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

---

Maestría en Ciencias en Oceanografía Física

Estructura de la contracorriente subsuperficial frente a Baja California en junio de 2017

Tesis

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

Presenta:

Marco Antonio Velayarce Bazán

Ensenada, Baja California, México

2019

Tesis defendida por

Marco Antonio Velayarce Bazán

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. José Gómez Valdés

Codirector de tesis

Dr. Héctor Salvador Torres Gutiérrez

Codirector de tesis

Dr. Modesto Ortiz Figueroa

Dra. Bertha Eugenia Lavaniegos Espejo

Dr. José Gómez Valdés

Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Rufina Hernández Martínez

Directora de Estudios de Posgrado

Marco Antonio Velayarce Bazán © 2019

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 Marco Antonio Velayarce Bazán como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

Estructura de la contracorriente subsuperficial frente a Baja California en junio de 2017

Resumen aprobado por:

Dr. José Gómez Valdés

Codirector de tesis

Dr. Héctor Salvador Torres Gutiérrez

Codirector de tesis

La Contracorriente Subsuperficial de California (contracorriente, en lo sucesivo), componente del Sistema de Corrientes de California, fluye hacia el polo a lo largo del talud continental transportando aguas cálidas, saladas y con bajo contenido de oxígeno. Durante su trayecto hacia el polo, presenta variaciones termohalinas y dinámicas importantes, por ejemplo, separaciones del talud que la desestabilizan dando lugar a la formación de remolinos subsuperficiales. El presente trabajo tiene como objetivo reportar que en una campaña de alta resolución espacial realizada en junio de 2017 frente a Baja California (28°N - 31°N) usando el Buque Oceanográfico Alpha Hélix, se pudo dilucidar la estructura de la contracorriente a lo largo del talud. Durante el tiempo del crucero, los movimientos dominantes derivados de altimetría satelital fueron un dipolo de mesoescala en la parte central y sur del área de estudio y un flujo hacia el polo cerca de la costa en la parte norte. El transporte promedio de la contracorriente fue de 0.86 ± 0.1 Sv. A lo largo del talud, la contracorriente tuvo los siguientes cambios: la extensión vertical varió entre 175 m y 220 m, la extensión horizontal varió entre 24 km y 36 km, y la velocidad fue de 0.1 m/s en el sur y 0.4 m/s en el norte. La intensificación en su rapidez se puede explicar como la suma del flujo geostrófico superficial y del flujo de la contracorriente. Se sugiere que el flujo geostrófico superficial hacia el polo fue generado por una relajación del patrón de vientos de surgencias costeras. La masa de agua de la contraccorriente fue identificada como Agua Ecuatorial Subsuperficial, sus valores característicos variaron de sur a norte, de 11°C y 34.5 UPS en el sur a 10°C y 34.4 UPS en el norte. La contracorriente estuvo confinada entre las isopicnas de 26.0 σ_θ y 26.5 σ_θ a lo largo del talud. Para diagnosticar los aspectos dinámicos de la contracorriente, calculamos los números adimensionales relevantes usando escalas características obtenidas con un método objetivo. Los valores de los números adimensionales revelaron que la teoría cuasi-geostrófica puede ser usada para explicar la dinámica de la contracorriente frente a Baja California. Usando el principio de conservación de vorticidad potencial cuasi - geostrófica, encontramos que el término de vorticidad planetaria es el término más importante, seguido del término de vorticidad relativa en la parte sur del área de estudio y del término estiramiento en la parte norte.

Palabras clave: Contracorriente subsuperficial de California, Región de Baja California, Observaciones en Buque

Abstract of the thesis presented by Marco Antonio Velayarce Bazán as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.

Structure of the California Undercurrent in the Baja California Region, June 2017

Abstract approved by:

Dr. José Gómez Valdés

Thesis Co-Director

Dr. Héctor Salvador Torres Gutiérrez

Thesis Co-Director

The California Undercurrent (hereafter, undercurrent) is a component of the California Currents System. It flows poleward along the continental slope transporting warm, salty and low-oxygen waters. During its course to the pole, presents crucial thermohaline and dynamic variations, for example, separations from the slope that destabilize it, leading to the formation of subsurface eddies. The purpose of this work is to report that in a campaign of high spatial resolution made in June 2017 in the Baja California region (28° N - 31° N), using the R V Alpha Hélix Oceanographic, it was possible to elucidate the structure of the undercurrent along the slope. During the oceanographic campaign, the dominant movements derived from satellite altimetry were a mesoscale dipole in the central and southern part of study area and a poleward flow near the coast in the northern part. The mean transport of the undercurrent was 0.86 ± 0.1 Sv. Along the slope, the undercurrent had the following changes: the horizontal and vertical extension varied between 24 km - 36 km and 180 - 200 m, respectively, and the speed was 0.1 m/s in the south and 0.4 m/s in the north. The undercurrent water mass was identified as Subsurface Equatorial Water, its values varied from south to north, from 11.5°C and 34.5 PSU in the south to 10°C and 34.4 PSU in the north. The undercurrent was confined between the isopycnals of 26.0 σ_θ and 26.5 σ_θ along the slope. To diagnose the dynamic aspects of the undercurrent, we calculated relevant adimensional numbers using characteristic scales obtained with an objective method. The values of adimensional numbers revealed that the quasi - geostrophic theory could be used to explain the dynamics of the undercurrent off the Baja California coast. Using the principle of quasigeostrophic potential vorticity conservation, we find that the stratification term was the most important term, followed by the term of relative vorticity in the southern part of the study area and the stretching term in the northern part.

Keywords: California Undercurrent, Baja California Region, Shipboard Observations

Dedicatoria

A Dios por ser el autor de mi vida, a mis padres, hermanos y amistades por sus invaluables consejos, ánimos y muestras de afecto aún en la distancia...

Para mí, la fe comienza con la comprensión de que una inteligencia suprema dio el ser al universo y creó al hombre. No me cuesta tener esa fe, porque el orden e inteligencia del cosmos dan testimonio de las más sublime declaración jamás hecha: “En el principio creó Dios...!"(Génesis 1:1).

(Arthur Compton)

Agradecimientos

A mi madre por su apoyo y aliento a empezar el posgrado.

A mi padre y hermanos por estar siempre cerca.

Al Dr. José Gómez Valdés por su amistad, por su aporte en mi preparación y en el desarrollo del presente trabajo. Al Dr. Héctor Salvador Torres Gutiérrez por su buenas sugerencias y críticas que ayudaron al desarrollo y a la conclusión del presente trabajo de investigación. Agradezco las recomendaciones y apoyo de mis sinodales, Dr. Modesto Ortiz Figueroa y Dra. Bertha E. Lavaniegos Espejo. Finalmente agradecer a todo el comité de tesis por las revisiones del presente trabajo.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y a los investigadores por la enseñanza transmitida en las aulas.

A mis compañeros de generación por los gratos momentos vividos en el desarrollo de las tareas y en los deportes que participamos.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. No. de becario: 638505

Tabla de contenido

Página

Resumen en español ii

Resumen en inglés iii

Dedicatoria iv

Agradecimientos v

Lista de figuras viii

Lista de tablas xii

Capítulo 1. Introducción

1.1. Objetivos 3
1.1.1. Objetivo general 3
1.1.2. Objetivos específicos 3

Capítulo 2. Metodología

2.1. Hidrografía 4
2.2. Área de estudio y crucero 4
2.2.1. Datos y métodos 5
2.3. Datos de satélite 6
2.3.1. Velocidades geostróficas y datos de esfuerzo de viento 6
2.4. Corrientes marinas 7
2.4.1. Datos y métodos 7
2.4.2. Extracción de la señal de marea de los datos del LADCP 8
2.4.3. Análisis objetivo de las dimensiones de la contracorriente y obtención de parámetros diñamicos 10
2.5. Vorticidad potencial 11

Capítulo 3. Resultados

3.1. Análisis de masas de agua y circulación 13
3.1.1. Velocidades geostróficas derivadas de satélite 13
3.1.2. Esfuerzo de vientos obtenidos de satélite 14
3.1.3. Secciones hidrográficas 15
3.1.3.1. Línea 117 15
3.1.3.2. Línea 115 16
3.1.3.3. Línea 113 17
3.1.3.4. Línea 111 18
3.1.3.5. Línea 110 19
3.1.3.6. Línea 109 20
3.1.3.7. Línea 107 21
3.1.3.8. Línea 105 22
3.1.3.9. Línea 103 23
3.1.4. Caracterización de la contracorriente 24
3.1.4.1. Caracterísiticas de las propiedades de la masa de agua 24

Tabla de contenido (continuación)

3.1.4.2. Línea 117 25
3.1.4.3. Línea 115 26
3.1.4.4. Línea 113 27
3.1.4.5. Línea 111 27
3.1.4.6. Línea 110 28
3.1.4.7. Línea 109 29
3.1.4.8. Línea 107 30
3.1.4.9. Línea 105 30
3.1.4.10Línea 103 31
3.1.5. Secciones de corrientes estimadas a partir de la densidad 32
3.1.5.1. Línea 117 32
3.1.5.2. Línea 115 33
3.1.5.3. Línea 113 33
3.1.5.4. Línea 111 34
3.1.5.5. Línea 110 35
3.1.5.6. Línea 109 36
3.1.5.7. Línea 107 37
3.1.5.8. Línea 105 38
3.1.5.9. Línea 103 39
3.2. Aspectos dinámicos 40
3.2.1. Sección de corrientes de LADCP 40
3.2.1.1. Línea 117 41
3.2.1.2. Línea 115 41
3.2.1.3. Línea 109 43
3.2.1.4. Línea 107 43
3.2.1.5. Línea 105 44
3.2.1.6. Línea 103 45
3.2.2. Distribución horizontal de corrientes marinas del LADCP 46
3.2.3. Dimensiones y análisis de la dinámica de la contracorriente con velocidades de LADCP 47
3.2.4. Balance de vorticidad potencial de la contracorriente 50

Capítulo 4. Discusión

Capítulo 5. Conclusiones

Literatura citada 58

Lista de figuras

Figura Página

1. Mapa del área de estudio y batimetría. Los puntos blancos indican las estaciones hidrográficas. Los contornos topográficos muestran las isóbatas de 200 y 400 m. 5
2. Configuración de nodos. Puntos pequeños indica las estaciones y los rombos indican los nodos propuestos. Cuadro rojo muestra el punto de referencia que se eligió para el análisis del esfuerzo de viento Eje ´x´ señala la longitud y el eje ´y´ la latitud 10
3. Velocidades geostróficas obtenidas de satélite del 23 al 29 de junio del 2017. Los puntos negros indican las estaciones oceanográficas del crucero. 14
4. Diagrama de esfuerzo de viento obtenido frente a Punta Colonet (30.75 °*N*, -116.25 °*O*) y evolución temporal desde el 01 de junio al 05 de julio 2017. Los esfuerzos de viento fueron obtenidos a 10 m de altura. La ventana sombreada indica el periodo que duró el crucero. 15
5. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 117. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente. 16
6. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 115. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente. 17
7. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 113. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente. 18
8. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 111. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente. 19
9. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 110. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente. 20
10. Secciones de temperatura, salinidad, oxigeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 109. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente. 21
11. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 107. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente. 22
12. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 105. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente. 23
13. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 103. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente. 24

Lista de figuras (continuación)

Figura Página

14. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 117. 26

15. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 115. 26

16. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 113. 27

17. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 111. 28

18. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 110. 29

19. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 109. 29

20. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 107. 30

21. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 105. 31

22. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 103. 31

23. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 117. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 32

24. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 115. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 33

25. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 113. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 34

26. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 111. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 35

27. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 110. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 36

Lista de figuras (continuación)

Figura Página

28. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 109. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 37

29. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 107. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 38

30. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 105. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 39

31. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 103. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 40

32. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 117. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 41

33. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 115. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 42

34. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 109. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 43

35. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 107. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 44

36. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 105. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 45

37. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 103. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas. 46

38. Mapas de distribución espacial de las corrientes marinas del LADCP. Las profundidades mostradas son: a)120 m, b)185 m y c)240 m. Flechas de color rojo indica dirección predominante norte y azules indica dirección predominante sur. 47

Lista de figuras (continuación)

Figura Página

39. Ajuste de la función Gaussiana a los datos de velocidad del LADCP para las líneas 103, 105 y 107. Eje horizontal señala distancia a costa en kilómetros y eje vertical indica velocidad (m/s). La línea roja representa el ajuste de la velocidad dada por la ecuación 10, los puntos negros son las velocidades en cada estación que abarca a la contracorriente mientas que los puntos azules representa el promedio de estas velocidades por cada estación. 49

40. Secciones verticales de vorticidad potencial para las líneas 117, 110, 115 y 103. Líneas negras continuas indican contornos de densidad y las líneas rojas discontinuas indican valores de vorticidad potencial. 51

41. Recorrido de la contracorriente en el crucero de junio 2017 52

Lista de tablas

Tabla Página

1. Promedio de cada término de la ecuación de vorticidad potencial entre las isopicnas 26 y 26.5 σ_θ. 50

Capítulo 1. Introducción

Los grandes sistemas de surgencia con frontera oriental en los oceános son dos en el Pacífico: Sistema de Corrientes de California y Sistema de Corrientes de Humboldt y dos en el Atlántico: Sistema de Corrientes de Canarias y el Sistema de Corrientes de Bengela. Los sistemas de afloramiento costero son productos de los fuertes vientos paralelos a la costa con dirección al ecuador que mueven masas de agua superficiales hacia mar adentro que trae como consecuencia surgencias de masas de agua subsuperficiales frías y ricas en nutrientes. Estos sistemas, además de estar constituidos por corrientes que fluyen hacia el ecuador, tienen contracorrientes subsuperficiales que se dirigen hacia el polo que son angostas, débiles y fluyen a lo largo del talud continental, ver por ejemplo Samelson (2017).

Diversos modelos sugieren que el rotor del esfuerzo del viento tanto perpendicular como paralelo a la costa, así como su variabilidad temporal y espacial, son elementos clave en la dinámica de las corrientes subsuperficiales. Por ejemplo el rotor del esfuerzo del viento positivo podría impulsar un flujo hacia el polo que se opone a la corriente ecuatorial cercana a la superficie a través de la dinámica de Sverdrup (Hurlburt y Thompson, 1973; Pedlosky, 1974; McCreary, 1981). Así también Bray *et al.* (1999) encontraron que el rotor del esfuerzo del viento podría explicar aproximadamente el 75 % del transporte hacia el polo en la Southern California Bight pero no necesariamente el transporte hacia el ecuador desde la costa. En un estudio reciente Samelson (2017) sugiere que la dinámica de la contracorriente esta gobernada por el esfuerzo del viento a lo largo de la costa y la ubicación de la frontera continental, además la contracorriente es geostrófica y la estratificación juega un papel importante en su dinámica.

Varios estudios observacionales han documentado que la contracorriente se extiende desde Cabo San Lucas (Baja California) hasta el norte de la isla de Vancouver donde la corriente es mas débil en primavera pero luego se fortalece durante el verano y el otoño y fluye en la dirección del viento en invierno. Reed y Halpern (1976) mostraron cálculos basados en un estudio de variables hidrográficas (salinidad - temperatura)

en 150 estaciones que se realizaron frente a la isla de Vancouver y Washington en septiembre 1973 y determinaron un grosor de la contracorriente de 500 m y alta variabilidad en el ancho del flujo. Algunos estudios mencionan que en su recorrido, la contracorriente experimenta variaciones como la separación del talud continental, debido a la curvatura topográfica y la inercia del flujo. Por ejemplo, Molemaker *et al.* (2014) menciona la separación de la contracorriente, cerca de Cresta de Punta Sur, al sur de la bahía de Monterrey, así también Pierce *et al.* (2000) mostró que la contracorriente se separa del talud continental debido a irregularidades en la línea costera. Adicionalmente, la continuidad de la contracorriente ha sido estudiada mediante observaciones de ADCP montado en barco. Pierce *et al.* (2000) observaron el flujo entre los 33° *N* y 51° *N* donde la contracorriente tenía un espesor de 270 m y una velocidad promedio de 10 cm/s. Asimismo, los autores reportaron que la anchura de la contracorriente fue del orden del radio de deformación de Rosby, además que el transporte y la anchura de la contracorriente disminuía cuando la latitud aumentaba. Así también estos autores observaron que la velocidad y el transporte de esta contracorriente disminuye conforme aumenta la latitud, particularmente en la región comprendida entre los 43°*N* y 47°*N* entre Cabo Blanco y Cabo Mendocino, caracterizándola como región de transición. Pierce *et al.* (2000) también calcularon la vorticidad potencial isopícnica $q = \rho^{-1} f \partial\rho/\partial z$, notaron que ¨q¨ es un buen trazador dinámico de flujo hacia el polo; los autores sugieren que un mecanismo para la continuidad de la contracorriente en latitudes altas es la conservación de la vorticidad potencial.

Durazo y Baumgartner (2002), al analizar los eventos de El Niño (1997 - 1998) y la Niña (1998 – 1999), encontraron que la masa de agua de la contracorriente presentó temperaturas más cálidas y saladas de lo normal e indicaron un aumento de volumen de la contracorriente. Adicionalmente, Durazo (2015) realizó un estudio con base en datos observacionales de baja resolución, en el periodo de 1997 - 2013 para investigar la estacionalidad de las características hidrográficas y los flujos geostróficos frente a la península de Baja California. En su análisis, el autor mostró patrones de circulación con dirección al polo en toda la columna de agua. Otro estudio, pero de alta resolución espacial (∼ 5 km), fue el realizado por Torres y Gomez-Valdes (2015) quienes estudiaron los eventos de surgencias y relajación de octubre de 2009. Durante una surgencia, encontraron un flujo organizado pegado al talud continental; mientras que en el pe-

riodo de relajación encontraron a este flujo de manera desorganizada y a 500 m de profundidad.

En el presente trabajo, que cuenta con información de datos hidrogŕaficos y de corrientes marinas de alta resolución espacial, se investigó la estructura de la contra-corriente analizando no sólo los datos hidrográficos sino también la caracterización y dinámica del flujo en el periodo de junio del 2017.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Caracterizar la Contracorriente Subsuperficial de California frente a las costas de Baja California en junio de 2017.

1.1.2. Objetivos específicos

1. Analizar las masas de agua y circulación.
2. Analizar los aspectos dinámicos.

Capítulo 2. Metodología

2.1. Hidrografía

2.2. Área de estudio y crucero

Del 23 de Junio al 01 de Julio del 2017 se llevó a cabo una campaña oceanográfica a bordo del Buque Oceanográfico Alpha Hélix al frente de Baja California (Figura 1) con la finalidad de poder estudiar las variaciones espaciales de la contracorriente. EL área de estudio abarca desde 117 44.700° *O* hasta 114 55.800° *O* y de 28 07.620° *N* hasta 31 06.900° *N*. La extensión de cada línea o transecto de costa a mar afuera que se realizó fue de aproximadamente 140 km, la distancia entre estaciones fue de 12 km y la distancia entre un transecto y otro fue de 35 km aproximadamente. La batimetría de la región del área de estudio (Figura 1), presenta características que sobresalen; por ejemplo se observa una cuenca submarina entre los 28.7° - 30.5° *N* y 115.5° - 117° *W*, además se observa un quiebre de la plataforma continental hacia la península de Baja California. La anchura de la plataforma continental es de 30 Km desde la línea de costa hacia la isóbata de 200 m, en general esta isóbata presenta variaciones de anchura con la línea de costa que van desde los 15 km (frente a Punta Cono) hasta los 40 km (cerca a Punta Eugenia).

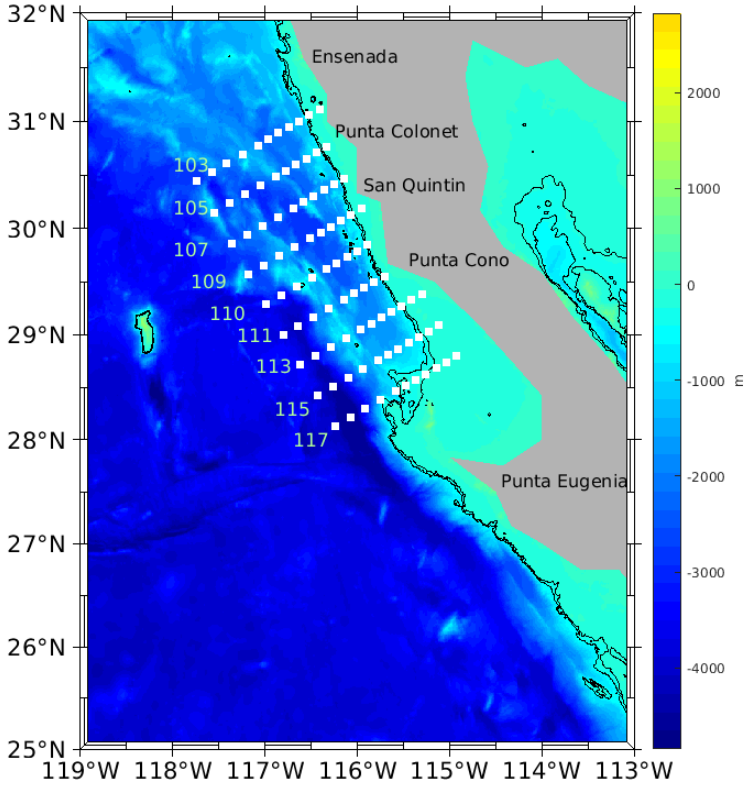

Figura 1. Mapa del área de estudio y batimetría. Los puntos blancos indican las estaciones hidrográficas. Los contornos topográficos muestran las isóbatas de 200 y 400 m.

2.2.1. Datos y métodos

En la campaña oceanográfica se realizaron mediciones hidrográficas con un sensor CTD (Conductivity - Temperature - Depth) Sea Bird Electronic 911 plus el cual es un equipo oceanográfico que mide la temperatura, conductividad, presión y un sensor de oxígeno. De la obtención de la conductividad se estima la salinidad; para calcular la densidad como la temperatura potencial se usaron las ecuaciones de agua de mar descritas por Fofonoff y Millard Jr (1983).

Los gradientes de temperatura y salinidad son compensados, por ende los gradientes de densidad horizontal son débiles (Koblinsky *et al.*, 1984) lo que hace que la va-

riable spiciness (π) sea un buen indicador en la identificación de la masa de agua de la contracorriente por ser aproximadamente perpendicular a las superficies de densidad (Pierce *et al.*, 2000). Spiciness es una variable de estado que depende directamente de la temperatua y salinidad y que ha sido usada ampliamente en el estudio de las características y la evolución temporal del Sistema de Corrientes de California (Pérez-Brunius *et al.*, 2006; Gay y Chereskin, 2009; Durazo, 2015). Para la derivación de esta variable de estado (π) se usaron las ecuaciones propuestas por (McDougall y Krzysik, 2015).

En el procesamiento de los datos del CTD se usaron técnicas convencionales para eliminar datos que tenían grandes desviaciones o llamados datos ¨outliers¨. Para la representación de las variables hidrográficas en secciones verticales se implementó el método de interpolación óptima (Barnes, 1994) y se usaron variables de decorrrelación horizontal y vertical. Para la componente horizontal (xr) y vertical (yr) los valores de decorrelación usados fueron respectivamente: xr = 15 km, yr = 60 m distribuidos en una malla horizontal. Este método filtra señales como oscilaciones de la temperatura debido a las ondas internas.

2.3. Datos de satélite

2.3.1. Velocidades geostróficas y datos de esfuerzo de viento

Las velocidades geostróficas de satélite fueron derivados de datos de altimetría y descargadas del siguiente enlace: https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp/dataset/satellite-sea-level-global?tab=overview. Estos datos interpolados cuentan con una resolución espacial y temporal de $\sim$ 27.5 km y 1 día respectivamente. Los resultados comprenden la región de 114°O y 119°O y entre los 27°N y 32°N. A continuación se muestran los resultados de estos campos obtenidos en la Figura 3.

Los datos de vientos fueron obtenidos del ERA-Interim que es un sistema de reanálisis atmosférico global que funciona desde 1979 hasta la actualidad. Las velocidades

de los datos de viento obtenidas fueron en componentes zonales (U) y meridionales (V), con resoluciones espaciales y temporales de $\sim 0.75°$ y 6 horas respectivamente; estas velocidades fueron obtenidas a 10 m de altura. A partir de estas velocidades se calculó el esfuerzo de viento siguiendo la metodología de Large y Pond (1981) para la región ubicada en el mapa que se muestra en la Figura 2 (cuadro rojo).

2.4. Corrientes marinas

2.4.1. Datos y métodos

En cada lance por estación y junto con la roseta del CTD se colocó un ADCP; este equipo al ir junto con la roseta se le conoce con el nombre de LADCP (Lowered Acoustic Doppler Current Profiler) que es un perfilador acústico lanzable que mide las velocidades en cada estación hidrográfica. Este equipo opera a una frecuencia de 300 KHz y el ancho del ”*bin*” fue de 8 m. Se entiende por ”*bin*” al grosor de la capa en la cual se infiere la velocidad por el efecto Doppler. Cada lance por estación se realizó de forma continua y duró aproximadamente 2 horas. La metodología que se usó para el procesamiento de los datos del LADCP fue la de Fischer y Visbeck (1993), los autores proveen un software disponible en página web: https://www.ldeo.columbia.edu/ ant/. Con el propósito de comparar las velocidades del LADCP, se determinaron las velocidades geostróficas obtenidas de las ecuaciones de viento térmico. Para ello se eligió un nivel de referencia de no movimiento (1000 m) y se calcularon las velocidades relativas a dicho nivel de referencia. Esto provocó que todas las estaciones contiguas a la plataforma o pendiente continental fueron excluidas. Para determinar estas velocidades de las estaciones someras, lo que se hizo fue extrapolar las pendientes de la altura dinámica entre el par de estaciones que no llega al nivel de referencia siguiendo la metodología de Reid y Mantyla (1976).

Existen tres fuentes de errores comunes en el método geostrófico (Torres y Gomez-Valdes, 2015): (1) error que tiene que ver con el posicionamiento del GPS en cada estación; (2) error de la incertidumbre en la estimación de la altura dinámica; (3) error de la velocidad de referencia.

Este cálculo del error siguiendo a Johns *et al.* (1989) fué calculado de la forma:

$$\varepsilon_v = \sqrt{(\varepsilon_{\Delta D})^2 + (\varepsilon_{\Delta L})^2 + (\varepsilon_{\Delta ref})^2}. \tag{1}$$

El nivel de referencia utilizado fue de 1000 dbar. La definición en cada tipo de error es: $\varepsilon_{\Delta D} = d\Delta D/fL$, siendo $d\Delta D$ la incertidumbre en la estimación de la altura dinámica, f es el parámetro de Coriolis y L es la distancia entre una y otra estación adyacente; $\varepsilon_L = dLv/L$ donde dL es la incertidumbre entre la distancia de estaciones, v es la velocidad media entre las estaciones adyacentes y $\varepsilon_{ref} = dv_{ref}$, donde dv es la incertidumbre debido a la velocidad de referencia. Así mismo el último error se tomó de el LADCP, cuyo error fue de ± 0.04 m/s.
Las velocidades geostróficas se derivaron de las siguientes ecuaciones:

$$fv = \frac{1}{L_x}\delta\Phi, \tag{2}$$

$$fu = \frac{1}{L_y}\delta\Phi, \tag{3}$$

considerando:

$$\delta\Phi = 10D, \tag{4}$$

donde f es el parámetro de Coriolis; u, v son las velocidades; L_x y L_y son longitudes horizontales entre los puntos observados de la altura dinámica (D). Para poder obtener el campo de anomalía geopotencial o el equivalente es decir la altura dinámica se usaron las ecuaciones propuestas por la UNESCO. Se determinó usar un nivel de referencia de 1000 dbar, es aquí donde se considera el nivel de no movimiento y que anteriormente ya ha sido usado exitosamente por Jerónimo y Gómez-Valdés (2007).

2.4.2. Extracción de la señal de marea de los datos del LADCP

Las velocidades observadas en nuestro estudio pueden ser expresadas siguiendo a Candela *et al.* (1992) como:

$$u(x, y, t) = u_o(x, y) + U_1(x, y)cos(\omega t), \tag{5}$$

donde ω es la frecuencia angular de marea, u_o es la corriente residual y U_1 es la amplitud armónica, la cual puede expresarse en términos de un conjunto espacial de funciones base (funciones de tipo Gaussiana):

$$U_1 = XA, \quad (n \times 1) = (n \times m) \times (m \times 1). \tag{6}$$

Siendo así que ”n” es el número de observaciones y ”m” el número de funciones base. A es conocido como el peso y ”X” es un conjunto m de funciones base. Considerando además a ”p” (la función base que es de tipo Gaussiana) se tiene :

$$X = [p_1, p_2 ... p_m], \tag{7}$$

$$p_k = exp(-|r - r_k|^2/2L^2), \tag{8}$$

donde ”k” es el número de nodos. Llámese nodo a un conjunto de puntos donde la función base es elegida para abarcar la variabilidad espacial y L = 110 km, r_k es la locación de cada nodo. Siguiendo a Wang *et al.* (2003) la obtención por mínimos cuadrados de la velocidad ”u” viene dado por:

$$u = \begin{vmatrix} XCos(\omega t)) & XSin(\omega t) \end{vmatrix} \begin{vmatrix} A \\ B \end{vmatrix}. \tag{9}$$

La Figura 2 muestra la mejor configuración de nodos que se realizó para la remoción de la señal de marea, para lo cual se consideró la componente semidiurna M_2 debido a que el periodo de muestreo por estación fue de aproximadamente dos horas. La configuración nodal se realizó considerando las líneas 103, 105, 107 y 109.

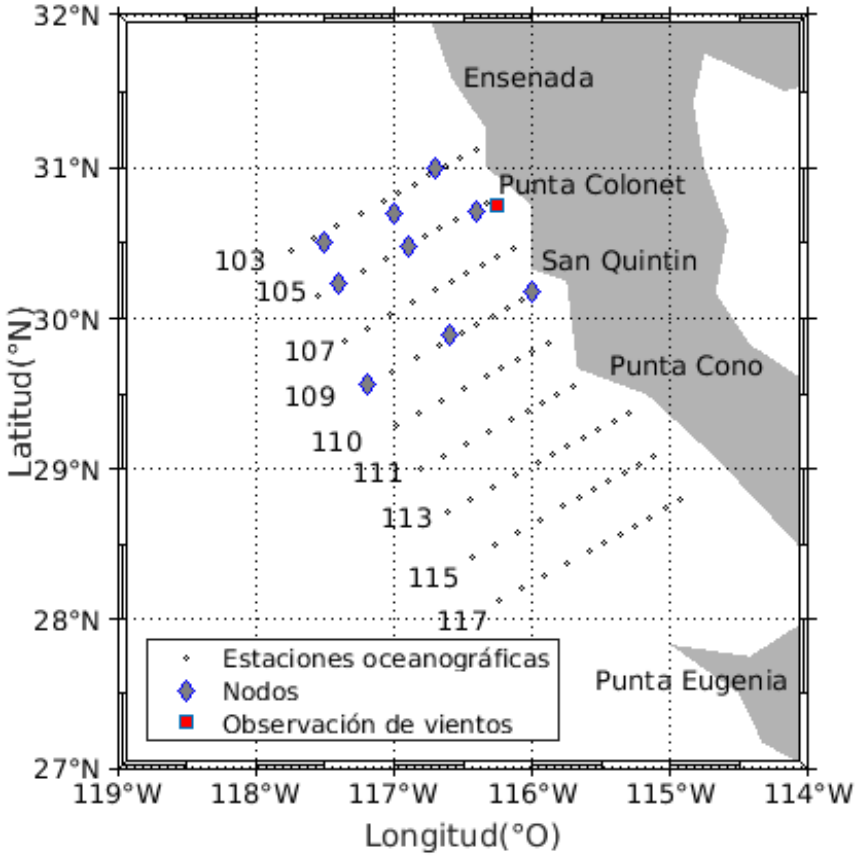

Figura 2. Configuración de nodos. Puntos pequeños indica las estaciones y los rombos indican los nodos propuestos. Cuadro rojo muestra el punto de referencia que se eligió para el análisis del esfuerzo de viento Eje ´x´ señala la longitud y el eje ´y´ la latitud

2.4.3. Análisis objetivo de las dimensiones de la contracorriente y obtención de parámetros dińamicos

Para la obtención objetiva de la estructura horizontal de la contracorriente y por ende la obtención de los parámetros dińamicos, se realizó un ajuste con la componente de velocidad del LADCP perpendicular al transecto y se la aproximó a la siguiente función (Poulin *et al.*, 2014):

$$V(x) = \frac{v_o}{L_o} x exp[\frac{x}{L_o}(1 - \frac{x}{L_o})], \tag{10}$$

donde ”x” representa la distancia a costa, L_o es la estructura horizontal de la contracorriente, v_o representa la velocidad medida en cada punto o estación. Con la obtención de la estructura horizontal del flujo de la contracorriente a partir del ajuste de la velocidad, se procedió a determinar el número de Rossby, el radio deformación de Rossby y el número de Burger para cada línea o transecto del LADCP con el propósito de estudiar aspectos dinámicos que gobiernan la contracorriente. Para ello se tomó en consideración dos isopicnas (26 y 26.5 σ_θ) que debido a las observaciones de variables hidrográficas y de corrientes marinas son las que limitan a la contracorriente en este periodo estudiado. Los parámetros dinámicos obtenidos se expresan de la siguiente manera (Cushman-Roisin y Beckers, 2011):

$$R_o = \frac{U}{fl}, \;\; R_d = \frac{\sqrt{g'H}}{f}, \tag{11}$$

$$g' = \frac{g\Delta\rho}{\rho_o}, \;\; B_u = \frac{R_d^2}{L^2}. \tag{12}$$

En la ecuación 11, R_o indica el número de Rossby, U indica la velocidad media máxima, f es el parámetro de Coriolis y L representa la escala horizontal del flujo. El R_d indica el radio deformación de Rossby, g’ es la gravedad reducida que se mantiene constante y H es la altura entre las dos isopicnas (26 y 26.5 σ_θ); en la ecuación 12 el B_u es el parámetro de Burger.

2.5. Vorticidad potencial

Para explicar los procesos dinámicos relacionados a la variabilidad de la contracorriente, se usó la vorticidad potencial y se siguió la metodología de Deremble *et al.* (2014). Se conoce que para procesos adiabáticos y sin fricción, la vorticidad potencial (PV, por sus siglas en inglés) se debe conservar a lo largo de superficies de igual densidad. Si se supone que se tiene un elemento de fluido, para dicho elemento la vorticidad potencial se puede representar de la siguiente manera (Vallis, 2017):

$$PV = -\frac{1}{\rho_0}\omega . \bigtriangledown \rho_\theta, \tag{13}$$

donde : $\omega = 2\Omega + \nabla \times u$, siendo Ω la velocidad angular terrestre, ρ_0 es la densidad potencial de referencia, ρ_θ es la densidad potencial y u es la velocidad de la partícula. Es posible expresar la ecuación de PV en términos de la frecuencia de Brunt - Väisälä (N^2) y la vorticidad relativa (ζ). Dado:

$$u = (u, v, w), \;\; 2\Omega = (0, f_1, f_2) \quad en \;\; (x, y, z), \tag{14}$$

siendo f_1 y f_2 las componentes del parámetro de Coriolis en la dirección ¨y¨ y ¨z,¨ tomando en cuenta que:

$$v_z = \frac{\partial v}{\partial z}, \quad w_y = \frac{\partial w}{\partial y}, \quad u_z = \frac{\partial u}{\partial z}, \quad w_x = \frac{\partial w}{\partial y}, \tag{15}$$

se tiene:

$$\nabla \times u = i(v_z - w_y) + j(w_x - u_z) + k(u_y - v_x). \tag{16}$$

Además:

$$\nabla \rho_\theta = (\rho_x, \rho_y, \rho_z), \quad \rho_x = \frac{\partial \rho}{\partial x}, \quad \rho_y = \frac{\partial \rho}{\partial y}, \quad \rho_z = \frac{\partial \rho}{\partial z}. \tag{17}$$

Reemplazando las ecuaciones 14, 15, 16 y 17 en 13, se tiene:

$$PV = ((w_y - v_z)\rho_x + \rho_y(f_1 + u_z - w_x) + \rho_z(f_2 + \zeta)). \tag{18}$$

Considerando las ecuaciones de balance de viento térmico :

$$-f\frac{\partial(\rho v)}{\partial z} = g\frac{\partial \rho}{\partial x}, \tag{19}$$

$$f\frac{\partial(\rho u)}{\partial z} = g\frac{\partial \rho}{\partial y}. \tag{20}$$

La ecuación 18 puede ser expresada siguiendo la derivación de la ecuación de PV según Pollard y Regier (2002):

$$PV = \frac{-fN^2}{g} - \frac{N^2\zeta}{g} + \frac{f}{g}((\frac{\partial v}{\partial z})^2 + (\frac{\partial u}{\partial z})^2), \tag{21}$$

donde $\zeta = (\frac{\partial v}{\partial x})$ - $(\frac{\partial u}{\partial z})$ es la vorticidad relativa; el primer término de la ecuación 21 representa la vorticidad planetaria, el segundo término representa la vorticidad relativa y el tercer término es el estiramiento.

Capítulo 3. Resultados

3.1. Análisis de masas de agua y circulación

En esta sección, primero se exponen la representación de las velocidades geostróficas derivadas de satélite en el periodo de tiempo que comprendió el crucero oceanográfico, luego se muestran secciones de las variables hidrográficas: temperatura potencial (θ), salinidad, oxígeno y spiciness (π) y también los diagramas θ - S y π - O_2 para identificar y caracterizar la masa de agua de la contracorriente, finalmente se exponen las representaciones de velocidades geostróficas estimadas de CTD en secciones para una mayor comprensión de la circulación de la contracorriente.

3.1.1. Velocidades geostróficas derivadas de satélite

Se muestran las velocidades geostróficas de satélite en el periodo de estudio que abarcan las observaciones de las líneas 103, 105, 107, 109, 110 y 111 (del 23 al 29 de junio), para dicho periodo, se observa un patrón similar en el campo de velocidades. En todos los mapas, en las latitudes 29.3^{o}N a 31.5^{o}N se muestra un flujo con dirección norte pegado a la costa, mientras que de 29.3^{o}O a 28.5^{o}O el flujo es en dirección sur. Así también entre las coordenadas 29°N y 118°O se observa un remolino de mesoescala ciclónico cerca a las líneas 110 y 111, este remolino se presenta durante todo el periodo de estudio y puede jugar un rol importante en el transporte de calor y sal a la región que abarca las líneas 110 y 111 incluso a mayores profundidades. Así también se detectó un remolino anticiclónico ubicado en 28.3 °N y 116.2 °O (región sur del área de estudio) cerca a las líneas 115 y 117.

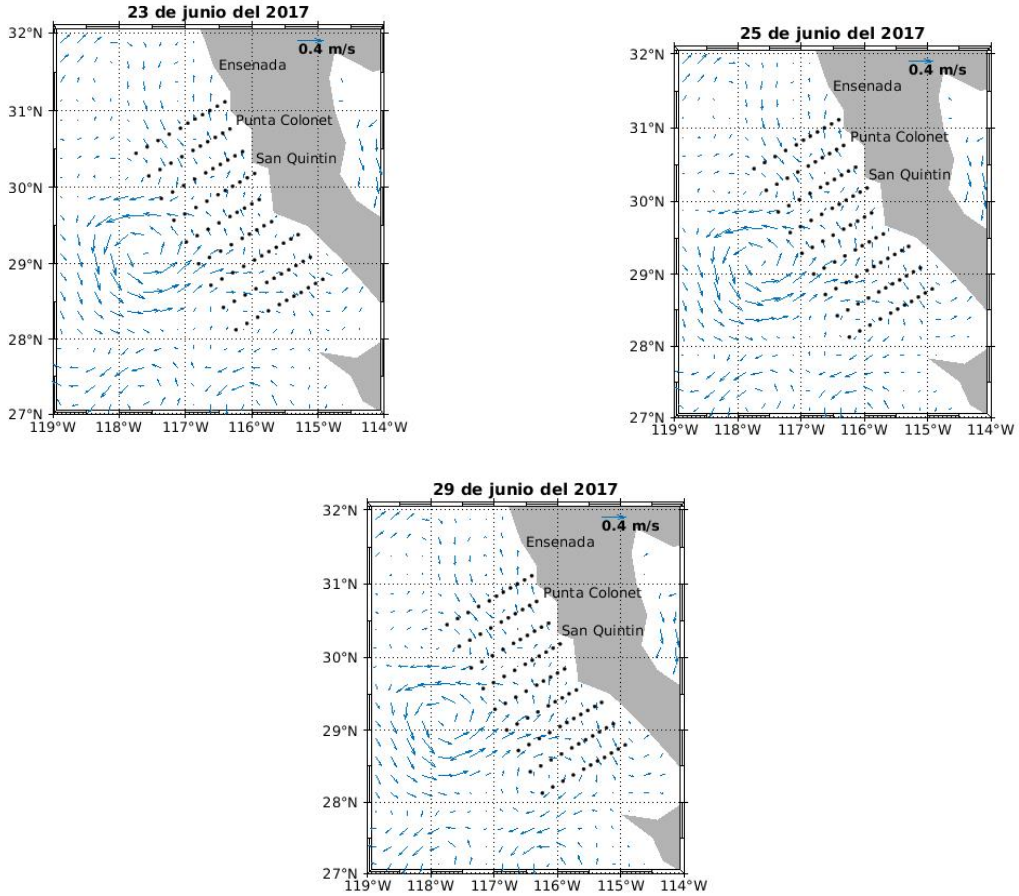

Figura 3. Velocidades geostróficas obtenidas de satélite del 23 al 29 de junio del 2017. Los puntos negros indican las estaciones oceanográficas del crucero.

3.1.2. Esfuerzo de vientos obtenidos de satélite

Se muestran los esfuerzos de viento derivados de las componentes de velocidades de viento zonal (U) y meridional (V) del 01 de junio al 05 de Julio del 2017 (Figura 4). La ventana sombreada muestra la fecha que se desarrolló el crucero (23 de junio al 01 de julio del 2017). Se observa de manera general que el máximo valor de esfuerzo de viento alcanzado fue el 28 de junio con dirección sur. Los esfuerzos de viento mínimos que se localizaron dentro del periodo del crucero comprenden las fechas 23, 24, 25 y 29 de junio al 01 de julio del 2017 justo antes de un evento de intensos esfuerzos de vientos que se dieron del 26 al 28 de junio. Estos eventos en donde el esfuerzo de viento fue poco intenso, nos hace sugerir que se dieron eventos de relajación, pues

suelen ocurrir en esta zona de estudio (Torres y Gomez-Valdes, 2015). Los campos de velocidades geostróficas que se observan frente a Punta Colonet y en las fechas en donde el esfuerzo de viento es débil, presentan dirección norte (como se observa en la Figura 3), lo cual sería congruente debido a la relajación de los vientos en dicho periodo de tiempo.

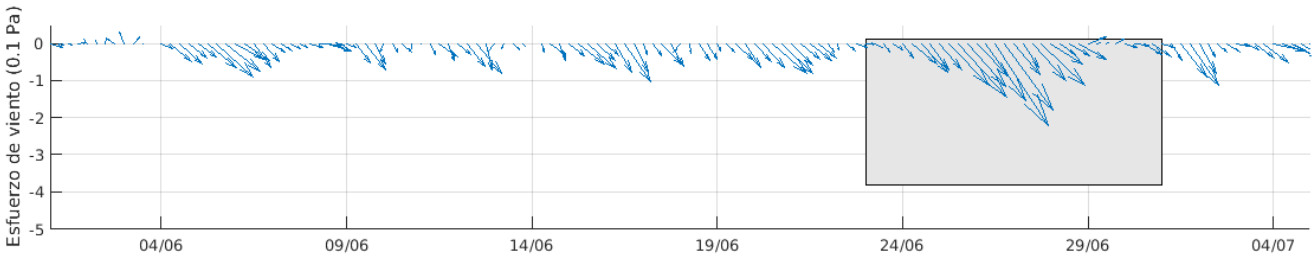

Figura 4. Diagrama de esfuerzo de viento obtenido frente a Punta Colonet (30.75 °N, -116.25 °O) y evolución temporal desde el 01 de junio al 05 de julio 2017. Los esfuerzos de viento fueron obtenidos a 10 m de altura. La ventana sombreada indica el periodo que duró el crucero.

3.1.3. Secciones hidrográficas

Se muestran las secciones verticales para todas las líneas de las variables hidrográficas de temperatura potencial (θ), salinidad, oxígeno disuelto y spiciness (π) desde el 23 de junio al 01 de julio del 2017. En cada línea se muestran los contornos de densidad para cada variable hidrográfica.

3.1.3.1. Línea 117

En la Figura 5 se observa que la termoclina varía desde los 18 °C hasta los 12 °C, la haloclina cambia desde los 33.4 UPS(en lo sucesivo no se escribirá UPS) hasta los 34.2 y la oxiclina cambia con la haloclina desde 5 hasta 3 ml/L. La frecuencia de Brunt - Väisälä para esta línea fue de 0.0093 Hz. Cabe resaltar que la isopicna de 26 σ_θ es la que limita la zona inferior de la haloclina y oxiclina. En la sección de spiciness se observa la masa de agua de la contracorriente con alto spiciness (0.8 π) que se extiende sobre la plataforma continental desde los 50 km hasta los 100 km de

distancia a costa; a esta masa de agua la limitan las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ.

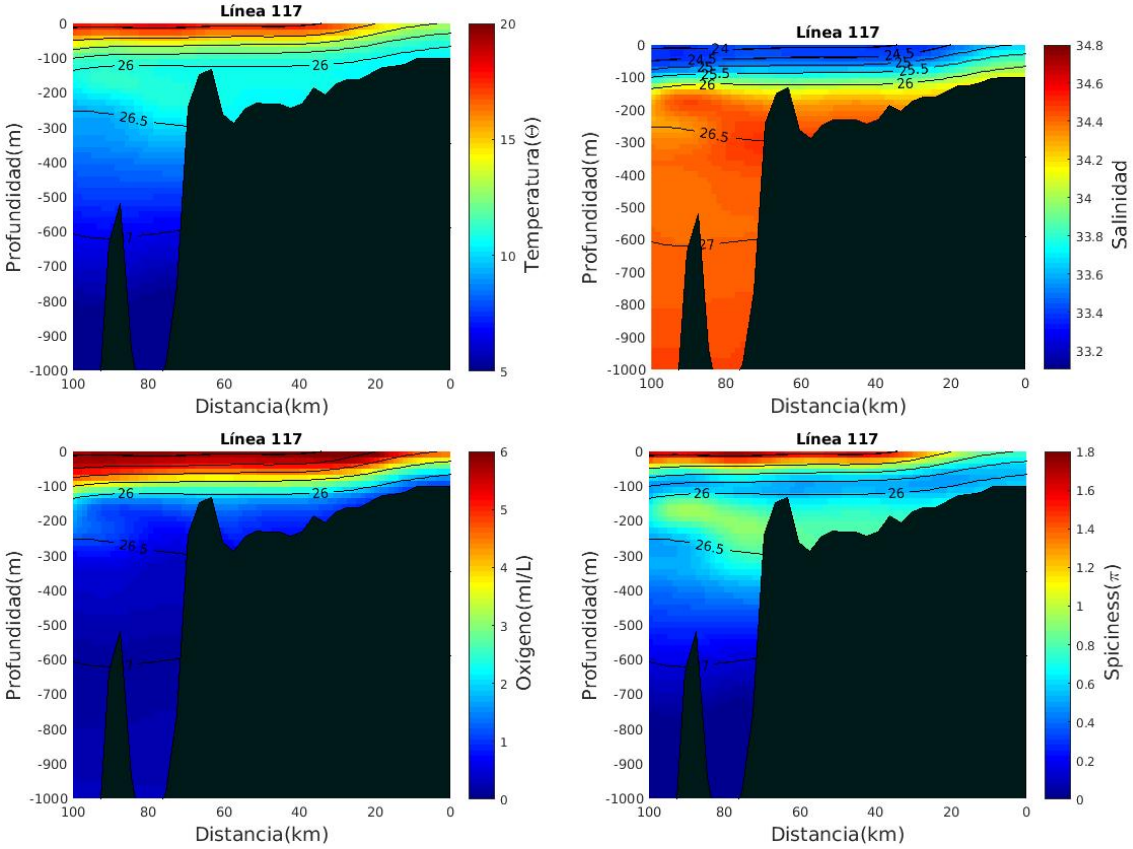

Figura 5. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 117. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente.

3.1.3.2. Línea 115

En la Figura 6 se observa una gran deflexión de las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ a 70 km de distancia de la costa, asociada a esta deflexión en la isopicna 26 σ_θ, se observa la deflexión de las isolíneas de la temperatura, salinidad y oxígeno que se hacen más someras al pegarse hacia la costa. La haloclina se encuentra en el rango de 33.5 - 34.1, mientras que la termoclina se encuentra entre los 17.5 y 12 °C y se hace más somera cerca a la plataforma continental. La oxiclina se encuentra entre los 5 - 2 ml/L y se hace más somera al aproximarse a la plataforma continental; la isoclina de 2 ml/L limita la zona donde el oxígeno debajo de esta isoclina es muy pobre. La frecuencia de Brunt - Väisälä para esta línea fue de 0.0080 Hz. En la sección de spiciness se observa

un núcleo intenso y grande (que denota a la contracorriente) que se extiende desde los 30 km hasta los 70 km de distancia a costa, además se detectó que las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ delimitaron a esta masa de agua.

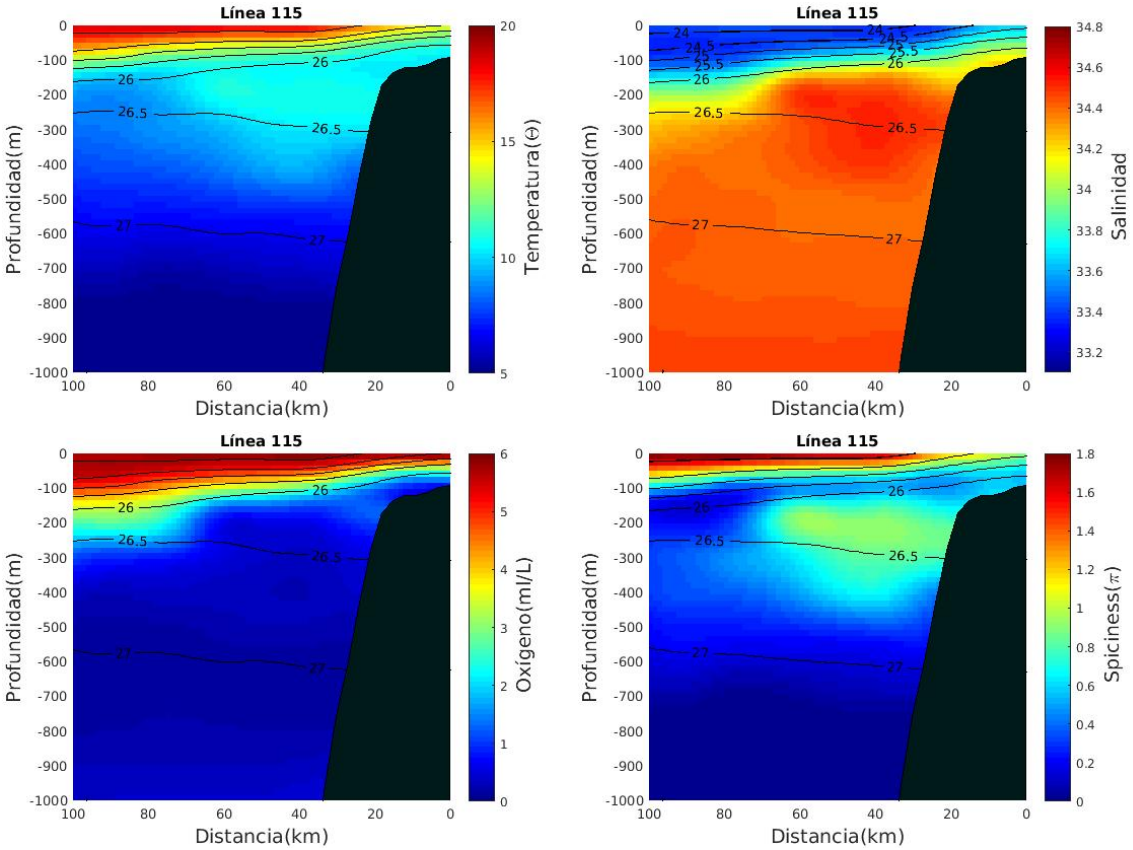

Figura 6. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 115. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente.

3.1.3.3. Línea 113

En la Figura 7 se muestra la línea 113, la termoclina de esta línea se determinó entre los 17.5 hasta los 12°C, mientras que la haloclina se encuentra en el rango de 33.5 hasta 34.1, además se observa como la isoclina de 34.1 se hace más somera al pegarse a la plataforma continental y la oxiclina varía en el rango de 4.5 - 2 ml/L. La frecuencia de Brunt - Väisälä para esta línea fue de 0.0090 Hz. Mediante el trazador π se observa a la masa de agua de la contracorriente entre los 120 y 330 m de profundidad pegado al talud continental. Cabe resaltar la deflexión de la isopicna de 26.5 σ_θ

que se muesta a 60 km de costa, esto es consistente con la estructura de un remolino subsuperficial ciclónico.

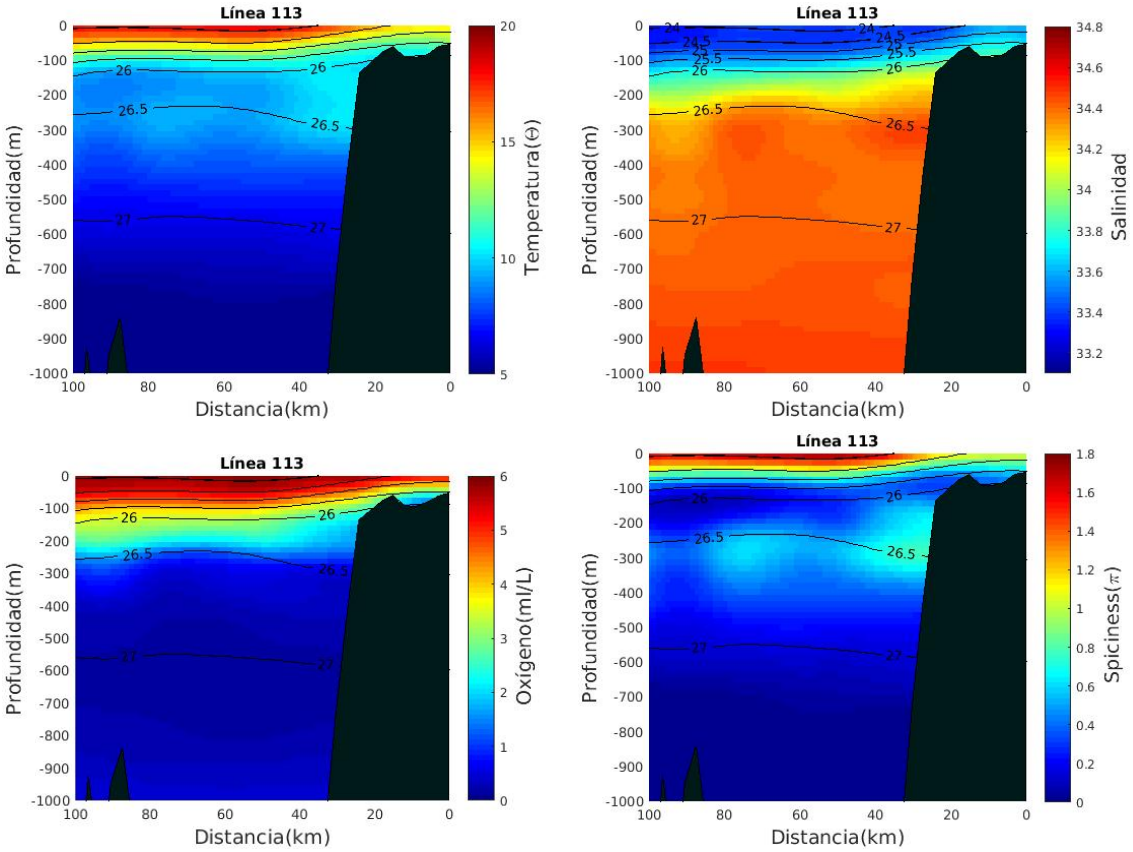

Figura 7. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 113. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente.

3.1.3.4. Línea 111

En la Figura 8 se muestran las secciones verticales de las variables hidrográficas de la línea 111. La termoclina de esta línea se encuentra entre los 16 - 13°C, la haloclina se encuentra entre los 33.6 - 34.1 y la oxiclina cambia entre los 5 y 3 ml/L. La frecuencia de Brunt - Väisälä fue de 0.0074 Hz. Una franja angosta de π se observa en esta línea entre los 200 y 350 m la cual se hizo más somera a medida que se alejaba de la costa, esta estructura de π fue muy similar a la de salinidad y temperatura, en este rango de profundidad. La extensión de π por toda la sección probablemente ocurra por el proceso de advección de propiedades termohalinas que origina el remolino ciclónico

de mesoescala ubicado entre los 29° N y 118° O.

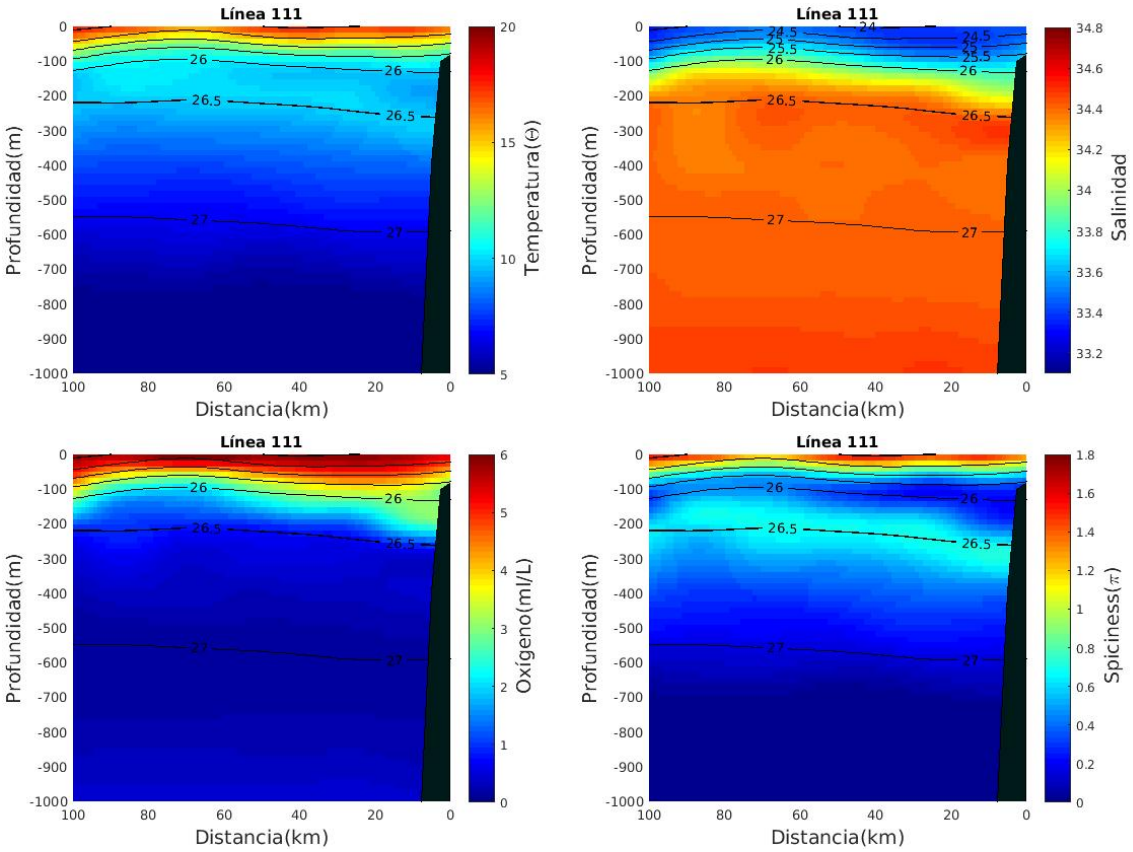

Figura 8. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 111. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente.

3.1.3.5. Línea 110

En la Figura 9 se muestran las secciones de la línea 110. A los 20 Km de distancia de la costa se observa una pronunciada deflexión de las isopicnas 26 y 26.5 σ_θ, esto como característica de la masa de agua de la contracorriente. Se observa la termoclina que varía entre los 16 y 12°C, la haloclina presentó un rango de 33.6 - 34 mientras que la oxiclina varió desde los 5 - 2 ml/L. Asi también en esta misma línea a 50 km de la costa y a 600 m de profundidad se observa una deflexión de la isopicna 27 σ_θ que es consistente con la estructura de un remolino subsuperficial anticiclónico. La frecuencia de Brunt - Väisälä para esta línea fue de 0.0068 Hz. Se observa una franja alargada de π pegada al talud continental hasta los 100 km de distancia a costa, esta

característica alargada de spicinesss es probablemente debido también como en la línea 8 a la influencia del remolino ciclónico de mesoescala que advecta calor y sal en esta sección. La profundidad a la que se identificó a π fue entre los 140 m y 300 m (a 15 km de la costa); se observa además que este valor de π aumenta desde el talud continental y se hace más intenso a partir de los 70 km en adelante, este patrón de intensidad se observa también claramente en la sección de salinidad.

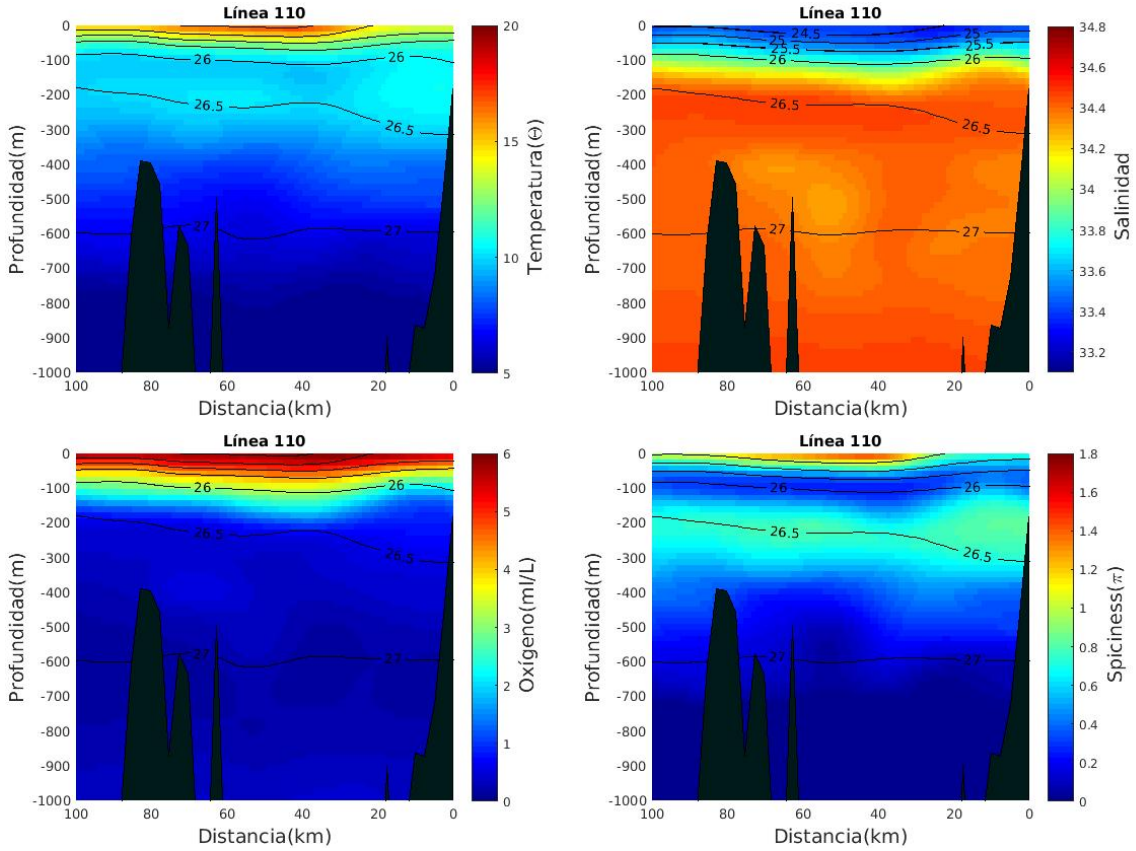

Figura 9. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 110. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente.

3.1.3.6. Línea 109

En la Figura 10 se muestran las secciones de la línea 109. Se observa la presencia de la termoclina entre los 16 y 12°C, justo por encima de la isopicna de 26 σ_θ que se hace más somera cerca a la plataforma continental. Cabe resaltar la pronunciada deflexión de las isopicnas 26 y 26.5 σ_θ hacia abajo y hacia arriba respectivamente

en los 85 km de distancia a la costa. La haloclina se encuentra entre los 33.6 y 34.1 mientras que la oxiclina se localiza entre los 5 y 3 ml/L. La frecuencia de Brunt - Väisälä en esta línea fue de 0.0073 Hz. El trazador π identifica la masa de agua de la contracorriente de forma más organizada pegada al talud continental con un valor de π de $\sim$ 0.8 y una extensión horizontal y vertical de 35 km y 200 m respectivamente.

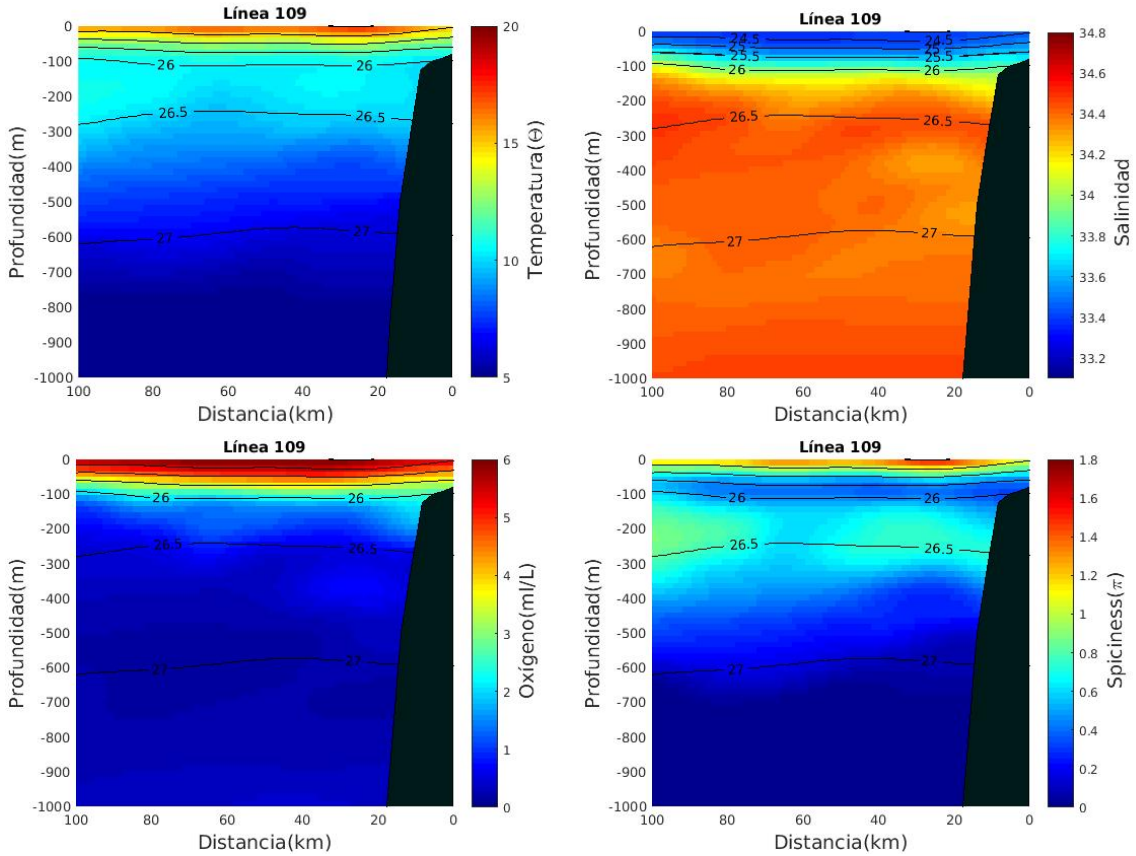

Figura 10. Secciones de temperatura, salinidad, oxigeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 109. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente.

3.1.3.7. Línea 107

En la Figura 11 se muestra las secciones verticales para la línea 107. Se localiza la termoclina en el rango de 16 y 12°C como en la línea 109. La haloclina se detecta en el rango de 33.6 - 34 y se hace más somera a 15 km de distancia a costa; mientras que la oxciclina se localiza entre los 5 - 2.5 ml/L y se hace más somera al pegarse a la plataforma continental a 15 km cerca de la costa. La frecuencia de Brunt - Väisälä

en esta línea fue de 0.0074 Hz. El trazador π indica a la contracorriente en forma de domo pegada al talud continental con un valor de $\sim$ 0.78 y presenta una estructura horizontal y vertical de 15 km y 170 m respectivamente. Así también en la línea 107 es destacable mencionar que a 60 km de distancia de la costa, la isopicna de 27 σ_θ presenta la estructura de un remolino subsuperficial ciclónico.

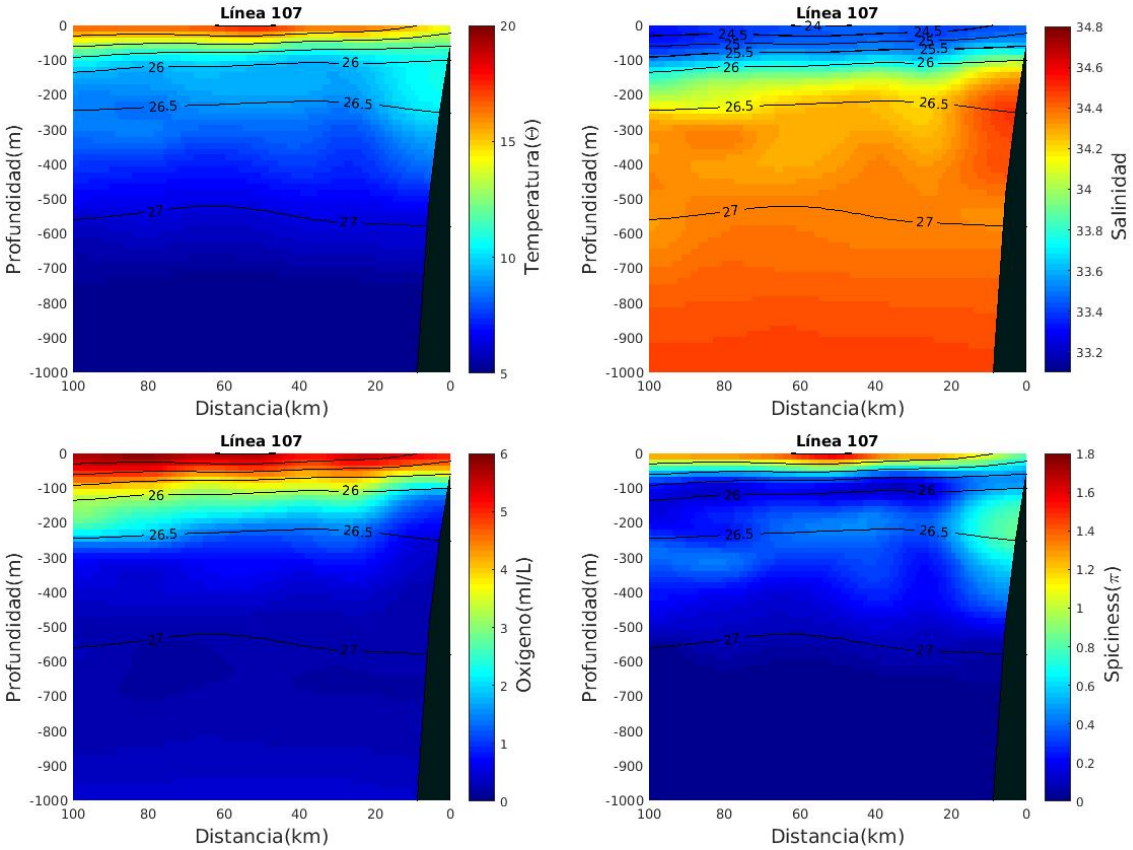

Figura 11. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 107. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente.

3.1.3.8. Línea 105

En la línea 105 la termoclina se localiza entre los 16 - 12°C y se hace más somera muy cerca a la plataforma continental, siendo además la isopicna de 26 σ_θ que limita a esta termoclina (Figura 12. La haloclina varía desde 33.6 - 34 y se hace más somera al pegarse a la plataforma continental; la oxiclina se localiza entre los 5 y 2.5 ml/L y se hace más somera a los 20 km cerca a la plataforma. La frecuencia de Brunt - Väisälä

característica en esta línea fue de 0.0071 Hz. El núcleo de spiciness de 0.7 pegado a la plataforma continental señala la presencia de la masa de agua de la contracorriente, siendo limitada superiormente por la isopicna de 26 σ_θ igual que la línea 103 la isopicna de 26.5 σ_θ cruza inferiormente la masa de agua de la contracorriente; este núcleo de spiciness presenta una estructura vertical de 180 m y una estructura horizontal de $\sim$ 15 km.

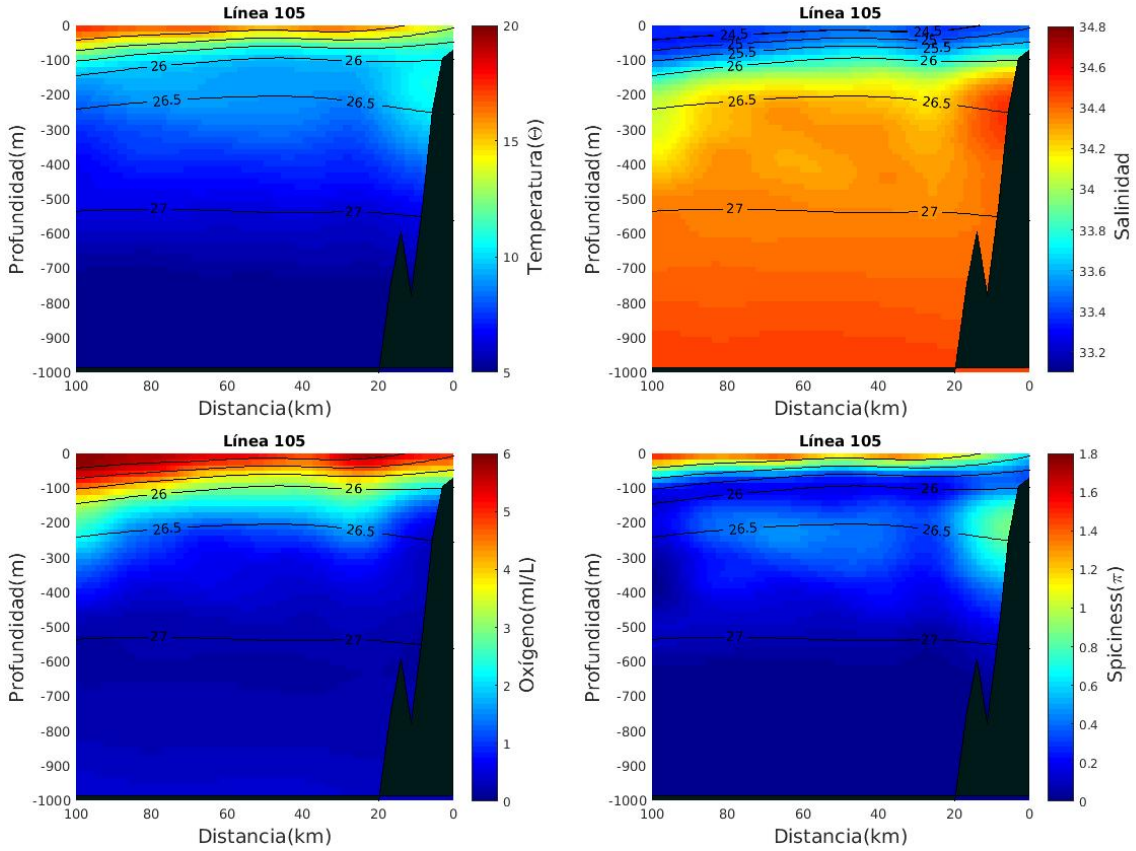

Figura 12. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 105. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente.

3.1.3.9. Línea 103

En la Figura 13 se muestra las secciones de temperatura, salinidad y oxígeno para la línea 103. Se observa la termoclina desde los 16 - 12 °C y se hace más somera cerca a la plataforma continental. La haloclina presenta una rango que va desde los 33.6 hasta 33.9, mientras que la oxiclina varía desde los 5 - 2 ml/L, donde se hace más somera

cerca a la paltaforma continental. La frecuencia de Brunt - Väisälä característica en esta línea es de 0.0073 Hz. Se observa el núcleo de spiciness entre el rango $0.6 < \pi < 0.8$ pegado a la plataforma continental que indica la presencia de la masa de agua de la contracorriente, donde la isopicna de 26.5 σ_θ es la que limita inferiormente a este núcleo y la isopicna de 26 σ_θ limita superiormente. La estructura horizontal y vertical de la masa de agua de la contracorriente es de $\sim$ 30 km y $\sim$ 210 m respectivamente .

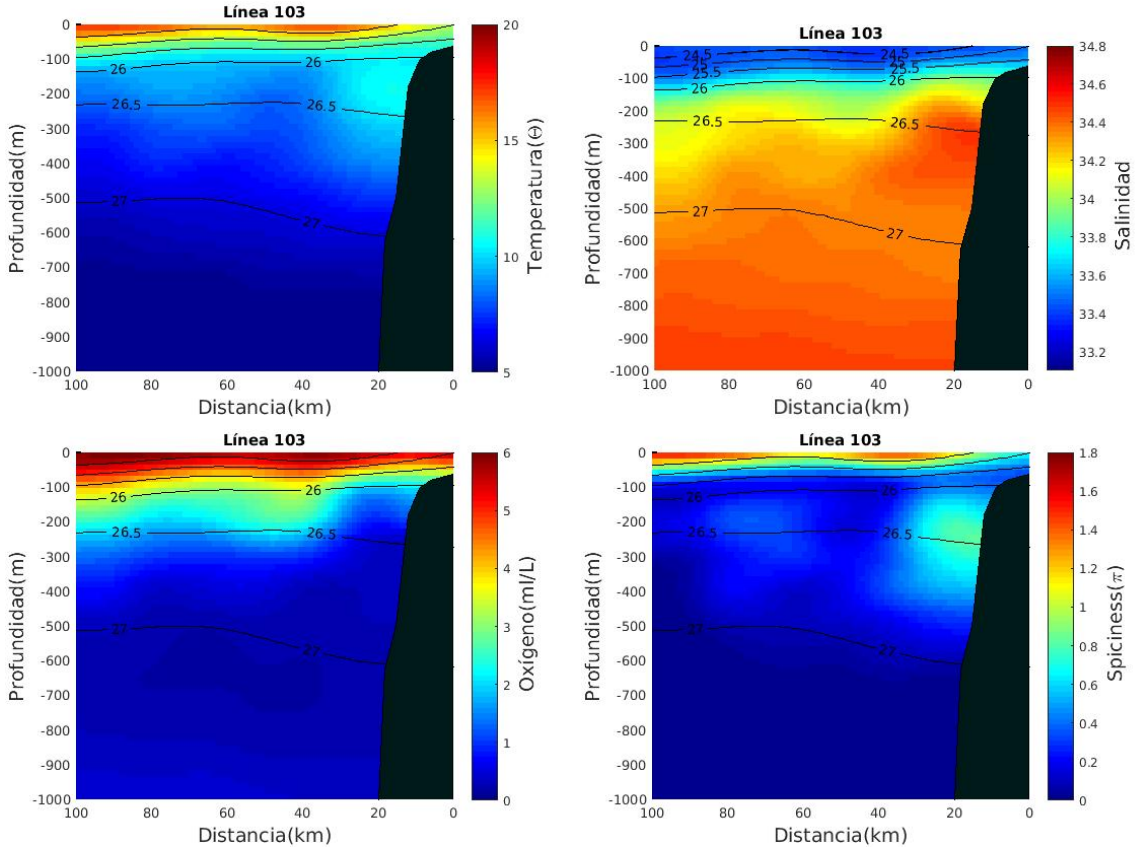

Figura 13. Secciones de temperatura, salinidad, oxígeno y spiciness con contornos de densidad en la línea 103. Ejes ¨x¨ e ¨y¨ representan la distancia a costa en kilómetros y la profundidad en metros respectivamente.

3.1.4. Caracterización de la contracorriente

3.1.4.1. Caracterísiticas de las propiedades de la masa de agua

En la siguiente sección se examinan las propiedades de la masa de agua en la región de estudio por cada línea o transecto (Figuras 14 - 22). Se observa en todas

las líneas de estudio dos tipos de agua identificadas en los diagramas de temperatura potencial y salinidad (θ - S), además del oxígeno disuelto, la densidad potencial (σ_θ) y el spiciness (π) están incluidos. La capa de agua superior a la isopicna de 25.0 σ_θ en los diagramas T - S posee mayor temperatura, baja salinidad, mayor spiciness y además alto contenido de oxígeno. Entre la isopicna de 25 y 25.5 σ_θ se encuentra la masa de agua de baja temperatura, baja salinidad y alto contenido de oxígeno; esta masa de agua presente en todas las líneas es conocida como Agua Subártica (SAW, por sus siglas en inglés) que es transportada por la Corriente de California (Lynn y Simpson, 1987). La masa de agua sobre la isopicna de 26.5 σ_θ con temperatura que varía de 10 - 11.5°C, alta salinidad (34.4 - 34.6), bajo en oxígeno (~ 0.97 - 1ml/L) se identificó como Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESsW, por sus siglas en inglés) y que es transportada por la contracorriente. Las masas de aguas entre las isopicnas de 25.5 y 26 σ_θ corresponden a una mezcla de SAW y ESsW. En las siguientes gráficas se muestran los diagramas de T - S (con contornos de densidad y spiciness) y los diagramas de oxígeno vs spiciness donde se ubica el agua de la contracorriente en cada línea.

3.1.4.2. Línea 117

En la Figura 14 se presenta el diagrama T - S con rangos de oxígeno disuelto que varía de 0.1 a 8 ml/L; en la isopicna mayor a 25 σ_θ se observa que la capa de agua superior alcanzó un promedio de 6 ml/L, así también se observa que la SAW quedó definida entre los 10 y 16 °C, mientras que la masa de agua de la contracorriente, que lleva la ESsW, quedó determinada por una temperatura de 11.5°C y salinidad de 34.6. En los diagramas spiciness vs oxígeno donde se presentan desde la quinta a la séptima estación desde la más pegada al talud: 38.33; esto debido a la extensa plataforma continental de esta línea que se observa en la Figura 5. El centro del núcleo de la masa de agua de la contracorriente se localizó en la estación 40 con un valor de $\pi \sim 0.97$ y oxígeno de ~ 1ml/L.

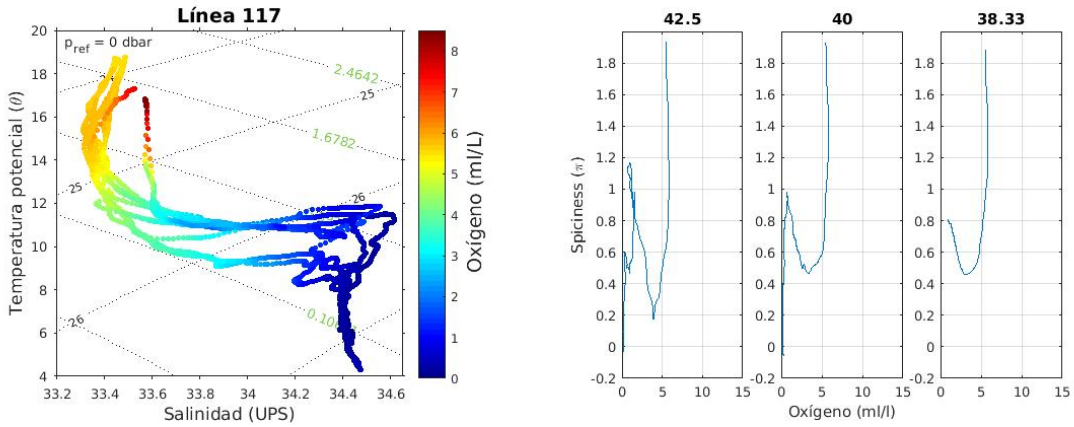

Figura 14. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 117.

3.1.4.3. Línea 115

En el diagrama T - S de la línea 115, por encima de la isopicna de 25.5 σ_θ se observa que la capa de agua superior alcanzó un rango de temperatura de 16°C - 19°C, un rango de salinidad de 33.4 a 33.5 y un promedio de 6ml/L en oxígeno (Figura 15). La SAW presenta un rango de temperatura de 11°C - 15°C un rango de salinidad de 33.3 - 33.5 y un promedio en oxígeno de 5 ml/L, mientras que la masa de agua de la contracorriente quedó determinada por sus valores de salinidad y temperatura de 34.5 y 11°C respectivamente. El núcleo de la masa de agua de la contracorriente se detectó en la estación 36.67 con sus valores de oxígeno y spiciness de 0.98 ml/L y ~ 0.9 respectivamente.

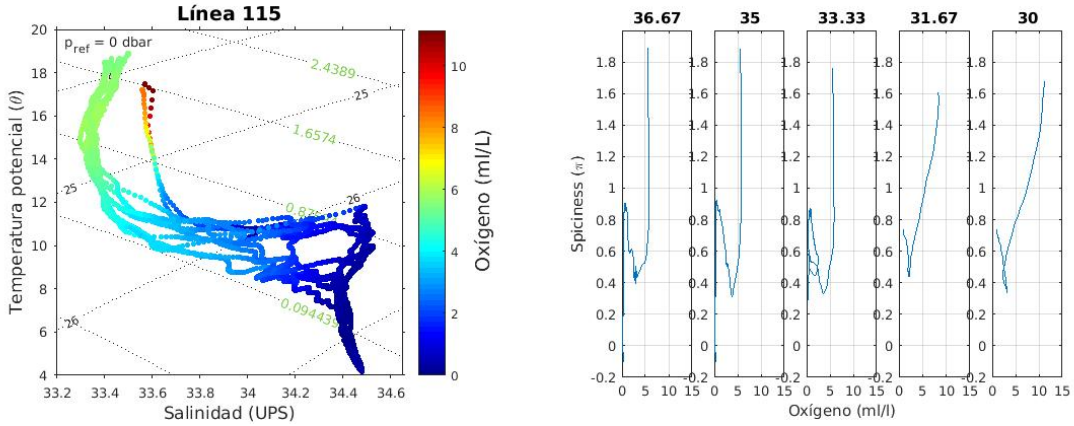

Figura 15. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 115.

3.1.4.4. Línea 113

En esta línea la capa superior del diagrama T - S presenta un rango de temperatura de ∼ 15 - 19 °C, un promedio en oxígeno de 6 ml/L y un rango de salinidad de 33.4 - 33.6; la SAW quedó determinada entre 11 °C y 15°C, presenta un rango de salinidad de 33.3 - 33.6 y un promedio de 5.5 ml/l, mientras que la ESsW presentó una temperatura de ∼ 10°C y salinidad de 34.5. En el diagrama de O_2 - π la ESsW quedó determinado con un valor de $\pi \sim 0.8$ y con un valor $O_2 \sim 1$ ml/L. La masa de agua de esta contracorriente se detectó en la estación 35.

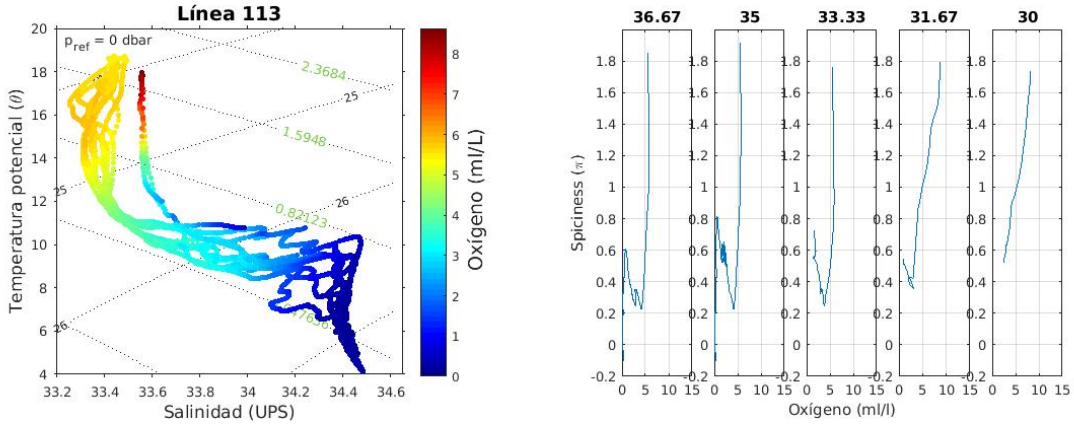

Figura 16. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 113.

3.1.4.5. Línea 111

En la capa superior del diagrama T - S de la línea 111 (Figura 17) el valor de la temperatura quedó determinada entre los 16 - 19°C con una salinidad de ∼ 33.4 y oxígeno de 5.5 ml/L, la SAW del diagrama T - S se observa un rango de temperatura de 11.5 - 16°C y salinidad de 33.5 mientras que la ESsW presentó una temperatura de 10°C y salinidad de 34.5. En el diagrama de la derecha (O_2 - π) se observó que el núcleo de la masa de agua de la contracorriente se ubicó en la estación 35 y presentó un valor en O_2 y π de 1 ml/L y 0.8, respectivamente. Cabe mencionar que características similares en el valor de π se observan en las demás estaciones oceanográficas, esto debido a la extensión del trazador (π) que se observa en la sección de spiciness en la Figura 8.

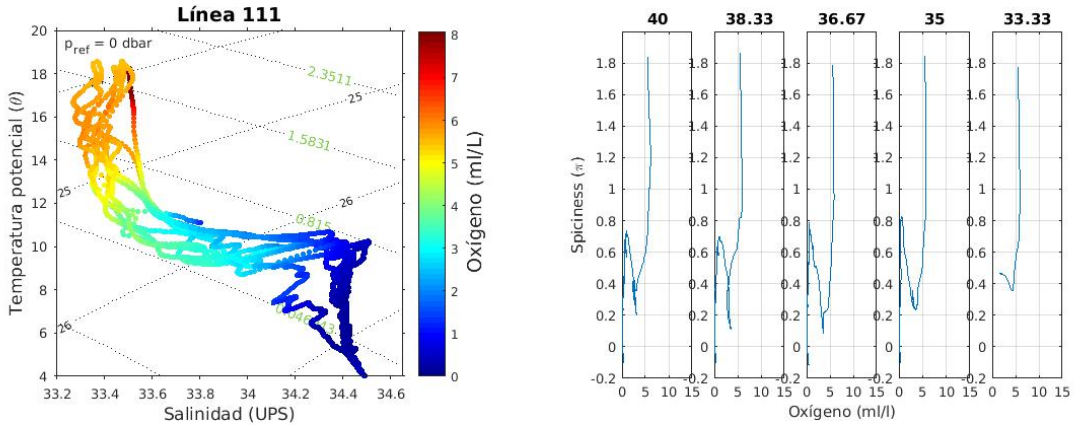

Figura 17. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 111.

3.1.4.6. Línea 110

La capa superior en el diagrama T- S de la línea 110 (Figura 18) presenta un rango de temperatura similar a la línea 111 (16 - 19°C), una salinidad de 33.4 y un promedio en oxígeno de 6.5 ml/L. La SAW quedó determinada en un rango de temperatura de 11 - 15 °C, un rango de salinidad de 33.45 - 33.6 y un promedio en oxígeno de 4.5 ml/L. La ESsW se caracterizaró por tener una temperatura y salinidad muy similar a la línea 109. En el diagrama O_2 - π de la derecha, el centro de la masa de agua de la contracorriente quedó determinada en la estación 35, con un valor de π y O_2 de 0.8 y 1 ml/L respectivamente. Los valores de π similares a la contracorriente se explica por el mismo efecto ocurrido en la línea 109, extensión de π como se observa en la Figura 9.

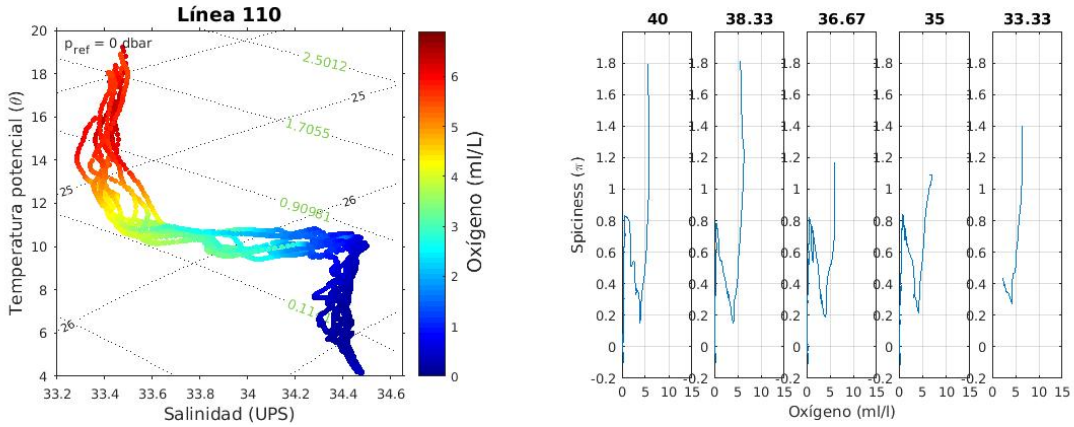

Figura 18. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 110.

3.1.4.7. Línea 109

La capa superior del diagrama T - S de esta línea (Figura 19) presentó un valor promedio en oxígeno de 6 ml/L, una salinidad de 33.5 y un rango de temperatura de 16 - 18.5°C, el agua SAW tienen un rango de salinidad de 33.4 - 33.7, una temperatura de 11- 15°C y un promedio en oxígeno de 4.5 ml/L. La ESsW tiene una temperatura de 10°C, salinidad de 33.5. En el diagrama de la derecha (O_2 - π) el núcleo de la masa de agua de la contracorriente se ubicó en la estación oceanográfica 33.33 y presentó un valor de π y O_2 de 0.83 y $\sim$ 1 ml/L respectivamente.

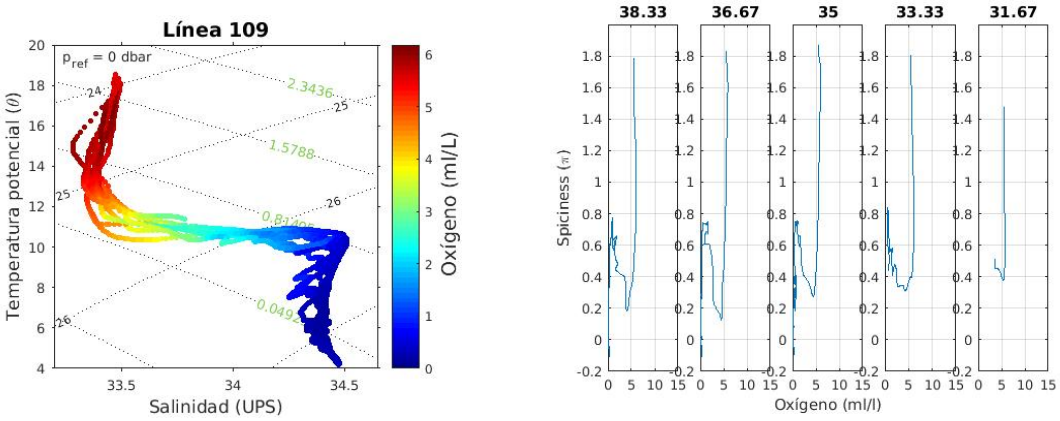

Figura 19. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 109.

3.1.4.8. Línea 107

En el diagrama T - S de la línea 107 (Figura 20) se observa que la capa superior presenta un rango de temperatura de 16 - 18°C, un promedio en salinidad de 33.5 y un promedio en oxígeno de 6 ml/L. La SAW tiene un rango en temperatura de 11 - 15°C, un rango en salinidad de 33.4 - 33.7 y un promedio en oxígeno de 4.5 ml/L mientras que la ESsW presenta una temperatura de ∼ 10°C, una salinidad de 34.5. En el diagrama de O_2 - π el centro de la masa de agua de la contracorriente quedó determinada en la estación oceanográfica 33.33 con un valor de π: 0.75 y O_2: 1 ml/L

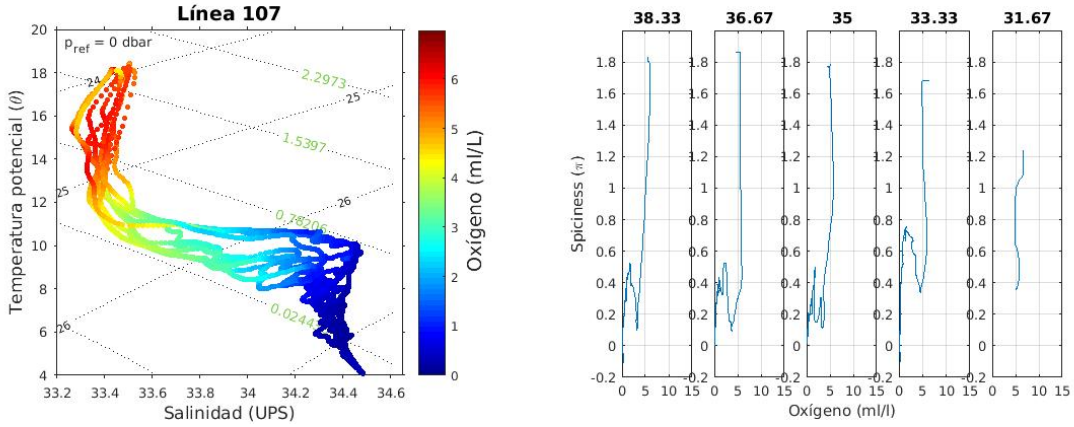

Figura 20. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 107.

3.1.4.9. Línea 105

En el diagrama T - S de la línea 105 (Figura 21) la capa superior conservó la misma temperatura y salinidad que en la línea 107 (Fig.20), la SAW presentó un rango de salinidad de 33.4 - 33.6, un promedio en oxígeno de 5 ml/L y un rango de temperatura entre ∼ 10 - 15 °C mientras que la ESsW presentó una temperatura de 10.4 y salinidad de 34.5. En el diagrama de la derecha se determinó que la ubicación del centro de masa de agua de la contracorriente fue la estación 33.33 y presentó un valor en oxígeno disuelto y spiciness de ∼ 1 ml/L y 0.8, respectivamente.

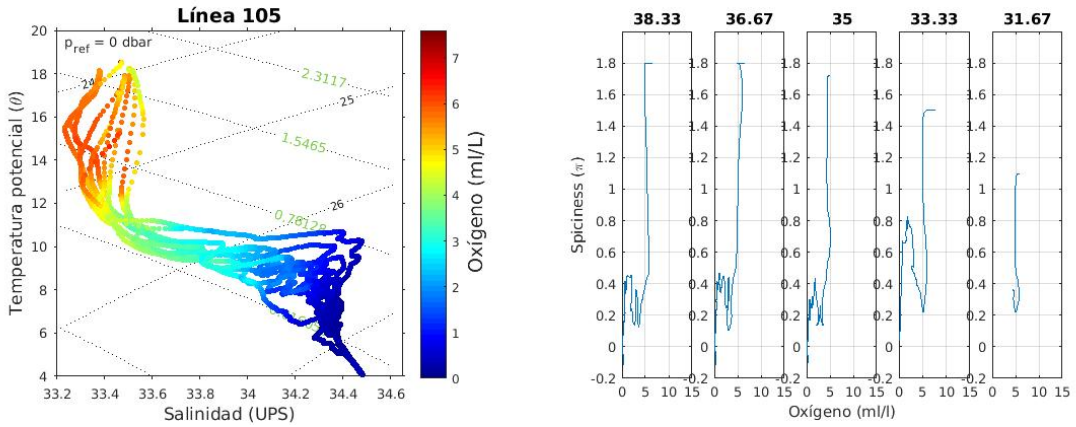

Figura 21. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 105.

3.1.4.10. Línea 103

En el diagrama T - S de la línea 103 se observa una pendiente mayor entre los rangos de salinidad de 33.4 y 34.2 que el resto de los diagramas T - S, esto debido a la mayor estratificación que se encuentra en esta zona. La capa superior del agua presentó características en salinidad, temperatura y oxígeno de 33.4, 16 - 18°C y 1 ml/L. Se detectó que la SAW presentó valores de temperatura entre 10 - 14°C, salinidad de 33.4 - 33.7 y un promedio en oxígeno de 5 ml/L, mientras que la ESsW quedó determinada en 10°C y 34.5. En el diagrama a la derecha (O_2 - π) se determinó que el centro de masa de agua de la contracorriente quedó establecida en la estación 33.33

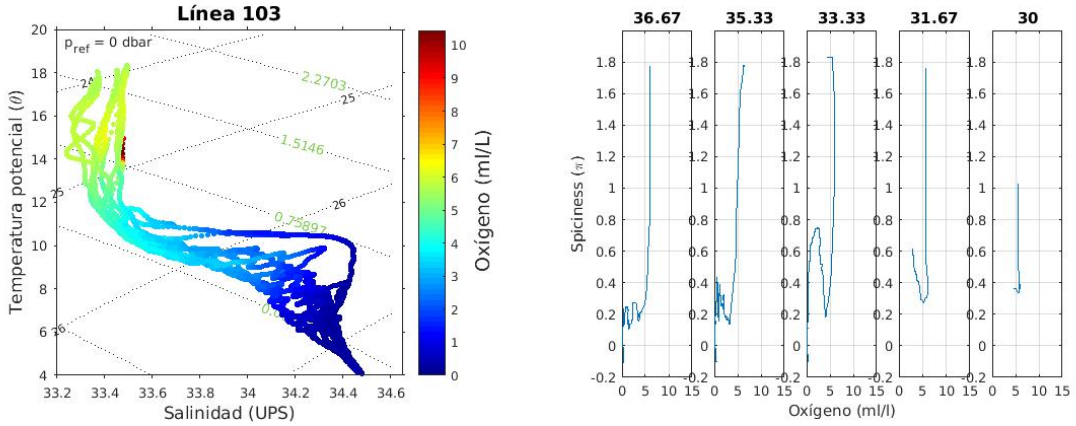

Figura 22. Diagramas T - S (con contornos de densidad y π) y diagramas de oxígeno vs π de la línea 103.

3.1.5. Secciones de corrientes estimadas a partir de la densidad

A continuación se muestran las secciones de velocidades de corrientes geostróficas obtenidas en cada línea de estudio. Además, en cada una de estas líneas se grafican los contornos de densidad señaladas por líneas negras. Al igual que los trazadores identificaron a la contracorriente, es notable observar la presencia del flujo de la contracorriente con sus variaciones durante su recorrido hacia el polo, junto con sus cambios de velocidad, estructura horizontal y vertical en cada línea o transecto.

3.1.5.1. Línea 117

En la línea 117 (Figura 23) la distribución vertical de velocidades geostróficas, presentó flujos con dirección sur en los primeros 100 m y velocidades máximas de 0.3 m/s; así también se observó a la contracorriente alargada y deformada cerca al talud continental. La separación y deformación de este flujo podría explicarse debido a un bajo submarino, como el mostrado en la Figura 23 a 90 Km de distancia de costa según (Dong *et al.*, 2007). La velocidad máxima que alcanza este flujo con dirección norte es de 0.2 m/s y presenta una extensión vertical y horizontal de 350 m y 20 km respectivamente.

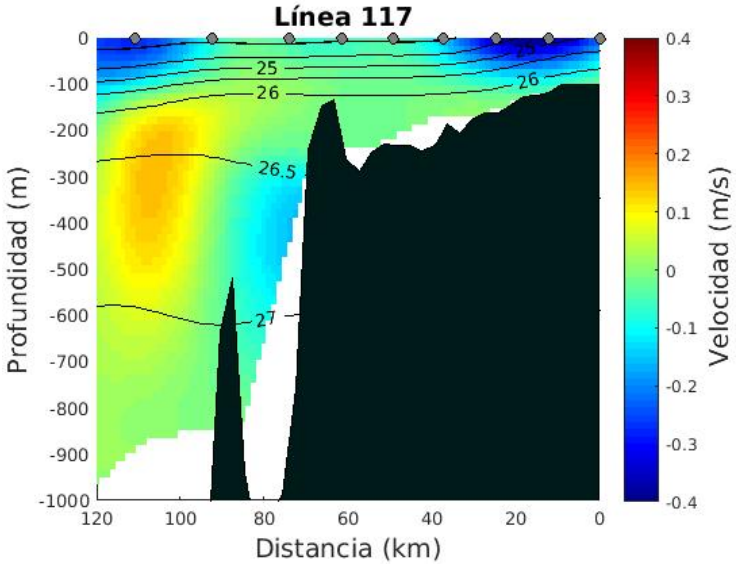

Figura 23. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 117. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.1.5.2. Línea 115

En la línea 115 (Figura 24) en los primeros 100 metros se observan flujos con dirección hacia el sur con velocidades máximas de 0.3 m/s; así también se observa un flujo con dirección al norte es decir la contracorriente, que esta ubicado entre las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ y entre los 100 y 400 m de profundidad y con una extensión vertical de 350 m y una extensión horizontal de 24 km. Se detecta que la separación de esta contracorriente del talud continental es de 20 km. Esta separación podría explicarse debido a la inercia que lleva el flujo y a la curvatura del talud continental (Molemaker *et al.*, 2014) desde la línea 117 a la línea 115. Así también esta contracorriente presenta una velocidad máxima de 0.2 m/s. Asociado a este flujo a 70 km de distancia a la costa se observa que las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ presentan una gran deflexión hacia arriba y hacia abajo, respectivamente.

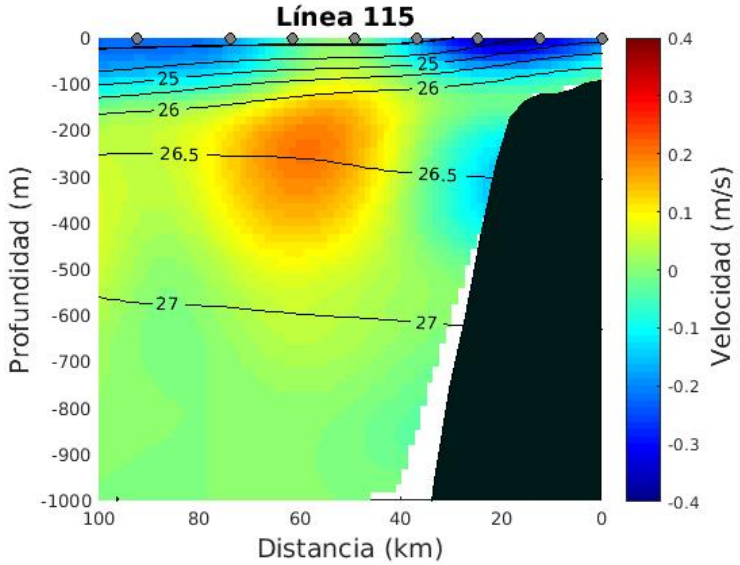

Figura 24. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 115. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.1.5.3. Línea 113

En la línea 113, (Figura 25) se observa en los primeros 100 metros de profundidad flujos con dirección predominantemente sur, con velocidad de 0.3 m/s, a excepción de un flujo superficial ubicado a 60 km de distancia a costa y en lo cual se detecta una

conexión con el flujo pegado al talud continental identificado como la contracorriente. La contracorriente alcanza una velocidad máxima de 0.2 m/s con una extensión vertical de 280 m desde superficie y una extensión horizontal de 25 km. Es destacable mencionar que a 50 km de distancia se observa la deflexión hacia arriba y abajo de las isopicnas 26 y 26.5 σ_θ, respectivamente.

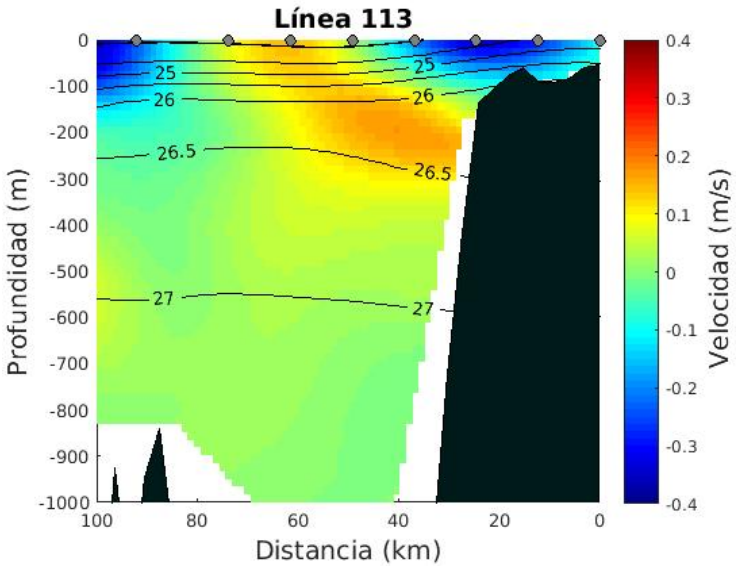

Figura 25. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 113. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.1.5.4. Línea 111

En la línea 111 (Figura 26) se observa un flujo predominantemente con dirección norte que se extiende desde los 10 km hasta los 60 km de distancia a costa, este flujo se extiende verticalmente 300 m desde la superficie, además presenta una velocidad máxima de 0.3 m/s. Es característico mencionar el mínimo gradiente en las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ pegadas al talud continental, al igual que las isopicnas 24.5 - 25.5 σ_θ (cercanas a la plataforma continental). En esta línea a diferencia de las demás no se observa un flujo hacia el norte organizado como en las demás líneas, esta desorganización que se hace aún más evidente al observar la sección de spiciness (Fig. 8). Este flujo podría estar siendo influenciado por el remolino de mesoescala ciclónico ubicado en la región central del área de estudio (ver Figura 3).

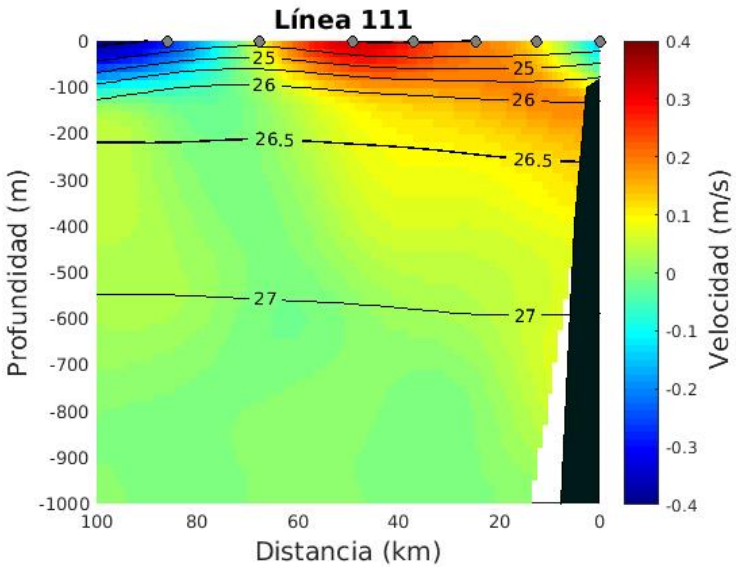

Figura 26. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 111. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.1.5.5. Línea 110

En esta línea (Figura 27) se observa un flujo superficial con dirección sur excepto a 50 km de distancia a costa, cuando se determina la presencia de un flujo con dirección norte y que se extiende hasta los 100 m, aproximadamente. El flujo pegado al talud continental y con dirección hacia el norte (contracorriente) está muy bien limitado por las isopicnas 26 y 26.5 σ_θ, las cuales presentan una deflexión hacia arriba y hacia abajo, cuyas profundidades de estas isopicnas se encuentran entre los 90 m y 300 m, respectivamente. El flujo presenta una velocidad máxima de 0.3 m/s, una extensión vertical de 200 metros y una horizontal de 23 km. Además cabe señalar la deflexión de la isopicna 27 a 50 km de costa que es consistente con la estructura de un remolino sub superficial anticiclónico.

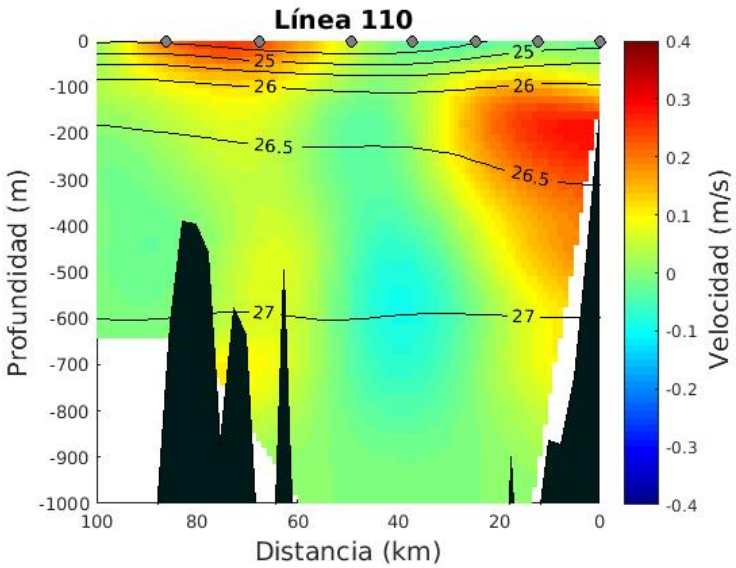

Figura 27. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 110. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.1.5.6. Línea 109

En esta línea (Figura 28) en los primeros 38 km de distancia a costa se observa un flujo predominantemente norte que se extiende desde la superficie hasta los 400 m de profundidad. Este flujo presenta una estructura horizontal de 24 km, así también se observa que este flujo alcanza una velocidad máxima de 0.3 m/s. Se localizó un núcleo con dirección sur entre los 100 y 300 m de profundidad y a 90 km de distancia a costa. Este núcleo observado con dirección sur y velocidad media de 0.2 m/s podría pertenecer a la Corriente de California.

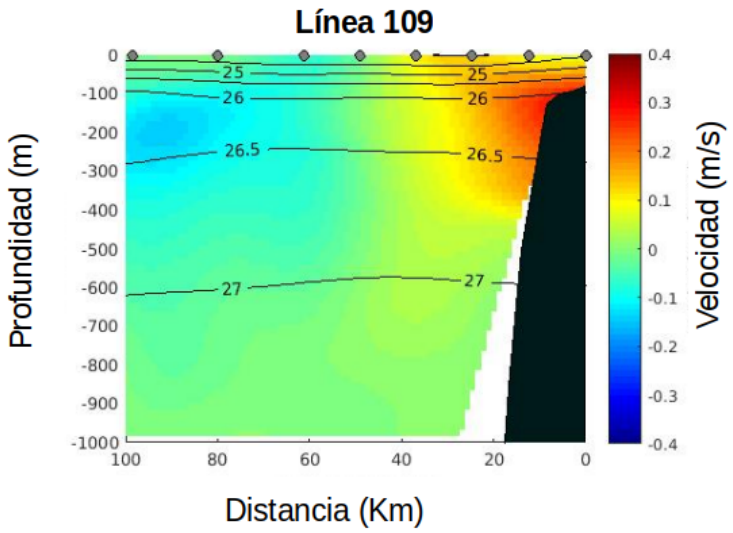

Figura 28. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 109. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.1.5.7. Línea 107

En la línea 107 (Figura 29) se observa un flujo alargado horizontalmente y pegado al talud continental que alcanza una extensión horizontal de 20 km y una extensión vertical total de 380 metros (desde la superficie); la velocidad de este flujo con dirección norte alcanza una velocidad máxima de 0.4 m/s. Así también entre los 35 y 47 km se observa un núcleo superficial con dirección sur asociada a la Corriente de California; este flujo sureño alcanza una velocidad máxima de 0.1 m/s.

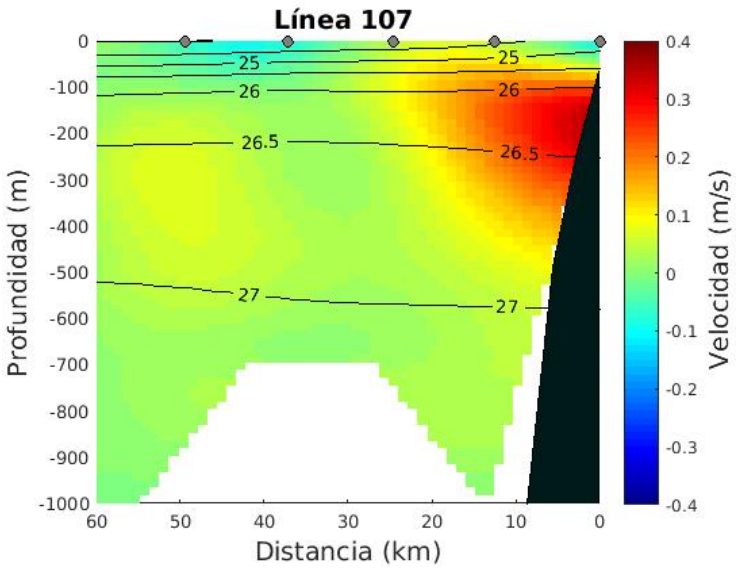

Figura 29. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 107. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.1.5.8. Línea 105

En la línea 105 (Figura 30) se observa un flujo alargado en dirección norte, con una extensión horizontal de 30 km, extensión vertical de 350 m y una velocidad máxima de 0.3 m/s. Se observa además el mínimo gradiente de las isopicnas 26 y 26.5 σ_θ pegada al talud continental. Este flujo superficial con dirección norte, se encontró también al observar las velocidades geostróficas de satélite. Se sugiere que fue producto de un evento de relajación en este crucero, los cuales suelen ocurrir en esta zona de Baja California (Torres y Gomez-Valdes, 2015).

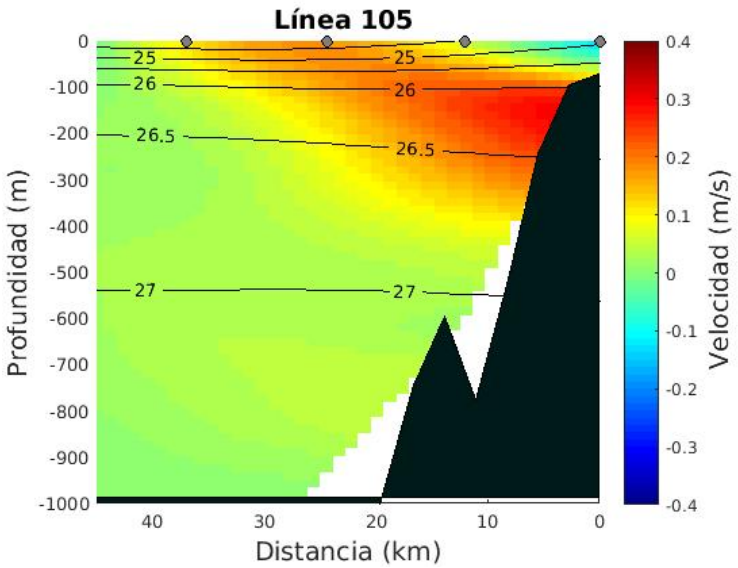

Figura 30. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 105. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.1.5.9. Línea 103

En la línea más septentrional (Figura 31) se observa un flujo con dirección norte pegado al talud continental que se extiende verticalmente desde la superficie hasta los 450 m de profundidad y se extiende horizontalmente hasta los 36 km. En esta línea se encuentra la mayor distancia horizontal de todas las líneas, con velocidad máxima de 0.4 m/s. Se observa además la deflexión de las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ en las profundidades de 120 m y 280 m respectivamente, respecto a la superficie.

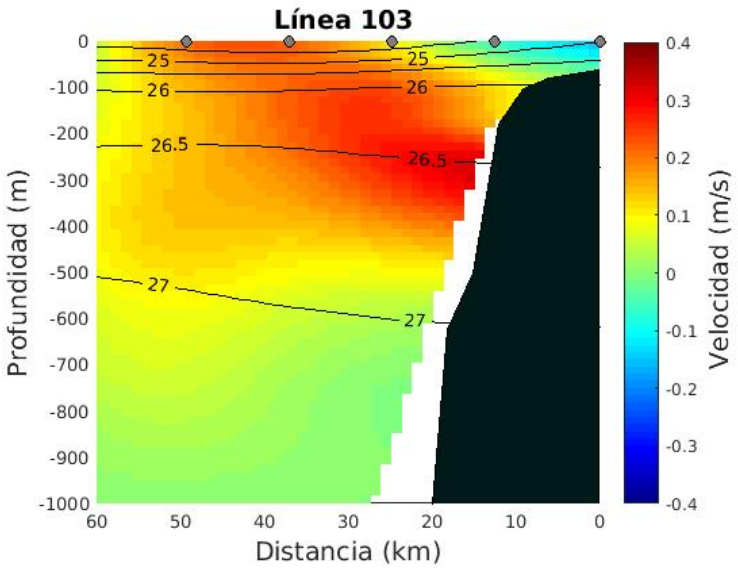

Figura 31. Distribución vertical de velocidad geostrófica en la línea 103. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.2. Aspectos dinámicos

En esta parte se exponen las representaciones de los campos de velocidad medida con LADCP por secciones, posteriormente se representan estas mismas velocidades en distribuciones horizontales, considerando sólo las líneas desde la zona central a la zona norte del área de estudio. Luego se muestran representaciones de los análisis de estudio de los parámetros dinámicos de la contracorriente. Por último se exponen los resultados de la vorticidad potencial mediante la representación de secciones verticales.

3.2.1. Sección de corrientes de LADCP

Se muestra la distribución vertical de la componente perpendicular de la velocidad medida con el LADCP, se muestra para cada línea o transecto las mediciones que se realizaron desde el 23 de junio al 01 de julio del 2017. Se graficaron los contornos de densidad y se observaron cambios en la contracorriente en sus distribución espacial y magnitud de la velocidad comparados con las velocidades geostróficas.

3.2.1.1. Línea 117

En esta línea, que presenta una extensa plataforma continental se detectó un flujo con dirección hacia el norte entre las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ con extensión vertical de 300 m y una horizontal de 25 km, además este flujo presenta una velocidad máxima de 0.2 m/s (Figura 32). Es evidente observar la separación de este flujo del talud continental como se observa en las velocidades geostróficas de esta línea (Fig. 32). Así también, al observar la superficie hasta los 100 m de profundidad se detecta un flujo con dirección predominantemente hacia el sur con una velocidad media en los primeros 100 km (de distancia a costa) de 0.1 m/s y a 120 km alcanza velocidades de 0.25 m/s.

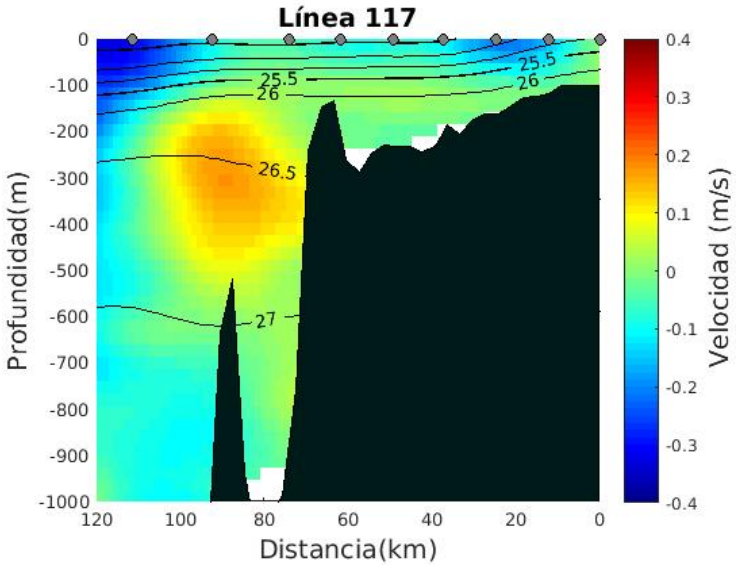

Figura 32. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 117. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.2.1.2. Línea 115

En esta línea como en la 117 se observa que en los primeros 100 m de profundidad el flujo es predominantemente hacia el sur con velocidades de 0.2 m/s; así también se detecta un flujo alargado con dirección sur a 600 metros de profundidad en la isopicna de 27 σ_θ pegado al talud continental (Figura 33). Además, se detecta un flujo con dirección norte separado 10 km de distancia del talud continental, similar a la velocidad

geostrófica, este flujo denominado contracorriente, presenta una velocidad promedio de 0.1 m/s, además tiene una extensión horizontal y vertical de 26 km y 250 m respectivamente. Así mismo se detecta que las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ limitan superior e inferiormente al flujo con dirección norte.

Un aspecto físico que contribuiría a la diferencia de magnitud de velocidad media (LADCP) respecto a la velocidad geostrófica estimada es que en esta línea se detectó un remolino anticiclónico de mesoescala (ver Fig. 3) ubicado en los 28.2°N y 116.2°O. Este remolino fue identificado a profundidades mayores con la temperatura potencial, profundidades que abarca a la contracorriente (ver Fig. 38) mientras que a profundidades mayores de 240 m el remolino empieza a ser imperceptible. Esta separación de la contracorriente es consistente con las velocidades geostróficas observadas para esta línea. Esta separación del flujo del talud continental ha sido detectado con anterioridad en el Sistema de Corrientes de California y se discutirá en el capítulo siguiente.

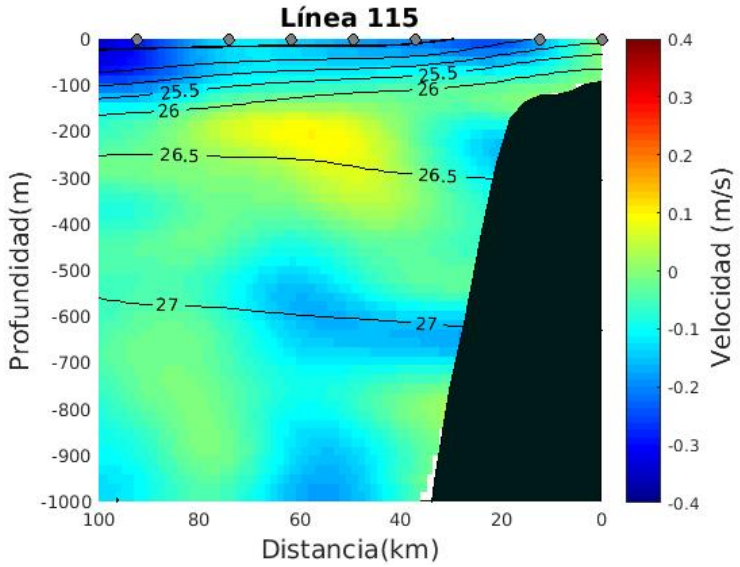

Figura 33. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 115. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.2.1.3. Línea 109

En la línea 109, en los primeros 30 km de distancia de la costa, se observa la presencia de un flujo con dirección norte desde la superficie hasta los 300 m de profundidad (Figura 34). Este flujo presenta una extensión horizontal de 18 km y una velocidad de 0.3 m/s, además se observa una reducción de su extensión vertical y un incremento en su velocidad. Similar a las velocidades geostróficas de esta línea (ver Fig. 28) y a 80 km de distancia a costa se observa lo que representaría al núcleo de la corriente de California con una velocidad media de 0.2 m/s.

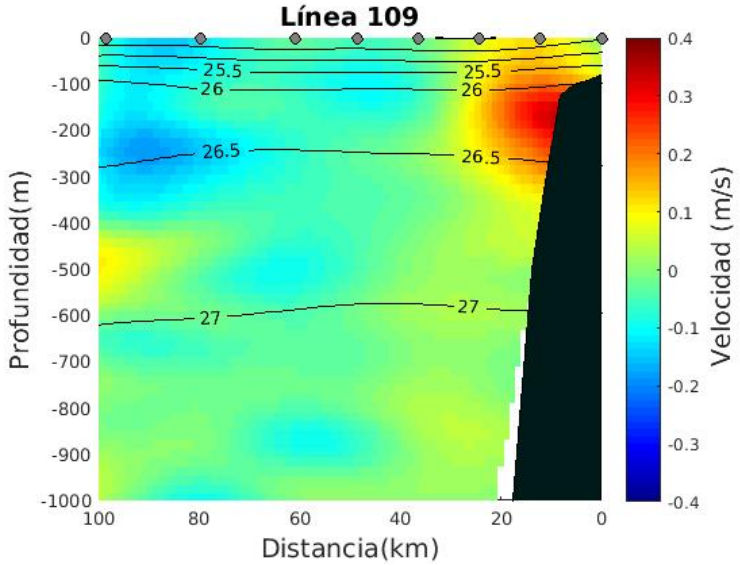

Figura 34. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 109. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.2.1.4. Línea 107

En la línea 107 el talud continental presenta una pendiente abrupta y pegada a ésta se observa un flujo deformado con dirección norte, que abarca desde la superficie hasta los 400 m de profundidad, presenta una extensión horizontal de 26 km y alcanza una velocidad máxima de 0.2 m/s (Figura 35). Es importante mencionar que tanto esta línea como las demás que se encuentran más al norte (105 y 103) se detecta la presencia de un flujo superficial con dirección norte viajando pegado a la pataforma continental, el cual se uniría con el flujo de la contracorriente. Esto es consistente con

el flujo de velocidades geostróficas detectado mediante datos de satétile (ver Fig. 3). Por otro lado a 40 km de distancia y en los primeros 500 m de profundidad también se detecta la presencia de un flujo con dirección sur y que en superficie alcanza un valor máximo de velocidad de 0.2 m/s.

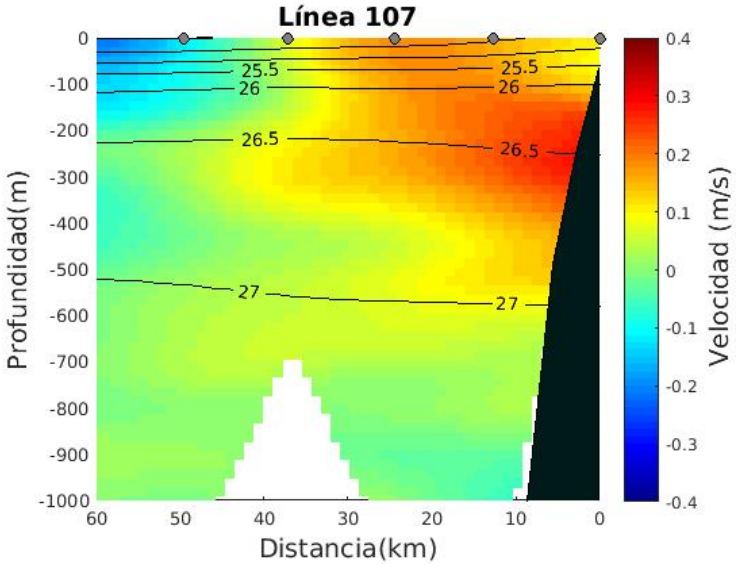

Figura 35. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 107. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.2.1.5. Línea 105

La línea 105 que se observa en la Figura 36 se caracteriza por presentar un flujo intenso en dirección norte pegado al talud continental con una extensión horizontal de 30 km y una extensión vertical desde la superficie de 400 m. Este flujo alcanzó una velocidad media máxima de ~ 0.3 m/s. Así mismo a 45 km de distancia se observa un chorro en toda la columna de agua con dirección hacia el sur que alcanza una velocidad media de 0.2 m/s. Una característica a mencionar es que esta línea como en la línea 103 presentan grandes extensiones horizontales y verticales de flujo con dirección norte.

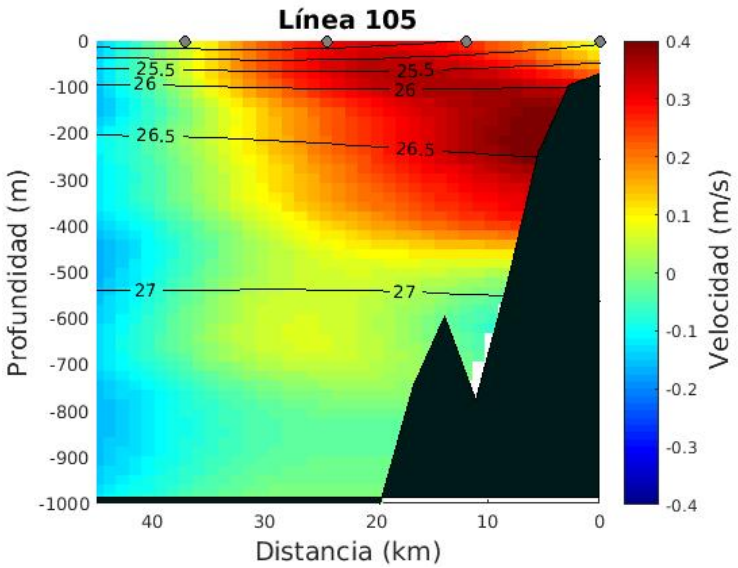

Figura 36. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 105. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.2.1.6. Línea 103

En esta línea se observa la presencia de un talud continental ancho y con una pendiente suave, así también se detecta la presencia de un flujo hacia el norte que se encuentra ligeramente separado del talud continental, con una extensión horizontal de 30 km (similar a la línea 105 de LADCP) y una extensión vertical de 350 m (Figura 37). La velocidad máxima que se observa es de 0.3 m/s. Así tambien se muestra la presencia de un flujo con dirección norte, pegado al talud, entre los 800 y 1000 m de profundidad que presenta una velocidad media de 0.2 m/s.

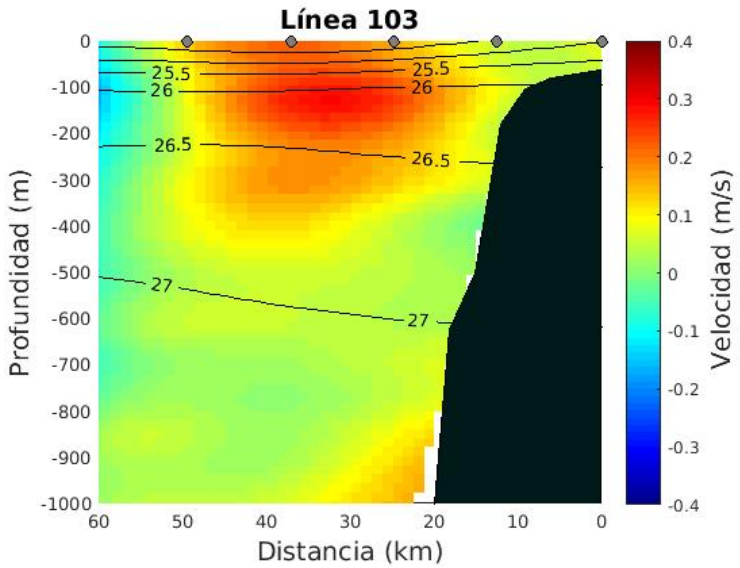

Figura 37. Distribución vertical de velocidad de LADCP en la línea 103. Eje horizontal indica la distancia a costa en kilómetros y el eje vertical indica profundidad en metros. Líneas negras muestran contornos de las isopicnas.

3.2.2. Distribución horizontal de corrientes marinas del LADCP

Se muestra la distribución espacial de las corrientes marinas con la remoción de marea del LADCP. En las Figuras 38 a, 38 b y 38 c, para los 120, 185 y 240 m respectivamente se muestran los campos de velocidades con dirección norte (vectores de color rojo) y dirección sur (vectores de color azul). Centrando la atención en los flujos con dirección norte y que se pegan al talud continental. Este campo de velocidades (vectores de color rojo) nos señala la presencia y continuidad que tuvo la contracorriente en el periodo de estudio. Los promedios de velocidad de la contracorriente, obtenidos para las profundidades de 120, 185 y 240 m fueron de: 0.2 en las dos primeras profundidades y 0.1 m/s respectivamente. Es destacable mencionar, que mediante la temperatura potencial también se localizó el remolino de mesoescala anticiclónico ubicado en la zona sur muy cerca de las líneas 117 y 115 a 120 m de profundidad, mientras que a los 240 m empezó a ser imperceptible.

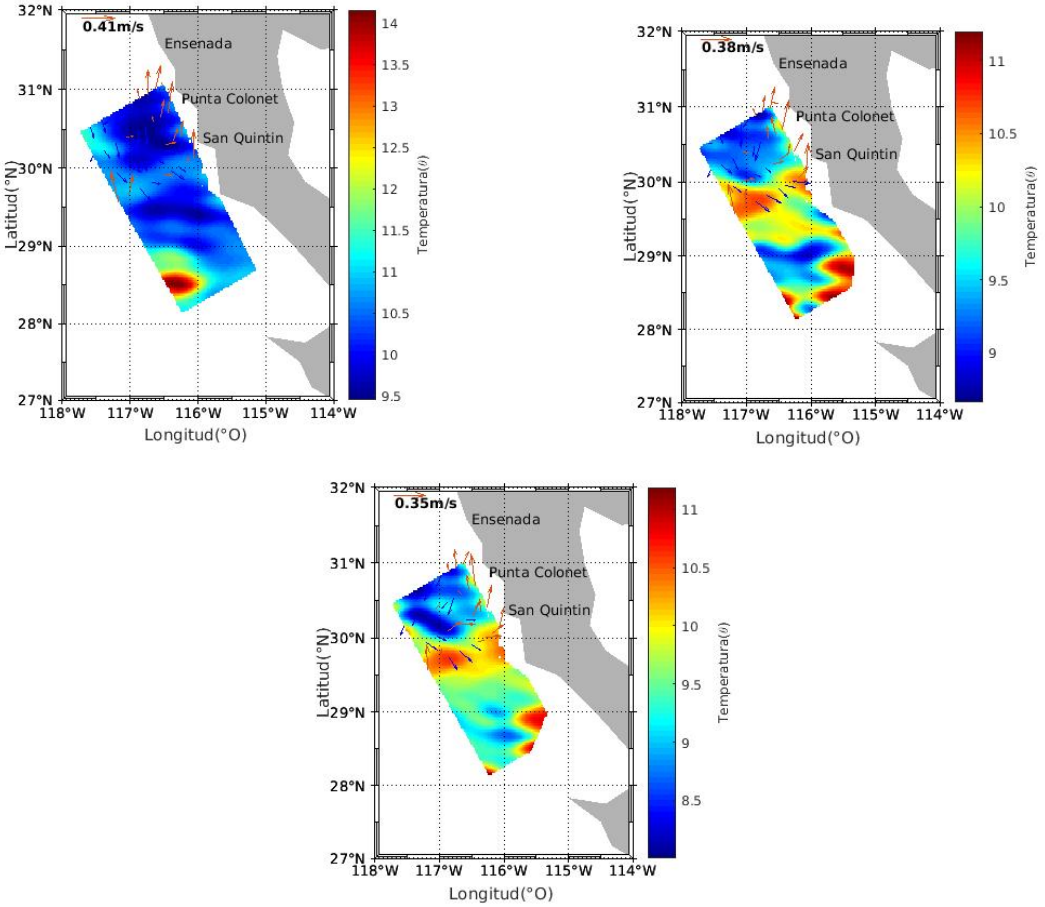

Figura 38. Mapas de distribución espacial de las corrientes marinas del LADCP. Las profundidades mostradas son: a)120 m, b)185 m y c)240 m. Flechas de color rojo indica dirección predominante norte y azules indica dirección predominante sur.

3.2.3. Dimensiones y análisis de la dinámica de la contracorriente con velocidades de LADCP

Se realizó el ajuste de velocidad del LADCP aproximándola a una función de tipo Gaussiana (Poulin *et al.*, 2014) para las líneas 103, 105, 107, 109, 115 y 117 y con ello obtener los parámetros dinámicos mencionados en las ecuaciones 11 y 12. Para esta sección se consideró usar sólo las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ para abarcar la contracorriente que es la corriente de interés. Así también en el análisis del flujo de la contracorriente se encontraron 3 características importantes en la descripción del flujo y que por lo tanto la teoría cuasi-geostrófica es usada en la descripción de la dinámica

de la contracorriente. Estas características siguiendo a Salmon (1998) son:

$$R_o << 1, \tag{22}$$

$$\frac{\beta L}{f_o} << 1, \quad \beta = 2\Omega Cos(\phi), \;\; f_o = 2\Omega Sin(\phi), \tag{23}$$

$$\frac{\Delta H}{H_o} << 1, \tag{24}$$

donde :

Ω: Periodo de rotación terrestre.

φ: Latitud.

ΔH: Cambio de la profundidad del núcleo de la contracorriente.

H_o: Profundidad de la isopicna de $26.5\sigma_\theta$.

En la Figura 39 se muestra el ajuste de la función Gaussiana a los datos de velocidad para las tres primeras líneas: 103, 105 y 107. Para la línea 103 (Fig. 39) se observa que el promedio de velocidad máxima alcanzada es de 0.3 m/s, con una extensión del flujo de 35 km. Esta línea representa la mayor extensión horizontal del flujo encontrada en las líneas estudiadas. El número de Burger (B_u = 0.12) y el número de Rossby ($R_o = 0.0844$) resultan ser más bajos respecto a las demás líneas. Con este valor del número de Burger obtenido, se puede inferir que la vorticidad relativa juega un rol de menor importancia que el estiramiento vertical de este flujo de la contracorriente. Se observa en la línea 103 el valor del estiramiento vertical resultó de mayor importancia que la vorticidad relativa. En la línea 105 se observa que la extensión horizontal del flujo de la contracorriente fue de 15 km, su velocidad promedio máxima fue de 0.4 m/s, además que la extensión vertical de la contracorriente alcanzó los 173 m, el número de Rossby determinado fue de 0.34, el número de Burger de 0.678 y el radio de deformación fue de 12.35 km. Los valores de Burger de la línea 105 como en la 109 ($B_u = 0.75$) registraron los valores más altos en las líneas analizadas. Debido al número de Burger en ambas líneas (105 y 109) se infiere que la vorticidad relativa fue más importante sobre el efecto de estiramiento vertical, siendo así que la vorticidad relativa dominó el sistema; la estratificación redujo el acoplamiento en la vertical.

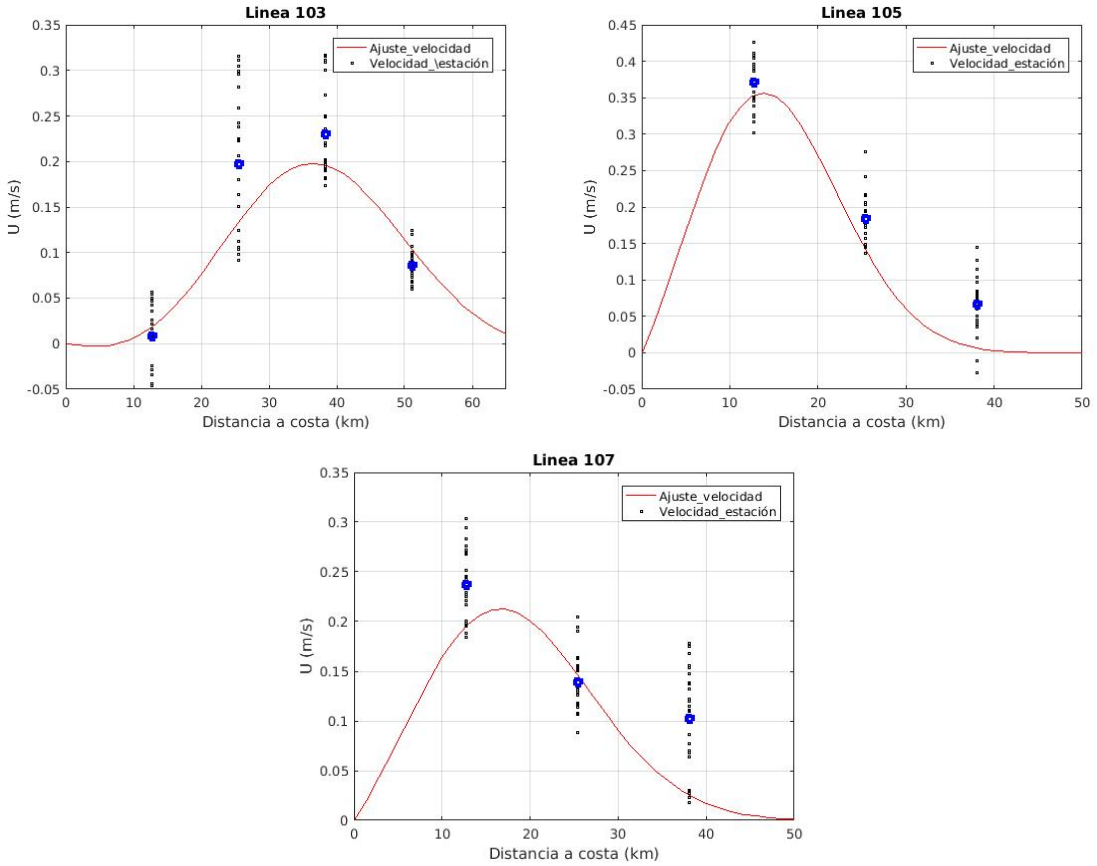

Figura 39. Ajuste de la función Gaussiana a los datos de velocidad del LADCP para las líneas 103, 105 y 107. Eje horizontal señala distancia a costa en kilómetros y eje vertical indica velocidad (m/s). La línea roja representa el ajuste de la velocidad dada por la ecuación 10, los puntos negros son las velocidades en cada estación que abarca a la contracorriente mientas que los puntos azules representa el promedio de estas velocidades por cada estación.

Para la línea 110 se determinó un número de Rossby de 0.15, con radio de deformación 13.6 km, además de un número de Burger de 0.32. Este bajo valor encontrado en el número de Burger nos permite inferir que efectos rotación sobre la contracorriente fueron más importantes que los efectos de la estratificación del flujo.

En la línea 117 se determinó que la estructura horizontal de la contracorriente fue de 20 km, la velocidad promedio máxima que alcanzó fue de 0.2 m/s y presentó una extensión vertical de 200 m. Esta línea representa la mayor extensión vertical que se encontró en el flujo respecto a las demás líneas; además presentó el mayor radio de deformación (R_d = 14 km), precisamente debido a una mayor extensión vertical del flujo de la contracorriente y por encontrarse en una latitud más sureña, pues el parámetro de Coriolis es más pequeño. La línea 115 presentó un promedio máximo de velocidad de 0.1 m/s, una extensión horizontal del flujo de la contracorriente de 26 km y una extensión vertical de 200 m (similar a la línea 117). Este flujo se caracterizó por

presentar un menor número de Rossby (el más bajo de las demás líneas) y un número de Burger menor que las demás líneas, sólo por encima de la línea 103. Por tanto se infiere que en la línea 115 los efectos de estratificación no fueron tan importantes como los efectos de rotación de la contrracorriente, así también los efectos topográficos debido a la anchura y curvatura del talud ejercen una mayor influencia sobre el flujo de la contracorriente, causando su separación del talud continental (Fig. 33).

Tabla 1. Promedio de cada término de la ecuación de vorticidad potencial entre las isopicnas 26 y 26.5 σ_θ.

Línea	$-fN^2/g$	$(N^2\xi)/g$	$-f(\Delta v/\Delta z)^2$
103	2.5994e-10	2.5704e-13	2.8524e-12
105	2.9962e-10	4.2660e-11	2.5249e-12
107	3.1090e-10	4.1587e-11	4.1647e-12
110	2.3621e-10	4.2428e-11	2.9593e-12
111	2.9124e-10	6.9439e-12	2.3836e-12
113	2.4020e-10	1.3950e-11	2.4140e-12
115	3.3286e-10	-1.8306e-11	2.7598e-12
117	2.9017e-10	1.1181e-11	1.5734e-12

3.2.4. Balance de vorticidad potencial de la contracorriente

En la Figura 40 se muestran secciones de vorticidad potencial para las líneas 117, 115, 110 y 103. Una característica en común en las secciones son los altos valores de PV encontradas entre las isopicnas de 24.5 σ_θ a 30 m de profundidad y 26 σ_θ a 100 m de profundidad, siendo la isopicna de 26 σ_θ la que opera como una barrera entre los altos y bajos valores de PV. Otra característica en común son los valores de PV cercanos a cero a 550 m de profundidad. La línea 103 muestra un decaimiento monótono de los valores de PV debajo de la barrera de separación en comparación con las demás líneas. Se calculó cada término de la PV entre las isopicnas 26 y 26.5, σ_θ considerando sólo la estructura que abarca la contracorriente para todas las líneas de estudio y los resultados se muestran en la Tabla 1. A continuación centraremos nuestra observación en las líneas 117, 115, 110 y 103 para analizar la dinámica de la contracorriente entre estas dos isopicnas de referencia (26 y 26.5 σ_θ). Se observa que el término de la vorticidad planetaria es dominante en todas las líneas, esto debido a que tanto la estratificación como el parámetro de Coriolis cumplen un rol de mucha

importancia en toda el área de estudio; así que el análisis se enfocará en estudiar sólo las contribuciones de la vorticidad relativa y el término de estiramiento del flujo de la contracorriente.

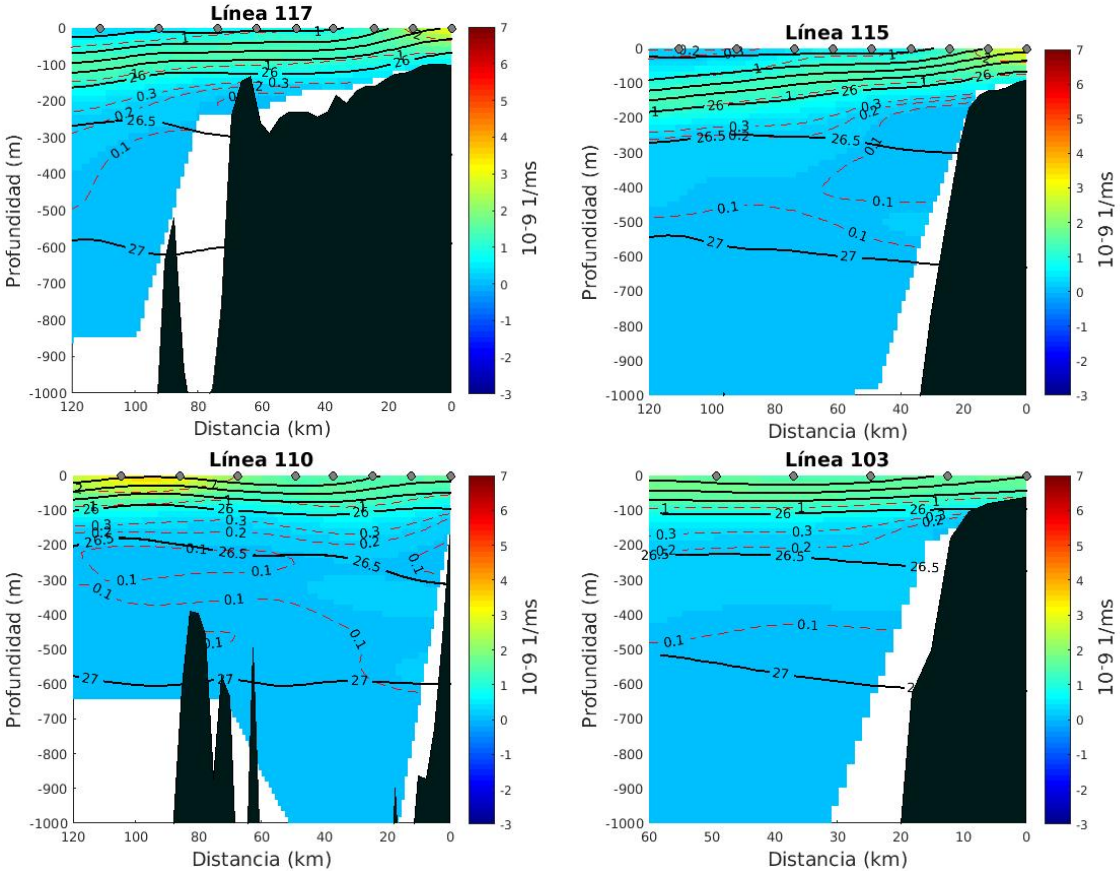

Figura 40. Secciones verticales de vorticidad potencial para las líneas 117, 110, 115 y 103. Líneas negras continuas indican contornos de densidad y las líneas rojas discontinuas indican valores de vorticidad potencial.

Debido a que el término de estiramiento de la contracorriente es más importante en la línea 103 (Tabla 1), la inferencia de que los efectos de corte vertical de velocidad jugaron un rol de mayor importancia que el término de la vorticidad relativa, se corrobora con el bajo valor del número de Burger obtenido en esta línea ($B_u = 0.12$). Este término de PV (estiramiento) resultó de mayor importancia en comparación a las otras líneas de estudio. En cambio el término de la vorticidad relativa en las demás líneas es más importante que el término de estiramiento excepto en la línea 111, donde ambos valores son comparables (Tabla 1). Se puede inferir que los efectos de vorticidad planetaria y de vorticidad relativa dominaron y que cada capa o profundidad tendió a comportarse de manera bidimmensional sometido por su propio patrón de vorticidad independientemente de lo que ocurra en la capa de arriba o abajo.

Capítulo 4. Discusión

La importancia de este trabajo radica en que hay muy pocos estudios con datos observacionales de alta resolución espacial que expliquen las propiedades hidrográficas y la dinámica de la contracorriente frente a Baja California. En esta sección primero se discute la estructura de la contracorriente con datos de hidrografía y corrientes marinas; se analizan además los diagramas T - S y π - O_2 esto con el objetivo de comparar con estudios previos. Depués se discuten los números adimensionales característicos de la contracorriente y finalmente se analiza el balance de vorticidad potencial para discutir la dinámica que tuvo la contracorriente. La Figura 41 muestra el recorrido de la contracorriente el cual fue obtenido mediante el análisis de datos hidrográficos y de corrientes marinas.

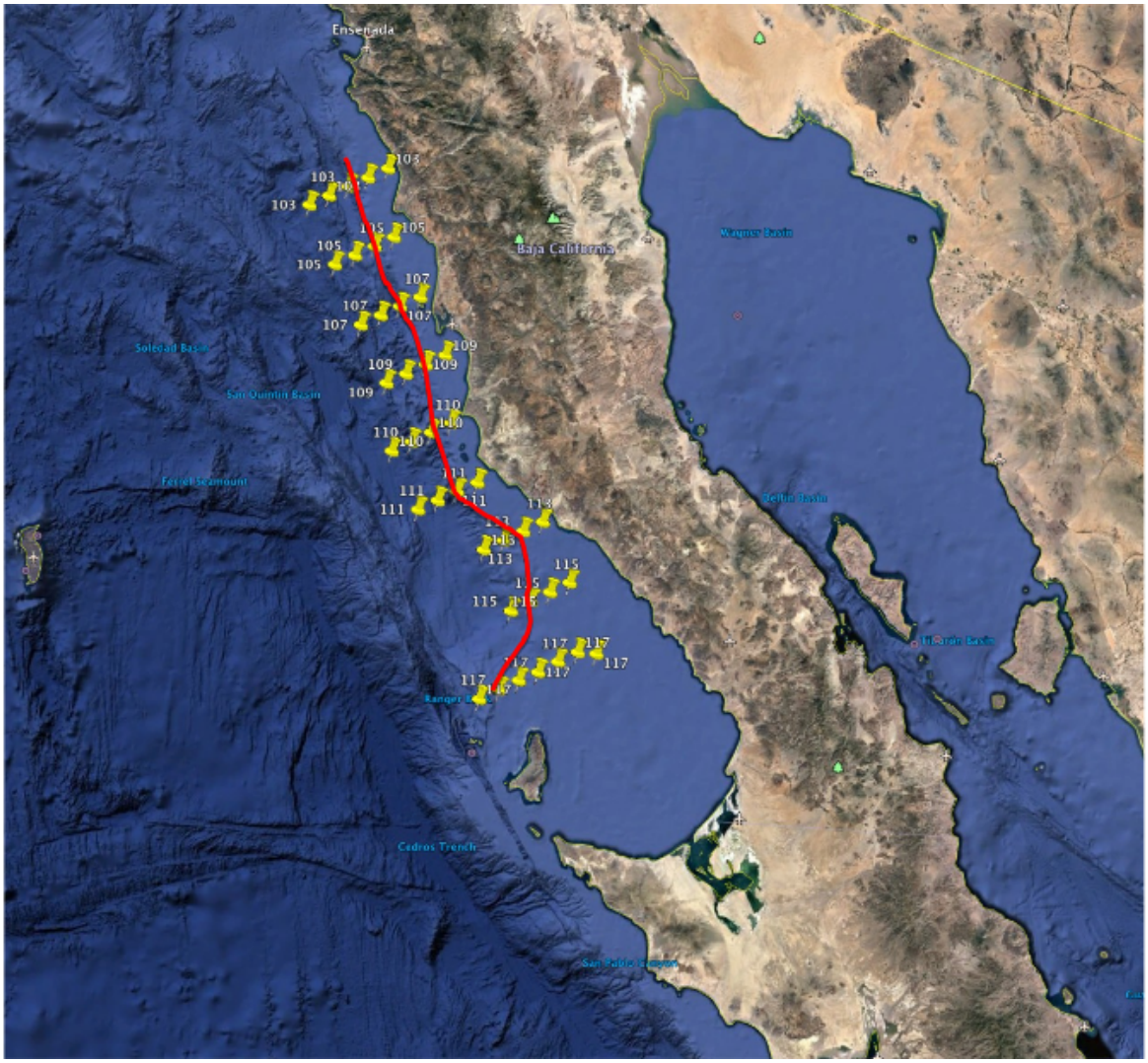

Figura 41. Recorrido de la contracorriente en el crucero de junio 2017

Estudios previos (Pérez-Brunius *et al.*, 2006; Durazo, 2015) han identificado a la contracorriente con datos hidrográficos de baja resolución; sin embargo estos trabajos no han mostrado claramente a la contracorriente ni han reportado sus parámetros dinámicos. El π resultó una variable útil en la determinación de la masa de agua de la contracorriente. Esta es una variable de estado que depende directamente de la salinidad y la temperatura (Flament, 2002); es aproximadamente ortogonal a las líneas de densidad y se ha probado que es una variable importante en la identificación de masa de agua en el Sistema de Corrientes de California (Gay y Chereskin, 2009). Con esta variable (π) y los diagramas T - S y π - O_2 se determinó las características termohalinas de la masa de agua de la contracorriente. Durante el periodo de estudio del 23 de junio al 01 de julio del 2017, el rango de las isopicnas del núcleo de la masa de agua de la contracorriente estuvo entre los 26 y 26.5 σ_θ. Este rango es consistente con lo reportado por Durazo (2015), quién identificó al núcleo de la contracorriente en la isopicna 26.4 σ_θ. En los diagramas T - S y π - O_2 los valores característicos en la hidrografía que definen al núcleo de la masa de agua de la contracorriente fueron: T = 10.5°C, S = 34.4 - 34.5, π = 0.7 - 0.8, O_2 = 1 ml/L. Estos valores en temperatura, salinidad y oxígeno son consistentes con los reportados por Torres y Gomez-Valdes (2015) y Jerónimo y Gómez-Valdés (2007). En el seguimiento del trazador π en cada línea de estudio se identificó el cambio del núcleo de la masa de agua con la variación del talud continental. En la línea 117 se observó un esparcimiento de la masa de agua de la contracorriente al igual que en la línea 115, esto debido a efectos de separación de la contracorriente al talud continental; este esparcimiento también se observó con los trazadores de salinidad y temperatura potencial. Un estiramiento de π también ocurre en las líneas 110 y 111 pero esto podría haber ocurrido por la influencia de un remolino. En la Fig. 3 es notoria la presencia de un remolino ciclónico de mesoescala en altamar (a 29°N y 117.5°O); si bien es cierto esta es una observación de corrientes geostróficas superficiales, este remolino podría haber contribuido en la distribución de calor y sal en las líneas 110 y 111 a profundidades mayores. Una limitación en este periodo de estudio sería las pocas estaciones oceanográficas mar afuera del crucero que limitó el análisis en contribución de propiedades termohalinas y dinámicas de este remolino a la contracorriente en estas líneas. Esta ocurrencia dinámica es análogo a las observaciones hechas por Gay y Chereskin (2009), quienes observaron múltiples remolinos en alta mar cerca a cordillera de Santa Rosa y Punta Concepción e infirie-

ron que estos remolinos pueden ejercer una fuerte influencia en la contracorriente. Davis (1985) encontró que los remolinos de mesoescala en el norte de California, pueden contribuir en el equilibrio de las contracorrientes subsuperficiales a lo largo de la costa, además Holloway (1992), sugirió que las corrientes que son subsuperficiales y pegadas al talud, pueden ser causadas por el efecto de los remolinos de mesoescala, al interactuar con la topografía de fondo. En las líneas 103, 105, 107 y 109 se identifica a la masa de agua de la contracorriente más organizada, en forma de domo pegada al talud continental, ubicada entre las isopicnas 26 y 26.5 σ_θ.

Las secciones de corrientes marinas, mostraron similitudes entre las mediciones de LADCP y geostróficas. Con las velocidades del LADCP, se obtuvieron secciones para las líneas 117, 115, 109, 107, 105 y 103. Las velocidades del LADCP y las velocidades geostróficas, mostraron a nivel superficial un flujo con dirección norte, esto se observó desde la zona centro (línea 111) hasta la zona norte (línea 103) del área de estudio; esto es consistente con las velocidades geostróficas detectadas desde satélite. Se presume que al iniciar el crucero ya existía un evento de relajación (Fig. 3) debido a que detectaron flujos geostróficos superficiales con dirección norte, desde la zona central a la zona norte del área de estudio (Fig. 4), siendo la contracorriente la que estaba influenciando y por tanto llevando con más alta velocidad estas aguas superficiales hacia el polo. Las velocidades absolutas (ó LADCP) de la contracorriente fluctuaron entre los 0.2 m/s y 0.4 m/s; las velocidades media más bajas se encontraron en las líneas 117 ($V_{LADCP} \sim 0.2$ m/s) y 115 ($V_{LADCP} \sim 0.1$ m/s) mientras que las velocidades medias más altas se observaron en las líneas 103 ($V_{LADCP} \sim 0.3$ m/s) y 105 ($V_{LADCP} \sim 0.4$ m/s). El transporte medio observado por la contracorriente fue de 0.81 ± 0.1 Sv; este transporte es consistente con lo reportado por Pierce *et al.* (2000) y Samelson (2017).

La separación de la contracorriente del talud continental no se registra a lo largo de un límite que varía lentamente; por ejemplo cuando un flujo sigue una dinámica cuasi - geostrófica estas corrientes tienden a seguir contornos de la topografía para que así puedan conservar su vorticidad potencial (Pedlosky, 1974); sin embargo hay excepciones. En este estudio, se observó que la contracorriente en su recorrido, ex-

perimentó separaciones al talud continental (líneas 117, 115 y 103) y esto se observa para las velocidades del LADCP y velocidades geostróficas, excepto en la línea 103 donde sólo se identificó la separación únicamente en las velocidades del LADCP. La separación de la contracorriente en la línea 117, se puede atribuir a la presencia de un ¨bajo¨ submarino (Dong *et al.*, 2007) como el que se muestra en las figuras de secciones geostróficas y de LADCP, este bajo submarino se encuentra a 90 km de distancia a costa y puede influir en la separación de la contracorriente al talud continental. La explicación de la separación en la línea 115, puede atribuirse principlamente al quiebre de la plataforma continental, que sigue la contracorriente y que se separa debido a la inercia del flujo (Fig. 41). Además, si se observan las secciones de velocidad geostróficas y del LADCP en la línea 115, existe diferencia en la magnitud de la velocidad entre ellos, esto es debido, a que existe una fuerte componente ageostrófica que se origina por la influencia de flujo de un remolino anticiclónico ubicado entre los 28.3°N y 116.2°O el cual podría desacelerar a la contracorriente. Este proceso, causa que el flujo cambie su velocidad y se haga no conservativo lo cual contribuiría a la separación del talud, tal como ocurre con la corriente del Golfo en Cape Hatteras (Molemaker *et al.*, 2014).

Se realizó un ajuste de velocidad del LADCP usando la componente perpendicular al transecto y se obtuvo de manera objetiva la estructura horizontal, las velocidades y los números adimensionales para la contracorriente; se sugiere que en futuras investigaciones se usen estaciones oceanográficas con menor distancia de separación entre una y otra para tener una mejor representación de la contracorriente, ya que su escala horizontal es apróximadamente de 20 km. Se usó el balance de vorticidad potencial para el estudio de la dinámica de la contracorriente a lo largo de su recorrido y se analizó los términos de la PV en las isopicnas de 26 y 26.5 σ_θ donde se encontró el núcleo de la contracorriente; se determinó que el valor de la vorticidad planetaria fue más importante que los demás términos de la PV. El término de estiramiento de la línea 103 resultó de mayor importancia, lo que indica que el corte vertical de velocidad resultó más importante que el corte lateral de la velocidad (vorticidad relativa); se sugiere que hubo eventos de surgencia lo cual causaron que el término de estiramiento fuera mayor, un caso similar reportado en esta línea fue el de Torres y Gomez-Valdes (2015), quienes estudiaron eventos de relajación y surgencias en octubre del 2009. Los

términos de vorticidad relativa y estiramiento en la línea 111 resultaron ser comparables, mientras que en las demás líneas, la vorticidad relativa resultó ser mayor, lo que implicaría que el término de vorticidad planetaria y la vorticidad relativa resultaron ser de mayor importancia.

Capítulo 5. Conclusiones

Las caracterísiticas de la masa de agua de la contracorriente defirieron entre la zona sur (línea 117) y norte (línea 103). Sus variaciones de temperatura, salinidad y spiciness fueron: $\Delta T = 1.5^oC$, $\Delta S = 0.2$ y $\Delta\pi = 0.22$, respectivamente, siendo los valores más altos en la zona sur; mientras que el O_2 quedó determinado en 1 ml/L. Las características en la velocidad del núcleo de la contracorriente alcanzaron un mínimo de 0.2 m/s (cerca de Punta Eugenia) y un máximo de 0.4 m/s (cerca de Ensenada). El transporte promedio de la contracorriente alcanzó un valor de 0.86 ± 0.1 Sv. Sus dimensiones en la vertical y en la horizontal quedaron determinadas entre los 175 m - 220 m y 18 km - 36 km respectivamente.

El análisis de aspectos dinámicos nos permite observar a primera instancia que la isopicna de 26 σ_θ actúa como una barrera entre los valores altos y bajos de vorticidad potencial. Los valores de vorticidad potencial del núcleo de la contracorriente estuvieron confinados entre $0.1x10^{-9}$ 1/ms y $0.2x10^{-9}$ 1/ms. Además, este análisis permite concluir que los términos de la vorticidad planetaria y la vorticidad relativa jugaron un rol importante, pero cuando la contracorriente continuó su recorrido más al norte (cerca de Ensenada), la vorticidad planetaria seguido del término de estiramiento cobraron mayor relevancia. El parámetro de Burger resultó consistente con los términos de la PV, por ejemplo, en la zona norte, el valor bajo obtenido de este parámetro fue consistente con el valor mayor de estiramiento, el cual fue superior a la vorticidad relativa. El radio deformación varió desde los 12 km (cerca de Ensenada) hasta los 14 km cerca de Punta Eugenia.

Literatura citada

Barnes, S. L. 1994. Applications of the Barnes objective analysis scheme. Part I: Effects of undersampling, wave position, and station randomness. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. **11**(6), 1433–1448.

Bray, N., Keyes, A., y Morawitz, W. 1999. The California current system in the southern California bight and the Santa Barbara Channel. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. **104**(C4), 7695–7714.

Candela, J., Beardsley, R. C., y Limeburner, R. 1992. Separation of tidal and subtidal currents in ship-mounted acoustic doppler current profiler observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. **97**(C1), 769–788.

Cushman-Roisin, B. y Beckers, J.-M. 2011. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and numerical aspects*. Vol. 101. Academic press.

Davis, R. E. 1985. Drifter observations of coastal surface currents during CODE: The method and descriptive view. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. **90**(C3), 4741–4755.

Deremble, B., Wienders, N., y Dewar, W. 2014. Potential vorticity budgets in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. **44**(1), 164–178.

Dong, C., McWilliams, J. C., y Shchepetkin, A. F. 2007. Island wakes in deep water. *Journal of Physical Oceanography*. **37**(4), 962–981.

Durazo, R. 2015. Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. **120**(2), 1173–1196.

Durazo, R. y Baumgartner, T. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Progress in Oceanography*. **54**(1-4), 7–31. doi:10.1016/S0079-6611(02)00041-1.

Fischer, J. y Visbeck, M. 1993. Deep velocity profiling with self-contained adcps. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. **10**(5), 764–773.

Flament, P. 2002. A state variable for characterizing water masses and their diffusive stability: spiciness. *Progress in Oceanography*. **54**(1-4), 493–501.

Fofonoff, N. P. y Millard Jr, R. 1983. Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater. Unesco technical papers in marine sciencies. **44**, 1–53.

Gay, P. S. y Chereskin, T. K. 2009. Mean structure and seasonal variability of the poleward undercurrent off southern California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. **114**(C2).

Holloway, G. 1992. Representing topographic stress for large-scale ocean models. *Journal of Physical Oceanography*. **22**(9), 1033–1046.

Hurlburt, H. y Thompson, J. D. 1973. Coastal upwelling on a β-plane. *Journal of Physical Oceanography*. **3**(1), 16–32.

Jerónimo, G. y Gómez-Valdés, J. 2007. A subsurface warm-eddy off northern Baja California in July 2004. *Geophysical Research Letters*. **34**(6), L06610. doi:10.1029/2006GL028851.

Johns, E., Watts, D. R., y Rossby, H. T. 1989. A test of geostrophy in the Gulf Stream. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. **94**(C3), 3211–3222.

Koblinsky, C., Simpson, J., y Dickey, T. 1984. An offshore eddy in the California Current system Part II: surface manifestation. *Progress in Oceanography*. **13**(1), 51–69.

Large, W. y Pond, S. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of Physical Oceanography*. **11**(3), 324–336.

Lynn, R. J. y Simpson, J. J. 1987. The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics. *Journal of Geophysical Research*. **92**(C12), 12947. doi:10.1029/JC092iC12p12947.

McCreary, J. 1981. A linear stratified ocean model of the Equatorial undercurrent. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*. **298**(1444), 603–635.

McDougall, T. J. y Krzysik, O. A. 2015. Spiciness. *Journal of Marine Research*. **73**(5), 141–152.

Molemaker, M. J., McWilliams, J. C., y Dewar, W. K. 2014. Submesoscale instability and generation of mesoscale anticyclones near a separation of the California Undercurrent. *Journal of Physical Oceanography*. **45**(3), 613–629. doi:10.1175/jpo-d-13-0225.1.

Pedlosky, J. 1974. Longshore currents, upwelling and bottom topography. *Journal of Physical Oceanography*. **4**(2), 214–226.

Pérez-Brunius, P., López, M., y Pineda, J. 2006. Hydrographic conditions near the coast of northwestern Baja California: 1997–2004. *Continental Shelf Research*. **26**(8), 885–901. doi:10.1016/J.CSR.2006.01.017.

Pierce, S., Smith, R., Kosro, P., Barth, J., y Wilson, C. 2000. Continuity of the poleward undercurrent along the eastern boundary of the mid-latitude north Pacific. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. **47**(5-6), 811–829. doi:10.1016/S0967-0645(99)00128-9.

Pollard, R. T. y Regier, L. A. 2002. Vorticity and vertical circulation at an ocean front. *Journal of Physical Oceanography*. **22**(6), 609–625. doi:10.1175/1520-0485(1992)022<0609:vavcaa>2.0.co;2.

Poulin, F. J., Stegner, A., Hernández-Arencibia, M., Marrero-Díaz, A., Sangrà, P., Poulin, F. J., Stegner, A., Hernández-Arencibia, M., Marrero-Díaz, A., y Sangrà, P. 2014. Steep shelf stabilization of the coastal Bransfield current: Linear stability analysis. *Journal of Physical Oceanography*. **44**(2), 714–732. doi:10.1175/JPO-D-13-0158.1.

Reed, R. y Halpern, D. 1976. Observations of the california undercurrent off washington and vancouver island. *Limnology and Oceanography*. **21**(3), 389–398.

Reid, J. L. y Mantyla, A. W. 1976. The effect of the geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern North Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*. **81**(18), 3100–3110.

Salmon, R. 1998. *Lectures on Geophysical Fluid Dynamics*. Oxford University Press.

Samelson, R. 2017. Time-dependent linear theory for the generation of poleward undercurrents on eastern boundaries. *Journal of Physical Oceanography*. **47**(12), 3037–3059.

Torres, H. S. y Gomez-Valdes, J. 2015. Coastal circulation driven by short-period upwelling-favorable winds in the northern Baja California region. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. **98**, 31–42. doi:10.1016/j.dsr.2014.12.003.

Vallis, G. K. 2017. *Atmospheric and oceanic fluid dynamics*. Cambridge University Press.

Wang, Y., Jan, S., y Wang, D. 2003. Transports and tidal current estimates in the Taiwan Strait from shipboard ADCP observations (1999–2001). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. **57**(1-2), 193–199. doi:10.1016/S0272-7714(02)00344-X.