.org/10.5194/bg-17-1087-2020>
- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. (23 de agosto de 2023). *Fact sheet: Reanalysis*. <https://www.ecmwf.int/en/about/media-centre/focus/2023/fact-sheet-reanalysis>
- Ferry, N., Parent, L., Garric, G., Drevillon, M., Desportes, C., Bricaud, C. & Hernández, F. (2012). Scientific Validation Report (ScVR) for reprocessed analysis and reanalysis. MyOcean 65 Project Rep., WP04-GLO-MERCATOR, MYO-WP04-ScCV-rea-MERCATOR-V1.0, Toulouse, France.
- Forristal, G. Z., Schaudt, K. J. & Cooper, C. K. (1992). Evolution and kinematics of a Loop Current eddy in the Gulf of Mexico during 1985. *J. Geophys. Res.*, *97*(C2), 2173–2184. <http://doi.org/10.1029/91JC02905>
- García-Jove Navarro, M., Sheinbaum, J. & Jouanno, J. (2016). Sensitivity of Loop Current metrics and eddy detachments to different model configurations: The impact of topography and Caribbean perturbations. *Atmósfera*, *29*(3), 235–265. <https://doi.org/10.20937/ATM.2016.29.03.05>
- Gille, S. T., Metzger, E. J. & Tokmakian, R. (2004). Seafloor topography and ocean circulation. *Oceanography*, *17*(1), 47–54. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2004.66>
- Gough, M. K., Beron-Vera, F. J., Olascoaga, M. J., Sheinbaum, J., Jouanno, J. & Duran, R. (2019). Persistent Lagrangian Transport Patterns in the Northwestern Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, *49*, 353-367. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0207.1>
- Guerrero, L., Sheinbaum, J., Mariño-Tapia, I., González-Rejón, J. J. & Pérez-Brunius, P. (2020). Influence of mesoscale eddies on cross-shelf exchange in the western Gulf of Mexico. *Continental Shelf Research*, *209*, 104243. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104243>
- Gutiérrez de Velasco, G. & Winant, C. D. (1996). Seasonal patterns of wind stress and wind stress curl over the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *101*(C8), 18127–18140. <https://doi.org/10.1029/96JC01442>
- Hellerman, S. (1967). An updated estimate of the wind stress on the world ocean. *Mon. Wea. Rev.*, *95*(9), 607-626. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1967\)095<0607:AUEOTW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1967)095<0607:AUEOTW>2.3.CO;2).
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D. & Thépaut, J.-N. (2023). ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*. Consultado el 28 de agosto de 2023, <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
- Hidaka, K. (1958). Computation of the wind stresses over the oceans. *Ree. Oceanogr. Wks. Japan*, *4*, 77-123.

- Imawaki, S., Bower, A. S., Beal, L. & Qiu, B. (2013). Western boundary currents. En G. Siedler, S. M. Griffies, J. Gould & J. A. Church (Eds.), *International Geophysics* (Vol. 103, pp. 305–338). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00013-1>
- Jouanno, J., Ochoa, J., Pallás-Sanz, E., Sheinbaum, J., Andrade-Canto, F., Candela, J. & Molines, J. M. (2016). Loop Current Frontal Eddies: Formation along the Campeche Bank and impact of coastally trapped waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 46(11), 3339–3363. <http://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0052.1>
- Kutsuwada, K. (1982). New computation of the wind stress over the North Pacific Ocean. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 38(3), 159–171. <https://doi.org/10.1007/BF02110287>
- Large, W. G. & Pond, S. (1981). Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324–336. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2)
- Leben, R. R. (2005). Altimeter-derived Loop Current metrics. En W. Sturges & A. Lugo-Fernández (Eds.), *Circulation in the Gulf of Mexico* (Vol. 161, 181). Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union. <https://doi.org/10.1029/161GM15>
- Lee, H. C. & Mellor, G. L. (2003). Numerical simulation of the Gulf Stream System: The Loop Current and the deep circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C2), 3043. <https://doi.org/10.1029/2001JC001074>
- Lilly, J. M. & Pérez-Brunius, P. (2021). A gridded surface current product for the Gulf of Mexico from consolidated drifter measurements. *Earth Syst. Sci. Data*, 13, 645–669. <https://doi.org/10.5194/essd-13-645-2021>
- Lilly, J. M. (2019). Eulerian statistics and intercomparisons of models. Theiss Research subcontract report #10. La Jolla, California.
- Lilly, J. M. (2024). *jLab: A data analysis package for Matlab*, v.1.7.3. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4547006>, <http://www.jmlilly.net/code>
- Liu, Y., Weisberg, R. H., Hu, C. & Zheng, L. (2011). Tracking the Deepwater Horizon oil spill: A modeling perspective. *Eos Trans. American Geophysical Union*, 92(6), 45–46. <https://doi.org/10.1029/2011EO060001>
- Lugo-Fernandez, A., Deslarzes, K. J. P., Price, J. M., Boland, G. S. & Morin, M. V. (2001). Inferring probable dispersal of Flower Garden Banks Coral Larvae (Gulf of Mexico) using observed and simulated drifter trajectories. *Continental Shelf Research*, 21(1), 47–67. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00072-8](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00072-8)
- Meijers, A. J. S., Bindoff, N. L. & Rintoul, S. R. (2011). Estimating the four-dimensional structure of the Southern Ocean using satellite altimetry. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 28(4), 548–568. <https://doi.org/10.1175/2010JTECHO790.1>
- Meinen, C. S. & Watts, D. R. (2000). Vertical structure and transport on a transect across the North Atlantic Current near 42°N: Time series and mean. *J. Geophys. Res.*, 105(C9), 21869–21891. <https://doi.org/10.1029/2000JC900097>

- Meunier, T., Pallás-Sanz, E., Tenreiro, M., Portela, E., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A. & Cusí, S. (2018). The vertical structure of a Loop Current Eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(9), 6070-6090. <https://doi.org/10.1029/2018JC013801>
- Meunier, T., Pérez-Brunius, P. & Bower, A. (2022). Reconstructing the Three-Dimensional Structure of Loop Current Rings from Satellite Altimetry and In Situ Data Using the Gravest Empirical Modes Method. *Remote Sens.*, 14(17), 4174. <https://doi.org/10.3390/rs14174174>
- Meza-Padilla, R., Enriquez, C., Liu, Y. & Appendini, C. M. (2019). Ocean circulation in the Western Gulf of Mexico using self-organizing maps. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(6), 4152–4167. <https://doi.org/10.1029/2018JC014377>
- Munk, W. H. (1950). On the wind-driven ocean circulation. *J. Meteor.*, 7(2), 79-93. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1950\)007<0080:OTWDOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1950)007<0080:OTWDOC>2.0.CO;2)
- Nowlin, W. D., Jr. (1972). Winter circulation pattern and property distributions. En L. R. A. Capurro & J. L. Reid (Eds.), *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico* (Vol. II, 3-64). Gulf Publishing Co., Houston, Texas.
- Oey, L., Ezer, T. & Lee, H. (2005). Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges. En W. Sturges & A. Lugo-Fernández (Eds.), *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models* (Vol. 161, 31-56). Geophysical Monograph- American Geophysical Union. <http://doi.org/10.1029/161GM04>
- Olvera-Prado, E. R., Moreles, E., Zavala-Hidalgo J. & Romero-Centeno R. (2023a). Upper–lower layer coupling of recurrent circulation patterns in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 53(2), 533–550. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0281.1>
- Olvera-Prado, E. R., Morey, S. L. & Chassignet, E. P. (2024). Contribution of the wind and Loop Current eddies to the circulation in the western Gulf of Mexico. *Front. Mar. Sci.*, 11. <https://doi.org/10.3389/fmars.2024.1185849>
- Olvera-Prado, E. R., Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Moreles, E. & Ruiz-Angulo, A. (2023b). Contribution of the wind, Loop Current Eddies, and topography to the circulation in the southern Gulf of Mexico. *Ocean Dynamics* 73, 597–618. <https://doi.org/10.1007/s10236-023-01569-5>
- Pedlosky, J. (1996). *Ocean circulation theory*. Springer Science & Business Media.
- Percival, D. B. & Walden, A. T. (1993). *Spectral Analysis for Physical Applications: Multitaper and Conventional Univariate Techniques*. Cambridge University Press. Cambridge, New York, NY, USA.
- Peters, E. M., Zaragoza Álvarez, R. A., Herzka, Sharon Z. & Herguera García, J. C. (Eds.) (2021). Introducción. En S. Z. Herzka, R. A. Zaragoza Álvarez, E. M. Peters & G. Hernández Cárdenas. (Coord. Gral.). *Atlas de línea base ambiental del golfo de México*. México: Consorcio de Investigación del Golfo de México.
- Priestley, M. B. (1988). The Spectral Analysis of Time Series. *Journal of the Royal Statistical Society Series A: Statistics in Society*, 151(3), 573–574. <https://doi.org/10.2307/2983035>

- Qiu, B. (2002). Large-Scale Variability in the Midlatitude Subtropical and Subpolar North Pacific Ocean: Observations and Causes. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 353–375. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<0353:LSVITM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0353:LSVITM>2.0.CO;2)
- Rhodes, R. C., Thompson, J. D. & Walleraft, A. J. (1989). Buoy-calibrated winds over the Gulf of Mexico, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6(4), 608-623. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1989\)006<0608:BCWOTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1989)006<0608:BCWOTG>2.0.CO;2)
- Rojo de Anda, G. (2020). *Caracterización del flujo a lo largo de la costa oeste del golfo de México*. [Tesis de Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California] <https://biblioteca.cicese.mx/catalogo/tesis/ficha.php?id=25707>
- Romero-Centeno R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A. & O'Brien, J. J. (2003). Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Climate*, 16(15), 2628-2639. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<2628:IOTWCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2628:IOTWCA>2.0.CO;2)
- Schmitz Jr, W., Biggs, D., Lugo-Fernandez, A., Oey, L.-Y. & Sturges, W. (2005). A synopsis of the circulation in the Gulf of Mexico and on its continental margins. En W. Sturges & A. Lugo-Fernández (Eds.), *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models* (Vol. 161, 11-29). American Geophysical Union Geophysical Monograph Series. <https://doi.org/10.1029/161GM03>
- Schuster, A. (1898). On the investigation of hidden periodicities with application to a supposed 26 day period of meteorological phenomena. *Terr. Magn.*, 3(1), 13–41. <https://doi.org/10.1029/TM003i001p00013>
- Sheinbaum Pardo, J., Romero Centeno, R., Pérez-Brunius, P., Osuna Cañedo, J. P., Turrent Thompson, C., García Reynoso, J. A., Zavala Hidalgo, J., Hernández Ayón, J. M., Parés Sierra, A., García Nava, H., Andrade Canto, F., Estrada Allis, S., García Carrillo, P. & Medrano Jaimes, F. (2021). Sistema integral de modelación numérica acoplada de derrames de hidrocarburos en el golfo de México: Tomo I. Consorcio de Investigación del Golfo de México.
- Stendardo, I., Rhein, M. & Hollmann, R. (2016). A high resolution salinity time series 1993–2012 in the North Atlantic from Argo and Altimeter data. *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, 2523–2551. <https://doi.org/10.1002/2015JC011439>
- Stommel, H. (1948). The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Eos Trans. AGU*, 29(2), 202–206. <https://doi.org/10.1029/TR029i002p00202>
- Sturges, W. (1992). The spectrum of Loop Current variability from gappy data. *J. Phys. Oceanogr.*, 22(11), 1245–1256, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<1245:TSOLCV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<1245:TSOLCV>2.0.CO;2)
- Sturges, W. (1993). The annual cycle of the western boundary current in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 98(C10), 18053–18068. <https://doi.org/10.1029/93JC01730>
- Sturges, W. & Blaha, J. P. (1976). A Western Boundary Current in the Gulf of Mexico. *Science*, 192(4237), 367–369. <https://doi.org/10.1126/science.192.4237.367>
- Sturges, W., Lugo-Fernandez, A. & Shargel, M. (2005). Introduction to Circulation in the Gulf of Mexico. En W. Sturges & A. Lugo-Fernández (Eds.), *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models* (Vol. 161, 1-10). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/161GM02>

- Sun, C. & Watts, D.R. (2001). A circumpolar gravest empirical mode for the Southern Ocean hydrography. *J. Geophys. Res. Ocean*, 106(C2), 2833–2855. <https://doi.org/10.1029/2000JC900112>
- Sverdrup, H. U. (1947). Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; with Application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 33(11), 318–26. <https://doi.org/10.1073/pnas.33.11.318>
- Taburet, G., Pujol, M.I. & SL-TAC team. (2024). *Quality Information Document*. <https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-SL-QUID-008-032-068.pdf>
- Tenreiro, M., Candela, J., Sanz, E. P., Sheinbaum, J. & Ochoa, J. (2018). Near-surface and deep circulation coupling in the western Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 48(1), 145–161. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0018.1>
- Thomas, M. D., De Boer, A. M., Johnson, H. L. & Stevens, D. P. (2014). Spatial and Temporal Scales of Sverdrup Balance. *J. Phys. Oceanogr.*, 44, 2644–2660. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0192.1>
- Thompson, R.O.R.Y. (1979). Coherence significance levels. *J. Atmos. Sci.*, 36(10), 2020–2021. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1979\)036<2020:CSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1979)036<2020:CSL>2.0.CO;2)
- Vázquez de la Cerda, A. M., Reid R. O., DiMarco, S. F. & Jochens, A. E. (2005). Bay of Campeche circulation: An update. En W. Sturges & A. Lugo-Fernández (Eds.), *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models* (Vol. 161, 279–293). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/161GM20>
- Vukovich, F. (2007). Climatology of ocean features in the Gulf of Mexico using satellite remote sensing data. *Journal of Physical Oceanography*, 37(3), 689–707, <https://doi.org/10.1175/JPO2989.1>
- Vukovich, F. M. & Crissman, B. W. (1986). Aspects of warm rings in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, 91(C2), 2645–2660. <https://doi.org/10.1029/JC091iC02p02645>
- Vukovich, F. M. (1988). Loop Current boundary variations. *J. Geophys. Res.*, 18(C12), 15585–15591. <https://doi.org/10.1029/JC093iC12p15585>
- Zavala Sansón, L. (2019). Nonlinear and time-dependent equivalent-barotropic flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 871, 925–951. <https://doi.org/10.1017/jfm.2019.354>
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S. L. & Martínez López, B. (2014). The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmósfera*, 27(3), 317–334. <https://www.revistascca.unam.mx/atm/index.php/atm/article/view/45560>