

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



**Maestría en Ciencias  
en Oceanografía Física**

---

**Caracterización del flujo a lo largo de la costa oeste  
del golfo de México**

Tesis

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

Presenta:

**Georgina Rojo de Anda**

Ensenada, Baja California, México

2020

Tesis defendida por

**Georgina Rojo de Anda**

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dra. Paula Pérez Brunius  
Directora de tesis

Dra. Sharon Herzka Llona

Dr. Manuel López Mariscal

Dr.Enric Pallás Sanz



---

Dr. José Gómez Valdés  
Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

---

Dra. Rufina Hernández Martínez  
Directora de Estudios de Posgrado

*Georgina Rojo de Anda © 2020*

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

Resumen de la tesis que presenta Georgina Rojo de Anda como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

## **Caracterización del flujo a lo largo de la costa oeste del golfo de México**

Resumen aprobado por:

---

Dra. Paula Pérez Brunius  
Directora de tesis

En el oeste del Golfo de México, desde la parte norte de Veracruz hasta el sur de Texas, un flujo persistente de baja frecuencia se ha reportado tanto sobre la plataforma como sobre el talud continental. Algunos autores sugieren que la variabilidad estacional observada en la región se debe al forzamiento del viento, aunque otros estudios sugieren que la contribución de remolinos del Lazo que arriban a la zona es igualmente importante. Este estudio tiene por objetivo obtener una mejor descripción observacional de la estructura horizontal y vertical de este flujo, así como su variación estacional con mediciones directas de la velocidad. Se cuenta con 23 años de datos de boyas de deriva y 8 años de anclajes con correntímetros, que se complementan con 22 años de velocidades geostróficas obtenidas a partir de altimetría satelital. Cada una de estas bases de datos tiene distintas fortalezas y deficiencias por ello, se utilizaron las tres para analizar el flujo promedio y su variación estacional. Las boyas de deriva permiten obtener el patrón general de la circulación superficial de la región, así como los promedios por temporada sobre la plataforma continental, mientras que el transecto de anclajes localizado alrededor de  $22^{\circ}N$ , permitió analizar la estructura horizontal y vertical del flujo sobre la plataforma y talud continentales, así como su variabilidad estacional. Los promedios obtenidos con datos satelitales fueron los más incongruentes en la comparación entre las tres bases de datos, por lo que se decidió utilizar las mediciones directas de la velocidad para el análisis. Sobre la plataforma continental se encontró una variabilidad estacional en la intensidad del flujo, más no un cambio de dirección como se ha sugerido por estudios anteriores: en la región de  $24^{\circ}N - 26.5^{\circ}N$  se observa un flujo hacia el sur en invierno, y un promedio bajo y no significativamente diferente de cero en verano. Mientras que en la región de  $22^{\circ}N - 24^{\circ}N$ , se observa un promedio hacia el norte todo el año salvo en noviembre, siendo más intenso en verano. Sobre el talud continental se encuentra un flujo hacia el norte más intenso en verano con respecto al invierno. Este flujo tiene un ancho aproximado de 200km y se extiende más de 500m en la vertical. El ciclo estacional muestra dos máximos, uno en abril y otro en agosto, en contraste con el reportado por Sturges (1993), que indican un único máximo en julio. Los promedios del año típico del flujo dependen en gran medida del periodo de medición analizado, lo que probablemente es el reflejo de la influencia de remolinos del Lazo que arriban a la región y contribuyen a la modulación de ambos flujos. Este trabajo sienta las bases observacionales para analizar la contribución relativa del viento y de los remolinos de Lazo en la variabilidad de baja frecuencia observada en el flujo en el límite occidental del Golfo de México.

**Palabras clave: Golfo de México, frontera oeste, corriente geostrófica**

Abstract of the thesis presented by Georgina Rojo de Anda as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Master in Science with orientation in Physical Oceanography.

## **Characterization of the alongshore flow in the west of the gulf of Mexico**

Abstract approved by:

---

Dra. Paula Pérez Brunius  
Thesis Director

In the western Gulf of Mexico, from northern Veracruz to southern Texas, persistent low-frequency flow has been reported on both the shelf and the continental slope. Some authors suggest that the seasonal variability observed in the region is due to wind forcing, although other studies suggest that the contribution of Loop current eddies arriving in the area is equally important. The objective of this study is to obtain a better observational description of the horizontal and vertical structure of this flow, as well as its seasonal variation with direct velocity measurements. 23 years of data from drift buoys and 8 years of moorings with current meters, which are complemented by 22 years of geostrophic velocities obtained from satellite altimetry are used. Each of these databases has different strengths and weaknesses, therefore, all three were used to analyze the average flow and its seasonal variation. The drift buoys allow us to obtain the general pattern of the surface circulation of the region, as well as the seasonal mean velocity on the continental shelf, while the mooring transect located near  $22^{\circ}N$ , allowed analyzing the horizontal structure and vertical flow over the continental shelf and slope, as well as its seasonal variability. The mean velocities obtained with satellite data were the most inconsistent in the comparison between the three databases, so it was decided to use direct velocity measurements for the analysis. On the continental shelf, seasonal variability in the intensity of the flow was found, but not a change in direction as suggested by previous studies: in the region of  $24^{\circ}N-26.5^{\circ}N$ , a flow to the south in winter is observed, and a low and not significantly different from zero mean velocity in summer. While in the region of  $22^{\circ}N-24^{\circ}N$ , a mean flow is observed to the north all year except in November, being more intense in summer. On the continental slope there is a more intense flow to the north in summer than in winter. This flow is approximately 200km wide and extends over 500m vertically. The seasonal cycle shows two peaks, one in April and the other in August, in contrast to the one reported by Sturges (1993), which indicate a single maximum in July. The mean velocity of the typical year of the flow depends mainly on the measurement period analysed, which is probably because of the influence of eddies shed by the Loop current that arrive in the region and contribute to the modulation of both flows. This work lays the observational basis for analysing the relative contribution of wind and Loop current eddies in the low frequency variability observed in the flow at the western boundary of the Gulf of Mexico.

**Keywords: Gulf of Mexico, western boundary, geostrophic current**

## **Dedicatoria**

***A mi guapa y guapo, mis hermosos padres a quienes amo con todo mi corazón***

## Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el Fondo Sectorial CONACYT - SENER - Hidrocarburos, proyecto 201441. Esta es una contribución del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM). Agradecemos la solicitud específica de Pemex al Fondo de Hidrocarburos para el estudio de los efectos ambientales de derrames de petróleo en el Golfo de México. Las bases de datos de los anclajes y de los derivadores SGOM/NGOM son de un proyecto de CICESE financiado por Petróleos Mexicanos (SAP nos. 428217896, 428218855, y 428229851). La base de datos GDP/HTR (NOAA) está disponible en <http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac>. Las trayectorias de los derivadores del proyecto EddyWatch de Horizon Marine Inc han sido obtenidos como parte del intercambio Horizon Marine y CICESE-Pemex. Otras bases de datos de derivadores superficiales utilizadas fueron SCULP (Ohlmann y Niiler, 2005)., y la base de datos DW-DE (Registro en INDAUTOR: 03-2019-120510255600-01) que es parte del proyecto de CIGoM.

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/> )

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. No. de becario: 63457

A mi asesora **Paula Pérez Brunius**, por todas las oportunidades académicas, todas las discusiones científicas, todas las enseñanzas, todos los consejos, tu amistad y tu paciencia durante esta hermosa travesía llamada tesis. Fue un placer haber estudiado el corrientón bajo tu tutela.

A mis sinodales, **Sharon Herzka Llona, Manuel López Mariscal y Enric Pallás Sanz**, por su tiempo y por todos los valiosos consejos en la contribución a este trabajo.

A todos los profesores de los que tuve la dicha de tomar clase. Agradezco infinitamente sus valiosas enseñanzas que siempre serán parte de mi vida académica.

A todos y cada uno de los miembros del grupo **GIOLA**, por su amistad, por siempre hacerme sentir bienvenida, por contar con su ayuda y todos los buenos momentos.

A la profesora **Dulce** y a **Don Teacher**, por su amistad, por impulsarme siempre, aún en los momentos más difíciles, por todo el aprendizaje y las oportunidades para escoger el camino de la oceanografía. Sin ustedes no hubieran sido posibles estos hermosos 3 años.

A **Dani Girl y Quincy Jones (Q.J.)**, por su incondicional amistad, por siempre recibirme en su casa, por las discusiones científicas y no tan científicas, por todo el apoyo, por ser parte importante en mi crecimiento personal, por siempre estar. Significan mucho para mí.

A **Deivid y Lupita**, por su incondicional amistad, por siempre ser excelentes anfitriones conmigo, por darme la dicha de ser tía postiza de Valentina, por siempre apoyarme, por siempre contar con ustedes. Los quiero muchísimo.

A **Mariam, Yandy y Maia**, por enseñarme mucho del amor en familia, por su invaluable amistad aún lejos, por ser tan grandiosas y hermosas personas en todo momento conmigo.

A **Dani Félix, Paulino, Santi**, por sus excelentes consejos siempre tan directos y valiosos, por su incondicional apoyo, por todas esas pláticas después de los partidos y entrenamientos de fut, por esos momentos invaluable que pasamos, por ayudarme a ver los momentos difíciles como una oportunidad de crecer. Tienen un lugar muy especial en mi corazón.

A **Oscar y Marianita**, por su grandiosa amistad, por siempre estar, por escucharme, por todo su apoyo. Los aprecio muchísimo.

A **Camilo y Susy**, por compartir tantos bonitos momentos con ustedes, por permitirme ser su cúpido y próximamente tía de ese hermoso bebé. Los quiero muchísimo

A **Ale, Bere, Arantxa y Julieta**, por su extraordinaria amistad, los viajes y todos los momentos que compartimos. Las aprecio muchísimo chicas, son muy especiales en mi vida.

A **Mayra**, por esas noches de café junto con la Dani, por ese viaje a Mexicali, por apoyarme en todo momento y ser una de mis mejores amigas.

A **Siria y Natalia**, por todos esos momentos increíbles que pasamos, por su amistad sin límites, son extraordinarias chicas.

A todas esas personas especiales que se volvieron parte importante de mi vida, **Marco, Gaby, Lalo, Kari, América, Alejandra, Maggie, Tyi, Brisa, Briseida, Chuy, Pancho, Chulky, Karina, Juancho, Marquito, Jessica, Homar, Puma, Mari, Paty, Fran, Edna.**

A los **Cuervos Negros Salvajes de Nuevo Toledo ahora en Ensenada fc** por vivir tantas alegrías y victorias con ustedes chicos. El mejor club polideportivo del mundo!!!.

A las **Atemisas fc** por permitirme jugar fut y divertirme con ustedes chicas. Son espectaculares!!.

# Tabla de contenido

	Página
Resumen en español .....	ii
Resumen en inglés .....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos .....	v
Lista de figuras .....	ix
Lista de tablas .....	xiii
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1. Flujos de gran escala sobre el talud continental .....	1
1.2. Flujos de gran escala sobre la plataforma continental .....	3
1.3. Golfo de México .....	4
1.3.1. Flujos de gran escala sobre el talud continental oeste del GoM .	7
1.3.2. Flujos de gran escala sobre la plataforma continental oeste del GoM .....	11
1.4. Justificación .....	14
<b>Capítulo 2. Objetivos</b>	
2.1. Objetivo General .....	16
2.2. Objetivos Específicos .....	16
<b>Capítulo 3. Datos y Metodología</b>	
3.1. Datos .....	17
3.1.1. Boyas de deriva .....	17
3.1.2. Anclajes .....	19
3.1.3. Altimetría Satelital .....	22
3.2. Metodología .....	22
<b>Capítulo 4. Resultados</b>	
4.1. Comparación entre las tres bases de datos .....	28
4.1.1. Año típico .....	29
4.1.2. Perfiles Horizontales .....	32
4.2. Estructura horizontal y vertical del flujo, y su variabilidad estacional .	37
<b>Capítulo 5. Discusión y Conclusiones</b>	
5.1. Variabilidad estacional y estructura del flujo sobre la plataforma con- tinental .....	48
5.2. Variabilidad estacional y estructura del flujo sobre el talud continental	50
5.3. Conclusiones .....	54
<b>Literatura citada .....</b>	<b>56</b>

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Esquema gráfico tomado de Cushman-Roisin y Beckers (2011) de la dinámica de Ekman presente en la plataforma continental de las cuencas oceánicas. La variable $\tau$ representa el esfuerzo del viento. Este es el caso del hemisferio norte. . . . .	4
2. Promedios de 7 años (1999-2006) del viento en el GoM calculados a partir de datos de QscatSeaWinds. Los contornos de colores indican la rapidez del viento en $ms^{-1}$ . Figura tomada de Zavala-Hidalgo <i>et al.</i> (2014) . . . . .	6
3. Ciclo anual de 10 años de la componente del viento a largo de la costa. En azul se encuentran los promedio hacia el sur y en rojo hacia el norte. El contorno negro representa 0 Pa. En la izquierda se encuentra los vientos del producto ERA-INTERIM y a la derecha el producto COADS. Figura tomada de Gómez-Valdivia y Parés-Sierra (2020). . . . .	7
4. Se muestran los promedios para cada mes del año del esfuerzo del viento meridional en estación meteorológica CS1 frente a costas de Tamaulipas (aproximadamente $24^{\circ}N$ ), sobre la isobata de 80 m (2009 a 2014). Positivo hacia el norte. Cortesía del proyecto PEMEX-CICESE. . . . .	7
5. Velocidad superficial calculada a partir de 10 años de derivadores superficiales (1989-1999) en una malla geográfica de $1.5^{\circ}$ . El eje vertical está en grados norte y el eje horizontal en grados oeste. Figura tomada de DiMarco <i>et al.</i> (2005). . . . .	8
6. Velocidad promedio de 5 años de datos de anclajes y de altimetría satelital. Notamos la presencia de un flujo hacia el norte sobre el talud continental de la parte central de la frontera oeste. Los vectores negros muestran la velocidad promedio en los anclajes, y los grises la velocidad promedio obtenida a partir de altimetría. Las líneas de colores son trayectorias de remolinos despedidos por la corriente de Lazo entre Octubre 2008 - Octubre 2013. Figura tomada de Tenreiro <i>et al.</i> (2018) . . . . .	10
7. Promedios mensuales de la media zonal del rotacional del viento en 24N (arriba). Promedios mensuales de la velocidad superficial sobre el talud occidental (abajo). En líneas punteadas el ciclo anual obtenido con análisis armónico. Figura tomada de Sturges (1993) . . . . .	11
8. Promedios climatológicos de 10 años de las corrientes en la plataforma generadas con el producto de viento COADS (arriba) y ERA-INTERIM (abajo). Figura tomada del estudio numérico de Gómez-Valdivia y Parés-Sierra (2020) . . . . .	13
9. Temperatura superficial del mar de julio, generada a partir de 8 años de datos satelitales. El frente asociado al cambio drástico en la temperatura superficial coincide en espacio con el núcleo de la corriente asociada a él. Figura tomada de Zavala-Hidalgo <i>et al.</i> (2006). . . . .	14

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
10. Muestreo de la base de datos de derivadores en el oeste del Golfo de México. Se muestran el número de puntos por cuadro de malla con escala logarítmica en una resolución de 1/4 de grado tanto para el muestreo espacial (figura 10(a)) como para el muestreo estacional en función de la longitud (figura 10(b)). Los puntos en magenta muestran la posición de algunos de los anclajes del proyecto CANEK-PEMEX. . . . .	19
11. Posición geográfica de los anclajes del proyecto CANEK-PEMEX como puntos magenta en el oeste del Golfo de México. Se muestran las plataformas y talud de Texas-Lousiana (LATEX), Tamaulipas-Veracruz (TAVE). Las isóbatas corresponden a 130,500,1000,2000 y 3500 metros de profundidad. El punto cyan representa la posición de la boya metoceanica CS1 para la cual se mostraron los promedios de viento en la figura 4. . . . .	21
12. Muestreo temporal de la base de datos de los anclajes. Se muestra el periodo de medición en que los instrumentos del anclaje midieran simultáneamente. Las líneas en rojo muestran el periodo en que los cuatro anclajes del transecto midieron simultáneamente y las líneas en azul muestran el periodo de medición de cada anclaje. . . . .	21
13. Muestreo de la base de datos de derivadores superficiales en una malla de 1/8 de grado. En 13(a) se presenta la densidad de puntos por cuadro de malla, mientras que en 13(b) se tiene el muestreo estacional. Los puntos morados representan la posición de los anclajes con correntímetros. . . . .	24
14. Promedios mensuales del año típico para la velocidad a 55m obtenida a partir de los datos de los cuatro anclajes de la línea de Lamprea, junto con los promedios correspondientes a esos sitios obtenidos de las boyas de deriva superficiales y la velocidad geostrófica de altimetría satelital. En azul se muestran las velocidades calculadas a partir de los datos de altimetría, en rojo a partir de los anclajes y en negro a partir de las boyas de deriva. Las líneas punteadas verticales delimitan las temporadas de invierno (septiembre - marzo) y verano (abril - agosto). La línea punteada horizontal muestra 0 cm/s. . . . .	31
15. Promedios mensuales del año típico para la velocidad a 55m obtenida a partir de los datos de los anclajes PER130 y PER2000 de la línea de Perdido, junto con los promedios correspondientes a esos sitios obtenidos de las boyas de deriva superficiales y la velocidad geostrófica de altimetría satelital. En azul se muestran las velocidades calculadas a partir de los datos de altimetría, en rojo a partir de los anclajes y en negro a partir de las boyas de deriva. Las líneas punteadas verticales delimitan las temporadas de invierno (septiembre - marzo) y verano (abril - agosto). La línea punteada horizontal muestra 0 cm/s. . . . .	32

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
16. Perfiles horizontales del promedio mensual de la velocidad superficial en el transecto de Lamprea, en función de la distancia a la costa. Las líneas punteadas muestran el error estándar de los promedios de los derivadores (azul) y de la velocidad geostrófica satelital (rojo). Los errores correspondientes a los anclajes se muestran en la posición de los mismos con barras amarillas. Las líneas punteadas grises denotan los 0cm/s (horizontal), y la posición del quiebre de la plataforma (vertical). Los meses en magenta cuentan con menos de 100 observaciones horarias de los derivadores (figura 10(b)). . . . .	34
17. Perfiles horizontales del promedio por temporada de la velocidad superficial en el transecto de Lamprea, como función de la distancia a la costa. Promedios obtenidos para (a) el periodo en que los cuatro anclajes midieron simultáneamente (b) el periodo de medición de cada uno de los anclajes. Las líneas punteadas muestran el error estándar de los promedios de los derivadores (azul) y de la velocidad geostrófica satelital (rojo). Los errores correspondientes a los anclajes se muestran en la posición de los mismos con barras amarillas. Las líneas punteadas grises denotan los 0cm/s (horizontal), y la posición del quiebre de la plataforma (vertical). . . . .	35
18. Promedio general de la velocidad superficial obtenido con los datos de las boyas de deriva. En gris se muestran las isóbatas de 130, 500, 1000, 2000 y 3500 metros. Los puntos magenta muestran la ubicación de los anclajes utilizados en este trabajo. . . . .	37
19. Mapa horizontal de las velocidades promedio de los datos de los derivadores junto con los grados de libertad correspondientes a cada cuadro de malla. En negro se encuentran los promedios significativamente diferentes de cero, mientras que en rojo se presentan los que no son significativamente diferentes de cero. Los puntos magenta muestran la posición de los anclajes, y los contornos grises las isóbatas de 130, 500, 1000, 2000 y 3500 metros. . . . .	38
20. Sección vertical del promedio por temporada de la velocidad en la línea de Lamprea. Corresponde al periodo en el que los anclajes midieron de forma simultánea (2013-2015). En rojo se muestran las velocidades hacia el norte mientras que en azul las velocidades hacia el sur ambas en unidades de cm/s. Las líneas punteadas representan la ubicación de los anclajes. El fondo marino se muestra en gris. . . . .	40
21. Perfiles horizontales a distintas profundidades calculados con los anclajes en la zona de Lamprea. La línea punteada vertical indica el quiebre de la plataforma. La línea punteada horizontal representa 0 cm/s. . . . .	41

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
22. Perfiles horizontales a distintas profundidades calculados con los anclajes en la zona de Lamprea para el periodo de medición de los anclajes LMP130 y LMP500 (2011-2015). La línea punteada vertical indica el quiebre de la plataforma. La línea punteada horizontal representa 0 cm/s. . . . .	42
23. Sección vertical del periodo 2011-2015 por temporadas de la zona de Lamprea. En rojo se muestran las velocidades hacia el norte mientras que en azul las velocidades son hacia el sur ambas en unidades de cm/s. Las líneas punteadas representan la ubicación de los anclajes. El fondo marino se muestra en gris. . . . .	43
24. En rojo se muestra el año típico de los anclajes LMP130 y LMP500 a 55m y 300 metros respectivamente para el periodo 2011-2015. Las líneas verticales muestran el inicio y fin de la temporada de invierno y de verano. La línea horizontal corresponde a 0cm/s. En negro se muestra el esfuerzo del viento calculado a partir de los datos de la boya metoceanica que también se mostraron en la figura 4. Las barras de error corresponden al error estándar en el caso de las velocidades del anclaje LMP 130, mientras en los promedios del esfuerzo de viento, corresponden a la desviación estándar. . . . .	45
25. Comparación entre los promedios mensuales calculados en el trabajo de Sturges (1993) y los calculados con los datos del anclaje LMP500 a 300 m de profundidad. . . . .	52

## Lista de tablas

Tabla	Página
1. Tabla que muestra la profundidad más somera en metros a la que midieron los perfiladores acústicos de los anclajes de cada línea en cada campaña CANEK. . . . .	22

## Capítulo 1. Introducción

---

El estudio de las corrientes de gran escala (espacial y temporalmente) en las fronteras de las cuencas oceánicas es de gran importancia para entender distintos procesos oceanográficos, desde el clima en la zona, hasta cómo se transportan larvas de organismos marinos o trazadores biogeoquímicos (por ejemplo, la clorofila y nutrientes), así como contaminantes por largas distancias. Hoy en día existen modelos numéricos cada vez más sofisticados que permiten estudiar la dinámica de estos flujos. Sin embargo, se necesitan mediciones para poder evaluar qué tan bien simulan los procesos observados, y con ello identificar las áreas o configuraciones de mejora en su implementación (p.ej. Morey *et al.* (2020)). Esto resulta particularmente importante dado que las herramientas numéricas se utilizan para modelar el destino de contaminantes, así como para estudiar los procesos que dan lugar a la distribución de trazadores y organismos de interés (p.ej. Damien *et al.* (2018); Lara-Hernández *et al.* (2019); Mariano *et al.* (2011))

En el caso de la plataforma continental, estas corrientes de gran escala se encuentran principalmente alineadas a lo largo de la costa. Esto se debe a la barrera que supone la costa, mientras que en el talud continental es por la frontera física del fondo marino así como por el principio de conservación de momento angular. Este principio se manifiesta en conservación de vorticidad potencial, que impone una rigidez vertical al movimiento de la columna de agua, lo cual resulta en que a primer orden, la corriente esté restringida a seguir las isóbatas. La existencia de estas corrientes aproximadamente geostróficas y su variabilidad de baja frecuencia (meses a décadas) está principalmente asociada al forzamiento de los vientos. Sin embargo, la dinámica que explica como el viento induce el movimiento del agua es diferente sobre la plataforma que sobre el talud continental (Cushman-Roisin y Beckers, 2011; Pedlosky, 2013; Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014).

### 1.1. Flujos de gran escala sobre el talud continental

En el caso de las fronteras occidentales de las cuencas oceánicas, sobre el talud continental se encuentran corrientes persistentes (aparecen en promedios temporales climatológicos), que son angostas e intensas, y forman parte de los giros de gran esca-

la debidos al viento. Conocidas como corrientes de frontera oeste, estas constituyen el flujo de retorno que compensa al transporte de Sverdrup al interior de una cuenca que es inducido por el rotacional del esfuerzo del viento (Stommel, 1948; Imawaki *et al.*, 2013).

Ejemplos de ellas son la Corriente de Yucatán-Lazo-Golfo y la Corriente de Kuroshio (Athié *et al.*, 2011; Halkin y Rossby, 1985; Howe *et al.*, 2009). En ese sentido, las corrientes de frontera oeste se deben al rotacional del esfuerzo del viento de gran escala ejercido al interior de la cuenca, por lo que responden a cambios del viento en un tiempo aproximado de semanas a meses, que es lo que tardan en llevar la información a la frontera oeste las ondas baroclínicas largas de Rossby que surgen en el interior de la cuenca donde actúa el rotacional del viento.

Las corrientes de frontera oeste llegan a medir aproximadamente  $\sim 100km$  de ancho, además en la vertical se extienden cientos de metros (Imawaki *et al.*, 2013) y presentan una inclinación del máximo de la velocidad a medida que la profundidad aumenta (p.ej. Halkin y Rossby (1985), Howe *et al.* (2009)). Estas corrientes además cuentan con la característica de que se separan del talud continental para fluir libremente hacia aguas profundas. Los factores que dan lugar a la separación son motivo de estudio, pero son múltiples los candidatos y la importancia relativa de cada uno difiere para cada corriente particular. Entre ellos están los cambios de dirección de la línea de la costa, que combinada con la alta inercia de la corriente, hacen que la no linealidad se vuelva importante en el balance de vorticidad (Chassignet y Marshall, 2008).

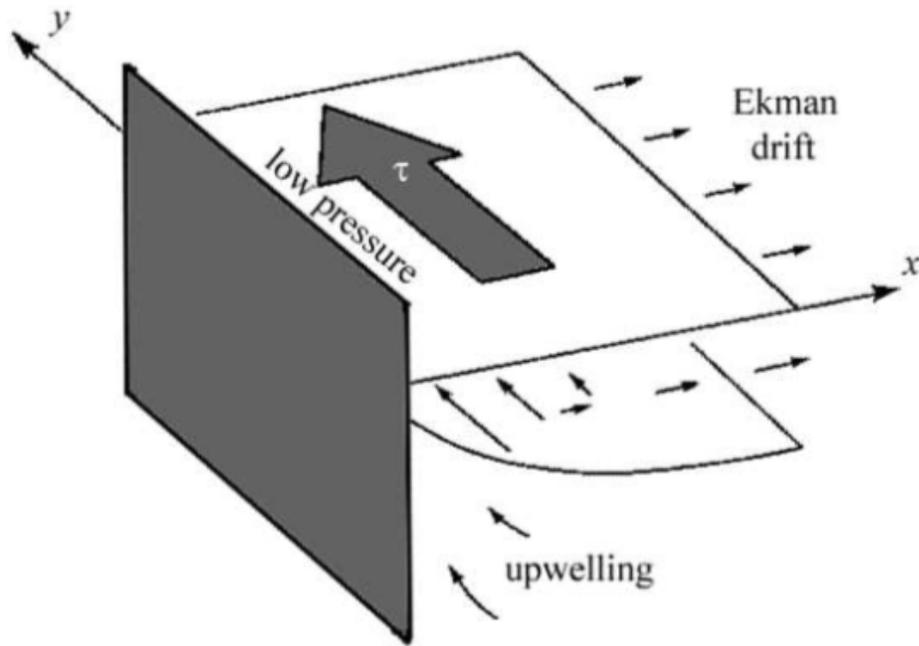
Además, el camino que siguen estas corrientes tienen una variabilidad adicional, que se debe a los meandros que se generan por inestabilidades intrínsecas, tanto baroclínicas como barotrópicas (Imawaki *et al.*, 2013). Estas inestabilidades se presentan tanto sobre el talud, como cuando la corriente fluye libremente tras su separación del talud, pero son de mayor amplitud en el segundo caso, ya que la frontera tanto física como dinámica del talud limita el crecimiento de los meandros (Imawaki *et al.*, 2013; Luther y Bane Jr, 1985). La variabilidad por el movimiento lateral de la corriente complica el determinar la estructura horizontal y vertical del flujo con mediciones eulerianas (es decir, en puntos fijos en el espacio), sobretodo corriente abajo de la separación, como ocurre con la corriente del Golfo tras pasar el Cabo Hatteras (Chas-

signet y Marshall, 2008). Por lo que debe tomarse en consideración al utilizar este tipo de observaciones para describir la variabilidad temporal de su estructura e intensidad. Esto implica generar promedios en una malla que no sea geográfica, sino relativos al eje del máximo de la corriente, sin embargo esto solo es posible si se tiene una alta resolución espacial en las mediciones eulerianas.

## **1.2. Flujos de gran escala sobre la plataforma continental**

A diferencia de las corrientes de frontera oeste, los flujos de baja frecuencia sobre la plataforma continental son principalmente el resultado del ajuste geostrófico inducido por el viento local, aunque en presencia de ríos de grandes caudales, los gradientes de densidad por el aporte de agua dulce también influyen en la dinámica de estos flujos (p.ej. Zavala-Hidalgo *et al.* (2014)). El viento al soplar sobre la superficie del mar paralelo a la costa, como se muestra en la figura 1, produce convergencia (divergencia) horizontal en el transporte perpendicular a la frontera y por lo tanto un cambio en el nivel del mar en la costa. Esto a su vez genera gradientes de presión en el interior que apuntan en dirección normal a la costa, y que entonces inducen un flujo geostrófico en dirección del viento (Tomczak y Godfrey, 2013). Estos flujos por lo tanto responden al esfuerzo del viento en cuestión de días, tiempo que tarda el ajuste geostrófico. Su ancho es del orden del radio de deformación baroclínico de Rossby, por lo que no excede las decenas de kilómetros (Chelton *et al.*, 1998), y dado que están confinados a la plataforma no se extienden verticalmente más de 100-200 metros.

Un fenómeno colateral es el de las surgencias. Si el viento sopla con la costa a la izquierda habrá un transporte neto en la capa de Ekman hacia afuera de esta (en el hemisferio norte). Como no puede haber flujo perpendicular en la pared de la costa, agua más profunda y fría tiene que emerger para compensar el transporte horizontal en la capa de Ekman. A esto se le llama surgencia costera y al proceso inverso, cuando el viento sopla con la costa hacia su derecha, se le conoce como hundimiento. Una manera indirecta de identificar una surgencia costera son las anomalías negativas de temperatura que se observan cerca de la costa. Los frentes térmicos que se generan por tanto coinciden con el núcleo del flujo geostrófico asociado.



**Figura 1.** Esquema gráfico tomado de Cushman-Roisin y Beckers (2011) de la dinámica de Ekman presente en la plataforma continental de las cuencas oceánicas. La variable  $\tau$  representa el esfuerzo del viento. Este es el caso del hemisferio norte.

### 1.3. Golfo de México

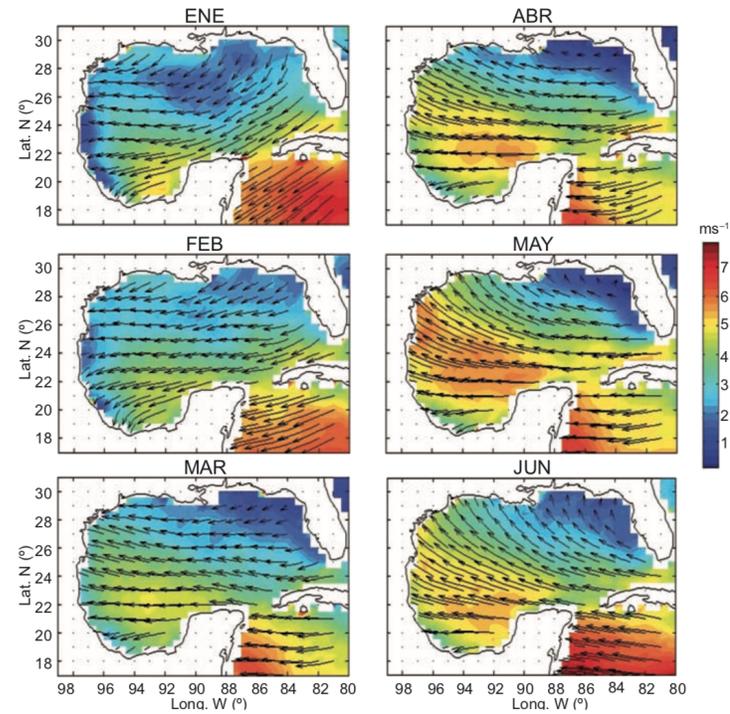
El Golfo de México (GoM) es una cuenca oceánica situada entre los litorales de México, Estados Unidos y Cuba. La región de enfoque de este trabajo es la zona del talud y plataforma continentales frente a Tamaulipas y el norte de Veracruz comprendida entre  $98^{\circ}W-94^{\circ}W$ ,  $21^{\circ}N-27^{\circ}N$ . La dinámica de las corrientes superficiales promedio y su variación de baja frecuencia en esa región se deben tanto a los vientos como a la presencia de remolinos de mesoescala en la región. Los más energéticos son los remolinos anticiclónicos que se generan en la corriente del Lazo en la región oriental del golfo, los cuales se propagan al oeste y terminan disipándose en la región de interés (Schmitz Jr *et al.*, 2005).

Los vientos que actúan sobre el GoM profundo forman parte de los alisios que tienen gran influencia sobre el continente norteamericano, los cuales son modificados por la presencia del continente resultando en una variación estacional como se muestra en los promedios climatológicos de la figura 2. En la zona occidental del golfo, al oeste de los  $90^{\circ}W$ , los vientos se dirigen hacia el oeste y noroeste en verano, mientras que el resto del año soplan principalmente hacia el oeste y suroeste (Zavala-Hidalgo

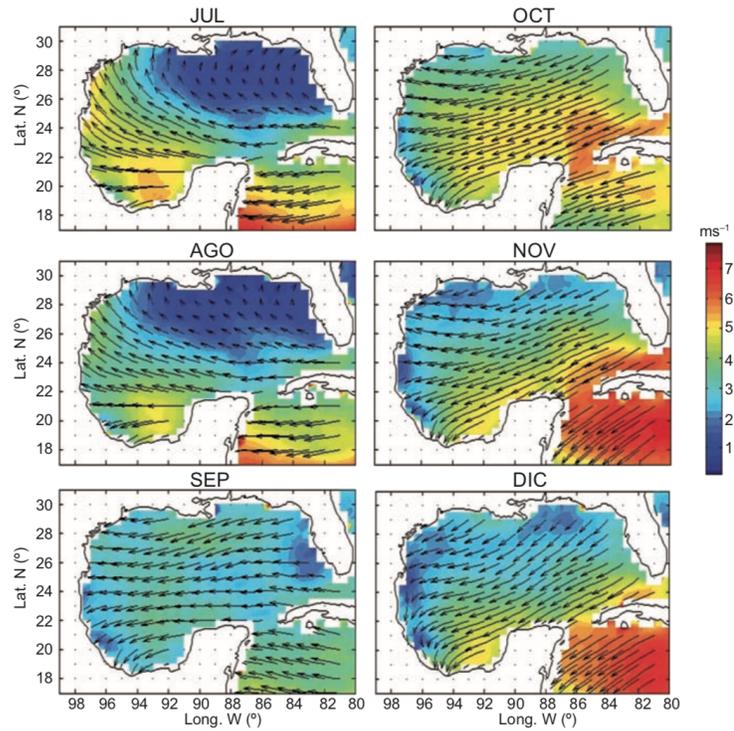
*et al.*, 2014). Estos patrones resultan en un rotacional del esfuerzo del viento negativo (positivo) al norte (sur) de  $\sim 23^{\circ}N$ , el cual según Sturges (1993) está dominado por un ciclo anual con un máximo en mayo y un mínimo en octubre, aunque Gutiérrez de Velasco y Winant (1996) argumentan con una base de datos actualizada que la orientación de la línea donde el rotacional es cero también varía estacionalmente y no está necesariamente alineada en dirección zonal. Desde entonces, nadie más ha reportado con datos de vientos más realistas el patrón del rotacional del viento y su variación estacional (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014).

Sobre la plataforma occidental del golfo en la zona de interés, la componente del viento a lo largo de la costa también tiene una variación estacional (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014), aunque dependiendo del producto de viento utilizado este ciclo estacional se refleja o no en un cambio en la dirección del viento (Gómez-Valdivia y Parés-Sierra, 2020). Así por ejemplo, los datos de COADS (Comprehensive Ocean- Atmosphere Data Set) muestran vientos con componente hacia el norte en verano (abril-septiembre) y hacia el sur en invierno (octubre-marzo, Zavala-Hidalgo *et al.* (2014), figura 3 derecha), aunque la climatología de productos de reanálisis de viento más recientes de ERA-INTERIM sugiere que la componente hacia el sur en invierno es mucho más débil o incluso inexistente (figura 3 izquierda).

Esto último refleja la carencia de estaciones meteorológicas costeras que permitan mejorar y validar los productos de reanálisis atmosféricos en la zona de estudio. Sin embargo, la boya meteorológica localizada frente a Tamaulipas (CS1) que midió durante aproximadamente 5 años como parte del proyecto CICESE-PEMEX, confirma que el esfuerzo del viento climatológico a lo largo de la costa sopla hacia el norte salvo en los meses de enero, febrero y noviembre (figura 4).

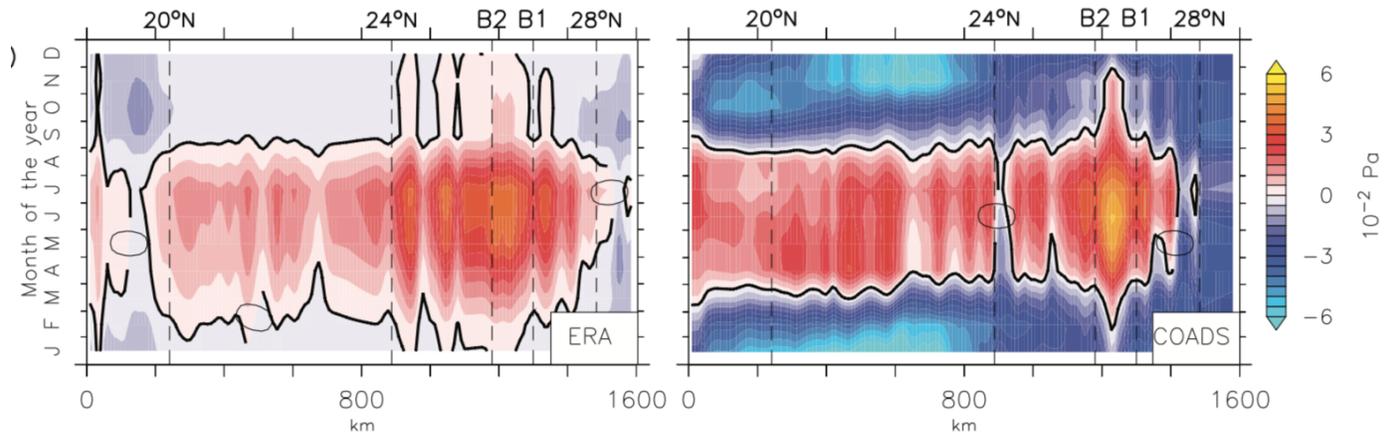


(a) Enero-Junio

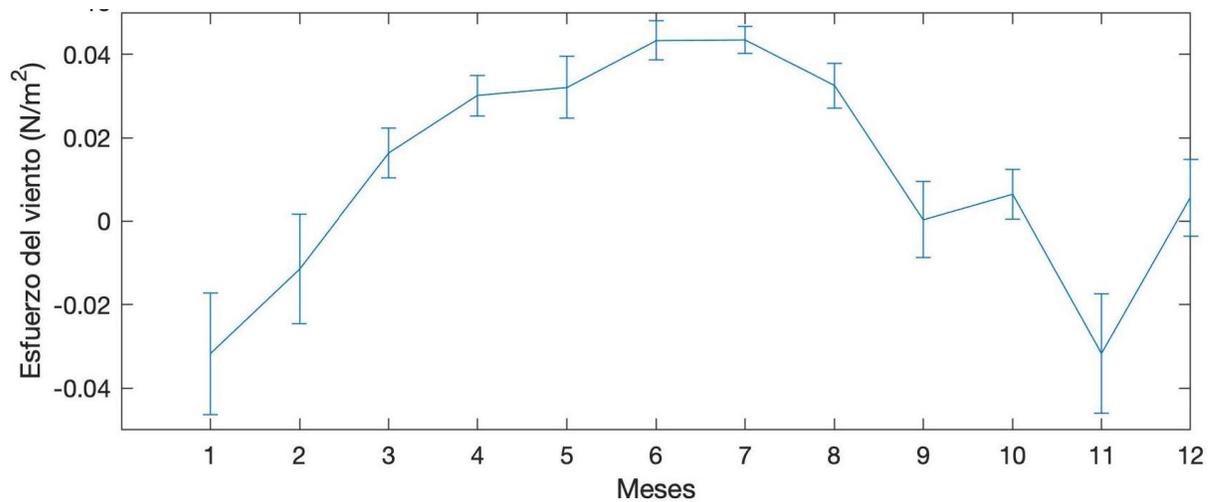


(b) Julio-Diciembre

**Figura 2.** Promedios de 7 años (1999-2006) del viento en el GoM calculados a partir de datos de QscatSeaWinds. Los contornos de colores indican la rapidez del viento en  $ms^{-1}$ . Figura tomada de Zavala-Hidalgo *et al.* (2014)



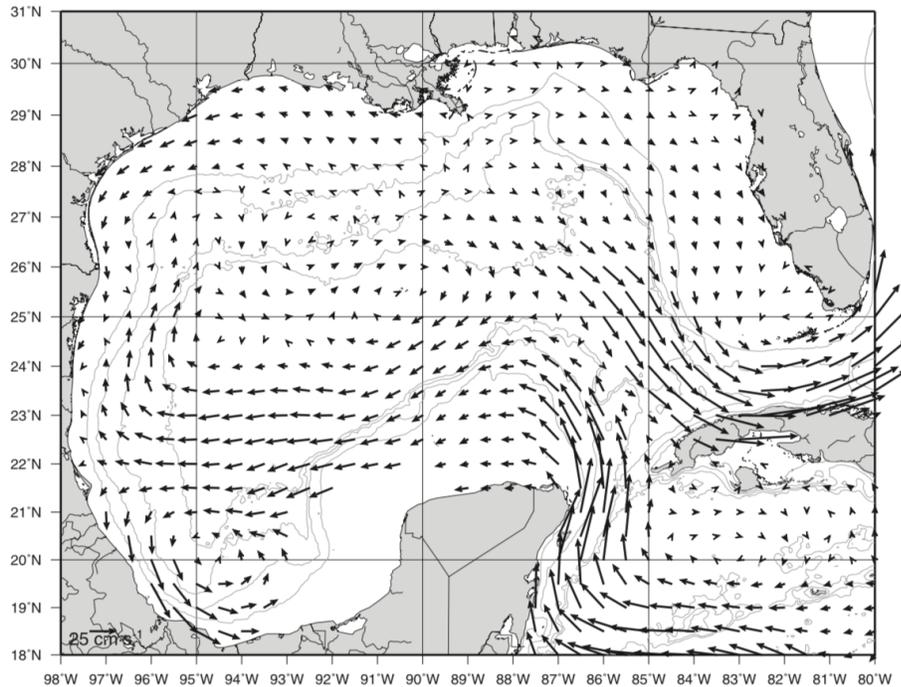
**Figura 3.** Ciclo anual de 10 años de la componente del viento a largo de la costa. En azul se encuentran los promedios hacia el sur y en rojo hacia el norte. El contorno negro representa 0 Pa. En la izquierda se encuentra los vientos del producto ERA-INTERIM y a la derecha el producto COADS. Figura tomada de Gómez-Valdivia y Parés-Sierra (2020).



**Figura 4.** Se muestran los promedios para cada mes del año del esfuerzo del viento meridional en estación meteorológica CS1 frente a costas de Tamaulipas (aproximadamente  $24^{\circ}N$ ), sobre la isobata de 80 m (2009 a 2014). Positivo hacia el norte. Cortesía del proyecto PEMEX-CICESE.

### 1.3.1. Flujos de gran escala sobre el talud continental oeste del GoM

En la zona profunda del golfo occidental (profundidades mayores a 200m), se tiene en promedio dos giros de gran escala (figura 5): uno anticiclónico al norte de  $22^{\circ}N$ , y uno ciclónico al sur (p. ej. DiMarco *et al.* (2005)). Asociado al giro anticiclónico, se tiene un flujo promedio hacia el norte sobre el talud continental en la zona de estudio.



**Figura 5.** Velocidad superficial calculada a partir de 10 años de derivadores superficiales (1989-1999) en una malla geográfica de  $1.5^\circ$ . El eje vertical está en grados norte y el eje horizontal en grados oeste. Figura tomada de DiMarco *et al.* (2005).

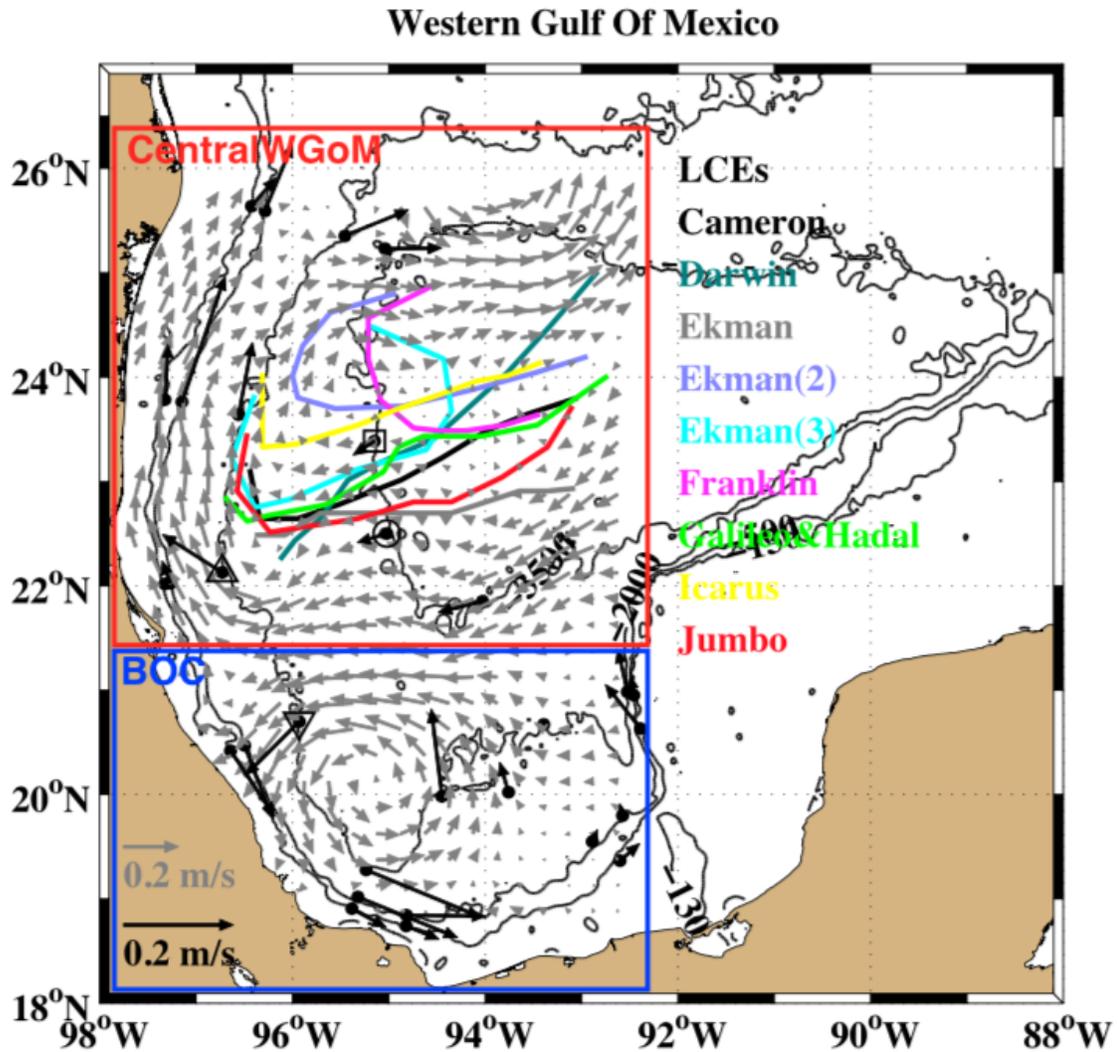
Sturges y Blaha (1976) fueron los primeros en proponer que, el rotacional anticiclónico del esfuerzo del viento en la zona profunda del GoM es el que genera este giro, que este es análogo al giro subtropical del Atlántico Norte, y que el flujo sobre el talud es una corriente de frontera oeste. Esto es análogo al sistema de la corriente de Yucatán-Lazo-Golfo, que en su conjunto forman la corriente de frontera oeste del giro subtropical del Atlántico Norte (Schmitz Jr y McCartney, 1993; Candela *et al.*, 2019). En este estudio se destaca la similitud que existe entre la separación del talud continental de la corriente del Golfo frente al cabo Hatteras, y el flujo que se separa del talud en el oeste del GoM frente al cabo que se encuentra en la boca del Río Grande ( $26^\circ N$ ). Es en este punto donde ambas corrientes parecen no seguir la topografía del talud. Trabajos posteriores, tanto numéricos como observacionales, argumentan que el giro anticiclónico promedio se debe tanto al rotacional del viento como a la propagación hacia el oeste de remolinos del Lazo, pero la contribución relativa de ambos forzamientos a la fecha se desconoce (Schmitz Jr *et al.*, 2005). Desde el artículo de revisión de Schmitz Jr *et al.* (2005), no se conoce de otros trabajos que hayan abordado el tema, artículos más recientes demuestran que la pregunta sigue abierta. El estudio de Tenreiro *et al.* (2018) es el primero que muestra la velocidad superficial promedio en

la región centro-oeste del GoM usando mediciones directas de la velocidad (correntímetros anclados), así como velocidades geostróficas obtenidas con altimetría satelital, obteniendo un giro anticiclónico promedio (figura 6) . En ese trabajo se observa el frecuente arribo de remolinos de Lazo a la zona, por lo que atribuyen el flujo promedio al paso de dichas estructuras, aunque no lo demuestran cuantitativamente dado que el enfoque del estudio era analizar el efecto que tienen los remolinos del Lazo en la capa profunda. El trabajo de Zavala-Sansón (2019) obtiene los dos giros (anticiclónico al norte de  $22^{\circ}N$ , ciclónico al sur de  $22^{\circ}N$  ) en el golfo occidental como la solución estacionaria al forzamiento de los vientos alisios, usando un modelo como el de Stommel (1948) pero ligeramente modificado (no-lineal, equivalente barotrópico y con topografía realista). Esto es, los dos giros se pueden generar en ausencia de los remolinos que se liberan de la Corriente del Lazo.

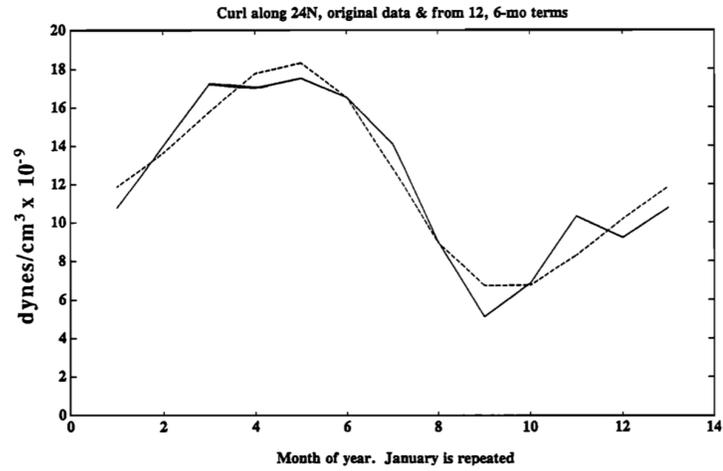
La variabilidad estacional del flujo sobre el talud se analizó con observaciones indirectas de la velocidad obtenidas por datos de deriva de barco por Sturges (1993). En su análisis encuentra que tanto la intensidad del flujo así como el rotacional del esfuerzo del viento tienen un marcado ciclo anual. Además, la mayor intensidad del rotacional del viento antecede por un mes al máximo de la corriente. Siendo que este desfase es consistente con el tiempo de arribo de ondas baroclínicas de Rossby generadas al interior del golfo, Sturges (1993) concluye que el viento es el principal motor de dicha variabilidad.

Cabe resaltar que el flujo siempre es hacia el norte, solo que es más intenso en verano que en invierno (figura 7). Dado el frecuente arribo de remolinos del Lazo al talud occidental, donde permanecen meses antes de disiparse (Tenreiro *et al.*, 2018), la variabilidad de baja frecuencia del flujo sobre el talud sin duda se ve modulada por estas estructuras. Sin embargo, no se espera que los remolinos generen una variabilidad estacional, dado que el arribo de los remolinos del Lazo no tiene por que tener una estacionalidad, aunque esto tampoco ha sido cuantificado recientemente.

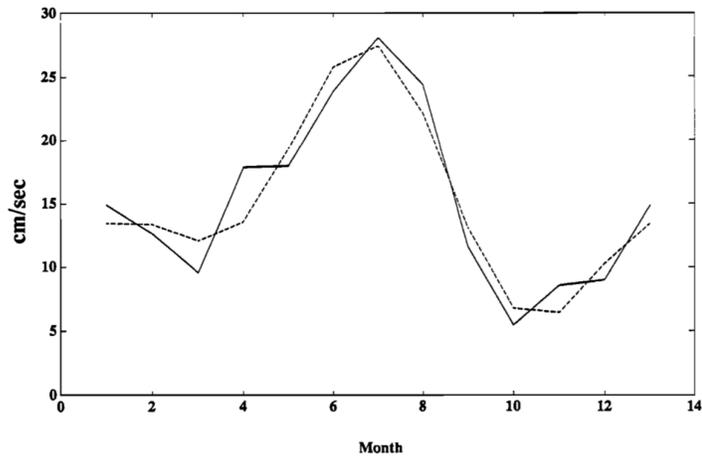
A la fecha no hay estudios ni numéricos ni observacionales que analicen la estructura vertical y horizontal de los flujos de gran escala sobre el talud occidental frente a Tamaulipas y el norte de Veracruz.



**Figura 6.** Velocidad promedio de 5 años de datos de anclajes y de altimetría satélital. Notamos la presencia de un flujo hacia el norte sobre el talud continental de la parte central de la frontera oeste. Los vectores negros muestran la velocidad promedio en los anclajes, y los grises la velocidad promedio obtenida a partir de altimetría. Las líneas de colores son trayectorias de remolinos despedidos por la corriente de Lazo entre Octubre 2008 - Octubre 2013. Figura tomada de Tenreiro *et al.* (2018)



(a)



(b)

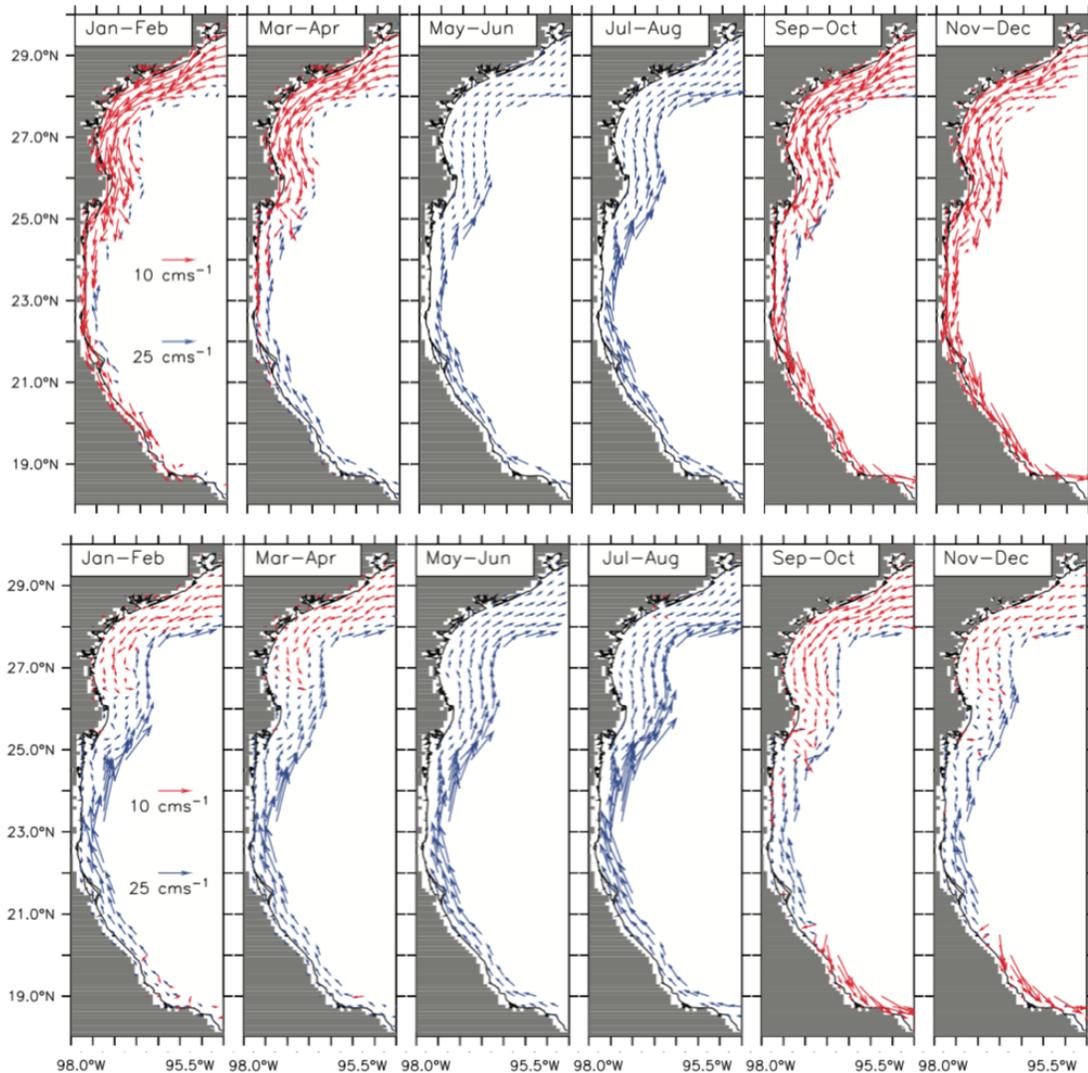
**Figura 7.** Promedios mensuales de la media zonal del rotacional del viento en 24N (arriba). Promedios mensuales de la velocidad superficial sobre el talud occidental (abajo). En líneas punteadas el ciclo anual obtenido con análisis armónico. Figura tomada de Sturges (1993) .

### 1.3.2. Flujos de gran escala sobre la plataforma continental oeste del GoM

Sobre la plataforma occidental del GoM frente a Tamaulipas y norte de Veracruz, la mayoría de los trabajos que estudian la variabilidad estacional del flujo a lo largo de la costa solo se han realizado con modelos numéricos (Schmitz Jr *et al.*, 2005). El primero fue el de Zavala-Hidalgo *et al.* (2003), en el cual se utilizaron vientos climatológicos de COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) para forzar al modelo NCOM (Navy Coastal Ocean Model), y se encontró que estos soplan hacia el norte en verano y hacia el sur en invierno, generando flujos en el mismo sentido que obede-

cen la dinámica de Ekman. Sin embargo, el estudio de Gómez-Valdivia y Parés-Sierra (2020), muestra que las corrientes generadas sobre la plataforma son muy sensibles al producto de viento utilizado para forzar a los modelos. Como se ve en la figura 3, el producto de reanálisis de viento de ERA-INTERIM produce vientos a lo largo de la costa débiles en invierno. Al forzar al modelo ROMS (Regional Ocean Modeling System) con los vientos de COADS obtienen flujos sobre la plataforma como los mostrados por Zavala-Hidalgo *et al.* (2003), mientras que al forzar con los vientos de ERA-INTERIM, obtienen un flujo hacia el norte en invierno en la zona que nos interesa (figura 8). Este estudio argumenta que ese flujo promedio de invierno es debido a la presencia de remolinos del Lazo que imponen un flujo hacia el norte en la plataforma en una temporada donde los vientos promedio son muy débiles. Además de lo anterior, Gómez-Valdivia y Parés-Sierra (2020) encuentran que los datos de COADS tienen un error dos veces mayor que los de ERA-INTERIM al compararlos con observaciones de boyas meteorológicas al noroeste del golfo, por lo que argumentan que son un mejor producto.

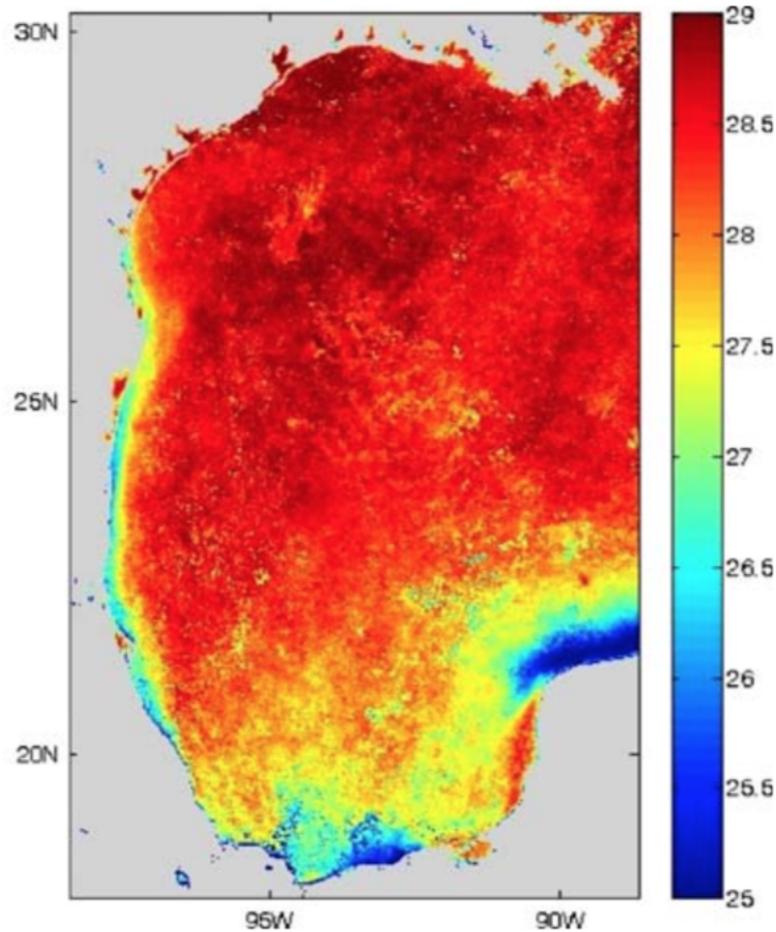
La climatología obtenida con la boya meteorológica (figura 4) coincide más con el producto de ERA-INTERIM, sin embargo, hacen falta mediciones tanto de los vientos como de las corrientes sobre la plataforma en esta zona para poder evaluar los productos de reanálisis que se utilizan para forzar los modelos numéricos, así como para evaluar los flujos obtenidos con las simulaciones. A la fecha no hay trabajos con observaciones directas del flujo promedio sobre la plataforma frente a Tamaulipas y norte de Veracruz, ni de su variación estacional, para confirmar estos hallazgos numéricos. El único es el estudio de Dubranna *et al.* (2011) que analiza solo un año de mediciones con correntímetros anclados en el quiebre del talud y datos de viento NARR (North American Regional Reanalysis model), observando que durante ese periodo de mediciones los promedios mensuales del viento y las corrientes fueron hacia el norte salvo en octubre y noviembre del año analizado. El otro trabajo observacional en la zona es el de Rivas (2017), solo que cuenta con datos de periodos muy cortos (3 meses), por lo que no puede usarse para analizar la variabilidad estacional ni los promedios de largo periodo de las corrientes en la plataforma.



**Figura 8.** Promedios climatológicos de 10 años de las corrientes en la plataforma generadas con el producto de viento COADS (arriba) y ERA-INTERIM (abajo). Figura tomada del estudio numérico de Gómez-Valdivia y Parés-Sierra (2020)

La plataforma continental en la zona de estudio es angosta, por lo que los frentes de surgencia del verano y los flujos asociados a ellas vía la dinámica de Ekman, se encuentran cerca del quiebre (figura 9). Por lo mismo, es posible que coincidan en espacio con los flujos sobre el talud continental, haciendo más difícil distinguirlos entre sí, además que el arribo de remolinos de mesoescala al talud también tendrá una influencia sobre las corrientes de la plataforma. Esto no ocurre al norte de  $26^{\circ}N$ , donde la plataforma es mucho más ancha, y por ende los flujos promedio cercanos a la costa se distinguen claramente de los flujos sobre el talud continental, dando lugar

a la conocida circulación ciclónica de la plataforma texana (p.ej. Zavala-Hidalgo *et al.* (2014)).



**Figura 9.** Temperatura superficial del mar de julio, generada a partir de 8 años de datos satelitales. El frente asociado al cambio drástico en la temperatura superficial coincide en espacio con el núcleo de la corriente asociada a él. Figura tomada de Zavala-Hidalgo *et al.* (2006).

#### 1.4. Justificación

Hasta ahora se tiene un conocimiento limitado sobre la estructura horizontal y vertical del flujo de gran escala en la frontera occidental del GoM, así como de su variabilidad estacional. Sobre la plataforma se cuenta principalmente con los resultados de modelos numéricos, por lo cual hace falta su validación con observaciones *in situ*. Sobre el talud, el estudio de Sturges (1993) utiliza datos indirectos e inhomogéneos en espacio y tiempo resultando en promedios de la velocidad de baja resolución espacial y limitados a la superficie. De igual manera, el estudio de DiMarco *et al.* (2005)

cuenta con muy pocas observaciones en la región y los estudios con observaciones que son más recientes, por ejemplo el de Tenreiro *et al.* (2018), se enfocan a los flujos inducidos en la capa profunda del GoM por la llegada de remolinos del Lazo.

Dado que actualmente se cuenta con una muy amplia base de datos de derivadores superficiales y series más largas de velocidades a partir de mediciones con correntímetros usados en el estudio de Tenreiro *et al.* (2018), proponemos obtener la estructura tanto horizontal como vertical del flujo sobre la plataforma y talud continentales de Tamaulipas y Veracruz, e inferir su variabilidad estacional. La importancia de obtener esta referencia observacional es que servirá para validar resultados numéricos, y sienta las bases para estudiar el papel relativo que juega el forzamiento del viento y el arribo de remolinos en la variabilidad de baja frecuencia del flujo en la región de estudio.

## Capítulo 2. Objetivos

---

### 2.1. Objetivo General

- Caracterizar con mediciones de boyas de deriva, altimetría satelital y anclajes con correntímetros, el flujo presente tanto en el talud como en la plataforma continental del GoM en la zona comprendida entre  $98^{\circ}W - 94^{\circ}W$ ,  $21^{\circ}N - 27^{\circ}N$ .

### 2.2. Objetivos Específicos

- Comparar los promedios estacionales de la velocidad superficial obtenidos con las boyas de deriva y la altimetría satelital con los de los anclajes con correntímetros para determinar qué tan representativos son del flujo promedio a estudiar.
- Obtener la estructura horizontal y vertical del flujo sobre la plataforma continental y el talud, además de analizar la variabilidad estacional de ambos flujos.

## Capítulo 3. Datos y Metodología

---

### 3.1. Datos

Cabe notar que las bases de datos a utilizarse no fueron diseñadas con el objetivo anterior en mente, por lo que no se cuenta con anclajes en el interior de la plataforma. Además, aunque hay alto número de datos de derivadores superficiales, estos no se encuentran distribuidos de manera homogénea en la región ni en tiempo ni en espacio. La altimetría satelital cuenta con la ventaja de que sus mediciones son continuas en el tiempo y están distribuidas homogéneamente, sin embargo, no son confiables en los primeros 10-50 km de la costa (Cipollini *et al.*, 2017), y su resolución espacial es relativamente baja costa afuera dadas la escala de flujo sobre el talud. Es por ello que se utilizan las tres bases de datos en conjunto, con el fin de poder obtener un resultado más robusto sobre la estructura y variabilidad de baja frecuencia de los flujos en esta región.

#### 3.1.1. Boyas de deriva

Se cuenta con una base de datos de 23 años (1994-2017) la cual incluye información de distintos experimentos hechos en todo el GoM con derivadores de diferentes modelos, y cuyos sistema de arrastre varían en profundidad desde 1m hasta 50m. Estos experimentos se describen a continuación.

- **GDP (Global Drifter Program) [16/NOV/1996 - 04/MAR/2005]:** Base de datos de derivadores superficiales propiedad de la agencia estadounidense NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Es una base de datos global y para este trabajo solo se tomaron los derivadores correspondientes al GoM. Se utilizan derivadores SVP (Surface Velocity Program <https://gdp.ucsd.edu/ldl/svp/>). El sistema de arrastre de estas boyas de deriva está centrado a los 15 metros de profundidad y se rastrean a través de satélite por medio del sistema Argos. La resolución temporal de estos datos es de 6 horas.
- **HTR (High Temporal Resolution GDP Drifters) [01/ENE/2005 - 15/OCT/2014]:** Esta base también utiliza derivadores SVP, lo

que cambia es que en este caso se obtiene una mayor resolución temporal de 1.5 horas, dado que se utilizaron más satélites para el rastreo de las boyas de deriva.

- **SGOM (Southern Gulf of Mexico Drifters)**

**[25/SEP/2007 - 31/OCT/2014]:** Base de datos del proyecto CICESE - PEMEX. Se utilizan derivadores FHD de Horizon Marine (Anderson y Sharma, 2008) los cuales tienen un diseño cilíndrico con una línea de 45 metros que termina en paracaídas que funciona como sistema de arrastre de 1.2 metros de diámetro. Este diseño hace que el sistema de arrastre oscile en la vertical en lugares con alta cizalla vertical. Se espera que representen las corrientes entre los 25 y 45 m de profundidad (Perez-Brunius *et al.*, 2013). Estos derivadores emiten su posición por GPS cada hora.

- **NGOM (Northern Gulf of Mexico dataset) [15/FEB/2010 - 2/SEP/2014]:** También es parte del proyecto PEMEX-CICESE, y utiliza derivadores FHD como el caso de SGOM, pero el muestreo se concentra en el norte del GoM, de allí el nombre del experimento.

- **SCULP (Surface Current and Lagrangian Drift Program)**

**[2/JUN/1993 - 31/OCT/1996]:**

Se utilizan derivadores del tipo CODE (Coastal Ocean Dynamics Experiment, <https://www.metocean.com/product/codedavis-drifter/>).

Su sistema de arrastre permite medir las corrientes en el primer metro de la columna de agua, y son rastreados por satélite mediante el sistema Argos. Esta base de datos es resultado de tres experimentos. SCULP I estudia la zona de Texas y Luisiana, SCULP II el talud de Florida y SCULP III los remolinos presentes en el GoM.

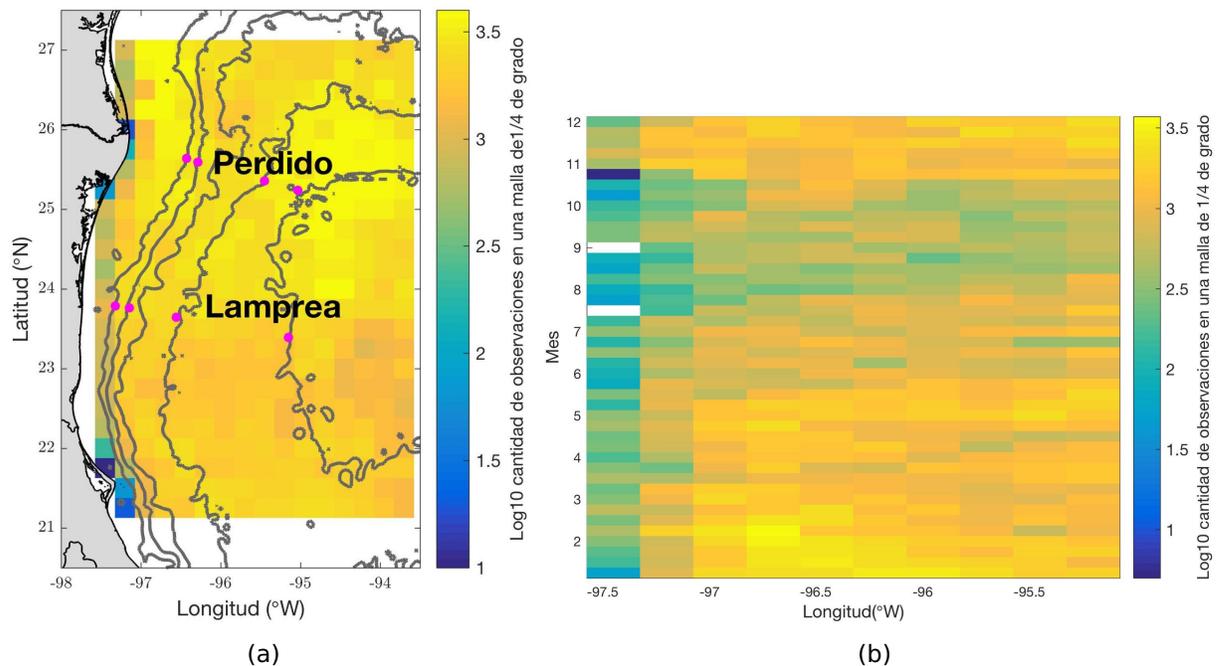
- **DWDE (Deep Water Dispersion Experiment)**

**[15/JUN/2016 - 14/NOV/2017]:** Esta base de datos contempla cuatro experimentos para el proyecto CIGOM (Consortio de Investigación del Golfo de México). En estos experimentos se utilizan diferentes diseños de derivadores; Microstar (<https://www.pacificgyre.com/microstar-gps-drifter.aspx>), DORIS (<https://oorco.ens.uabc.mx/sondas-oceanograficas>) y CODE (<https://www.metocean.com/product/codedavis-drifter/>), con el objetivo de carac-

terizar la dispersión superficial en aguas profundas del GoM. Todas ellas tienen su sistema de arrastre centrado a 1m de profundidad (García Carrillo *et al.*, 2018).

Dado que la frecuencia de muestreo de las diferentes bases de datos de boyas de deriva varía entre 1 y 6 horas se decidió interpolar las mediciones horariamente. La distribución espacial y temporal de estos datos se muestra en la figura 10.

Las grandes ventajas de estas base de datos es que hay muchos años muestreados con una amplia cobertura espacial. Sin embargo, también en la figura 10 observamos que el muestreo no es homogéneo tanto en espacio como en tiempo.



**Figura 10.** Muestreo de la base de datos de derivadores en el oeste del Golfo de México. Se muestran el número de puntos por cuadro de malla con escala logarítmica en una resolución de 1/4 de grado tanto para el muestreo espacial (figura 10(a)) como para el muestreo estacional en función de la longitud (figura 10(b)). Los puntos en magenta muestran la posición de algunos de los anclajes del proyecto CANEK-PEMEX.

### 3.1.2. Anclajes

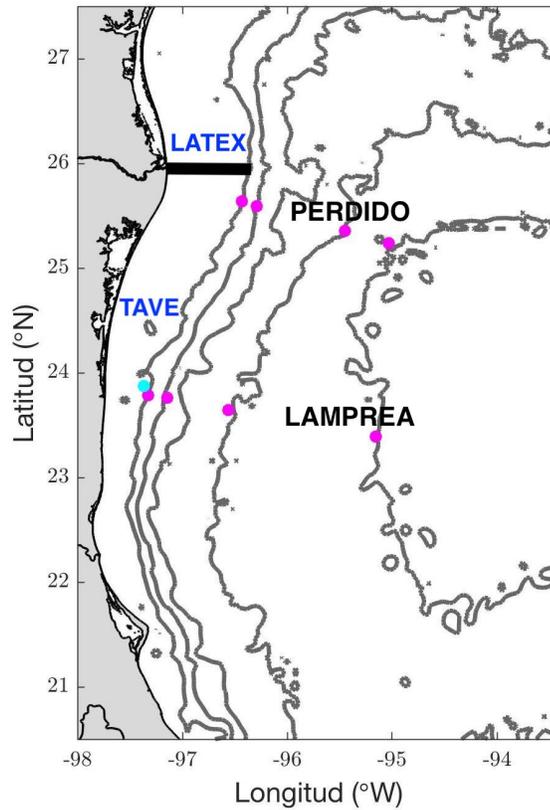
Los anclajes están equipados con perfiladores acústicos en distintas profundidades. Todos los anclajes cuentan con ADCPs WorkHorse (WH) de 300 kHz perfilando hacia arriba y LongRanger (LR) perfilando hacia abajo, montados en una boya a una profundidad nominal de 100m. Los anclajes de 130m no tienen un LR sino un WH600

mirando hacia abajo para medir la capa friccional cerca del fondo marino. Esos datos no se utilizaron. La resolución vertical con que se registran los datos del WH300 es de 8 metros, mientras que para el LR es de 16 m. Aunque los anclajes profundos cuentan con otros perfiladores que permiten obtener mediciones debajo de los 700m, no se utilizaron. Por un lado porque esto limitaría más el periodo de mediciones en que los perfiles verticales se muestrean simultáneamente, ya que cada instrumento tiene huecos diferentes en el periodo de mediciones. Y por el otro, se esperaba que la mayor parte de los flujos a estudiarse quedara contenida en los primeros 700m de la columna de agua, lo cual resultó cierto.

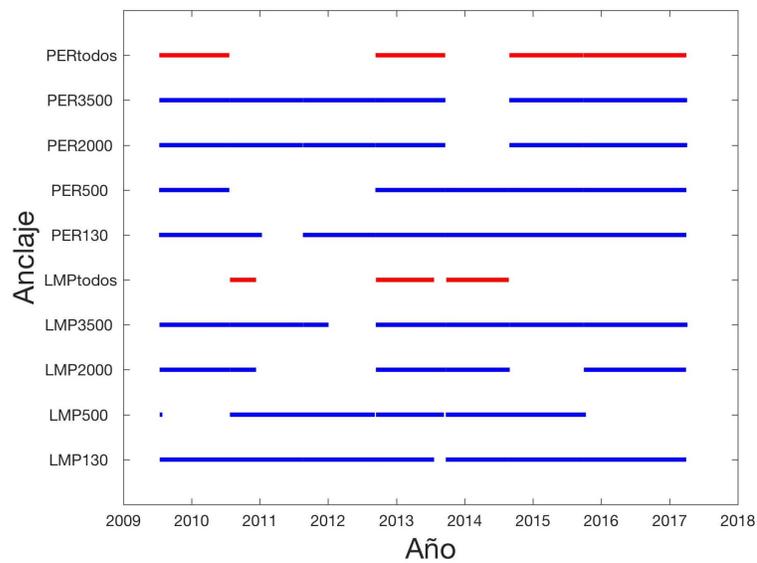
Primeramente, se interpolaron los datos en la vertical cada 5 metros. Se eliminaron los datos por encima de los 15m, pues pueden estar contaminados por el eco con la superficie. Después, se interpolaron verticalmente cada 5m desde la observación más somera hasta los 700m de profundidad. En la tabla 1 se muestran las mediciones más someras obtenidas en cada campaña de los anclajes. Siendo que varían mucho entre cruceros y anclajes, se decidió utilizar 55m como la profundidad más somera en los análisis de los datos, siendo que fue muestreada por más de tres años en cada uno de los anclajes.

Para el análisis de la estructura espacial y vertical de la corriente a través de cada línea de anclajes, se utilizó el periodo en que todos midieron simultáneamente (línea roja en la figura 12), para evitar crear perfiles espurios por usar promedios de periodos que no coinciden entre anclajes. En contraste, se utilizaron todas las mediciones al hacer el análisis del ciclo estacional para cada anclaje (líneas azules en la figura 12), esto con el fin de tener una serie de tiempo más larga para obtener un promedio climatológico más representativo.

Para la comparación del ciclo anual de cada base de datos, se decidió tomar la profundidad más somera que hayan medido los anclajes en cuatro o más campañas CANEK. Con este criterio, se seleccionaron las mediciones a una profundidad de 55 metros la cual es válida para la línea de Lamprea y Perdido.



**Figura 11.** Posición geográfica de los anclajes del proyecto CANEK-PEMEX como puntos magenta en el oeste del Golfo de México. Se muestran las plataformas y talud de Texas-Lousiana (LATEX), Tamaulipas-Veracruz (TAVE). Las isóbatas corresponden a 130,500,1000,2000 y 3500 metros de profundidad. El punto cian representa la posición de la boya meteoceánica CS1 para la cual se mostraron los promedios de viento en la figura 4.



**Figura 12.** Muestreo temporal de la base de datos de los anclajes. Se muestra el periodo de medición en que los instrumentos del anclaje midieran simultáneamente. Las líneas en rojo muestran el periodo en que los cuatro anclajes del transecto midieron simultáneamente y las líneas en azul muestran el periodo de medición de cada anclaje.

**Tabla 1.** Tabla que muestra la profundidad más somera en metros a la que midieron los perfiladores acústicos de los anclajes de cada línea en cada campaña CANEK.

<b>Campaña Canek</b>	<b>PER130</b>	<b>PER500</b>	<b>PER2000</b>	<b>PER3500</b>
CNK18	15	145	20	30
CNK21	25	25	15	35
CNK24	–	30	70	35
CNK27	20	20	35	50
CNK30	25	20	160	20
CNK35	15	25	15	20
CNK38	15	20	115	20
CNK40	15	20	80	20
<b>Campaña Canek</b>	<b>LMP130</b>	<b>LMP500</b>	<b>LMP2000</b>	<b>LMP3500</b>
CNK18	20	20	35	45
CNK21	20	130	20	35
CNK24	30	30	175	50
CNK27	15	25	35	–
CNK30	15	25	20	55
CNK35	15	20	25	20
CNK38	15	15	140	20
CNK40	15	15	15	20

### 3.1.3. Altimetría Satelital

Se utilizaron las velocidades geostróficas del producto AVISO Ssalto, que derivan de datos de nivel del mar procesados con el sistema DUACS. La versión utilizada fue la Delayed Time (DT-MADT-H-UV). Se cuenta con 22 años de datos diarios que cubren desde el 1 de enero de 1994 hasta el 31 de diciembre del 2016 en una malla de 1/4 de grado. Para este trabajo se extrajo la región centro-oeste del GoM ( $98^{\circ}W - 94^{\circ}W$ ,  $21^{\circ}N - 27^{\circ}N$ ). Estos datos cuentan con muy buena cobertura espacial y temporal, sin embargo, de 10 a 50 km cerca de la costa los resultados de la mediciones con satélite no son fiables (Cipollini *et al.*, 2017).

### 3.2. Metodología

Se calcularon los promedios de velocidad para las tres bases de datos tanto mensuales como por temporada: invierno (septiembre-marzo) y verano (abril-agosto). Estas temporadas se establecieron con base en el trabajo de Zavala-Hidalgo *et al.* (2003) en donde se documenta que en invierno hay una inversión en la dirección de la corriente con respecto del verano en la plataforma comprendida entre  $21^{\circ}N - 27^{\circ}N$ .

- **Promedios mensuales:** Se calcularon para todas las bases de datos con la siguiente ecuación,

$$v_{mes} = \frac{\sum v}{N} \quad (1)$$

donde  $v$  son las velocidades, ya sean horarias o diarias, para cada mes y  $N$  el número de estas.

- **Promedios por temporadas:** Por temporada se calcula,

$$v_{temporada} = \frac{\sum v_{mes}}{N_t}, \quad (2)$$

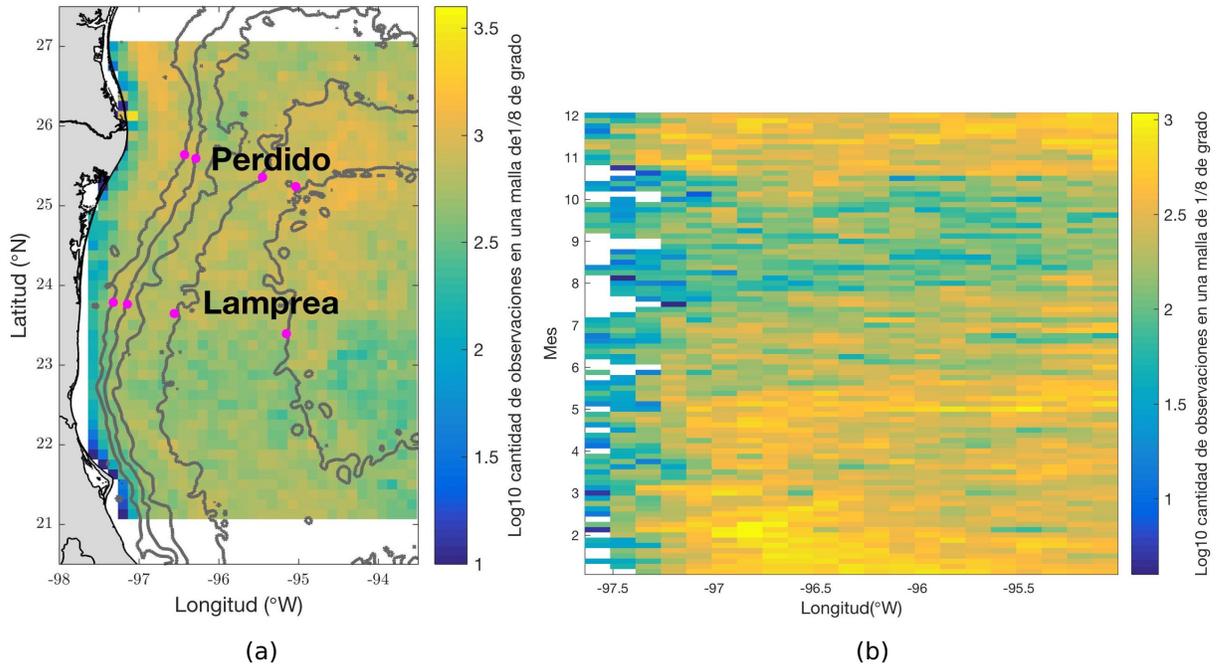
donde  $\sum v_{mes}$ , es la suma del promedio de las velocidades por mes del calendario y  $N_t$ , es el número de meses típicos por temporada.

En este caso podríamos haber hecho,

$$v_{temporada} = \frac{\sum v_t}{n}, \quad (3)$$

con  $v_t$  las velocidades horarias o diarias por temporada y  $n$  el número de estas. Sin embargo, podríamos estar sesgando el promedio a los meses con más mediciones. Esto no es un problema al considerar los datos de los anclajes, pero en el caso de los derivadores, el muestreo no homogéneo en el tiempo (figura 10(b)) sí puede dar lugar a un sesgo en el promedio. Es por ello que se usa la ecuación 2, en la cual las estimaciones para todos los meses tienen el mismo peso.

Para calcular los promedios temporales de los derivadores, lo que se hizo fue promediar temporal y espacialmente todos los datos que cayeran dentro de un cuadro de una malla geográfica. Se experimentó con mallas de 1/4 y 1/8 de grado para obtener promedios representativos con la mayor resolución posible. Vemos de la figura 13 que resolver el flujo en la malla de 1/8 de grado resulta difícil pues no se cuentan con suficientes mediciones, por lo tanto se decidió utilizar 1/4 de grado para realizar los cálculos.



**Figura 13.** Muestreo de la base de datos de derivadores superficiales en una malla de 1/8 de grado. En 13(a) se presenta la densidad de puntos por cuadro de malla, mientras que en 13(b) se tiene el muestreo estacional. Los puntos morados representan la posición de los anclajes con correntímetros.

Los promedios los podemos ver como medias de diferentes muestras las cuales forman una distribución que también tiene una media, la media poblacional. Suponiendo que esta media poblacional viene de una distribución gaussiana, las medias muestreadas siguen una distribución t-Student y les podemos calcular el error estándar de la siguiente manera,

$$\epsilon = \frac{\sigma}{\sqrt{DOF}}, \quad (4)$$

donde  $\sigma$  es la desviación estándar de la media muestral y  $DOF$  son los grados de libertad (Thomson y Emery, 2014). Este error estándar lo podemos ver como un parámetro para estimar la desviación estándar de la población, por lo tanto, al mostrar los promedios también se muestra el intervalo

$$v \pm \epsilon, \quad (5)$$

donde  $v$  es la velocidad promedio ya sea mensual o por temporada y  $\epsilon$  es calculado,

para el caso mensual, a través de la ecuación 4. Para calcular el error estándar de los promedios por temporada se asume que los errores de los meses no están correlacionados y se propaga el error:

$$\frac{\sqrt{\sum_{mes} \epsilon_{mes}^2}}{N_t}, \quad (6)$$

donde  $\epsilon_{mes}$  es el error calculado a partir de ecuación 4 para cada mes y  $N_t$  es el número de meses por temporada (Thomson y Emery, 2014).

El error estándar se usó para calcular los intervalos de confianza para la media, en nuestro caso al 95 %, y así poder decidir qué promedios son significativamente diferentes de cero a través de la prueba t-Student. Para hacerlo primero se calcula el intervalo de confianza,

$$v \pm t_{\alpha, DOF} \frac{\sigma}{\sqrt{DOF}}, \quad (7)$$

donde  $v$  es la velocidad, ya sea mensual o por temporadas,  $t_{\alpha, DOF}$  es la variable de la distribución t-Student que depende del nivel de confianza que se desee ( $\alpha$ ) y de los grados de libertad que se tengan, en nuestro caso  $\alpha = 0.05$ . La prueba estadística consiste solo en saber si el intervalo de la ecuación 7 cruza el cero o no. Si lo hace el promedio no es significativamente diferente de cero (Thomson y Emery, 2014).

Dado que se están usando datos *in situ*, sabemos que mediciones consecutivas pueden no ser independientes; esto se debe a componentes de baja frecuencia, como movimientos inerciales, lo cual puede generar una alta correlación en los datos (Thomson y Emery, 2014). Por tal motivo se hizo el cálculo de los grados de libertad (DOF). Estos se definen como,

$$DOF = \frac{\text{días únicos muestreados}}{\text{tiempo integral}} \quad (8)$$

En el caso de los derivadores superficiales, sabemos que dos de estos pueden medir al mismo tiempo, por lo tanto usamos la siguiente ecuación,

$$DOF = \frac{\text{número de días únicos}}{\text{tiempo integral}}. \quad (9)$$

Para cada mes y base de datos se calcularon los grados de libertad utilizando las ecuaciones 8 y 9. Los grados de libertad por temporadas los definimos de la siguiente manera para las boyas de deriva, y, para ser consistentes, para la altimetría y anclajes también,

$$DOF_{temporada} = \text{número de meses de la temporada con más de 5 } DOF_{mes}. \quad (10)$$

El tiempo integral ( $T$ ) lo podemos interpretar como una medida del tiempo durante el cual las velocidades medidas por el derivador están correlacionadas, y por tanto no son medidas independientes. (Thomson y Emery, 2014). Se define como el área bajo la curva de la función de autocovarianza, es decir,

$$T = \frac{2}{C(0)} \int_0^{\infty} C(\tau) d\tau, \quad (11)$$

donde  $C$  es la autocovarianza (Thomson y Emery, 2014) de la serie de tiempo de nuestros datos. Para calcular la relación 11 se discretizó la integral usando el método del trapecio, resultando en,

$$T = \frac{2}{C(0)} \sum_{k=0}^{m-1} \frac{\Delta\tau}{2} [C(\tau_k + \Delta\tau) + C(\tau_k)]. \quad (12)$$

El tiempo integral que se usó para los datos de las boyas de deriva fue el calculado por DiMarco *et al.* (2005), que calculó entre 8 y 3 días y para este trabajo elegimos 3 días. En el caso de los anclajes y la altimetría satelital, se calculó mediante la ecuación 12, obteniendo aproximadamente 3 días (pudiendo variar entre 3 y 5 días) de tiempo integral para ambas bases de datos.

Como uno de los objetivos de la tesis es obtener la estructura espacial de la corriente, esta se analizó de dos formas.

- 1.- Los promedios en malla geográfica de la velocidad superficial obtenida con los derivadores y los datos de altimetría satelital.
- 2.- La velocidad promedio a través de los dos transectos de los anclajes (PER y LMP).

Para obtener la segunda, se extendieron las líneas de los transectos hasta la costa, y se interpolaron los promedios y errores estándar de **(1)** sobre esta línea con una resolución de 10km, y finalmente se proyectaron las velocidades interpoladas para que fueran perpendiculares al transecto.

Aunque no es la manera más correcta de hacerlo, se decidió simplemente interpolar el error estándar para no recalcular los promedios de los derivadores a una malla centrada a las líneas de los anclajes.

Para caracterizar el comportamiento del flujo en la vertical, con base en las mediciones de los anclajes se hicieron secciones verticales. La velocidad de los promedios de los anclajes se interpoló en la vertical y horizontal utilizando una *biharmonic spline* mediante la función *griddata* del software MATLAB. Este método está basado en la distancia entre los puntos para ajustar funciones de base radial centradas en cada punto, y produce un resultado suavizado comparado con una interpolación lineal.

## Capítulo 4. Resultados

---

### 4.1. Comparación entre las tres bases de datos

El primer paso fue comparar los resultados obtenidos con las tres bases de datos. La comparación tiene como objetivo evaluar tres aspectos importantes,

- Si los promedios obtenidos con las boyas de deriva son comparables con los obtenidos con los anclajes. Esto es importante pues dado que los anclajes midieron de forma más continua, esta comparación sirve para verificar qué tan representativos son los promedios de las boyas de deriva, y con ello permite dar o no certeza a dichos promedios en los lugares donde no hay anclajes.
- Si los promedios obtenidos con altimetría son representativos para la región de estudio comparando con los obtenidos con los anclajes, sobretodo cerca de la costa y con corrientes bastante angostas. Siendo que la altimetría tiene problemas en la región cerca de la costa (primeros 10 - 50 km Cipollini *et al.* (2017)) y que el ancho de las corriente sobre la plataforma apenas incluye un par de puntos de la malla de la altimetría, las corrientes geostróficas derivadas de los datos de satélite tenderán a subestimar el flujo real. Esto a su vez resulta en una cizalla menor, resultando en un perfil de corriente diferente al real. Comparar los promedios permitirá establecer qué tan representativos son para determinar la estructura horizontal del flujo promedio sobre la plataforma y sobre el talud continental.
- Si los promedios de los anclajes tienen suficiente resolución espacial para inferir la estructura horizontal del flujo sobre el talud. Esto es importante ya que el diseño y posición de los anclajes no fue planeado para el estudio específico de la corriente sobre el talud. Por ello comparar la estructura horizontal obtenida con los promedios de los derivadores (con mayor cobertura espacial) y altimetría (mediciones con relativamente baja resolución espacial pero largo e ininterrumpido periodo de medición), permitirá verificar si una interpolación horizontal de la velocidad promedio obtenida con los anclajes permite analizar la estructura del flujo en cuestión. Esto es relevante dado que los anclajes entonces podrán también proporcionarnos con detalle la estructura vertical del flujo, lo cual no se puede evaluar con las otras dos bases de datos.

#### 4.1.1. Año típico

Se calcularon para las tres bases de datos y ambas líneas de anclajes los promedios mensuales climatológicos, los cuales, de ahora en adelante serán referidos como año típico. En el caso de los anclajes, se utilizaron todos los datos disponibles de cada uno, aun cuando correspondieran a diferentes periodos de tiempo (figura 12). Se presenta el año típico de la velocidad a 55 m medida por los cuatro anclajes de Lamprea, en comparación con los resultados de la interpolación de los promedios de las boyas de deriva y de la altimetría sobre la línea de los anclajes de Lamprea (figura 14).

Cabe destacar que las barras de error calculadas con los datos de altimetría y anclajes son particularmente pequeñas pues la ecuación (4) depende directamente del número de observaciones independientes con el que se cuenta, que en el caso de las bases de datos antes mencionadas, son órdenes de magnitud mayores a las observaciones que se cuentan con los datos de los derivadores.

Vemos que en la posición de los anclajes más cercanos a la costa (LMP130,LMP500), en las tres bases de datos, se alcanza a ver que la variabilidad presenta aproximadamente un ciclo anual, con el máximo en julio-agosto y dos mínimos: uno en noviembre y otro no tan marcado en enero-marzo. Las tres bases de datos están aproximadamente en fase.

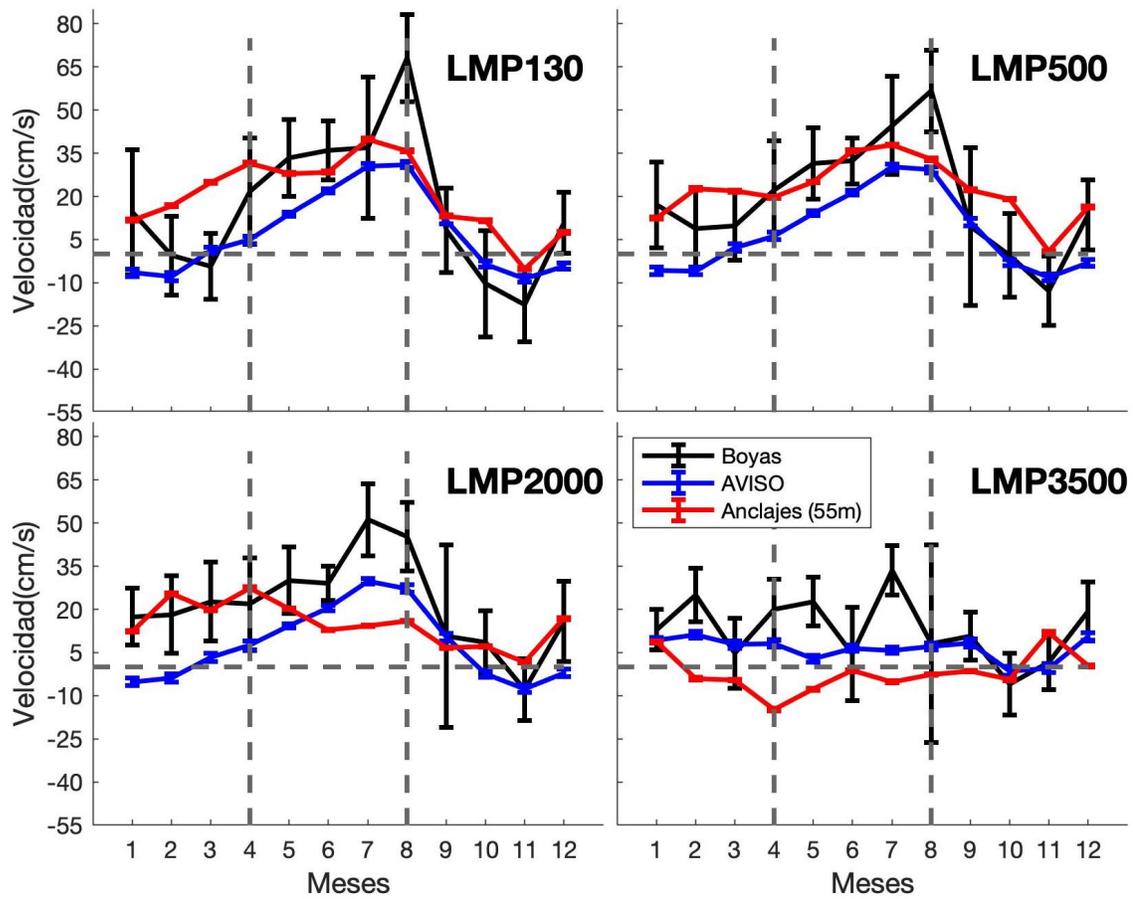
En la zona del anclaje LMP130 se alcanza a ver un promedio hacia el sur en noviembre en las tres bases de datos. En la zona del anclaje LMP500 también se alcanza a ver un flujo hacia el sur en ese mes, tanto en las corrientes geostróficas calculadas a partir de la altimetría como en las calculadas a partir de las boyas de deriva, más no se observa en las velocidades medidas por el anclaje. Las magnitudes de la velocidad promedio se sobrestiman con las boyas de deriva y subestiman con la altimetría comparadas con los dos anclajes más cercanos a la costa. Esto era esperado, dado que las mediciones más someras de los anclajes están a 55 m, mientras que las boyas de deriva tienen diversos sistemas de arrastre, por lo que miden las velocidades entre 1m y 45m profundidad. Por otro lado, los anclajes de 130 y 500m se encuentran cercanos a la costa, por lo que puede ser que las velocidades obtenidas por satélite no sean del todo confiables.

En el punto del anclaje LMP2000 los datos de las boyas de deriva y la altimetría muestra un ciclo anual en fase, con el mínimo en noviembre y el máximo en julio. Los promedios del anclaje tienen dos máximos, uno en febrero y el otro en abril, mientras que el mínimo se encuentra en noviembre y el flujo promedio de todos los meses siempre es hacia el norte, mientras que la altimetría y boyas de deriva si muestran un débil flujo hacia el sur en noviembre.

En el punto del anclaje en la isóbata de 3500m coinciden todas las bases de datos en que ya no hay un ciclo estacional claro, y en lo que difieren más es en que los anclajes tienden a mostrar un flujo promedio hacia el sur casi todo el año, mientras que las otras dos bases de datos muestran un promedio hacia el norte.

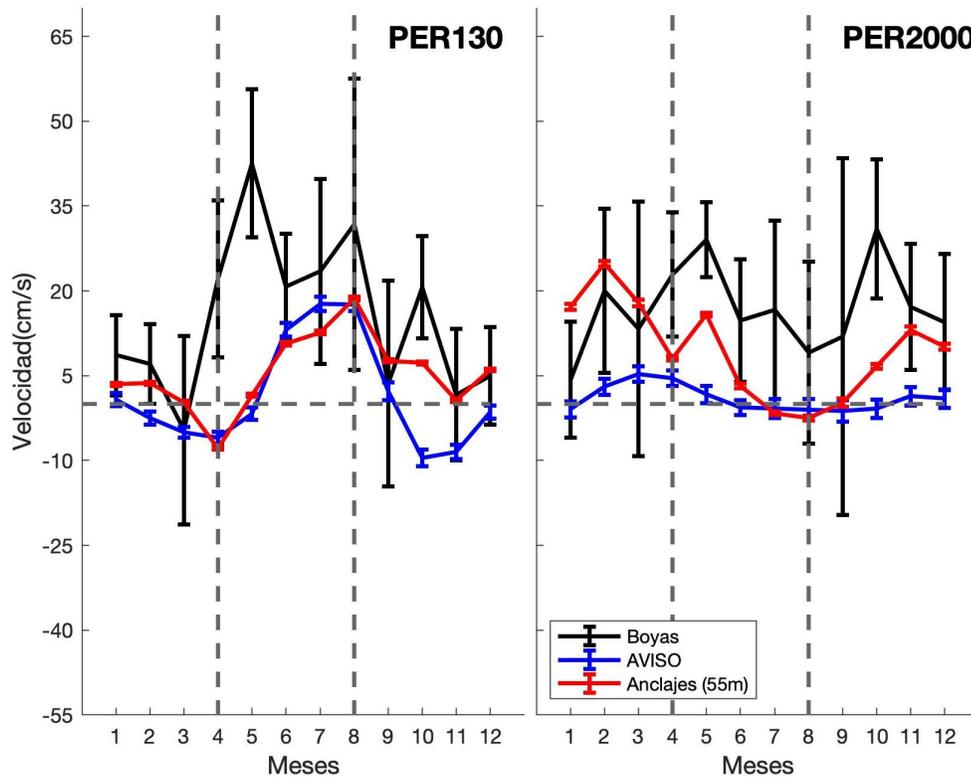
También se muestran los promedios mensuales del año típico de los datos de altimetría satelital y boyas de deriva en comparación al de los anclajes en las isóbatas de 130 y 2000 metros en la línea de Perdido (figura 15). El comportamiento de los anclajes es muy similar, el anclaje PER500 se parece al de PER130 y el de PER3500 al de PER2000 por lo cual solo se muestran PER130 y PER2000.

En la posición de PER130, las tres bases de datos muestran un ciclo estacional pero con diferencias temporales en la ocurrencia de los máximos y mínimos. Las boyas de deriva muestran un máximo en mayo y otro menor en agosto, mientras que tanto la altimetría y el anclaje muestran el máximo en julio-agosto. Por otro lado, las velocidades reportadas con los datos de altimetría y el anclaje muestra dos mínimos, uno en abril y otro en octubre-noviembre, mientras que en el caso de las boyas el mínimo más claro ocurre en abril. Otra cosa a resaltar es que las corrientes geostróficas calculadas con la altimetría sugieren un flujo hacia el sur salvo entre junio y septiembre, mientras que los anclajes y las boyas de deriva lo observan solo durante un mes (marzo o abril). Ahora, en el punto del anclaje PER2000, se nota la presencia de un ciclo anual en el año típico obtenido con la altimetría y el anclaje, con un mínimo en agosto pero con máximos en marzo y febrero respectivamente. Las boyas de deriva muestran mucha variabilidad en los promedios mensuales, y no hay un ciclo anual claro, aunque parece también coincidir en tener un mínimo a final del verano.



**Figura 14.** Promedios mensuales del año típico para la velocidad a 55m obtenida a partir de los datos de los cuatro anclajes de la línea de Lamprea, junto con los promedios correspondientes a esos sitios obtenidos de las boyas de deriva superficiales y la velocidad geostrofica de altimetría satelital. En azul se muestran las velocidades calculadas a partir de los datos de altimetría, en rojo a partir de los anclajes y en negro a partir de las boyas de deriva. Las líneas punteadas verticales delimitan las temporadas de invierno (septiembre - marzo) y verano (abril - agosto). La línea punteada horizontal muestra 0 cm/s.

Los resultados anteriores nos indican que las tres bases de datos muestran mayores diferencias entre sí para el año típico en Perdido, siendo más parecidas en la línea de Lamprea. Estas diferencias podrían deberse a que la línea de Perdido se encuentra en una zona donde la corriente del talud se separa hacia mar abierto, siguiendo un camino más sinuoso y añadiendo un factor de variabilidad adicional. Esto se discute más en la sección 4.2. Por lo tanto de ahora en adelante todo el análisis se enfocará solo en la línea de Lamprea.



**Figura 15.** Promedios mensuales del año típico para la velocidad a 55m obtenida a partir de los datos de los anclajes PER130 y PER2000 de la línea de Perdido, junto con los promedios correspondientes a esos sitios obtenidos de las boyas de deriva superficiales y la velocidad geostrófica de altimetría satelital. En azul se muestran las velocidades calculadas a partir de los datos de altimetría, en rojo a partir de los anclajes y en negro a partir de las boyas de deriva. Las líneas punteadas verticales delimitan las temporadas de invierno (septiembre - marzo) y verano (abril - agosto). La línea punteada horizontal muestra 0 cm/s.

#### 4.1.2. Perfiles Horizontales

Para evaluar si los anclajes pueden resolver la estructura horizontal del flujo tanto en la plataforma como en el talud, se analizaron perfiles horizontales con los promedios mensuales y por temporada. Estos resultaron de la interpolación bidimensional (horizontal y vertical) de los datos obtenidos con los correntímetros anclados en la línea de Lamprea. En este caso solo se utiliza el periodo en que los cuatro anclajes midieron simultáneamente, siendo que de otra forma podemos obtener deformaciones de la corriente que no sean reales, sino producto de comparar promedios para distintos periodos en los distintos anclajes. Esto es particularmente relevante siendo que los cuatro anclajes solo midieron de forma simultánea por 26 meses mientras que por ejemplo, el anclaje LMP130 midió por aproximadamente 7 años.

El campo de velocidades en función de la distancia a la costa para cada mes tí-

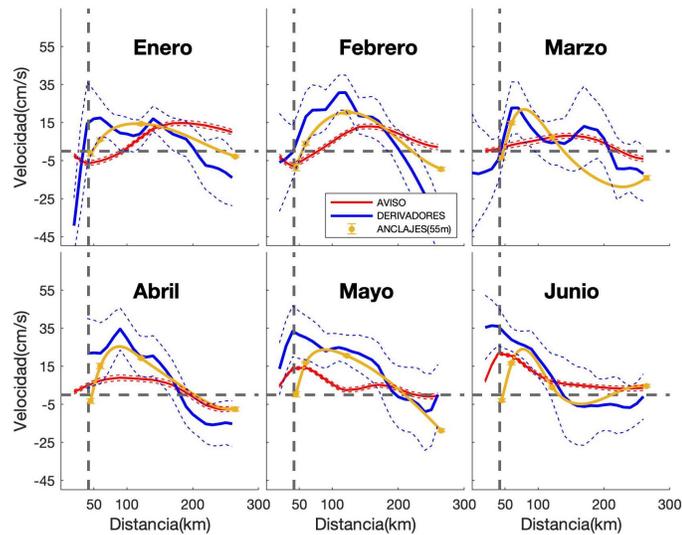
pico en la zona de Lamprea para el bin más somero se muestra en la figura 16. En general, la forma del perfil es similar para los promedios de los anclajes y los derivadores, mostrando un flujo hacia el norte confinado a los primeros 200km de la costa (salvo en noviembre, cuando el flujo cerca de la costa se dirige al sur), con velocidades máximas cercanas al quiebre de la plataforma, siendo más intenso entre mayo y septiembre. La mayor diferencia es que los derivadores muestran las velocidades máximas más cercanas al quiebre del talud continental particularmente entre mayo y septiembre, mientras que los anclajes lo muestran entre las isóbatas de 500 y 2000m (aproximadamente a 60 y 100 km de la costa).

Por el contrario, el perfil de las velocidades promedio calculadas con los datos de altimetría tiende a diferir más de las otras dos bases de datos en la mayoría de los meses, mostrando incluso flujos en dirección contraria a la reportada por estas (p.ej. enero).

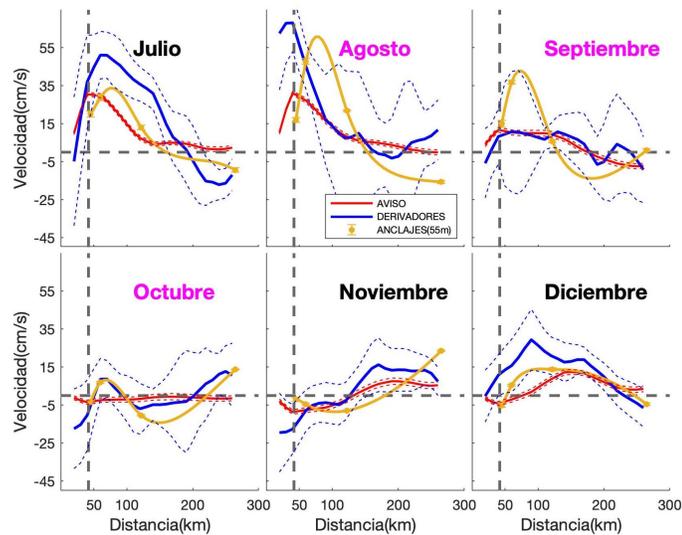
Dado que solo algunos meses estuvieron bien muestreados por los derivadores (ver figura 16), los promedios por temporada resultan tener mayor número de grados de libertad. Y dado que estos están relacionados con el número de mediciones independientes, los promedios son por ende más representativos. Estos se muestran en la figura 17 para la zona de Lamprea. El patrón general que se observa tanto en derivadores como en los anclajes es la existencia de un flujo hacia el norte en los primeros 200km de la costa, siendo más intenso en abril-agosto. Los datos de altimetría difieren más, particularmente en septiembre-marzo en que el máximo aparece más lejos de la costa que con las otras dos bases de datos. Sin embargo, al menos en verano (abril-agosto), hay una diferencia importante entre los derivadores y los anclajes, ya que los derivadores indican un flujo más intenso justo sobre el quiebre de la plataforma, mientras que con anclajes el flujo máximo estimado se encuentra más lejos del talud, con una disminución muy rápida hacia el quiebre.

La diferencia entre las boyas de deriva y los anclajes pudiera deberse a que el promedio de los últimos se calculó solo para un periodo limitado de más o menos dos años, dado que los cuatro anclajes tenían que medir simultáneamente como criterio de inclusión para el análisis. Para fines comparativos también se muestra una figura idéntica pero usando todo el periodo de mediciones de cada anclaje. Los dos más costeros midieron simultáneamente por 4 años y los dos más alejados a la costa por solo

2 años, por lo cual la forma del perfil en los primeros 70 km desde la costa es más representativo del promedio a largo plazo. En este caso observamos que los perfiles obtenidos con los anclajes y las boyas de deriva son muy parecidos y coinciden en que el máximo se encuentra sobre el quiebre de la plataforma en el verano.

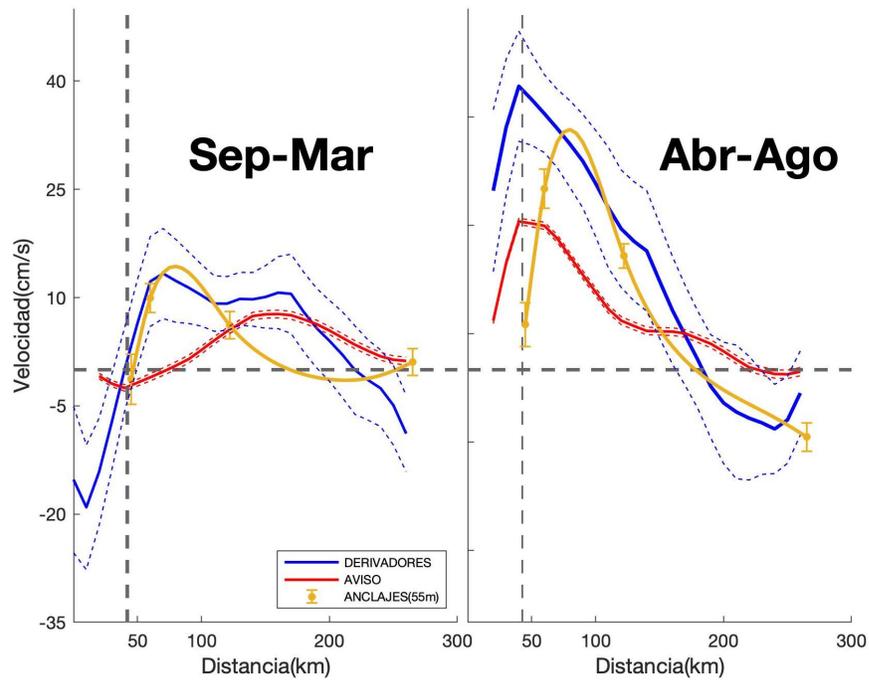


(a)

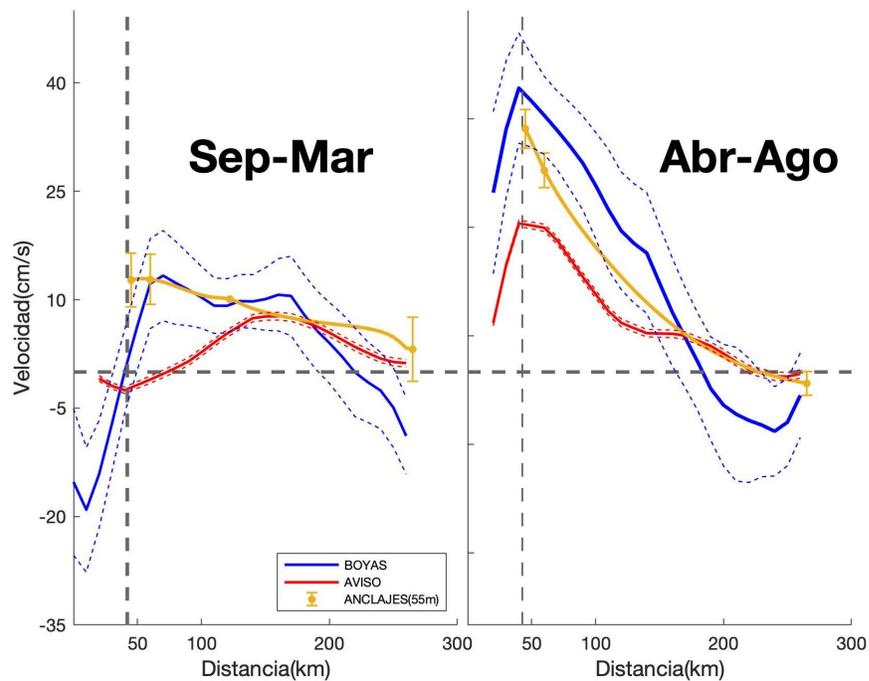


(b)

**Figura 16.** Perfiles horizontales del promedio mensual de la velocidad superficial en el transecto de Lamprea, en función de la distancia a la costa. Las líneas punteadas muestran el error estándar de los promedios de los derivadores (azul) y de la velocidad geostrófica satelital (rojo). Los errores correspondientes a los anclajes se muestran en la posición de los mismos con barras amarillas. Las líneas punteadas grises denotan los 0cm/s (horizontal), y la posición del quiebre de la plataforma (vertical). Los meses en magenta cuentan con menos de 100 observaciones horarias de los derivadores (figura 10(b)).



(a)



(b)

**Figura 17.** Perfiles horizontales del promedio por temporada de la velocidad superficial en el transecto de Lamprea, como función de la distancia a la costa. Promedios obtenidos para (a) el periodo en que los cuatro anclajes midieron simultáneamente (b) el periodo de medición de cada uno de los anclajes. Las líneas punteadas muestran el error estándar de los promedios de los derivadores (azul) y de la velocidad geostrófica satelital (rojo). Los errores correspondientes a los anclajes se muestran en la posición de los mismos con barras amarillas. Las líneas punteadas grises denotan los 0cm/s (horizontal), y la posición del quiebre de la plataforma (vertical).

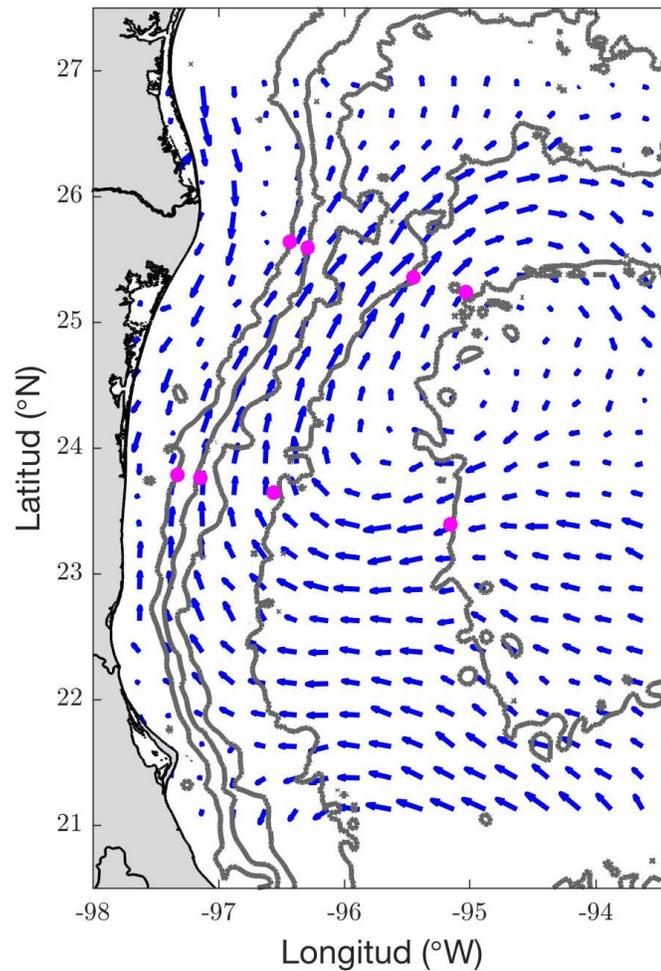
En resumen, la comparación entre las tres bases de datos no dan promedios idénticos, lo cual probablemente es reflejo de la alta variabilidad temporal del flujo aun en bajas frecuencias, dado que los promedios estacionales difieren bastante si se analizan series de tiempo cortas. Esto se mostró al ver cuánto cambió el perfil promedio de verano usando el periodo de muestreo simultáneo para los cuatro anclajes (26 meses) versus los 4 años muestreados por LMP130 y LMP500 (figura 17(b) ). Esto implica que el muestreo temporal poco homogéneo de los derivadores puede tener un impacto negativo al calcular los promedios con esa base de datos. Sin embargo, la forma del perfil y el año típico de los promedios en la línea de Lamprea muestran patrones similares entre lo obtenido con los derivadores y los anclajes. Esto da confianza para utilizar los promedios de los derivadores en la plataforma continental, donde las corrientes geostroficas calculadas a partir de los datos de la altimetría no son tan precisas y en la que no se tienen anclajes. Solo hay que tener cuidado en las regiones con pocos grados de libertad (i.e. donde hay pocas observaciones).

Por otro lado, aún cuando los anclajes están bastante espaciados entres sí, logran capturar bastante bien la forma del perfil de la corriente sobre el talud en la línea de Lamprea, a juzgar por el promedio estacional mostrado en la figura 17(b) obtenido con los anclajes y derivadores.

Por ello, se prosigue a analizar la estructura horizontal de flujo en toda la región utilizando los promedios de las boyas de deriva, y la estructura horizontal y vertical del flujo con los anclajes en la línea de Lamprea.

Las velocidades calculadas con los datos de la altimetría mostraron perfiles horizontales muy diferentes a las otras dos bases de datos, por ende no decidimos usarlas en el análisis que sigue a continuación.

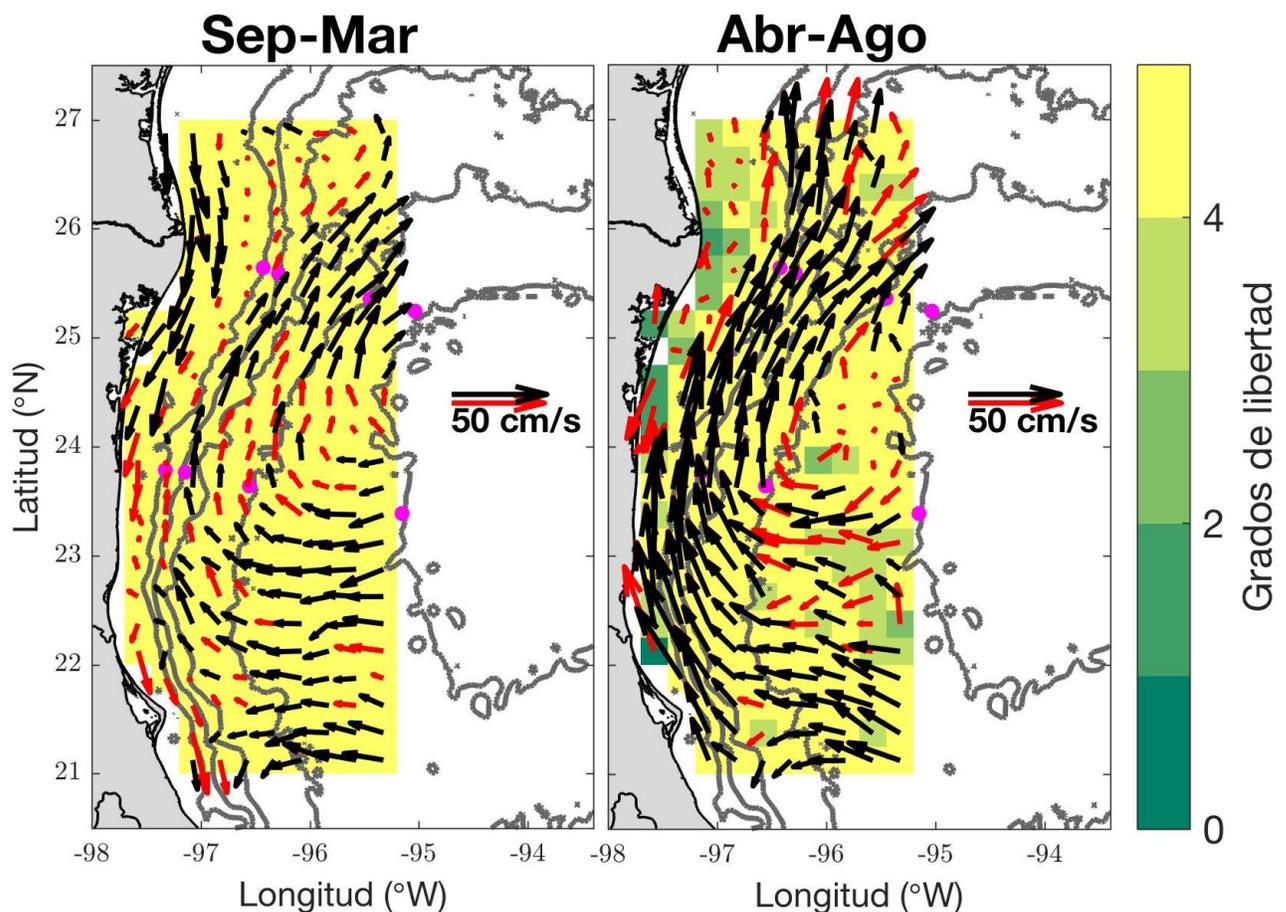
#### 4.2. Estructura horizontal y vertical del flujo, y su variabilidad estacional



**Figura 18.** Promedio general de la velocidad superficial obtenido con los datos de las boyas de deriva. En gris se muestran las isóbatas de 130, 500, 1000, 2000 y 3500 metros. Los puntos magenta muestran la ubicación de los anclajes utilizados en este trabajo.

Se presenta el promedio general obtenido con las boyas de deriva (figura 18). Vemos que en la línea de Perdido la corriente de frontera oeste se separa del talud y experimenta una bifurcación, con la mayor parte del flujo desviándose hacia el noreste, y el resto continuando a lo largo del talud hacia el norte. Esto es consistente con la idea de que las corrientes de frontera oeste se separan del talud, y una vez fuera de este, se vuelven inestables y tienden a tener un camino más sinuoso (Chassignet y Marshall, 2008; Imawaki *et al.*, 2013; Luther y Bane Jr, 1985). La zona donde aparentemente el flujo se separa del talud coincide con un cambio en la dirección de las isóbatas. En  $26^{\circ}\text{N}$  el talud cambia a una dirección más inclinada dirigida suroeste-noreste que la que se observa en línea de Lamprea que es más meridional.

Dado eso, si en efecto el flujo promedio observado sobre el talud se debe a una corriente de frontera oeste que se separa del talud entre los 25 y 26°N, explica por qué los promedios entre las tres bases de datos difieren más en la línea de Perdido, pues se añade la variabilidad lateral en la posición del núcleo de la corriente una vez que se separa del talud, lo cual no pasa en la zona de Lamprea, donde el movimiento lateral del flujo está más restringido por el talud. Para minimizar este efecto en los promedios eulerianos utilizados, el análisis de los anclajes se enfocará a la línea de Lamprea.

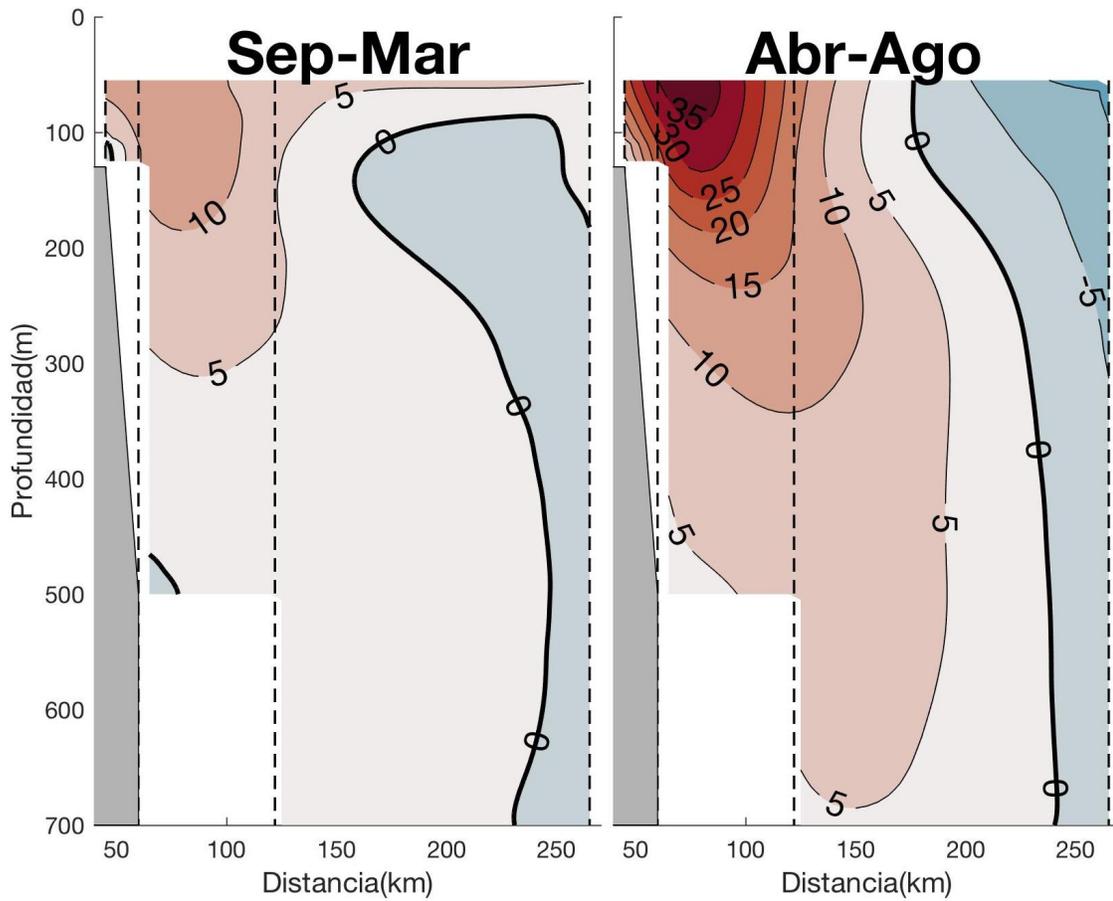


**Figura 19.** Mapa horizontal de las velocidades promedio de los datos de los derivadores junto con los grados de libertad correspondientes a cada cuadro de malla. En negro se encuentran los promedios significativamente diferentes de cero, mientras que en rojo se presentan los que no son significativamente diferentes de cero. Los puntos magenta muestran la posición de los anclajes, y los contornos grises las isóbatas de 130, 500, 1000, 2000 y 3500 metros.

Los promedios por temporada se presentan en la figura 19. Lo que se observa es un flujo hacia el sur en invierno sobre la plataforma del norte de Tamaulipas y el sur de Texas (24°N – 26.5°N), mientras que en verano, no se puede afirmar la dirección

del flujo pues los promedios no son significativamente diferentes de cero y además se cuenta con pocos grados de libertad. Sobre la plataforma del norte de Veracruz y sur de Tamaulipas ( $22^{\circ}N - 24^{\circ}N$ ), en verano notamos un flujo hacia el norte y en invierno se observa una circulación hacia el sur, aunque el promedio no es significativo. Sin embargo, en este caso sí tenemos más grados de libertad, aunque, los promedios no fueron significativamente diferentes de cero. Sobre el talud observamos un flujo hacia el norte en ambas temporadas, el cual se intensifica en verano con respecto al invierno. Además, en verano se observa una corriente promedio continua desde  $23^{\circ}N - 27^{\circ}N$ , mientras que en invierno el flujo sobre el talud solo se observa claramente entre  $24^{\circ}N - 26^{\circ}N$ . A continuación se analiza más a profundidad la estructura tanto horizontal como vertical del flujo en la línea de anclajes de Lamprea. Se presenta la sección vertical para ambas temporadas en la zona de Lamprea (figura 20). Estos promedios se realizaron para el periodo en que los cuatro anclajes midieron de forma simultánea. Se observa que el flujo se extiende hasta aproximadamente 225 kilómetros en la horizontal y hasta los 700 metros en la vertical. En ambas temporadas el núcleo del máximo presenta una inclinación, esto es, a medida que aumenta la profundidad, se van alejando de la costa. En verano, el flujo promedio es más intenso en todas las profundidades.

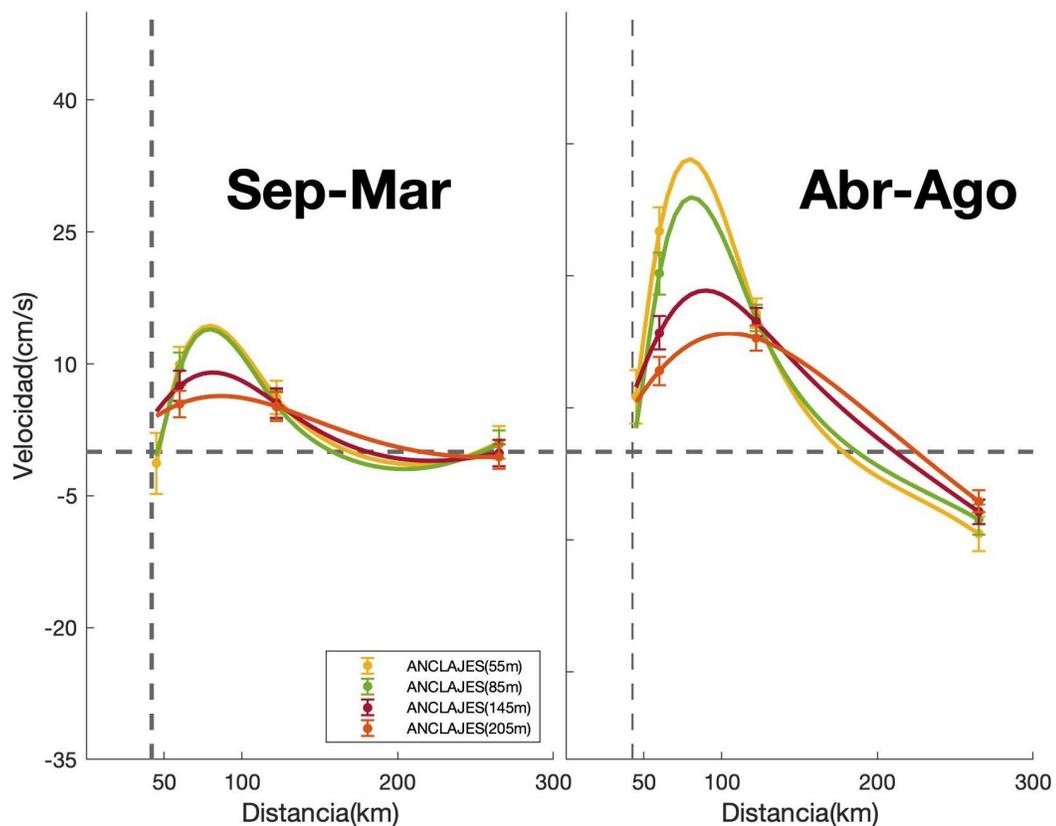
Esto se puede ver un poco más claro en los perfiles a profundidad constante que se presentan en la figura 21. Podemos observar que el flujo en profundidad se vuelve menos intenso, y tanto en superficie como a profundidad el máximo se encuentra entre los anclajes de 500 y 2000 metros para ambas temporadas.



**Figura 20.** Sección vertical del promedio por temporada de la velocidad en la línea de Lamprea. Corresponde al periodo en el que los anclajes midieron de forma simultánea (2013-2015). En rojo se muestran las velocidades hacia el norte mientras que en azul las velocidades hacia el sur ambas en unidades de cm/s. Las líneas punteadas representan la ubicación de los anclajes. El fondo marino se muestra en gris.

Considerando que algunos anclajes midieron muchos más meses que otros, se grafican y se analizan dos periodos, el periodo que los cuatro anclajes midieran simultáneamente, y el periodo obtenido para los años que cada anclaje midió (2011-15 para los dos anclajes más someros, mientras que los dos más profundos solo midieron dos de esos cuatro años). De este último periodo hay que considerar la posible distorsión al perfil promedio real al usar promedios realizados para periodos diferentes entre los anclajes. En las figuras 22 y 23 se muestra tanto la sección perpendicular a la costa como los perfiles a profundidades constantes del promedio utilizando el periodo en que midió cada anclaje. Observamos que en verano el máximo de la corriente tanto a 55 como 85 metros de profundidad está pegado al quiebre de la plataforma, a medida que aumenta la profundidad, el máximo se va alejando hacia mar adentro (figura 22).

El hecho que el máximo se encuentre en el anclaje somero que está sobre el quiebre, implica que sobre la plataforma el flujo será hacia el norte, disminuyendo en magnitud hacia la costa. Esto ya que se espera que estos flujos promedio sobre la plataforma tengan aproximadamente el ancho del radio de deformación baroclínico (40-50km, Chelton *et al.* (1998)). Siendo que la plataforma tiene menos de 50km de ancho, resulta difícil que pueda existir un flujo promedio tan angosto en la costa que vaya en dirección contraria en cualquiera de las dos temporadas. Dado que la plataforma tiene menos de 100m de profundidad, este flujo en principio obedece una dinámica distinta al que se encuentra sobre el talud, el cual muestra una corriente que se extiende hasta los 500-700m.

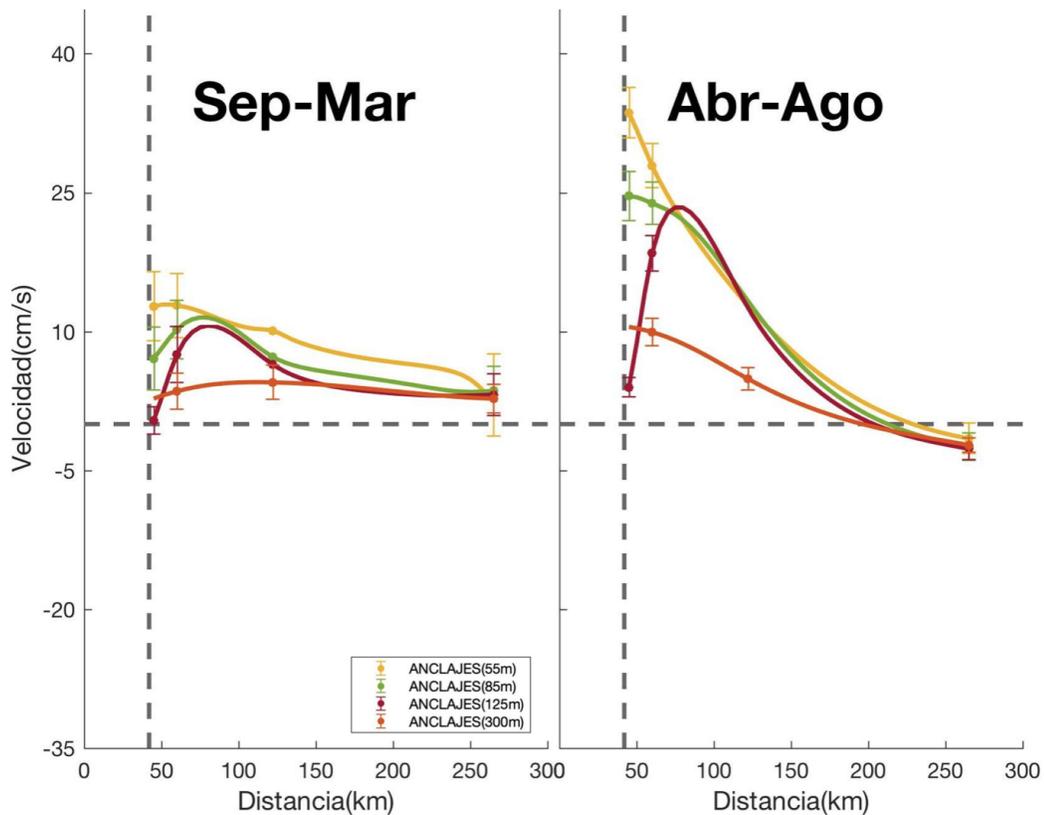


**Figura 21.** Perfiles horizontales a distintas profundidades calculados con los anclajes en la zona de Lamprea. La línea punteada vertical indica el quiebre de la plataforma. La línea punteada horizontal representa 0 cm/s.

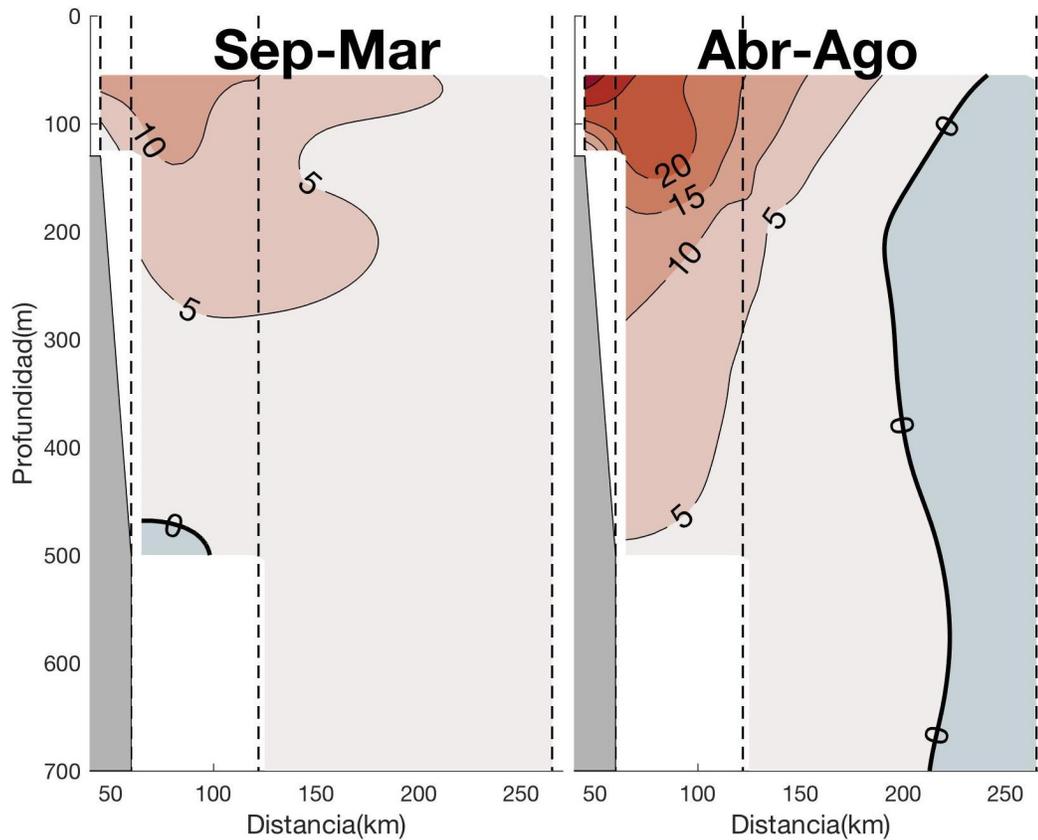
En el capítulo 1 se explicó que el forzamiento del viento que da lugar a los flujos en la plataforma y sobre el talud se rige por dinámicas diferentes, pero que cuando las plataformas son angostas, ambos se combinan dando lugar a un flujo que resulta

de la mezcla de los dos. Dicho de otra forma, el máximo de flujo observado sobre el quiebre puede indicar la suma de dos corrientes con dinámicas diferentes: una somera (<100m) que obedece la dinámica de Ekman sobre la plataforma, y otra profunda (700m) que obedece a la dinámica de Sverdrup - Stommel.

La sección vertical (figura 23) muestra que en verano el máximo está sobre el quiebre del talud a profundidades <130m, y a medida que aumentamos la profundidad este máximo se mantiene cercano al anclaje LMP500 (figuras 22 y 23).



**Figura 22.** Perfiles horizontales a distintas profundidades calculados con los anclajes en la zona de Lamprea para el periodo de medición de los anclajes LMP130 y LMP500 (2011-2015). La línea punteada vertical indica el quiebre de la plataforma. La línea punteada horizontal representa 0 cm/s.



**Figura 23.** Sección vertical del periodo 2011-2015 por temporadas de la zona de Lamprea. En rojo se muestran las velocidades hacia el norte mientras que en azul las velocidades son hacia el sur ambas en unidades de cm/s. Las líneas punteadas representan la ubicación de los anclajes. El fondo marino se muestra en gris.

Dado el resultado anterior, una interpretación de estos resultados es que, a pesar de que los anclajes no están propiamente sobre plataforma continental, el anclaje LMP130 sí logra capturar algo de este flujo, y por ende puede utilizarse para evaluar su variación estacional. Por otro lado, dado que el flujo sobre el talud se extiende a mayores profundidades que el de la plataforma, y que su núcleo en promedio se encuentra cercano al anclaje de LMP500, podemos inferir su variabilidad estacional utilizando las corrientes a profundidades mayores a 200m, donde ya no se detecta la influencia del flujo somero sobre la plataforma.

El año típico calculado con las mediciones de los anclajes LMP130 a 55 metros en (panel izquierdo) y del anclaje LMP500 a 300 metros (panel derecho) se presenta en la figura 24. La corriente sobre la plataforma (LMP130) muestra un flujo promedio hacia el norte prácticamente todo el año excepto durante el mes de noviembre, siendo más

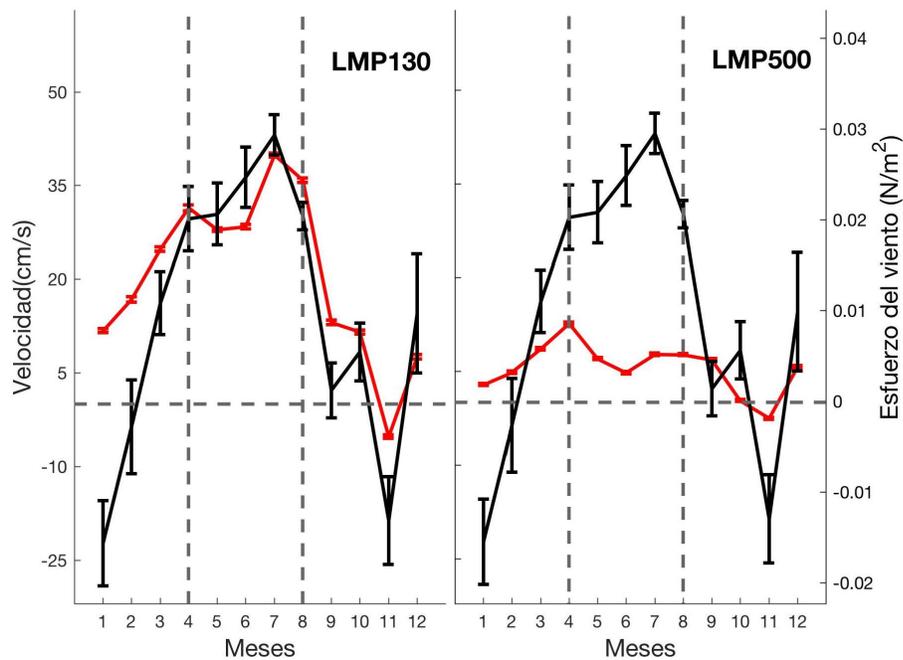
intenso en los meses de verano que de invierno. Se alcanzan a observar dos máximos relativos en abril y julio. La corriente sobre el talud (LMP500) también muestra un flujo hacia el norte todo el año menos en noviembre, aunque es menos claro que este sea más intenso en verano. También se observan dos máximos relativos, en abril y en agosto.

Dado que la variabilidad estacional observada es diferente para los dos anclajes, a pesar de que corresponden al mismo periodo de mediciones (figura 24), es consistente con que podemos distinguir al flujo sobre el talud del que se observa sobre la plataforma. Lo que sí resulta difícil de distinguir es la contribución relativa del flujo de plataforma y el del talud al promedio observado en el anclaje sobre el quiebre de la plataforma, ya que ambos probablemente contribuyen al mismo. Por un lado, porque la plataforma es angosta, por lo que los flujos debidos al viento por la dinámica de Ekman tendrían su núcleo cercano al quiebre. Por otro, porque el núcleo de la corrientes sobre el talud se encuentra cerca del quiebre, y los movimientos laterales debido a sus inestabilidades pueden tener un efecto sobre la plataforma.

Cabe remarcar que en este trabajo no se analizó el efecto en los promedios climatológicos de la interacción de remolinos de mesoescala con el talud y la plataforma. El análisis hasta ahora no puede descartar que la variabilidad observada no sea producto de dicha interacción. Sin embargo, se esperaría que esa interacción no tenga una estacionalidad. De ahí que el aumento del flujo promedio observado en verano, particularmente en el caso del quiebre de la plataforma, podrías ser que más bien esto se deba a la variabilidad de baja frecuencia del forzamiento del viento.

Aunque queda fuera del alcance de esta tesis el análisis para poder descifrar la contribución relativa del viento y de los remolinos a la variabilidad observada, se puede comparar el año típico del flujo sobre la plataforma con el del esfuerzo del viento a lo largo de la costa (figura 4), registrado por la boya metoceánica localizada sobre este transecto a 40 km de la costa (posición de la boya se muestra en la figura 11). Se espera que si el flujo se debe al forzamiento del viento local, ambos estén en fase y muestren la misma variabilidad. El viento promedio es más intenso en los meses de verano, con un máximo en julio. Esto coincide con la variabilidad estacional del flujo sobre el quiebre de la plataforma. Sin embargo, no coinciden en que el viento sopla hacia el sur en enero, mientras que el flujo en promedio va hacia el norte. También

notamos que el máximo relativo en abril en el flujo no es evidente en el viento. Este máximo de abril, así como el flujo hacia el sur de noviembre, también se observa en la corriente promedio sobre el talud. Siendo que la corriente sobre el talud responde a una dinámica que no está dictada por los vientos *in situ*, sino a cambios en el rotacional del viento al interior del golfo, la similitud del comportamiento con el flujo sobre el quiebre de la plataforma en abril y noviembre pudiera ser resultado de que, durante el periodo de mediciones analizado, remolinos de mesoescala dominaran en esos meses en particular y dieran por resultado el aumento o el cambio de dirección en los flujos observados. Todo esto demuestra que se cuenta con observaciones con las cuales poder empezar a responder a esta pregunta que a la fecha queda sin contestar.



**Figura 24.** En rojo se muestra el año típico de los anclajes LMP130 y LMP500 a 55m y 300 metros respectivamente para el periodo 2011-2015. Las líneas verticales muestran el inicio y fin de la temporada de invierno y de verano. La línea horizontal corresponde a 0cm/s. En negro se muestra el esfuerzo del viento calculado a partir de los datos de la boya meteoceánica que también se mostraron en la figura 4. Las barras de error corresponden al error estándar en el caso de las velocidades del anclaje LMP 130, mientras que en los promedios del esfuerzo de viento, corresponden a la desviación estándar.

## Capítulo 5. Discusión y Conclusiones

---

En el capítulo 1 se concluyó con que hay dos preguntas que todavía no se contestan sobre la variabilidad de baja frecuencia en los flujos sobre la plataforma y sobre el talud en la región frente a Tamaulipas y Norte Veracruz ( $98^{\circ}W - 94^{\circ}W$ ,  $21^{\circ}N - 27^{\circ}N$ ). La primera es si hay o no una inversión estacional en la dirección de la corriente promedio sobre la plataforma continental. La segunda es la contribución relativa que tienen la torca negativa que ejercen los alisios al norte de los  $22^{\circ}N$  y el arribo de remolinos del Lazo sobre la variabilidad de la corriente promedio hacia el norte que se observa sobre el talud continental. Aunque el alcance de este trabajo no permite resolver estas preguntas, los resultados aportan varios elementos que contribuyen a su discusión, ya que se obtuvo con mediciones directas de la velocidad, la estructura y la variabilidad de baja frecuencia (estacional) de ambas corrientes.

Aunque el diseño de la red de anclajes instrumentados y las posiciones de lanzamiento de las boyas de deriva no se realizó con el objetivo específico de estudiar a estos flujos, los resultados mostraron que las boyas de deriva pueden usarse para inferir la estructura horizontal y el promedio estacional de la corriente en la zona de estudio, incluyendo en las regiones de la plataforma donde se cuenta con suficientes observaciones. Por otro lado, el transecto de anclajes de Lamprea ( $21^{\circ}N$ ) tuvo la suficiente resolución espacial para analizar la estructura horizontal y vertical del flujo, además de su variabilidad estacional.

Los promedios obtenidos a partir de las mediciones con las boyas de deriva nos permitieron obtener la estructura horizontal promedio para toda la región. Se observa que el flujo promedio sobre el talud se desvía hacia aguas profundas en aproximadamente  $25.5^{\circ}N$ , análogo a lo que ocurre con las corrientes de frontera oeste de otros giros oceánicos, lo cual resulta en un flujo libre que tiende a volverse inestable, haciendo meandros y movimientos laterales amplios (Imawaki *et al.*, 2013). Puede ser que estos factores sean responsables de que los promedios y direcciones de las velocidades calculadas para el transecto de Perdido de las tres bases de datos difieran mucho, ya que el transecto se encuentra aguas abajo (downstream en inglés) del punto de separación del talud, por lo que se espera que el movimiento lateral de la corriente sea mucho mayor que en la línea de Lamprea, donde la pared del talud lo limita (Chassignet y Marshall, 2008; Imawaki *et al.*, 2013; Luther y Bane Jr, 1985). Esto es, no se capta la

variabilidad real de la corriente ya que esta se mueve espacialmente por lo que no siempre pasa por el punto de medición. Esto podría explicar las diferencias entre las bases de datos en los años típicos en la línea de Perdido, ya que además no midieron el mismo periodo (figura 15).

Por ello, el transecto de Perdido no parece ser el ideal para estudiar la estructura horizontal y vertical del flujo. Por otro lado, la línea de Lamprea está justo donde la corriente se encuentra sobre el talud, lo cual limita la variabilidad inducida por su movimiento lateral. Esto último se sustenta en el hecho que tanto las mediciones de las boyas de deriva y los anclajes muestran una señal estacional (figura 14) y una estructura horizontal del flujo (figura 17) similares, aún cuando el periodo de mediciones y la frecuencia del muestreo son diferentes. Así pues, el transecto de anclajes Lamprea ( $24^{\circ}N$ ), resultó tener la resolución espacial suficiente para estudiar la estructura horizontal y vertical del flujo sobre el talud. Los perfiles horizontales obtenidos con las velocidades geostróficas en este transecto difirieron mucho comparado con los obtenidos con las otras dos bases de datos, quizá por la cercanía de la costa en esta zona de plataforma estrecha, por lo que se decidió no incluirlos para el análisis de la estructura espacial y variabilidad estacional de los flujos en cuestión.

Los resultados de la estructura horizontal y vertical promedio del flujo en Lamprea muestra un máximo en el anclaje más somero, el cual se encuentra en el quiebre de la plataforma continental (figura 17(b)). Dado que la plataforma es muy estrecha en esta zona, se espera que el núcleo del flujo debido a los vientos locales que soplan sobre la plataforma se encuentre cercano o sobre el quiebre de la plataforma, que es donde se observan los frentes asociados a las surgencias generadas en esta zona, y por ende, al núcleo del flujo asociado a ellas (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2006). Por otro lado, los anclajes alejados de la costa muestran un flujo en la misma dirección pero que se extiende hasta más de 500m, lo que es congruente con el comportamiento de una corriente de frontera oeste, como han sugerido varios autores (ver reseña de Schmitz Jr *et al.* (2005)). Estas corrientes no responden a los vientos locales, sino a la torca debida a los alisios que soplan al interior del GoM (Sturges, 1993).

Lo anterior lleva a suponer que el máximo en la velocidad superficial observada sobre el quiebre de la plataforma resulta de la suma de estos dos flujos, que en principio obedecen a forzamientos diferentes. Esto sin duda complica analizar a cada una de

estas corrientes por separado. Sin embargo, podemos usar el hecho que la corriente sobre la plataforma solo se extiende a menos de 200m de profundidad, mientras que la del talud es un flujo de mayor escala que se extiende mucho más profundo. Entonces, la variabilidad estacional del flujo sobre el talud puede estudiarse de forma independiente analizando la velocidad del mismo por debajo de los 200 m, en el anclaje que se encuentra cercano al núcleo de la corriente a esa profundidad, que corresponde al anclaje colocado sobre la isobata de 500 m. En cambio, la variabilidad estacional del flujo sobre la plataforma se puede analizar con las mediciones más someras del anclaje colocado en la isóbata de los 130m. Este flujo verá el efecto conjunto tanto del forzamiento local (viento a lo largo de la costa), como del remoto (torca del viento al interior del golfo), dada la cercanía del núcleo de la corriente sobre el talud al quiebre de la plataforma. Esto es, el flujo sobre la plataforma se ve fuertemente influenciado por lo que ocurre sobre el talud. Aunado a los forzamientos del viento, la interacción de remolinos de mesoescala con la frontera también tendrá un impacto sobre los flujos que se observan tanto en el talud como en la plataforma (Tenreiro *et al.*, 2018; Gómez-Valdivia y Parés-Sierra, 2020), y siendo que esta puede durar meses, también contribuirán a la variabilidad de baja frecuencia observada. Esto se discute más a detalle a continuación.

### **5.1. Variabilidad estacional y estructura del flujo sobre la plataforma continental**

Aunque los resultados numéricos existentes para la zona confirman que la principal variabilidad de baja frecuencia se debe a la variabilidad del esfuerzo del viento local (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003; Gómez-Valdivia y Parés-Sierra, 2020), la discrepancia en los productos de reanálisis de viento en los promedios climatológicos del esfuerzo a lo largo de la costa de Tamaulipas da resultados muy diferentes en los promedios de las corrientes modeladas.

En el trabajo de Zavala-Hidalgo *et al.* (2003) que utiliza vientos climatológicos de COADS para forzar al modelo, encontraron un flujo sobre toda la plataforma occidental del golfo que se dirigía al sur entre septiembre y marzo, y al norte entre abril y agosto. Este flujo va en la misma dirección que los vientos climatológicos a lo largo de la costa, siendo consistente con la dinámica de Ekman. Sin embargo, el estudio reciente de

Gómez-Valdivia y Parés-Sierra (2020) muestra que los vientos utilizados en el estudio de Zavala-Hidalgo *et al.* (2003) son diferentes a los obtenidos con una base de datos más reciente, que además se comparan mejor con observaciones de boyas meteorológicas en la zona. La diferencia radica en que en invierno el viento local apenas sopla un poco al sur (figura 3) entre  $22^{\circ}N - 24^{\circ}N$ , por lo que no se esperan flujos debidos al viento intensos hacia el sur. Siendo que en promedio ven flujos hacia el norte en esa época, Gómez-Valdivia y Parés-Sierra (2020) argumentan que es debido a la presencia de remolinos del Lazo que imponen un flujo hacia el norte no solo en talud si no en la plataforma.

Lo que se observa en los resultados con las boyas de deriva (figura 19) es que en la plataforma continental del norte de Tamaulipas y sur de Texas ( $24^{\circ}N - 26.5^{\circ}N$ ) se tiene un flujo hacia el sur en invierno. En la plataforma del norte de Veracruz y sur de Tamaulipas ( $22^{\circ}N - 24^{\circ}N$ ) el año típico del anclaje somero nos muestran que el flujo es hacia el norte durante todo el año excepto en noviembre (figura 24 izquierda), y que es menos intenso en invierno. Las boyas de deriva también muestran el flujo hacia el norte en el promedio de verano, aunque no tan claro para el promedio de invierno. En ese sentido, nuestros resultados son consistentes con lo reportado por Gómez-Valdivia y Parés-Sierra (2020) entre  $22^{\circ}N - 24^{\circ}N$ , pero coinciden mejor con lo observado por Zavala-Hidalgo *et al.* (2003) entre  $24^{\circ}N - 26.5^{\circ}N$ .

El año típico del anclaje LMP130 (figura 24 izquierda) mostró una muy buena coincidencia con el ciclo estacional del esfuerzo del viento calculada a partir de los datos de la boya metoceánica, esto implica que en este punto los vientos locales sí tienen influencia en la variabilidad estacional del flujo sobre la plataforma. Sin embargo no se cuenta con observaciones de la corriente ni de los vientos en la mayor parte de la plataforma continental para confirmar la estructura y variabilidad a lo largo de esta.

Por otro lado, la discrepancia en el año típico obtenido por el anclaje en Lamprea al promediar diferentes periodos de tiempo es consistente con el arribo de remolinos del Lazo, dado que su presencia no necesariamente tiene una frecuencia estacional y su duración en la zona es de meses, añadiendo variabilidad de baja frecuencia que da lugar a las diferencias en los promedios. El estudio observacional de Tenreiro *et al.* (2018) registran 9 remolinos en un espacio de 5 años. También podría argumentarse que la cercanía del núcleo de la corriente sobre el talud al quiebre pudiera influenciar

el flujo sobre la plataforma, dado que es muy angosta en esta zona. Es decir, que bajo la influencia combinada de la corriente sobre el talud y el frecuente arribo de remolinos del Lazo, tiende a haber un flujo hacia el norte aún en invierno o cuando los vientos locales soplan en dirección contraria (noviembre). Un análisis más detallado de la serie de tiempo de los correntímetros, del rotacional del viento en el interior del golfo, la serie de tiempo del esfuerzo del viento de la boya CS1, combinado con el rastreo de los periodos en que remolinos estaban presentes en la región, sería útil para poder vislumbrar mejor la contribución a la variabilidad de baja frecuencia observada en la plataforma.

La estructura vertical de la corriente, como se presenta en la figura 20, difiere de la calculada numéricamente por Zavala-Hidalgo *et al.* (2003). En este trabajo el flujo en ambas temporadas va en una misma dirección en toda la columna de agua siendo más intenso en verano que en invierno, el núcleo del máximo se encuentra más cerca de la costa en verano que en invierno, sin embargo el flujo es más profundo y más ancho en invierno que en verano llegando hasta el fondo marino de la plataforma en la vertical y 50 km en la horizontal. Los anclajes de la línea de Lamprea dan como resultado un flujo hacia el norte que en la vertical se extiende hasta el fondo marino de la plataforma en ambas temporadas, es más intenso en verano que en invierno con el núcleo del máximo pegado al quiebre de la plataforma en verano y más alejado de la costa en invierno, en ambas temporadas el flujo llega a cubrir aproximadamente 55 km en la horizontal. Las magnitudes de la velocidad presentadas en Zavala-Hidalgo *et al.* (2003) y las medidas por el anclaje LMP130 son muy similares, van desde 10 cm/s hasta 30 m/s.

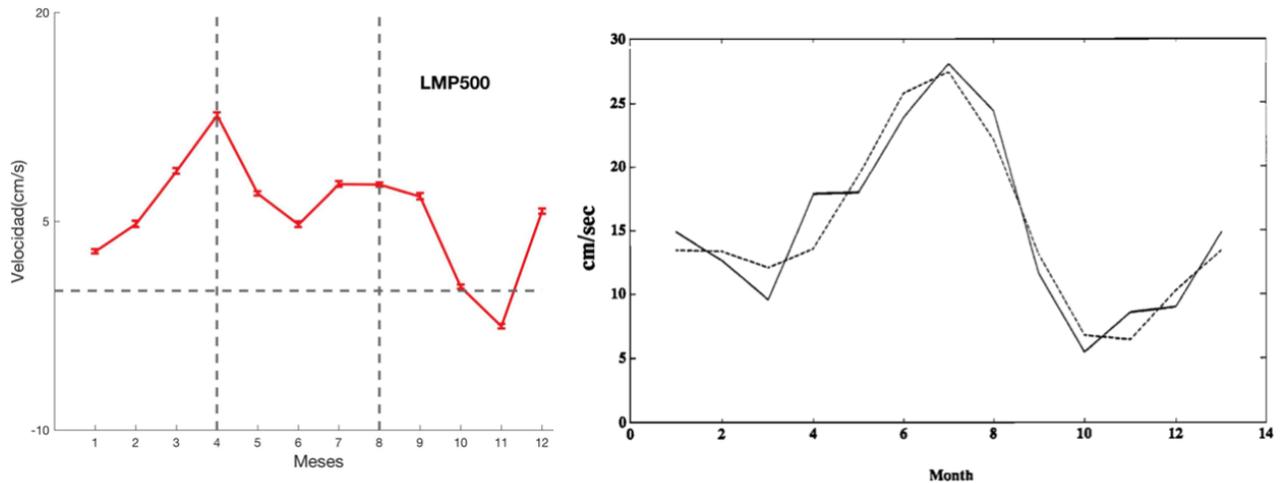
## **5.2. Variabilidad estacional y estructura del flujo sobre el talud continental**

En el talud continental occidental del GoM al norte de  $22^{\circ}N$  se tiene en promedio una corriente hacia el norte, que forma parte de un giro anticiclónico (figura 18). Esta estructura promedio ha sido asociada tanto al forzamiento de los alisios al interior del golfo, que generarían un giro anticiclónico con una corriente de frontera oeste sobre el talud (p. ej. Sturges (1993); Schmitz Jr *et al.* (2005); Zavala-Sansón (2019)), como al arribo de remolinos anticiclónicos que tienden a llegar a la frontera en esa región (p. ej. Tenreiro *et al.* (2018); Meza-Padilla *et al.* (2019)). A la fecha todavía no se resuelve

con certeza la contribución relativa de ambos forzamientos al flujo promedio sobre el talud ni a su variabilidad de baja frecuencia (Schmitz Jr *et al.*, 2005).

El trabajo observacional de Sturges (1993) argumenta que el flujo sobre el talud tiene un marcado ciclo anual y lo asocia a la variabilidad estacional de la torca ejercida por los alisios al interior del GoM, dado que este también sigue un ciclo anual cuyo máximo ocurre 1 mes antes que el pico en la corriente. Este desfase es consistente con el tiempo de arribo de ondas largas de Rossby, que son quienes llevan la información del viento a la corriente de frontera. Sin embargo, los resultados de este trabajo se basan en mediciones indirectas de la velocidad, utilizando un producto de datos de deriva de barco promediados entre los  $23^{\circ}N$  -  $25^{\circ}N$  en una banda de dos grados de ancho sobre el talud.

Los resultados obtenidos con las mediciones de la línea de anclajes de Lamprea nos permitieron analizar su estructura, notando que el flujo sobre el talud tiene un ancho de aproximadamente 200 km y que alcanza más de 500 m de profundidad. Su ciclo estacional muestra dos máximos (abril y agosto) a diferencia del que reporta Sturges (1993) que ve un ciclo anual claro con un solo máximo en julio (figura 25). Esta diferencia pudiera deberse a los periodos de medición ya que los anclajes solo midieron 6 años, mientras que los datos de Sturges abarcan 20 años. Dado el frecuente arribo de remolinos del Lazo, que se asume no tiene una estacionalidad, series cortas pudieran dar resultar sesgadas a ciertos eventos, ocultando la estacionalidad ejercida por los vientos. Por otro lado, queda por analizar el ciclo estacional del rotacional del viento con datos más realistas que los usados por Sturges (1993), siendo que utilizó un producto de viento antiguo cuestionado por Gutiérrez de Velasco y Winant (1996). Aunque hoy en día se cuenta con productos de viento de mejor resolución y precisión que con los que se contaba hace 20 años, desde esos trabajos previos al siglo XXI no se ha vuelto analizar la variabilidad estacional de la torca del viento al interior del GoM (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014).



**Figura 25.** Comparación entre los promedios mensuales calculados en el trabajo de Sturges (1993) y los calculados con los datos del anclaje LMP500 a 300 m de profundidad.

El promedio de las boyas de deriva en la región muestran una corriente continua desde  $22^{\circ}N$  hasta  $26.5^{\circ}N$ , limitada al talud, sobretodo en verano. Parte de esta se separa de la frontera en la zona que el talud cambia de dirección, como ocurre con la corriente del Golfo al pasar el cabo Hatteras Luther y Bane Jr (1985). En esta zona la corriente del Golfo también presenta una inclinación hacia el este en el eje del núcleo del máximo (Imawaki *et al.*, 2013) cosa que podemos ver igualmente en la estructura vertical de la corriente en el talud a partir de las velocidades medidas con los anclajes en la zona de Lamprea (figura 20). La profundidad de las corrientes de Yucatán y del Golfo alcanza más de 2000 m, su ancho es de 100 km (Yucatán) y 150 km (Golfo) y la magnitud de la velocidad de su núcleo se encuentra entre los 90 y 150 cm/s en los primeros 100m (Sheinbaum *et al.*, 2002; Imawaki *et al.*, 2013). En comparación, las mediciones de los anclajes en la línea de Lamprea indican un flujo con un ancho de  $\sim 150$  km, que se extiende poco más de 700 m y con una rapidez máxima a 55m en verano es de 35 cm/s. El hecho que el flujo observado sobre el talud en el oeste del golfo sea menos profundo y menos veloz que el observado en la corriente de Yucatán o del Golfo es de esperarse. El transporte de Sverdrup generado por los alisios sobre todo el Atlántico subtropical será mayor al transporte generado al interior del GoM aún cuando la torca ejercida por los alisios sea la misma, ya que las dimensiones de la cuenca del Atlántico son mucho mayores que las del GoM.

Los resultados del estudio teórico de Zavala-Sansón (2019) también argumentan a favor de que sobre el talud existe una corriente de frontera oeste debida al forzamiento de los vientos alisios. Utiliza un modelo equivalente al de Stommel (1948) forzado por un patrón idealizado de los alisios que permanece constante en el tiempo, obteniendo una solución estacionaria muy similar a la circulación promedio que resulta de las boyas de deriva (figura 18). Es importante resaltar que el modelo excluye por completo a los remolinos, por lo que el patrón de circulación obtenido se debe exclusivamente a los vientos alisios.

Sin embargo, muchos estudios argumentan que el flujo observado es exclusivamente debido al arribo de remolinos del Lazo. Esto es, que el flujo promedio hacia el norte resulta de sumar la fracción occidental del remolinos anticiclónicos que frecuentemente arriban y se estacionan sobre el talud por meses (p.ej. Tenreiro *et al.* (2018); DiMarco *et al.* (2005); Meza-Padilla *et al.* (2019)). Por ejemplo, el trabajo de Guerrero *et al.* (2020), utilizando un modelo numérico, promedia la circulación en el oeste del GoM con solo los eventos en que llegaron remolinos de Lazo anticiclónicos a esta zona, dando como resultado una circulación análoga a la que vemos en la figura 18. Por lo que el promedio del borde norteño de remolinos del Lazo que arriben a la región podría dar como resultado el flujo que se interpretó como la separación del talud de la corriente de frontera oeste en aproximadamente  $26^{\circ}N$ .

Siendo que los remolinos del Lazo muestran una extensión vertical similar a la observada en las secciones transversales de flujo promedio sobre el talud (figura 20) y que también muestran una inclinación vertical del núcleo de la corriente máxima del borde del remolino (Meunier *et al.*, 2018) queda claro que no es trivial asociar ni al viento ni a los remolinos toda la variabilidad del flujo promedio que se observa sobre el talud en esta región.

Los resultados obtenidos en este estudio muestran que los datos recopilados a 300 m por el anclaje en LMP500 pueden utilizarse para analizar la variabilidad del flujo del talud, excluyendo a la señal en superficie que resulta influenciado por el forzamiento del viento local sobre la plataforma. Un análisis conjunto de las series de tiempo de la corriente a 300m en el anclaje de LMP500 y del rotacional del viento en la zona profunda del GoM, podrá cuantificar la contribución de la torca ejercida por los alisios a la variabilidad de baja frecuencia observada en la corriente. Esto se podrá hacer de

forma más precisa que en el caso del estudio de Sturges (1993), siendo que se tienen series de tiempo más realistas de estas dos variables, aún cuando sean más cortas. Adicionalmente, se puede analizar la variabilidad del flujo asociada al arribo de remolinos del Lazo, aunque esto resulta algo más difícil dado la diversidad de sus tamaños, sitios de impacto con la frontera y movimiento tras llegar al talud (p. ej. Meza-Padilla *et al.* (2019)). Estudios numéricos dirigidos también podrían ayudar a analizar la contribución relativa del viento. Por ejemplo, ejercicios con el modelo de Zavala-Sansón (2019) forzado con la variabilidad de baja frecuencia de los vientos alisios reales podría informarnos sobre la magnitud y desfase de la variabilidad inducida por ellos en la corriente de frontera oeste.

### 5.3. Conclusiones

Las principales conclusiones de este trabajo son:

- Sobre el talud continental se encontró un flujo promedio hacia el norte todo el año. En verano aparece como un flujo continuo desde  $22^{\circ}N$  hasta los  $26^{\circ}N-27^{\circ}N$ . Parte de este flujo parece separarse del talud alrededor de los  $\sim 26^{\circ}N$ . Sus dimensiones se extienden más de 700m en la vertical y aproximadamente 150 km en la horizontal, y su velocidad máxima promedio por temporada a 55m es de 10-15 cm/s en invierno y 30-35 cm/s en verano. Las características de este flujo son consistentes con una corriente de frontera oeste con una variabilidad estacional. El ciclo estacional muestra flujo promedio más intenso en verano que invierno, con una componente semianual (máximos en abril y otro menor en agosto).
- Sobre la plataforma continental, los datos utilizados no permitieron del todo establecer la estructura horizontal y vertical del flujo, ni su variabilidad estacional para toda la zona de estudio. Sin embargo, las observaciones indican que en la parte ancha (norte de  $24^{\circ}N$ ) de la plataforma continental se tiene un flujo promedio hacia el sur en invierno pegado a la costa. En verano no hay suficientes observaciones para obtener un flujo promedio, el cual parece ser de baja intensidad y sin una dirección clara. En la parte angosta (sur) de la plataforma continental no es claro que haya un flujo hacia el sur en invierno, mientras que durante el verano hay un flujo promedio hacia el norte.

- Lo angosto de la plataforma a  $24^{\circ}N$  sugiere que el flujo forzado por los vientos locales sobre la plataforma coincide espacialmente con el flujo sobre el talud, forzado por los alisios. Las observaciones muestran mayor intensidad del flujo en verano que en invierno, una estructura vertical que se extiende hasta el fondo marino de la plataforma. El año típico muestra un flujo hacia el norte todo el año salvo en noviembre, que muestra un débil flujo promedio hacia el sur ( 5cm/s a 55m). Hay un máximo en julio que supera los 35 cm/s a 55m, y otro más débil en abril ( 30 cm/s). Mediciones directas del esfuerzo del viento a lo largo de la costa muestran un año típico parecido al de la corriente, sugiriendo que el viento local explica gran parte de esta variabilidad, aunque hay meses en que el viento y la corrientes fluyen en direcciones contrarias. Queda por resolver si la influencia de remolinos del Lazo en los promedios da lugar a esas diferencias.
- Los resultados muestran que hacen falta mediciones sobre la plataforma, particularmente al norte, así como series de tiempo más largas, para resolver si hay o no un cambio de dirección estacional en el flujo en esta zona, así como la contribución relativa de los remolinos de Lazo y del viento local al ciclo estacional observado. Por otro lado, en la zona del talud, los datos de los anclajes en  $\sim 24^{\circ}N$ , sobretodo si se mantienen midiendo para obtener series de tiempo más largas, parecen ser buenos candidatos para analizar la contribución de la torca que ejercen los alisios a la variabilidad de baja frecuencia observada en flujo sobre el talud, y con ello ayudar a responder si son los vientos o los remolinos del Lazo los que juegan el papel más importante.

## Literatura citada

- Anderson, S. P. y Sharma, N. (2008). Satellite-tracked drifter measurements of inertial currents in the Gulf of Mexico. En: *2008 IEEE/OES 9th Working Conference on Current Measurement Technology*. IEEE, pp. 285–288.
- Athié, G., Candela, J., Sheinbaum, J., Badan, A., y Ochoa, J. (2011). Yucatan Current variability through the Cozumel and Yucatan channels. *Ciencias Marinas*, **37**(4A): 471–492.
- Candela, J., Ochoa, J., Sheinbaum, J., Lopez, M., Perez-Brunius, P., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Athié, G., y Arriaza-Oliveros, L. (2019). The flow through the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, **49**(6): 1381–1401.
- Chassignet, E. P. y Marshall, D. P. (2008). Gulf Stream separation in numerical ocean models. *Geophysical Monograph Series*, **177**.
- Chelton, D. B., DeSzoeke, R. A., Schlax, M. G., El Naggar, K., y Siwertz, N. (1998). Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, **28**(3): 433–460.
- Cipollini, P., Calafat, F. M., Jevrejeva, S., Melet, A., y Prandi, P. (2017). Monitoring sea level in the coastal zone with satellite altimetry and tide gauges. En: *Integrative Study of the Mean Sea Level and Its Components*. Springer, pp. 35–59.
- Cushman-Roisin, B. y Beckers, J.-M. (2011). *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects*. Academic press.
- Damien, P., Pasqueron de Fommervault, O., Sheinbaum, J., Jouanno, J., Camacho-Ibar, V. F., y Duteil, O. (2018). Partitioning of the open waters of the Gulf of Mexico based on the seasonal and interannual variability of chlorophyll concentration. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **123**(4): 2592–2614.
- DiMarco, S. F., Nowlin, W. D., y Reid, R. (2005). A statistical description of the velocity fields from upper ocean drifters in the Gulf of Mexico. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, **161**: 101.
- Dubranna, J., Pérez-Brunius, P., López, M., y Candela, J. (2011). Circulation over the continental shelf of the western and southwestern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **116**(C8).
- García Carrillo, P., Ronquillo Méndez, A., y Pérez Brunius, P. (2018). DWDE drifters data processing report.
- Gómez-Valdivia, F. y Parés-Sierra, A. (2020). Seasonal upper shelf circulation along the Central Western Gulf of Mexico: a preferential upcoast flow reinforced by the recurrent arrival of Loop Current Eddies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*.
- Guerrero, L., Sheinbaum, J., Mariño Tapia, I., González Rejón, J. J., y Pérez-Brunius, P. (2020). Cross shelf exchange in the mexican western Gulf of Mexico. *Continental Shelf Research*, **En revisión**.
- Gutiérrez de Velasco, G. y 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.

- Halkin, D. y Rossby, T. (1985). The structure and transport of the Gulf Stream at 73 W. *Journal of Physical Oceanography*, **15**(11): 1439–1452.
- Howe, P. J., Donohue, K. A., y Watts, D. R. (2009). Stream-coordinate structure and variability of the Kuroshio Extension. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **56**(7): 1093–1116.
- Imawaki, S., Bower, A. S., Beal, L., y Qiu, B. (2013). Western boundary currents. En: *International Geophysics*, Vol. 103. Elsevier, pp. 305–338.
- Lara-Hernández, J. A., Zavala-Hidalgo, J., Sanvicente-Añorve, L., y Briones-Fourzán, P. (2019). Connectivity and larval dispersal pathways of *Panulirus argus* in the Gulf of Mexico: A numerical study. *Journal of Sea Research*, p. 101814.
- Luther, M. E. y Bane Jr, J. M. (1985). Mixed instabilities in the Gulf Stream over the continental slope. *Journal of physical oceanography*, **15**(1): 3–23.
- Mariano, A. J., Kourafalou, V. H., Srinivasan, A., Kang, H., Halliwell, G., Ryan, E., y Rof-fer, M. (2011). On the modeling of the 2010 Gulf of Mexico oil spill. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **52**(1-2): 322–340.
- Meunier, T., Pallás-Sanz, E., Tenreiro, M., Portela, E., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., y Cusí, S. (2018). The vertical structure of a Loop Current Eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **123**(9): 6070–6090.
- Meza-Padilla, R., Enriquez, C., Liu, Y., 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.
- Morey, S. L., Gopalakrishnan, G., Sanz, E. P., Azevedo Correia De Souza, J. M., Donohue, K., Pérez-Brunius, P., Dukhovskoy, D., Chassignet, E., Cornuelle, B., Bower, A., *et al.* (2020). Assessment of numerical simulations of deep circulation and variability in the Gulf of Mexico using recent observations. *Journal of Physical Oceanography*, **50**(4): 1045–1064.
- Ohlmann, J. C. y Niiler, P. P. (2005). Circulation over the continental shelf in the northern gulf of Mexico. *Progress in oceanography*, **64**(1): 45–81.
- Pedlosky, J. (2013). *Ocean circulation theory*. Springer Science & Business Media.
- Perez-Brunius, P., García-Carrillo, P., Dubranna, J., Sheinbaum, J., y Candela, J. (2013). Direct observations of the upper layer circulation in the southern Gulf of Mexico. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **85**: 182–194.
- Rivas, D. (2017). Wind-driven coastal-trapped waves off southern Tamaulipas and northern Veracruz, western Gulf of Mexico, during winter 2012–2013. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **185**: 1–10.
- Schmitz Jr, W., Biggs, D., Lugo-Fernandez, A., Oey, L.-Y., y Sturges, W. (2005). A synopsis of the circulation in the Gulf of Mexico and on its continental margins. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, **161**: 11–29.
- Schmitz Jr, W. J. y McCartney, M. S. (1993). On the north Atlantic circulation. *Reviews of Geophysics*, **31**(1): 29–49.

- Sheinbaum, J., Candela, J., Badan, A., y Ochoa, J. (2002). Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters*, **29**(3): 10–1.
- Stommel, H. (1948). The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **29**(2): 202–206.
- 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.
- Sturges, W. y Blaha, J. P. (1976). A western boundary current in the Gulf of Mexico. *Science*, **192**(4237): 367–369.
- Tenreiro, M., Candela, J., Sanz, E. P., Sheinbaum, J., y Ochoa, J. (2018). Near-surface and deep circulation coupling in the western Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, **48**(1): 145–161.
- Thomson, R. E. y Emery, W. J. (2014). *Data analysis methods in physical oceanography*. Newnes.
- Tomczak, M. y Godfrey, J. S. (2013). *Regional oceanography: an introduction*. Elsevier.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., y O'Brien, J. J. (2003). Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **108**(C12).
- Zavala-Hidalgo, J., Gallegos-García, A., Martínez-López, B., Morey, S. L., y O'Brien, J. J. (2006). Seasonal upwelling on the western and southern shelves of the Gulf of Mexico. *Ocean dynamics*, **56**(3-4): 333–338.
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S. L., y 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.
- Zavala-Sansón, L. (2019). Nonlinear and time-dependent equivalent-barotropic flows. *Journal of Fluid Mechanics*, **871**: 925–951.