

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



Programa de Posgrado en Ciencias en Oceanografía Física

Estudio de la circulación frente a la costa occidental de Baja California: modelación numérica y observaciones

Tesis

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

Presenta:

Felipe Gómez Valdivia

Ensenada, Baja California, México

2016

Tesis defendida por

Felipe Gómez Valdivia

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra
Director del Comité

Dr. José Luis Ochoa de la Torre

Dr. Julio Sheinbaum Pardo

Dr. Rubén Castro Valdez



Dr. Francisco J. Ocampo Torres
Coordinador del Programa de Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Rufina Hernández Martínez
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Felipe Gómez Valdivia como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física.

Estudio de la circulación frente a la costa occidental de Baja California: modelación numérica y observaciones

Resumen aprobado por:

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra

Director de Tesis

En esta investigación se analiza la variabilidad estacional de la circulación frente la costa oeste de la Península de Baja California con énfasis en la variabilidad subsuperficial. Para lograr este objetivo se realizó la implementación de un modelo numérico tridimensional con alta resolución espacio-temporal que reproduce los tres flujos característicos del sistema de la Corriente de California: La Corriente Superficial de California, la Contracorriente Superficial de California, y la Corriente Subsuperficial de California (CSC). En concordancia con la estructura promedio, previamente reportada, de la CSC frente la costa sur de California, nuestros resultados muestran que al oeste de la Península de Baja California la CSC promedio se extiende ~ 100 km hacia el interior del océano, alcanza profundidades mayores a 500 m, y su núcleo se encuentra alrededor de la isopícnica de 26.5 kg m^{-3} . La variabilidad estacional de la CSC es dominada por una energética componente semianual que explica hasta el 35 % de la varianza de la circulación subsuperficial al oeste de la Península de Baja California. La CSC es más intensa durante los periodos Diciembre-Enero y Junio-Julio, cuando fluye a lo largo de toda la costa occidental de la península con promedios bimensuales ligeramente mayores a 5 cm s^{-1} . El modo empírico estadístico principal del campo de velocidad subsuperficial y la correlación de la profundidad de la isoterma de 14° a lo largo de la costa occidental mexicana, muestran que la variabilidad semianual de la CSC es inducida por la propagación de ondas que viajan atrapadas a la costa. Éstas son independientes del viento local y su velocidad de propagación (1.2 m s^{-1}) corresponde a la de ondas semianuales de origen ecuatorial previamente observadas en el Pacífico Tropical Nororiental. La propagación de estas ondas también domina la variabilidad estacional subsuperficial de la Corriente Costera Mexicana, la cual viaja hacia el polo a lo largo de la costa suroeste mexicana. La Corriente Costera Mexicana es más intensa durante primavera y otoño, cuando fluye ininterrumpidamente del Golfo de Tehuantepec a la entrada del Golfo de California con promedios estacionales subsuperficiales cercanos a 10 cm s^{-1} . Durante ambos periodos la Corriente Costera Mexicana se une a la CSC estableciendo una conexión física subsuperficial, entre las regiones tropical y subtropical del Pacífico Nororiental, que ayuda a explicar la presencia de agua de origen ecuatorial a lo largo de la costa occidental norteamericana. Investigaciones previas muestran que el esfuerzo del viento local es fundamental en la generación del corrientes subsuperficiales que viajan hacia el polo en las fronteras limítrofes orientales del océano, no obstante, a lo largo de la región de transición tropical-subtropical

del Pacífico Nororiental la variabilidad estacional de estos flujos subsuperficiales es dominada por la propagación de ondas semianuales de origen remoto que viajan atrapadas a la costa.

Palabras Clave: **Corriente Subsuperficial de California, Corriente Costera Mexicana, Ondas atrapadas a la costa, Región tropical-subtropical del Océano Pacífico Nororiental, Modelación numérica.**

Abstract of the thesis presented by Felipe Gómez Valdivia as a partial requirement to obtain the degree of DOCTOR IN SCIENCE in Physical Oceanography.

Circulation off western Baja California: Numerical model and observations

Abstract approved by:

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra

Director de Tesis

A three-dimensional numerical model has been used to analyze the seasonal ocean variability off western Baja California with emphasis on the subsurface dynamics. The model implementation reproduces the three characteristic flows in the California Current System: the California Current, the Inshore California Countercurrent, and the California Undercurrent (CU). In agreement with the mean CU structure off Southern California, our numerical implementation shows that along the Baja California Peninsula the mean CU extends, in average, ~ 100 km offshore, reaches more than 500 deep, and it is stronger around the 26.5 kg m^{-3} isopycnal. The seasonal local CU variability is dominated by an energetic semiannual component that explains up to 35 % of the subsurface circulation variance. The CU is stronger during December-January and June-July, when it reaches bimonthly averages greater than 5 cm s^{-1} and flows continuously along the Baja California western coast. The main empirical mode of the subsurface velocity and the cross-correlation of the 14°C isotherm along the continental slope off western Mexico indicate that the semiannual CU variability is generated by the propagation of coastally trapped waves. These are independent of the local wind and their phase speed corresponds to the propagation speed of, previously observed, semiannual equatorial waves that reach the coast and travel poleward along the northeastern tropical Pacific. The propagation of these waves also govern the subsurface seasonal variability of the poleward Mexican Coastal Current. Below the thermocline the Mexican Coastal Current is stronger during spring and fall, when it flows from the Gulf of Tehuantepec to the entrance of the Gulf of California with seasonal averages near 10 cm s^{-1} . During both seasons the Mexican Coastal Current reaches the CU inducing a subsurface seasonal bridge that helps to explain the presence of equatorial water along the North American western coast. Previous research shows that the local wind-stress is essential to the generation of poleward underflows along the eastern ocean boundaries, nonetheless, along the tropical-subtropical transition region in the northeastern Pacific the seasonal variability of the poleward undercurrents is governed by the propagation of non-locally generated semiannual coastally trapped waves.

Keywords: California Undercurrent, West Mexican Current, Coastal-trapped waves, Northeastern tropical-subtropical Pacific, Numerical modeling.

Dedicatoria

A mi madre Irma, a mi hijo Tonatiuh

Agradecimientos

Al Dr. Alejandro Parés Sierra por sus enseñanzas, paciencia, apoyo, y, sobretodo, amistad.

A los miembros del comité de tesis por sus comentarios y sugerencias para la elaboración de esta investigación.

A los profesores del departamento de Oceanografía Física del CICESE.

Al pueblo mexicano quien, a través del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), me brindó el apoyo económico para realizar esta investigación doctoral.

Tabla de contenido

Página

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iv
Dedicatoria	v
Agradecimientos	vi
Lista de figuras	ix
1. Introducción	1
1.1. Corriente Superficial de California	1
1.2. Contracorriente Costera Superficial de California	3
1.3. Corriente Subsuperficial de California	4
2. Implementación numérica y métodos analíticos	7
2.1. Implementación numérica	7
2.2. Forzamientos atmosféricos	8
2.3. Condiciones de frontera abierta	11
2.3.1. Frontera sur	12
2.3.2. Frontera norte	14
2.3.3. Frontera oeste	17
2.4. Métodos de análisis	20
2.4.1. Funciones empíricas ortogonales de un campo vectorial bidimensional	20
2.4.2. Análisis armónico de un campo escalar	22
2.4.3. Análisis espectral	23
3. Resultados	24
3.1. Dinámica frente la costa oeste de Baja California	24
3.1.1. Variación estacional de la circulación costera al oeste de Baja California	28
3.1.2. Funciones empíricas ortogonales de la circulación subsuperficial costera	33
3.1.3. Armónicos estacionales a lo largo de la costa oeste de la península de Baja California	37
3.2. Dinámica costera del Suroeste Mexicano	40
3.2.1. Circulación promedio del suroeste mexicano	40
3.2.2. Dinámica estacional frente el suroeste mexicano	44
3.2.3. Funciones empíricas ortogonales de la circulación subsuperficial costera del Pacífico Nororiental frente México	49
3.2.4. Propagación de ondas semianuales a lo largo del Pacífico Nororiental frente México	51
3.2.5. Relevancia del forzamiento remoto en la variabilidad semianual subsuperficial del Pacífico Nororiental frente México	53

Tabla de contenido (continuación)

4.	Discusión	56
	Lista de referencias bibliográficas	62
A.		71
A.1.	Circulación subsuperficial en la entrada del Golfo de California	71
A.2.	Rotacional del viento y circulación subsuperficial en la entrada del Golfo de California durante invierno	71

Lista de figuras

Figura		Página
1.	Dominios espaciales incluidos en la implementación numérica	9
2.	Ciclo anual promedio del viento superficial local	11
3.	Temperatura y salinidad en la frontera sur de la implementación numérica realizada	13
4.	Velocidad a través de la frontera sur	15
5.	Temperatura y salinidad en la frontera norte	16
6.	Velocidad a través de la frontera norte	18
7.	Temperatura y salinidad en la frontera oeste	19
8.	Circulación promedio frente la costa oeste de la Península de Baja California	26
9.	Distribución vertical promedio de la componente de velocidad paralela a la costa oeste de la Península de Baja California	27
10.	Ciclo anual promedio de la altura dinámica superficial al oeste de la Península de Baja California	29
11.	Ciclo anual de la circulación superficial al oeste de la Península de Baja California	31
12.	Ciclo anual de la circulación subsuperficial al oeste de la Península de Baja California	32
13.	Función empírica principal de la circulación subsuperficial al oeste de Baja California	35
14.	Segunda función empírica de la circulación subsuperficial al oeste de Baja California	36
15.	Armónicos estacionales de la circulación paralela a la costa oeste de Baja California	38
16.	Circulación promedio frente la costa soroeste mexicana	41
17.	Distribución vertical promedio de la componente de velocidad paralela a la costa suroeste mexicana	43
18.	Ciclo anual de la circulación superficial frente la costa suroeste mexicana .	46
19.	Ciclo anual de la circulación subsuperficial frente la costa suroeste mexicana	48
20.	Función empírica principal de la velocidad subsuperficial costera en el Pacífico Nororiental frente México	50
21.	Propagación de ondas semianuales a lo largo del Pacífico Nororiental frente México	52
22.	Forzamiento local y foráneo en el Pacífico Nororiental frente México	55

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
A.1. Ciclo anual de la circulación subsuperficial a la entrada del Golfo de California	72
A.2. Circulación subsuperficial y rotacional del viento en la entrada del Golfo de California durante invierno	72

Capítulo 1. Introducción

La motivación de esta investigación es determinar y analizar los factores fundamentales en la variabilidad estacional de la región sureña del Sistema de la Corriente de California ubicada frente la Península de Baja California, México. Para lograr nuestro objetivo se realizó la implementación de un modelo numérico tridimensional con resolución espacial costera de ~ 5 km. Esta resolución es por lo menos cinco veces mayor a la resolución de las observaciones hidrográficas utilizadas en diversas investigaciones previas (Lynn y Simpson, 1987; Soto-Mardones *et al.*, 2004; Durazo, 2015) para describir aspectos de la dinámica estacional de la región de interés. Nuestros resultados han permitido reproducir la circulación costera al oeste de la Península de Baja California e identificar y analizar procesos relevantes en la variabilidad estacional de esta región, principalmente aquellos que dominan la dinámica estacional subsuperficial, de la cual poco se ha dicho hasta ahora. Con la finalidad de introducir a la dinámica oceánica de la costa oeste de la Península de Baja California, las propiedades los tres flujos característicos del Sistema de la Corriente de California: Corriente de California, Contracorriente Costera Superficial de California, y Corriente Subsuperficial de California se describen a continuación. En esta sección se hace mención de regiones ubicadas en la costa oeste de Baja California y en la costa suroeste mexicana, la localización de éstas regiones se muestra, respectivamente, en las figuras 8 y 16.

1.1. Corriente Superficial de California

La Corriente Superficial de California o Corriente de California (CC) se origina en el Pacífico nororiental cerca de 45°N . Ahí el gran giro anticiclónico del Pacífico norte se bifurca en dos grandes ramales. Uno de ellos se dirige hacia el polo para formar la Corriente de Alaska; el segundo ramal, la Corriente de California, fluye hacia el sur, principalmente por arriba de los ~ 200 m de profundidad, en la dirección del viento local y con una rapidez cuyo promedio a largo plazo es menor a 10 cm s^{-1} (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987). La CC acarrea aguas subárticas frías, con baja (alta) concentración de sal (oxígeno), a regiones subtropicales y tropicales y, por lo tanto, es fundamental en la termodinámica y bioquímica superficial del Pacífico nororiental. Dentro de la región norte y centro del Sistema de la Corriente de California el límite occidental de la CC corresponde a el Frente

de California localizado a ~ 1000 km de la costa (Lynn, 1986). Este frente se caracteriza por los fuertes cambios zonales de salinidad inducidos por el encuentro de agua tropical, subtropical, y subártica¹. Al oeste de las costas de Baja California el abrupto cambio de salinidad inducido por el encuentro de agua subártica y agua de origen ecuatorial indica la frontera occidental de la CC (Blanton y Pattullo, 1970).

El límite costero de la CC se encuentra, en promedio, a ~ 300 km al oeste de la costa (Lynn y Simpson, 1987; Brink y Cowles, 1991; Brink *et al.*, 1991). Entre la costa y la CC existe una región de transición costera caracteriza por la formación de remolinos oceánicos con diámetros que pueden ser mayores a 100 km (Kurian *et al.*, 2011; Simpson *et al.*, 1984), meandros, y frentes oceánicos inducidos por surgencias costeras (Flament *et al.*, 1985; Strub y James, 1995). Éstas, a su vez, son generadas por el viento local y por el levantamiento de la termoclina debido a la propagación de ondas que viajan atrapadas a la costa (Gill y Clarke, 1974). La altura dinámica derivada de observaciones hidrográficas muestra que la extensión zonal de esta región de transición varia estacionalmente (Hickey, 1979; Lynn, 1986; Durazo, 2015); durante primavera e inicios de verano esta región es estrecha ya que la CC es más intensa y logra su mayor expansión hacia la costa actuando como un jet que domina la circulación superficial desde Washington hasta el suroeste de Baja California Sur (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Strub y James, 2000). La intensificación primaveral de la CC forma parte del ciclo anual del Sistema de la Corriente de California y es principalmente inducida por la dinámica estacional del viento local (Hickey, 1979). Éste fluye con mayor ímpetu hacia el sur durante esta temporada del año y genera un mayor transporte de Ekman hacia el interior del océano y, por lo tanto, un pronunciado gradiente zonal de presión que intensifica la circulación costera hacia el suroeste (Gill, 1982).

La variación del viento local también induce anomalías costeras que afectan la circulación impuesta por la CC y, en general, la variabilidad estacional del interior del océano frente la costa norteamericana, estas anomalías se propagan hacia el oeste como ondas de Rossby (Parés-Sierra, 1991) y son más evidentes durante lo otoño e invierno (Soto-

¹El agua subártica tiene un contenido de sal menor a 33.8 partes por mil (ppm), mientras que las masas de agua tropicales y subtropical se caracterizan por concentraciones salinas que rebasa 34.5 ppm (Lynn, 1986).

Mardones *et al.*, 2004). La propagación de ondas de origen remoto que viajan atrapadas a la costa también induce ondas de Rossby estacionales (Pares-Sierra y O'Brien, 1989; Parés-Sierra, 1991; Di Lorenzo, E., 2003). La propagación de estas ondas foráneas es más evidente durante años El Niño y sus efectos dominan la variabilidad interanual físico-biológica del Sistema de la Corriente de California (Herrera y Parés, 1994; McGowan *et al.*, 1998).

Observaciones hidrográficas muestran que la CC se extiende hasta la entrada del Golfo de California ($\sim 20^\circ\text{N}$) a finales de primavera e inicios de verano (Lavín *et al.*, 2006). Al interactuar con la circulación frente a Cabo Corrientes la CC se bifurca en dos ramales principales (Godínez *et al.*, 2010). Uno de ellos se desvia hacia la boca del Golfo de California y fortalece la circulación local hacia el polo inducida por la Corriente Costera Mexicana (Godínez *et al.*, 2010); el segundo ramal fluye hacia el sur para interactuar con la circulación superficial inducida por el domo superficial de Tehuantepec, mejor conocido por su expresión subsuperficial como el Thermocline Tehuantepec Bowl (Kessler, 2006), la ubicación del Thermocline Tehuantepec Bowl (TTB) se muestra en la figura 16a. Como se muestra en la sección 3.2, nuestros resultados numéricos confirman la extensión estacional de la CC hacia el suroeste mexicano, su bifurcación frente Cabo Corrientes, y la subsecuente intrusión de este flujo hacia el Golfo de California (Fig. 18e).

1.2. Contracorriente Costera Superficial de California

Además de la CC, la circulación costera superficial dentro del Sistema de la Corriente de California se caracteriza por la presencia de la Contracorriente Costera Superficial de California (CCSC). Éste flujo superficial viaja hacia el polo, en dirección contraria a la CC, y ha sido asociado, principalmente, al rotacional del esfuerzo del viento local (Munk, 1950), el cual, como se muestra en la sección 2.2, es primordialmente positivo a lo largo del año e induce, de acuerdo con la relación de Sverdrup (Gill, 1982, capítulo 11), un transporte costero neto hacia el polo. A pesar de que en promedio la CCSC viaja en contra de la dirección preferencial del viento local, ésta puede registrar velocidades mayores a 10 cm s^{-1} (Sverdrup y Fleming, 1941; Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987). Frente las costas de Oregón y California, esta contracorriente es más energética durante verano y otoño, cuando la circulación ciclónica asociada al Giro del sur de California (Southern

California Eddie) es más intensa (Strub y James, 2000), la ubicación del Giro Sureño de California (GSC) se muestra en la figura 8a. Al norte de Punta Concepción la contracorriente es reforzada por el esfuerzo del viento local durante invierno, cuando éste se relaja e incluso cambia de dirección y viaja hacia el noroeste cerca de la costa (Hickey, 1979; Melton *et al.*, 2009).

La circulación geostrófica superficial derivada de observaciones hidrográficas obtenidas durante el periodo 1949-1959 muestra un giro ciclónico que induce una contracorriente costera al suroeste de la Península de Baja California durante el mes de septiembre (Hickey, 1979, figura 6d). Observaciones directas reportadas recientemente muestran la presencia de una contracorriente costera superficial que fluye de Cabo San Lucas hasta el norte del Golfo de Ulloa durante octubre con promedios semanales que rebasan 5 cm s^{-1} (Zaitsev *et al.*, 2014). Más aún, observaciones puntuales adquiridas al norte de Baja California indican que la contracorriente superficial es recurrente durante el periodo octubre-abril (Barton, 1985). No obstante, hasta la fecha, poco ha sido reportado acerca de la dinámica promedio y la variabilidad estacional de la circulación costera superficial hacia el polo frente a la costa oeste de la Península de Baja California. Nuestros resultados ponen en evidencia la importancia de giros ciclónicos en la circulación costera superficial hacia el polo, éstos dominan la circulación promedio a largo plazo y e inducen corrientes costeras que en promedio rebasan 5 cm s^{-1} (Fig. 8). Estos giros son más evidente durante verano y otoño cuando, en conjunto, generan una corriente cuasi-continua hacia el polo a lo largo de toda la Península de Baja California con una rapidez estacional promedio cercana a 10 cm s^{-1} (Fig. 11).

1.3. Corriente Subsuperficial de California

Por debajo de la termoclina, la Corriente Subsuperficial de California (CSC) domina la circulación costera (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987). Observaciones históricas indican que este flujo subsuperficial inicia en el extremo sur de la costa oeste de Baja California (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987) y se extiende hasta las costas de Alaska (Thomson y Krassovski, 2010). En la costa norte y centro de California la CSC viaja principalmente por encima del talúd continental y se extiende hasta profundidades mayores a 400 m (Sverdrup y Fleming, 1941; Lynn y Simpson, 1987, 1990). Mediciones directas

de la CSC alrededor de Punta Concepción, ubicada cerca de 34°N , muestran que este flujo subsuperficial puede alcanzar promedios estacionales cercanos a 10 cm s^{-1} durante verano y otoño (Gay y Chereskin, 2009, figure 10) y promedios mensuales mayores a 20 cm s^{-1} durante la transición estacional primavera-verano (Todd *et al.*, 2011, figura 3). La CSC transporta agua de origen tropical rica en nutrientes y es fundamental en la alta productividad biológica y la asociada renovación de agua superficial inducida por las surgencias costeras propias del Sistema de la Corriente de California. Estas inducen una elevada productividad primaria en la capa superficial costera y generan concentraciones de clorofila-a cuyos promedios mensuales rebasan $\sim 5\text{ mg m}^{-3}$ a lo largo de las costas de Baja California, California, y Oregón (Collins *et al.*, 2003; Mantyla *et al.*, 2008; Zaitsev *et al.*, 2014).

En las observaciones hidrográficas históricas de la base de datos CalCOFI, la CSC también ha sido detectada al sur de California; la circulación geostrófica derivada de estas observaciones muestra promedios estacionales de la CSC con máximos ligeramente menores (mayores) a 5 cm s^{-1} frente a Punta Eugenia (Punta Baja) (Lynn y Simpson, 1987, figura 12). El proyecto IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California) (Baumgartner *et al.*, 2008) ha sido de gran ayuda para conocer más características de la CSC a lo largo de la Península de Baja California: corrientes geostróficas derivadas de las observaciones de este proyecto revelan la estructura vertical de la CSC en la capa superficial de 300 m con máximos estacionales que alcanzan 10 cm s^{-1} (Durazo, 2015, figuras 9-12). Sin embargo, observaciones directas, adquiridas frente las costas de California y Washington, muestran que la CSC alcanza profundidades mayores a 500 m y se expande en promedio sólo $\sim 100\text{ km}$ hacia el interior del océano (Gay y Chereskin, 2009; Todd *et al.*, 2011). Por lo tanto, aunque valiosas, las observaciones del proyecto IMECOCAL, diseñado para realizar cuatro muestreos por año con estaciones de muestreo separadas al menos 35 km y una cobertura vertical que en promedio no rebasan la capa superficial de 500 m (Durazo, 2015), representan una fuente de información limitada para el análisis de la variabilidad de la CSC en la región de interés.

El análisis de la CSC es fundamental para entender la dinámica del Sistema de la Corriente de California (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Chelton, 1984); por lo tanto,

nuestra implementación numérica cuenta con una alta resolución espacial costera (~ 5 km) que permite la reproducción de la CSC y el análisis de la estructura y estacionalidad de este flujo subsuperficial que generalmente viaja sobre el talúd continental. Nuestros resultados muestran que la CSC fluye principalmente entre 100 y 600 m de profundidad y, al igual que la estructura vertical promedio de la CSC observada frente California (Gay y Chereskin, 2009) y Washington (Todd *et al.*, 2011), éstos revelan una CSC más intensa alrededor de la isopícnica de 26.5 kg m^{-3} . La estacionalidad de la CSC es dominada por una energética componente semianual (Figs. 12, 15) inducida por la propagación de ondas semianuales que viajan atrapadas a la costa (Fig. 21a). El efecto de estas ondas es evidente en el primer modo estadístico de variabilidad de la CSC, éste explica el 33 % de la varianza de la circulación subsuperficial a lo largo de la costa oeste de la Península de Baja California y exhibe una intensa variabilidad semianual que fortalece y debilita la circulación hacia el polo inducida por la CSC (Fig. 13).

La propagación de ondas semianuales atrapadas a la costa también domina la estacionalidad de la componente subsuperficial de la Corriente Costera Mexicana (Fig. 22), la cual fluye a lo largo de la costa suroeste mexicana. La propagación de estas ondas es evidente en la termoclina local (Fig. 21); la cual es más somera durante primavera y otoño, cuando la componente subsuperficial de la Corriente Costera Mexicana registra promedios estacionales máximos cercanos a 10 cm s^{-1} (Fig. 19). Dos experimentos numéricos, uno sin forzamiento del viento y otro sin variabilidad semianual en las fronteras abiertas de nuestra implementación numérica, indican que estas ondas son independientes del viento local y generadas por un forzamiento foráneo incluido en las fronteras abiertas de nuestra implementación numérica (Fig. 22). La velocidad de propagación de estas ondas (1.2 m s^{-1}) a lo largo de la costa occidental mexicana es consistente con la velocidad de propagación de ondas de origen ecuatorial que han sido observadas en el Pacífico tropical nororiental. Por lo tanto, nuestros resultados nos permiten concluir que aunque en los límites orientales del océano el viento local es fundamental en la generación de corrientes subsuperficiales hacia el polo (McCreary, 1981; Yoon y Philander, 1982), a lo largo de la región de transición tropical-subtropical del Pacífico Nororiental la variabilidad estacional de estos flujos es dominada por la propagación de ondas semianuales de origen ecuatorial.

Capítulo 2. Implementación numérica y métodos analíticos

Esta investigación consiste en el análisis de la variabilidad de la circulación costera al oeste de la Península de Baja California y las interacciones de esta región y el suroeste mexicano. Debido a la excasa disponibilidad de observaciones directas, para lograr este objetivo se realizó una implementación del modelo numérico ROMS (Regional Ocean Modeling System). Éste se compone de la versión discretizada del sistema de ecuaciones primitivas que representan la dinámica hidrostática del océano bajo la aproximación de Boussinesq (Shchepetkin y McWilliams, 2005). La solución numérica de este sistema de ecuaciones se encuentra con ayuda de un esquema centrado de diferencias finitas con segundo orden de aproximación. En la dimensión horizontal las ecuaciones primitivas son discretizadas considerando una malla curvilínea tipo Arakawa-C (Haidvogel y Beckmann, 1999), la estructura vertical es determinada por coordenadas sigma generalizadas que siguen la forma del fondo marino (Haidvogel y Beckmann, 1999). La resolución espacial y otras características de la implementación numérica se mencionan en la siguiente sección, una descripción breve de los datos usados como forzamientos atmosféricos y condiciones de frontera está incluida en las secciones 2.2 y 2.3, respectivamente, y los métodos utilizados para analizar los resultados numéricos se describen en la sección 2.4.

2.1. Implementación numérica

En esta investigación utilizamos la versión ROMS_AGRIF 3.0, desarrollada por miembros del Institut de Recherche pour le Développement (IRD), para reproducir la dinámica costera al oeste de Baja California y las interacciones de esta región con la dinámica costera del suroeste mexicano. Nuestra implementación numérica se fundamenta en dos dominios. El primero de ellos, el dominio D1, abarca la porción costera de ~ 1000 km del Pacífico Nororiental entre 5°N y 40°N (Fig. 1); dentro de D1 la resolución horizontal promedio es de ~ 33 km cerca de la frontera occidental y gradualmente aumenta hasta una resolución de ~ 15 km cerca de la costa. Con la finalidad de reproducir con suficiente resolución espacial la circulación costera al oeste de Baja California, se incluyó un segundo dominio embebido en D1, el cual denominamos D2 (Fig. 1). La resolución espacial en

D2 es tres veces más fina que en D1 e involucra la región costera ubicada entre Cabo Corrientes, Jalisco, y Punta Concepción, California (Figura 1). La estructura vertical en ambos dominios está determinada por 40 capas sigma generalizadas y distribuidas de acuerdo a los siguientes parámetros: $\theta=6.0$, $b=0.2$, y $hc=5.0$. La dinámica dentro de ambos dominios es reproducida simultaneamente y la interacción entre ellos es a través de las fronteras oceánicas del dominio D2. La interacción se realiza mediante el paradigma Two-way embedding, el cual permite incorporar el efecto de los procesos reproducidos en el dominio de mayor resolución horizontal a la dinámica del dominio con resolución limitada y mejorar así la dinámica reproducida en ambos dominios (Debreu y Blayo, 2008).

Forzamientos atmosféricos locales inducidos por el esfuerzo del viento y por flujos de calor entre el océano y la atmósfera son incluidos en nuestra implementación numérica. Los flujos de calor corresponden a campos climatológicos derivados de la base de datos COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) (Woodruff *et al.*, 1987); los campos considerados son: evaporación, precipitación, flujo neto de calor. El campo de viento corresponde a promedios mensuales del esfuerzo del viento a 10 m sobre el nivel del mar. Además, se utilizaron datos de temperatura superficial del océano AVHRR-Pathfinder (Casey *et al.*, 2010) como temperatura superficial de referencia. Los campos de altura del nivel del mar, salinidad, temperatura, y velocidad horizontal de la base de datos Simple Ocean Data Assimilation (SODA), descritos en Carton y Giese (2008), fueron usados como condiciones de frontera abierta. La base de datos ETOPO2 (Amante y Eakins, 2009) fue utilizada para determinar la profundidad del fondo marino. Los procesos turbulentos de pequeña escala fueron parametrizados mediante el esquema no local descrito por Large *et al.* (1994). La herramienta ROMSTOOLS (Penven *et al.*, 2008) nos permitió adecuar los datos de NARR, COADS, AVHRR, SODA, y ETOPO a nuestra implementación numérica. A continuación se incluye una breve descripción, con énfasis en las componentes promedio y estacional, de los forzamientos atmosféricos y de las condiciones de frontera abierta utilizadas en nuestra implementación.

2.2. Forzamientos atmosféricos

El forzamiento atmosférico incluye el campo de viento derivado de la base de datos NARR (North American Regional Reanalysis), los cual tiene una resolución espacial de 33

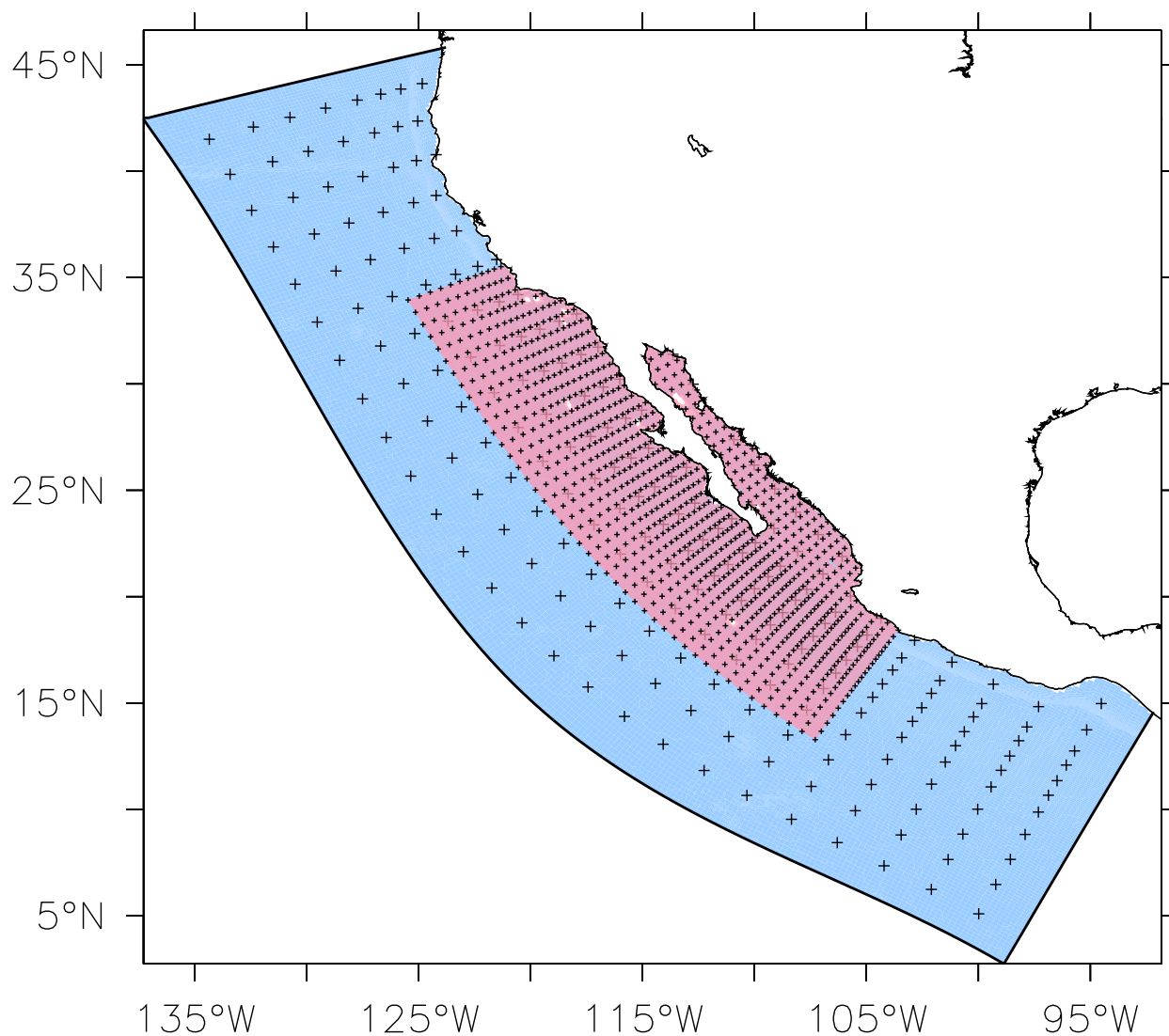


Figura 1: Dominios espaciales incluidos en la implementación numérica. En ambos dominios sólo se muestra uno de cada diez puntos de la malla horizontal. El dominio D1 incluye toda la región mostrada -dominios en azul y rosa-, y tiene una resolución horizontal promedio de ~ 24 km. Embebido dentro de D1, el dominio D2 -región en rosa- posee una resolución horizontal tres veces más fina. La dinámica de ambos dominios es reproducida simultáneamente mediante el esquema Two-way embedding

km (Mesinger *et al.*, 2006). NARR es la combinación óptima, obtenida mediante técnicas de asimilación de datos, de observaciones históricas y campos atmosféricos reproducidos por el modelo numérico del National Center for Environmental Prediction (Mesinger *et al.*, 2006). Los promedios estacionales del campo de esfuerzo del viento se muestran en la figura 2; en ella se observan características conocidas del esfuerzo del viento que fluye sobre el Pacífico Nororiental frente las costas mexicanas. Las más evidentes son la tendencia del viento a fluir hacia el sureste a lo largo del Sistema de la Corriente de California y el rotacional positivo del esfuerzo del viento sobre la región costera de este sistema de circulación. Durante primavera y parte del verano el esfuerzo inducido por el viento registra valores estacionales promedio máximos que rebasan $5 \text{ N m}^{-2} \times 10^{-2}$ frente las costa de California y Baja California (Fig. 2). Al igual que las observaciones reportadas por (Bakun y Nelson, 1991), NARR reproduce la intensificación del rotacional del viento cerca de los cabos y puntas costeras y principalmente durante el periodo de primavera-verano (Fig. 2). A lo largo de la costa del suroeste mexicano la dirección preferencial del viento local es también hacia el sureste; no obstante, los valores máximos tienen lugar durante invierno y alcanzan sólo $2 \text{ N m}^{-2} \times 10^{-2}$. Más aún, durante verano, cuando el centro atmosférico de alta presión del Pacífico Norte se desplaza hacia el interior del océano, el esfuerzo del viento en la costa suroeste mexicana es más débil y registra valores diez veces menores (Fig. 2).

NARR también reproduce la dinámica atmosférica característica del Golfo de California con vientos que fluyen preferencialmente hacia el sureste (noroeste) durante el periodo otoño-invierno (primavera-verano) y máximos estacionales del esfuerzo del viento cercanos a $3 \text{ N m}^{-2} \times 10^{-2}$ durante primavera-verano (Fig. 2). Los promedios estacionales del rotacional del esfuerzo del viento dentro del golfo muestran que los valores positivos máximos, los cuales superan $5 \text{ N m}^{-3} \times 10^{-7}$, ocurren durante verano al norte de $\sim 29^\circ \text{N}$. Cerca de la entrada del golfo, al sur de Cabo San Lucas, el máximo rotacional del esfuerzo del viento tiene lugar durante primavera cuando el viento local cambia de dirección sureste a noroeste debido a la dinámica monsonica local (Bordoni *et al.*, 2004). Al sur, frente a Cabo Corrientes, el rotacional del viento más intenso ocurre durante otoño-invierno con valores promedio estacionales de $\sim 2 \text{ N m}^{-3} \times 10^{-7}$. Este periodo se caracteriza, además, por energéticas ráfagas de viento -denominadas Tehuanos- que fluyen del océano Atlánti-

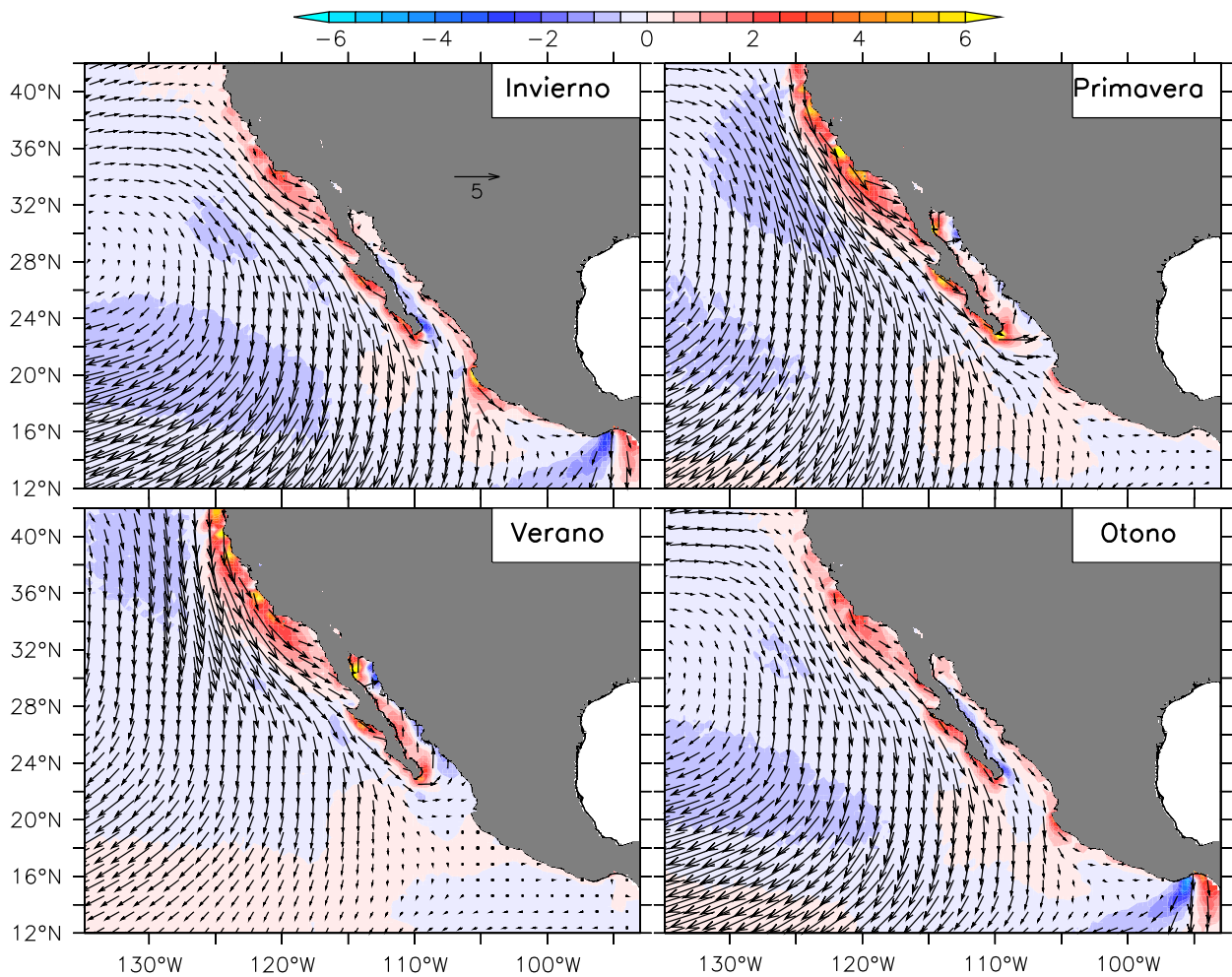


Figura 2: Ciclo anual promedio del campo de viento, correspondiente al periodo 1981-2007, que fluye a 10 m sobre el nivel del mar. Invierno corresponde al trimestre enero-marzo, primavera al trimestre abril-junio, verano al trimestre julio-septiembre, y otoño al trimestre octubre-diciembre. En color se muestra el rotacional del esfuerzo del viento en $\text{N m}^{-3} \times 10^{-7}$ y, superpuesto, el esfuerzo del viento en $\text{N m}^{-2} \times 10^{-2}$, la escala del campo vectorial se muestra en el panel superior izquierdo.

co hacia el interior de Golfo de Tehuantepec (Trasviña *et al.*, 1995) y que generan una celda negativa (positiva) de rotacional del esfuerzo del viento a la derecha (izquierda) del eje principal del jet atmosférico (Chelton *et al.*, 2004). La manifestación estacional de este tipo de estructuras bipolares también ocurre al sur de Cabo San Lucas durante el mismo periodo (Fig. 2), pero, en este caso, por la variación espacial del viento local impuesta por la presencia de la Península de Baja California.

2.3. Condiciones de frontera abierta

Las condiciones de frontera abierta corresponden a los campos de velocidad, salinidad, y temperatura potencial derivados de la base de datos SODA (Simple Ocean Data

Assimilation), los cuales tienen una resolución horizontal aproximada de 500 km y 40 capas verticales distribuidas en la capa superficial de 5000 m de profundidad. SODA utiliza el modelo numérico global MOM2 (Modular Ocean Model), generado en la universidad de Princeton por el Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, para reproducir la dinámica global del océano y combinarla, mediante técnicas de asimilación de datos, con observaciones hidrográficas directas y observaciones satelitales (Carton y Giese, 2008). A continuación se muestra la distribución promedio y las componente estacional de los datos de SODA a lo largo de las tres fronteras abiertas de nuestra implementación numérica.

2.3.1. Frontera sur

Al igual que la distribución vertical de temperatura potencial cerca del Golfo de Tehuantepec reportada por Fiedler y Talley (2006), la temperatura potencial promedio derivada de SODA muestra un campo que varía entre 2 a 28°C a lo largo de la frontera sur de nuestra implementación numérica (Fig. 3). SODA reproduce los gradientes verticales de temperatura potencial más intensos alrededor de la isoterma de 20°C (Fig. 3), éstos han sido observados previamente (Fiedler y Talley, 2006) y, por lo tanto, en la región tropical del Pacífico Nororiental la termoclina ha sido asociada con la isoterma de 20°C (Kessler, 2002). El campo de salinidad de SODA muestra concentraciones de sal mínimas en la capa superficial de ~50 m, con valores menores a 34 ppm que, en conjunto con el rango de temperatura potencial en dichas profundidades, indican la presencia de Agua Superficial Tropical. Por debajo, agua más salina es rodeada por el contorno de 34.8 ppm, éste encierra masas de agua cuya concentración alcanza 34.9 ppm al suroeste, alrededor de (105°W, ~5°N). Este máximo de salinidad coincide con la profundidad de la isoterma de 13°C y pone en evidencia la presencia de Agua Ecuatorial de 13°C (Fiedler y Talley, 2006). Entre 600 y 1500 m de profundidad el contorno de 34.6 ppm rodea un mínimo subsuperficial que señala la presencia del Agua Intermedia del Pacífico. En profundidades mayores la concentración de sal no rebasa 34.8 ppm. El diagrama T-S de los promedios temporales de temperatura potencial y salinidad a lo largo de esta frontera muestra la distribución hidrográfica característica del Pacífico Nororiental Tropical (Fiedler y Talley, 2006, figura 23).

La distribución vertical de la componente de la velocidad a lo largo de la costa muestra

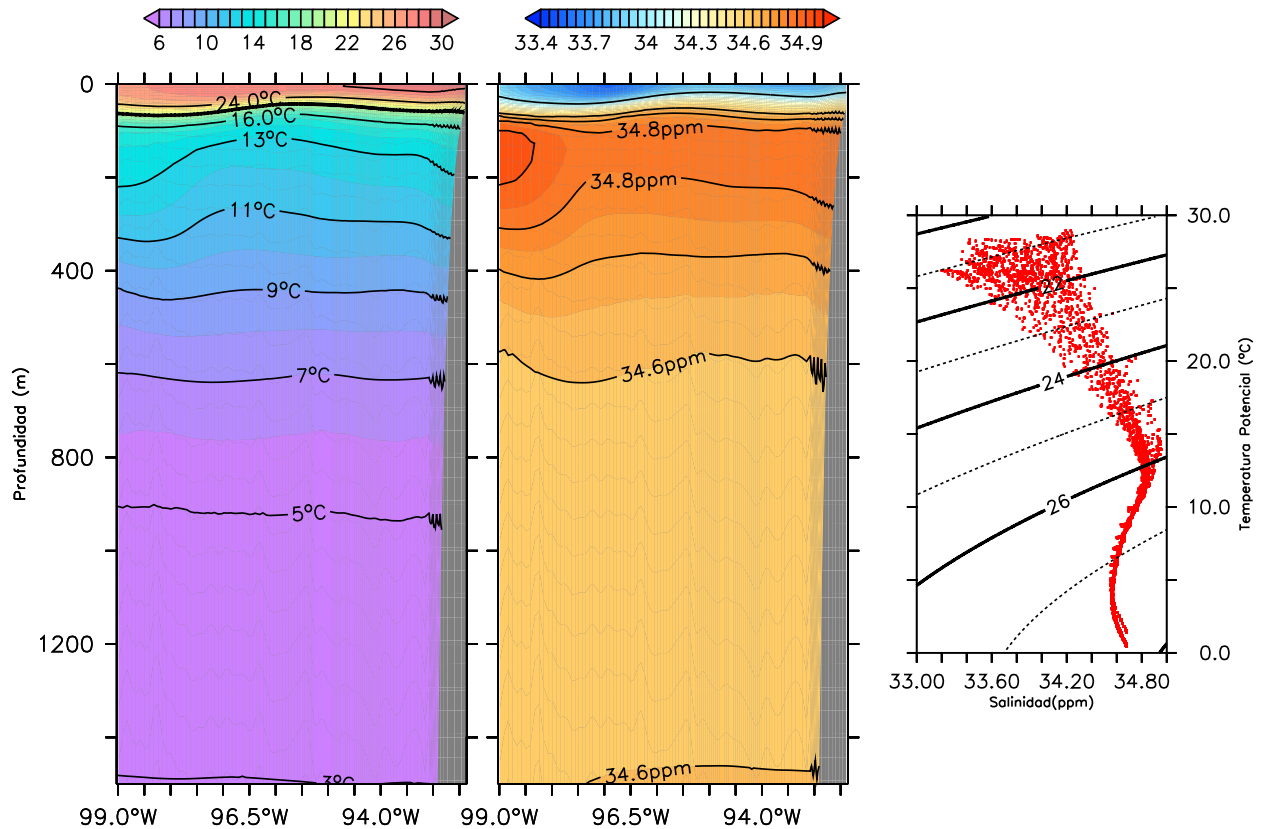


Figura 3: Promedios temporales a largo plazo, correspondientes al periodo 1981-2007, de los campos utilizados como condición hidrológica en la frontera sur de nuestra implementación numérica, frontera sur del dominio D1 -ver figura 1-. Por cuestiones de presentación, sólo se muestra la capa superficial de 1500 m. De izquierda a derecha: temperatura potencial, salinidad en partes por mil (ppm), y diagrama T-S.

la presencia de la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) (Fig. 4A), la cual viaja hacia el noroeste por arriba del talúd continental con valores promedio que rebasan 10 cm s^{-1} en la capa superficial de 100 m; la componente geostrófica del campo de velocidad derivado de observaciones hidrogáficas (Kessler, 2006; Brenes *et al.*, 2008) muestra una distribución vertical de la CCCR muy similar, pero con valores promedio que no sobrepasan 7 cm s^{-1} . Los armónicos anual y semianual, obtenidos al aplicar el procedimiento descrito en la sección 2.4.2, permite afirmar que la variabilidad estacional de la velocidad costera a lo largo de la frontera sur es dominada por la componente anual en la capa superficial de 100 m (Fig. 4B). Esta componente alcanza magnitudes mayores a 10 cm s^{-1} cerca de la superficie, donde la componente semianual registra valores máximos de sólo 6 cm s^{-1} . Sin embargo, sobre el talúd continental y por debajo de la profundidad de 150 m la magnitud de la componente anual no rebasa 1 cm s^{-1} , ahí la componente semianual domina la dinámica estacional y alcanza magnitudes que oscilan entre 2 y 3 cm s^{-1} (Figs. 4b,c). Los resultados de esta investigación muestran que esta energética componente semianual subsuperficial es inducida por la propagación de ondas barocínicas semianuales que viajan atrapadas a la costa, estas han sido detectadas a lo largo de la Pacífico Nororiental Tropical mediante el análisis de datos satelitales del nivel del mar (Flores-Morales *et al.*, 2012).

La evolución temporal de la circulación paralela a la costa, mostrada en la figura 4, exhibe la importancia de procesos de escala temporal menor a la estacional en la dinámica costera de la frontera sur de nuestra implementación numérica. No obstante, el ajuste estacional, suma del valor promedio con las componentes anual y semianual, se correlaciona muy bien con los datos originales, cerca de la costa la correlación entre ajuste y datos originales es mayor al 60 % (Fig. 4D).

2.3.2. Frontera norte

La distribución de la temperatura potencial de SODA a lo largo de la frontera norte de nuestra implementación numérica concuerda con la distribución de temperatura deducida de observaciones directas y reportada previamente (Huyer *et al.*, 1991; Thomson y Krassovski, 2010). Por arriba de los 1000 m de profundidad la temperatura potencial promedio varía entre ~ 4 y $\sim 14^\circ\text{C}$ con temperaturas máximas concentradas cerca de la

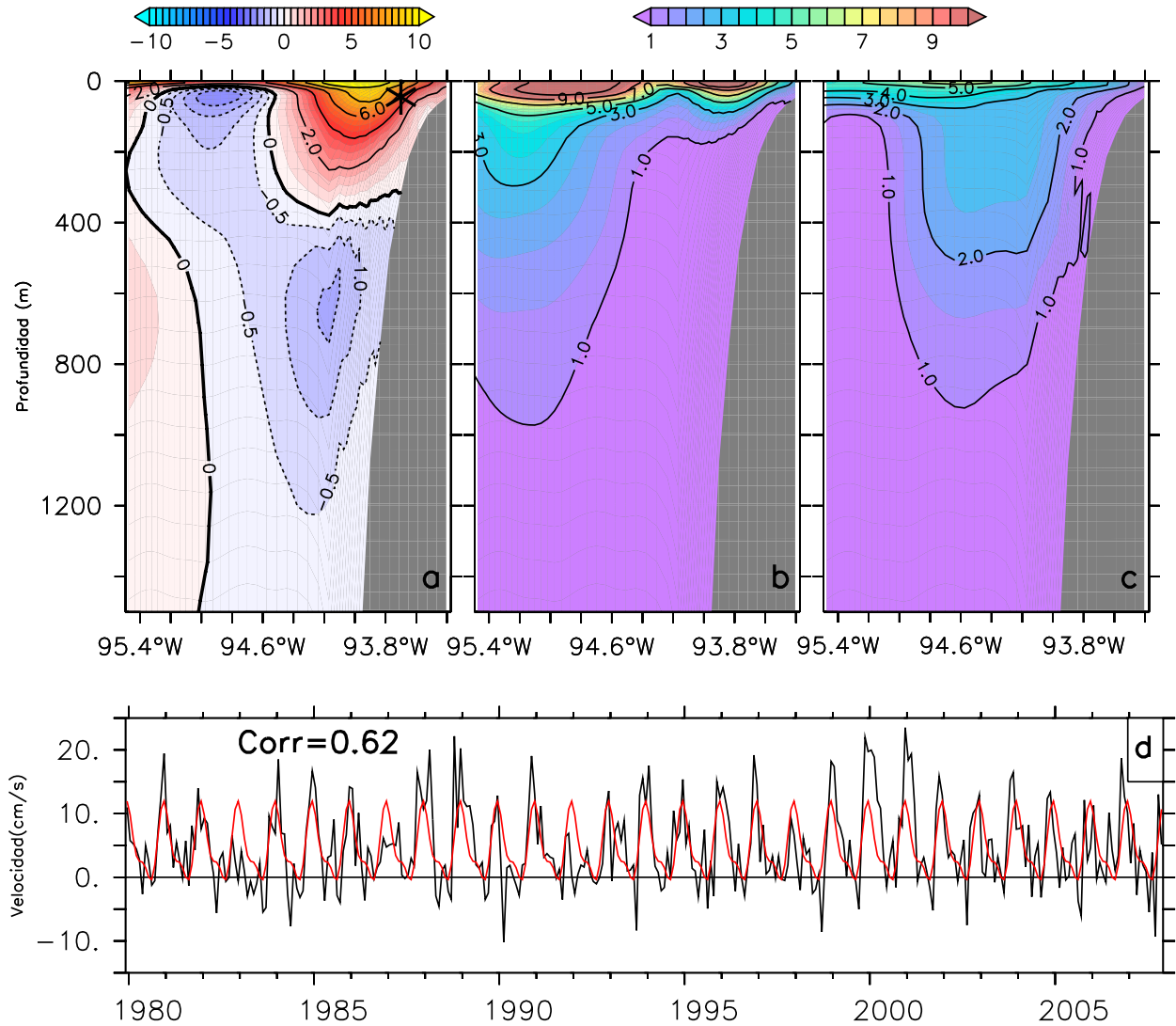


Figura 4: Componente de la velocidad paralela a la costa a través de la frontera sur de nuestra implementación numérica. (a) Promedio a largo plazo correspondiente al periodo 1981-2007; valores positivos (negativos) indican flujo hacia el polo (ecuador). (b) Componente anual. (c) Componente semianual. (d) Ajuste estacional, suma del valor promedio y armónicos anual y semianual, en color rojo, y la serie temporal original en color negro en el punto a 50 m de profundidad y cercano a la costa, señalado éste por el asterisco en el panel (a). Las unidades en cada uno de los paneles son cm s^{-1} . La magnitud del armónico semianual es mayor al del armónico anual sobre el talúd continental.

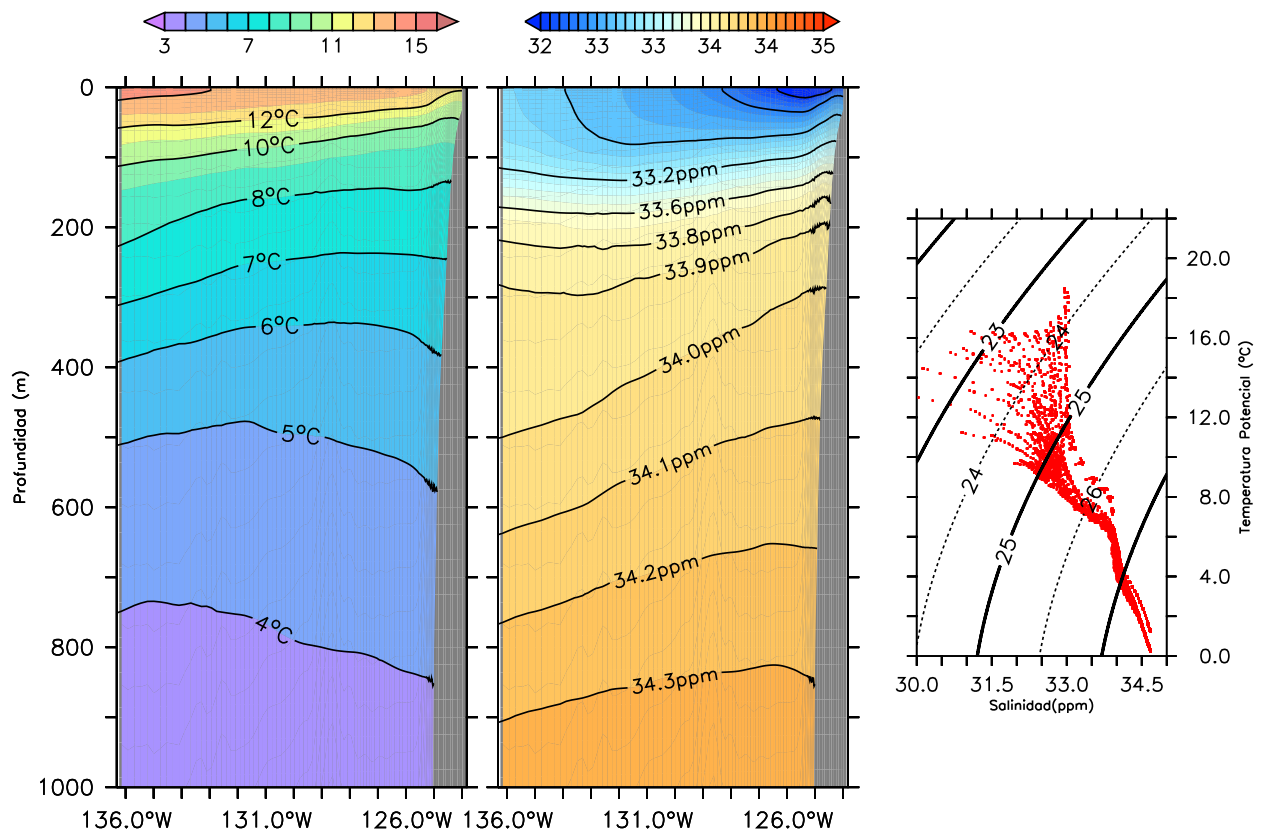


Figura 5: Similar que en la figura 3 pero para la frontera norte en D1 -ver figura 1- por arriba de 1000 m de profundidad

frontera oeste de nuestra implementación numérica (Fig. 5), donde el efecto térmico inducido por la presencia de agua fría acarreada por la Corriente de California o llevada a la superficie por surgencias costeras es limitado. La inclinación de las isothermas por arriba de los 500 m exhibe el efecto de las surgencias costeras características del Sistema de la Corriente de California; éste efecto también es evidente en el campo de salinidad con isohalinas subsuperficiales más someras cerca de la costa (Fig. 5). En la capa superficial costera de 200 m las concentraciones de sal menores a 33.8 ppm revelan el efecto del agua subártica acarreada por la CC. El diagrama T-S de los valores de temperatura potencial y salinidad promedio a lo largo de la frontera norte muestra la distribución típica de salinidad y temperatura potencial correspondiente a regiones oceánicas ubicadas al norte de California, caracterizadas por la baja concentración de sal en masas de agua de origen subártico (Huyer *et al.*, 1991, figura 10).

El campo promedio de la componente de velocidad paralela a la costa a través de la frontera norte muestra la presencia de la Corriente de California con velocidades pro-

medio que rebasan 5 cm s^{-1} cerca de la superficie costera. Sobre el talúd continental la Contracorriente Subsuperficial de California fluye por debajo de los $\sim 100 \text{ m}$ de profundidad y su núcleo, rodeado por el contorno de 2 cm s^{-1} , se encuentra entre 100 y 400 m (Fig. 6a). Al igual que en la frontera sur, en la frontera norte el armónico anual domina la dinámica estacional superficial; no obstante, por debajo de 200 m ambos armónicos tiene magnitudes similares alrededor de $\sim 125^\circ\text{W}$ (Fig. 6b,c). La variabilidad interanual a lo largo de esta frontera se exhibe mediante velocidades costeras más intensas durante años Niño (Fig. 6d). Las diferencias entre la componente estacional y los datos originales son evidentes durante dichos periodos, no obstante la correlación entre estas dos series temporales rebasa valores puntuales del 75% cerca de la superficie costera (Fig. 6d).

2.3.3. Frontera oeste

El campo de temperatura potencial y salinidad derivados de SODA a lo largo de la frontera oeste (Fig. 7) coincide con la distribución hidrográfica reportada anteriormente a lo largo de líneas meridionales cercanas Schmitz (1996). La isoterma de 20°C , cuya profundidad promedio es menor a 100 m en el Pacífico Tropical Nororiental (Kessler, 2006), se muestra en línea gruesa en la figura 7. Alrededor de ella se encuentran los mayores cambios verticales de temperatura en regiones tropicales, principalmente al sur de $\sim 20^\circ\text{N}$ (Fig. 7, al norte, cerca de 27°N esta isoterma interactúa con la superficie. Las bajas concentraciones de sal, con valores menores de 34 ppm , y los valores de temperatura potencial mayor a 24°C evidencian la presencia de agua superficial tropical al sur de $\sim 17^\circ\text{N}$ (Fig. 7. Por debajo de la termoclina, una lengüeta de agua más salina, rodeada por el contorno de 34.6 ppm , se extiende hasta 600 m de profundidad cerca del ecuador y hasta la latitud de $\sim 17^\circ\text{N}$. Las concentraciones subsuperficiales de sal mayores a 34.8 ppm cerca del ecuador evidencian la presencia del Agua Ecuatorial de 17°C que oscilan entre corresponden a agua acarreada por la Corriente Subsuperficial Ecuatorial. Al norte de $\sim 28^\circ\text{N}$, las concentraciones de sal menores a 33.9 ppm por arriba de 200 m de profundidad indican la presencia de agua subártica acarreada por la Corriente de California. Alrededor de los 200 m de profundidad la mayor razón de cambio meridional de contenido de sal ocurre alrededor de la isohalina de 34.4 ppm , ésta parece marcar la región de transición meridional tropical-subtropical cerca de 20°N . La forma del contorno

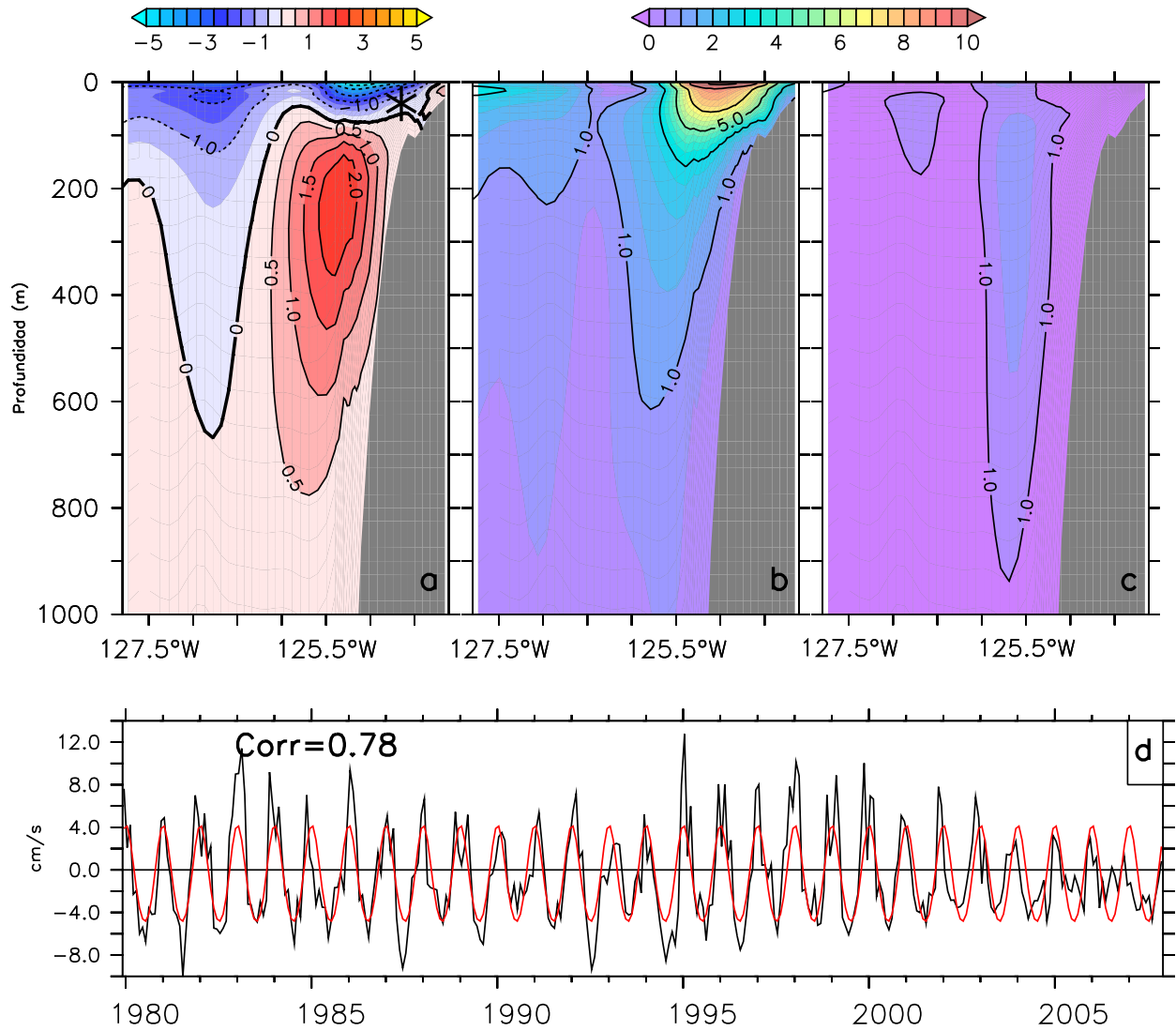


Figura 6: Similar que en la figura 4 pero para la frontera norte en D1 -ver figura 1- por arriba de 1000 m de profundidad. Así como en la frontera sur, en la frontera norte también es evidente la componente semianual por encima del talúd continental.

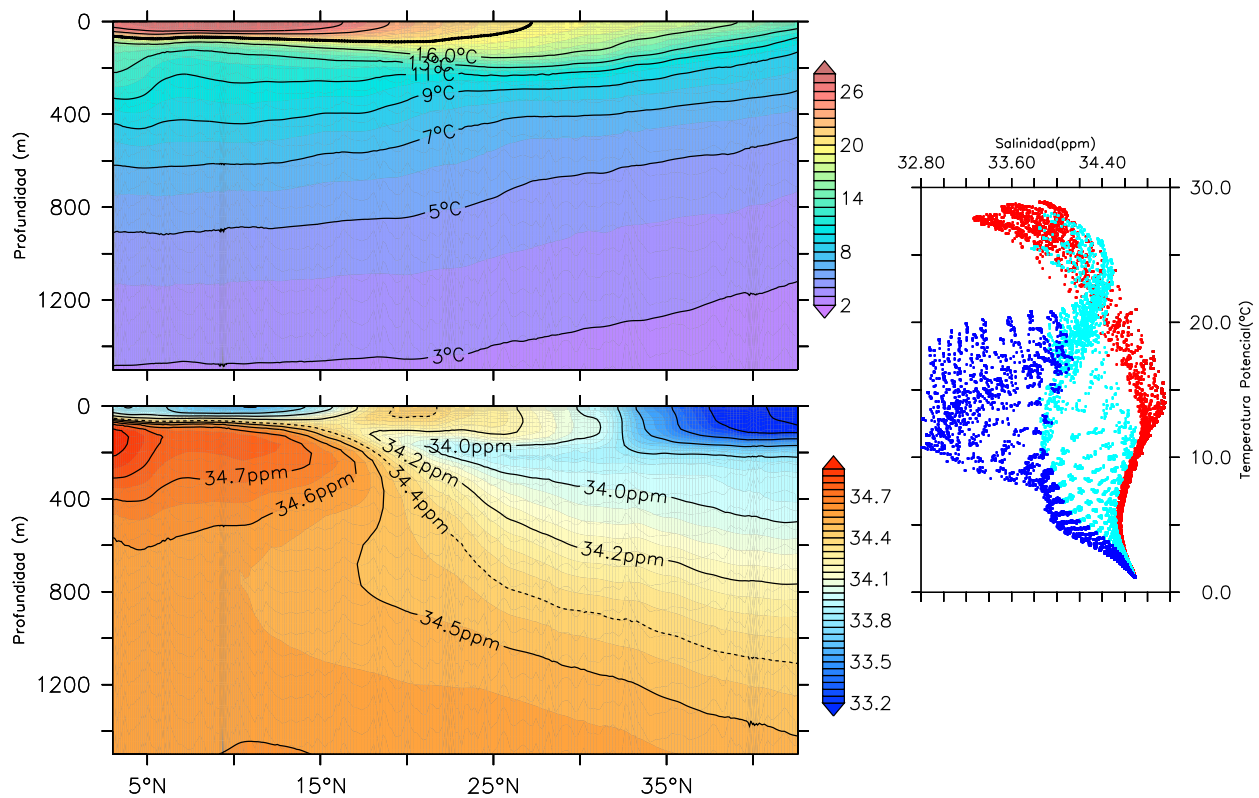


Figura 7: Similar que en la figura 3 pero para la frontera oeste en D1 -ver figura 1- El campo de temperatura potencial, panel superior izquierdo, muestra en línea gruesa el contorno de la isoterma de 20°C. La línea punteada en el campo de salinidad, panel inferior izquierdo, corresponde al contorno de 34.4 ppm. El diagrama T-S correspondiente se muestra en el panel izquierdo; el color rojo corresponde valores de salinidad y temperatura al sur de 22°N, en color cyan para valores entre 23°N y 33°N y en azul la región al norte de 33°N .

de 34 ppm indica el efecto subsuperficial del agua advectada por la Corriente de California (Fig. 7). El diagrama T-S de los valores promedio de salinidad y temperatura potencial muestra las propiedades hidrográficas de regiones oceánicas al suroeste, al oeste, y al noroeste de la Península de Baja California (Fig 7).

Además de la implementación numérica realista, las conclusiones de esta investigación se fundamentaron en dos experimentos numéricos que ayudaron a identificar los procesos que dominan la variabilidad estacional de la circulación subsuperficial costera al oeste de la Península de Baja California y frente la costa suroeste mexicana. Un experimento sin el forzamiento del viento local y el segundo experimento sin variación semianual en las fronteras oceánicas del dominio D1; la componente semianual fue extraída de los datos usados como condiciones de frontera mediante la técnica descrita en la sección 2.4.3.

2.4. Métodos de análisis

Utilizamos diversas técnicas de análisis para comparar nuestros resultados numéricos con observaciones reportadas y posteriormente analizar la componente estacional de la dinámica costera al oeste de la Península de Baja California y las interacciones estacionales de esta región con el resto de la costa mexicana ubicada en el Pacífico Nororiental. Una breve descripción de estas técnicas se presenta a continuación.

2.4.1. Funciones empíricas ortogonales de un campo vectorial bidimensional

El método de funciones empíricas ortogonales permite descomponer, linealmente, una serie de datos en N modos estadísticos independientes entre sí condicionados a captar, hasta donde la linealidad lo permite, la mayor cantidad de variabilidad del campo analizado (Harmann, 2014). Al aplicar esta herramienta estadística a campos espaciales variables en el tiempo, cada uno de los modos obtenidos es formado por una estructura espacial o Función Empírica Ortogonal y por su respectiva evolución temporal o Componente Principal (Harmann, 2014; Emery y Thompson, 1997). Matemáticamente las funciones empíricas ortogonales son los eigenvectores de la matriz de covarianza de los datos originales y los eigenvalores asociados corresponden a la varianza asociada a cada una de estas funciones. Esta técnica de análisis ha sido muy importante en el entendimiento, y explicación, de los fenómenos que gobiernan la dinámica de los fluidos geofísicos (Navarra y Simoncini, 2010; Wilks, 2006). En esta investigación utilizamos la representación en números complejos de la componente horizontal de la velocidad para obtener las funciones empíricas que explican la variabilidad de la circulación subsuperficial costera generada por nuestra implementación numérica. Esta técnica ha sido utilizada con éxito para analizar, entre otros fenómenos, la variabilidad de la circulación atmosférica del Pacífico Tropical (Legler, 1983), la variabilidad de la circulación costera frente Oregon (Kundu y Allen, 1976), y el sistema de brisas característico de la Bahía de Todos Santos (Reyes y Parés-Sierra, 1983).

La representación en números complejos de la velocidad horizontal para una localidad dada es:

$$w = u + iv$$

u es la componente zonal y v la componente meridional de la velocidad. Al reestructurar la velocidad horizontal en una matriz bidimensional en la que cada columna es la representación compleja de la velocidad en un tiempo dado, dicha matriz queda expresada como:

$$\mathbf{W} = \begin{bmatrix} w_{11} & w_{12} & \dots & w_{1N} \\ w_{21} & w_{22} & \dots & w_{2N} \\ \vdots & \ddots & \dots & \vdots \\ w_{k1} & w_{k2} & \dots & w_{kN} \end{bmatrix}$$

k es el total de localidades dentro del dominio horizontal y N representa tamaño de la dimensión temporal. La matriz de covarianza de $\mathbf{W}$, $\mathbf{C}$, esta dada por:

$$\mathbf{C} = \frac{1}{t} \mathbf{W} * \mathbf{W}^T$$

donde $\mathbf{W}^T$ es la transpuesta de la matriz compleja conjugada de $\mathbf{W}$, es decir: $\mathbf{W} = \overline{\mathbf{W}^T}$. $\mathbf{C}$ es una matriz hermitiana cuya diagonal principal contiene elementos reales y positivos que indican la varianza (energía cinética) en cada una de las localidades espaciales. Los elementos fuera de la diagonal principal son números complejos con $w_{ij} = \overline{w_{ji}}$.

Las funciones empíricas ortogonales de $\mathbf{W}$ corresponden a los eigenvectores de $\mathbf{C}$, es decir:

$$\mathbf{C}\mathbf{F} = \mathbf{F}\boldsymbol{\lambda}$$

A cada función empírica F_j , eigenvector de $\mathbf{C}$, le corresponde un eigenvalor λ_j que representa la varianza de $\mathbf{W}$ explicada por F_j . La característica hermitiana de $\mathbf{C}$ indica que sus eigenvalores son reales (Strang, 1986); más aún, las matrices de covarianza complejas son matrices del tipo semi-positiva definida cuyos eigenvalores son mayores o iguales a cero. La traza, suma de los elementos en la diagonal principal, de $\mathbf{C}$ es igual a la suma de sus eigenvalores, es decir:

$$tz(\mathbf{C}) = \sum_{i=1}^k \lambda_i$$

y representa la varianza total del campo de velocidad. Por lo tanto, la porción de va-

rianza asociada a la j -ésima función empírica es:

$$var(F_j) = \frac{\lambda_j}{tz(\mathbf{C})}$$

Las funciones empíricas ortogonales de $\mathbf{W}$, eigenvectores de $\mathbf{C}$, son una base ortonormal del espacio vectorial k -dimensional al que pertenecen todas las columnas de $\mathbf{W}$. La evolución temporal de cada una de las funciones empíricas ortogonales, o componentes principales, se obtienen al proyectar éstas en los datos originales; es decir, al realizar el siguiente producto matricial.

$$\mathbf{Z} = \mathbf{F} * \mathbf{W}$$

2.4.2. Análisis armónico de un campo escalar

Las características de las componentes anual y semianual de la dinámica reproducida por nuestra implementación numérica se analizaron mediante un ajuste de cuadrados mínimos. Este análisis se fundamenta en la representación de una serie de tiempo x en: un valor promedio μ , la suma de las k funciones cosenoidales o armónicos de interés, y un residuo ϵ (Bloomfield, 2000). Por lo tanto, para cada tiempo t se cumple:

$$x_t = \mu + \sum_{i=1}^k R_i \cos(w_i t + \theta_i) + \epsilon \quad (1)$$

las características de cada uno de los k armónicos -su amplitud R y la fase θ -, se encuentran al minimizar la suma total de los cuadrados de los residuos. Es decir, al minimizar $\sum_{t=1}^N \epsilon^2$, donde N es el número de elementos de la serie temporal. En términos de la ecuación anterior esta suma queda expresada como:

$$\sum_{t=1}^N [x_t - \mu - \sum_{i=1}^k R_i \cos(w_i t + \theta_i)]^2 \quad (2)$$

ó equivalentemente:

$$\sum_{t=1}^N [x_t - \mu - \sum_{i=1}^k A_i \cos(w_i t) + B_i \sin(w_i t)]^2 \quad (3)$$

con:

$$R_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2}$$

y

$$\theta_i = \arctan\left(\frac{B_i}{A_i}\right)$$

Los A_i 's y B_i 's para los que la expresión (3) es mínima corresponde a aquellos A_i 's y B_i 's para los cuales la diferencia entre la serie original y el ajuste propuesto es mínimo. Estos valores se obtienen al igualar a cero las derivadas parciales de 3 con respecto a μ , A_i , y B_i y resolver el sistema de ecuaciones, de tamaño $2n + 1$, resultante.

2.4.3. Análisis espectral

Utilizamos las relaciones reportadas por Gonella (1972) para analizar la distribución de energía de los Componentes Principales obtenidos al aplicar la descomposición en Funciones Empíricas Ortogonales a nuestros resultados numéricos. Para el experimento sin componente semianual en las frontera abiertas de nuestra implementación numérica recurrimos a un filtro Lanczos pasa-baja con frecuencias de corte de $\frac{1}{240}$ días⁻¹. Un filtro Lanczos pasa-banda con frecuencias de corte de $\frac{1}{450}$ y $\frac{1}{120}$ días⁻¹ se utilizó para aislar la componente estacional de nuestros resultados numéricos. Esta componente se utilizó para analizar la correlación de la temperatura subsuperficial a lo largo de la costa (sección 3.2.4).

Capítulo 3. Resultados

Para describir los resultados de esta investigación definimos dos regiones. La primera corresponde a la costa oeste la Península de Baja California, límite sureño del Sistema de la Corriente de California. La segunda región abarca el dominio costero ubicado entre el Golfo de Tehuantepec y la entrada del Golfo de California, el análisis de esta región permitió determinar las interacciones estacionales entre la Corriente de California y la costa suroeste mexicana y facilitó la identificación de los fenómenos que dominan la variabilidad de la circulación subsuperficial al oeste de la Península de Baja California cuya dinámica costera estacional es el principal interés de esta investigación. Para cada región se analizó la dinámica estacional de la circulación reproducida por nuestra implementación numérica con énfasis en la componente subsuperficial que, hasta la fecha, ha sido poco analizada. Mediante experimentos numéricos se detectaron los procesos físicos claves en la variabilidad estacional costera de cada región. Con la finalidad de mostrar que nuestra implementación numérica reproduce los fenómenos relevantes en la dinámica costera del Pacífico Nororiental frente las costas mexicanas, una breve descripción de la circulación promedio reproducida antecede la descripción de nuestros resultados en cada una de las dos regiones mencionadas.

3.1. Dinámica frente la costa oeste de Baja California

Nuestros resultados muestran que la circulación superficial promedio en la costa oeste de la Península de Baja California se caracteriza por la interacción de la Corriente de California (CC) con giros costeros cuyo diametro puede rebasar 100 km (Fig. 8a). En promedio la CC fluye cientos de kilometros alejada de la costa y con velocidades menores a 10 cm s^{-1} (Fig. 8a). En concordancia con la dinámica reportada en investigaciones previas (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Strub y James, 2000), nuestra implementación numérica revela que al norte de $\sim 29^\circ\text{N}$ el Giro Sureño de California (GSC), mejor conocido como Southern California Eddie, es fundamental en la circulación costera hacia el polo al norte de Baja California. Este giro induce anomalías negativas del nivel del mar que rebasan 5 cm (Fig. 8a) y cerca de $\sim 31^\circ\text{N}$, al suroeste de Ensenada, genera la bifurcación de la CC y redirige parte de ésta hacia la costa y, posteriormente, hacia el noroeste para fortalecer a la Contracorriente Superficial de California. Una segunda bifurcación de la CC

localizada al oeste de Isla Guadalupe (IG) también refuerza la circulación costera superficial hacia el polo al norte de Punta Baja (Fig. 8a). Al sur de esta localidad, la circulación cercana a la costa es dominada, en promedio, por giros ciclónicos. Son notables los giros ubicados entre Punta Eugenia y Bahía Magdalena, éstos imponen corrientes costeras hacia el polo con promedios a largo plazo cercanos a 5 cm s^{-1} (Fig. 8a).

Parte de la CC fluye hacia la costa a lo largo del contorno de cero anomalía del nivel del mar hasta interactuar con los giros ciclónicos dentro del Golfo de Ulloa y frente a Bahía Magdalena (Figs. 8a). Por debajo de la superficie, a la profundidad de la isopícnica de 26.5 kg m^{-3} , la desviación de la CC hacia la costa persiste y al interactuar con el giro ciclónico frente a Punta Eugenia (PE) un ramal de la CC es desviado hacia el noroeste para fortalecer la circulación impuesta por la Corriente Subsuperficial de California (Figs. 8b). La elección de la isopícnica de 26.5 kg m^{-3} como representativa de la dinámica subsuperficial se explica con la distribución vertical de la velocidad costera, ésta muestra que, en promedio, la isopícnica de 26.5 kg m^{-3} coincide mejor con la profundidad a la que la CSC es más intensa (Fig. 9). Investigaciones previas han asociado el núcleo de la CSC con las isopícnicas de 26.6 kg m^{-3} y 26.3 kg m^{-3} (Lynn y Simpson, 1987; Gay y Chereskin, 2009; Durazo, 2015), nuestros resultados confirman que éstas son cercanas al núcleo de la CSC (Fig. 9).

La concentración de sal subsuperficial promedio exhibe una región de transición meridional frente a PE, donde la isohalina de 34.2 ppm marca la frontera norte de masas de agua de origen tropical (Figs. 8a,b). Al noroeste de esta isohalina las concentraciones de sal, menores a 34.2 ppm, indican, de acuerdo con la clasificación de masas de agua reportada por (Durazo, 2015), la presencia de agua de transición tropical-subártica. La región de transición meridional frente a PE ha sido inferida anteriormente mediante observaciones hidrográficas (Roden, 1971; Durazo y Baumgartner, 2002; Durazo, 2015), la distribución espacial de clorofila (Wilson *et al.*, 2013), y las comunidades pelágicas que habitan al sur y al norte de $\sim 27^\circ\text{N}$ (Hewitt, 1981). La estructura del campo de salinidad subsuperficial, con valores máximos cerca de la costa e isohalinas paralelas a ella (Fig. 8b), sugiere el acarreo de agua de origen tropical, con mayor contenido de sal, inducido por la Corriente Subsuperficial de California (CSC); la intrusión subsuperficial de agua

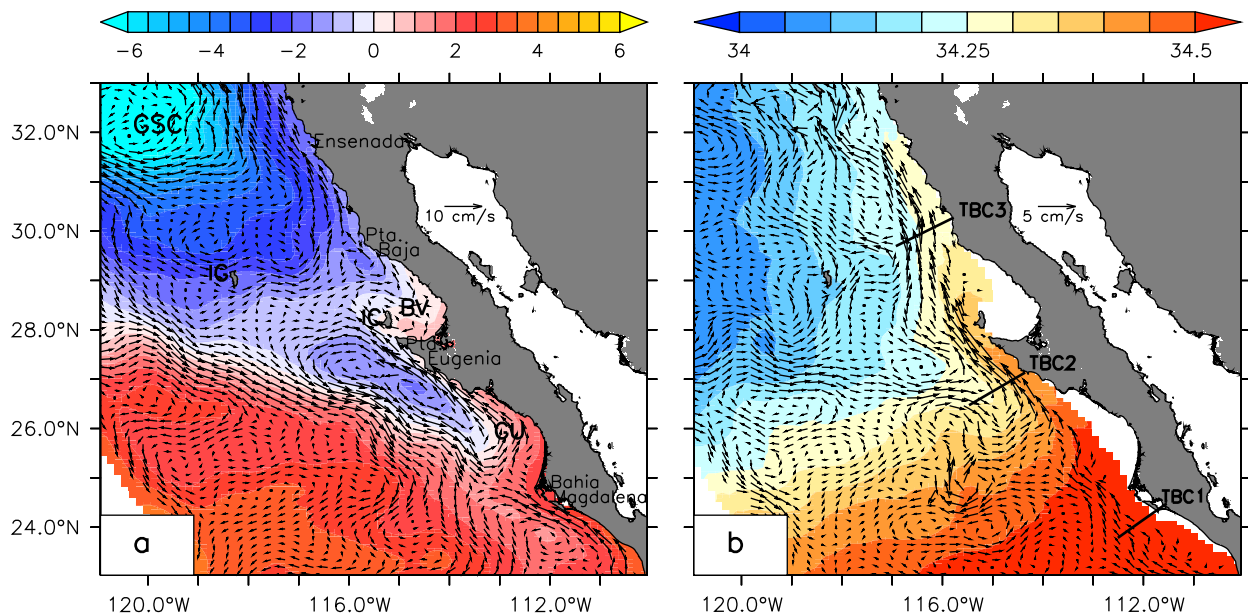


Figura 8: Circulación promedio durante el periodo 1981-1995 frente la costa oeste de la Península de Baja California. (a) Anomalia espacial del nivel del mar, en cm, y campo de velocidad horizontal promediado verticalmente dentro de la capa superficial de 50 m. (b) Concentración de sal, en partes por mil (ppt), y campo de velocidad horizontal a la profundidad de la isopícnica de 26.5 kg m^{-3} . Las localidades y transectos costeros referenciados en el texto se muestran en los recuadros a y b, respectivamente. GSC corresponde a Giro Sureño de California; IG a Isla Guadalupe; BV a Bahía Vizcaino; IC a Isla de Cedros; y GU a Golfo de Ulloa. La relevancia de los giros ciclónicos en la circulación superficial costera promedio y la presencia de la Corriente Subsuperficial de California son evidentes.

más salina cerca de la costa es más evidente al norte de PE (Figs. 8b).

La estructura de la circulación costera promedio a través de los transectos TBC1, TBC2, y TBC3 muestra que dentro de la capa superficial de 600 m la circulación hacia el polo domina la dinámica costera (Fig. 9). La expansión de la CC hacia la costa es limitada por giros ciclónicos superficiales (Fig. 8a) que, como lo muestra la figura 9, dominan la capa superficial costera por arriba de la isopícnica de $\sim 25.4 \text{ kg m}^{-3}$. Por debajo de esta isopícnica la CSC promedio fluye sobre el talúd continental, entre 100 y 600 m de profundidad, (Fig. 9) con velocidades más intensas alrededor de la isopícnica de 26.5 kg m^{-3} . Los tres transectos muestran que los flujos superficiales inducidos por los giros mencionados inducen corrientes costeras hacia el polo que en promedio son más intensas que la CSC (Fig. 9). No obstante la CSC abarca, en promedio, toda la costa oeste de la península de Baja California (Fig. 8b).

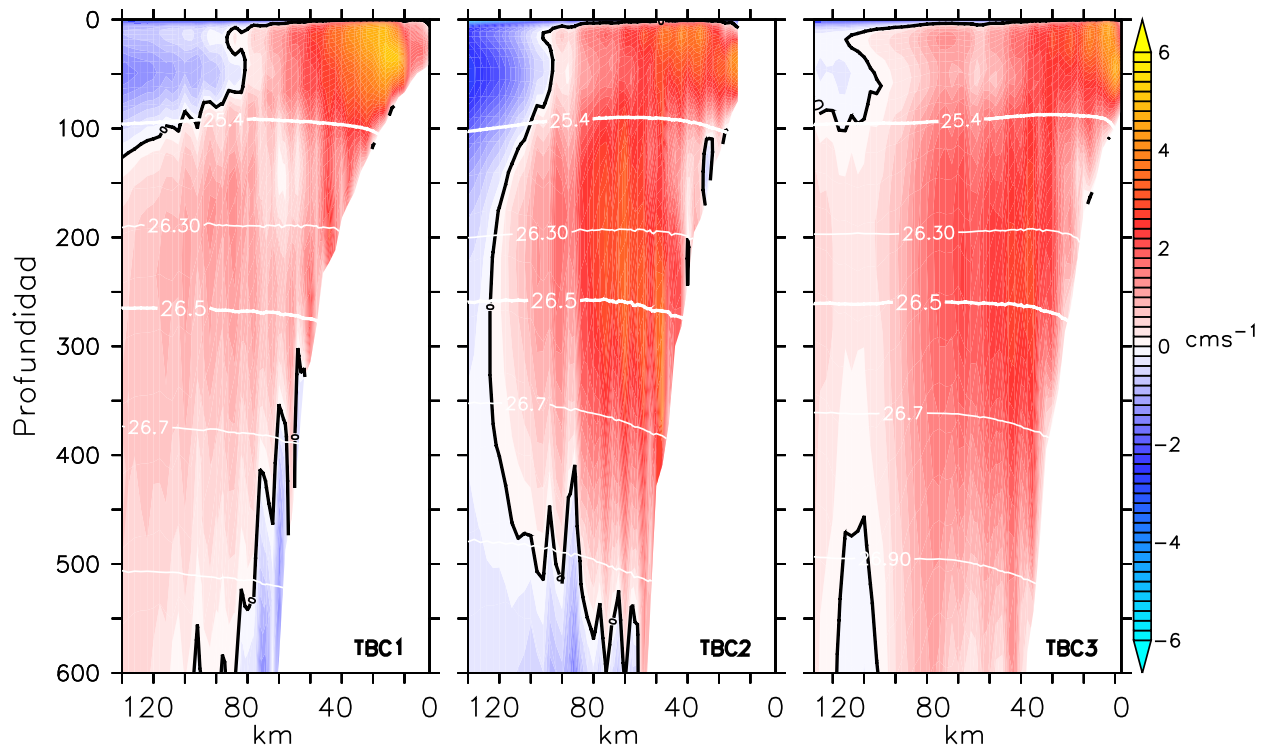


Figura 9: Distribución vertical promedio, durante 1981-1995, de la componente de velocidad paralela a la costa a lo largo de los transectos mostrados en la figura 8b; el nombre del transecto se encuentra en la parte inferior derecha de cada recuadro. Valores positivos (negativos) indican flujo con dirección hacia el polo (ecuador). En concordancia con investigaciones anteriores nuestros resultados muestran que la profundidad promedio de las isopícnas de 26.3 y 26.6 kg m^{-3} se encuentran cerca del núcleo de la CSC. Es la isopícnica de 26.5 kg m^{-3} la que más se acerca a los valores máximos de la CSC. Cerca de la superficie se muestra la profundidad de la isopícnica de 25.4 kg m^{-3} , la cual se ha relacionado con el límite profundo de la CC (Durazo, 2015). Durazo (2015) muestra un campo de densidad similar con las profundidades de las isopícnas de 25.4 y 26.3 kg m^{-3} semejantes a las mostradas en esta figura.

3.1.1. Variación estacional de la circulación costera al oeste de Baja California

La variación estacional del Sistema de la Corriente de California ha sido analizada, principalmente, mediante la componente geostrófica correspondiente a la altura dinámica referenciada a 500 m de profundidad (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Durazo, 2015). El ciclo anual de la altura dinámica obtenida de los campos de temperatura y salinidad reproducidos es similar al ciclo anual reportado en las investigaciones referenciadas y exhibe alturas superficiales que oscilan entre 85 y 100 dyn cm (Fig. 10). Durante primavera, periodo de abril a junio, los contornos de altura dinámica son cuasiparalelos a la línea de costa, la altura dinámica disminuye del interior del océano a la costa, y la circulación geostrófica superficial resultante corresponde a la intensificación primaveral de la CC (Fig. 10) reportada previamente (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Durazo, 2015). La invasión costera de la CC es parcialmente inducida por la bifurcación generada por el GSC, éste abliga a un ramal de la CC a desviarse hacia la costa cerca de 30°N (Fig. 10), esta bifurcación ha sido reportada previamente y es evidente en la altura dinámica mostrada en la figura 3 de Strub y James (2000).

Durante verano, periodo de julio a septiembre, el GSC se intensifica y genera la recirculación hacia costa y, posteriormente, hacia el norte de un ramal de la CC que impone un flujo superficial costero hacia el polo con promedios estacionales menores a 5 cm s^{-1} (Fig. 10). Cerca de la costa la altura dinámica incrementa, los gradientes zonales disminuyen, y la intensa circulación costera hacia el sur, característica de primavera, es sustituida por giros cicónicos y anticiclonicos que inducen un comportamiento meándrico de la CC. Al igual que en verano, durante el otoño, periodo de octubre a diciembre, la circulación superficial al sur de 29°N es preferencialmente hacia el suroeste, no obstante, la rapidez costera hacia el sur es menor a 5 cm s^{-1} . Durante invierno, periodo de enero a marzo, la altura dinámica disminuye cerca de la costa al sur de 29°N, aumenta el gradiente zonal de presión, y la alineación e intensificación costera de la CC inicia nuevamente. Cerca de Isla Guadalupe la bifurcación de la CC es evidente durante esta estación del año (Fig. 10); mientras un ramal sigue su ruta hacia el sur, un segundo ramal fluye a lo largo del contorno de altura dinámica de 94 dyn cm para incorporarse a la Contracorriente Costera de California.

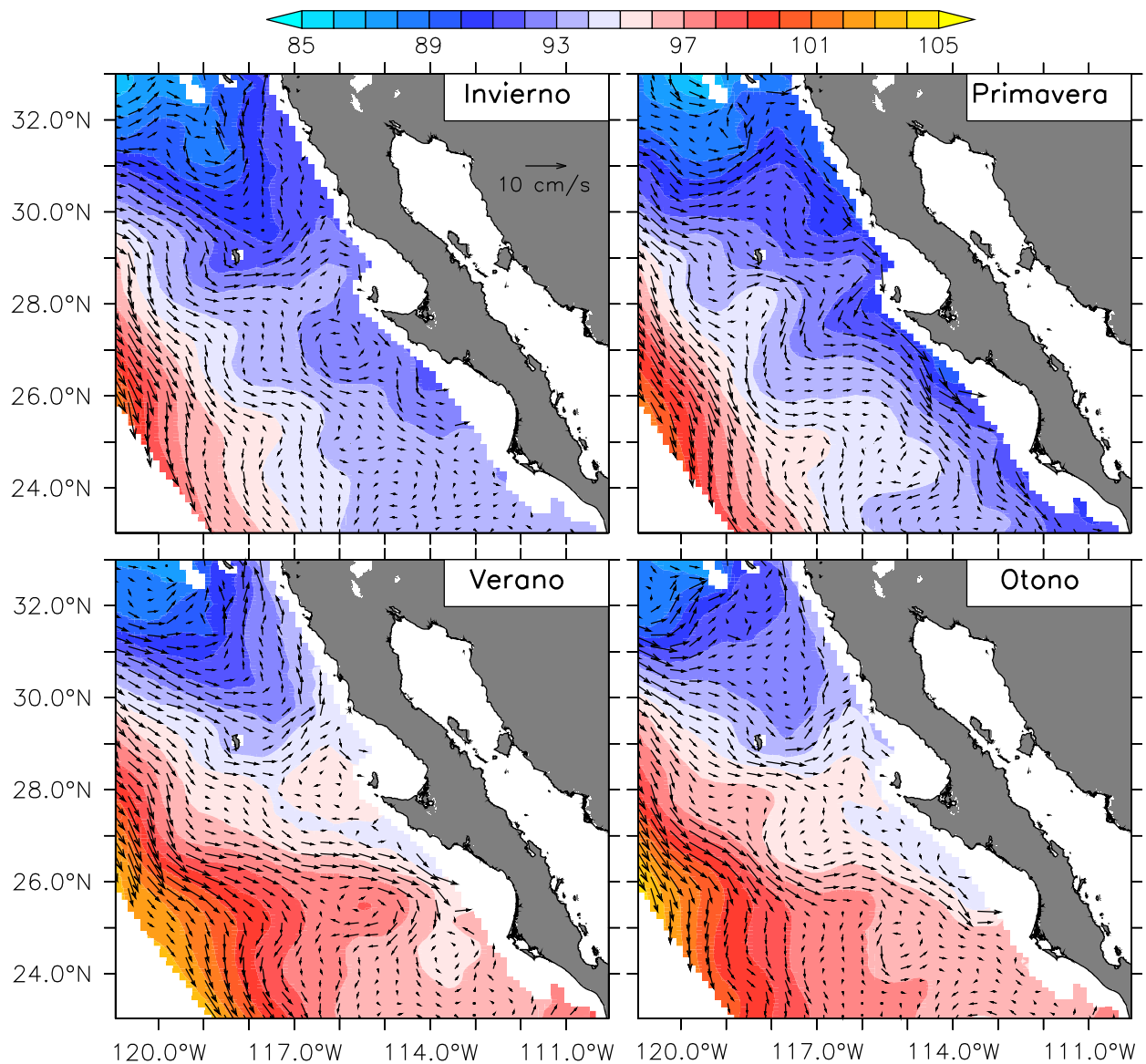


Figura 10: Ciclo anual promedio, correspondiente al periodo 1981-1995, de la altura dinámica superficial en dyn cm, obtenida de los campos de temperatura y salinidad reproducidos por nuestra implementación numérica, la circulación geostrófica asociada se muestra en cm s^{-1} . Al igual que en investigaciones previas Lynn y Simpson (1987); Durazo (2015), el nivel de reposo es la profundidad de 500 m. Invierno corresponde al periodo enero-marzo, primavera al periodo abril-junio, verano al periodo julio-septiembre, y otoño al periodo octubre-diciembre. Este ciclo anual promedio de altura dinámica es cualitativamente muy similar al reportado anteriormente por Lynn y Simpson (1987); Durazo (2015); Strub y James (2000)

La altura dinámica derivada de nuestra implementación numérica, es consistente con la altura dinámica reportada previamente y, por lo tanto, representa una buena herramienta para analizar la variabilidad estacional de la CC. No obstante, el ciclo anual de la circulación superficial, mostrado en la figura 11, exhibe mecanismos relevantes en la dinámica costera de la península de Baja California que quedan fuera de la aproximación geostrofica asociada a la altura dinámica (Fig. 10). El más conspicuo es la formación de diversas estructuras ciclónicas que inducen corrientes locales con dirección hacia el polo (Fig. 11). Las contracorrientes superficiales impuestas por estos giros son más intensas, en promedio, durante verano y otoño cuando la rapidez promedio de estos flujos es mayor a 5 cm s^{-1} entre Bahía Magdalena y PE. Estos resultados son consistentes con los flujos superficiales hacia al polo observados frente a Bahía Magdalena durante julio y octubre, cuando éstos fluyen con una rapidez promedio semanal mayor a 10 cm s^{-1} (Zaitsev *et al.*, 2014, figura 14).

Por debajo de la superficie la circulación costera reproducida por nuestra implementación numérica está dominada por la circulación la CSC (Fig. 12). Ésta es más intensa durante los periodos diciembre-enero y junio-julio, cuando fluye, en promedio, a lo largo de toda la costa oeste de la península de Baja California (Fig. 12) con promedios bimensuales cercanos a 5 cm s^{-1} . Un giro ciclónico, aparentemente derivado de la intensificación de la CSC, es evidente durante diciembre y enero cerca de $114.5^{\circ}\text{W } 24^{\circ}\text{N}$ (Fig. 12); no obstante, el giro prevalece y paulatinamente se desplaza hacia el interior del océano y llega a $116.5^{\circ}\text{W } 24^{\circ}\text{N}$ durante el abril y mayo. Un segundo giro ciclónico también es evidente frente a PE durante el periodo abril-julio; sin embargo, no es clara la propagación hacia el oeste de esta estructura ciclónica. La CSC es más débil durante los periodos febrero-marzo y agosto-septiembre; no obstante, lejos de la costa un flujo meándrico, aparentemente inducido por el GSC, fluye hacia el polo cuasi-paralelo a los contornos de salinidad (Fig. 12). Durante abril-mayo y octubre-noviembre la CSC fluye a lo largo de la península con velocidades promedio menores a 3 cm s^{-1} .

Los valores máximos de salinidad cerca de la costa y los contornos de salinidad cuasiparalelos a la costa al norte de PE (Fig. 12) indican la presencia de agua subsuperficial tropical a lo largo de la costa oeste de la península de Baja California. La CSC ayuda a

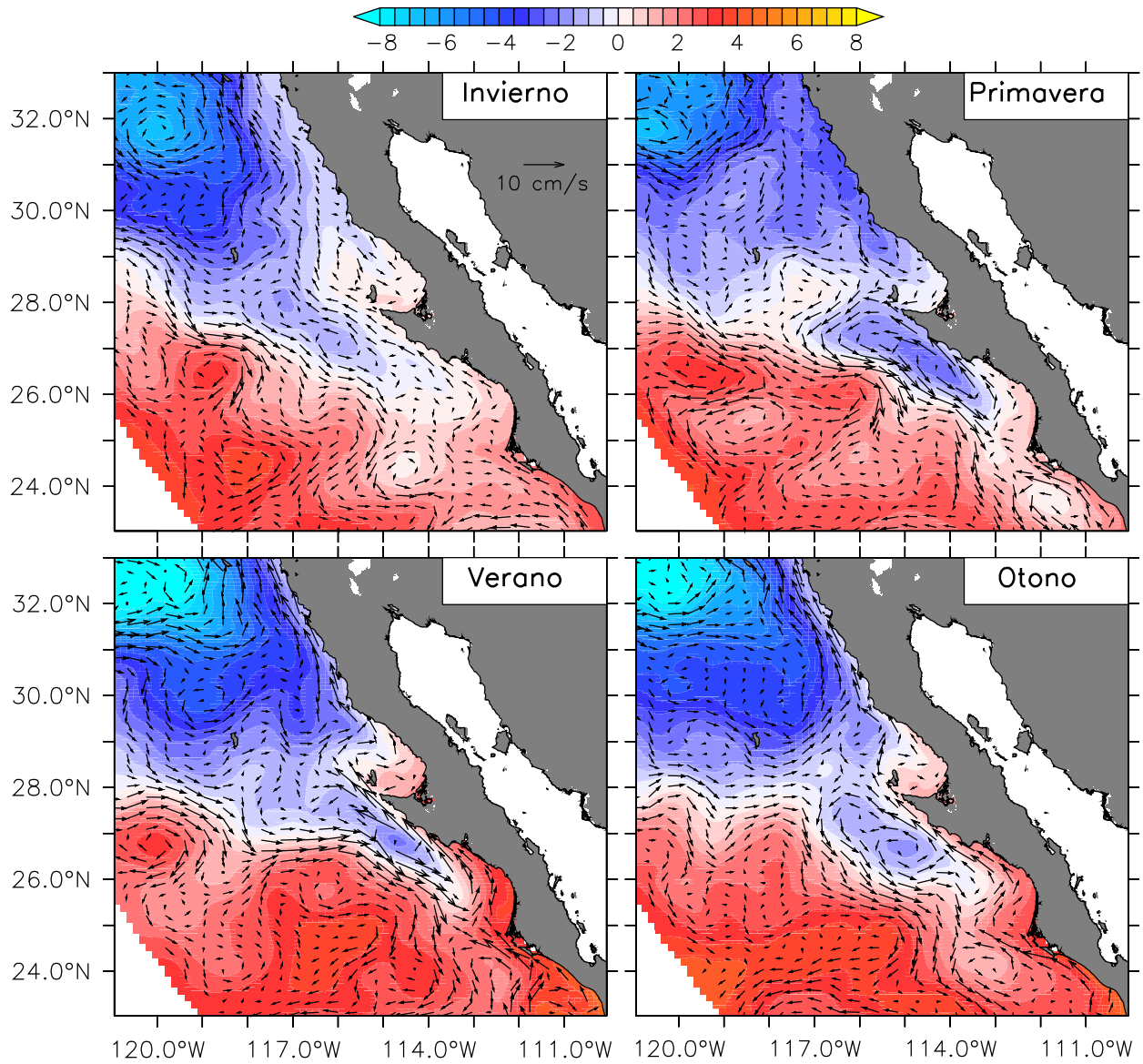


Figura 11: Similar a la figura 10 para la anomalía espacial del nivel del mar [cm] y la circulación promedio [cm s^{-1}] dentro de la capa superficial de 50 metros. A diferencia de la circulación geostrófica mostrada en la figura 10, en esta figura la relevancia de los giros costeros ciclónicos en la circulación superficial hacia el polo es evidente.

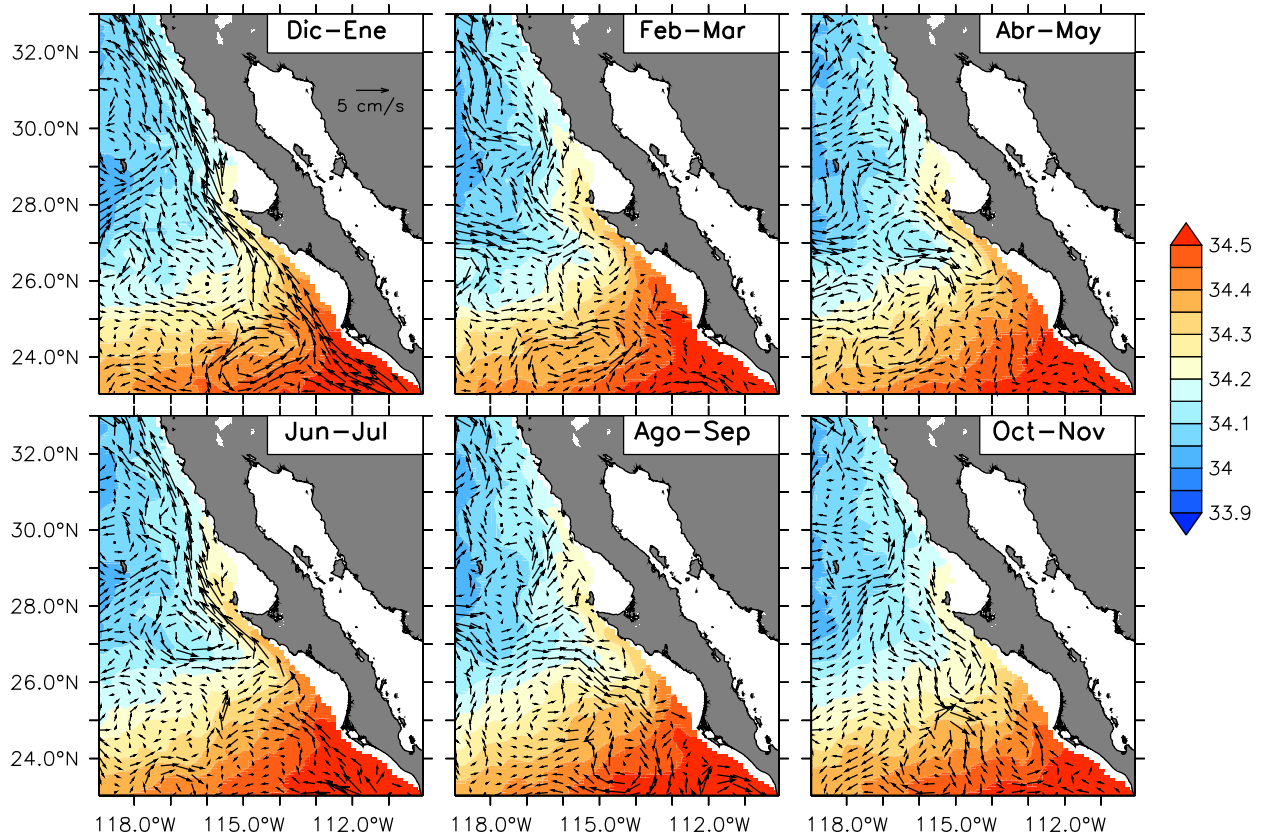


Figura 12: Clico anual de la circulación subsuperficial al oeste de la Península de Baja California. En color se muestra el campo de salinidad en partes por mil (ppm) a la profundidad de la isopícnica de 26.5 kg m^{-3} , superpuesto el campo de velocidad horizontal (cm s^{-1}) a lo largo de dicha profundidad. Con la finalidad de mostrar con claridad la variabilidad de la CSC, se muestran promedios bimensuales que permiten visualizar la variabilidad semianual de la CSC reportada previamente por Lynn y Simpson (1987). La intensificación de la CSC durante diciembre-enero y junio-julio es evidente.

explicar, mediante la advección de agua tropical, la permanencia costera de altas concentraciones de sal mayores a 34.2 ppm, que de acuerdo con la clasificación reportada por (Durazo, 2015, figura 2) indican la presencia de agua subsuperficial equatorial. La advección de agua tropical es muy evidente al norte de PE donde los cambios zonales de la salinidad son más abruptos cerca de la costa. En el interior del océano, los valores cercanos a 34.1 ppm (Fig. 12) indican la presencia de agua de transición tropical-subártica generada por la mezcla de agua de origen tropical y agua subártica, con baja concentración de sal, acarreada por la CC.

Observaciones hidrográficas derivadas del proyecto IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California), correspondientes al periodo 1997-2013, han sido utilizadas previamente para analizar la variabilidad estacional de la circulación subsuperficial a lo largo de la costa oeste de la Península de Baja California (Durazo, 2015). La componente de la circulación geostrófica obtenida de estas observaciones muestra la presencia de la CSC a 200 m de profundidad; sin embargo, no muestran la energética variación semianual de este flujo subsuperficial. No obstante, la componente semianual de la CSC ha sido evidenciada previamente frente a la costa noroeste de Baja California (Lynn y Simpson, 1987) y, principalmente, a lo largo de la costa sur de California (Chelton, 1984; Lynn y Simpson, 1987; Gay y Chereskin, 2009); sin embargo, hasta ahora, poco se conoce sobre los factores físicos involucrados en la generación de dicha variabilidad semianual o en su relevancia en la dinámica subsuperficial del Sistema de la Corriente de California. Para hallar respuestas a estas inquietudes se obtuvieron las funciones empíricas ortogonales del campo costero de velocidad subsuperficial y los armónicos estacionales, anual y semianual, de la velocidad costera. Los resultados se describen en las siguientes dos secciones.

3.1.2. Funciones empíricas ortogonales de la circulación subsuperficial costera

Los modos de variabilidad de la CSC frente la costa oeste de Baja California se obtuvieron al calcular las funciones empíricas ortogonales del campo de velocidad costero subsuperficial mediante la técnica descrita en la sección 2.4.1. El campo analizado corresponde al promedio vertical de la velocidad horizontal entre las isopícnas de 25.4 y 26.8 kg m^{-3} , cuyas profundidades promedio son 100 y 400 m, respectivamente (Fig. 9).

Como lo muestra la figura 9 entre estas isopícnas la CSC es, en promedio, más intensa. Limitamos la presentación de nuestros resultados a las dos primeras funciones empíricas ya que éstas explican 45 % de la varianza del campo analizado, cada una de las funciones restantes explica menos del 8 % de la varianza.

La primer función empírica (FEO1) y el componente principal correspondiente (CP1) explican el 33 % de la varianza del campo de velocidad subsuperficial costera y ambos se muestran en la figura 13. FEO1 sugiere un flujo que fluye paralelo a la costa y que es más intenso sobre el talúb continental, por donde viaja la CSC (Fig. 9). La representación en diagrama de astillas de CP1 revela la evolución temporal, de la magnitud y fase, de FEO1, y exhibe dos direcciones preferenciales evidentes 0° y 180° (Fig. 13b) que indican direcciones hacia el polo y ecuador, respectivamente. Las direcciones preferenciales de FEO1 son evidentes en el histograma de fases de CP1, mostrado en la parte inferior izquierda de la figura 13a, estas señalan la intensificación (0°) y debilitamiento (180°) de la circulación hacia el polo inducida por la CSC. Es decir, FEO1 corresponde a un modo de variabilidad que explica la intensificación (debilitamiento) de la CSC mediante un flujo atrapado a la costa que favorece la circulación hacia el polo (ecuador).

Los espectros rotacionales de CP1, calculados mediante las relaciones dadas por Gonnella (1972), indican la relevancia de la variabilidad semianual en ambas componentes rotacionales de CP1 (Fig. 13). Estos muestran que la energía está relativamente equiparticionada entre ambas componentes rotacionales lo cual ayuda a explicar las direcciones preferenciales de FEO1 (Fig. 13b,c) y la carencia de un sentido de rotación evidente. La relevancia de la componente semianual, la cual alcanza valores de $\sim 20 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ (Fig. 13c), ayuda a explicar la variabilidad semianual de la CSC evidenciada en la figura 12, y reportada previamente (Chelton, 1984; Lynn y Simpson, 1987). Los valores de FEO1, con rapidez máxima hacia el polo durante el periodo 1982-1983, explican la intensificación de la CSC durante años Niño. Dicha intensificación representa un proceso físico que ayuda a explicar el incremento de agua de origen tropical, reportado por (Durazo y Baumgartner, 2002), a lo largo de la Península de Baja California.

La segunda función empírica ortogonal (FEO2) y su componente principal (CP2) explican 12 % de la varianza del campo de velocidad subsuperficial costero. Nuevamente

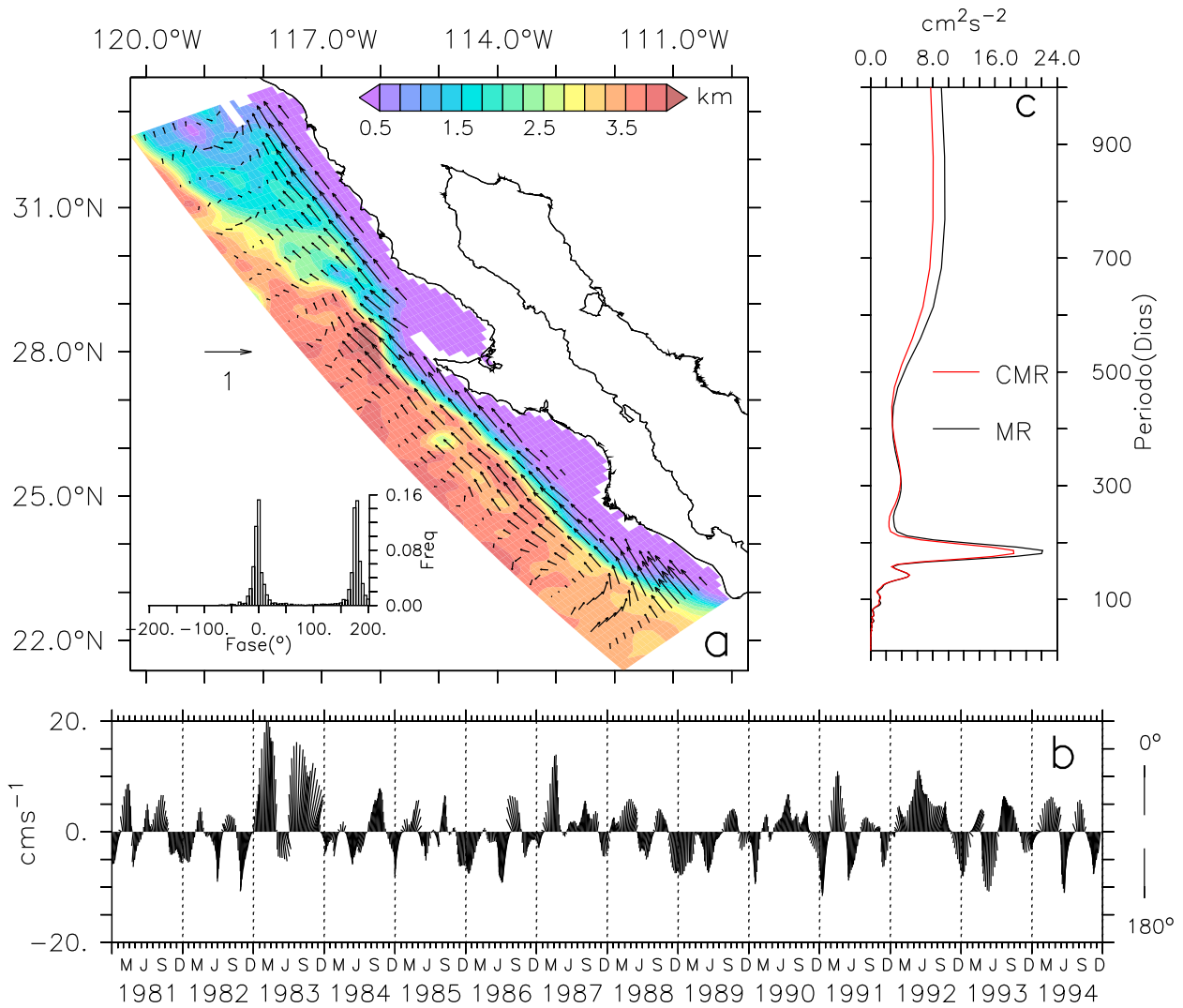


Figura 13: Función empírica ortogonal principal del campo de velocidad horizontal costero promediado entre las isopincas de 25.4 y 26.7 kg m^{-3} , es decir entre las profundidades de ~ 100 y $\sim 400 \text{ m}$ (Fig. 8). (a) Estructura espacial y direcciones de FEO1, éstas mostradas como la distribución de probabilidad de la fases de CP1 en la parte inferior izquierda. La profundidad del fondo marino (km) se muestra en color. (b) CP1, evolución temporal de FEO1, las direcciones correspondientes a la fases preferenciales de 0° y 180° se muestran en el extremo derecho del recuadro, la fase incrementa en sentido contrario al de las manecillas del reloj. (c) Componentes rotacionales de CP1, en sentido de las manecillas del reloj (MR) y en sentido contrario (CMR). Las fases del histograma mostrado en (a) son relativas al campo vectorial mostrado, el cual corresponde a FEO1 con fase de 0° ; la segunda fase preferencial es 180° , hacia el ecuador.

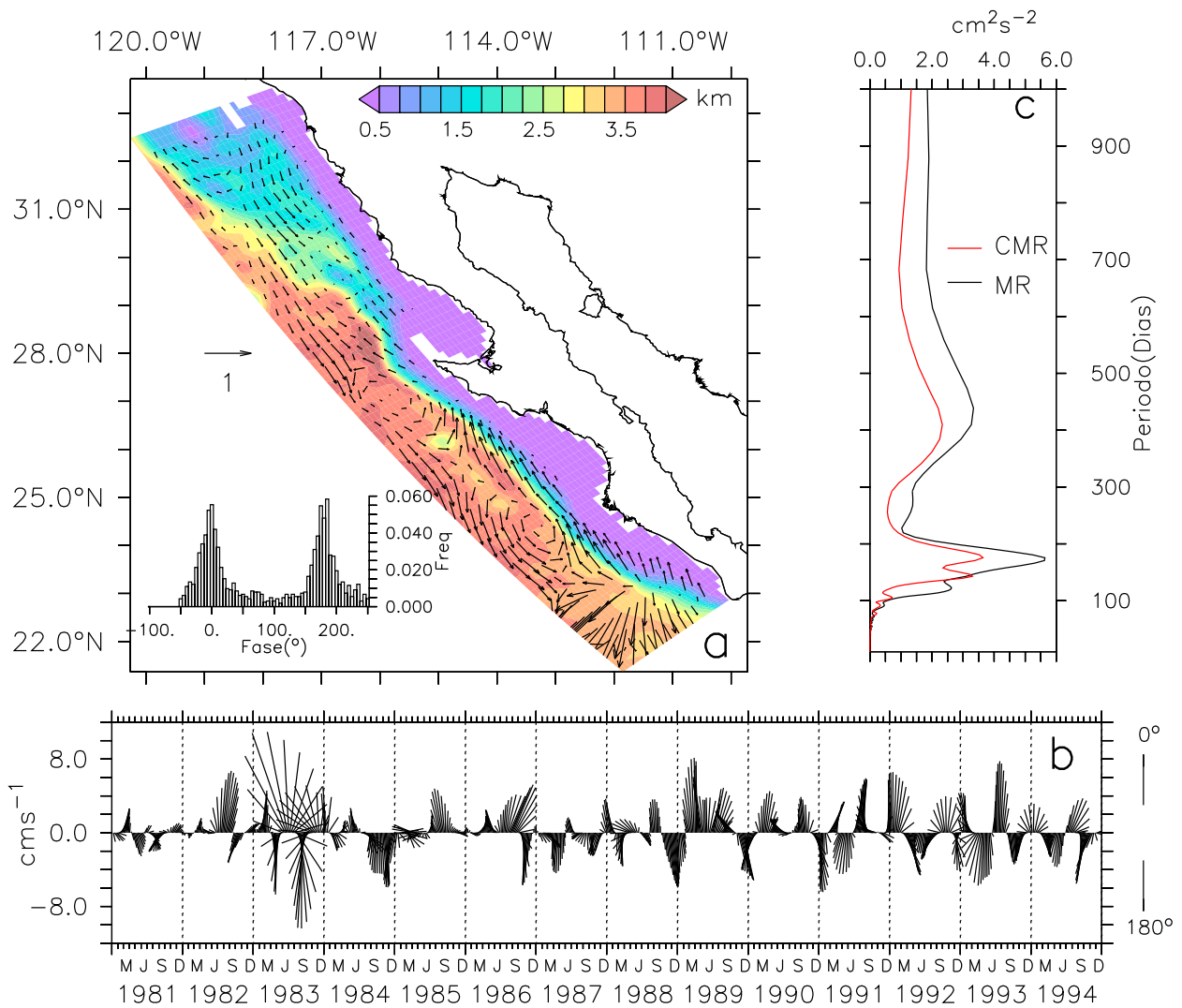


Figura 14: Similar que la figura 13 pero para la segunda función empírica ortogonal. El dominio de la componente rotacional en sentido de las manecillas del reloj sugiere la relevancia de giros anticiclónicos en este modo de variabilidad.

la componente semianual es evidente en este modo de variabilidad; sin embargo, FEO2 (Fig. 14a) muestra un campo vectorial distinto a FEO1 y con velocidades cuya magnitud máxima es menor a 12 cm s^{-1} (Fig. 14b). Los espectros rotacionales muestran que la componente en el sentido de las manecillas del reloj (MR) domina la variabilidad en diversas escalas temporales (Fig. 14c), incluyendo la semianual; lo cual sugiere que giros anticiclónicos dominan este segundo modo de variabilidad. Las velocidades más intensas de FEO2 que, al igual que en el caso de FEO1, ocurren durante 1982-1983 (Fig. 14b) sugieren, además, la manifestación de giros ciclónicos más energéticos durante años Niño.

3.1.3. Armónicos estacionales a lo largo de la costa oeste de la península de Baja California

Los armónicos estacionales, anual y semianual, de la componente de velocidad paralela a la costera confirman el dominio de la componente semianual en la variabilidad estacional subsuperficial al oeste de la península de Baja California. En general el armónico semianual domina la variabilidad estacional entre las isopichnas de 25.4 y 26.9 kg m^{-3} , donde, de acuerdo con investigaciones previas (Gay y Chereskin, 2009), y con la estructura media de la velocidad costera reproducida por nuestra implementación numérica (Fig. 9), se encuentra el núcleo de la CSC. Entre estas isopichnas la componente semianual alcanza valores mayores a 3 cm s^{-1} (Fig. 15b) y explica más del 30 % de la varianza correspondiente a la CSC (Fig. 15b). Por arriba de la isopichna de 25.4 kg m^{-3} , cuya profundidad promedio es 100 m, la magnitud del armónico anual sobrepasa 5 cm s^{-1} y explica mas del 35 % de la varianza de la velocidad superficial costera (Fig. 15a). Estos resultados muestran que la componente anual domina la variabilidad estacional superficial por arriba de la isopichna de 25.4 kg m^{-3} ; por debajo de dicha isopichna la componente semianual domina la dinámica estacional al oeste de la Península de Baja California (Fig. 15). La relevancia de la componente anual superficial en el Sistema de la Corriente de California ha sido reportada en diversas investigaciones previas (Strub y James, 2000; Lynn y Simpson, 1987; Chelton, 1984; Durazo, 2015). Sin embargo, la dinámica subsuperficial ha sido poco atendida y aunque la importancia de la variabilidad semianual de la CSC ha sido observada frente las costas de California (Gay y Chereskin, 2009) y Washington (Todd *et al.*, 2011) e inferida frente Baja California (Lynn y Simpson, 1987), este es el primer trabajo que determina, cuantitativamente, la relevancia de la variabilidad semianual en la CSC a lo largo del Sistema de la Corriente de California frente México y por primera vez se infiere el origen de dicha semianualidad.

Una vez obtenidos los resultados descritos, la inquietud inmediata fue determinar si la vigorosa componente semianual es una característica exclusiva del sur del Sistema de California o si ésta componente domina la circulación subsuperficial del resto de la costa oeste mexicana. Por lo tanto, analizamos la dinámica reproducida por la malla de menor resolución horizontal incluida en nuestra implementación numérica (Fig. 1). Los resulta-

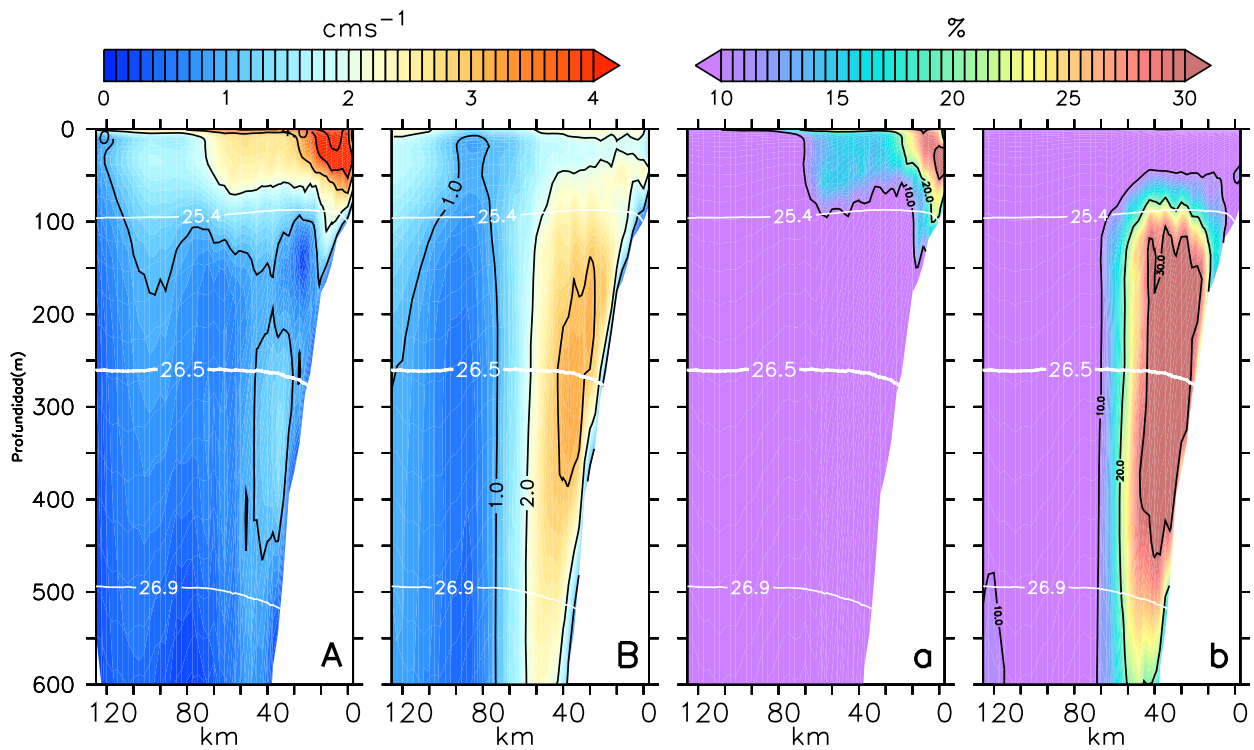


Figura 15: Armónicos estacionales de la velocidad costera a lo largo del transecto TBC3, incluido en la figura 8b. (A) y (B) muestran la magnitud, en cm s^{-1} , de la componente anual y semianual, respectivamente. (a) y (b) muestran el porcentaje de varianza explicada por la componente anual y semianual. La isopícnica de 25.4 kg m^{-3} parece marcar la frontera por debajo de la cual la componente semianual domina la variabilidad estacional. El eje horizontal corresponde a la distancia, en kilómetros, de la costa hacia el interior del océano.

dos mostrados en la siguiente sección revelan que la componente semianual también domina la variabilidad estacional subsuperficial a lo largo de la costa suroeste mexicana y que esta energética componente es inducida por la propagación de ondas baroclínicas semianuales que viajan atrapadas a la costa oeste del Pacífico Nororiental.

3.2. Dinámica costera del Suroeste Mexicano

Los resultados mostrados en esta sección permiten concluir que, al igual que en la costa oeste de la Península de Baja California, una energética componente semianual domina la circulación costera subsuperficial a lo largo del suroeste mexicano. La principal función empírica ortogonal del campo de velocidad subsuperficial entre el Golfo de Tehuantepec y el norte de Baja California (sección 3.2.3), la correlación defasada de la profundidad de la isoterma de 14°C a lo largo de gran parte de la costa oeste mexicana (sección 3.2.4), y los resultados de los experimentos numéricos descritos en la sección 3.2.5 muestran que la intensa variabilidad semianual de la Corriente Subsuperficial de California frente la Península de Baja California es independiente del viento local e inducida por la propagación de ondas baroclínicas tipo Kelvin que inducen una energética componente semianual que también domina la variabilidad estacional de la Corriente Costera Mexicana por debajo de la termoclina. Al igual que en la sección 3.1 los resultados numéricos para la región costera del suroeste mexicano inician con una descripción de la dinámica promedio y de la variabilidad estacional reproducida por nuestra implementación numérica.

3.2.1. Circulación promedio del suroeste mexicano

Al igual que los resultados reportados por Kessler (2006), nuestra implementación numérica muestra que la dinámica costera superficial en la costa suroeste de México, entre 15°N y 17°N, es dominada por una anomalía positiva del nivel del mar que induce una circulación anticiclónica con velocidades máximas que alcanzan $\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$. Esta anomalía ha sido asociada con el esfuerzo del viento local (Kessler, 2002) y su efecto subsuperficial corresponde a un hundimiento de la termoclina que, por su estructura espacial y localización, ha sido denominado Thermocline Tehuantepec Bowl (TTB). El TTB induce, en promedio, las mayores profundidades de la isoterma de 20°C (Kessler, 2006), la cual ha sido considerada una aproximación de la termoclina dentro del Pacífico Tropical Nororiental (Kessler, 2002). En concordancia, nuestros resultados muestran que los mayores hundimientos de dicha isoterma, frente el suroeste mexicano, se localizan dentro del TTB y alcanzan profundidades máximas promedio que oscilan alrededor de $\sim 83 \text{ m}$. La circulación anticiclónica superficial inducida por el TTB se aproxima a la

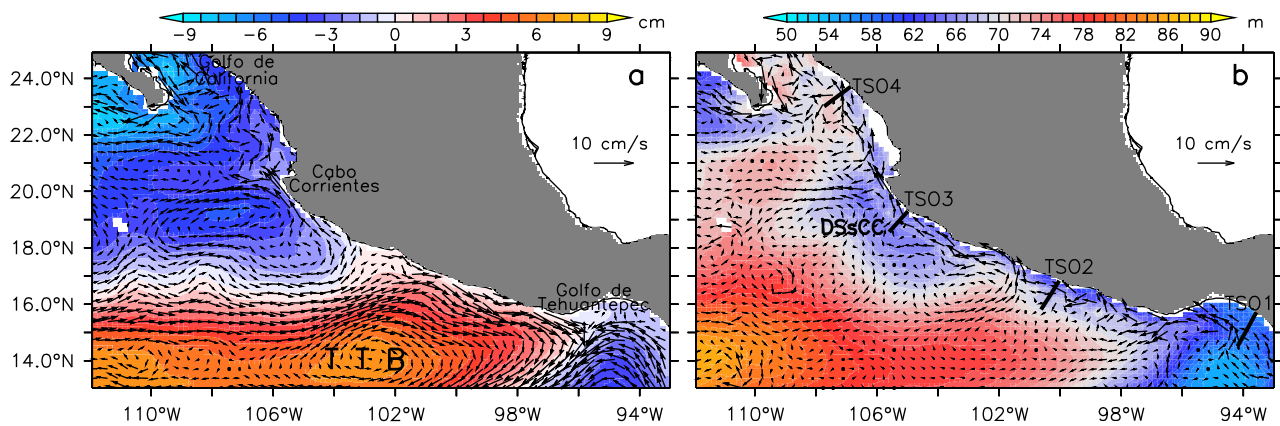


Figura 16: Campos promedios, correspondientes al periodo 1981-1995, de la circulación frente la costa suroeste mexicana. (a) Anomalía espacial del nivel del mar y campo de velocidad a 10 m de profundidad. (b) Profundidad de la termoclina y circulación a 100 m de profundidad. Kessler (2006) muestra patrones de circulación similares; no obstante, en las observaciones utilizadas por él hay muy poca resolución espacial para visualizar la dinámica costera y la circulación a la entrada del Golfo de California.

costa en $\sim 17^\circ\text{N}$, continua hacia el sureste paralela a la costa, y en $\sim 15^\circ\text{N}$ se desvía hacia el interior del océano. Al igual que la figura 2 de Kessler (2006), la figura 16a de esta investigación, muestra que, en promedio, el TTB limita la extensión latitudinal de la componente superficial de la Corriente Costera de Costa Rica. Más al norte, entre 17°N y 20°N , la circulación costera promedio es dominada por un giro ciclónico ubicado al sur de Cabo Corrientes y centrado en 107°O y 19°N (Fig. 16a). Esta estructura ciclónica fue reportada inicialmente por Kessler (2006) y en investigaciones subsecuentes (Godínez *et al.*, 2010; Zamudio *et al.*, 2007) ha sido atribuida al rotacional del esfuerzo del viento local. La huella subsuperficial de este giro ciclónico corresponde a una elevación de la termoclina (Kessler, 2006), evidenciada en nuestros resultados por los mínimos valores de la profundidad de la termoclina alrededor de 105°O y 18°N (Fig. 16b); a lo largo de este escrito esta estructura subsuperficial es referenciada como el Domo Subsuperficial de Cabo Corrientes (DSsCC).

El DSsCC es fundamental en la circulación costera hacia el polo inducida por la Corriente Costera Mexicana (CCM). Ésta, como lo muestra las figuras 2 y 5 de Kessler (2006), inicia como una corriente subsuperficial en la región norte del Golfo de Tehuantepec que, ayudada por el DSsCC, se aproxima a la superficie oceánica cerca de 17°N . En concordancia con lo anterior, nuestros resultados muestran que la CCM domina la dinámica costera subsuperficial a 100 m de profundidad (Fig. 16b), cerca de 17°N la cir-

culación ciclónica del DSsCC fortalece la circulación costera local hacia el polo (Fig. 16a), la CCM alcanza la superficie cerca de 17°N y continua hacia el interior del Golfo de California. Al igual que los resultados obtenidos por Godínez *et al.* (2010), nuestros resultados muestran que la CCM es reforzada por un ramal de la Corriente de California que es desviado hacia la costa y, posteriormente, hacia el interior del Golfo de California por el DSsCC (Fig. 16a). Por debajo de la termoclina, la CCM se bifurca en dos ramales: uno de los cuales sigue adjunto a la costa e ingresa al Golfo de California; el segundo ramal atraviesa la boca del golfo, alcanza el extremo sur de la península de Baja California, y se conecta con la Corriente Subsuperficial de California.

Nuestros resultados muestran que dentro del Golfo de Tehuantepec la circulación costera superficial promedio es dominada por un flujo hacia el norte asociado con la CCCR (Fig. 16). La estructura vertical de la velocidad costera a través del transecto TSO1 muestra que la CCCR domina la circulación costera por arriba de la isoterma de $\sim 10^{\circ}\text{C}$ (Fig. 17) donde fluye con una rapidez máxima mayor a 6 cm s^{-1} lejos de la costa y por encima de la termoclina. Por debajo de la isoterma de 10°C , con profundidad promedio de 400 m, la circulación costera fluye en sentido contrario -hacia el sureste-. Al norte del Golfo de Tehuantepec, a través del transecto TSO2, el flujo superficial hacia el sur inducido por el TTB domina la circulación costera por encima de la termoclina y alcanza una rapidez máxima de $\sim 6\text{ cm s}^{-1}$ cerca de la superficie (Fig. 17). Como lo muestra la figura 16a, el TTB obliga a la componente superficial de la CCCR a virar hacia el interior del océano; sin embargo, la CCCR alcanza, en promedio, profundidades mayores a 300 m (Kessler, 2006, figura 8) y, como lo muestra la figura 2 de (Kessler, 2006) y nuestra figura 17, por debajo de la termoclina la CCCR continua a lo largo de la costa para formar parte de la CCM. A través del transecto TSO2, la CCM se extiende más de 100 km hacia el interior del océano y es más intensa entre 150 y 400 metros de profundidad, donde alcanza 6 cm s^{-1} . Conforme se aleja de la costa la intensidad de la CCM disminuye hasta velocidades promedio de sólo 2 cm s^{-1} (Fig. 17).

Como lo muestra la circulación promedio a través del transecto TSO3 (Fig. 17), el DSsCC ayuda a la homogenización vertical de la circulación costera local e impone un flujo costero hacia el polo dentro de toda la capa superficial de 500 m. Dentro del DSsCC

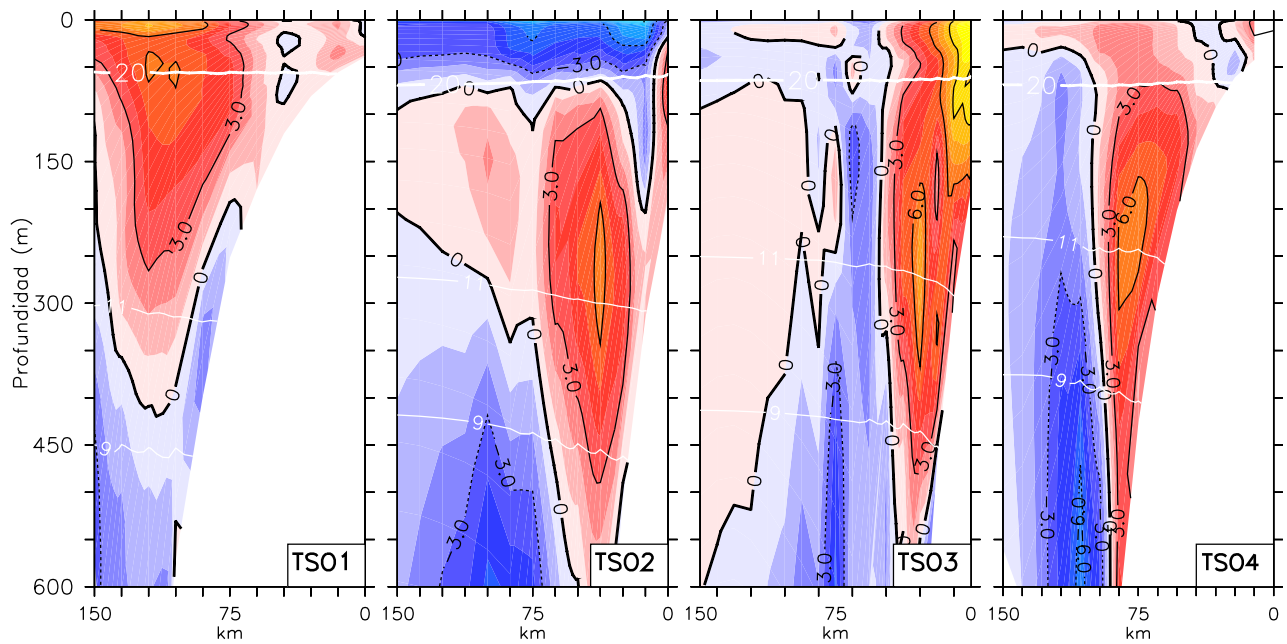


Figura 17: Campos promedios, correspondientes al periodo 1981-1995, de la circulación costera a través de los transectos mostrados en la figura 16b. Como referencia se muestran algunas isotermas en cortornos blancos, entre ellas la isoterma de 20°C la cual ha sido definida como una aproximación de la termoclina local (Kessler, 2002). Las unidades del campo de velocidad son cm s^{-1} , valores positivos (negativos) indican flujo hacia el polo (ecuador).

la CCM alcanza una rapidez máxima de $\sim 12 \text{ cm s}^{-1}$ cerca de la superficie (Fig. 17); no obstante, por debajo de la isoterma de 13°C el núcleo de la CCM persiste con valores ligeramente mayores a 6 cm s^{-1} (Fig. 17), al igual que en el transecto TSO2. Las observaciones directas reportadas por Lavín *et al.* (2006) muestran un patrón de circulación similar cerca de Cabo Corrientes con una CCM que domina la circulación costera en la capa superficial de 500 m durante el mes de junio. Por tratarse de mediciones cuasi-instantaneas, la circulación costera reportada por Lavín *et al.* (2006) es más intensa y muestra una CCM que alcanza 25 cm s^{-1} . Al norte del DSsCC, cerca de la entrada del Golfo de California, la manifestación superficial de la CCM persiste pero con una rapidez promedio de sólo 3 cm s^{-1} (Fig. 17). Al igual que al sur del DSsCC, transecto TSO2, la CCM es más intensa entre los 150 y 400 m de profundidad con una magnitud máxima que en promedio alcanza 6 cm s^{-1} .

El análisis de esta sección confirma que nuestra implementación numérica reproduce la dinámica promedio regional reportada en investigaciones previas (Kessler, 2006; Godínez *et al.*, 2010; Zamudio *et al.*, 2007). En las siguientes secciones se hace un análisis de la dinámica regional estacional reproducida por nuestra implementación numérica

con énfasis en la circulación subsuperficial inducida por la CCM.

3.2.2. Dinámica estacional frente el suroeste mexicano

El ciclo anual promedio de la circulación superficial muestra que la variabilidad estacional del TTB y del DSsCC es fundamental en la dinámica superficial costera entre el norte del Golfo de Tehuantepec y la boca del Golfo de California. Al igual que la circulación superficial mostrada en la figura 7 de (Kessler, 2006), nuestros resultados numéricos revelan que durante invierno el TTB limita la extensión de la circulación ciclónica generada dentro del Golfo de Tehuantepec e induce corrientes superficiales costeras hacia el ecuador que en promedio alcanzan 10 cm s^{-1} durante esta estación del año (Fig. 18). La interacción del TTB con la circulación ciclónica dentro del Golfo de Tehuantepec genera un flujo perpendicular a la costa y hacia el interior del océano que alcanza $\sim 15 \text{ cm s}^{-1}$.

Al aproximarse a la costa, cerca de $\sim 16^\circ\text{N}$, parte del flujo superficial invernal generado por el TTB se desvía hacia el norte y refuerza a la componente superficial de la CCM. Frente Cabo Corrientes, la CCM se bifurca en dos ramales: uno que continua a lo largo de la costa y alcanza el interior del Golfo de California y otro ramal que es desviado hacia el interior del océano. Durante invierno la CCM superficial registra las velocidades estacionales promedio máximas ($\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$) de Cabo Corrientes a la entrada del Golfo de California (Fig. 18).

Durante primavera la bifurcación del TTB cerca de $\sim 16^\circ\text{N}$ es reforzada por la intensificación del DSsCC (Fig. 18). El DSsCC es más intenso y domina la circulación costera entre 16°N y 19°N ; la CCM es débil, con respecto a invierno, ya que gran parte del flujo costero es atrapado por el DSsCC y obligado a ir hacia el interior del océano frente a Cabo Corrientes. Durante esta estación del año, parte de la Corriente de California fluye hacia el interior del Golfo de California advectada por un giro ciclónico ubicado al sur de Cabo San Lucas (Fig. 18) y refuerza la circulación hacia el polo impuesta por la CCM; no obstante, entre Cabo Corrientes y la boca del golfo el máximo promedio estacional de la CCM es menor a 3 cm s^{-1} ; dentro del Golfo de Tehuantepec la circulación ciclónica superficial es reemplazada por un giro anticiclónico que pone en evidencia la etapa inicial de expansión del TTB hacia el suroeste.

Durante verano la intrusión del TTB dentro del Golfo de Tehuantepec es evidente, no obstante, el TTB inicia su viaje hacia el interior del océano (Kessler, 2006) y, como resultado, la rapidez de la corriente costera hacia el suroeste se debilita (Fig. 18). Nuestros resultados muestran que al norte de Cabo Corrientes la circulación costera esta dominada por un tren de giros anticiclónicos (Fig. 18), éstos han sido documentados y asociados a inestabilidades de la CCM inducidas por la propagación de ondas atrapadas a la costa (Zamudio *et al.*, 2008).

Durante otoño la Contracorriente Ecuatorial es más intensa, alcanza la costa del Pacífico ecuatorial, e intensifica a la CCCR (Kessler, 2006), dicha intensificación es evidente en la figura 18. La cual muestra que en promedio la CCCR domina la circulación dentro del Golfo de Tehuantepec durante esta época del año; no obstante, un nuevo TTB bloquea la intrusión superficial de la CCCR mas allá del Golfo de Tehuantepec y la desvía hacia el interior del océano. Frente Cabo Corrientes la dinámica superficial es dominada por el DSsCC. El efecto de los giros anticiclónicos generados en verano persiste durante otoño entre Cabo Corrientes y la entrada del Golfo de California (Fig. 18).

Por debajo de la termoclina, cuya profundidad promedio estacional no rebasa los 90 m (Fig. 19), la presencia de la CCM es evidente y la dinámica estacional costera del Suroeste de México es dominada por las variaciones de este flujo costero (Fig. 19). Al igual que la Corriente Subsuperficial de California, el ciclo anual de la CCM muestra una clara variabilidad semianual (Fig. 19). Durante primavera y otoño la CCM fluye como un jet costero que alcanza una rapidez máxima promedio cercana a 10 cm s^{-1} y, aunque generalmente el DSsCC desvía un ramal subsuperficial de la CCM hacia el interior del océano frente Cabo Corrientes, durante estas estaciones del año la CCM viaja, en promedio, sin interrupción del Golfo de Tehuantepec hasta la boca del Golfo de California (Fig. 19). Frente a Mazatlán, cerca de 23°N , la CCM se bifurca en un ramal que ingresa al Golfo de California y otro ramal que se desvía hacia el oeste, que cruza la boca del golfo, y que se incorpora a la Corriente Subsuperficial de California (Figs. 19,A.1). Durante invierno parte de la CCM también se extiende hasta el suroeste de Baja California por debajo de la termoclina, pero lo hace con ayuda del giro al sur de Cabo San Lucas; éste es evidente en la profundidad de la termoclina ya que induce una cuenca con profundidades

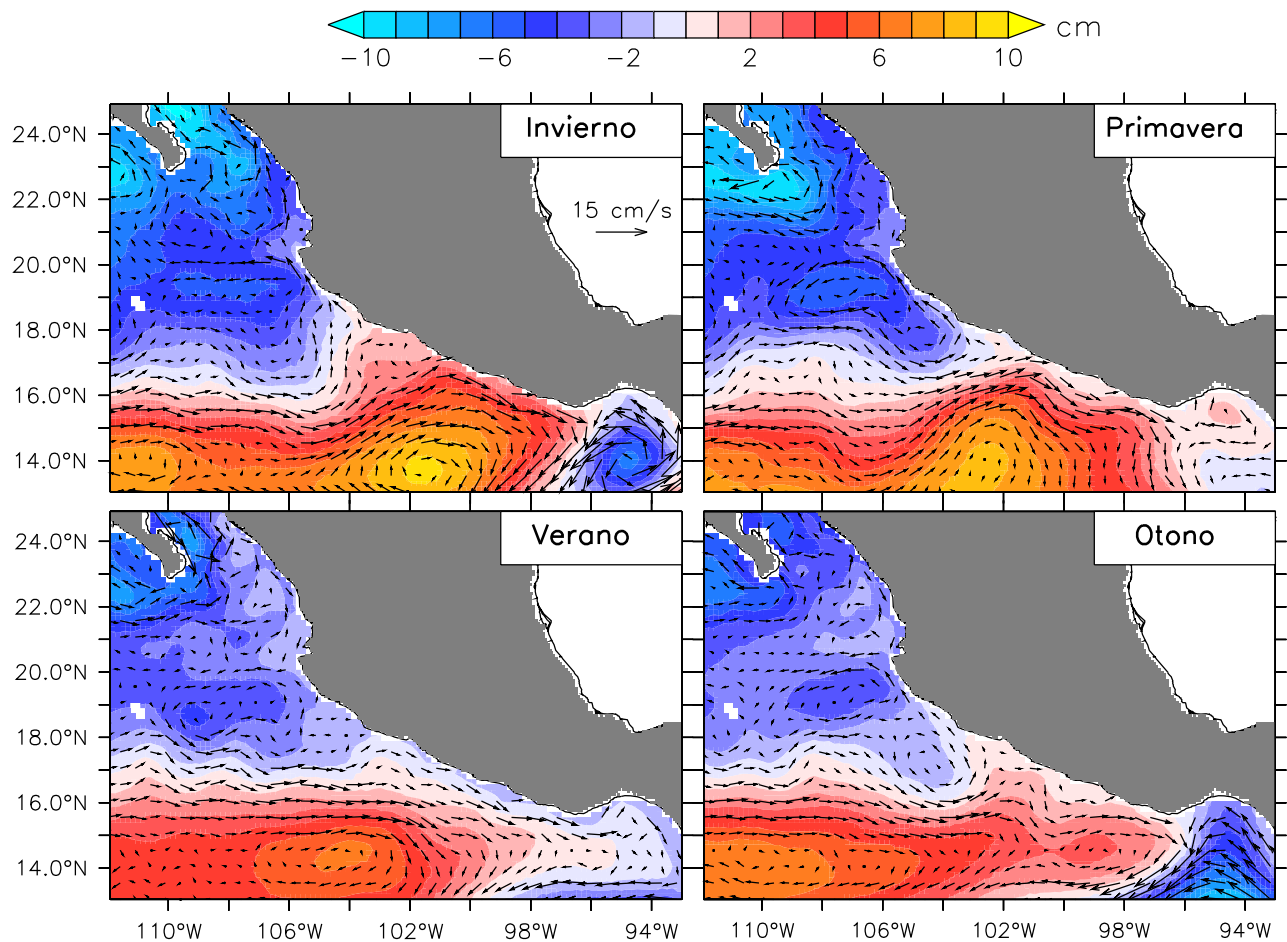


Figura 18: Ciclo anual promedio, correspondiente al periodo 1981-1995, de la anomalía espacial del nivel del mar, en cm, y de la circulación a 10 m de profundidad frente la costa suroeste de México. La escala del campo de velocidad se encuentra en el recuadro superior izquierdo.

que alcanzan ~ 76 m alrededor de 110°O , 21°N . La circulación anticiclónica inducida por este giro invernal atrapa un ramal de la CCM que es desviado hacia el interior del océano frente a Cabo Corrientes y lo dirige hacia la costa suroeste de Baja California (Figs. 19,A.1). La estructura espacial del rotacional del viento, cuyos contornos son paralelos a las corrientes anticiclónicas asociadas a este giro (Fig. A.2), evidencia la relevancia del viento local en la extensión invernal de la CCM hacia la Península de Baja California, principalmente durante enero (Apéndice A.2). Al sur, la CCM fluye con una rapidez promedio estacional cuyos máximos alcanzan 5 cm s^{-1} dentro del Golfo de Tehuantepec. La componente subsuperficial de la CCM también se manifiesta durante verano, principalmente entre el Golfo de Tehuantepec y Cabo Corrientes; sin embargo, el promedio estacional de la CCM subsuperficial es menor a $\sim 4 \text{ cm s}^{-1}$; como resultado la circulación subsuperficial veraniega hacia el polo es menos organizada (Fig. 19).

A lo largo del año la termoclina es más profunda dentro del TTB y su profundidad promedio estacional alcanza máximos cercanos a 88 m durante invierno y primavera. En concordancia con el ciclo anual del nivel del mar mostrado en la figura 18, el desplazamiento del TTB hacia el interior del océano también es evidente en la termoclina (Fig. 19), especialmente durante otoño, cuando el TTB se encuentra más alejado de la costa. No obstante, la termoclina relativamente profunda (75 m) alrededor de 98°W 15°N , pone en evidencia un incipiente TTB que sustituye a su antecesor. Por debajo de la termoclina el efecto de este nuevo TTB es mínimo en la circulación costera y, a diferencia de lo que ocurre en la superficie (Fig. 18), la circulación hacia el polo continua a lo largo de la costa durante esta estación del año (Fig. 19). Las estaciones del año en las que la termoclina costera entre el norte del Golfo de Tehuantepec y la entrada del Golfo de California es más somera -primavera y otoño- coinciden con aquellos en los que la CCM es más intensa (Fig. 19). Como se muestra en la sección 3.2.4, la propagación de la fase de surgencia de ondas baroclínicas atrapadas a la costa intensifica la componente subsuperficial de la CCM.

La evolución estacional de la circulación regional ha sido descrita principalmente mediante la variación del TTB (Kessler, 2006), otras investigaciones se han enfocado en la dinámica promedio de la componente superficial de la CCM (Godínez *et al.*, 2010; Zamu-

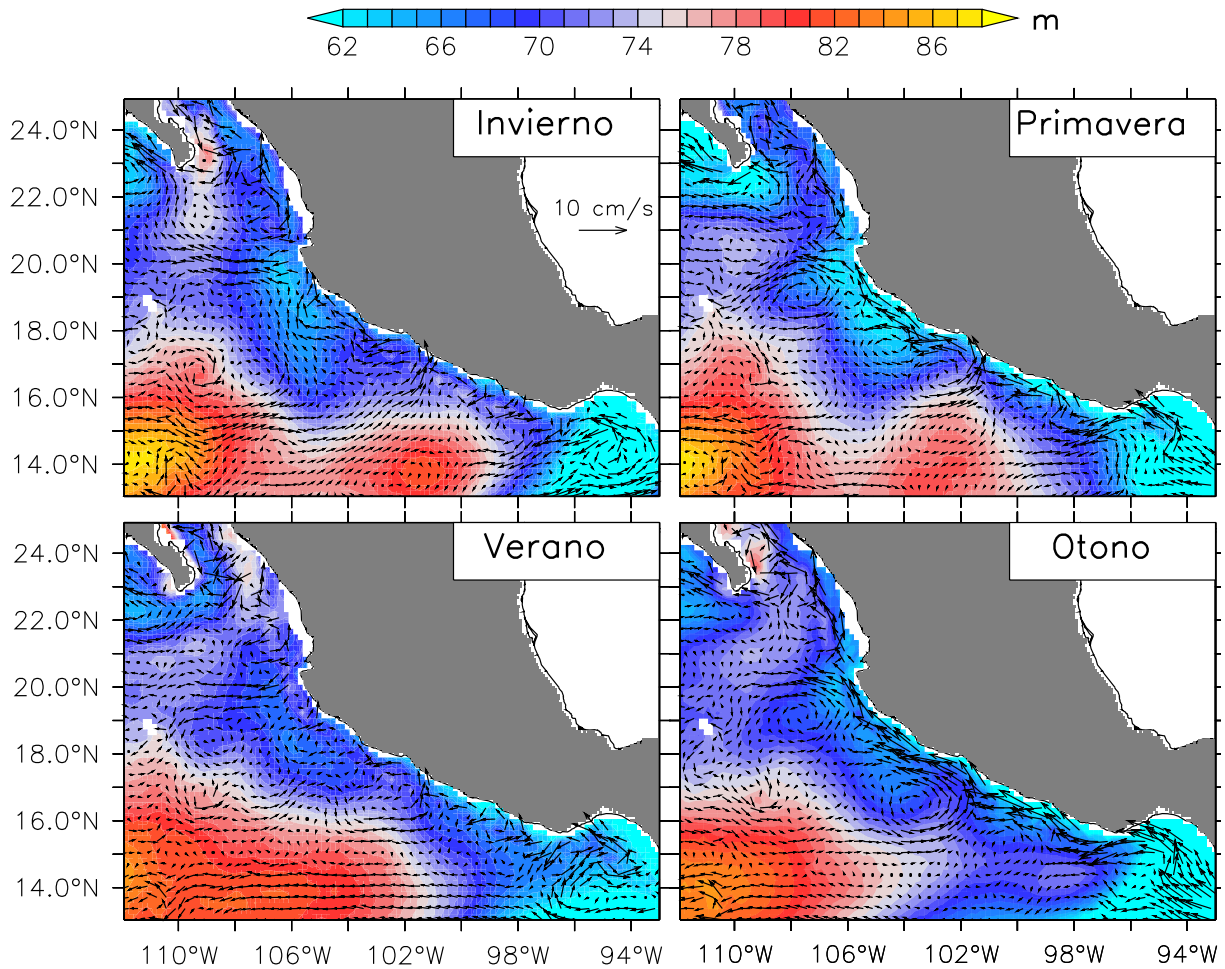


Figura 19: Ciclo anual promedio de la profundidad de la termoclina y la circulación por debajo de ésta, a 100 m de profundidad. La presencia de la Corriente Costera Mexicana, el flujo costero regional hacia el polo (Kessler, 2006), es evidente, especialmente durante primavera y otoño. La escala de colores, en metros, y la escala del campo de velocidad se muestran, respectivamente, en la parte superior de la figura y en el recuadro superior izquierdo. La figura A.1, incluida en el apéndice A.1, muestra con mayor detalle el ciclo anual de la CCM a la entrada del Golfo de California.

dio *et al.*, 2007) y en la distribución de la CCM alrededor de Cabo Corrientes durante junio (Lavín *et al.*, 2006) y diciembre (Roden, 1972). Nuestra implementación numérica reproduce los procesos reportados en estas investigaciones; más aún, nuestros resultados numéricos muestran que por debajo de la termoclina la circulación costera del suroeste mexicano es dominada por la CCM (Fig. 16). Por debajo de la termoclina la CCM, al igual que en la componente sureña de la Corriente Subsuperficial de California, es más intensa durante primavera y otoño cuando registra una rapidez promedio estacional cercana a 10 cm s^{-1} (Fig. 19). El primer modo empírico ortogonal del campo de velocidad del dominio de menor resolución exhibe la conexión estacional entre la CCM y la Corriente Subsuperficial de California y hace evidente que la componente semianual juega un papel fundamental en la variabilidad de ambos flujos subsuperficiales. El análisis detallado se describe a continuación.

3.2.3. Funciones empíricas ortogonales de la circulación subsuperficial costera del Pacífico Nororiental frente México

El campo de velocidad horizontal del dominio de menor resolución fue promediado entre 150 y 400 m de profundidad. De este promedio se obtuvieron las funciones empíricas ortogonales; la primera de ellas, la función principal, confirma la relevancia, mostrada en la sección 3.1.2, de la componente semianual en la variabilidad de la circulación subsuperficial a lo largo de la Península de Baja California. Más aún, esta función empírica muestra que a lo largo de la región costera del Pacífico Nororiental frente México la variabilidad estacional de la circulación subsuperficial es dominada por la componente semianual (Fig. 20c) que intensifica y debilita la circulación hacia el polo impuesta por la Corriente Costera Mexicana, en la región suroeste de México, y por la Corriente Subsuperficial de California, al oeste de la Península de Baja California, (Fig. 20a,b). Esta función empírica explica 30 % de la varianza del campo subsuperficial de velocidad; similar al 33 % explicado por la función empírica principal mostrada en la sección 3.1.2, la cual sólo incluye la costa oeste de la Península de Baja California. Las direcciones preferenciales de la función empírica principal analizada en esta sección, hacia el polo y hacia el ecuador cuando la dirección del componente principal es 0° y 180° , respectivamente (Figs. 20a,b), y las corrientes más intensas cerca de la costa (Fig. 20a) sugieren la varia-

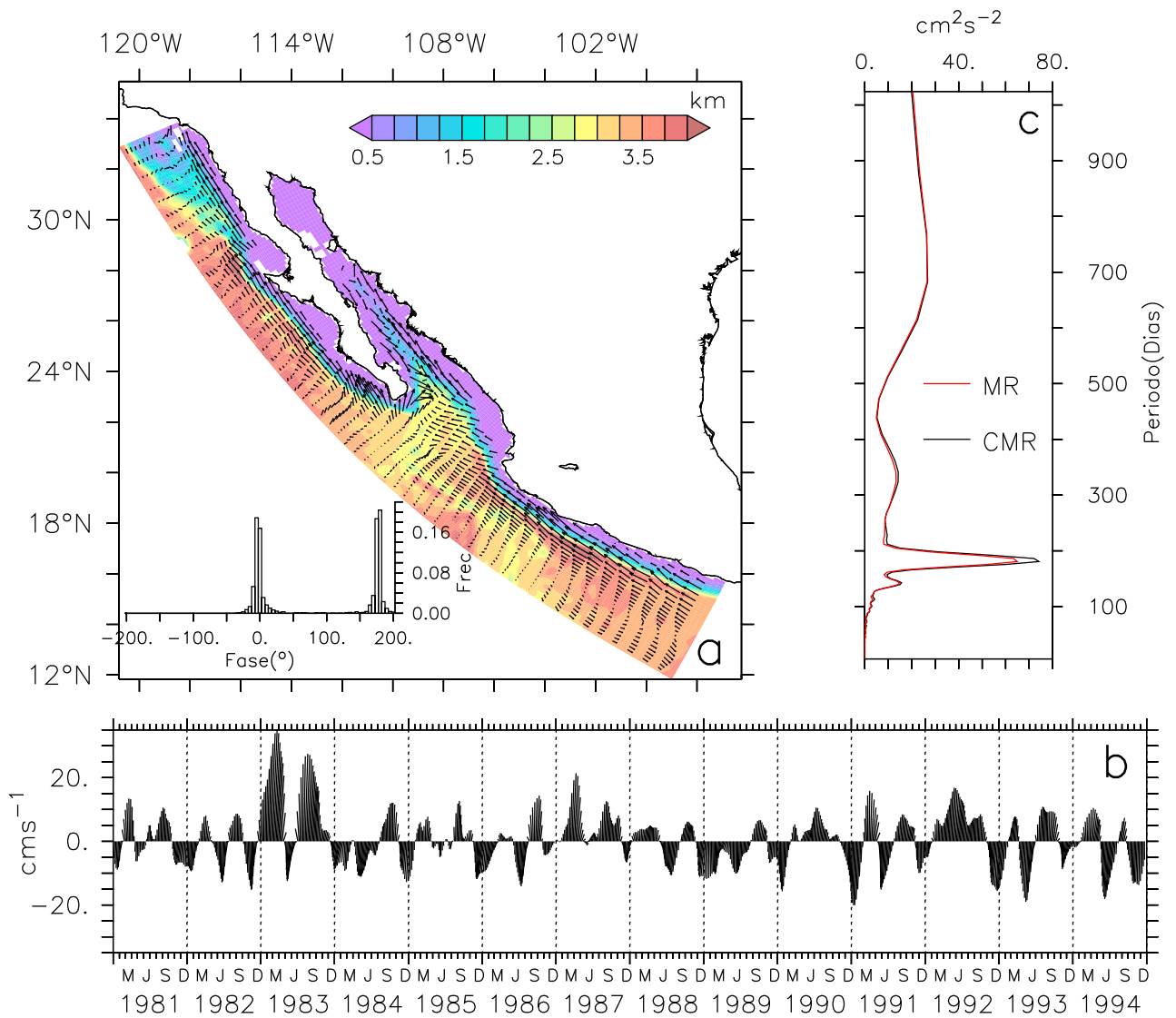


Figura 20: Similar que en la figura 20 pero para el campo de velocidad horizontal subsuperficial promedio entre 150 y 400 m de profundidad a lo largo de gran parte de la costa occidental mexicana. Al igual que en la figura 20 la relevancia de la variabilidad semianual y las direcciones preferenciales hacia el polo y hacia el ecuador son evidentes.

bilidad del campo de velocidad inducido por ondas que se propagan a lo largo del Pacífico Nororiental frente México. La distribución espacial del campo de velocidad mostrada en la figura 20a indica que estas ondas ingresan al Golfo de California por la costa este, alcanzan las grandes islas dentro del golfo, y retornan hacia a la boca del mismo por la costa oeste, para seguir su viaje hacia el polo a lo largo de la Península de Baja California (Fig. 20a). La correlación defasada del campo de temperatura subsuperficial a lo largo de la isobata de 1400 m, presentada en la siguiente sección, verifica la propagación de ondas semianuales entre el norte del Golfo de Tehuantepec y Baja California.

3.2.4. Propagación de ondas semianuales a lo largo del Pacífico Nororiental frente México

La correlación defasada de la profundidad estacional de la isoterma de 14°C sobre la isobata de 1400 m pone en evidencia la propagación de ondas bariclínicas semianuales que viajan atrapadas a la costa occidental mexicana (Fig. 21a). En los sistemas limítrofes orientales la propagación de la fase de surgencia (hundimiento) de ondas tipo Kelvin genera un gradiente subsuperficial de presión hacia el interior del océano que intensifica la circulación geostrófica hacia el polo (ecuador) cerca de la costa (Gill, 1982). Este mecanismo es la explicación física de la variabilidad capturada por los modos empíricos principales mostrados en las secciones 3.1.2 y 3.2.3 y justifica la energética componente semianual que domina el ciclo estacional de la componente subsuperficial de la Corriente Costera Mexicana (Fig. 19) y de la Corriente Subsuperficial de California (Fig. 12). La intensificación (debilitamiento) de la circulación subsuperficial hacia el polo durante la propagación de la fase de surgencia (hundimiento) de estas ondas es evidente en la figura 19; ésta muestra la intensificación de la CCM durante primavera y otoño, cuando la termoclina cercana a la costa es relativamente somera, y una CCM más débil durante el resto del año, cuando la termoclina costera es relativamente profunda. La propagación de ondas semianuales a lo largo de la costa suroeste mexicana ha sido evidenciada mediante el análisis de datos satelitales del nivel del mar (Flores-Morales *et al.*, 2012), análisis que revela que estas ondas se propagan a una velocidad promedio de 1.7 m s^{-1} desde el ecuador oriental hasta Cabo Corrientes (Flores-Morales *et al.*, 2012). Esta velocidad es comparable con la velocidad de 1.2 m s^{-1} deducida de nuestros resultados (Fig. 21a). Debido a las limitantes impuestas por la resolución espacial, los modelos numéricos basados en diferencias finitas, como lo es el ROMS, reproducen ondas atrapadas a líneas de costa irregulares con velocidad diferente a la real (Schwab y Beletsky, 1998); los cambios abruptos en la línea costera oeste mexicana ayudan a explicar la diferencia entre la velocidad de propagación reportada por (Flores-Morales *et al.*, 2012) y la velocidad de propagación reproducida por nuestra implementación numérica.

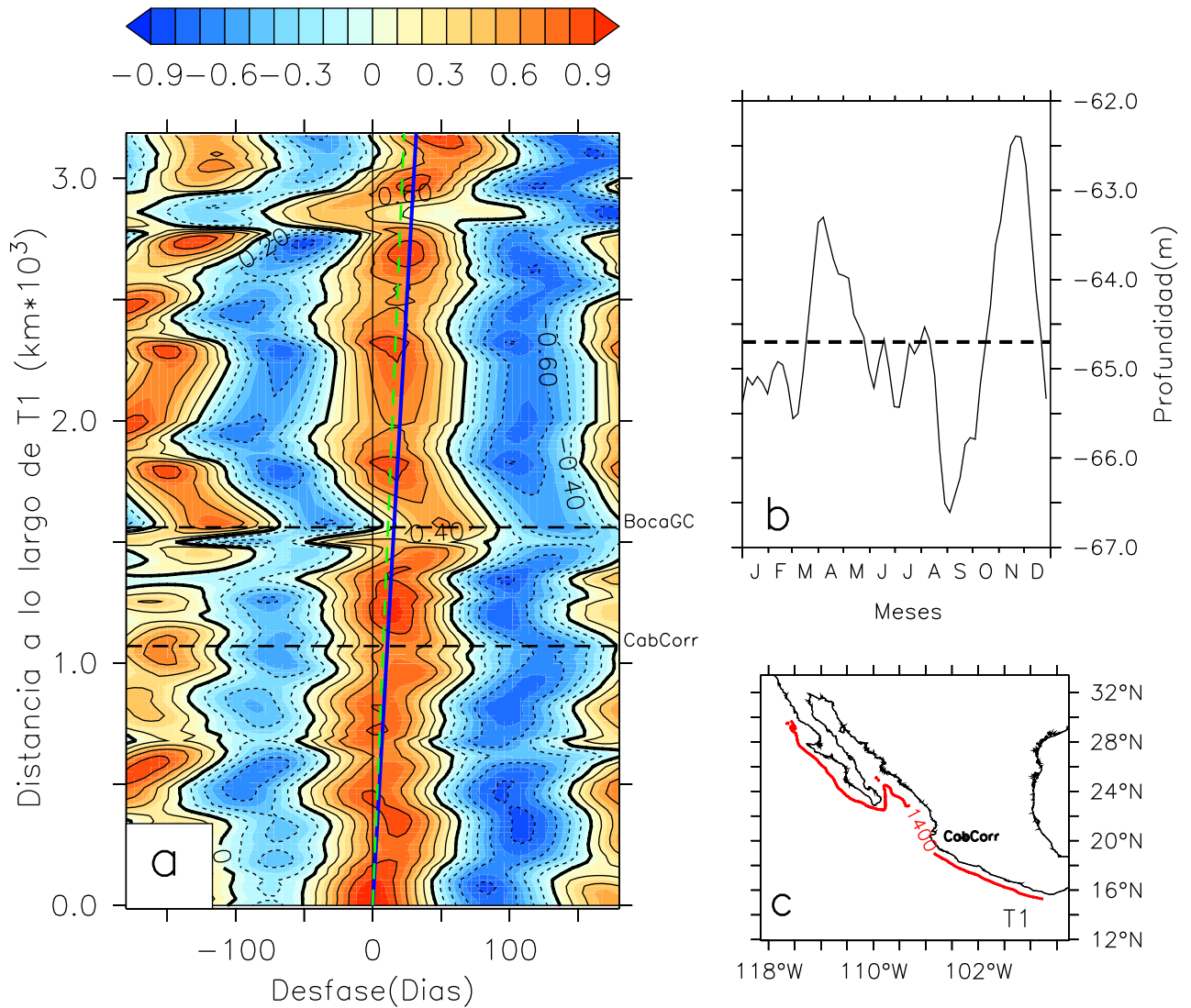


Figura 21: (a) Correlación defasada de la profundidad de la componente estacional de la isoterma de 14°C entre el límite sureño del transecto T1 y el resto de las localidades en T1; la línea discontinua en color verde corresponde a 1.7 m s^{-1} , la rapidez de propagación, deducida de datos satelitales (Flores-Morales *et al.*, 2012), de ondas semianuales a lo largo del Pacífico tropical nororiental; la línea continua en azul, paralela a los contornos de alta correlación, representa la rapidez de estas ondas reproducida por nuestra implementación numérica; como referencia, se muestra la localización de Cabo Corrientes (CabCorr) y la boca del Golfo de California (BocaGC) a lo largo de T1. (b) Ciclo anual de la profundidad de la termoclina local, isoterma de 20°C , frente a Cabo Corrientes: la evidente componente semianual refleja el efecto, en la termoclina, de la propagación de ondas evidenciadas en (a), la línea discontinua corresponde a la profundidad promedio de la termoclina frente CabCorr (64.7 m). (c) Transecto T1, éste corresponde a la porción del contorno de la isobata de 1400 m mostrado.

3.2.5. Relevancia del forzamiento remoto en la variabilidad semianual subsuperficial del Pacífico Nororiental frente México

Al igual que al oeste de la Península de Baja California, los armónicos estacionales frente la costa suroeste de México muestran que la componente anual domina la variabilidad estacional por arriba de la termoclina; mientras que la componente semianual domina la variabilidad estacional subsuperficial de la costa suroeste mexicana (Fig. 22). Sobre el talúd continental y entre profundidades de 100 y 400 m, la componente semianual explica hasta el 30 % de la varianza de la componente de velocidad paralela a la costa (Fig. 22b2) y la componente anual explica mas allá del 35 % de la varianza del campo de velocidad superficial (Fig. 22c2). En el suroeste mexicano la variación estacional del viento local es fundamental en la variabilidad anual de la circulación costera (Kessler, 2006; Godínez *et al.*, 2010) y este forzamiento atmosférico ayuda a explicar la intensa variabilidad anual mostrada en la figura 22c2. La energética componente semianual subsuperficial se explica con la variabilidad inducida por la propagación de las ondas baroclínicas que viajan atrapadas a la costa (sección 3.2.4). Estas ondas alcanzan la costa oeste de la Península de Baja California (Figs. 20,21) y, al igual que en la costa suroeste mexicana, imponen una energética componente semianual que domina la variabilidad estacional subsuperficial (Fig. 22b2). Una dinámica similar ha sido observada en el Pacífico Suroriental, donde la componente semianual inducida por la propagación de ondas de Kelvin ecuatoriales domina la variabilidad estacional de la temperatura y de la velocidad paralela a la costa por debajo de la termoclina permanente (Pizarro *et al.*, 2002; Ramos *et al.*, 2006).

Los experimentos numéricos realizados muestran la relevancia que tienen los forzamientos no locales en la variabilidad estacional de la Corriente Subsuperficial de California y de la componente subsuperficial de la Corriente Costera Mexicana. Sin viento local la propagación de las ondas semianuales a lo largo de la costa y su efecto en la variabilidad de estos dos flujos persiste. La diferencia entre la componente semianual de la circulación subsuperficial obtenidas de este experimento y la correspondiente al experimento realista es mínima tanto en la costa oeste de la Península de Baja California (Fig. 22d1) como en la costa suroeste mexicana (Fig. 22d2). Sin embargo, si la variabilidad semianual es suprimida de las fronteras abiertas del dominio D1 -mostrado en la figura 1- la componente

semianual subsuperficial colapsa en ambas regiones (Fig. 22). Estos resultados revelan que la energética componente semianual que domina la variabilidad estacional subsuperficial de la Corriente Costera Mexicana y de la Corriente Subsuperficial de California es inducida por un forzamiento remoto semianual, que como lo muestra la sección 2.3, está incluido en las fronteras abiertas de nuestra implementación numérica. Este forzamiento se propaga a lo largo de la costa oeste mexicana como una onda semianual de Kelvin (Fig. 21a). La propagación de ondas semianuales de Kelvin a lo largo del Pacífico Nororiental Tropical frente a México ha sido previamente reportada, éstas han sido relacionadas con el segundo modo baroclínico del Pacífico Nororiental (Flores-Morales *et al.*, 2012). De acuerdo con la relación $a = c/f$ (Gill, 1982, chapter 7), donde c es la rapidez de propagación y f el parámetro de Coriolis, el radio de deformación de Rossby (a) es ~ 40 km al sur del Golfo de Tehuantepec, en la frontera sur de nuestra implementación numérica. Este radio es ~ 15 km mayor a la resolución zonal del modelo numérico utilizado por SODA; lo cual sugiere que las características de la onda de Kelvin semianual persistan en las fronteras abiertas de nuestra implementación realista y del experimento sin viento local.

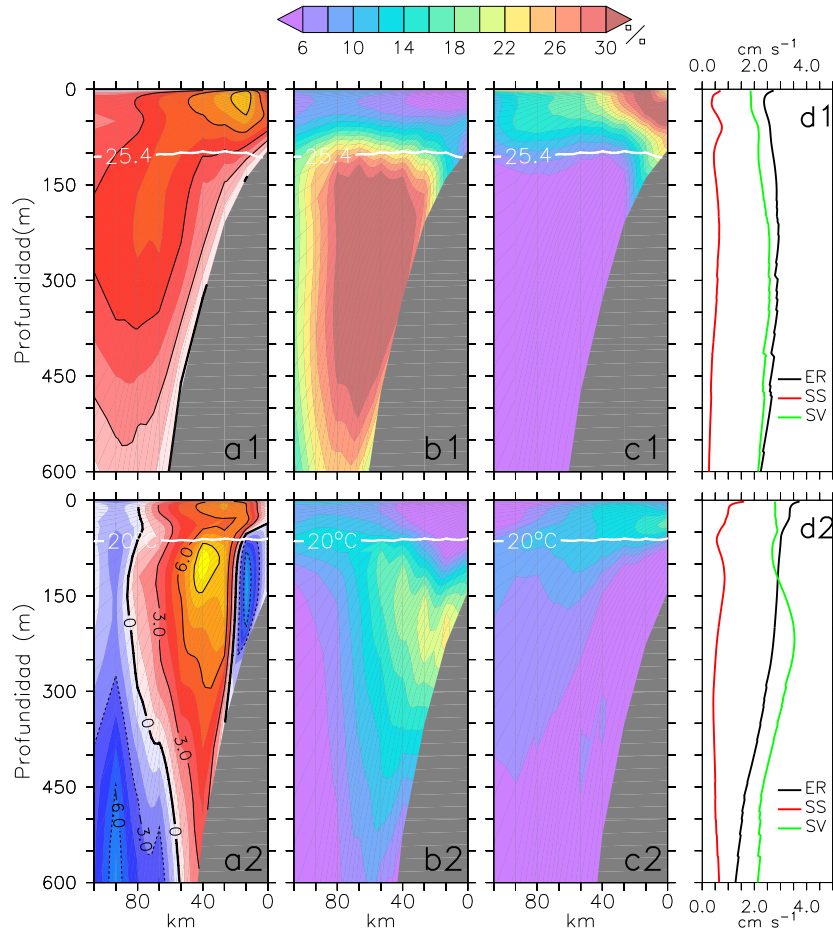


Figura 22: Relevancia del forzamiento local y foráneo en la circulación costera del Pacífico Nororiental frente a México. Para el transecto TBC3, ubicado al norte de Baja California -ver figura 8b-: (a1) (b1) y (c1) muestran, respectivamente, el campo promedio de la componente de velocidad paralela a la costa, la varianza del campo de velocidad explicada por el armónico semianual, y la varianza del campo de velocidad explicada por el armónico anual. (d1) muestra, para el mismo transecto, la magnitud del armónico semianual de la velocidad paralela a la costa obtenida de la implementación numérica realista (ER), y de los experimentos sin viento local (SV) y sin variabilidad semianual en las fronteras abiertas de la implementación numérica. (a2), (b2), (c2) y (d2) muestran los campos correspondientes al transecto TSO3, mostrado en la figura 16. Las fronteras abiertas del dominio D1 se muestran en la figura 1.

Capítulo 4. Discusión

La variabilidad estacional de la circulación costera al oeste de la Península de Baja California fue analizada mediante la circulación reproducida por una implementación realista del modelo numérico ROMS. Ésta reproduce la dinámica regional observada y muestra que la variabilidad estacional subsuperficial del límite sureño del Sistema de la Corriente de California es dominada por una energética componente semianual que es independiente del viento local e inducida por la propagación de ondas baroclínicas de Kelvin originadas en el Pacífico Tropical.

En concordancia con el ciclo anual de la componente geostrófica de la circulación subsuperficial frente Punta Eugenia y Punta Baja (Lynn y Simpson, 1987), nuestros resultados muestran que a lo largo de la Península de Baja California la Corriente Subsuperficial de California (CSC) es más intensa durante primavera y otoño. Durante ambas estaciones la CSC viaja, en promedio, ininterrumpidamente a lo largo de toda la costa oeste de la península y alcanza promedios estacionales mayores a 6 cm s^{-1} (Fig. 12). La variabilidad semianual de la CSC también ha sido evidenciada frente las costas de California (Chelton, 1984; Lynn y Simpson, 1987; Gay y Chereskin, 2009), y Washington (Todd *et al.*, 2011); sin embargo, hasta ahora, los procesos que originan esta componente semianual han sido poco atendidos. La implementación numérica realizada en esta investigación con resolución de $\sim 5 \text{ km}$ al oeste de la Península de Baja California y con un dominio espacial que incluye toda la región costera entre el Golfo de Tehuantepec y California (Fig. 1) permitió la reproducción y análisis de la CSC a lo largo de toda la Península de Baja California y facilitó la identificación de el proceso físico genador de esta variabilidad: ondas semianuales baroclínicas tipo Kelvin que viajan a lo largo de toda la costa oeste mexicana (Fig. 21). Estas ondas son de origen ecuatorial y su propagación a lo largo del Pacífico Tropical Nororiental, hasta Cabo Corrientes, ha sido previamente evidenciada mediante el análisis de datos satelitales del nivel del mar (Flores-Morales *et al.*, 2012). La función empírica ortogonal principal del campo de velocidad subsuperficial sugiere que estas ondas entran al Golfo de California por la costa este, salen de él por la costa oeste, y continúan su viaje hacia el polo a lo largo de la Península de Baja California (Fig. 20, 21) induciendo una energética componente semianual que domina la variabilidad

estacional de la CSC y que explica más del 30 % de la varianza de la circulación costera subsuperficial durante el periodo 1981-1994 (Fig. 15).

Nuestros resultados muestran que la variabilidad estacional subsuperficial de la Corriente Costera Mexicana (CCM), la cual inicia en el norte del Golfo de Tehuantepec (Kessler, 2006) y viaja hacia el polo a lo largo de la costa suroeste mexicana (Kessler, 2006; Gómez-Valdivia *et al.*, 2015), también es dominada por una componente semianual (Fig. 19). La elevación de la termoclina durante la propagación de la fase de surgencia (upwelling) de las ondas semianuales ayuda a explicar la intensificación subsuperficial de la CCM durante primavera y otoño, cuando la termoclina costera es más somera que en el resto del año (Fig. 19) y por debajo de ella la circulación geostrófica hacia el polo se intensifica debido al gradiente de presión subsuperficial generado por la presencia de agua más densa cerca de la costa. Durante ambas estaciones la CCM subsuperficial alcanza promedios estacionales cercanos a 10 cm s^{-1} (Fig. 19) y fluye continuamente del norte del Golfo de Tehuantepec a la boca del Golfo de California. Cerca de Mazatlán (23°N), la CCM se bifurca en dos ramales principales: uno que continua a lo largo de la costa este del Golfo de California y un segundo ramal que cruza el golfo y se une con la CSC para formar un puente estacional subsuperficial entre las regiones tropical y subtropical del Pacífico nororiental (Fig. 19). Esta extensión de la CCM pone en evidencia una ruta por la cual agua de origen tropical logra arribar a la región sur del Sistema de la Corriente de California, especialmente durante años Niño, cuando, de acuerdo con nuestros resultados, la componente semianual de la CCM es más energética (Fig. 20) y, de acuerdo a observaciones directas, la presencia de agua de origen tropical es evidente en la costa oeste de la Península de Baja California (Durazo y Baumgartner, 2002; Lynn y Bograd, 2002).

La conexión entre la CCM y la CSC ha sido inferida previamente a partir de la distribución de temperatura y salinidad a través de la boca del Golfo de California (Badan-Dangon, 1998); además, el análisis genético de la distribución espacial de larvas corallinas a lo largo de la costa oeste mexicana indica una conexión biológica entre el Golfo de Tehuantepec y la región sur de la Península de Baja California (Saavedra-Sotelo *et al.*, 2011). Los resultados de esta investigación exhiben, por primera vez, la conexión física

entre estas dos regiones mediante la intensificación de la CCM, inducida por la propagación de ondas baroclinicas semianuales atrapadas a la costa, su extensión latitudinal, y subsecuente interacción con la CSC (Fig. 19). La CCM también interactúa con la CSC durante invierno, pero por un mecanismo independiente a la propagación de ondas atrapadas a la costa; durante esta estación del año el Domo Subsuperficial de Cabo Corrientes atrapa parte de la CCM y la redirige hacia el interior del océano (Fig. 19). Ayudada por la circulación anticiclónica centrada cerca de (109°W, 21.5°N), parte de la CCM logra arribar al sur de la Península de Baja California (Figs. 19, A.1). La estructura espacial del rotacional del viento, cuyos contornos cuasi-paralelos a las corrientes subsuperficiales reproducidas por nuestra implementación numérica (Fig. A.2), sugiere la relevancia del viento local en la extensión invernal de la CCM hacia la Península de Baja California (Apéndice A.2). Asociado a este giro anticiclónico, la termoclina local registra profundidades máximas cuyo promedio estacional invernal alcanza ~ 75 m (Figs. 19).

Datos históricos muestran que dentro del Golfo de California la diferencia entre evaporación y precipitación es positiva a lo largo del año (Beron-Vera y Ripa, 2002). En la región sur del golfo esta diferencia es máxima durante primavera y otoño (Beron-Vera y Ripa, 2002, figura 5); no obstante, durante ambas estaciones del año el contenido de sal en esta región es mínimo (Beron-Vera y Ripa, 2002, figura 4) lo cual sugiere la presencia de agua menos salina que las masas de agua características del sur del Golfo de California. Una probable explicación a este fenómeno es el incremento del transporte de agua subsuperficial de origen tropical, cuya salinidad es menor que la del agua subsuperficial del golfo¹ (Lavín y Marinone, 2003, figura 1); éste debido a la intensificación de la CCM durante ambas estaciones del año (Fig. 19). Más aún, la variabilidad de la CCM reportada en esta investigación justifica los máximos de transporte de masa a lo largo de la costa sureste del golfo durante primavera y otoño, mostrados en la figura 5 de Zamudio *et al.* (2008).

La región sur del Golfo de California también se caracteriza por la manifestación recurrente de giros oceánicos que han sido asociados con la intensificación del flujo costero hacia el polo frente las costas de Sinaloa y Sonora (Pegau *et al.*, 2002; Zamudio *et al.*,

¹De acuerdo con la clasificación de masas de agua contenida en (Lavín y Marinone, 2003) al agua del Golfo de California se caracteriza por salinidades mayores a 35 ppm.

2008; Lavín *et al.*, 2014), especialmente durante verano, cuando la propagación de anomalías positivas a lo largo de la costa fortalece la circulación superficial hacia el polo e induce inestabilidades costeras que derivan en giros (Zamudio *et al.*, 2008) cuyo diámetro puede alcanzar 100 km (Figueroa *et al.*, 2003). La figura 19 muestra que un ramal de la CCM fluye a lo largo de la costa este del golfo durante primavera y otoño; además, la figura 20 sugiere la propagación de las ondas semianuales tipo Kelvin dentro del Golfo de California. Por lo tanto, la propagación de estas ondas puede ser relevante en la desestabilidad de la CCM dentro del golfo y promover la generación de giros que ayuden a explicar la recurrente manifestación de estas estructuras en la región sur del Golfo de California.

La propagación de ondas de Kelvin semianuales dentro del golfo también ayuda a explicar la energética componente semianual, reportada recientemente por Labastida (2016), en la circulación subsuperficial de la región de las grandes Islas del Golfo de California. Más aún, la posible pérdida de energía de estas ondas, inducida por el efecto disipativo del intenso forzamiento de marea en combinación con la abrupta batimetría de la región (Gómez-Valdivia, 2008), podría ser el mecanismo que da origen a la componente semianual captada en datos satelitales de temperatura superficial del mar y de la clorofila regional (Álvarez-Molina *et al.*, 2013).

La intensificación de la CSC ha sido relacionada con la generación de giros subsuperficiales denominados Cuddies -acrónimo de California Undercurrent Eddies-. Estas estructuras persisten por varios meses (Collins *et al.*, 2013) y viajan hacia el interior del océano llevando consigo agua rica en nutrientes, con altas (bajas) concentraciones de sal (oxígeno), que es fundamental en la fertilización del interior del Pacífico Nororiental. La trayectoria y duración de estos giros subsuperficiales los hace posibles responsables de las anómalas concentraciones de sal y oxígeno observadas en costas de Hawaii (Lukas y Santiago-Mandujano, 2001). Durante junio del 2004, un giro subsuperficial con radio de 30 km fue detectado frente Punta Baja (Jerónimo y Gómez-Valdés, 2007) como un lente subsuperficial con temperatura potencial de 9-10°C y contenido de sal mayor a 34.4 partes por mil. Este giro ocurrió a finales de primavera cuando, de acuerdo con los resultados obtenidos en esta investigación, la CSC es más intensa.

Si bien esta investigación fue enfocada en analizar, principalmente, la variabilidad estacional de la circulación subsuperficial, nuestros resultados numéricos también evidencian la relevancia de la componente de mesoscala en la circulación superficial costera a lo largo de la Península de Baja California. Como lo muestra la figura 8a, giros ciclónicos dominan la circulación costera superficial promedio y generan corrientes costeras hacia el polo que son más intensas durante verano y otoño, cuando alcanzan una rapidez estacional promedio cercana a 10 cm s^{-1} (Fig. 11). Estos giros no son evidentes en la altura dinámica promedio referenciada a 500 m de profundidad (Fig. 10), la cual es utilizada en diversas investigaciones para analizar la variabilidad de la circulación superficial local (Lynn y Simpson, 1987; Durazo, 2015), no obstante estos giros ayudan a explicar la recurrente circulación costera superficial hacia el polo observada frente las costa de Baja California (Barton, 1985) y el flujo superficial hacia el polo entre Cabo San Lucas y el Golfo de Ulloa durante el mes de otoño (Zaitsev *et al.*, 2014).

El análisis de la variabilidad superficial costera a lo largo de la Península de Baja California es necesario para determinar la relevancia de los giros superficiales costeros y analizar la posibilidad de un efecto conjunto que de lugar a una contracorriente costera hacia el polo que abarque gran parte de la costa occidental de la península, como la mostrada en la figura 8a. Más aún, estudios enfocados en la interacción de la dinámica superficial, dominada por una energética componente anual, y la variabilidad subsuperficial semianual de la CCM y la CSC son necesarios para entender mejor la dinámica estacional del Pacífico frente las costas mexicanas. Los resultados de esta investigación confirman la propagación de ondas semianuales de Kelvin, de origen ecuatorial (Flores-Morales *et al.*, 2012), a lo largo de la costa oeste mexicana y muestran que éstas dominan la variabilidad estacional de la CCM y la CSC. Investigaciones enfocadas en la dinámica primaveral y otoñal de la CSC y la CCM serán de gran ayuda para probar las hipótesis sugeridas en párrafos anteriores y determinar si la intensificación semianual de estos flujos es relevante en la generación de giros subsuperficiales frente la costa oeste de la Península de Baja California y dentro del Golfo de California.

A lo largo de la costa chilena, la propagación de ondas de Kelvin ecuatoriales semianuales también induce una energética componente semianual que domina la variabilidad

estacional de la termoclina permanente (Ramos *et al.*, 2006) y la corriente subsuperficial local (Pizarro *et al.*, 2002). Por lo tanto, si se consideran los resultados de esta investigación es posible afirmar que aunque el forzamiento del viento local es esencial en la generación de corrientes subsuperficiales hacia el polo a lo largo de los sistemas limítrofes orientales oceánicos (McCreary, 1981; Yoon y Philander, 1982), la variabilidad estacional de las contracorrientes subsuperficiales a lo largo de la costa del Pacífico Oriental es dominada por la propagación de ondas de Kelvin semianuales generadas en el ecuador.

Lista de referencias bibliográficas

- Álvarez-Molina, L. L., Álvarez-Borrego, S., Lara-Lara, J. R., y Marinone-Moschetto, S. (2013). Annual and semiannual variations of phytoplankton biomass and production in the central Gulf of California estimated from satellite data. *Ciencias Marinas*, **39**(2): 217–230.
- Amante, C. y Eakins, B. W. (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. Technical Memorandum, NOAA/NESDIS, Boulder, Colorado.
- Badan-Dangon, A. (1998). Coastal circulation from the Galápagos to the Gulf of California. En: A. R. Robinson y K. H. Brink (eds.), *The Sea Volume 11: The Global Coastal Ocean, Regional Studies and Syntheses*. John Wiley & Sons, Hoboken, N.J., pp. 315–343.
- Badan-Dangon, A., Robles, J. M., y García, J. (1989). Poleward flows off Mexico's Pacific coast. En: S. Neshyba, C. Mooers, R. Smith, y R. Barber (eds.), *Poleward flows along eastern ocean boundaries*. Springer-Verlag, New York, pp. 176–202.
- Bakun, A. y Nelson, C. (1991). The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**: 1815–1834.
- Barton, E. (1985). Low-frequency variability of currents and temperatures on the Pacific continental shelf off northern Baja California, 1978 to 1979. *Continental Shelf Research*, **4**(4): 425 – 443.
- Baumgartner, T. R., Durazo, R., Gaxiola, B., Gómez, J., y García, J. (2008). Ten years of change from IMECOCAL observations in the southern region of the California Current Ecosystem. *GLOBEC International Newsletter*, **24**(2): 43 – 54.
- Beron-Vera, F. J. y Ripa, P. (2002). Seasonal salinity balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res. (Oceans)*, **107**(C8): 15.1–15.15.
- Blanton, J. y Pattullo, J. (1970). The subsurface boundary between Subarctic Pacific Water and Pacific Equatorial Water in the transition zone off Southern California. *Limnology and oceanography*, **15**(4): 606 – 614.
- Bloomfield, P., (ed.) (2000). *Fourier Analysis of Time Series: An Introduction*. John Wiley & Sons, segunda edición. New York, p. 288.
- Bordoni, S., Ciesielski, P. E., Johnson, R. H., McNoldy, B. D., y Stevens, B. (2004). The low-level circulation of the north american monsoon as revealed by quikscat. *Geophysical Research Letters*, **31**(10). L10109.
- Brenes, C., Lavín, M., y Jr., A. S. M. (2008). Geostrophic circulation between the costa rica dome and central america. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **55**(5): 608 – 629.
- Brink, K. H. y Cowles, T. J. (1991). The coastal transition zone program. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **96**(C8): 14637–14647.

- Brink, K. H., Beardsley, R. C., Niiler, P. P., Abbott, M., Huyer, A., Ramp, S., Stanton, T., y Stuart, D. (1991). Statistical properties of near-surface flow in the california coastal transition zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **96**(C8): 14693–14706.
- Buchwald, V. T. y Miles, J. W. (1974). Kelvin-wave diffraction by a gap. *Journal of the Australian Mathematical Society*, **17**(01): 29–34.
- Carton, J. A. y Giese, B. S. (2008). A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Monthly Weather Review*, **136**(8): 2999–3017.
- Casey, K. S., Brandon, T. B., Cornillon, P., y Evans, R. (2010). The Past, Present and Future of the AVHRR Pathfinder SST Program. En: V. Barale, J. Gower, y L. Alberotanza (eds.), *Oceanography from Space: Revisited*. Springer, London, pp. 273–288.
- Chavez, F. P., Barber, R. T., Kosro, P. M., Huyer, A., Ramp, S. R., Stanton, T. P., y Rojas de Mendiola, B. (1991). Horizontal transport and the distribution of nutrients in the coastal transition zone off northern california: Effects on primary production, phytoplankton biomass and species composition. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **96**(C8): 14833–14848.
- Chelton, D. B. (1984). Seasonal variability of alongshore geostrophic velocity off central California. *J. Geophys. Res. (Oceans)*, **89**(C3): 3473–3486.
- Chelton, D. B. y Davis, R. E. (1982). Monthly mean sea-level variability along the west coast of North America. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**(8): 757–784.
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., Freilich, M. H., y Milliff, R. F. (2004). Satellite Measurements Reveal Persistent Small-Scale Features in Ocean Winds. *Science*, **303**(5660): 978–983.
- Christensen, N. J., de la Paz, R. V., y Gutiérrez, G. V. (1983). A study of sub-inertial waves off the west coast of Mexico. *Deep-Sea Res. Part A*, **30**(8): 835–850.
- Clarke, A. J., (ed.) (2008). *And Introduction to the Dynamics of El Niño & the Southern Oscillation*. Academic Press. p. 324.
- Collins, C., Garfield, N., Rago, T., Rischmiller, F., y Carter, E. (2000). Mean structure of the inshore countercurrent and california undercurrent off point sur, california. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **47**(5–6): 765–782.
- Collins, C., Pennington, J., Castro, C., Rago, T., y Chavez, F. (2003). The California Current system off Monterey, California: physical and biological coupling. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **50**(14–16): 2389 – 2404.
- Collins, C. A., Margolina, T., Rago, T. A., y Ivanov, L. (2013). Looping {RAFOS} floats in the California Current System. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **85**: 42 – 61.
- Debreu, L. y Blayo, E. (2008). Two-way embedding algorithms: a review. *Ocean Dynamics*, **58**(5-6): 415–428.

- Debreu, L., Marchesiello, P., Penven, P., y Cambon, G. (2012). Two-way nesting in split-explicit ocean models: algorithms, implementation and validation. *Ocean Modelling*, **49-50**(0): 1 – 21.
- Di Lorenzo, E. (2003). Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **50**(14–16): 2371 – 2388.
- Duchon, C. E. (1979). Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**(8): 1016 – 1022.
- Durazo, R. (2015). Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **120**(2): 1173–1196.
- Durazo, R. y Baumgartner, T. R. (2002). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progr. Oceanogr.*, **54**(1-4): 7 – 31.
- Durland, T. S. y Qiu, B. (2003). Transmission of subinertial Kelvin waves through a strait. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**(7): 1337–1350.
- Emery, W. y Thompson, R., (eds.) (1997). *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon. New York, p. 634.
- Enfield, D. B. y Allen, J. S. (1980). On the structure and dynamics of monthly mean sea level anomalies along the Pacific coast of North and South America. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**(4): 557–578.
- Fiedler, P. C. y Talley, L. D. (2006). Hydrography of the eastern tropical pacific: A review. *Progress in Oceanography*, **69**(2–4): 143 – 180.
- Figueroa, J., Marinone, S., y Lavín, M. (2003). A description of the geostrophic gyres in the southern gulf of california. En: O. V. Fuentes, J. Sheinbaum, y J. Ochoa (eds.), *Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics*. Kluwer Academic Publisher, Netherland, pp. 237–255.
- Flament, P., Armi, L., y Washburn, L. (1985). The evolving structure of an upwelling filament. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **90**(C6): 11765–11778.
- Flores-Morales, A. L., Parés-Sierra, A., y Gómez-Valdivia, F. (2012). Semiannual Kelvin Waves in the Northeastern Tropical Pacific. *Journal of Coastal Research*, **28**(5): 1068–1072.
- Garfield, N., Collins, C., Paquette, R., y Carter, E. (1999). Lagrangian Exploration of the California Undercurrent, 1992–95. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**(4): 560–583.
- Gay, P. S. y Chereskin, T. K. (2009). Mean structure and seasonal variability of the poleward undercurrent off southern california. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **114**(C2). C02007.
- Gill, A. y Clarke, A. (1974). Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. *Deep-Sea Res. Part A*, **21**(5): 325 – 345.

- Gill, A. E., (ed.) (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press. New York, p. 662.
- Godínez, V. M. (2011). *Dinámica y termodinámica en la entrada exterior al Golfo de California*. Tesis de doctorado, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Baja California, México.
- 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. *J. Geophys. Res. (Oceans)*, **115**(C4).
- Gómez-Valdivia, F. (2008). *Efectos de la marea y la batimetría en la temperatura superficial del norte del Golfo de California*. Tesis de maestría, CICESE, Baja California, México.
- Gómez-Valdivia, F., Parés-Sierra, A., y Flores-Morales, A. (2015). The Mexican Coastal Current: A subsurface seasonal bridge that connects the tropical and subtropical North-eastern Pacific. *Continental Shelf Research*, **110**: 100 – 107.
- Gonella, J. (1972). A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. *Deep-Sea Res.*, **19**(12): 833–846.
- Gutiérrez, M. O., López, M., Candela, J., Castro, R., Mascarenhas, A., y Collins, C. A. (2014). Effect of coastal-trapped waves and wind on currents and transport in the Gulf of California. *J. Geophys. Res. (Oceans)*, **119**(8): 5123–5139.
- Haidvogel, D. B. y Beckmann, A. (1999). *Numerical Ocean Modelling*. Imperial College Press. p. 318.
- Harmann, D. L. (2014). Objective Analysis course notes. Disponible en: <http://www.atmos.washington.edu/dennis/552.Notes ftp.html>.
- Herrera, H. y Parés, A. (1994). Propagación de variaciones de baja frecuencia en la temperatura superficial del Pacífico nor-oriental. *Geofísica Internacional*, **33**(2): 469–486.
- Hewitt, R. (1981). Eddies and speciation in the California Current. Reporte técnico 22, Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.
- Hickey, B. M. (1979). The California current system: hypotheses and facts. *Progr. Oceanogr.*, **8**(4): 191 – 279.
- Hickey, B. M. y Banas, N. (2008). Why is the northern end of the California Current System so productive. *Oceanography*, **21**(4): 90 – 107.
- Hsieh, W. W., Davey, M. K., y Wajswicz, R. C. (1983). The free Kelvin wave in finite-difference numerical models. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**(8): 1383–1397.
- Huyer, A., Kosro, P. M., Fleischbein, J., Ramp, S. R., Stanton, T., Washburn, L., Chavez, F. P., Cowles, T. J., Pierce, S. D., y Smith, R. L. (1991). Currents and water masses of the coastal transition zone off northern California, June to August 1988. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **96**(C8): 14809–14831.

- Jerónimo, G. y Gómez-Valdés, J. (2007). A subsurface warm-eddy off northern baja california in july 2004. *Geophysical Research Letters*, **34**(6). L06610.
- Johnson, H. L. y Garrett, C. (2006). What fraction of a Kelvin wave incident on a narrow strait is transmitted. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**(5): 945–954.
- Kessler, W. S. (2002). Mean three-dimensional circulation in the northeastern tropical Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**(9): 2457–2471.
- Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progr. Oceanogr.*, **69**(2-4): 181–217.
- Kundu, P. K. y Allen, J. S. (1976). Some three-dimensional characteristics of low-frequency current fluctuations near the Oregon coast. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**(2): 181–199.
- Kurian, J., Colas, F., Capet, X., McWilliams, J. C., y Chelton, D. B. (2011). Eddy properties in the california current system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **116**(C8): n/a–n/a. C08027.
- Labastida, R. G. N. (2016). *Ciclo estacional de las corrientes y del transporte en los umbrales del Golfo de California*. Tesis de maestría, CICESE, Baja California, México.
- LaFond, E., (ed.) (1971). *Thermal structure through the California Front: Factors affecting underwater sound transmission measured with a towed thermistor chain and attached current meters (No. NUC-TP-224)*. Naval Undersea Research and Development. San Diego Calif., p. 133.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., y Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, **32**(4): 363–403.
- Lavín, M. y Marinone, S. (2003). An overview of the physical oceanography of the gulf of california. En: O. V. Fuentes, J. Sheinbaum, y J. Ochoa (eds.), *Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics*. Kluwer Academic Publisher, Netherland, pp. 173–212.
- Lavín, M. F., Beier, E., Gómez-Valdés, J., Godínez, V. M., y García, J. (2006). On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(2).
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Cabrera, C., Godínez, V. M., y Amador-Buenrostro, A. (2014). Surface circulation in the Gulf of California in summer from surface drifters and satellite images (2004-2006). *J. Geophys. Res. (Oceans)*, **119**(7): 4278–4290.
- Legler, D. M. (1983). Empirical Orthogonal Function analysis of wind vectors over the tropical Pacific region. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **64**(3): 234–241.
- Lukas, R. y Santiago-Mandujano, F. (2001). Extreme water mass anomaly observed in the hawaii ocean time-series. *Geophysical Research Letters*, **28**(15): 2931–2934.
- Lyman, J. M. y Johnson, G. C. (2008). Equatorial Kelvin wave influences may reach the Bering Sea during 2002 to 2005. *Geophys. Res. Lett.*, **35**(14).

- Lynn, R. y Bograd, S. (2002). Dynamic evolution of the 1997-1999 El Niño-La Niña cycle in the southern California Current System. *Progr. Oceanogr.*, **54**(1-4): 59–75.
- Lynn, R. J. (1986). The Subarctic and Northern Subtropical Fronts in the eastern north Pacific ocean in spring. *J. Geophys. Res.*, **16**(2): 209–222.
- Lynn, R. J. y Simpson, J. J. (1987). The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.*, **92**(C12): 12947–12966.
- Lynn, R. J. y Simpson, J. J. (1990). The flow of the undercurrent over the continental borderland off southern california. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **95**(C8): 12995–13008.
- Mantyla, A., Bograd, S., y Venrick, E. (2008). Patterns and controls of chlorophyll-a and primary productivity cycles in the Southern California Bight. *Journal of Marine Systems*, **73**(14–16): 48 – 60.
- McCreary, J. P. (1981). A linear stratified ocean model of the coastal undercurrent. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **302**(1469): 385–413.
- McGowan, J. A., Cayan, D. R., y Dorman, L. M. (1998). Climate-ocean variability and ecosystem response in the northeast pacific. *Science*, **281**(5374): 210–217.
- Melsom, A., Metzger, E. J., y Hurlburt, H. E. (2003a). Impact of remote oceanic forcing on Gulf of Alaska sea levels and mesoscale circulation. *J. Geophys. Res.*, **108**(C11).
- Melsom, A., Meyers, S. D., Hurlburt, H. E., Metzger, E. J., y O'Brien, J. J. (2003b). ENSO effects on Gulf of Alaska eddies. *Earth Interactions*, **3**(1): 1–30.
- Melton, C., Washburn, L., y Gotschalk, C. (2009). Wind relaxations and poleward flow events in a coastal upwelling system on the central California coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **114**(C11). C11016.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jović, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E. H., Ek, M. B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H., Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D., y Shi, W. (2006). North America Regional Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**(3): 343–360.
- Meyers, S. D., Melsom, A., Mitchum, G. T., y O'Brien, J. J. (1998). Detection of the fast kelvin wave teleconnection due to el niño-southern oscillation. *J. Geophys. Res.*, **103**(C12): 27655–27663.
- Molemaker, M., McWilliams, J., y Dewar, W. (2015). Submesoscale instability and generation of mesoscale anticyclones near a separation of the California Undercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, **45**(3): 613–629.
- Munk, W. H. (1950). On the wind-driven ocean circulation. *J. Meteor.*, **7**(2): 80 – 93.
- Navarra, A. y Simoncini, V., (eds.) (2010). *A guide to Empirical Ortogonal Functions for Climate Data Analysis*. Springer. New York, p. 634.

- O'Brien, J. J. y Parham, F. (1992). Equatorial Kelvin waves do not vanish. *Monthly Weather Review*, **120**(8): 1764–1766.
- Parés-Sierra, A. (1991). Remote and local forcing of Rossby wave variability in the midlatitude Pacific Ocean. *Geofísica Internacional*, **30**(3): 121–134.
- Pares-Sierra, A. y O'Brien, J. J. (1989). The seasonal and interannual variability of the California current system: A numerical model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **94**(C3): 3159–3180.
- Pegau, W. S., Boss, E., y Martínez, A. (2002). Ocean color observations of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(9): 9–1–9–3.
- Pelland, N., Eriksen, C., y Lee, C. (2013a). Subthermocline Eddies over the Washington Continental Slope as Observed by Seagliders, 2003–09. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**(10): 2025–2053.
- Pelland, N., Eriksen, C., y Lee, C. (2013b). Subthermocline eddies over the Washington continental slope as observed by seagliders, 2003–09. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**(10): 2025–2053.
- Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., y Lefèvre, J. (2008). Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling & Software*, **23**(5): 660 – 662.
- Pierce, S., Smith, R., Kosro, P., Barth, J., y Wilson, C. (2000). Continuity of the poleward undercurrent along the eastern boundary of the mid-latitude north pacific. *Deep Sea Resch Part II: Topical Studies in Oceanography*, **47**(5–6): 811–829.
- Pizarro, O., Shaffer, G., Dewitte, B., y Ramos, M. (2002). Dynamics of seasonal and interannual variability of the Peru-Chile Undercurrent. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(12): 22–1–22–4.
- Ramos, M., Pizarro, O., Bravo, L., y Dewitte, B. (2006). Seasonal variability of the permanent thermocline off northern Chile. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(9).
- Reyes, S. y Parés-Sierra, A. (1983). Empirical Orthogonal Function analysis of wind vectors over the tropical Pacific region. *Geofísica Internacional*, **22**(2): 179–203.
- Roden, G. I. (1971). Aspects of the transition zone in the northeastern pacific. *Journal of Geophysical Research*, **76**(15): 3462–3475.
- Roden, G. I. (1972). Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in the Revilla Gigedo Islands region. *J. Phys. Oceanogr.*, **2**(2): 177–183.
- Saavedra-Sotelo, N. C., Calderon-Aguilera, L. E., Reyes-Bonilla, H., López-Pérez, R. A., Medina-Rosas, P., y Rocha-Olivares, A. (2011). Limited genetic connectivity of *Pavona gigantea* in the Mexican Pacific. *Coral Reefs*, **30**(3): 677–686.
- Schmitz, W. J. J. (1996). On the world ocean circulation: Volume II The Pacific and Indian oceans: A global update. Reporte técnico, Woods Hole Oceanographic Institution.

- Schwab, D. J. y Beletsky, D. (1998). Propagation of Kelvin waves along irregular coastlines in finite-difference models. *Advances in Water Resources*, **22**(3): 239–245.
- Shchepetkin, A. F. y McWilliams, J. C. (2005). The Regional Ocean Modeling System (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, **9**(4): 347–404.
- Simpson, J., Dickey, T., y Koblinsky, C. (1984). An offshore eddy in the california current system part i: Interior dynamics. *Progress in Oceanography*, **13**(1): 5 – 49.
- Soto-Mardones, L., Parés-Sierra, A., Garcia, J., Durazo, R., y Hormazabal, S. (2004). Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off baja california) from hydrographic, ADCP and altimetry data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **51**(6–9): 785 – 798.
- Spillane, M. C., Enfield, D. B., y Allen, J. S. (1987). Intraseasonal oscillations in sea level along the west coast of the Americas. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**: 313–325.
- Strang, G., (ed.) (1986). *Introduction to Applied Mathematics*. Wellesley-Cambridge Press. Wellesley, Massachusetts, p. 634.
- Strub, P. y James, C. (2000). Altimeter-derived variability of surface velocities in the california current system: 2. seasonal circulation and eddy statistics. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **47**(5–6): 831 – 870.
- Strub, P. T. y James, C. (1995). The large-scale summer circulation of the california current. *Geophysical Research Letters*, **22**(3): 207–210.
- Strub, P. T. y James, C. (2002). Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific Gyres.: Part 1. seasonal variability. *Progr. Oceanogr.*, **53**(2): 163–183.
- Sverdrup, H. U. y Fleming, R. F. (1941). The waters off the coast of Southern California, March to July 1937. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, **4**: 216 – 378.
- Thomson, R. E. y Krassovski, M. V. (2010). Poleward reach of the California Undercurrent extension. *J. Geophys. Res. (Oceans)*, **115**(C9). C09027.
- Todd, R. E., Rudnick, D. L., Mazloff, M. R., Davis, R. E., y Cornuelle, B. D. (2011). Poleward flows in the southern california current system: Glider observations and numerical simulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **116**(C2). C02026.
- Trasviña, A., Barton, E. D., Brown, J., Velez, H. S., Kosro, P. M., y Smith, R. L. (1995). Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. *Journal of Geophysical Research*, **100**(C10): 20649–20663.
- Venegas, R. M., Strub, P. T., Beier, E., Letelier, R., Thomas, A. C., Cowles, T., James, C., Soto-Mardones, L., y Cabrera, C. (2008). Satellite-derived variability in chlorophyll, wind stress, sea surface height, and temperature in the northern california current system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **113**(C3). C03015.
- Wilks, D., (ed.) (2006). *Statistical methods in the atmospheric science*. Elsevier. New York, p. 634.

- Willett, C. S., Leben, R. R., y Lavín, M. F. (2006). Eddies and Tropical Instability Waves in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, **69**(2–4): 218 – 238.
- Wilson, C., Villareal, T. A., Brzezinski, M. A., Krause, J. W., y Shcherbina, A. Y. (2013). Chlorophyll bloom development and the subtropical front in the north pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**(3): 1473–1488.
- Woodruff, S. D., Slutz, R. J., Jenne, R. L., y Steurer, P. M. (1987). A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68**(10): 1239–1250.
- Wooster, W. y Jones, J. (1970). California undercurrent off northern baja california. *Journal of Marine Research*, **28**(2): 235–250.
- Yoon, J.-H. y Philander, S. G. H. (1982). The generation of coastal undercurrents. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **38**(4): 215–224.
- Zaitsev, O., Transviña-Castro, A., Linero-Cueto, J., Gaxiola-Castro, G., y Cepeda-Morales, J. (2014). Oceanographic conditions over the continental shelf off Magdalena Bay (México) in 2011-2012. *Ciencias Marinas*, **40**(2): 89–112.
- Zamudio, L., Leonardi, A. P., Meyers, S. D., y O'Brien, J. J. (2001). ENSO and eddies on the southwest coast of Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(1): 13–16.
- Zamudio, L., Hurlburt, H. E., Metzger, E. J., Morey, S. L., O'Brien, J. J., Tilburg, C., y Zavala-Hidalgo, J. (2006). Interannual variability of Tehuantepec eddies. *J. Geophys. Res.*, **111**(C5).
- Zamudio, L., Hurlburt, H. E., Metzger, E. J., y Tilburg, C. E. (2007). Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the María Islands, Mexico. *J. Geophys. Res. (Oceans)*, **112**(C5).
- Zamudio, L., Hogan, P., y Metzger, E. J. (2008). Summer generation of the Southern Gulf of California eddy train. *J. Geophys. Res. (Oceans)*, **113**(C6).

Apéndice A.

A.1. Circulación subsuperficial en la entrada del Golfo de California

La bifurcación subsuperficial de la Corriente Costera Mexicana (CCM) en la entrada del Golfo de California durante primavera y otoño mostrada en la figura 18, sección 3.2.2, es más evidente en la figura A.1. Ésta muestra la separación de la CCM durante los meses de abril (primavera) y noviembre (otoño), cuando parte de la CCM cruza el la boca del golfo y se une a la Corriente Subsuperficial de California. Durante febrero (invierno) la CCM también llega a la península de Baja California con ayuda del giro anticiclónico centrado en 109.5°W, 21.5°N.

A.2. Rotacional del viento y circulación subsuperficial en la entrada del Golfo de California durante invierno

La estructura del rotacional del viento local sugiere que este giro anticiclónico es inducido por el rotacional negativo del esfuerzo del viento invernal, el cual es más intenso durante Enero (A.2), cuando alcanza una magnitud promedio comparable con el rotacional del viento local del Golfo de Tehuantepec, ahí los giros anticiclónicos invernales también dominan la circulación estacional (Willett *et al.*, 2006; Chelton *et al.*, 2004).

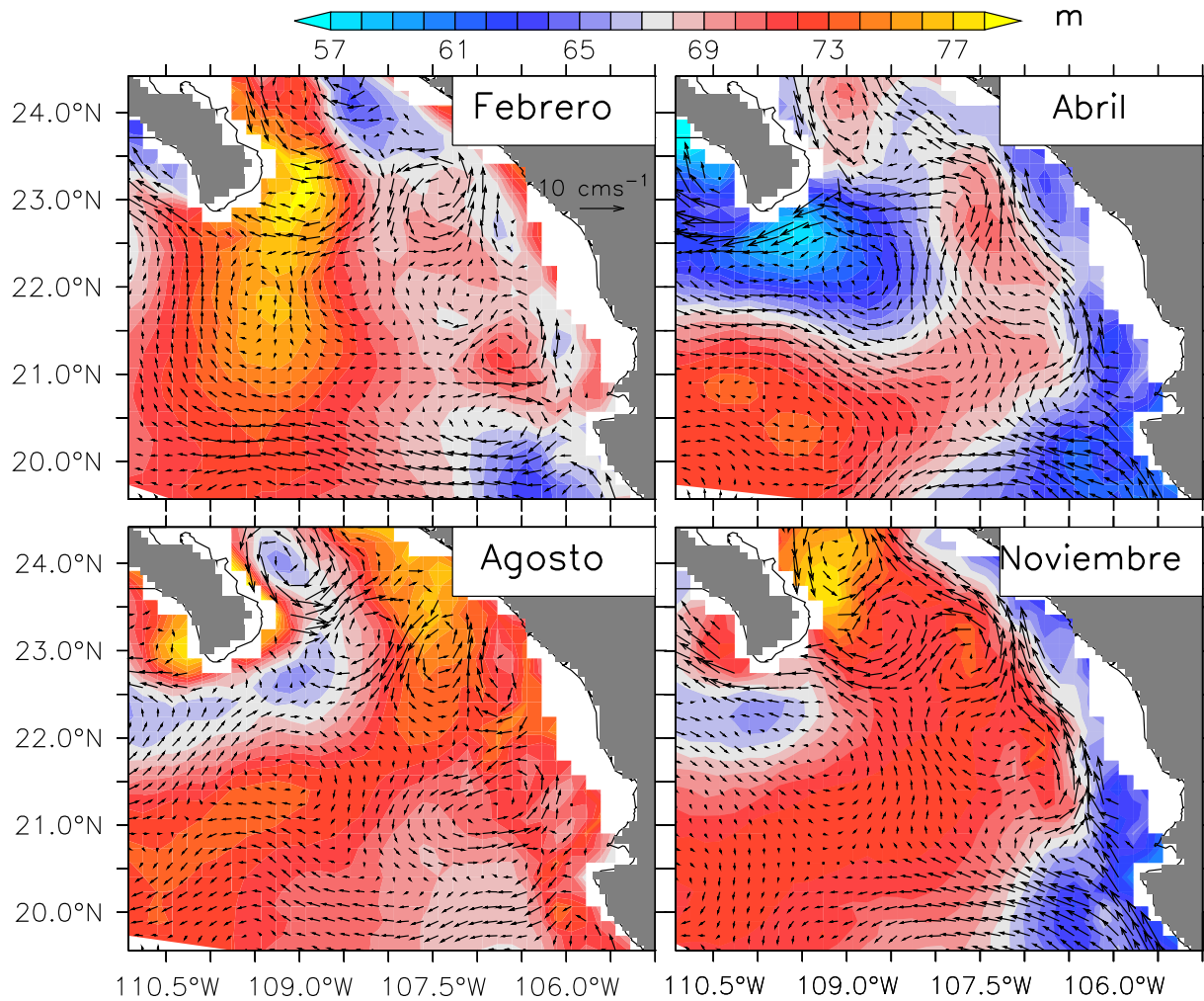


Figura A.1: Ciclo anual promedio de la profundidad de la termoclina y la circulación por debajo de ésta, a 100 m de profundidad, a la entrada del Golfo de California. La bifurcación subsuperficial de la Corriente Costera Mexicana a la entrada del Golfo es evidente durante primavera (abril) y otoño (noviembre). La escala de colores, en metros, y la escala del campo de velocidad se muestran, respectivamente, en la parte superior de la figura y en el recuadro superior izquierdo.

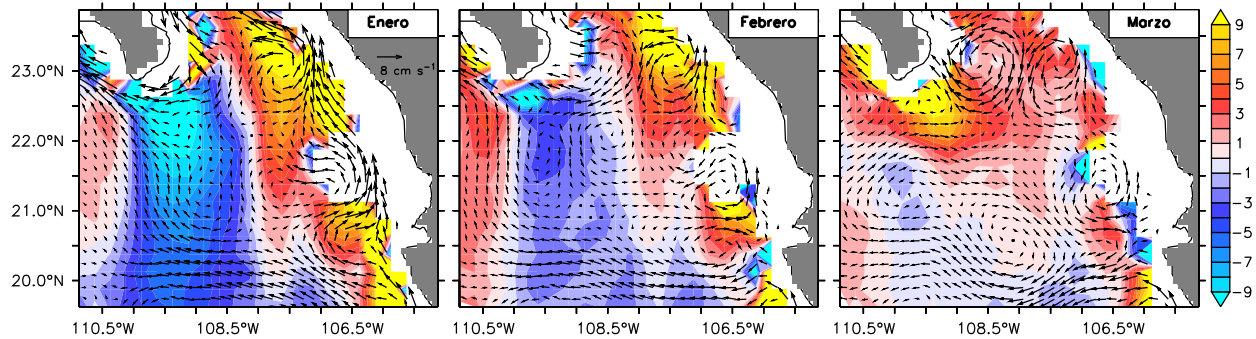


Figura A.2: Ciclo promedio invernal del rotacional del viento [$\text{N m}^{-3} \times 10^{-7}$] y circulación subsuperficial [cm s^{-1}] en la entrada del Golfo de California. El recuadro correspondiente al promedio del mes de enero sugiere una relación entre el rotacional negativo y la circulación anticiclónica centrada en 110°W, 22°N.