

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

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

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

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



---

**Maestría en Ciencias  
en Oceanografía Física**

---

**El Sistema de la Corriente de California frente a Baja California  
Sur**

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

Presenta:

**Brandon Omar López Aviles**

Ensenada, Baja California, México  
2023

Tesis defendida por  
**Brandon Omar López Aviles**

y aprobada por el siguiente Comité

---

**Dr. Emilio José Beier**  
Director de tesis

**Dr. José Gómez Valdés**

**Dr. Mario Andrés Pardo Rueda**

**Dr. Rodrigo Yael Duran Sesin**

**Dr. Rubén Castro Valdez**



---

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

---

**Dr. Pedro Negrete Regagnon**  
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Brandon Omar López Aviles** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

### **El Sistema de la Corriente de California frente a Baja California Sur**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Emilio José Beier  
**Director de tesis**

Mediante observaciones hidrográficas de dos cruceros oceanográficos recientes (junio 2010; mayo 2012) frente a Baja California Sur, México, mediciones históricas *in situ* de World Ocean Database 2013, observaciones remotas y las salidas del modelo numérico *NEMO* (reanálisis *GLORYS*), se estudió el Sistema de la Corriente de California (SCC) frente a Baja California Sur. El SCC se puede describir como la interacción de cuatro corrientes cercanas a la superficie. Lejos de la costa destaca la presencia permanente de la Corriente de California (CC) con vorticidad anticiclónica, que forma parte del gran giro del Pacífico Norte. Desde diciembre a junio, sobre la costa, surge un flujo hacia el ecuador con vorticidad ciclónica, denominado, Brazo Tropical de la Corriente de California (BTCC), el cual se intensifica durante los meses de primavera (marzo-mayo) y se encuentra muy relacionado con las surgencias en Baja California Sur. En verano, una rama del BTCC, gira y fluye hacia el polo a lo largo de la costa de Baja California Sur. Este flujo hacia el polo suele denominarse como Contracorriente Superficial de California por el hecho de que fluye en dirección contraria a la CC. También se observó una Contracorriente Subsuperficial con un flujo máximo hacia el polo a 200 *m* de profundidad y que disminuye significativamente hacia la superficie. Las mediciones *in situ* muestran que los flujos hacia el polo observados transportan agua de origen tropical con bajo contenido de oxígeno disuelto. El SCC frente a Baja California Sur interviene de manera fundamental en la generación de Aguas Intermedias en la Zona de Transición Tropical – Subtropical del Pacífico Central frente a México, sin dejar de tener en cuenta que el flujo hacia el ecuador del BTCC es muy importante para la ventilación de las aguas en la Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO) del Pacífico Central frente a México.

**Palabras clave:** Sistema de la Corriente de California, Baja California Sur, transporte, NEMO

Abstract of the thesis presented **by Brandon Omar López Aviles** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.

### **The California Current System off Baja California Sur**

Abstract approved by:

---

Dr. Emilio José Beier  
**Thesis Director**

We use hydrographic data from two cruises (June 2010 and May 2012) around the tip of Baja California Sur, Mexico, historical *in situ* data from World Ocean Database 2013, satellite images, and model outputs from NEMO (GLORYS reanalysis) to describe the California Current System off Baja California Sur (CCS). The CCS is described as the interaction of four near-surface currents. Far away from the coast, the permanent presence of the California Current (CC) with anticyclonic vorticity stands out, and takes part of the North Pacific Gyre. From December to June, an equatorward flow emerges on the coast with cyclonic vorticity, named as the Tropical Branch of California Current (TBCC) which intensifies during spring months (March to May) and it is strongly related to the upwelling phenomena along the coast. During summer, another branch of TBCC turns poleward along the Baja California Sur coast. This flow is often called as the California Superficial Countercurrent due to flows in the opposite direction to the CC. Furthermore, we observed a Subsuperficial Countercurrent with a maximum poleward flow at 200 *m* as depth which decreases toward the surface. The *in situ* measures show that the observed poleward flows transport low oxygen level waters from the tropic. The CCS off Baja California Sur plays an important role with the Transitional Water mass formation within The Tropical – Subtropical Pacific Transition Zone off Mexico. We emphasize that equatorward flows by the TBCC are so important to ventilate the Oxygen Minimum Zone waters in the Central Pacific off Mexico.

**Keywords: California Current System, Baja California Sur, transport, NEMO**

## Dedicatoria

*A mi madre que siempre me ha apoyado en mis estudios desde que era un niño.*

*Y a mi amigo Armando, será muy extraño volver a tu playa, entrar a surfear y nunca volver a ver tu sonrisa...*

## Agradecimientos

Mi mayor agradecimiento es para todos los mexicanos que a través de su trabajo hacen posible la existencia del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), que me apoyó económicamente para estudiar una maestría durante estos últimos dos años.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) por brindarme la oportunidad de estudiar un posgrado.

A los académicos del Departamento de Oceanografía Física en CICESE, por impartir una educación de calidad internacional y por su gran disposición de siempre ayudar a los estudiantes.

A los investigadores, trabajadores y estudiantes de CICESE Unidad La Paz por hacer posible que estos últimos meses estuviera terminando mi tesis ahí.

A mi director de tesis y amigo Dr. Emilio Beier, quien siempre me apoyó para dar lo mejor de mí, incluso cuando la situación no era tan buena. Muchas gracias.

A los miembros del comité: Dr. Rubén Castro, Dr. José Gómez, Dr. Rodrigo Duran y Dr. Mario Pardo por su disposición de ayudarme y sus acertados comentarios en este trabajo durante los últimos meses.

A Dra. Sheila Estrada por su ayuda en la descarga y revisión de los datos del modelo numérico que se utilizaron en este trabajo.

Finalmente, agradezco a algunos amigos cercanos que estuvieron junto a mí durante los últimos meses: Diego, Horacheck, Ashida, Gio, Albert, Adair, Mariano, Ana Julia, Osvaldo, Rogelio, Gonzalo, Fernanda, Martín y Frida.

## Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	xi
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1 Antecedentes .....	1
1.2 Hipótesis.....	3
1.3 Objetivos .....	4
1.3.1 Objetivo general .....	4
1.3.2 Objetivos específicos .....	4
<b>Capítulo 2. Datos y métodos</b>	
2.1 Datos .....	5
2.1.1 Campañas oceanográficas en junio de 2010 y mayo de 2012 .....	5
2.1.2 Mediciones hidrográficas históricas de World Ocean Database (WOD13) .....	6
2.1.3 Observaciones vía satélite .....	6
2.1.4 Salidas del modelo numérico NEMO (reanálisis GLORYS).....	6
2.1.5 Índice multivariado de “El Niño” .....	7
2.2 Métodos .....	7
2.2.1 Cálculo del transporte geostrofico .....	7
2.2.2 Climatologías mensuales .....	8
2.2.3 Análisis armónico .....	8

<b>Capítulo 3. Resultados</b>	
3.1 Hidrografía y salidas del modelo numérico <i>NEMO – GLORYS</i> .....	10
3.2 El Sistema de la Corriente de California frente a Baja California Sur .....	16
3.3 El Sistema de surgencias de la Corriente de California frente a Baja California Sur .....	25
3.4 Corrientes subsuperficiales .....	31
<b>Capítulo 4. Discusión</b> .....	39
<b>Capítulo 5. Conclusiones</b> .....	42
<b>Literatura citada</b> .....	44

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Circulación promedio en la zona del Pacífico Tropical Oriental frente a México a partir de observaciones satelitales de la topografía dinámica absoluta (TDA; ADT por sus siglas en inglés). Las flechas corresponden a las corrientes geostróficas superficiales y lo sombreado es la topografía dinámica absoluta promedio ( <i>cm</i> ) para el periodo 01/01/1993 – 07/03/2020. CC = Corriente de California, CCM = Corriente Costera Mexicana, BTCC = Brazo Tropical de la Corriente de California, CT = Cuenco de Tehuantepec, DCCCR = Domo de la Corriente Costera de Costa Rica. ....	2
2. Área de estudio, estaciones y transectos de las campañas oceanográficas de junio de 2010 y mayo de 2012. En la paleta de colores se muestra la batimetría de la zona de estudio en <i>m</i> . CC = Cabo Corrientes, CSL = Cabo San Lucas y PE = Punta Eugenia. ....	5
3. Distribución de propiedades físicas frente a BCS durante el crucero de junio 2010: (a) temperatura conservativa, (b) salinidad absoluta, (c) altura dinámica y corrientes geostróficas para 1 <i>dbar</i> de presión considerando 500 <i>m</i> como profundidad de no movimiento. El panel de la derecha corresponde a los promedios superficiales vía <i>NEMO – GLORYS</i> durante el mismo crucero: (d) temperatura conservativa, (e) salinidad absoluta, (f) nivel del mar y sus corrientes horizontales ( <i>u,v</i> ).....	11
4. Secciones de longitud vs. profundidad sobre el transecto C: (a) temperatura conservativa, (b) salinidad absoluta y (c) velocidad geostrófica durante el crucero de junio 2010. Sección longitud vs. profundidad promedio en el mismo transecto a través del modelo numérico <i>NEMO – GLORYS</i> : (d) temperatura conservativa, (e) salinidad absoluta y (f) velocidad geostrófica. Las etiquetas de la parte superior del panel izquierdo corresponden a cada una de las estaciones del transecto C. La estimación del transporte geostrófico fue de -1.39 <i>Sv</i> con los datos del crucero y -2.33 <i>Sv</i> con las salidas del modelo numérico <i>NEMO - GLORYS</i> .....	13
5. Distribución de propiedades físicas frente a BCS durante el crucero de mayo 2012: (a) temperatura conservativa, (b) salinidad absoluta, (c) altura dinámica y corrientes geostróficas para 1 <i>dbar</i> de presión, .....	14
6. Secciones de longitud vs. profundidad sobre el transecto C: (a) temperatura conservativa, (b) salinidad absoluta y (c) velocidad geostrófica durante el crucero de mayo 2012. Sección longitud vs. profundidad promedio en el mismo transecto a través del modelo numérico <i>NEMO – GLORYS</i> : (d) temperatura conservativa, (e) salinidad absoluta y (f) velocidad geostrófica. Las etiquetas de la parte superior del panel izquierdo corresponden a cada una de las estaciones del transecto C. La estimación del transporte geostrófico fue de -1.05 <i>Sv</i> con los datos del crucero y -1.83 <i>Sv</i> con las salidas del modelo numérico <i>NEMO - GLORYS</i> .....	15
7. Sistema de la Corriente de California frente a la costa de BCS en superficie, visto a través del modelo numérico <i>NEMO – GLORYS</i> . La paleta de colores es el nivel del mar y las flechas corresponden a las corrientes horizontales ( <i>u,v</i> ). ....	17
8. Climatología mensual de la altimetría satelital y sus corrientes geostróficas superficiales. La paleta de colores es la topografía dinámica absoluta y las flechas corresponden a las corrientes geostróficas horizontales ( <i>ug,vg</i> ).....	18

9. Climatología estacional de la temperatura superficial a partir de la base de datos de WOD13. Los puntos blancos representan cada medición que se utilizó para elaborar la malla de interpolación. En la esquina superior derecha de cada panel se muestra el número de datos que se utilizaron para interpolar cada malla, y la línea negra corresponde a la isoterma de 25 °C.....19
10. Climatología mensual de la temperatura superficial a través de las salidas del modelo numérico *NEMO - GLORYS*. El modelo numérico asimila las imágenes satelitales de temperatura, debido a esto se encontró gran similitud entre ambos productos. ....20
11. Climatología estacional de la salinidad absoluta en superficie a partir de la base de datos de WOD13. Los puntos blancos indican las mediciones que se utilizaron para elaborar cada malla interpolada. En cada panel se muestra el número de mediciones y la línea negra corresponde a la isohalina de  $34.6 \text{ g kg}^{-1}$  la cuál es una referencia del límite del Agua de la Corriente de California (Portela *et al.*, 2016).....21
12. Climatología mensual de la salinidad absoluta en superficie vía satélite. El contorno negro corresponde al valor de  $34.6 \text{ g kg}^{-1}$  ya que funciona como referencia del límite del Agua de la Corriente de California (Portela *et al.*, 2016).....22
13. Climatología mensual de la salinidad superficial a través de las salidas del modelo numérico *NEMO – GLORYS*. También se graficó el contorno de salinidad que corresponde a  $34.6 \text{ g kg}^{-1}$ . .....23
14. Promedio mensual del transporte geostrófico en el transecto C (línea roja en panel superior) a través del modelo numérico *NEMO – GLORYS* y su ajuste estacional (línea negra en panel superior). Los triángulos rosa y celeste son el transporte geostrófico de las campañas oceanográficas realizadas en junio de 2010 y mayo de 2012 en el mismo transecto. En el panel inferior es muestra la serie de tiempo de los residuos a la estacionalidad del transporte geostrófico (línea azul en panel inferior) y el índice multivariable del ENSO (línea negra en panel inferior). La correlación entre el índice MEI y la serie de tiempo fue de  $r = 0.37$ . .....24
15. Climatología mensual del esfuerzo del viento y el rotacional del esfuerzo del viento vía satélite. Este producto fue utilizado para elaborar el reanálisis de ERA – interim, el cual es utilizado para forzar el modelo *NEMO – GLORYS*.....27
16. Climatología mensual del esfuerzo del viento (vectores) y la velocidad vertical ( $w$ ) del modelo numérico *NEMO – GLORYS* para  $Z = 30 \text{ m}$ . .....28
17. . Climatología mensual de una sección latitud vs. profundidad de la velocidad vertical ( $w$ ) junto la isobata de  $200 \text{ m}$  de profundidad a lo largo de la costa de BCS. La línea de color negro representa el contorno con el valor  $w = 0$ . .....30
18. Climatología mensual de una sección longitud vs. profundidad de la salinidad absoluta desde CSL hacia la zona mar adentro a través del modelo *NEMO - GLORYS*. Las unidades son  $\text{g kg}^{-1}$  de acuerdo con las funciones TEOS – 10. ....31
19. Climatología mensual de una sección de longitud vs. profundidad de la velocidad meridional ( $v$ ) desde CSL hacia la zona mar adentro a través de las salidas del modelo numérico *NEMO - GLORYS*.....33

20. Secciones de longitud vs profundidad de la velocidad geostrófica a través de los transectos: F, D, C y K recolectados durante la campaña oceanográfica de junio de 2010. En la esquina inferior derecha de cada sección se observa su cálculo del transporte geostrófico. ....34
21. Diagrama  $\Theta - S_A$  a través de los datos recolectados frente a BCS (K, C, D y F) durante la campaña oceanográfica de junio 2010. ACC = Agua de la Corriente de California, AGC = Agua del Golfo de California, AIP = Agua intermedia del Pacífico, ASts = Agua Subtropical Superficial, AStSs (también conocida como PEW) = Agua Subtropical Subsuperficial y ATS = Agua Tropical Superficial.....35
22. Diagrama  $\Theta - S_A$  para cada valor correspondiente de oxígeno disuelto a través de los datos recolectados frente a BCS durante la campaña oceanográfica de junio 2010. ACC = Agua de la Corriente de California, AGC = Agua del Golfo de California, AIP = Agua intermedia del Pacífico, ASts = Agua Subtropical Superficial, AStSs (también conocida como PEW) = Agua Subtropical Subsuperficial y ATS = Agua Tropical Superficial. ....36
23. Secciones de longitud vs. profundidad del oxígeno disuelto a través de los transectos F, D, C y K recolectados durante la campaña oceanográfica de junio de 2010. La línea negra corresponde al contorno de  $1 \text{ ml L}^{-1}$ , ya que los valores menores a esta cifra indican condiciones de hipoxia.....37
24. Climatología mensual de las corrientes horizontales (u,v) a 200 m de profundidad frente a BCS de las salidas del modelo numérico *NEMO – GLORYS*. La barra de colores corresponde a la magnitud de la velocidad y las flechas indican los vectores de la velocidad. ....38
25. Esquema de la circulación por estación frente a BCS elaborado a partir de mediciones *in situ* y salidas del modelo numérico *NEMO – GLORYS*. Las flechas de color azul corresponden a las corrientes frías y las flechas rojas a las cálidas. El grosor de cada flecha representa cuando es intensa cada corriente.....42

## Lista de tablas

Tabla	Página
1. Resolución espacial, temporal y periodo de muestreo de los productos satelitales. ....	6
2. Número de datos promediados para la elaboración de las climatologías mensuales de cada producto utilizado. Es importante señalar que los datos del producto de salinidad satelital (SMOS) tiene resolución temporal de 4 días y en el caso del viento (IFREMER - CERSAT) la resolución temporal disponible es de cada 6 horas. ....	8
3. Amplitud, media, fase y varianza explicada del ajuste estacional de la serie de tiempo del transporte geostrófico. ....	25

# Capítulo 1. Introducción

---

## 1.1 Antecedentes

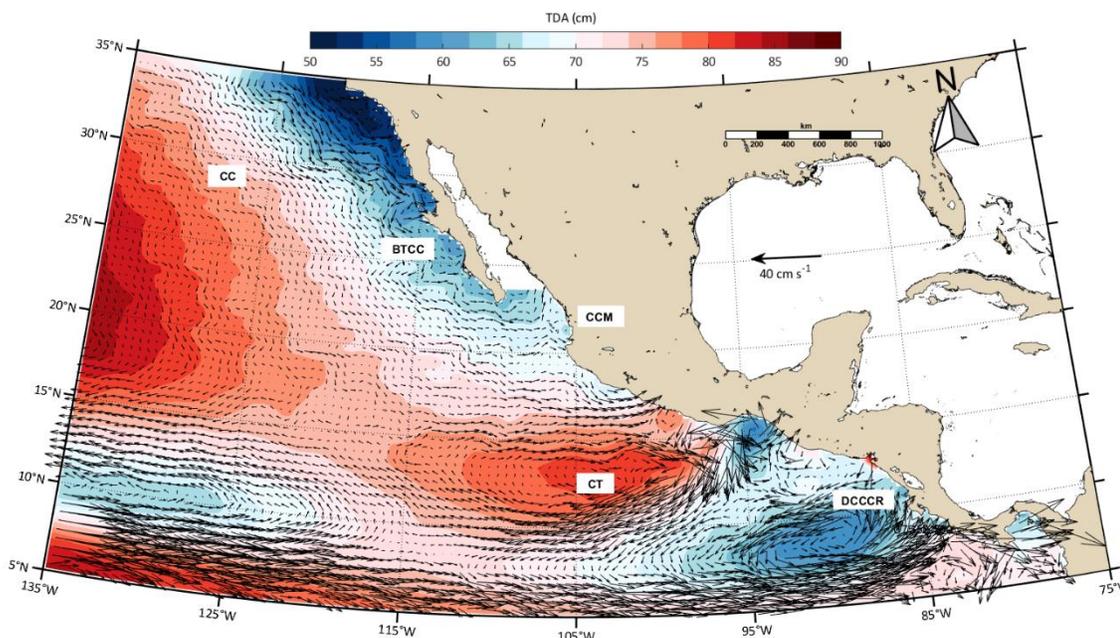
A partir del año 1950 y a principios de 1960 se realizaron grandes esfuerzos por parte de Scripps Institution of Oceanography para estudiar el Pacífico Tropical - Subtropical Oriental. Sin embargo, después de este periodo de extensa investigación se han realizado pocos estudios. Prueba de esto es que poco más del 30% de los datos de perfiles hidrográficos en el Pacífico Tropical (desde los 130°W hacia la costa de México y entre los 30°N y 30°S) fueron tomados antes de 1975 (Kessler, 2006). Geográficamente se puede definir esta región desde la zona en la cual el giro anticiclónico del Pacífico Norte no alcanza la zona central de México, es decir desde la punta de la península de Baja California hacia el ecuador, ya que allí se encuentra el límite del gran giro del Pacífico Norte y de la Zona Intertropical de Convergencia (Kessler, 2006). Desde el sur de Canadá y hasta la Península de Baja California se encuentra el Sistema de la Corriente de California, el cual es una corriente de frontera este (Checkley y Barth, 2009; Mauzole *et al.*, 2020). Lo anterior consiste en un flujo hacia el ecuador en la superficie (0 - 200 m) que proviene del subártico; la temperatura de esta corriente es relativamente fría (10 - 20 °C), su salinidad es baja (32.5 - 33.8 *ups*) y también se caracteriza por su alto contenido de oxígeno disuelto (Durazo, 2015).

Frente a la costa de la península de Baja California, la Corriente de California se separa en dos brazos, uno que va hacia el oeste y alimenta la Corriente Nor - Ecuatorial, mientras que el otro brazo continúa hacia el Ecuador a lo largo de la costa del Pacífico Central Mexicano (Kessler, 2006). Este último se ha denominado, en trabajos recientes, como el Brazo Tropical de la Corriente de California (Godínez *et al.*, 2010, Kurczyn *et al.*, 2012); su presencia e influencia en la Zona de Convergencia Tropical-Subtropical frente a México (**Figura 1**) es evidente durante invierno y primavera del hemisferio norte (Kessler, 2006). Durazo (2015) sugiere que la parte sur del Sistema de la Corriente de California o bien, el Brazo Tropical de la Corriente de California es inducido por forzamientos locales como el rotacional del esfuerzo del viento.

Cuando el flujo del Brazo Tropical de la Corriente de California alcanza el extremo sur de la Península de Baja California (~ 23°N) se mezcla con el agua del Golfo de California y con agua de origen tropical que es transportada por la Corriente Costera Mexicana que fluye hacia el polo (Lavín *et al.*, 2006, Portela *et al.*, 2016). El Brazo Tropical de la Corriente de California ha sido observado en los datos de altimetría (por ejemplo, su valor medio en la **Figura 1**), sin embargo, nunca ha sido observado con datos hidrográficos

que permitan identificar cómo es su estructura vertical; tampoco se conoce del todo su variabilidad espacial y temporal a diferentes escalas y, hasta la fecha, no se ha cuantificado la cantidad de volumen transportado hacia la zona de transición de las aguas tropicales frente al Pacífico Central Mexicano. No obstante, es conocido que la variabilidad estacional de las corrientes que se encuentran en la Zona de Convergencia Tropical-Subtropical frente a México juegan un papel determinante en la distribución regional de las masas de agua (Kurczyn *et al.*, 2012; Portela *et al.*, 2018). También se ha observado que la zona donde se encuentra el Brazo Tropical de la Corriente de California recibe señales desde la costa del Pacífico Tropical de México, ya que en esta costa se desprenden ondas de Rossby anuales, se propagan ondas del tipo de Kelvin desde la zona ecuatorial y existe una fuerte influencia interanual debido a la variabilidad de El Niño y La Oscilación del Sur, “ENSO” por sus siglas en inglés (Godínez *et al.*, 2010).

Otros estudios (Cepeda-Morales *et al.*, 2013) sugieren que el Brazo Tropical de la Corriente de California juega un papel importante en la ventilación de las aguas subóxicas que existen en la región tropical y ponen un límite a la expansión hacia el norte de la Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO) del Pacífico Central Mexicano, una de las zonas subóxicas más importantes de los océanos del mundo.



**Figura 1.** Circulación promedio en la zona del Pacífico Tropical Oriental frente a México a partir de observaciones satelitales de la topografía dinámica absoluta (TDA; ADT por sus siglas en inglés). Las flechas corresponden a las corrientes geostroficas superficiales y lo sombreado es la topografía dinámica absoluta promedio (cm) para el periodo 01/01/1993 – 07/03/2020. CC = Corriente de California, CCM = Corriente Costera Mexicana, BTCC = Brazo Tropical de la Corriente de California, CT = Cuenco de Tehuantepec, DCCCR = Domo de la Corriente Costera de Costa Rica.

A través de datos observados Thomson y Krassovski (2010) infieren la presencia de un flujo hacia el polo en subsuperficie frente a la costa de Norteamérica que transporta agua desde la zona del Pacífico Tropical hasta Alaska. Este flujo se ha descrito como la Contracorriente de California (Hickey, 1979; Thomson y Krassovski, 2010). Algunas observaciones *in situ* sugieren la presencia de un flujo hacia el polo junto a la costa de Baja California Sur (Valle-Rodríguez y Trasviña-Castro, 2017), y experimentos con modelos numéricos también apoyan la hipótesis de su presencia en esta zona, pero es relacionada con el paso de ondas de Kelvin semianuales - baroclínicas (Gómez-Valdivia *et al*, 2017).

Las condiciones termohalinas de las diferentes masas de agua que se encuentran en la Zona de Convergencia Tropical-Subtropical frente a México también tienen un aporte sustancial a la actividad de mesoescala y en la generación de frentes y filamentos porque fomentan la generación de inestabilidades baroclínicas. Es conocido que hay procesos dinámicos en el océano que son capaces de promover el aumento de la productividad primaria, es decir, favorecen la alta productividad biológica, la cual se ha reportado en esta zona como abundancia de zooplancton, paralarvas de cefalópodos y larvas de peces (Cepeda-Morales *et al.*, 2013; Contreras *et al*, 2021; Sánchez Velasco *et al.*, 2020).

En esta tesis, el enfoque principal es el estudio del Sistema de la Corriente de California frente a Baja California Sur, el sistema consiste de varias corrientes superficiales y subsuperficiales las cuales se describirán a partir de su variabilidad estacional.

## 1.2 Hipótesis

El Brazo Tropical de la Corriente de California produce un transporte hacia el ecuador que favorece la generación de las aguas transicionales del Pacífico Central frente a México, dicho transporte es comparable al transporte hacia el polo que produce la Corriente Costera Mexicana (2 Sv, reportado por Lavín *et al.*, 2006).

## 1.3 Objetivos

### 1.3.1 Objetivo general

Caracterizar y analizar la variabilidad estacional del Sistema de la Corriente de California frente a Baja California Sur

### 1.3.2 Objetivos específicos

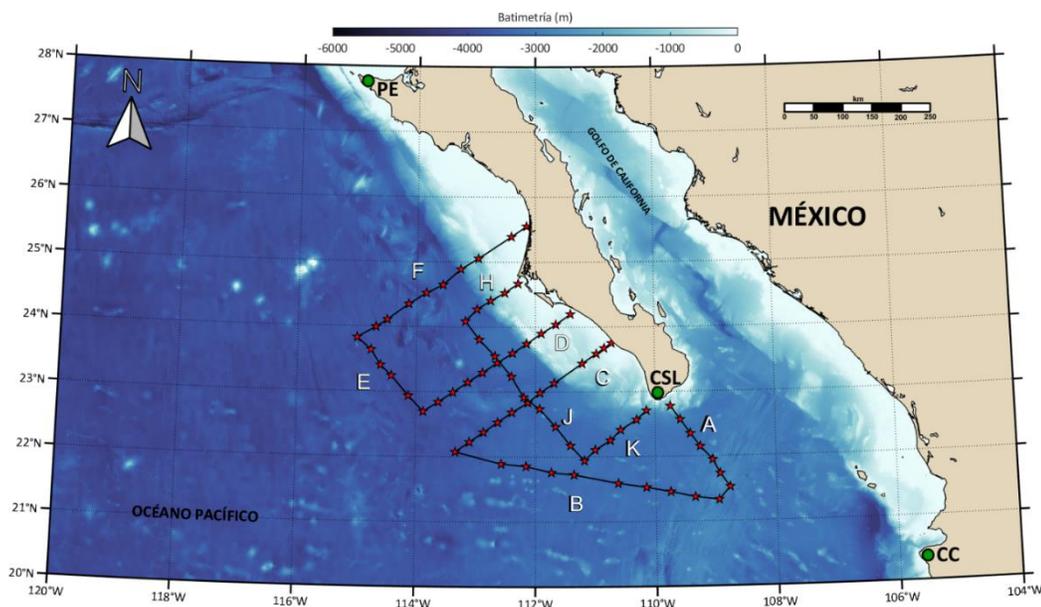
1. Calcular el transporte geostrófico con el reanálisis *GLORYS* del modelo numérico *NEMO*, y con los datos hidrográficos de cruceros propios del Laboratorio de Macroecología Marina del CICESE.
2. Calcular y comparar la climatología de las variables vía satélite con las salidas del modelo numérico *NEMO – GLORYS*. El modelo asimila imágenes de satélite, de tal manera que se pueden sacar conclusiones de dicha asimilación.
3. Cuantificar y descomponer la variabilidad anual, semianual e interanual del transporte geostrófico con 27 años de salidas del modelo numérico *NEMO – GLORYS*, para así establecer una profundidad representativa del transporte del Brazo Tropical de la Corriente de California, considerando su estructura vertical en la columna de agua de acuerdo a los datos hidrográficos.
4. Determinar la relación entre los forzamientos del modelo (viento) y su campo resultante del transporte del Brazo Tropical de la Corriente de California.

## Capítulo 2. Datos y métodos

### 2.1 Datos

#### 2.1.1 Campañas oceanográficas en junio de 2010 y mayo de 2012

En este trabajo se analizaron los datos recolectados en 9 transectos (**Figura 2**) junto a la costa de Baja California Sur (BCS), a través de dos campañas oceanográficas que se realizaron en junio de 2010 (15 de junio a 1 de julio) y mayo 2012 (8 al 21 de mayo). En estas campañas oceanográficas se tomaron datos de temperatura y salinidad *in situ* utilizando un CTD (Conductivity – Temperature - Depth, por sus siglas en inglés) *Sea Bird Electronics* modelo *SBD-911 plus*. Las mediciones tomadas con CTD se convirtieron a temperatura conservativa en °C y salinidad absoluta en  $g\ kg^{-1}$  con las funciones TEOS - 10 (McDougall y Barker, 2011). También se utilizaron las mediciones de oxígeno disuelto recolectadas en ambas campañas para identificar con mayor precisión las masas de agua presentes en la zona de estudio.



**Figura 2.** Área de estudio, estaciones y transectos de las campañas oceanográficas de junio de 2010 y mayo de 2012. En la paleta de colores se muestra la batimetría de la zona de estudio en *m*. CC = Cabo Corrientes, CSL = Cabo San Lucas y PE = Punta Eugenia.

### 2.1.2 Mediciones hidrográficas históricas de World Ocean Database (WOD13)

La base de datos de World Ocean Database versión 2013 (WOD13) cuenta con mediciones históricas *in situ* desde inicios de 1900 hasta 2013. WOD13 está conformado por climatologías estacionales para 57 niveles de profundidad estándar. Las mallas de datos cuentan con una resolución espacial de 10 X 10 km y fueron elaboradas mediante análisis objetivo utilizando distintas mediciones *in situ* como botellas oceanográficas incluyendo termómetros reversibles, CTD, anclajes, perfiladores, derivadores, batitermógrafos y sensores montados en pinnípedos para nuestra región de estudio (Boyer *et al.*, 2013).

### 2.1.3 Observaciones vía satélite

Para cubrir de manera integral las distintas variables físicas en la región de estudio, se utilizaron diferentes productos de reanálisis satelitales con diferentes resoluciones y periodos de muestreo (**Tabla 1**). De la altimetría satelital se extrajo la topografía dinámica absoluta y su velocidad geostrofica superficial (ug,vg). Las variables del viento satelital fueron el esfuerzo del viento y el rotacional del esfuerzo del viento. Se eligió el producto IFREMER CERSAT porque es utilizado para elaborar el reanálisis de ECMWF ERA-interim. Dicho reanálisis es el forzante atmosférico del modelo NEMO – GLORYS, del cual se muestra información en el siguiente apartado.

**Tabla 1.** Resolución espacial, temporal y periodo de muestreo de los productos satelitales.

Producto	Variable	Resolución espacial	Resolución temporal	Periodo de muestreo
SSTOSTIA	Temperatura	0.05° X 0.05°	1 día	01/10/1981 - 31/12/2019
SMOS	Salinidad	0.25° X 0.25°	4 días	16/01/2010 - 30/09/2019
SSALTO DUACS	Altimetría	0.25° X 0.25°	1 día (interpolado)	01/01/1993 - 04/03/2020
IFREMER CERSAT	Viento	0.25° X 0.25°	6 horas	01/01/1993 – 12/31/2019

### 2.1.4 Salidas del modelo numérico NEMO (reanálisis GLORYS)

Se utilizó el reanálisis GLORYS (Global Reanalysis) del modelo NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean). Las ecuaciones de movimiento primitivas son resueltas por el modelo a través de una malla de tipo “C” Arakawa. La resolución espacial de dicha malla es de 0.08° X 0.08° y cuenta con 50 niveles de

profundidad, desde  $z = 0 \text{ m}$  hasta  $z = 5500 \text{ m}$  (Jean-Michel *et al.*, 2021). El periodo de datos de las salidas del modelo *NEMO – GLORYS* va desde 01/01/1993 hasta 31/12/2019. Los datos de salida tienen resolución temporal de un día y las variables que forman parte del reanálisis son la temperatura, salinidad, nivel del mar y las corrientes ( $u, v, w$ ). Para fines prácticos, en este escrito se hace referencia a los datos del modelo como *NEMO – GLORYS*. El reanálisis *GLORYS* asimila la anomalía del nivel del mar (a partir de altimetría satelital), la temperatura superficial del mar (vía satélite) y perfiles de temperatura y salinidad. El forzamiento atmosférico del modelo es la base de datos de ERA - Interim desde 1993 hasta 2018 y después de este año se utiliza la versión más reciente, ERA5 (Jean-Michel *et al.*, 2021).

### 2.1.5 Índice multivariado de “El Niño”

A través de la serie de tiempo del índice multivariado de El Niño (MEI, por sus siglas en inglés) que corresponde a la zona más cercana a la costa del Pacífico Tropical Este, se evaluó si es posible la influencia interanual dentro de la variabilidad de una serie de tiempo del transporte geostrófico obtenida con las salidas del modelo *NEMO – GLORYS*. El índice MEI se calcula considerando variables oceánicas y atmosféricas a través de un análisis con Funciones Empíricas Ortogonales. Las variables que considera este índice son la presión atmosférica a nivel del mar, temperatura superficial del mar, las componente zonal y meridional del viento y la radiación de onda larga a lo largo del Pacífico Tropical, es decir para  $30^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{N}$  de latitud y de  $100^{\circ}\text{E} - 70^{\circ}\text{W}$  de longitud. Este índice cuenta con datos mensuales desde 1979 hasta el mes más reciente de 2022 (<https://psl.noaa.gov/enso/mei/>).

## 2.2 Métodos

### 2.2.1 Cálculo del transporte geostrófico

Las velocidades geostróficas  $V_g$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) a través del transecto C (**Figura 2**) se calcularon a partir de los datos recolectados temperatura y salinidad *in situ* durante las dos campañas oceanográficas (junio de 2010 y mayo de 2012). De acuerdo con Godínez *et al.* (2010) se asumió como profundidad de no movimiento  $z = 500 \text{ m}$ . Después, con las velocidades geostróficas, se estimó el transporte de volumen geostrófico ( $T_g$  en  $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) a lo largo de la longitud del transecto ( $X$ ) como se muestra en la ecuación (1). Recordando que  $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ :

$$T_g = \int_0^X \int_{-500}^0 (V_g) dz dx \quad (1)$$

### 2.2.2 Climatologías mensuales

Para la elaboración de las climatologías mensuales sólo se consideraron los datos pertenecientes a un mismo mes, los cuales fueron promediados. Este mismo procedimiento se aplicó en las variables satelitales y con las salidas del modelo numérico *NEMO – GLORYS*. En la **Tabla 2** se muestra la cantidad de datos promediados por mes para cada una de las variables analizadas.

**Tabla 2.** Número de datos promediados para la elaboración de las climatologías mensuales de cada producto utilizado. Es importante señalar que los datos del producto de salinidad satelital (SMOS) tiene resolución temporal de 4 días y en el caso del viento (IFREMER - CERSAT) la resolución temporal disponible es de cada 6 horas.

Producto	Meses											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
SSALTO DUACS	868	791	844	810	837	810	837	837	810	837	810	837
SSTOSTIA	1178	1073	1178	1140	1178	1140	1178	1178	1140	1209	1170	1209
SMOS	75	70	77	76	77	75	78	77	75	71	66	70
IFREMER CERSAT	3348	3048	3348	3240	3348	3240	3348	3348	3240	3348	3240	3348
NEMO-GLORYS	837	762	837	810	837	810	837	837	810	837	810	837

### 2.2.3 Análisis armónico

Se realizó un análisis armónico para separar la variabilidad estacional (armónico anual + armónico semianual + media) de las series de tiempo  $\varphi(t)$  de cada variable que se analizó en este trabajo. Con el análisis armónico se obtuvieron las varianzas explicadas ( $VE_a$  y  $VE_s$ ), amplitudes ( $A_m$ ,  $A_a$ ,  $A_s$ ), fases ( $\Phi_m$ ,  $\Phi_a$ ,  $\Phi_s$ ) y sus errores asociados (Ripa, 2002). Además, se calcularon los residuos a la estacionalidad  $Res(t)$ , es decir, la variabilidad controlada por procesos de mesoescala (altas frecuencias) y escala interanual (bajas frecuencias) como se muestra en la ecuación (2):

$$\varphi(t) = A_m \cos(\Phi_m) + A_a \cos(\omega t - \Phi_a) + A_s \cos(2\omega t - \Phi_s) + Res(t) \quad (2)$$

## Capítulo 3. Resultados

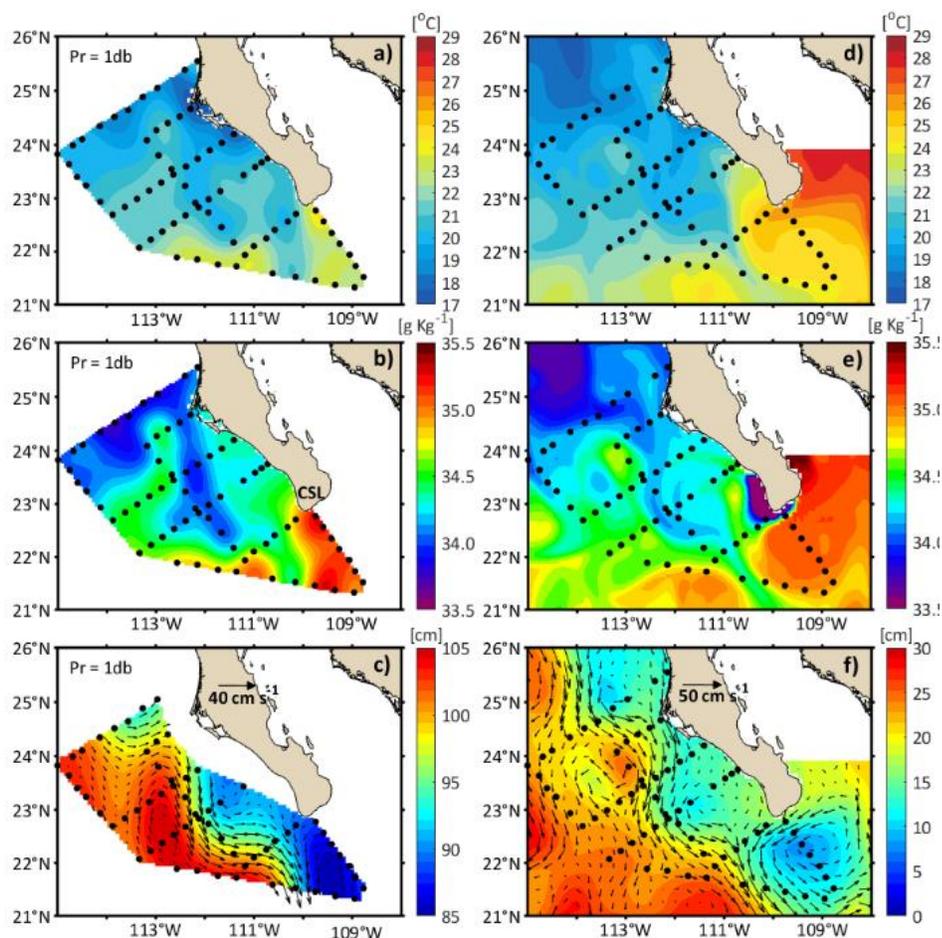
---

### 3.1 Hidrografía y salidas del modelo numérico NEMO – GLORYS

Los datos de la temperatura conservativa y la salinidad absoluta se graficaron a cada 1 *dbar* de presión para los cruceros de junio de 2010 y mayo de 2012. A partir de estas variables se obtuvo la altura dinámica asumiendo como profundidad de no movimiento a  $z = 500\text{ m}$  para estimar las corrientes geostróficas. La temperatura superficial del mar del crucero de junio de 2010 (**Figura 3a**) disminuyó desde CSL hacia el norte. Se observa que los valores mínimos ( $18 - 19\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) están cerca de la costa, entre los  $24^{\circ}\text{N} - 25^{\circ}\text{N}$ . Al sur de la punta oeste de la península y hacia el este de  $110^{\circ}\text{W}$ , la temperatura incrementa ( $23 - 24\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), no obstante, también se observa un filamento con baja temperatura ( $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) al oeste y a la misma latitud de CSL. En la salinidad superficial del mar (**Figura 3b**) se pueden identificar estos filamentos y frentes, tal es el caso del filamento con baja temperatura frente a CSL, en el cual se observan valores de salinidad menores que  $34.6\text{ g kg}^{-1}$ . Portela *et al* (2016) reportó que esas bajas temperaturas y salinidades son características del Agua de la Corriente de California, mientras que los valores de salinidad mayores a  $35.1\text{ g kg}^{-1}$  pertenecen al Agua del Golfo de California. La altura dinámica integrada en la columna de agua (**Figura 3c**) muestra bajo nivel del mar hacia la costa de BCS el cual fue ocasionado por el enfriamiento en la columna. El gradiente de la altura dinámica ocasionado por las diferencias de densidad (que depende de la temperatura y salinidad) da lugar a la existencia de un flujo hacia el ecuador que alcanza velocidades de hasta  $40\text{ cm s}^{-1}$  (flechas en la **Figura 3c**). También se observa aparentemente parte de un remolino ciclónico entre los transectos de la parte sur (A, B y K). Esto se comprobó revisando la imagen promedio (15 de junio – 1 de julio de 2010) de la altimetría satelital donde se observó que las corrientes se comportaron de manera similar al crucero (no se muestra).

Se calcularon los promedios superficiales de la temperatura, salinidad, nivel del mar y las corrientes horizontales del modelo NEMO – GLORYS para ese año, esto con el objetivo de comparar contra la hidrografía de los cruceros. Las medias del modelo muestran los mismos rasgos oceanográficos descritos con la hidrografía. Estos rasgos son la presencia de un filamento con agua fría y de baja salinidad frente a BCS (temperatura en la **Figura 3d** y salinidad en la **Figura 3e**), un remolino ciclónico y agua con mayor temperatura en los transectos más al sur (A, B, y K), bajo nivel del mar en la costa, un flujo hacia el ecuador, sin embargo, este flujo alcanzó velocidades más intensas de hasta  $50\text{ cm s}^{-1}$  (flechas en la **Figura 3f**). Estas diferencias entre la velocidad del modelo y los cruceros deben ser explicadas por la contribución de los

procesos dinámicos de tipo ageostrófico tales como el balance de Ekman, la presencia de remolinos, el paso de ondas, entre otros, ya que el modelo numérico resuelve estos términos de las ecuaciones primitivas. También es importante recordar que los rasgos oceanográficos que se identificaron con el promedio del modelo numérico (de 15 de junio – 1 de julio de 2010) se deben en parte a que el modelo asimila imágenes satelitales de la anomalía del nivel del mar y la temperatura (Letraon *et al.*, 2017).



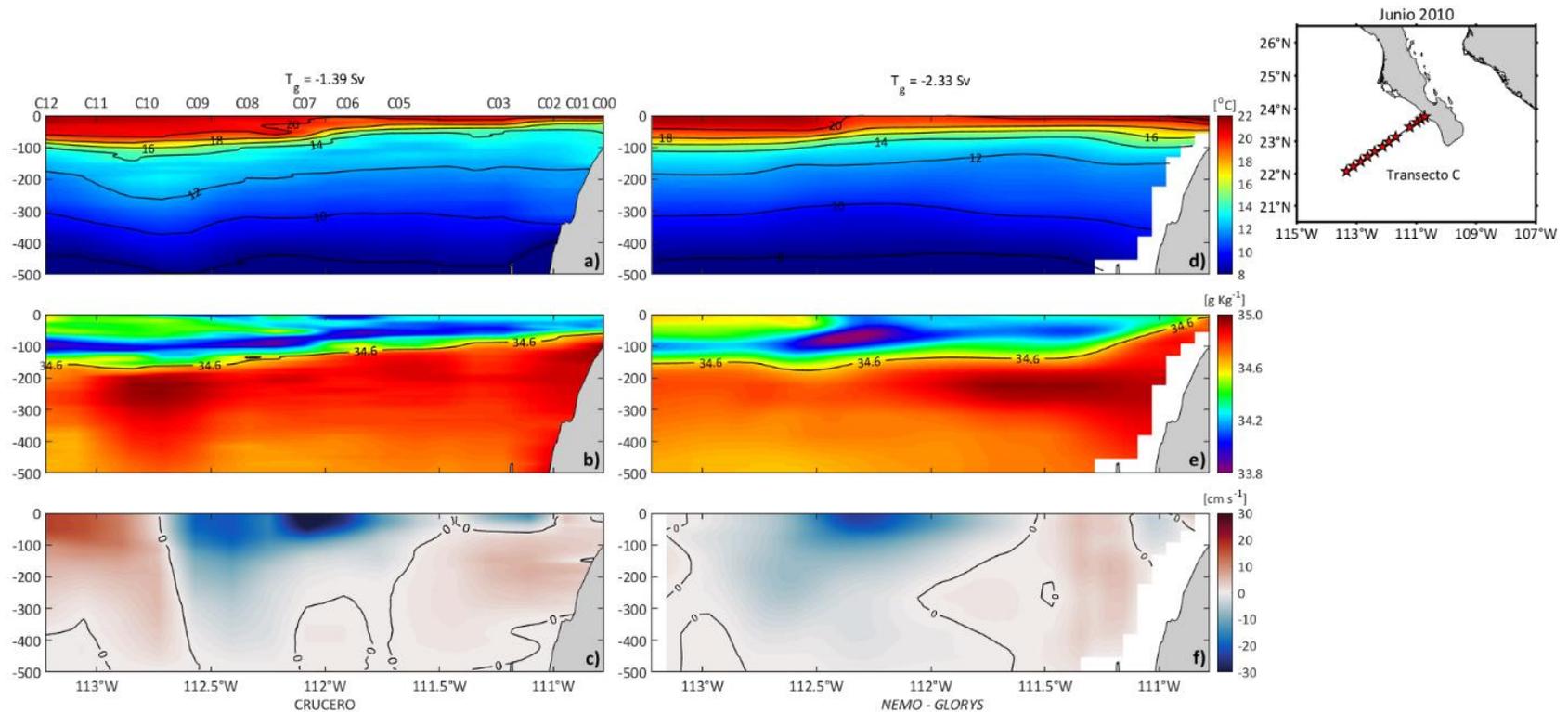
**Figura 3.** Distribución de propiedades físicas frente a BCS durante el crucero de junio de 2010: (a) temperatura conservativa, (b) salinidad absoluta, (c) altura dinámica y corrientes geostróficas para 1 dbar de presión considerando 500 m como profundidad de no movimiento. El panel de la derecha corresponde a los promedios superficiales vía *NEMO – GLORYS* durante el mismo crucero: (d) temperatura conservativa, (e) salinidad absoluta, (f) nivel del mar y sus corrientes horizontales (u,v).

También se compararon las secciones de longitud vs. profundidad de los datos hidrográficos y el modelo numérico en el transecto C, esto con el fin de conocer si el modelo es capaz de reproducir la estructura vertical del océano en el área de estudio. La sección de temperatura en el crucero de junio 2010 (**Figura 4a**) muestra isotermas (14 – 20 °C) levemente inclinadas hacia la costa a comparación de la zona mar

adentro, donde esas isothermas son más profundas (70 - 100 m). El comportamiento de las isothermas es una evidencia del enfriamiento que fue observado cerca de la costa en la vista horizontal (**Figura 3a**), y sugiere que el nivel del mar hacia la costa es bajo, esto también concuerda con lo observado con el promedio vía modelo numérico (**Figura 3f**). A su vez el gradiente del nivel del mar perpendicular a la costa es un indicador de que existe circulación de tipo ciclónica frente a la costa de BCS.

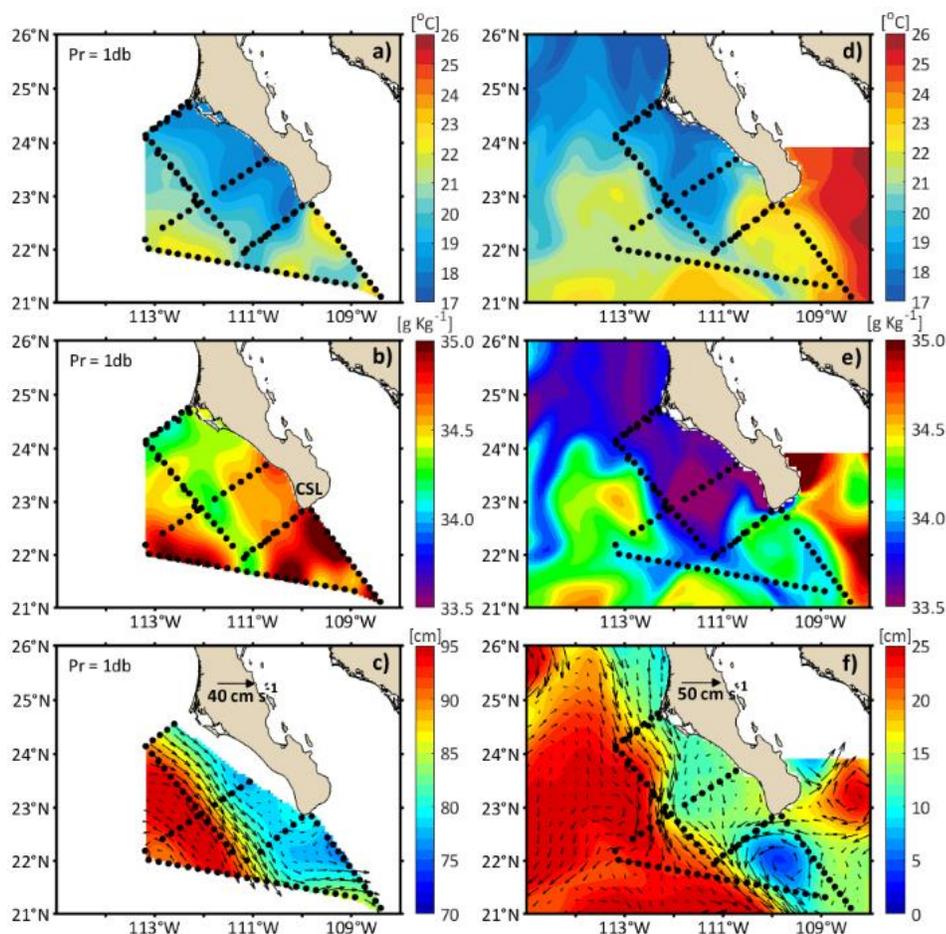
Por otra parte, en la sección de salinidad (**Figura 4b**) se puede distinguir la presencia de agua con alta salinidad por debajo de los 200 m y agua con baja salinidad desde la superficie a los 200 m en la zona mar adentro. Cerca de la costa la salinidad fue baja desde la superficie hasta los 50 m. La estructura vertical de la temperatura y salinidad concuerda con lo reportado por Portela *et al* (2016), debido a que se encontró agua fría con baja salinidad en la capa superficial que pertenece al Agua de la Corriente de California, en la capa subsuperficial se encontró mayor salinidad (34.6 – 35.0 g kg<sup>-1</sup>) y temperaturas de 9 – 18 °C que son consistentes con la presencia del Agua Subtropical Subsuperficial (StSsW por sus siglas en inglés). En la sección de la velocidad geostrófica (**Figura 4c**) se encontró el mismo flujo hacia el ecuador observado en la vista horizontal (**Figura 3c**), no obstante, con la sección se puede notar que las velocidades de -30 cm s<sup>-1</sup> se extienden desde la superficie hasta los 100 m entre 112.8°W - 111°W. Esta sección permitió observar la presencia de un flujo hacia el polo sobre la pendiente de la plataforma continental con velocidades de 5 – 10 cm s<sup>-1</sup>. La estimación del transporte geostrófico a lo largo del transecto C fue de -1.39 Sv y sugiere que el flujo hacia el ecuador durante el crucero de junio 2010 fue dominante desde superficie hasta los 500 m.

Al comparar las secciones del crucero (panel izquierdo en la **Figura 4**) con las medias del modelo numérico *NEMO – GLORYS*, se encontró que la estructura vertical de las variables presenta rasgos muy similares a los observados con los datos de crucero. Por ejemplo, la isoterma de 16 °C tiende a ser un poco más profunda en la zona mar adentro que cerca de la costa (**Figura 4d**), aunque, esa isoterma del modelo parece ser más profunda (80 m) que en la sección del crucero. Segundo, la sección de salinidad (**Figura 4e**) también muestra agua con baja salinidad de 0 – 200 m, y debajo el agua tiene más salinidad siendo acorde con la presencia del Agua Subtropical Subsuperficial. La sección de la velocidad geostrófica a través de *NEMO – GLORYS* (**Figura 4f**) también fue capaz de describir el flujo hacia el ecuador (entre 112.8°W – 111°W) encontrado en los datos observados, con velocidades menores que -30 cm s<sup>-1</sup> desde la superficie hasta los 100 m. El transporte geostrófico vía modelo numérico también sugiere que el flujo hacia el ecuador es dominante y resultó mayor que en los datos del crucero (-2.33 Sv).

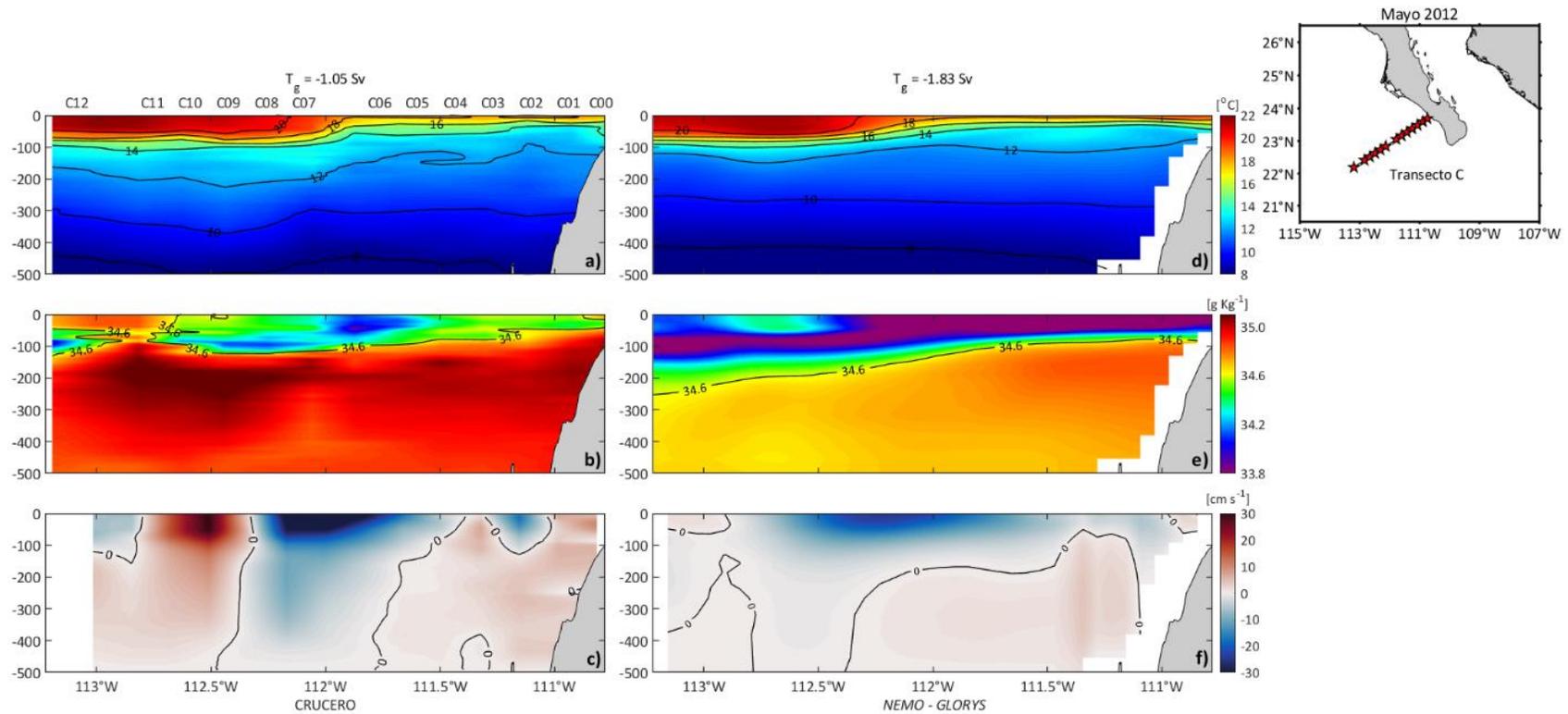


**Figura 4.** Secciones de longitud vs. profundidad sobre el transecto C: (a) temperatura conservativa, (b) salinidad absoluta y (c) velocidad geostrófica durante el crucero de junio de 2010. Sección longitud vs. profundidad promedio en el mismo transecto a través del modelo numérico *NEMO - GLORYS*: (d) temperatura conservativa, (e) salinidad absoluta y (f) velocidad geostrófica. Las etiquetas de la parte superior del panel izquierdo corresponden a cada una de las estaciones del transecto C. La estimación del transporte geostrófico fue de  $-1.39 \text{ Sv}$  con los datos del crucero y  $-2.33 \text{ Sv}$  con las salidas del modelo numérico *NEMO - GLORYS*.

También se graficó la distribución horizontal de las variables hidrográficas durante el crucero de mayo de 2012 (**Figura 5**), encontrando rasgos oceanográficos en común con respecto a las mediciones de junio de 2010 (**Figura 3**). Esto es la presencia de un filamento con baja temperatura y baja salinidad frente a la costa de BCS que parece extenderse desde la parte norte, agua con mayor temperatura y mayor salinidad alrededor de CSL que parece provenir del sur, un remolino ciclónico (entre los transectos A, B y K) que también fue corroborado mediante la imagen promedio de altimetría satelital (no se muestra) para los días del crucero (8 de mayo – 21 de mayo de 2012). Por otro lado, el flujo hacia el ecuador descrito previamente con las observaciones resulta ser consistentes con la presencia del Brazo Tropical de la Corriente de California (Godínez *et al*, 2010).



**Figura 5.** Distribución de propiedades físicas frente a BCS durante el crucero de mayo de 2012: (a) temperatura conservativa, (b) salinidad absoluta, (c) altura dinámica y corrientes geostróficas para 1 *dbar* de presión, considerando 500 *m* como profundidad de no movimiento. El panel de la derecha corresponde a los promedios superficiales vía NEMO – GLORYS durante el mismo crucero: (d) temperatura conservativa, (e) salinidad absoluta, (f) nivel del mar y sus corrientes horizontales (*u,v*).



**Figura 6.** Secciones de longitud vs. profundidad sobre el transecto C: (a) temperatura conservativa, (b) salinidad absoluta y (c) velocidad geostrófica durante el cruceo de mayo de 2012. Sección longitud vs. profundidad promedio en el mismo transecto a través del modelo numérico *NEMO – GLORYS*: (d) temperatura conservativa, (e) salinidad absoluta y (f) velocidad geostrófica. Las etiquetas de la parte superior del panel izquierdo corresponden a cada una de las estaciones del transecto C. La estimación del transporte geostrófico fue de  $-1.05$  Sv con los datos del cruceo y  $-1.83$  Sv con las salidas del modelo numérico *NEMO - GLORYS*.

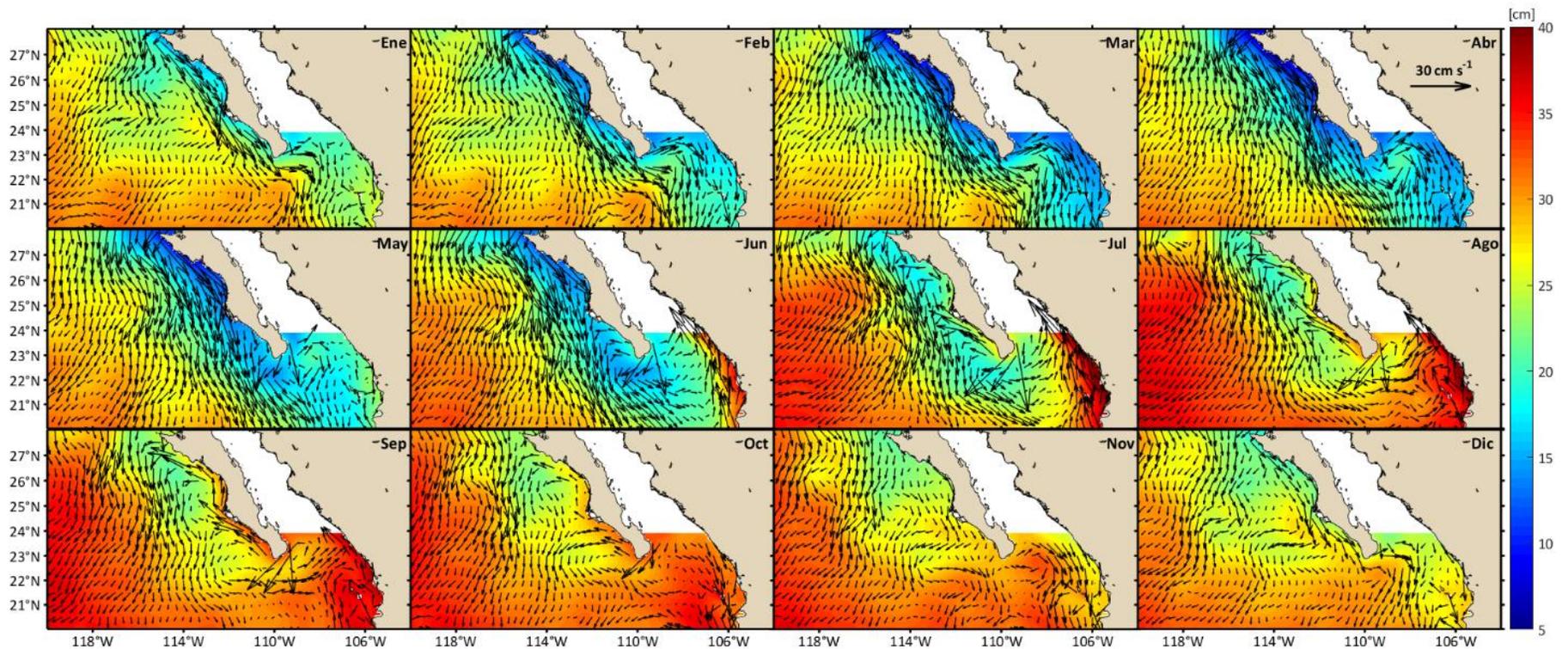
Las medias superficiales del modelo numérico NEMO – GLORYS durante la campaña oceanográfica de mayo 2012 (panel de la derecha en **Figura 5**), también mostraron rasgos similares a los que se identificaron en los datos de crucero de temperatura, salinidad, nivel del mar y corrientes. Sin embargo, cuando se comparó el filamento con baja salinidad localizado cerca de BCS, la salinidad del modelo fue más baja (**Figura 5e**).

Por su parte, las secciones en el crucero de mayo de 2012 también comparten rasgos en común con el crucero de junio 2010, como la presencia de algunas isotermas (14 – 16 °C) que son más someras desde la costa hasta la estación C06 (**Figura 6a**), el agua con baja salinidad se encuentra en los primeros metros y por debajo de los ~ 120 m se encuentra agua con mayor salinidad (**Figura 6b**), una corriente subsuperficial que se encuentra sobre la pendiente de la plataforma continental, fluye hacia el polo y contiene características termohalinas propias del Agua Subtropical Subsoperficial y la presencia del Brazo Tropical de la Corriente de California con velocidades menores que  $-30 \text{ cm s}^{-1}$  desde la superficie hasta los 100 m (**Figura 6c**). La estimación del transporte geostrófico a través del transecto C fue de  $-1.05 \text{ Sv}$ . Las secciones de longitud vs. profundidad a través del modelo numérico NEMO – GLORYS (panel derecho en la **Figura 6**) en general describen la estructura vertical de las mediciones del crucero de mayo de 2012, aunque, la salinidad parece ser subestimada por el modelo (**Figura 6d**). El transporte geostrófico también sugiere un flujo hacia el ecuador que transporta  $-1.83 \text{ Sv}$ , sin embargo, este cálculo también parece subestimar el transporte estimado en el crucero, al igual que en el caso de la comparación entre el crucero y modelo para junio de 2010 (**Figura 4**).

### 3.2 El Sistema de la Corriente de California frente a Baja California Sur

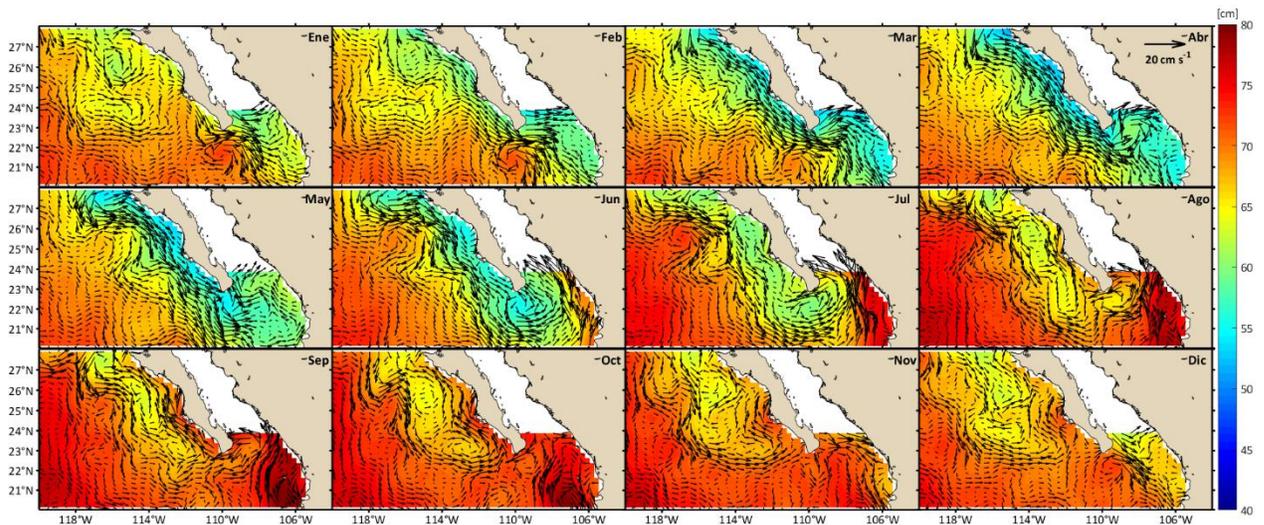
Después de comprobar que el modelo numérico NEMO – GLORYS fue capaz de describir los rasgos observados en superficie y la estructura vertical de los datos de los cruceros, se calculó la climatología mensual del nivel del mar y sus corrientes superficiales asociadas como se muestra en la **Figura 7**. En esta figura se identificó la presencia de bajo nivel del mar junto en la costa de BCS entre los meses de diciembre a junio (periodo frío). Lo anterior es capaz de desarrollar una corriente que fluye hacia el ecuador junto a BCS. Se observó que conforme se va intensificando esta corriente puede alcanzar velocidades por encima de los  $30 \text{ cm s}^{-1}$ . En los meses de julio - septiembre (periodo cálido), dicha corriente se debilita y comienza a apartarse de la costa. Esta corriente ha sido denominada como el Brazo Tropical de la Corriente de California por Godínez *et al.* (2010). Posteriormente del debilitamiento del Brazo Tropical de la Corriente de California durante los meses del periodo cálido, se observó la aparición de una corriente que fluye hacia

el polo junto a la costa de BCS, la cual es consistente con el aumento del nivel del mar en esta zona. También es posible notar la presencia de la Corriente California, la cual destaca debido a que se encuentra a más de 500 km apartada de la línea de costa, tiene vorticidad anticiclónica ya que forma parte del Gran Giro del Pacífico Norte y su variabilidad a lo largo del año es prácticamente nula. A diferencia de la Corriente de California, el Brazo Tropical de la Corriente de California presenta un comportamiento estacional marcado que se puede descomponer en un valor promedio, una componente anual y otra componente semianual. En este capítulo se aborda su variabilidad con más detalle.



**Figura 7.** Sistema de la Corriente de California frente a la costa de BCS en superficie, visto a través del modelo numérico *NEMO – GLORYS*. La paleta de colores es el nivel del mar y las flechas corresponden a las corrientes horizontales ( $u,v$ ).

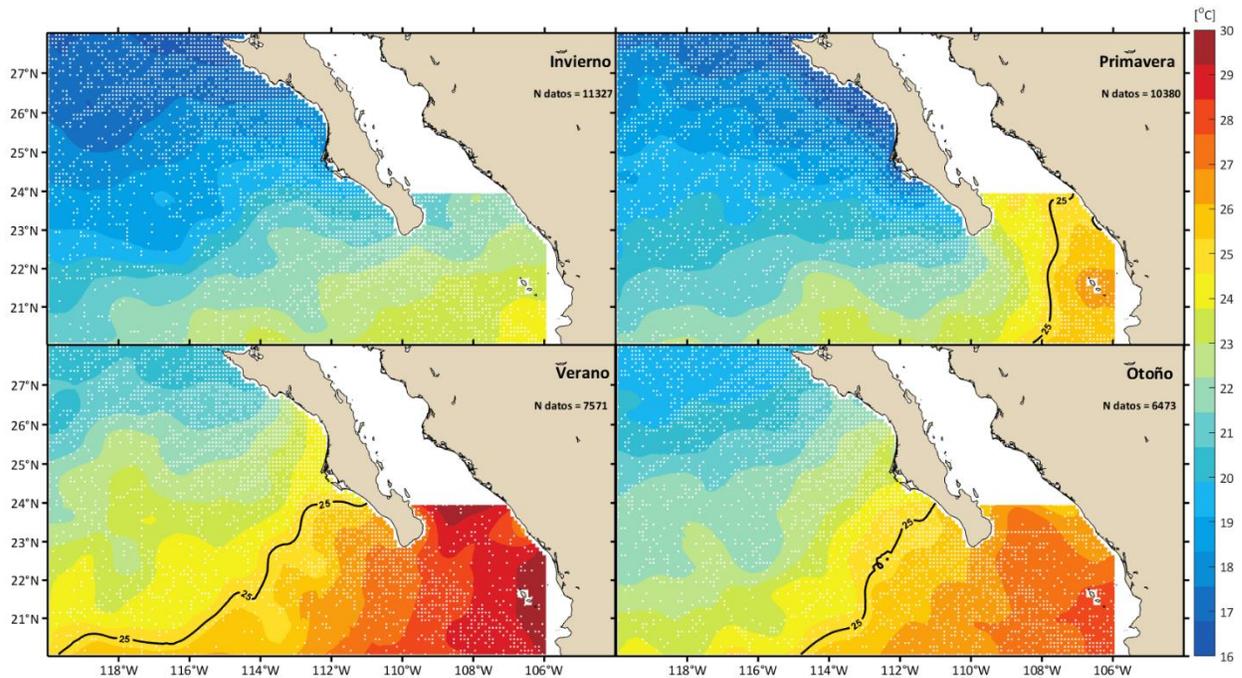
Con los datos de la altimetría satelital se calcularon las climatologías mensuales de la topografía dinámica absoluta y sus corrientes asociadas (**Figura 8**). En esta figura sólo se considera la contribución geostrofica de las corrientes superficiales, ya que el satélite únicamente es capaz de resolver escalas asociadas al balance geostrofico, no obstante, se detectaron rasgos similares a los de las corrientes superficiales del modelo numérico *NEMO – GLORYS*; lo anterior no es de extrañarse ya que este modelo asimila la anomalía del nivel del mar vía satélite (topografía dinámica absoluta sin la media climatológica). Entre los rasgos similares se notó que la geostrofia también muestra un periodo frío de diciembre a junio (bajo nivel del mar) con la presencia del Brazo Tropical de la Corriente de California fluyendo hacia el ecuador junto a BCS mientras se intensifica con el paso de los meses llegando a alcanzar poco más de  $20 \text{ cm s}^{-1}$ . Para el periodo cálido también se observó que el Brazo Tropical de la Corriente de California se debilita, se aleja de la costa, manifiesta un reajuste en sí misma, y da lugar a una corriente que fluye hacia el polo junto a la costa de BCS.



**Figura 8.** Climatología mensual de la altimetría satelital y sus corrientes geostroficas superficiales. La paleta de colores es la topografía dinámica absoluta y las flechas corresponden a las corrientes geostroficas horizontales ( $u_g, v_g$ ).

Las observaciones *in situ* de otras variables como la temperatura y la salinidad fueron muy útiles para observar la huella de las corrientes descritas hasta ahora. Con la base de datos históricos de mediciones *in situ* de WOD 13, se graficó la climatología estacional de la temperatura como se muestra continuación en la **Figura 9**. Durante las primeras campañas oceanográficas realizadas en el área de estudio, Wyrcki (1966) describió a la isoterma de los  $25 \text{ }^\circ\text{C}$  como el límite entre las aguas tropicales y subtropicales. La imagen de invierno no muestra la presencia de esta isoterma, lo cual es una clara evidencia de que las aguas de origen subtropical se encuentran desplazadas más hacia el sur del área de estudio. Durante primavera esta isoterma aparece inclinada (de  $108^\circ\text{W} - 106^\circ\text{W}$ ) cerca de Cabo Corrientes sugiriendo el

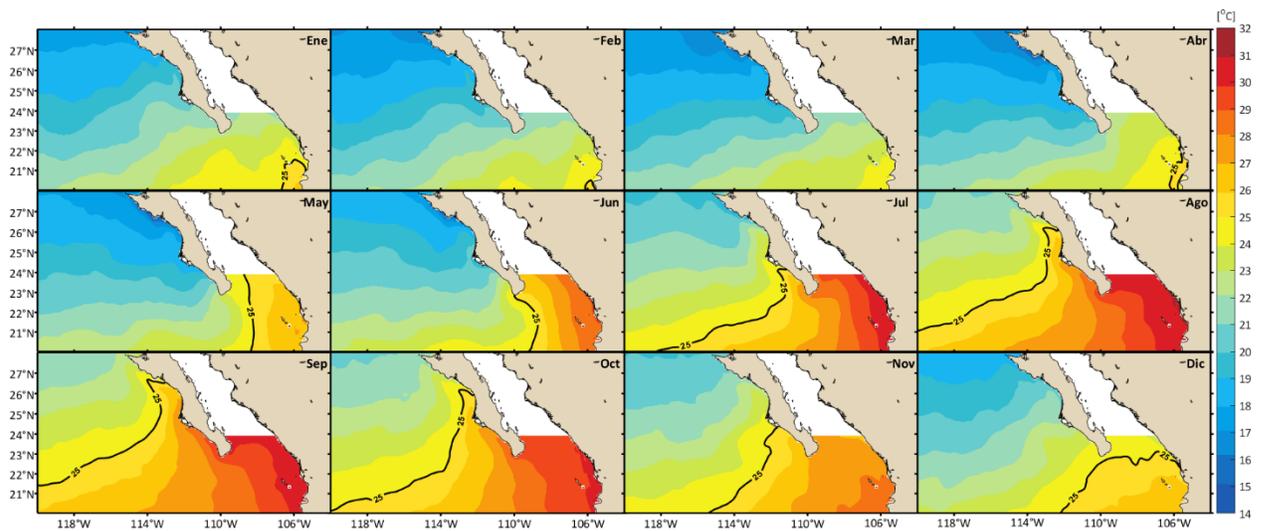
ingreso de agua de origen tropical hacia esta región. Para verano la temperatura incrementa de manera considerable desde Cabo Corrientes hasta la costa junto a BCS, mientras que, en otoño, esta isoterma aún se encuentra junto a la costa de BCS, sin embargo, las temperaturas son menores con respecto al promedio climatológico de verano.



**Figura 9.** Climatología estacional de la temperatura superficial a partir de la base de datos de WOD13. Los puntos blancos representan cada medición que se utilizó para elaborar la malla de interpolación. En la esquina superior derecha de cada panel se muestra el número de datos que se utilizaron para interpolar cada malla, y la línea negra corresponde a la isoterma de 25 °C.

Por su parte, la climatología mensual de la temperatura vía satélite muestra más información acerca de los procesos advectivos de esta región ya que la resolución de este producto es mayor comparado con la base de datos de WOD13. Los datos de temperatura satelital (no se muestra) sugieren gran similitud con la climatología del modelo numérico y esto se debe a que estos datos también son asimilados por el modelo numérico. Debido a esto, en esta sección se muestran únicamente la climatología de la temperatura superficial del modelo numérico (**Figura 10**). En esta figura se aprecia un periodo frío de enero a junio donde se notó que la isoterma de 25 °C se encuentra al sur, o no se puede observar porque está más al sur de la zona de estudio. La casi nula presencia de esta isoterma de febrero – abril, sugiere que en estos meses podría observarse el mayor desplazamiento del agua subtropical hacia la parte sur del área de estudio. Luego, el periodo cálido a partir de junio, cuando se detecta de manera muy clara como la

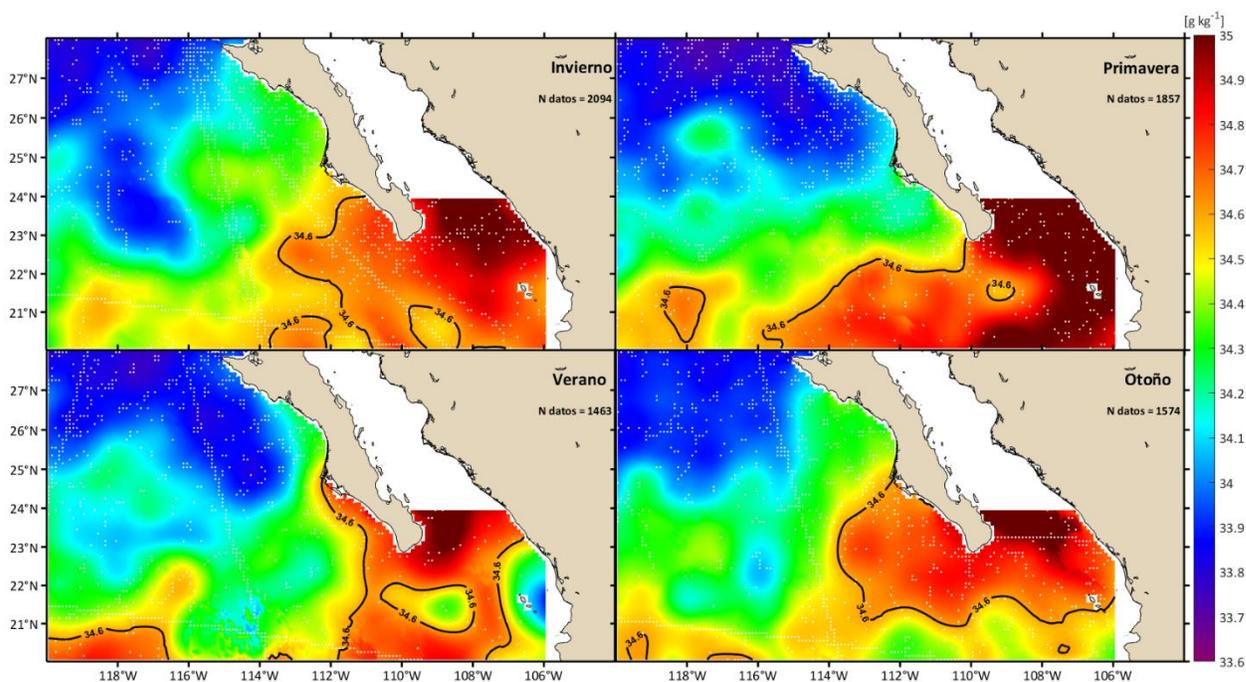
isoterma de 25 °C se comienza a inclinar y pegar junto a la costa de BCS, lo cual es una evidencia del transporte de agua cálida de origen tropical hacia la parte norte del área de estudio. Este rasgo de agua cálida hacia el polo se relaja a partir de noviembre cuando agua relativamente más fría de origen subtropical comienza a ser más importante, para así llegar a febrero – marzo donde se encontró evidencia de máxima advección hacia el ecuador. También se observó que la zona alrededor de Punta Eugenia (PE) presenta temperaturas relativamente bajas (14 – 15 °C) desde el mes de febrero a junio. Esto podría ser una consecuencia de otros fenómenos que dejan huellas de enfriamiento superficial en los promedios, como las surgencias (Espinosa-Carreón *et al.*, 2004).



**Figura 10.** Climatología mensual de la temperatura superficial a través de las salidas del modelo numérico *NEMO-GLORYS*. El modelo numérico asimila las imágenes satelitales de temperatura, debido a esto se encontró gran similitud entre ambos productos.

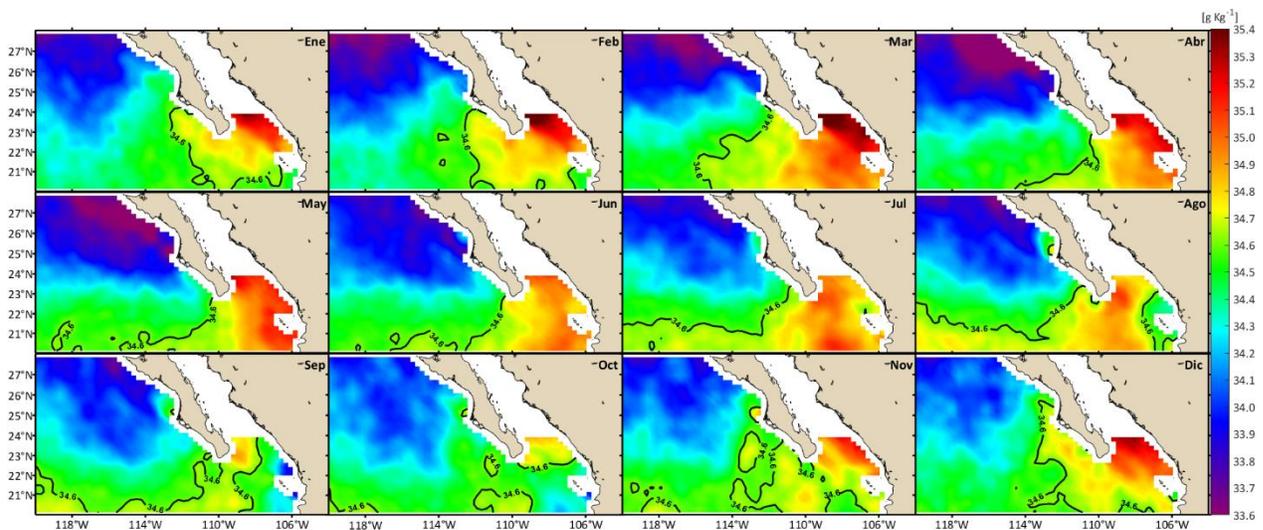
La climatología estacional de la salinidad superficial con datos de WOD13 nos ayudó a recopilar información relevante acerca de la distribución de las masas de agua en el área de estudio (**Figura 11**). La inclinación de la isohalina de  $34.6 \text{ g kg}^{-1}$  junto a BCS muestra el ingreso de agua con mayor salinidad para verano y otoño. De invierno a primavera, la salinidad puede alcanzar valores por encima de  $35.1 \text{ g kg}^{-1}$ , lo cual es una evidencia de la salida de agua desde el Golfo de California. En verano, junto a Cabo Corrientes la isoterma de  $34.6 \text{ g kg}^{-1}$  está despegada de la costa y sugiere que ingresa agua con baja salinidad del Agua Tropical Superficial (ATS; TSW por sus siglas en inglés; salinidad  $< 34.6 \text{ g kg}^{-1}$ ). Lo anterior debe estar estrechamente relacionado con la presencia de la Corriente Costera Mexicana que se sabe produce advección del Agua Tropical Superficial hacia el polo en esa zona (Lavín *et al.*, 2006; Portela *et al.*, 2016).

Las observaciones de salinidad satelital son recientes y son capaces de mostrar información relativamente confiable (**Figura 12**), ya que en el área de estudio no es un problema la presencia de grandes desembocaduras de ríos, como en otras regiones del océano, por ejemplo, el Golfo de México, además en el área de estudio llueve poco (Colorado-Ruiz y Cavazos, 2021). Lo anterior indica que los principales procesos que explican la variabilidad de la salinidad son la evaporación y la huella advectiva establecida por la presencia de corrientes oceánicas (ver Portela *et al.*, 2016). Considerando lo anterior, dentro del periodo frío descrito, se identificó de abril – junio, la presencia de lo que podrían ser los máximos desplazamientos del Agua de la Corriente de California hacia el sur (salinidad  $< 34.6 \text{ g kg}^{-1}$ ). Dentro del periodo frío destaca en gran medida la presencia de un núcleo con Agua del Golfo de California en la boca del Golfo de California y parece debilitarse conforme avanzan los meses hacia el periodo cálido. Dentro del periodo cálido (agosto - octubre) también se observó que ingresa salinidad baja junto a Cabo Corrientes que corresponde al Agua Tropical Subsuperficial como consecuencia de la advección producida por la Corriente Costera Mexicana. También destaca la presencia del ingreso de baja salinidad cerca de la costa de BCS durante el periodo cálido (julio - noviembre), lo cual debe estar estrechamente relacionado con el flujo hacia el polo que se observó en las corrientes de las **Figura 7** con el modelo numérico y **Figura 8** mediante altimetría satelital, debido al reajuste del Brazo Tropical de la Corriente de California. Para el mes de diciembre, los contornos con baja salinidad se encuentran desplazados hacia el norte de la zona de estudio ( $26^\circ\text{N}$ ) junto a la costa de BCS.



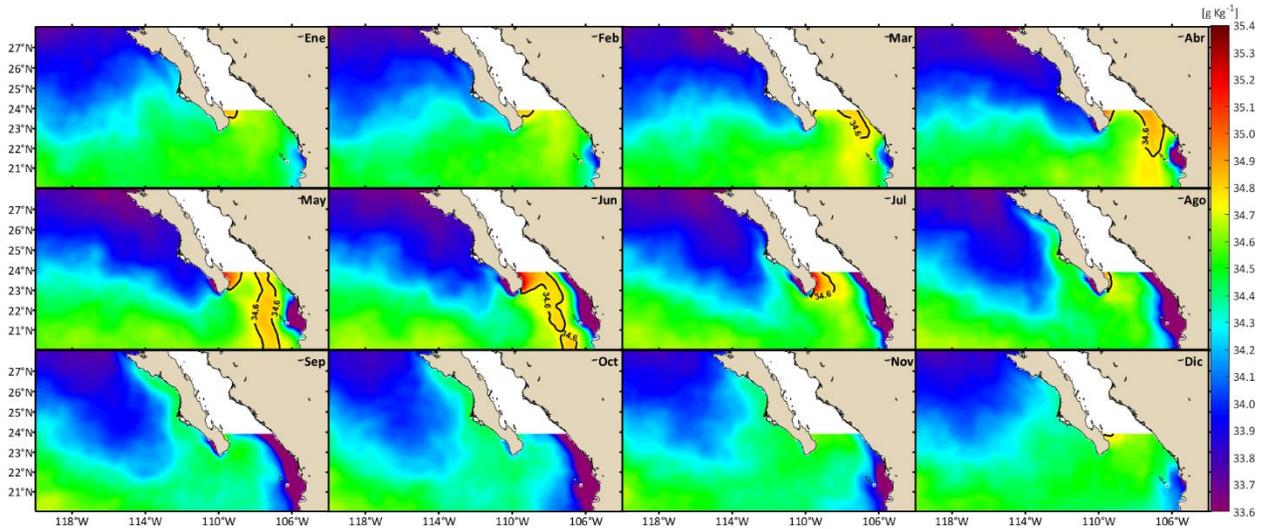
**Figura 11.** Climatología estacional de la salinidad absoluta en superficie a partir de la base de datos de WOD13. Los puntos blancos indican las mediciones que se utilizaron para elaborar cada malla interpolada. En cada panel se muestra el número de mediciones y la línea negra corresponde a la isohalina de  $34.6 \text{ g kg}^{-1}$  la cuál es una referencia del límite del Agua de la Corriente de California (Portela *et al.*, 2016).

Por su parte, la climatología de la salinidad del modelo numérico (**Figura 13**), aparenta estar subestimada alrededor de CSL, donde los valores máximos de salinidad no alcanzan los  $35.1 \text{ g kg}^{-1}$ , a diferencia de las observaciones satelitales donde incluso se superan esas salinidades, alcanzando más de  $35.4 \text{ g kg}^{-1}$ . También se observaron salinidades más bajas que el satélite junto a Cabo Corrientes (ver **Figura 12** para salinidad vía satélite). Sin embargo, el modelo es capaz de representar de manera cualitativa los procesos identificados con datos satelitales como lo son el desplazamiento hacia el ecuador de agua con baja salinidad junto a la costa de BCS debido al Brazo Tropical de la Corriente de California durante el periodo frío, desplazamiento de agua con mayor salinidad hacia el polo junto a la costa de BCS y agua de origen tropical que se desplaza hacia el polo junto a Cabo Corrientes. Es importante mencionar que el modelo numérico no asimiló los datos de salinidad satelital, pero si los de World Ocean Database.



**Figura 12.** Climatología mensual de la salinidad absoluta en superficie vía satélite. El contorno negro corresponde al valor de  $34.6 \text{ g kg}^{-1}$  ya que funciona como referencia del límite del Agua de la Corriente de California (Portela *et al.*, 2016).

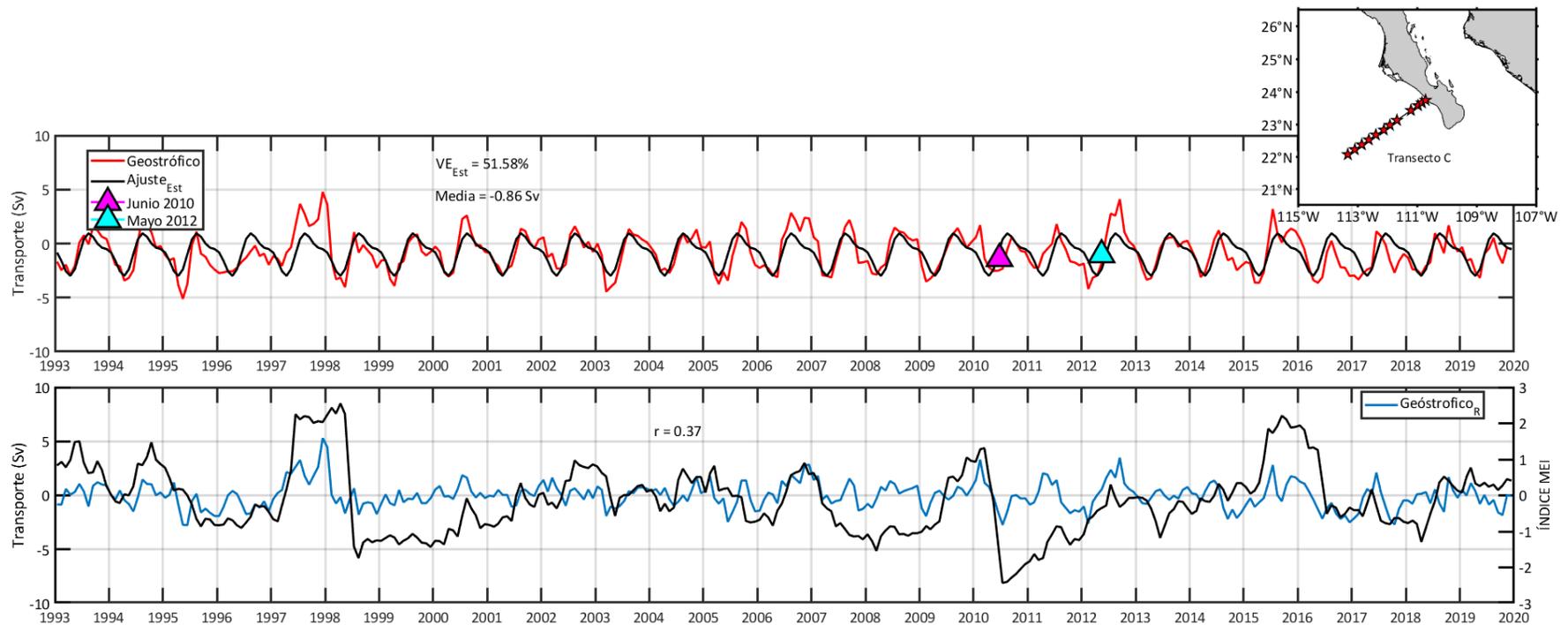
Con el fin de conocer cuál es la magnitud y cómo se comporta la variabilidad del transporte de propiedades junto a la costa de BCS, se utilizó el transecto C de los cruceros de junio de 2010 y mayo de 2012 como referencia para calcular el transporte geostrófico vía *NEMO - GLORYS*. La ventaja de hacer estas estimaciones es que el modelo proporciona un registro temporal largo, consistente y suficiente para descomponer la variabilidad del transporte geostrófico en un promedio, una componente anual, una semianual y también permite separar la variabilidad restante en “residuos”, que simplemente corresponden a la variabilidad relacionada con mesoescala y bajas frecuencias (por ejemplo, el fenómeno ENSO).



**Figura 13.** Climatología mensual de la salinidad superficial a través de las salidas del modelo numérico *NEMO – GLORYS*. También se graficó el contorno de salinidad que corresponde a  $34.6 \text{ g kg}^{-1}$ .

En la **Figura 14** se muestra la serie de tiempo de las medias mensuales para el transporte geostrofico (línea roja en panel superior) del modelo a través del transecto C desde la superficie hasta los 500 m de profundidad. La serie de tiempo del transporte geostrofico muestra una media con signo negativo de  $-0.86 \text{ Sv}$ . Se observa una componente estacional (anual + semianual + media) importante ya que su varianza explicada fue de 51.58%. La estacionalidad (línea negra en panel superior) sugiere que el transporte geostrofico es hacia el ecuador entre invierno y primavera, mientras que en verano predomina el transporte hacia el polo. Las estimaciones del transporte geostrofico de las campañas oceanográficas de junio de 2010 y mayo de 2012 (triángulos en panel superior) son comparables con las magnitudes de las amplitudes y medias como se observa en la **Tabla 3** para los resultados del ajuste armónico estacional.

En la **Tabla 3** también se muestra la fase de los armónicos, la cual brinda información temporal de los flujos junto a la costa de BCS. La fase anual del transporte geostrofico indica que los máximos flujos hacia el ecuador se presentan en los primeros meses del año (marzo-abril). En las series de tiempo se puede observar que, para los seis meses posteriores a estos valores de fase, se lleva a cabo transporte hacia el polo igual al inferido junto a la costa de BCS. Se observa que los flujos hacia el ecuador y hacia el polo que están asociados a la variabilidad del Brazo Tropical de la Corriente de California, tienen componente semianual apreciable.



**Figura 14.** Promedio mensual del transporte geostrófico en el transecto C (línea roja en panel superior) a través del modelo numérico *NEMO – GLORYS* y su ajuste estacional (línea negra en panel superior). Los triángulos rosa y celeste son el transporte geostrófico de las campañas oceanográficas realizadas en junio de 2010 y mayo de 2012 en el mismo transecto. En el panel inferior es muestra la serie de tiempo de los residuos a la estacionalidad del transporte geostrófico (línea azul en panel inferior) y el índice multivariable del ENSO (línea negra en panel inferior). La correlación entre el índice MEI y la serie de tiempo fue de  $r = 0.37$ .

**Tabla 3.** Amplitud, media, fase y varianza explicada del ajuste estacional de la serie de tiempo del transporte geostrofico.

<i>Variable</i>	<i>Amplitud Anual (Sv)</i>	<i>Amplitud Semianual (Sv)</i>	<i>Media (Sv)</i>	<i>Fase Anual (meses)</i>	<i>Fase Semianual (meses)</i>	<i>Varianza Explicada Anual (%)</i>	<i>Varianza Explicada Semianual (%)</i>	<i>Varianza Explicada Estacional (%)</i>
Tg	1.61	0.68	-0.86	2.27	3.33	43.71	7.88	51.58

Como resultado del ajuste armónico, también se obtuvieron los residuos de la estacionalidad para la estimación geostrofica (línea azul del panel inferior en la **Figura 14**) y se comparó con el índice multivariable del ENSO (MEI, por sus siglas en inglés) como se muestra en la línea negra del panel inferior de la **Figura 14**. Se encontró que existe una correlación positiva de 0.37 y es estadísticamente significativa. La correlación con signo positivo y el comportamiento de las series de tiempo sugiere que en eventos “El Niño” intensos (como 97 – 98, 2009 - 2010, 2015 - 2016), el transporte hacia el polo tiende a aumentar junto a la costa de BCS, mientras que en eventos “La Niña” no es apreciable dicha correlación.

### 3.3 El Sistema de surgencias de la Corriente de California frente a Baja California Sur

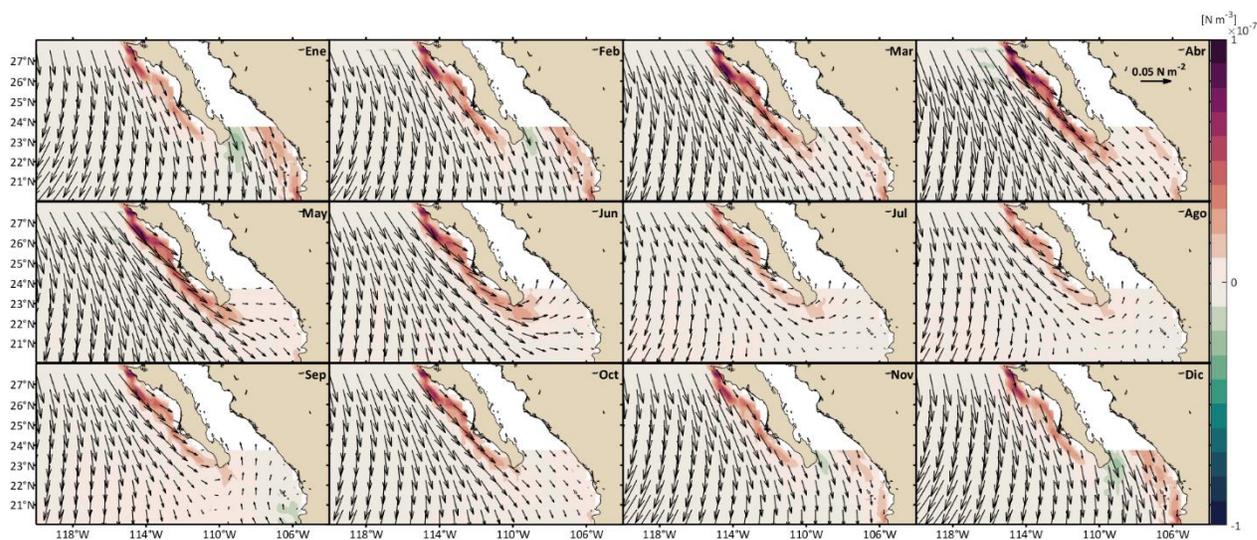
En el transcurso de esta investigación se cuestionó ¿Cuáles son los forzantes que pudieran ser responsables de producir el Brazo Tropical de la Corriente de California? Para intentar contestar esta pregunta, se examinaron los datos del viento forzante del modelo numérico *NEMO – GLORYS* y se encontró información relevante. De los vientos del reanálisis (ver **Tabla 1**) se utilizaron el esfuerzo del viento y el rotacional del esfuerzo del viento, así mismo, se calcularon las climatologías mensuales para estas variables (**Figura 15**). Durante el periodo frío (diciembre - junio) el viento sopla hacia el SE de manera paralela a la costa de BCS. El esfuerzo del viento alcanza valores máximos de hasta  $0.1 N m^{-2}$  en la zona mar adentro y se hace menos intenso hacia la costa debido a la fricción que ejerce el continente. Dentro del periodo frío destacan los meses de marzo – mayo, cuando el esfuerzo del viento es más intenso. En estos meses también es posible notar que el rotacional del esfuerzo del viento es ciclónico, es relativamente intenso a lo largo de la costa de BCS y comparable a otras zonas de la península (Beier *et al.*, 2020). El periodo cálido (julio - noviembre) destaca por el debilitamiento del esfuerzo del viento en la

zona de estudio. También se observó que el viento llega a soplar con una componente importante hacia la costa de BCS de julio – septiembre. El periodo cálido también se ve acompañado de un debilitamiento en el rotacional del esfuerzo del viento ya que el viento pierde variabilidad espacial con respecto a la zona mar adentro.

Muchos estudios (Bakun y Nelson, 1991; Castro y Martínez, 2010; Jayaram y Jose, 2022, entre otros) han explicado la importancia del comportamiento del esfuerzo del viento y su rotacional para producir enfriamiento superficial en distintas regiones del océano a través de dos mecanismos: Transporte de Ekman y Bombeo de Ekman. Para producir Transporte de Ekman es necesaria la presencia de un viento que sople hacia el ecuador paralelo con la costa a su izquierda (caso hemisferio norte) y que su persistencia sea comparable con la escala del periodo inercial local ( $T_{i_{min}} = 25.6$  horas a  $T_{i_{max}} = 30.7$  horas para la costa de BCS). Dadas estas condiciones, el viento es capaz de producir corrientes superficiales de  $45^\circ$  con respecto a la costa que son capaces de establecer un transporte neto de  $90^\circ$  dentro de la capa de Ekman (Jacox *et al.*, 2018). Al producirse dicho transporte, por ley de conservación de masa, debe emerger agua desde la capa subsuperficial para reemplazar el agua transportada fuera de la costa.

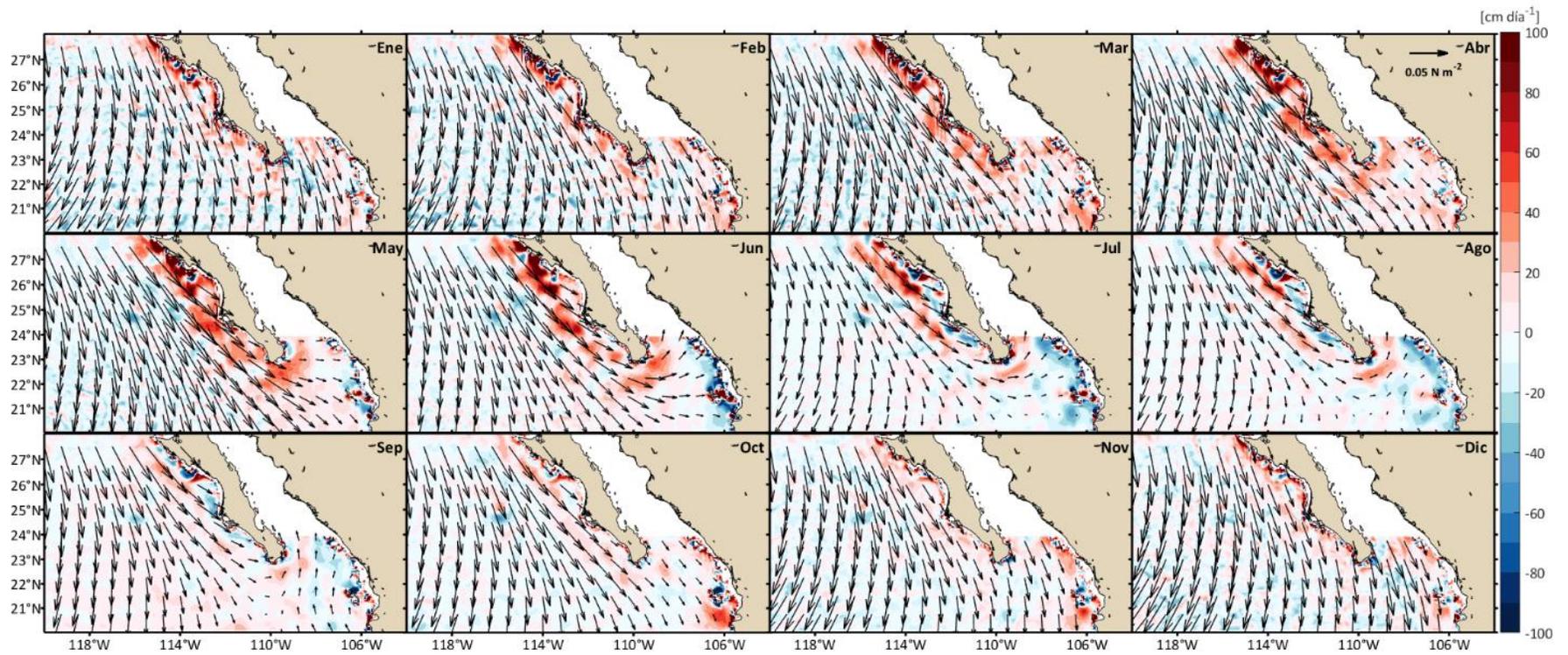
Para el caso del Bombeo de Ekman es necesario la presencia de un viento con fuerte variabilidad espacial que fomente el rotacional con signo positivo, es decir, que sea capaz de transferir la circulación ciclónica al océano, y también es importante considerar la persistencia de este tipo de viento, ya que también debe ser comparable con la escala del periodo inercial local. En nuestra zona de estudio, y en general cerca de la costa, el viento tiende a desarrollar un rotacional positivo debido a la variabilidad espacial que ocasiona la presencia de costa. En ambos casos (transporte y bombeo), el ingreso de agua subsuperficial hacia capas más superficiales tiene como consecuencia el enfriamiento, el aumento de nutrientes y un considerable aumento en la productividad primaria (Espinosa-Carreón *et al.*, 2004). Durante este proceso también se han registrado cambios considerables en la concentración de oxígeno disuelto, sin embargo, en este trabajo sólo se profundizó en las consecuencias físicas de este proceso, también conocido como surgencia.

La mayoría de las condiciones necesarias para producir Transporte de Ekman y/o Bombeo de Ekman se pueden llevar a cabo por completo o casi por completo frente a la costa de BCS, de tal manera que es posible deducir que el enfriamiento de esta región es una contribución de ambos mecanismos. Lo anterior se observa dentro del periodo frío, pero de manera más intensa entre marzo – junio cuando la velocidad vertical del modelo numérico NEMO – GLORYS es positiva en gran parte de la costa de BCS, a la profundidad de 30 m (**Figura 16**).



**Figura 15.** Climatología mensual del esfuerzo del viento y el rotacional del esfuerzo del viento vía satélite. Este producto fue utilizado para elaborar el reanálisis de ERA – interim, el cual es utilizado para forzar el modelo *NEMO – GLORYS*.

En estos meses, la velocidad vertical positiva promedio del modelo alcanza poco más de  $100 \text{ cm día}^{-1}$ . En esta misma figura se observa la orientación de los vectores del esfuerzo del viento que muestran ser consistentes con la hipótesis de enfriamiento por Transporte de Ekman (viento paralelo con costa a la izquierda), también es posible la existencia de enfriamiento por Bombeo de Ekman, ya que en la **Figura 15** se identificó rotacional del esfuerzo del viento intenso entre marzo – junio. Lo más destacable dentro del periodo cálido es el descenso e incluso cambio de signo en la velocidad vertical en algunas regiones a lo largo de la costa de BCS. Lo anterior puede ser una respuesta al comportamiento del viento durante este periodo, ya que el viento se debilita, parece no ser completamente paralelo con la costa y su rotacional es débil o cambia de signo. También es importante considerar que posiblemente otros movimientos de mesoescala como el paso de ondas, pueden dejar su huella en los promedios de la velocidad vertical junto a la costa, ya que estudios recientes basados en modelos numéricos indican la propagación de ondas de tipo Kelvin junto a la costa de BCS (Gómez – Valdivia *et al.*, 2017).

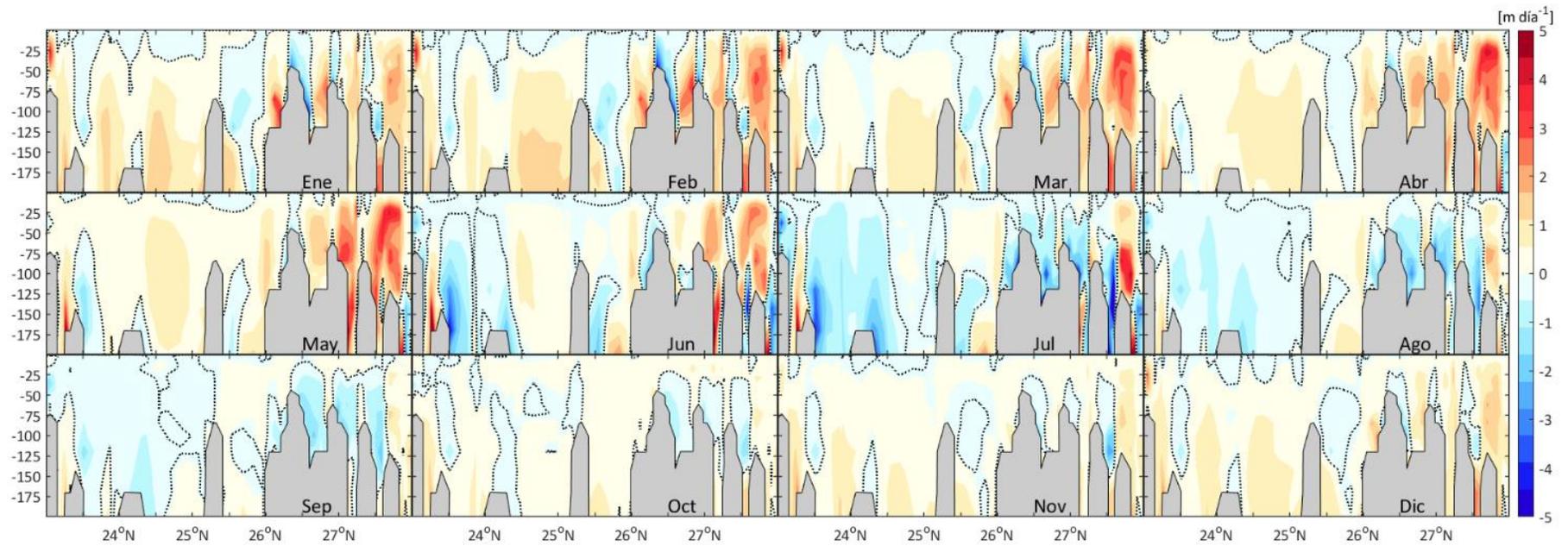


**Figura 16.** Climatología mensual del esfuerzo del viento (vectores) y la velocidad vertical ( $w$ ) del modelo numérico NEMO – GLORYS para  $Z = 30$  m.

La hipótesis de enfriamiento superficial como consecuencia de los mecanismos de Transporte de Ekman y Bombeo de Ekman es apoyada por la presencia de “huellas” de surgencia que se observaron sobre la climatología mensual de la temperatura superficial vía *NEMO – GLORYS*. La temperatura tiende a ser baja junto a la costa de BCS de marzo – junio principalmente desde PE (28°N) hasta un poco más al sur (~ 24°N). En esa zona se pueden observar contornos inclinados hacia el ecuador con temperaturas que descienden a 14 – 17 °C durante dicho periodo.

Utilizando la climatología mensual de una sección de latitud vs. profundidad de la velocidad vertical a lo largo de la isobata de los 200 m (plataforma continental) se observó con mayor detalle la huella de las surgencias junto a la costa de BCS (**Figura 17**). En estas secciones se encontró velocidad vertical positiva dentro del periodo frío a lo largo de la costa de BCS, lo cual es una evidencia clara del ingreso de agua de mayor profundidad hacia las zonas más superficiales. Entre abril y mayo la velocidad vertical resulta ser más intensa que en el resto de los meses del año. En estas secciones también se aprecia como la velocidad vertical se debilita y/o cambia de signo a lo largo de la costa de BCS para los meses que conforman el periodo cálido. Lo anterior es completamente consistente con el debilitamiento de las condiciones necesarias del viento para producir enfriamiento y puede estar relacionado con la propagación de otros procesos de mesoescala como ondas.

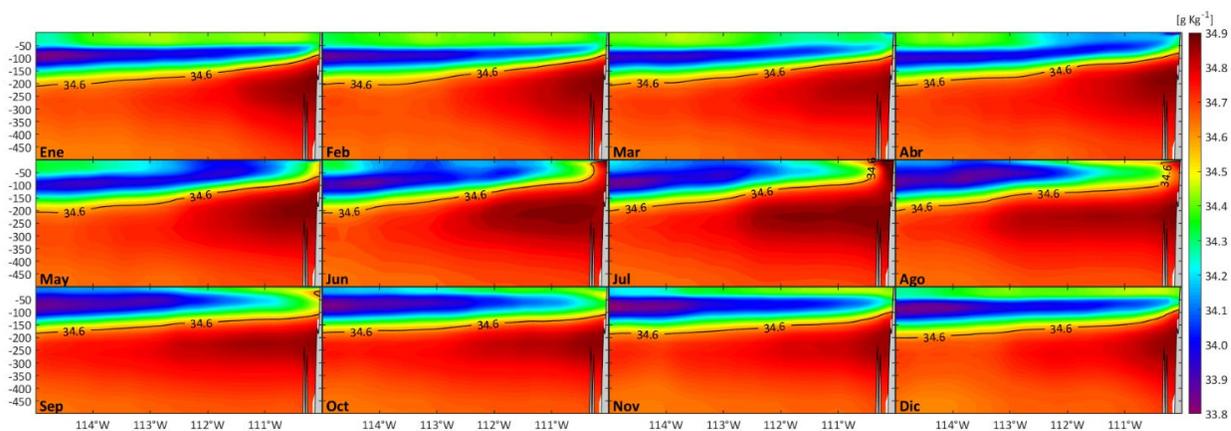
El enfriamiento superficial descrito como consecuencia de las surgencias a través de los mecanismos de transporte y bombeo parece tener implicaciones en la aparición del Brazo Tropical de la Corriente de California junto a la costa de BCS, ya que, el enfriamiento superficial está relacionado con una clara disminución de la altura estérica en la columna de agua durante el periodo frío (en este caso en la costa, bajo nivel del mar debido a surgencias), lo cual también da lugar a la presencia de gradientes de presión que aumentan hacia fuera de la costa capaces de desarrollar un flujo hacia el ecuador. Lo anterior es consistente con el flujo hacia el ecuador producido por el Brazo Tropical de la Corriente de California frente a BCS. Dentro del periodo cálido, también se encontró una posible relación entre el reajuste del Brazo Tropical de la Corriente de California y la variabilidad del viento, es decir, en el periodo cálido el viento y su rotacional se debilitan, las surgencias desaparecen, el nivel del mar deja de disminuir en la costa (también debe estar relacionado con otros procesos como la propagación de ondas) y por lo tanto los gradientes de presión que favorecen la existencia del flujo hacia el ecuador del Brazo Tropical de la Corriente de California desaparecen.



**Figura 17.** Climatología mensual de una sección latitud vs. profundidad de la velocidad vertical ( $w$ ) junto la isobata de  $200\text{ m}$  de profundidad a lo largo de la costa de BCS. La línea de color negro representa el contorno con el valor  $w = 0$ .

### 3.4 Corrientes subsuperficiales

En el transcurso de esta investigación también se analizó la velocidad meridional y la salinidad para entender como son los movimientos del océano por debajo de la capa superficial en nuestra área de estudio, ya que el modelo numérico nos brinda esta ventaja. A través de una sección de longitud vs. profundidad de la salinidad absoluta desde la latitud a la que se encuentra CSL hacia la región mar adentro se calcularon las climatologías mensuales (**Figura 18**). De acuerdo con Portela *et al* (2016), se identificaron salinidades características del Agua de la Corriente de California ( $< 34.6 \text{ g kg}^{-1}$ ) desde 0 – 200 m para la zona mar adentro, y de 0 – 100 m para la costa de CSL durante el periodo frío, como una consecuencia del flujo hacia el ecuador producido por el Brazo Tropical de la Corriente de California. Durante este mismo periodo se puede notar que el Agua de la Corriente de California se establece de manera clara en superficie frente a BCS, debido al flujo hacia el ecuador producido por el Brazo Tropical de la Corriente de California. En el mes de abril destacan los mínimos de salinidad cerca de la costa como consecuencia de la intensificación del Brazo Tropical de la Corriente de California (**Figura 7**).



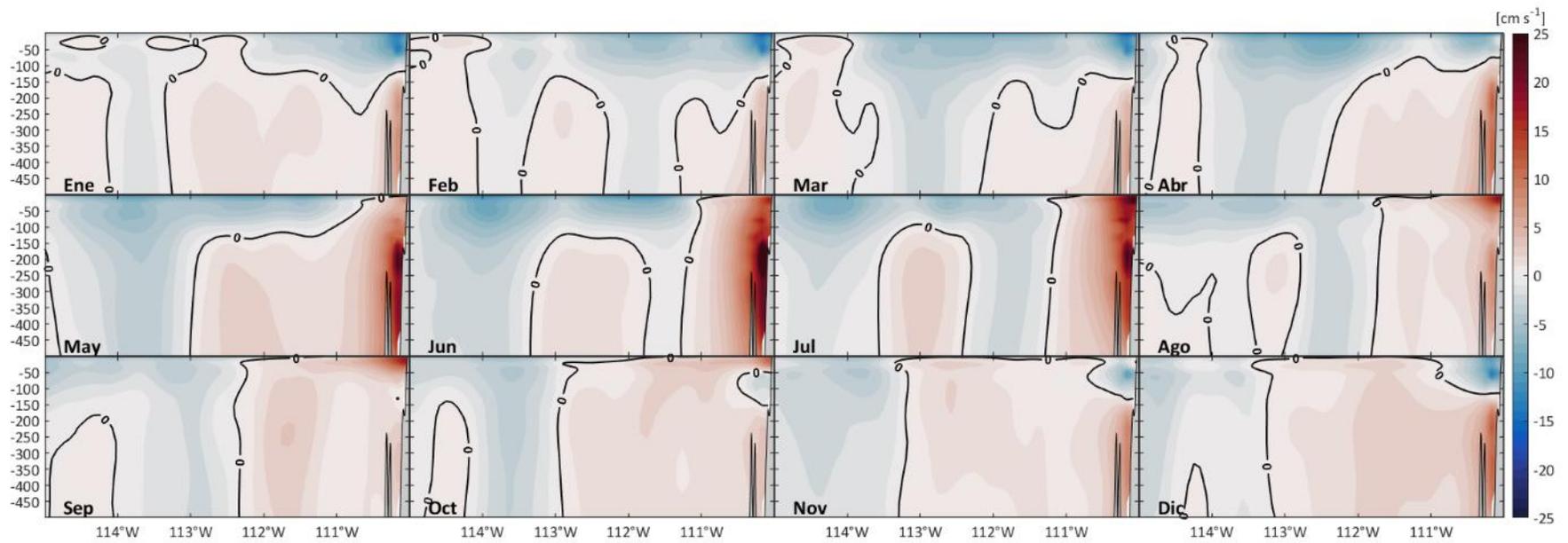
**Figura 18.** Climatología mensual de una sección longitud vs. profundidad de la salinidad absoluta desde CSL hacia la zona mar adentro a través del modelo *NEMO - GLORYS*. Las unidades son  $\text{g kg}^{-1}$  de acuerdo con las funciones TEOS – 10.

Esto es consistente con las condiciones favorables del esfuerzo del viento y su rotacional para generar surgencias en BCS. Cuando comienzan los meses que conforman el periodo cálido, se encontró que la salinidad en superficie es superior a  $34.9 \text{ g kg}^{-1}$  debido al flujo hacia el polo observado en la **Figura 7**. Por debajo de los 200 m de profundidad se encuentran salinidades características del Agua Subsuperficial y su variabilidad parece estar asociada a una componente anual y otra componente

semianual, esto fue corroborado mediante el análisis armónico de la señal estacional a través de la sección de la **Figura 18** (no se muestra).

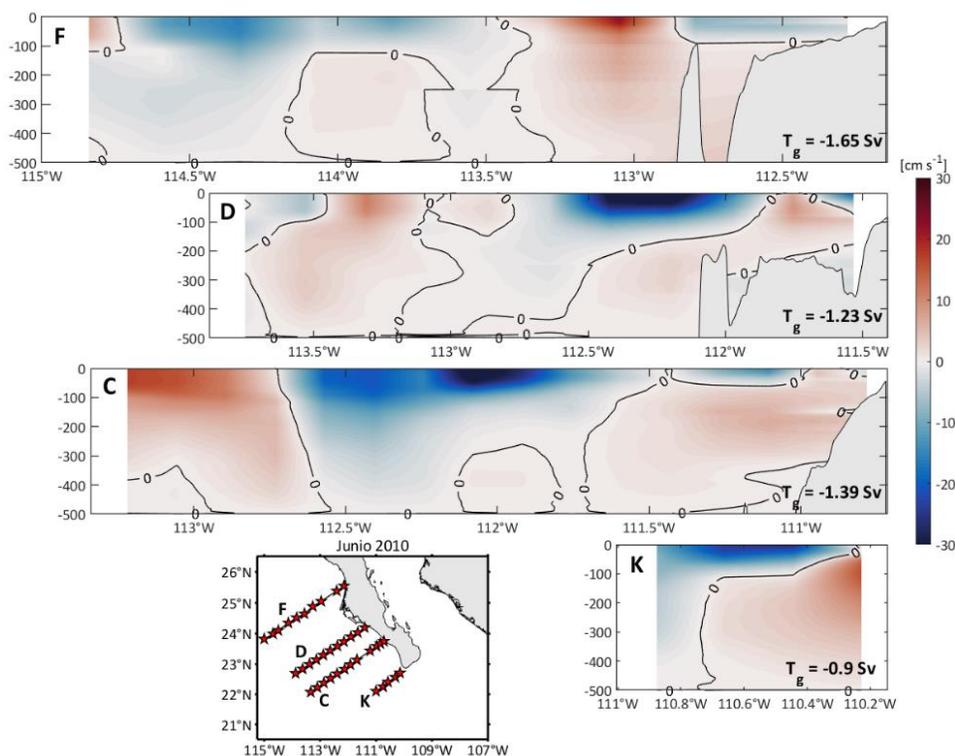
Por su parte, la sección de la velocidad meridional al oeste de CSL (**Figura 19**) aporta mayor información acerca del flujo que se observó con los datos de cruceros por debajo de los 200 *m* sobre la pendiente de la plataforma continental.

El agua con alta salinidad del Agua Subtropical Subsuperficial fluye hacia el polo durante todo el año, sin embargo, su intensidad muestra aparentemente una variabilidad estacional marcada. En los meses de primavera (marzo – abril) este flujo es débil y fluye al contrario (hacia el polo) de la superficie. Conforme empieza el periodo cálido las corrientes se intensifican y se comportan como un flujo hacia el polo en toda la columna de agua sobre la plataforma continental entre mayo - agosto. El núcleo de la corriente se observa a 200 *m* de profundidad en mayo y junio alcanzando poco más de  $25 \text{ cm s}^{-1}$ . En el mes de julio se encontró que además del núcleo ubicado en subsuperficie entre mayo – junio, se observa otro núcleo que aparece en la superficie con velocidades por encima de  $25 \text{ cm s}^{-1}$ . En los meses de septiembre – octubre el flujo hacia el polo se empieza a separar en subsuperficie, y entre 50 y 200 *m* la velocidad cambia a signo negativo, es decir, aparece un flujo hacia el ecuador. Al final del año destaca la aparición del Brazo Tropical de la Corriente de California de superficie a 200 *m*, muy próximo a la costa y fluyendo al ecuador, mientras que el núcleo de la corriente subsuperficial se encuentra por debajo de 200 *m* fluyendo hacia el polo con velocidades de hasta  $10 \text{ cm s}^{-1}$ .



**Figura 19.** Climatología mensual de una sección de longitud vs. profundidad de la velocidad meridional ( $v$ ) desde CSL hacia la zona mar adentro a través de las salidas del modelo numérico *NEMO - GLORYS*.

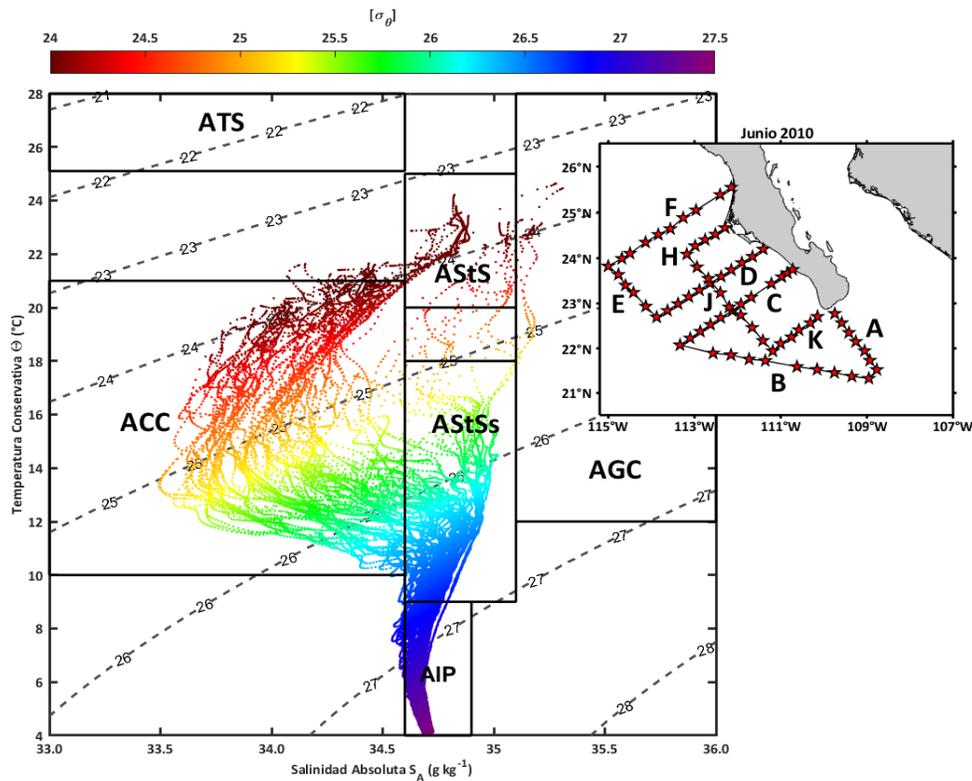
Las estimaciones de la velocidad geostrófica a través de los transectos perpendiculares a BCS (K, C, D, F) que se recolectaron a partir de campañas oceanográficas (se muestra junio 2010 en **Figura 20**) también muestran cerca de la costa la presencia de un flujo hacia el polo con velocidades geostróficas que van de 5 a  $15 \text{ cm s}^{-1}$ . En algunas zonas junto a la costa se aprecia que la velocidad geostrófica es positiva en casi toda la columna de agua. Fuera de la costa, se puede deducir que el transporte hacia el ecuador es predominante en los transectos, una prueba de esto es el cálculo del transporte geostrófico de cada sección, los cuales fueron negativos (esquina inferior derecha de cada sección en **Figura 20**). También es necesario destacar que en los transectos C y D, cuando las corrientes van hacia el ecuador, la velocidad geostrófica supera los  $30 \text{ cm s}^{-1}$  desde la superficie hasta los 200 m de profundidad.



**Figura 20.** Secciones de longitud vs profundidad de la velocidad geostrófica a través de los transectos: F, D, C y K recolectados durante la campaña oceanográfica de junio de 2010. En la esquina inferior derecha de cada sección se observa su cálculo del transporte geostrófico.

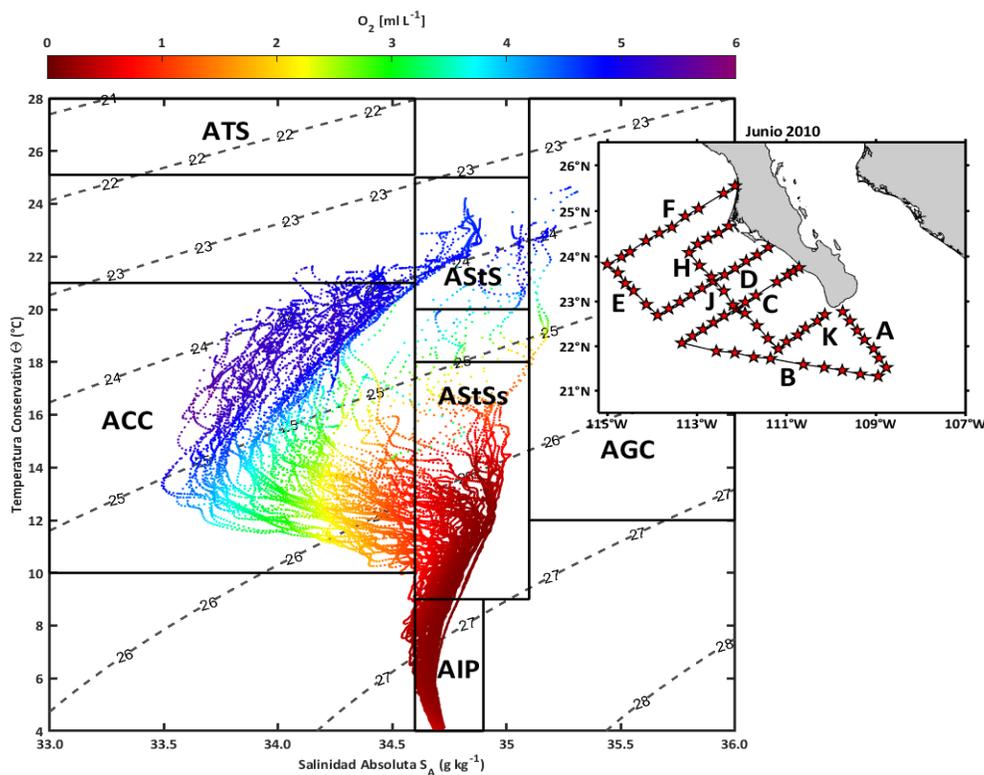
A partir de un diagrama  $\Theta - S_A$  con los datos de los transectos del crucero en junio 2010, se identificaron las masas de agua presentes junto a BCS. En este diagrama destaca la presencia del Agua de la Corriente de California por encima de la isopícna de  $27 \text{ kg m}^{-3}$ , la cual se encuentra a 539 m de profundidad en la zona de estudio

(Godínez *et al.*, 2010). Al igual que Durazo (2015), se observó un poco de Agua Subtropical Superficial (ASTs; StSW por sus siglas en inglés) por encima de la isopícnica de  $25 \text{ kg m}^{-3}$ . De acuerdo con Portela *et al* (2016) dicha isopícnica se encuentra por encima de 50 – 100 m para los meses de primavera frente a BCS. Para aguas más profundas se observa que en todos los transectos aparece el Agua Intermedia del Pacífico (AIP; PIW por sus siglas en inglés). La parte más interesante del diagrama  $\Theta - S_A$ , es la presencia del Agua Subtropical Subsuperficial (en otros estudios también se le conoce como Agua del Pacífico Ecuatorial, PEW por sus siglas en inglés; Thomson y Krassovski, 2010). Esta masa de agua proviene desde más al sur que la zona de estudio, y su presencia es completamente consistente con los valores de alta salinidad encontrados a lo largo del transecto C (**Figura 4b**) y con las observaciones de un flujo hacia el polo cerca de la costa como se ha mostrado en los transectos de la **Figura 20**.

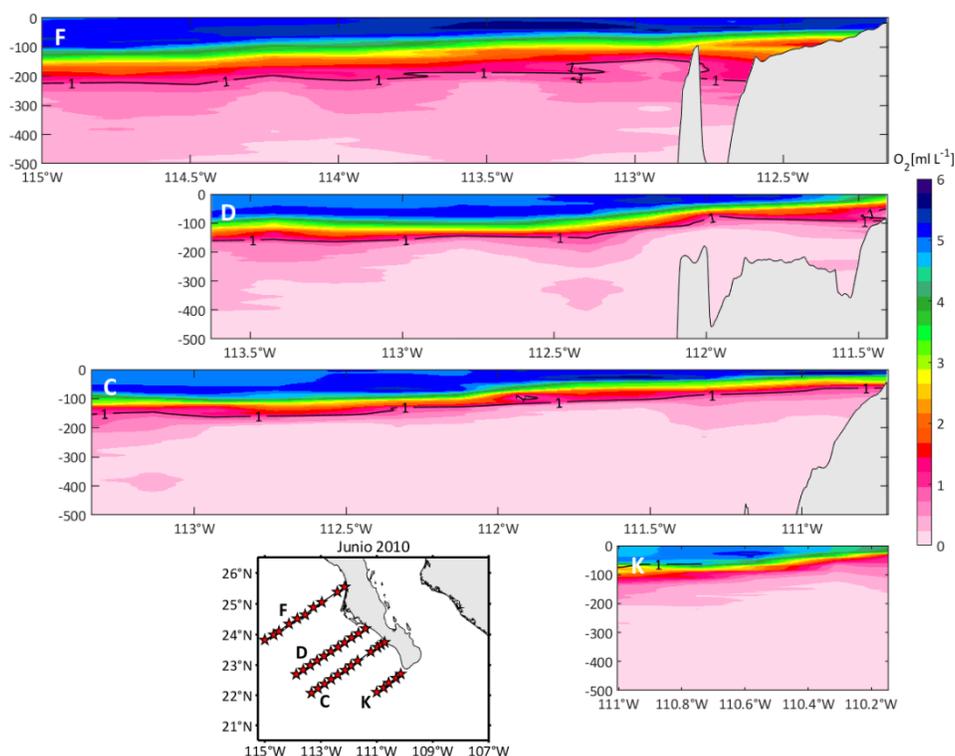


**Figura 21.** Diagrama  $\Theta - S_A$  a través de los datos recolectados frente a BCS (K, C, D y F) durante la campaña oceanográfica de junio 2010. ACC = Agua de la Corriente de California, AGC = Agua del Golfo de California, AIP = Agua intermedia del Pacífico, ASTs = Agua Subtropical Superficial, ASTsS (también conocida como PEW) = Agua Subtropical Subsuperficial y ATS = Agua Tropical Superficial.

Se graficó el oxígeno disuelto para cada par de datos dentro del diagrama  $\Theta - S_A$  para la campaña de junio 2010 (**Figura 22**). En esta figura también se muestran los límites de las masas de agua, donde destaca el alto contenido de oxígeno (por encima de  $3.5 \text{ ml L}^{-1}$ ) del Agua de la Corriente de California y del Agua Subtropical Superficial. Estos valores de oxígeno se encuentran encima de la isopícna de  $25 \text{ kg m}^{-3}$ , es decir entre  $50 - 100 \text{ m}$  frente a BCS (Portela *et al.*, 2016). Un rasgo característico del Agua Subtropical Subsuperficial es la presencia de bajo contenido de oxígeno disuelto ( $< 1 \text{ ml L}^{-1}$ ), lo cual se aprecia de manera clara en el diagrama (**Figura 22**). El bajo oxígeno disuelto de esta masa de agua concuerda con los valores observados en los transectos de la **Figura 23**, donde se aprecia de manera clara como el contorno que corresponde a  $1 \text{ ml L}^{-1}$  se encuentra cercano a la superficie ( $100 \text{ m}$ ). Debajo de este valor se considera que el agua tiene condiciones de hipoxia, estas condiciones son consistentes con la presencia del Agua Subtropical Subsuperficial a esas profundidades. Dentro del límite del Agua Subtropical Subsuperficial en el diagrama de la **Figura 22** se puede notar que casi todos los valores de temperatura y salinidad corresponden a un valor por debajo de  $1 \text{ ml L}^{-1}$  como lo que se observa en los datos subsuperficiales dentro de los transectos perpendiculares a la costa de BCS (**Figura 23**).

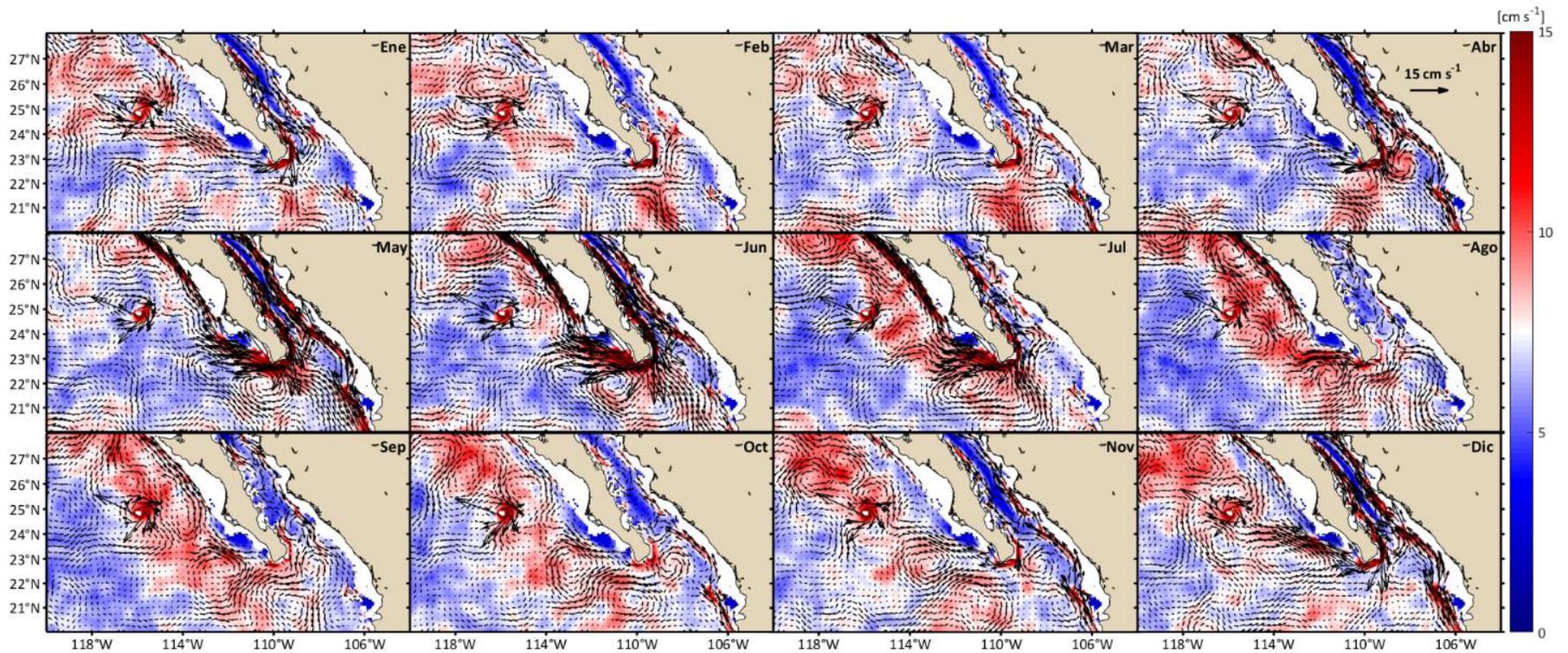


**Figura 22.** Diagrama  $\Theta - S_A$  para cada valor correspondiente de oxígeno disuelto a través de los datos recolectados frente a BCS durante la campaña oceanográfica de junio 2010. ACC = Agua de la Corriente de California, AGC = Agua del Golfo de California, AIP = Agua intermedia del Pacífico, ASts = Agua Subtropical Superficial, AStSs (también conocida como PEW) = Agua Subtropical Subsuperficial y ATS = Agua Tropical Superficial.



**Figura 23.** Secciones de longitud vs. profundidad del oxígeno disuelto a través de los transectos F, D, C y K recolectados durante la campaña oceanográfica de junio de 2010. La línea negra corresponde al contorno de  $1 \text{ ml L}^{-1}$ , ya que los valores menores a esta cifra indican condiciones de hipoxia.

Las observaciones de las campañas oceanográficas son evidencias de la presencia de un flujo hacia el polo por debajo de la superficie junto a la pendiente de la plataforma continental de BCS, no obstante, nuestras mediciones son escasas. Se graficaron las corrientes a  $200 \text{ m}$  de profundidad con las salidas del modelo numérico, para entender un poco más acerca de la variabilidad del flujo subsuperficial hacia el polo observado (**Figura 24**). En esta figura se muestra que la intensidad de las velocidades a  $200 \text{ m}$  aparentemente tiene una señal semianual apreciable. Las corrientes fluyen hacia el polo a partir de CSL con máximos que alcanzan hasta los  $16 \text{ cm s}^{-1}$  de mayo a julio. De agosto a noviembre las corrientes se debilitan, entre diciembre y enero se intensifican de nuevo, y de febrero – abril se debilitan. Con lo observado en las corrientes superficiales vía satélite y modelo (**Figura 7** y **Figura 8**), con el corte de la velocidad meridional junto a CSL (**Figura 19**), es posible deducir que las corrientes fluyen hacia el polo desde superficie hasta  $500 \text{ m}$  junto a BCS de julio – agosto.



**Figura 24.** Climatología mensual de las corrientes horizontales (u,v) a 200 m de profundidad frente a BCS de las salidas del modelo numérico *NEMO – GLORYS*. La barra de colores corresponde a la magnitud de la velocidad y las flechas indican los vectores de la velocidad.

## Capítulo 4. Discusión

---

A partir de datos de dos cruceros oceanográficos junto a CSL (junio de 2010 y mayo de 2012) y con el amplio registro temporal de los datos de corrientes (**Figura 7**) del modelo numérico *NEMO – GLORYS* (asimila datos satelitales) se puede deducir el comportamiento de la variabilidad de una serie de tiempo del transporte geostrófico en el transecto C (**Figura 14**), el cual es perpendicular a la costa de BCS. De invierno a primavera cuando el transporte es negativo (hacia el ecuador) se encuentra el Brazo Tropical de la Corriente de California junto a BCS. Cuando el transporte es positivo en el verano, se relaciona con una corriente que fluye hacia el polo en superficie, de manera similar a otra corriente que se ha descrito más al norte de la zona de estudio como la Corriente de Davidson (Hickey, 1979), sin embargo, la Corriente de Davidson aparece entre otoño – invierno frente a la costa del Pacífico de los Estados Unidos. El flujo hacia el polo observado en la serie de tiempo del transporte geostrófico también se debe a la presencia de otra corriente, pero subsuperficial, que se ha observado en otros trabajos (Hickey, 1979; Thomson, 2010) y se conoce como la Contracorriente de California.

Con los residuos a la estacionalidad (panel inferior en **Figura 14**), además de calcular la correlación con el índice MEI, también se calculó la correlación con el índice de la oscilación decadal (PDO, por sus siglas en inglés), sin embargo, la correlación no fue estadísticamente significativa. Esto podría deberse a que el registro temporal de las salidas del modelo numérico no es lo suficientemente amplio para compararlo con la oscilación decadal del Pacífico.

El registro temporal amplio de las salidas del modelo numérico, imágenes satelitales y las mediciones *in situ* de WOD13 es un indicador de la validez de las climatologías que se elaboraron en este trabajo. Con estas climatologías se observó la señal estacional de manera bien definida. Este análisis, con las salidas del modelo numérico de las corrientes (**Figura 7**) y las mediciones de altimetría satelital (**Figura 8**) muestran que el Sistema de la Corriente de California frente a BCS se puede describir mediante la interacción de 3 corrientes en la capa superior del océano, la Corriente de California, el Brazo Tropical de la Corriente de California y una Contracorriente superficial que fluye hacia el polo. Recientemente, Durazo (2015) describió la circulación frente a BCS a través de datos de algunos transectos cercanos a BCS y basándose en el análisis de las mediciones de altimetría satelital de Kurczyn *et al* (2012), sin embargo, los datos de cruceros analizados en este trabajo no sugieren el ingreso del Agua Subtropical Superficial en la costa de BCS, más bien, se observó el ingreso del Agua Subtropical Subsuperficial que parece acercarse a la superficie a través de la interacción de la Contracorriente de California y una Contracorriente en superficie

en verano, además nuestros los recolectados junto a BCS con cruceros indican que el Agua Subtropical Superficial se encuentra alejada de la zona más próxima a la costa de BCS.

A diferencia de Gómez – Valdivia *et al* (2017), en este trabajo se observó con mediciones *in situ* la presencia de la Contracorriente de California frente a BCS y también se utilizaron las salidas de un modelo numérico, es importante mencionar que las salidas del modelo numérico *NEMO – GLORYS* corresponden a un modelo del tipo de circulación global. Los datos de este modelo mostraron diferencias importantes con respecto a los resultados obtenidos por Gómez – Valdivia *et al* (2017) utilizando un modelo numérico regional. Primero, en los meses de diciembre – enero se observó que los flujos hacia el polo frente a BCS fluyen en dirección contraria con respecto a la superficie. Segundo, el transecto de la velocidad meridional a la latitud de CSL muestra que existen flujos hacia el polo durante todos los meses del año, sin embargo, su variabilidad cerca de la costa parece depender de la interacción con el Brazo Tropical de la Corriente de California que aparece debido a las surgencias costeras producidas por el viento. Cuando el Brazo Tropical de la Corriente de California fluye hacia el ecuador, los flujos en subsuperficie se dirigen hacia el polo. Cuando el viento es menos favorable para producir bombeo de Ekman y transporte de Ekman en los meses del periodo cálido, el Brazo Tropical de la Corriente de California se aleja de la costa y aparecen los flujos hacia el polo junto a la plataforma continental, desde superficie hasta por los menos 500 m (**Figura 19**).

Los resultados encontrados se asemejan un poco a lo encontrado de manera más reciente por Duran (2019) frente a la costa de Oregon, Estados Unidos, ya que, utilizando resultados vía modelo numérico, y analizando desde de las perspectivas Euleriana y Lagrangiana encontró que la presencia de la contracorriente se debe a un flujo barotrópico definido por la presión de fondo, el cual se convierte en contracorriente cuando aparece una corriente en la costa debido a surgencias costeras. Lo anterior ocurre de manera similar cuando el Brazo Tropical de la Corriente de California es intenso en primavera frente a BCS (abril – junio; a través del modelo numérico, **Figura 19**). No obstante, lo anterior no se observó en el periodo julio – octubre, cuando el núcleo de la contracorriente que fluye hacia el polo no se encuentra cerca del fondo, sino cerca de la superficie frente a BCS. Duran (2019) también menciona que sus resultados se asemejan a las salidas de otros modelos numéricos y observaciones.

Utilizando datos hidrográficos en junio de 2003 y junio de 2005 Lavín *et al* (2006) encontraron que la Corriente Costera Mexicana puede tener un ancho de 90 – 180 km, con velocidades superficiales de 15 a 30  $cm s^{-1}$  y su profundidad de influencia va de 250 – 400 m. El transporte estimado es hacia el polo y va de 2 a 4 Sv. Otros estudios indican que su presencia en el Pacífico Tropical Mexicano está vinculada con el rotacional del esfuerzo del viento (Zamudio *et al.*, 2007; Godínez *et al.*, 2010), y de manera más reciente

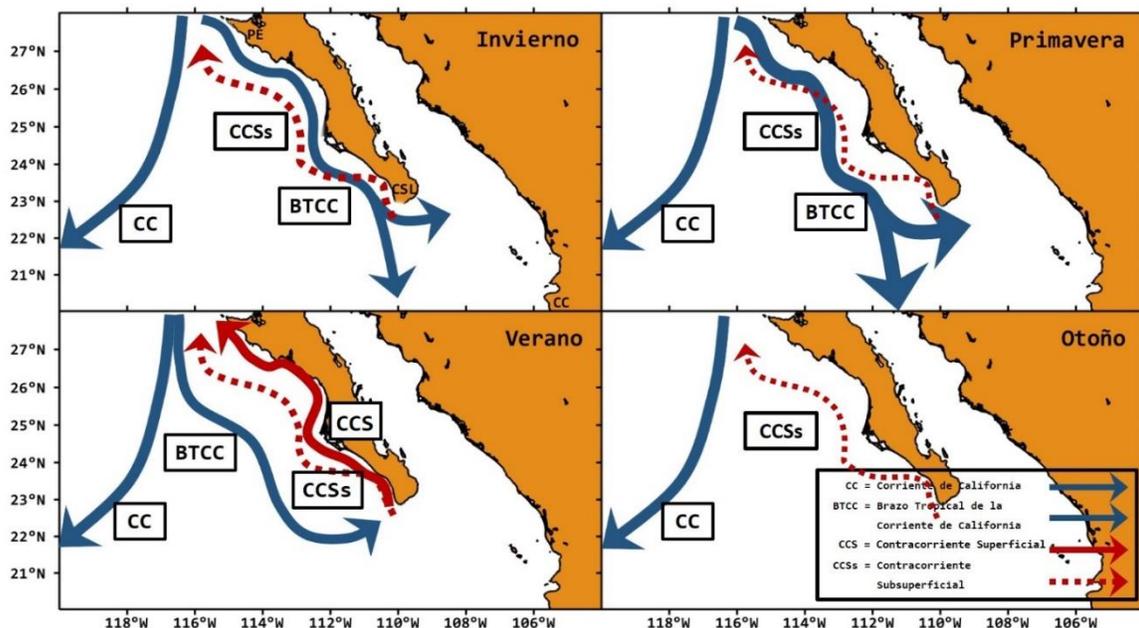
se ha observado que transporta agua de origen tropical hacia la Zona de Transición Tropical – Subtropical frente al Pacífico Mexicano (Portela *et al.*, 2016). Lo anterior es completamente consistente con lo encontrado en la climatología de la salinidad vía satélite (**Figura 12**) donde se observa el ingreso de Agua Tropical Superficial (salinidad absoluta  $< 34.6 \text{ g kg}^{-1}$ ) junto a Cabo Corrientes de julio – octubre debido al transporte hacia el polo producido por la Corriente Costera Mexicana.

A diferencia de la Corriente Costera Mexicana, el Brazo tropical de la Corriente de California es una corriente más somera, lo cual se deduce mediante los transectos de la velocidad geostrofica frente a BCS (en junio de 2010 y mayo de 2012; **Figura 4**, **Figura 6**, y **Figura 20**) los cuales mostraron que el Brazo Tropical de la Corriente de California se establece desde la superficie con velocidad de  $30 \text{ cm s}^{-1}$  hasta  $200 \text{ m}$ , sin embargo, su núcleo se observó a  $100 \text{ m}$  donde la velocidad alcanza hasta  $40 \text{ cm s}^{-1}$ . El transporte estimado frente a BCS, desde superficie hasta  $500 \text{ m}$  va de  $-1$  a  $-1.6 \text{ Sv}$ . Con ayuda del análisis armónico de las salidas del modelo numérico, se obtuvo la variabilidad estacional (amplitud anual de  $1.61 \text{ Sv}$  y amplitud semianual de  $0.68 \text{ Sv}$ ) y el transporte medio de  $-0.86 \text{ Sv}$  frente a BCS. Estos cálculos y las mediciones *in situ* del contenido de oxígeno disuelto sugieren que el Brazo Tropical de la Corriente de California es capaz de transportar volumen con alto contenido de oxígeno disuelto y con características termohalinas del Agua de la Corriente California hacia la Zona de Transición Tropical – Subtropical frente al Pacífico Mexicano donde se encuentra la Zona de Mínimo Oxígeno y donde la Corriente Costera Mexicana acarrea agua de origen tropical que se sabe tiene bajo contenido de oxígeno disuelto.

Además, es importante mencionar que las mediciones de cruceros sobre la Contracorriente de California que se presentaron en este trabajo (**Figura 20** y **Figura 23**), indican que existe transporte de volumen hacia el polo con bajo contenido de oxígeno disuelto debido al ingreso del Agua Subtropical Subsuperficial junto a la costa de BCS por debajo de los  $100 - 200 \text{ m}$  (**Figura 23**). El estudio de la variabilidad del oxígeno disuelto en los sistemas de surgencias de las corrientes de frontera este (como es el caso de BCS que forma parte del Sistema de la Corriente de California) ha sido relevante en los últimos años debido al cambio climático (Bograd *et al.*, 2023), especialmente en regiones donde existe acoplamiento con las Zonas de Mínimo Oxígeno (como ocurre en nuestra zona de estudio), ya que algunas proyecciones climáticas sugieren tendencias de desoxigenación en algunos sistemas de surgencias e incremento en otras (Bograd *et al.*, 2023).

## Capítulo 5. Conclusiones

El Sistema de la Corriente de California frente a BCS se puede resumir a través de la interacción de cuatro corrientes cercanas a la superficie; la Corriente de California con vorticidad anticiclónica y está alejada de la costa todo el año; el Brazo Tropical de la Corriente de California que fluye hacia el ecuador junto a BCS debido a la presencia de surgencias costeras de diciembre a junio y es más intenso en primavera cuando el viento es más favorable para producir surgencias; una Contracorriente superficial que fluye hacia el polo junto a BCS, como la Corriente de Davidson (Hickey, 1979), con la diferencia de que esta Contracorriente superficial aparece en verano y no en invierno como la Corriente de Davidson. La presencia de la Contracorriente superficial debe estar relacionada con el desprendimiento del Brazo Tropical de la Corriente de California hacia fuera de la costa, cuando el viento ya no es lo suficientemente favorable para la generación de surgencias costeras. Esta contracorriente superficial es intensa y se encuentra fluyendo en verano junto a la Contracorriente de California, la interacción de ambas ocasiona flujo hacia el polo desde superficie hasta más de 500 m de profundidad. En otoño destaca la presencia de la Corriente de California en superficie y la Contracorriente de California en subsuperficie. La Contracorriente de California parece intensificarse un poco en invierno mientras se encuentra separada de la superficie (**Figura 25**).



**Figura 25.** Esquema de la circulación por estación frente a BCS elaborado a partir de mediciones *in situ* y salidas del modelo numérico *NEMO – GLORYS*. Las flechas de color azul corresponden a las corrientes frías y las flechas rojas a las cálidas. El grosor de cada flecha representa cuando es intensa cada corriente.

El análisis del armónico estacional (con VE = 51.58 %) de las corrientes en un transecto perpendicular al sur de BCS indican que el transporte medio es hacia el ecuador (- 0.86 Sv), la amplitud anual es de 1.61 Sv y la amplitud semianual es de 0.68 Sv. Además, el transporte geostrófico promedio y las componentes anual y semianual en ese transecto indican (ver **Tabla 3**), que los flujos hacia el ecuador tienen una magnitud comparable al transporte producido por la Corriente Costera de México (2 Sv, reportado por Lavín *et al*, 2006).

La comparación del índice MEI y los residuos de la señal estacional (panel inferior de la **Figura 14**) muestran que podría existir una intensificación del transporte hacia el polo junto a BCS debido a los eventos “El Niño”, no obstante, en el caso de eventos “La Niña”, no es tan claro definir una relación entre el índice y el comportamiento del transporte a pesar de que la correlación entre ambas series fue positiva y estadísticamente significativa ( $r = 0.37$ ).

Las observaciones del oxígeno disuelto (**Figura 22** y **Figura 23**) y las estimaciones de la velocidad geostrófica (**Figura 20**), indican que los flujos hacia el ecuador debido al Brazo Tropical de la Corriente de California son de gran importancia ya que ventilan o aumentan el contenido de oxígeno disuelto hacia la Zona de Mínimo Oxígeno frente al Pacífico Central Mexicano. Es de gran relevancia estudiar más a fondo el flujo hacia el polo producido por la Contracorriente de California, ya que esta corriente transporta Agua Subtropical Subsuperficial frente a la costa de BCS. Dicha masa de agua se caracteriza por una pobre concentración de oxígeno disuelto (con condiciones de hipoxia). Más mediciones en cruceros o con instrumentación autónoma como gliders ayudarían a elaborar un registro temporal más amplio para entender cuál es el impacto de esta masa de agua hacia los ecosistemas marinos en esta región.

Finalmente, se recomienda estudiar el rol de las surgencias costeras en la formación del Brazo Tropical de la Corriente de California junto a la costa de BCS debido a los mecanismos de transporte de Ekman y bombeo de Ekman, ya que esto puede ayudar a entender con mayor profundidad la variabilidad de esta corriente y cómo influye su variabilidad en la variabilidad de las corrientes que fluyen hacia el polo junto a BCS. También sería importante estudiar el aporte de agua con bajo contenido de oxígeno disuelto desde subsuperficie hacia la superficie debido a surgencias.

## Literatura citada

---

- Bakun, A., y Nelson, C. S. 1991. The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography*, 21(12), pp. 1815-1834.
- Beier, E., Castro, R., y Godínez, V. M. 2020. Cyclonic circulation and climatology of SST, CHL and wind stress curl in a semi-enclosed bay (Bahía de La Paz, Gulf of California). *Atmósfera*, 36(2), 207-224 doi: 10.20937/ATM.53093.
- Bograd, S. J., Jacox, M. G., Hazen, E. L., Lovecchio, E., Montes, I., Pozo Buil, M., ... y Rykaczewski, R. R. 2023. Climate change impacts on eastern boundary upwelling systems. *Annual Review of Marine Science*, 15, pp 4.1-4.26. doi:10.1146/annurev-marine-032122-021945.
- Boyer, T.P., J.I. Antonov, O.K. Baranova, C. Coleman, H.E. Garcia, A. Grodsky, D.R. Johnson, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, T.D. O'Brien, C.R. Paver, J.R. Reagan, D. Seidov, I.V. Smolyar, M.M. Zweng, 2013, World Ocean Database 2013. Sydney Levitus, Ed.; Alexey Mishonov, Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 72, 209 pp. doi:10.7289/V5NZ85MT
- Castro, R., y Martínez, A. 2010. Variabilidad espacial y temporal del campo de viento. G. Gaxiola – Castro y R. Durazo. *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997 - 2007*, pp. 129-147.
- Cepeda-Morales, J., Gaxiola-Castro, G., Beier, E., y Godínez, V. M. 2013. The mechanisms involved in defining the northern boundary of the shallow oxygen minimum zone in the eastern tropical Pacific Ocean off Mexico. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 76, pp. 1-12. doi:10.1016/j.dsr.2013.02.004.
- Checkley Jr, D. M., y Barth, J. A. 2009. Patterns and processes in the California Current System. *Progress in Oceanography*, 83(1-4), pp. 49-64. doi:10.1016/j.pocean.2009.07.028.
- Colorado-Ruiz, G., y Cavazos, T. 2021. Trends of daily extreme and non-extreme rainfall indices and intercomparison with different gridded data sets over Mexico and the southern United States. *International Journal of Climatology*, 41(11), pp. 5406-5430. doi:10.1002/joc.7225.
- Contreras-Catala, F., Beier, E. J., Sánchez-Velasco, L., Godínez, V. M., Sánchez-Pérez, E. D., y Barton, E. D. 2021. Water masses and larval fish habitats in the Pacific tropical-subtropical convergence off Mexico. *Continental Shelf Research*, 230, 104575. doi:10.1016/j.csr.2021.104575.
- Duran, R. 2019. Kinematics and dynamics of a model eastern-boundary poleward undercurrent. Ph.D. thesis, Oregon State University, 179 pp.
- Durazo, R. 2015. Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(2), pp. 1173-1196. doi:10.1002/2014JC010405.
- Espinosa-Carreón, T. L., Strub, P. T., Beier, E., Ocampo-Torres, F., y Gaxiola-Castro, G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C3). doi: 10.1029/2003JC002105.

- Godínez, V. M., Beier, E., Lavín, M. F., y Kurczyn, J. A. 2010. Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C4), pp. 1-15. doi:10.1029/2009JC005705.
- Gómez-Valdivia, F., Parés-Sierra, A., y Laura Flores-Morales, A. 2017. Semiannual variability of the California Undercurrent along the Southern California Current System: A tropical generated phenomenon. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(2), pp. 1574-1589. doi: 10.1002/2016JC012350.
- Hickey, B. M. 1979. The California current system—hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 8(4), pp. 191-279.
- Jacox, M. G., Edwards, C. A., Hazen, E. L., y Bograd, S. J. 2018. Coastal upwelling revisited: Ekman, Bakun, and improved upwelling indices for the US West Coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(10), pp. 7332-7350. doi: 10.1029/2018JC014187.
- Jayaram, C., y Jose, F. 2022. Relative dominance of wind stress curl and Ekman transport on coastal upwelling during summer monsoon in the southeastern Arabian Sea. *Continental Shelf Research*, 244, 104782. doi:10.1016/j.csr.2022.104782.
- Jean-Michel, L., Eric, G., Romain, B. B., Gilles, G., Angélique, M., Marie, D., ... y Pierre-Yves, L. T. 2021. The Copernicus global 1/12 oceanic and sea ice GLORYS12 reanalysis. *Frontiers in Earth Science*, 9, 698876. doi: 10.3389/feart.2021.698876.
- Kessler, W. S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4), pp. 181-217. doi:10.1016/j.pocean.2006.03.009.
- Kurczyn, J. A., Beier, E., Lavín, M. F., y Chaigneau, A. 2012. Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone: Statistical characterization from satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C10), pp. 1-17. doi:10.1029/2012JC007970.
- Lavín, M. F., Beier, E., Gómez-Valdés, J., Godínez, V. M., y García, J. 2006. On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophysical Research Letters*, 33(2), pp. 5-8. doi:10.1029/2005GL024686.
- Mauzole, Y. L., Torres, H. S., y Fu, L. L. 2020. Patterns and dynamics of SST fronts in the California Current System. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(2), e2019JC015499. doi: 10.1029/2019JC015499.
- McDougall, T. J., y Barker, P. M. 2011. Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) oceanographic toolbox. *Scor/lapso WG*, 127, pp. 1-28.
- Portela, E., Beier, E., Barton, E. D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., y Trasviña, A. 2016. Water masses and circulation in the tropical Pacific off central Mexico and surrounding areas. *Journal of Physical Oceanography*, 46(10), pp. 3069-3081. doi: 10.1175/JPO-D-16-0068.1.
- Portela, E., Beier, E., Barton, E. D., y Sánchez-Velasco, L. 2018. Surface salinity balance in the tropical Pacific off Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(8), pp. 5763-5776. doi: 10.1029/2018JC014265.
- Ripa, P. 2002. Ajuste de datos por cuadrados mínimos. *Ciencias Marinas*, 28(1), pp. 79-105.

- Sánchez-Velasco, L., Godínez, V. M., Ruvalcaba-Aroche, E. D., Márquez- Artavia, A., Beier, E., Barton, E. D., y Jiménez-Rosenberg, S. P. A. 2019. Larval fish habitats and deoxygenation in the northern limit of the oxygen minimum zone off Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124. doi: 10.1029/2019JC015414.
- Thomson, R. E., y Emery, W. J. 2014. *Data analysis methods in physical oceanography*. 3.<sup>a</sup> ed. Newnes.
- Thomson, R. E., y Krassovski, M. V. 2010. Poleward reach of the California Undercurrent extension. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(9). doi:10.1029/2010JC006280.
- Valle-Rodríguez, J., y Trasviña-Castro, A. 2017. Poleward currents from coastal altimetry: The west coast of Southern Baja California, Mexico. *Advances in Space Research*, 59(9), pp. 2313-2324. doi:10.1016/j.asr.2017.01.050.
- Wyrtki, K. 1966. Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*. 4, pp. 33-68.
- Zamudio, L., Hurlburt, H. E., Metzger, E. J., y Tilburg, C. E. 2007. Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the Maria Islands, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C5), pp. 1-17. doi:10.1029/2006JC004018.