

TESIS DEFENDIDA POR
Diego Armando Pantoja González
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Silvio Guido Lorenzo Marinone Moschetto
Co-director

Anatoliy Filonov
Co-director

Alejandro Francisco Parés Sierra
Miembro del Comité

Miguel Fernando Lavín Peregrina
Miembro del Comité

Rubén Castro Valdez
Miembro del Comité

Francisco Javier Ocampo Torres
*Coordinador del programa de posgrado
en Oceanografía Física*

David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

25 de Junio de 2013

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA



Programa de Posgrado en Ciencias
en Oceanografía Física

Modelación Numérica de la Circulación General del Cañón Submarino en Bahía
de Banderas

Tesis

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

Presenta:

Diego Armando Pantoja González

Ensenada, Baja California, México, junio del 2013.

Resumen

de la tesis de Diego Armando Pantoja González, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en Oceanografía Física. Ensenada, Baja California. Junio 2013.

Modelación Numérica de la Circulación General del Cañón Submarino en Bahía de Banderas

Resumen aprobado por:

Dr. Guido Marinone

Con base en tres años de resultados del modelo numérico ROMS (Regional Ocean Modeling System) se estudió la dinámica de Bahía de Banderas y sus alrededores, que comprende el Pacífico Central Mexicano entre Cabo Corrientes y Cabo San Lucas. Se utilizaron dos configuraciones del modelo numérico, uno consistió en una malla que abarcó el Pacífico Central Mexicano para analizar la oceanografía regional, mientras que la otra fue una configuración anidada que se enfocó en Bahía de Banderas y el cañón submarino que se localiza dentro de la misma.

El modelo reprodujo aceptablemente la hidrografía donde se encontró que en la escala de variabilidad anual, los campos de temperatura y salinidad se propagan hacia el oeste en forma de ondas largas de Rossby, mientras que en escalas de más alta frecuencia, semianual y de mesoescala, la mayor variabilidad se encuentra sobre las costas. Además se logró reproducir la circulación regional de las principales corrientes: la Corriente de California, la Corriente Costera Mexicana y las corrientes de entrada y salida del Golfo de California. Se encontró una correlación de 0.6 con un desfase de aproximadamente 6 semanas, entre las corrientes de salida del Golfo de California y la intensificación de la Corriente Costera Mexicana. Los resultados muestran que entre Cabo Corrientes y Cabo San Lucas, se tienen las dimensiones adecuadas de 400 km para la generación de remolinos accionados por inestabilidades barotrópicas cuando se da la yuxtaposición de la Corriente Costera Mexicana intensificada (> 0.40 m/s) y el flujo de salida del Golfo de California. Las características de los remolinos son: un diámetro de ~ 300 km, una profundidad de ~ 200 m, velocidad orbital entre 0.20 y 0.30 m/s y se desplazan hacia el oeste con velocidades de traslación de ~ 0.04 m/s debido al efecto beta.

En la segunda parte de la tesis, se encontró que dentro de Bahía de Banderas, la circulación es accionada principalmente por una ramificación de la Corriente Costera Mexicana o su recirculación debido a la separación a causa de cabo. La

circulación promedio consistió en un remolino anticiclónico en la entrada de la bahía generado por la separación de la costa, que a su vez generó una serie de remolinos en el interior de la bahía. Las escalas de los remolinos fueron de 25-30 km de diámetro y 0.20 m/s de rapidez orbital de la superficie hasta 75 m de profundidad, mientras que de 15-20 km de diámetro entre 100-500 m de profundidad debido al cañón submarino. Además, de experimentos bajo condiciones controladas (modelo forzado sólo con viento, sólo con marea, o sólo una corriente) se encontró que se pueden generar remolinos incluso cuando la corriente es débil (~ 0.10 m/s) principalmente en el interior del cañón submarino.

La dinámica de la bahía es un balance flujo gradiente definido hasta ~ 500 m de profundidad, a partir de este nivel, el flujo se vuelve hidráulico, es decir, las corrientes se aceleran en la dirección del gradiente de presión en el interior de cañón submarino.

Palabras Clave: ROMS, Corriente Costera Mexicana, Corriente de California, Cabo Corrientes, Bahía de Banderas, Cañón submarino, Remolinos, Inestabilidad barotrópica, Separación.

Abstract

of the thesis presented by Diego Armando Pantoja González as a partial requirement to obtain the DOCTOR OF SCIENCE degree in Physical Oceanography. Ensenada, Baja California, México. June 2013.

NUMERICAL MODELLING OF BANDERAS'S BAY GENERAL CIRCULATION IN THE PRESENCE OF A SUBMARINE CANYON

With results from numerical model ROMS the dynamics in and around of Bay of Banderas was studied, the surround comprised what we called the Mexican Central Pacific from Cabo Corrientes to Cabo San Lucas. Two numerical configuration were used, one consist in the study of the regional oceanography of the Mexican Central Pacific, and the other was a two-way nesting grid configuration centered in Bay of Banderas to study the effect of the submarine canyon.

In the annual frequency the model reproduced well the westward propagation of the hydrography fields of temperature and salinity, meanwhile in higher frequencies like mesoscale and semiannual, the variability was strong near the coast. The regional circulation that comprised the California Current, the Mexican Coastal Current and in/out fluxes from the Gulf of California, are well reproduced also. It was found correlation of 0.6 with a 6-week lag between an intensification of the Mexican Coastal Current and the outward flux form the Gulf of California. The results show that this region of 400 km length between Cabo Corrientes and Cabo San Lucas, have the adequate size to generate eddies triggered by barotropic instabilities, when a juxtaposition of the Mexican Coastal Currents and the outward flux of the Gulf of California is set. The eddy characteristics are: ~ 300 km diameter, ~200 m depth, 0.20-0.30 m/s orbital speed and they move westward at 0.04 m/s speed due to beta effect.

The second part of the thesis consisted in the study of Bay of Banderas. It was found that a ramification of the Mexican Coastal Current is the mainly agent to generate the circulation in Bay of Banderas. The circulation consist in an eddy in the mouth section due to the separation of the current and a cyclonic one inside the bay. The eddies diameter were 25-30 km, and reach 0.20 m/s speed form the surface to 75 m depth, and 15-20 km diameter between 100-500 m depth due to the submarine canyon. With experiments under controlled condition where the model was forced only with wind, or tides or just a current, it was found that the eddies still formed, but inside submarine canyon even with lower speeds reach (~ 0.10 m/s).

The dynamics is a gradient-flow balance between the surface and ~500 m depth, below this level, it becomes hydraulic due to the reduction of canyon width.

Keywords: ROMS, Mexican Coastal Current, California Current, Cabo Corrientes, Banderas Bay, Submarine Canyon, Eddies, Barotropic instabilities, Separation.

Dedicatorias

A mi Familia

Agradecimientos

A mi co-director de tesis, Dr. Guido Marinone, por su tiempo, el interés y la dedicación que me mostró durante la realización de la tesis. También a mi co-director Dr. Anatoliy Filonov, por ser guía e impulsarme en continuar mi formación profesional.

Al excelente comité de sinodales, Dr. Miguel Lavín, Dr. Alejandro Parés y Dr. Rubén Castro, por los comentarios tan acertados que me hicieron durante el transcurso de esta etapa, y en especial por compartir sus conocimientos durante la revisión final de la tesis.

A los profesores del departamento, por los excelentes cursos que recibí de ellos.

A mis compañeros: Jorge, Bernardo, Máximo, Ramón, Leo, Meño, Mauro, Vladimir, Gerardo, Aldo, Froy, Kurczyn, Eugenio, Chava, Felipe, Ana Laura, Abraham, Angélica, Itzia, Brisia, Jesica, Fernando, Ruben, Alejo, Fabian, Samuel.

Al apoyo de Dr. Manuel Figueroa (que fue coordinador), Dr. Paco Ocampo (nuevo coordinador), Lupita Pacheco y Alina.

A CICESE por permitirme continuar con mis estudios

A CONACYT por la beca que se me otorgó con número de registro 203778, y al posgrado de oceanografía física por la extensión de beca recibida. Así mismo, a los proyectos 101759 CB-2008 del Dr. Guido Marinone, 105622 CB-2008 del Dr. Anatoliy Filonov y 133708 CB-2009 del Dr. Alejandro Parés.

CONTENIDO

	Página
Resumen.....	i
Abstract.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de Figuras.....	viii
Lista de Tablas.....	xvii
Visión General.....	xviii
1. Introducción.....	1
1.1 Hipótesis y Objetivo.....	12
2. Circulación en el Pacífico Central Mexicano.....	13
2.1 Corriente Costera Mexicana y Validación.....	14
2.2 Promedio y variación estacional.....	24
2.3 Componente de mesoescala y generación de remolinos.....	29
2.4 Discusión.....	37
2.5 Sumario.....	42
3. Modelo Numérico ROMS.....	44
3.1 ROMS_AGRIF, ROMS_TOOLS.....	46
3.1.1 Generación de mallas con seagrid.....	47
3.1.2 Condiciones de frontera abiertas.....	48
3.1.3 Condición de relajamiento externo.....	49
3.2 Experimento con mayor resolución en Cabo Corrientes y Validación del modelo.....	49
3.2.1 Relajamiento hacia condiciones externas (nudging).....	52
3.2.2 Validación.....	55
4. Circulación en Bahía de Banderas.....	59
4.1 Circulación promedio en Cabo Corrientes.....	59
4.2 Experimentos numéricos bajo condiciones controladas.....	65

4.2.1	Experimentos idealizados forzados solo con corriente.....	72
4.2.2	Experimento idealizado forzado solo con marea.....	78
4.2.3	Experimento idealizado forzado solo con viento	79
4.3	Discusiones.....	81
4.3.1	Geometría y razón de aspecto de la bahía (Serie de remolinos)	81
4.3.2	Dinámica de la Bahía	83
4.3.3	Separación de la costa.....	87
4.3.4	Vorticidad relativa	89
4.3.5	Efecto del cañón submarino en la dinámica de la Bahía	93
4.3.6	Observaciones en Bahía de Banderas	95
4.4	Sumario.....	97
5.	Conclusiones Generales	99
	Referencias bibliográficas	102

Lista de Figuras

Figura		Página
1	Sistemas de presión atmosférica durante invierno (arriba) y verano (abajo). H y L denotan las áreas de Alta presión y Baja presión, respectivamente. Las flechas indican la dirección dominante de los vientos y corrientes. Figura tomada de (The OpenUniversity 2002).....	2
2	Esquema de Balance Geostrófico y de Ekman, superficialmente (arriba), un corte transversal (abajo). A la derecha remolino ciclónico, en la izquierda un remolino anticiclónico. La dirección de las corrientes (flechas solidas) y el viento (flechas grandes vacías) se encuentran girando alrededor de los remolinos. Las flechas grandes solidas representan el transporte de Ekman con dirección a la derecha del viento. En los transecto se observa un hundimiento en la superficie de la mar para el remolino ciclónico y un aumento del nivel del mar en el anticiclónico; en la termoclina ocurre lo inverso. Figura tomada de (The OpenUniversity 2002).	4
3	Vientos promedios mensuales en el PCM, basados en NARR (North American Regional Reanalysis). Durante los meses de verano, 6-9, la circulación de los vientos se debilitan y cambian de dirección en la entrada del Golfo de California. Disponibles de la red en http://www.esrl.noaa.gov/psd/	6
4	Promedio anual (vectores) y rotacional del esfuerzo del viento (escala de grises Pa m^{-1}); vientos obtenidos de NARR (http://www.esrl.noaa.gov/psd/). Los vectores se muestran 1 de cada 3.....	7
5	Esquema de las corrientes en el Pacífico Central Mexicano. Corriente Costera Mexicana (CCM), Corriente de California (CC) y Corrientes de Golfo de California (CGC).....	8

6	Localización de las principales corrientes y masas de agua en el Pacífico Tropical. TSW=Agua Tropical Superficial, STSW=Agua Sub Tropical Superficial, ESW=Agua Superficial Ecuatorial. Tomada de (Fiedler and Talley 2006).	9
7	Esquema de fenómeno de El Niño Oscilación del Sur. En a) se observa un impulso de viento del oeste, b) por transporte de Ekman, se genera un apilamiento de agua sobre el ecuador, c) que luego se desplaza hacia las costas de América, y d) se separa y viaja en dirección a los polos. Tomada de (Tomczak and Godfrey 2003)	10
8	Remolinos propagándose hacia el oeste del Pacífico mexicano generados en el Golfo de Tehuantepec. a) Paso de Chivela en el Istmo de Tehuantepec, b) altura del nivel del mar, en rojo remolinos anciclónicos. Tomada de AVISO.....	11
9	Localización del Pacífico Central Mexicano indicado por el recuadro.....	13
10	Límites de la región de la malla del modelo y del PCM.	16
11	Transectos donde se estimaron los transportes asociados a la Corriente Costera Mexicana (Sur, Cabo y Norte). El transecto Oeste para estimar transporte de remolinos que se propagan costa afuera.	17
12	Campo superficial de velocidad instantánea y componente perpendicular de velocidad al transecto Cabo para la Corriente Costera Mexicana. a) agosto de 2003 y b) septiembre 2005. Isotacas cada 0.05 m/s. Los vectores se muestran 1 de cada 3.	18

13	Transporte (Sv) a través de los transectos a) Sur (línea continua), Cabo (línea con puntos) y Norte (línea discontinua) hasta 500 m. Los recuadros representan los veranos 2003 y 2005. El tamaño de los transectos y la profundidad se adaptaron para simular los reportados. Valores positivos indican flujo hacia el norte. En color	19
14	Imágenes satelitales de la temperatura superficial del mar con resolución de (1 km x 1 km) para el periodo del 13 mayo al 16 junio. Tomada de Lavín et al. (2009).....	21
15	Modelación numérica del campo de velocidad y temperatura superficial del mar (°C) para la fecha 27/5/2004. El filamento de agua fría en la punta de la península de Baja California es similar al observado por Lavín et al. (2009). Los vectores se muestran 1 de cada 3.	22
16	Transporte (Sv) promedio hasta 500 m para el transecto Oeste. a) Hacia el este y b) hacia el oeste. Los trasportes marcados entre par de flechas (llena y vacía) durante los veranos de 2004 y 2005 corresponden al inicio y final de remolinos anticiclónicos.	23
17	Campos promedios de tres años: a) Temperatura superficial del mar y b) Salinidad superficial del mar. En vectores se incluye el campo superficial promedio de velocidad. Los vectores se muestran 1 de cada 3. En color.....	25
18	Mapas de amplitud (color) y fase (isolíneas, meses) de temperatura y salinidad superficial, a) y c) componente anual, b) y d) componente semianual. En color	27
19	Campos de la varianza explicada para las componentes anual y semianual. a) Temperatura superficial del mar y b) salinidad superficial del mar.....	28

20	Temperatura superficial del mar y campo de velocidad para componente la semianual, durante un ciclo completo, empezando en enero. Cada cuadro representa un mes. Los vectores se muestran 1 de cada 3.....	29
21	Raíz cuadrática media de la componente de mesoescala a 50 m de profundidad. a) Temperatura y b) salinidad. Se incluye el transecto Oeste entre la superficie y 500 m de profundidad.....	31
22	Elipses de variabilidad para la componente de velocidad de mesoescala a 50 m de profundidad. Los ejes principales son desviaciones estándar. Para ilustrar la dirección de las corrientes se incluye el campo promedio de velocidad en vectores. Los vectores se muestran 1 de cada 7.....	32
23	Campo de velocidad superficial (vectores) y rapidez (color, m/s) instantáneas para la componente de mesoescala. Cuadros cada dos semanas. Los vectores se muestran cada 3. En color.....	34
24	Esquema de la circulación en el PCM durante la formación de remolinos debido a las contracorrientes en la entrada al Golfo de California. En a) se presenta la formación de un remolino anticiclónico. En b) la generación de un remolino ciclónico (caso menos común). CCM, Corriente Costera Mexicana; CC, Corriente de California; y CGC corrientes de entrada y salida del Golfo de California.	35
25	Series temporales de los campos superficiales de: a-b-c, energía cinética ($m^2 s^{-2}$); d-e-f, vorticidad relativa (s^{-1}) y g-h-i, términos advectivos ($m s^{-2}$). Para las zonas Sur (lado izquierdo), Oeste (centro) y Golfo (lado derecho). Promedio espacial dentro de cada recuadro del panel superior. Las líneas rojas marcan el tiempo en que dos remolinos pasaron por la zona Oeste.	36

26	Esquema corte lateral donde se representa la yuxtaposición de la CCM una vez que se ha separado, y el flujo de salida del Golfo de California.	39
27	Relación de dispersión para una onda generada por el corte horizontal de las corrientes. En eje horizontal, número de onda adimensional; en eje vertical, rapidez de fase y razón de cambio adimensionales.	41
28	Interfase Roms_agrif nestgui.	47
29	Malla curvilínea generada por seagrid para la región de Cabo Corrientes.	48
30	Mallas utilizadas en la modelación numérica. La malla1 se usó en el Capítulo II, mientras que la malla2 centrada en Cabo Corrientes y malla3 únicamente de Bahía de Banderas, se utilizan en el Capítulo IV.	50
31	Promedio del esfuerzo del viento en el Pacífico central mexicano durante julio 2003 (mapa), abajo se muestra la serie de astillas con resolución temporal de 3 horas, de la base de datos NARR (North American Regional Reanalysis). ...	52
32	Campo instantáneo de salinidad superficial utilizando <i>nudging</i> durante los días 60, 180 y 300. Lado izquierdo malla1, lado derecho malla1 y malla2 con nudging de ~3 hr.	54
33	Parámetros de la elipse de variabilidad del modelo y de las corrientes observadas con el ADCP localizado en el norte de bahía.	56
34	Armónicos de las principales componentes de marea del modelo vs. estaciones mareográficas en el Pacífico Mexicano.	57

35	Parámetros de las elipses. · son fuera del polígono de la costa, + son dentro del polígono.....	58
36	Campos promedios durante tres años de velocidad a 10 m de profundidad en vectores y nivel del mar (color, m) para parte de la malla 2 y toda la malla3. La línea punteada en la bahía representa la malla anidada. Los vectores se muestran 1 de cada 8.....	60
37	Transporte verticalmente integrado hasta 500 m de profundidad durante tres años a través del transecto mostrado en la figura de arriba. Los puntos señalan valores mayores de 5 Sv. Nótese que todos son incrementos de la Corriente Costera Mexicana. Los eventos seis y doce fueron los estudiados en el Capítulo II.....	61
38	Promedios compuestos del nivel del mar (color m) y velocidad superficial (mallas 2 y 3). Con referencia a la fecha de intensificación en a) se muestra la circulación dos semanas antes, en b) durante y en c) dos semanas después, de cada evento. Los vectores se muestran 1 de cada 8. Nótese en cambio en la escala para el nivel del mar.....	62
39	Estadística del nacimiento de remolinos en el Pacífico mexicano, anticiclones y ciclones. Se observa que en la región de Cabo Corrientes (los marcados en azul) cualitativamente la presencia de remolinos anticiclónicos es mayor al norte y de ciclones es mayor al sur. Tomada de Kurczyn et al. (2012).....	64
40	Espectro de potencia de nivel del mar en los extremos de la malla 2 sobre la costa. Durante tres años de simulación, cada 6 horas.....	66
41	Climatología para la condición inicial en los experimentos controlados, a) temperatura (°C), b) salinidad.	67

42	Campo de velocidad a diferentes profundidades para condición inicial después de spin-up de diez días. Solo se muestra la malla3. En parte inferior izquierda se muestra la profundidad. El color es magnitud de velocidad [m/s]. Los vectores se muestran 1 de cada 6.	68
43	a) Esquema de forzamiento por el pulso de una onda baroclínica Kelvin, b) condición de frontera, c-d-e) perfil de velocidad utilizado para forzar el modelo con rapidez ~0.1, 0.3 y 0.3 m/s y profundidad 150, 150 y 300 m, respectivamente. d) es el experimento de referencia.	69
44	Campos de velocidades instantáneas durante la simulación del experimento de referencia 'Cxx'. Cada columna es la serie temporal cada dos días para la profundidad mostrada en la parte inferior izquierda. El día se muestra en la parte superior. El color es rapidez de velocidad [m/s]. Los vectores se muestran 1 de cada 6.	74
45	Campos promediados temporalmente de velocidad a diferentes profundidades para el experimento de referencia 'Cxx'. El color es la rapidez de velocidad [m/s]. La profundidad se muestra en la parte inferior izquierda. Los vectores se muestran 1 de cada 6.	76
46	Ídem <i>Figura 45</i> para experimento 'Cxx moderada'	77
47	Ídem <i>Figura 45</i> para experimento 'Cxx profunda'	78
48	Ídem <i>Figura 45</i> para experimento forzado solo con marea 'xxM'.	79
49	Ídem <i>Figura 45</i> para experimento forzado solo con viento 'xVx'.	80

50	Esquema de la posición de remolinos dentro la bahía, a) en superficie, donde la razón de aspecto es 2:1; b) en el interior del cañón submarino donde la razón de aspecto es 3:1. Las isóbatas representan 30, 100 y 200 m respectivamente.	82
51	Campos promedios de experimento Cxx fondo plano.	83
52	Promedio espacial dentro de la zona indicada desde $z=0$ hasta $z\sigma_{27}$, del balance de momento U [$1e-5$ m/s ²] para experimento de referencia Cxx, en cuatro regiones de la bahía: a) parte media, b) interior, c) parte externa y d) zona norte. En cada inciso en la izquierda es la serie temporal mientras que en la derecha en barras se presenta el promedio temporal. En el recuadro de la derecha se encuentran las claves de las líneas para las series temporales y la numeración para las gráficas de barras. Nótese las escalas de cada gráfica.	85
53	Ídem <i>Figura 52</i> para dirección y.	86
54	Promedio del campo de corrientes a 10 m de profundidad junto con el nivel del mar (color $1e-2$ m) durante días a) 5-6 y b) 18-19.	87
55	Esquema de separación de la corriente cuando, a) viene del sur y se forma una circulación anticiclónica; b) cuando la corriente viene del norte y solo se forma un meandro. En líneas punteadas se muestra la posible trayectoria de la corriente una vez que choca con la pared sur de la bahía.	88
56	Secuencia de fotografías del experimento de laboratorio para el mar de Alboran. Tomado de Whitehead (1985).	89

57	Promedio espacial dentro de la zona indicada desde $z=0$ hasta $z\sigma_{27}$, del balance de vorticidad relativa [$1e-9$ $1/s^2$] para experimento de referencia Cxx, en cuatro regiones de la bahía: a) parte media, b) interior, c) parte externa y d) zona norte. En cada inciso en la izquierda es la serie temporal mientras que en la derecha en barras se presenta el promedio temporal. En el recuadro de la derecha se encuentran las claves de las líneas para las series temporales y la numeración para las gráficas de barras. Nótese las escalas de cada gráfica.	91
58	Ídem <i>Figura 52</i> para experimento 'sin advección'.....	92
59	Ídem <i>Figura 45</i> para experimento 'sin advección'.....	93
60	Esquema de circulación superficial y dentro de cañón submarino. En la superficie se muestra una corriente U que es básicamente geostrófico, mientras que dentro del cañón submarino cuando se vuelve angosto, la corriente u es hidráulica (corriente abajo en la dirección del gradiente de presión).....	94
61	Promedio espacial dentro de la zona indicada a la profundidad de a) 100 y b) 700 m del balance de momento U [$1e-5$ m/s^2] para experimento de referencia Cxx. Nótese las escalas de cada gráfica.	95
62	Ruta de estaciones de muestreo durante, a) 15 al 20 octubre 2009 con 115 perfiles muestreados y b) 16 al 17 y 21 al 23 marzo 2011 con 600 perfiles verticales.	96
63	Altura dinámica y corrientes geostróficas (cm/s), hasta 100 m de profundidad referenciados a 120 db, durante octubre 2009 (primera y tercera columna) y marzo 2011 (segunda y cuarta columna).	97

Lista de Tablas

Tabla	Página
I	Mallas utilizadas en el modelo numérico 51
II	Diseño de experimentos bajo condiciones controladas para evaluar el efecto de cada forzamiento en la circulación dentro de la bahía. 71

Visión General

En el Capítulo 1 (Introducción) se plantean las generalidades de la zona de Cabo Corrientes considerándola como parte de un sistema oceánico regional. Esta zona del Pacífico Mexicano está fuertemente influenciada por el sistema de alta presión del gran giro subtropical, donde las corrientes oceánicas de gran escala y la circulación atmosférica se encuentran fundamentalmente en balance geostrófico. En particular, la Corriente de California y los vientos alisios en las costas de América del Norte muestran una variabilidad que afecta directamente la zona de Cabo Corrientes, además del rotacional del esfuerzo del viento en la parte suroeste de México, que da lugar a la Corriente Costera Mexicana (CCM). Esta zona también se caracteriza por frentes, filamentos, y otras estructuras que se generan en la entrada al Golfo de California.

El conjunto de dichas características y cómo es que afecta la región, es lo que se analiza en el Capítulo 2, el cual es un estudio numérico para caracterizar la zona en función de la oceanografía regional. En este apartado se utilizaron los resultados ya existentes de la circulación oceánica regional. Se analizaron las salidas para la zona centrada entre Cabo San Lucas en la punta de la península de Baja California y Cabo Corrientes en el estado de Jalisco, a esta zona se le nombró: Pacífico Central Mexicano (PCM). El PCM se encuentra en constante movimiento debido a las ramificaciones de la Corriente de California y a la CCM, además de las ondas atrapadas a la costa, las cuales tienen todo un espectro de variabilidad. En particular, se describe cómo es que la CCM se intensifica por el arribo de ondas atrapadas, y se logran identificar dos eventos que dieron lugar a la generación de remolinos en la entrada al Golfo de California. Los resultados demuestran que la zona tiene las dimensiones adecuadas para la generación de remolinos accionados por inestabilidades barotrópicas. Con estos resultados se ha caracterizado un poco más la zona de Cabo Corrientes en el PCM y se hace un enfoque hacia Bahía de Banderas.

En los Capítulos 3 y 4, con base en la modelación numérica, se estudia la circulación de Bahía de Banderas. El Capítulo 3 es básicamente la metodología

que se utilizó para atacar el problema. Se describe cómo los resultados numéricos del Capítulo 2, son llevados mediante una interpolación dinámica hacia Cabo Corrientes, con una resolución espacial más fina. Se configuró el modelo numérico ROMS con un esquema anidado de dos mallas, con la malla más fina abarcando únicamente la bahía, adecuada para estudiar la circulación sin perder las características morfológicas del cañón submarino que se encuentra en ella.

Luego, el trabajo se enfoca en la circulación de Bahía de Banderas en el Capítulo 4. Se obtiene que principalmente las ramificaciones de la Corriente Costera Mexicana, son las que tiene un papel predominante en la circulación general de la bahía, dando lugar a remolinos generados por separación de corrientes. Sin embargo, como es tradicional en el estudio numérico de las bahías, el viento y principalmente la señal de marea siempre han sido claves en este tipo de estudios. Debido a esto, se realizaron experimentos controlados donde el modelo se forzó con cada uno de los siguientes agentes: sólo viento, sólo marea y con una corriente costera. Los resultados de los experimentos muestran que además de las corrientes de gran escala, la bahía es sensible a todos estos forzamientos, generando en promedio una circulación con estructura dentro de la bahía con una serie de remolinos.

Finalmente en el Capítulo 5 se presentan las conclusiones generales del trabajo.

1. Introducción

Las corrientes oceánicas de gran escala están relacionadas a los grandes centros de alta y baja presión atmosférica (*Figura 1*), donde la energía proveniente del sol y la rotación terrestre son los causantes de la circulación de los océanos (The OpenUniversity, 2002), ya que el sol provoca un calentamiento diferencial entre la región ecuatorial y la región polar dando lugar a un gradiente de presión entre las masas de aire cálido-ligero ecuatorial y las masas de aire frío-denso polar. Con el fin de mantener un balance térmico se empieza una redistribución de estas masas de aire, dando lugar al movimiento en la atmosfera cuya señal son los vientos que soplan del sistema de mayor presión al de menor presión. Sin embargo, debido a la rotación terrestre y a la poca resistencia por fricción que ofrecen las masas aire (y agua), el desplazamiento no es en línea recta de la alta a la baja presión, sino que se desvía hacia la derecha (izquierda) por la fuerza de Coriolis en el hemisferio norte (hemisferio sur), lo que da lugar a una configuración en la que los vientos se acomodan casi estacionarios en grandes remolinos. A este balance entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis se le llama *Balance Geostrófico*.

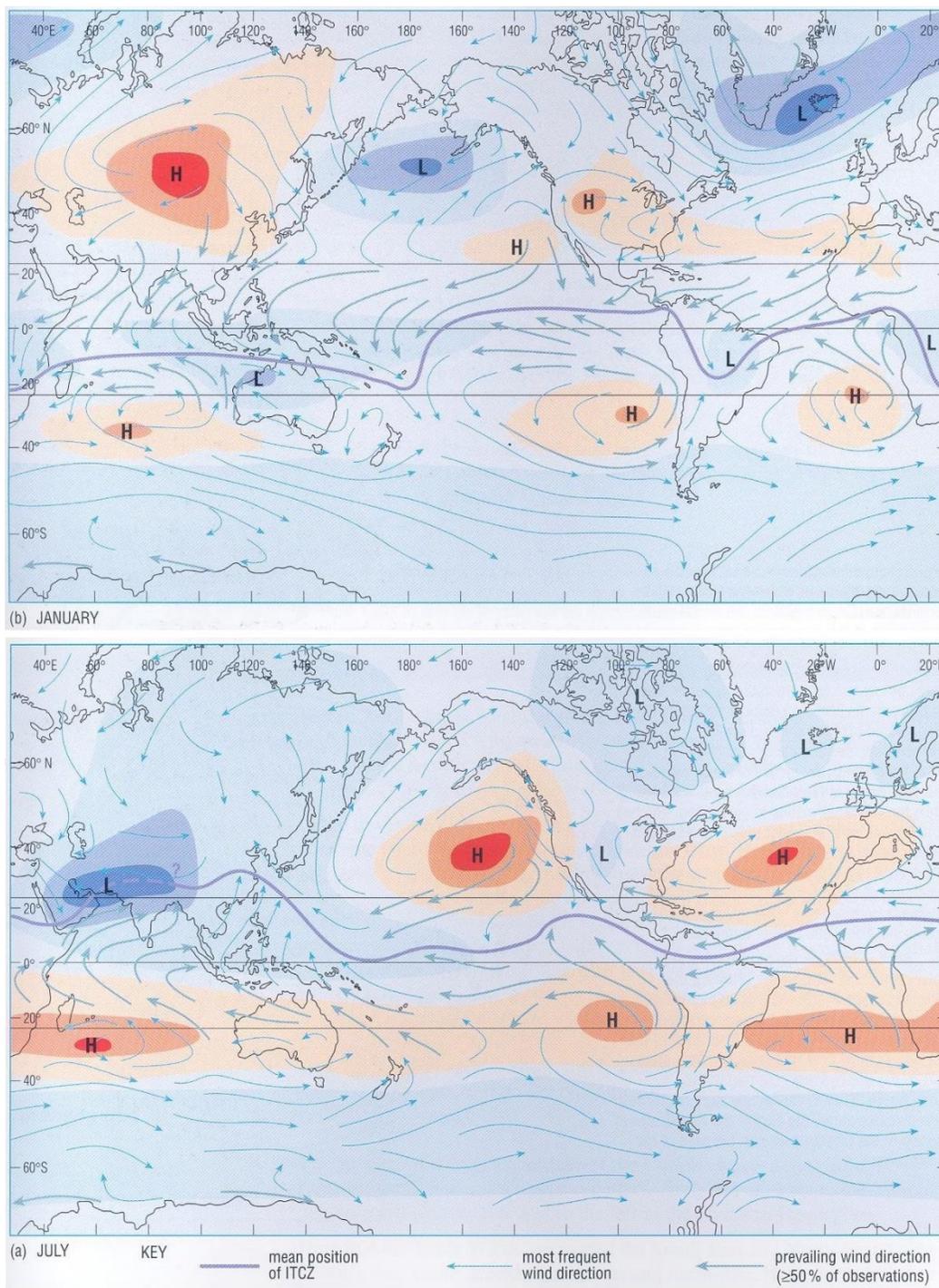


Figura 1. Sistemas de presión atmosférica durante invierno (arriba) y verano (abajo). H y L denotan las áreas de Alta presión y Baja presión, respectivamente. Las flechas indican la dirección dominante de los vientos y corrientes. Figura tomada de (The OpenUniversity, 2002).

En particular, el patrón de viento en el Océano Pacífico entre 40 y 60 °N, es de vientos del oeste (*westerlies*), lo cual es debido al sistema de baja presión subpolar de las Aleutianas y al sistema de alta presión del gran giro subtropical. Los vientos alisios entre 20 y 40 °N (*trade-winds*) se distribuyen entre el sistema de alta presión del gran giro subtropical y el sistema de baja presión ecuatorial. Los vientos a su vez transfieren energía hacia el océano. El mecanismo de transferencia de momento, es tal que una fracción se transmite al oleaje, mientras que el restante es el encargado de modificar las corrientes produciendo un transporte neto de volumen hacia la derecha de la dirección del viento, lo que se conoce como balance de Ekman (*Figura 2*) (The OpenUniversity, 2002). Este transporte genera un apilamiento de agua en los sistemas de alta presión, y un hundimiento del nivel del mar en los sistemas de baja presión. Nuevamente, en estos sistemas existe un gradiente de presión y por balance geostrófico, las grandes corrientes siguen el mismo patrón de circulación que el viento.

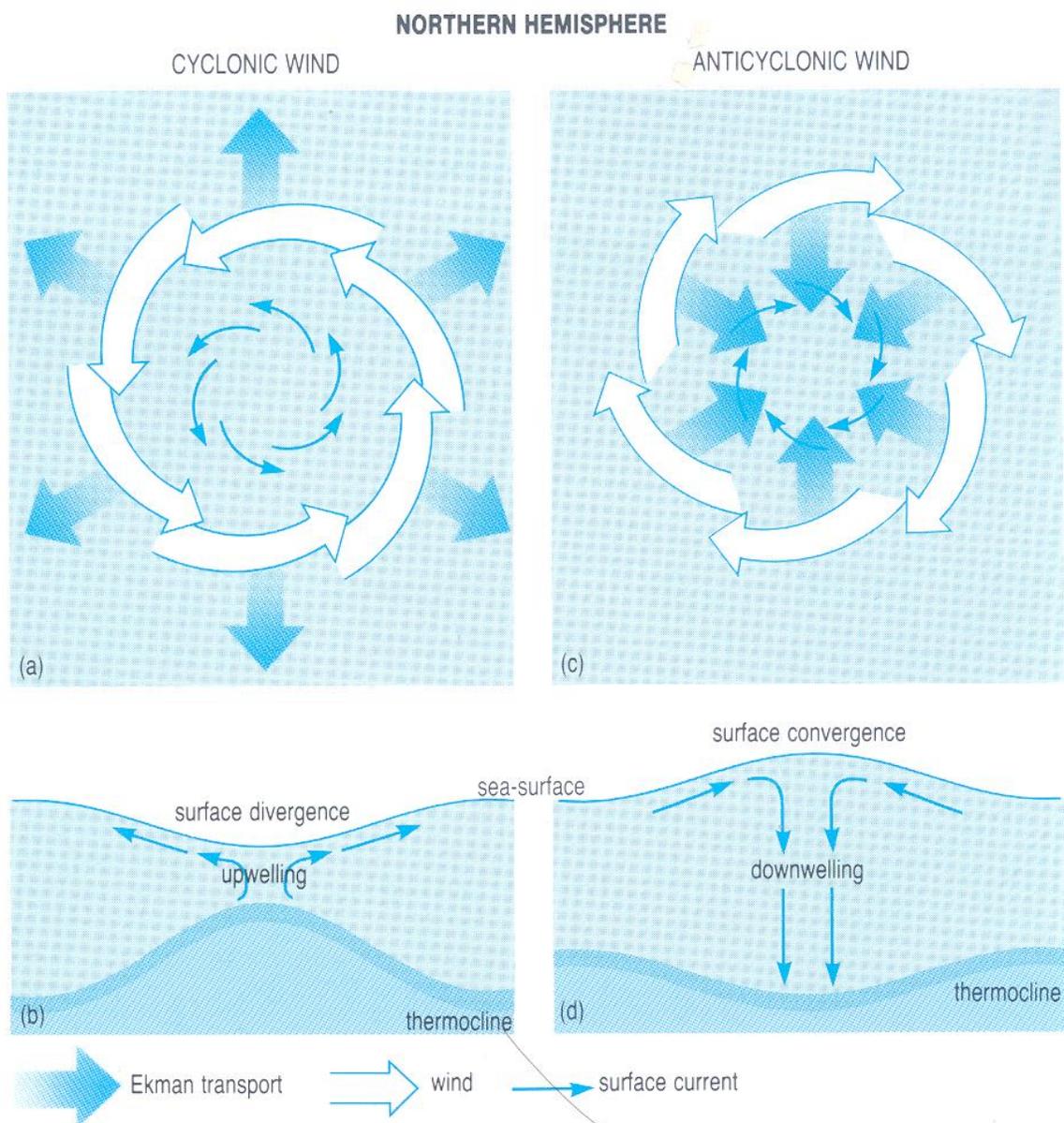


Figura 2. Esquema de Balance Geostrófico y de Ekman, superficialmente (arriba), un corte transversal (abajo). A la derecha remolino ciclónico, en la izquierda un remolino anticiclónico. La dirección de las corrientes (flechas solidas) y el viento (flechas grandes vacías) se encuentran girando alrededor de los remolinos. Las flechas grandes solidas representan el transporte de Ekman con dirección a la derecha del viento. En los transecto se observa un hundimiento en la superficie de la mar para el remolino ciclónico y un aumento del nivel del mar en el anticiclónico; en la termoclina ocurre lo inverso. Figura tomada de (The OpenUniversity, 2002).

Localmente, en el Pacífico Central Mexicano (PCM) que se definió como la región entre Cabo San Lucas y Cabo Corrientes, el patrón de vientos tiene una dirección meridional (norte-sur) por el direccionamiento topográfico del continente (*Figura 3*). Los vientos alisios son principalmente del noroeste durante gran parte del año, con lo que producen un transporte de Ekman que mantiene el nivel del mar más bajo sobre la costa y más alto costa afuera, o con la termoclina más elevada sobre las costas que lejos de ella (su contraparte en el interior del océano) (*Figura 2, Figura 4*).

El PCM es el más afectado cuando los sistemas de presión atmosférica se modifican, por ejemplo, durante el verano el centro de alta presión del gran giro subtropical migra hacia el norte debido al debilitamiento de la baja presión de las Aleutianas (*Figura 1*), con lo que la componente meridional del esfuerzo del viento se debilita e incluso llega a cambiar de dirección por completo en la entrada del Golfo de California (*Figura 3*). A este fenómeno se le ha llamado monzón de Norte América (Bordoni, et al., 2004; Lavín, et al., 2009).

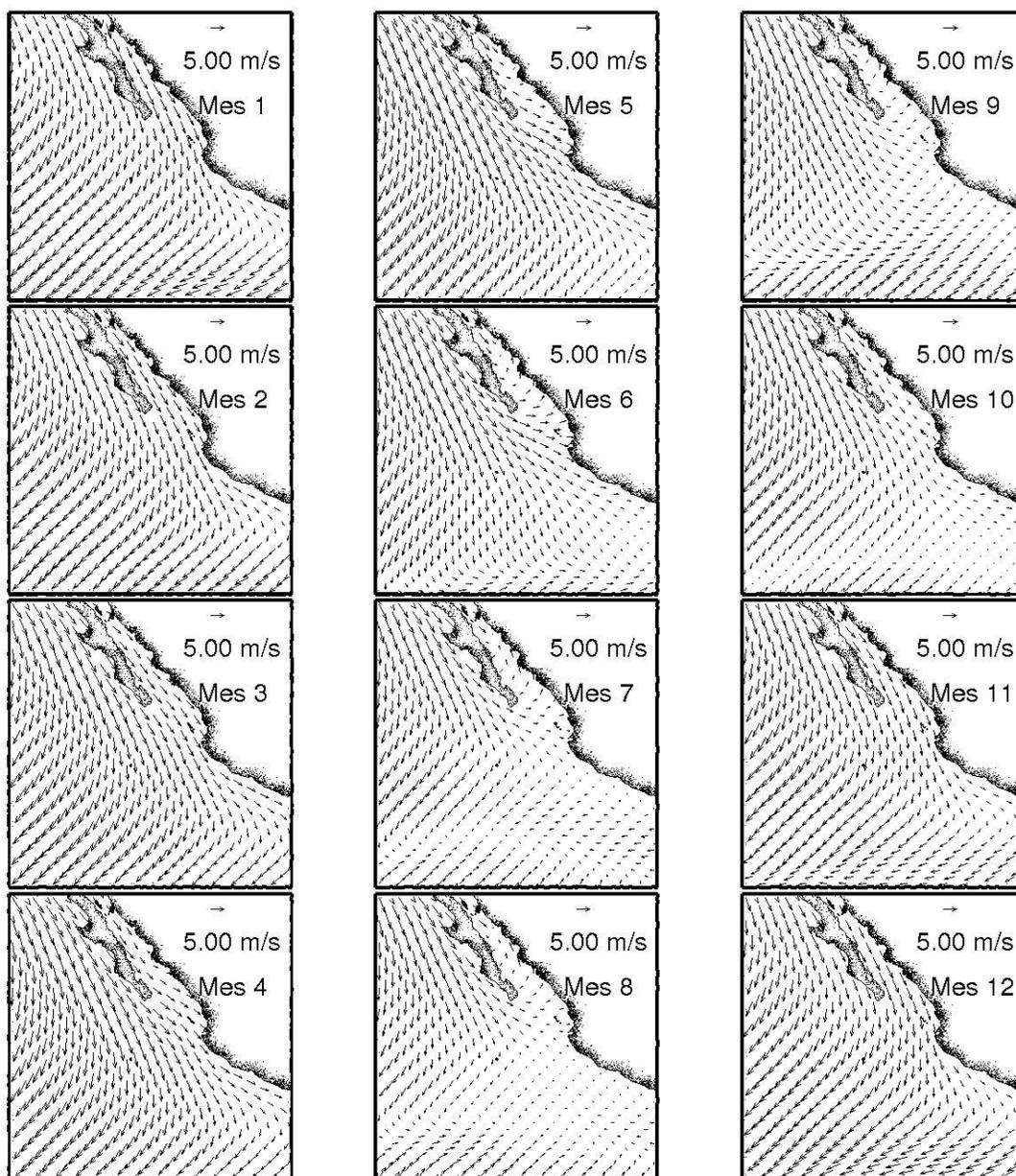


Figura 3. Vientos promedio mensuales en el PCM, basados en NARR (North American Regional Reanalysis). Durante los meses de verano, 6-9, la circulación de los vientos se debilita y cambia de dirección en la entrada del Golfo de California. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>

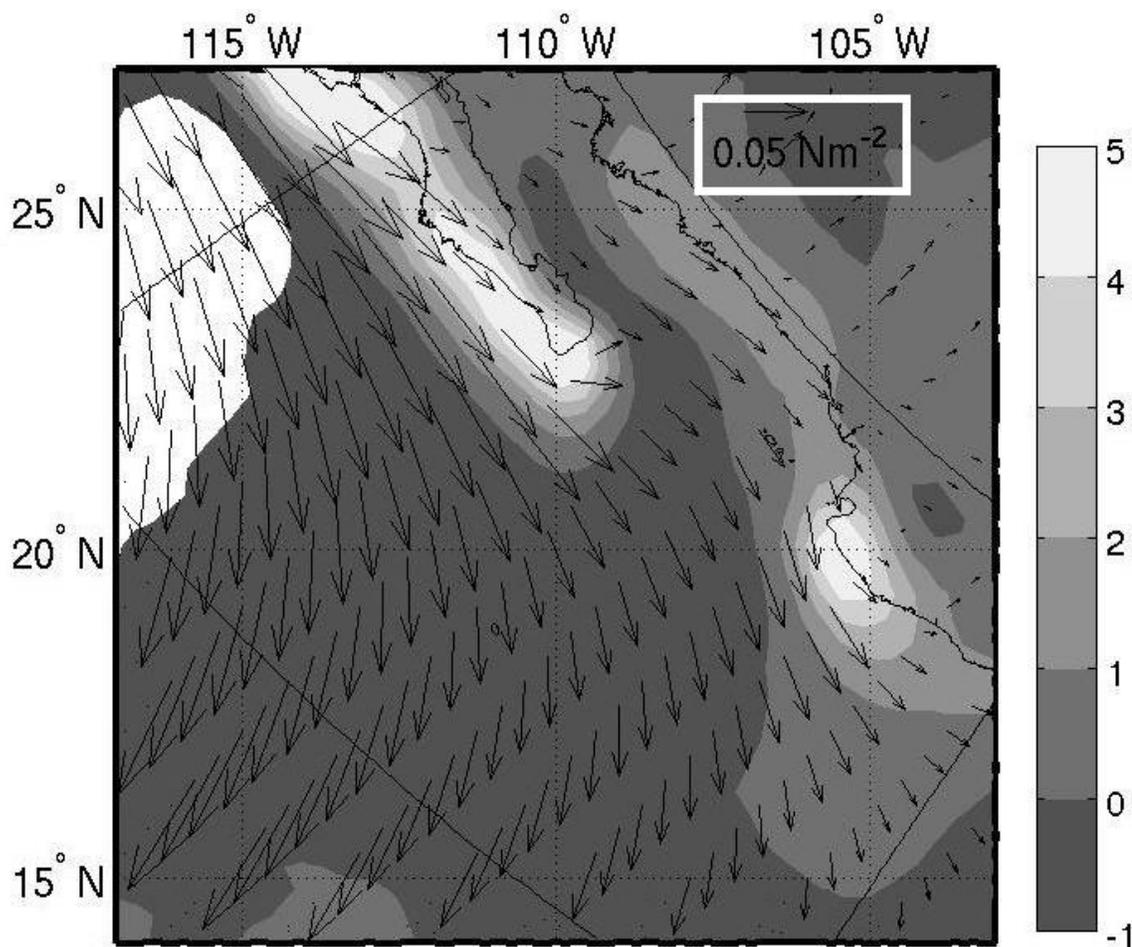


Figura 4. Promedio anual (vectores) y rotacional del esfuerzo del viento (escala de grises Pa m^{-1}); vientos obtenidos de NARR (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). Los vectores se muestran 1 de cada 3.

En general, las principales corrientes en el PCM son: la Corriente de California, la Corriente Costera Mexicana y los flujos de entrada y salida del Golfo de California (Figura 5). El Sistema de la Corriente de California comprende la parte oriental del gran giro subtropical del Pacífico norte (Badan, 1997), consta de varias corrientes, entre las que destaca la Corriente de California que se extiende desde los 43°N hasta la entrada al Golfo de California cerca de los 23°N , donde suele desprender ramificaciones a la altura de Cabo San Lucas que impactan directamente las

costas de los estados de Sinaloa, Nayarit y Jalisco. La CCM tiene su origen debido al balance de Sverdrup, en el cual el rotacional del esfuerzo del viento se encuentra en balance con un flujo de corrientes con dirección hacia el polo, la CCM (Figura 4), (Godínez, et al., 2010; Zamudio, et al., 2007); y los flujo de entrada y salida del Golfo de California que están relacionadas con la CCM y la Corriente de California, pero dentro del golfo.

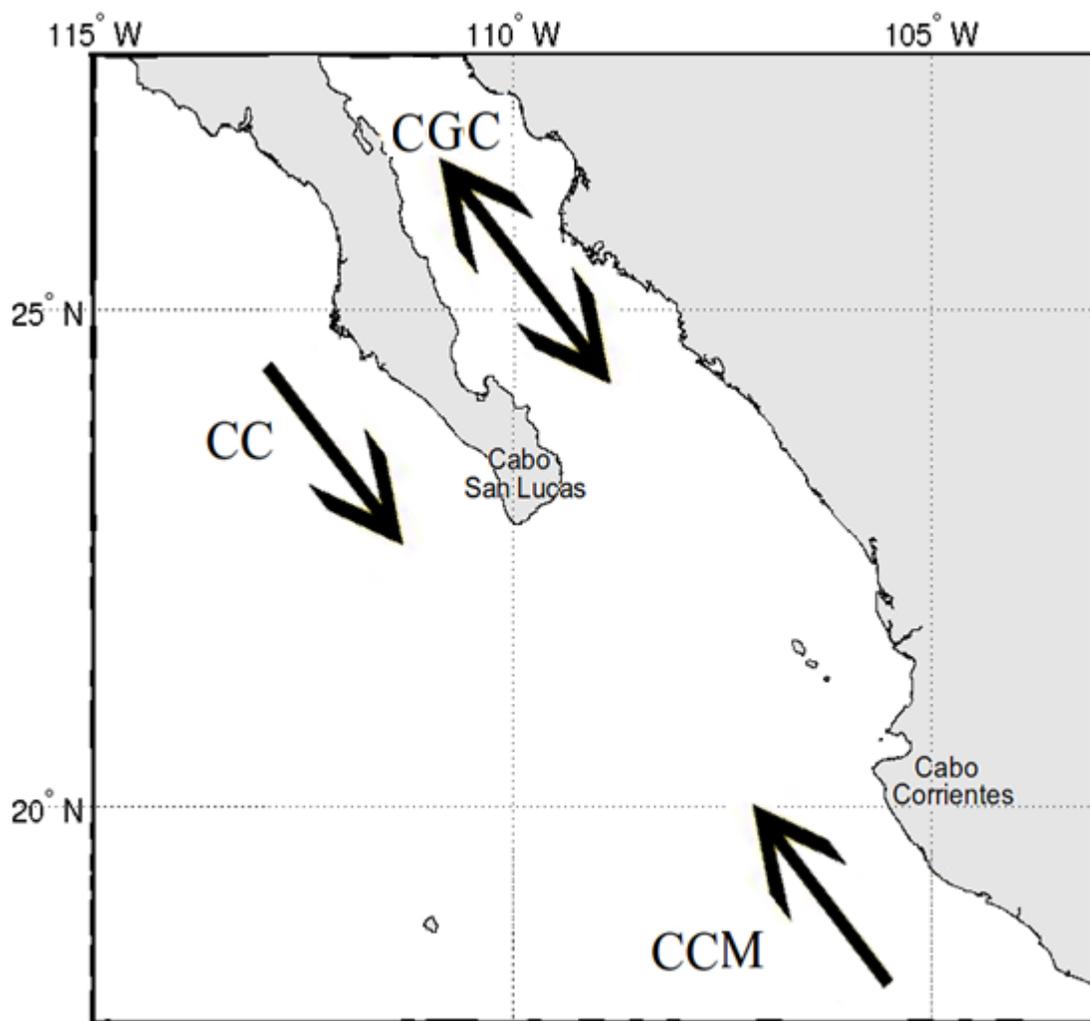


Figura 5. Esquema de las corrientes en el Pacífico Central Mexicano. Corriente Costera Mexicana (CCM), Corriente de California (CC) y Corrientes de Golfo de California (CGC).

Además de estas corrientes que fortuitamente confluyen en el Pacífico Central Mexicano, existen otras características que hacen de la región un lugar más interesante. Por ejemplo, el PCM es también la zona de convergencia donde aguas de origen subártico son acarreadas por la Corriente de California y aguas superficiales ecuatoriales, principalmente de la alberca de agua cálida, pueden ser traídas por la CCM (*Figura 6*). También el Golfo de California se diferencia claramente de las masas de agua circundantes pues se le considera como una cuenca evaporativa con una señal de salinidad mayor de 34.9 (Lavín & Marinone, 2003) (Fiedler & Talley, 2006). La confluencia superficial de estas masas convierte al PCM en una región compleja de generación de filamentos y frentes de mesoescala que ya han sido evidenciados mediante el uso de datos de satélites (e. g. altimetría).

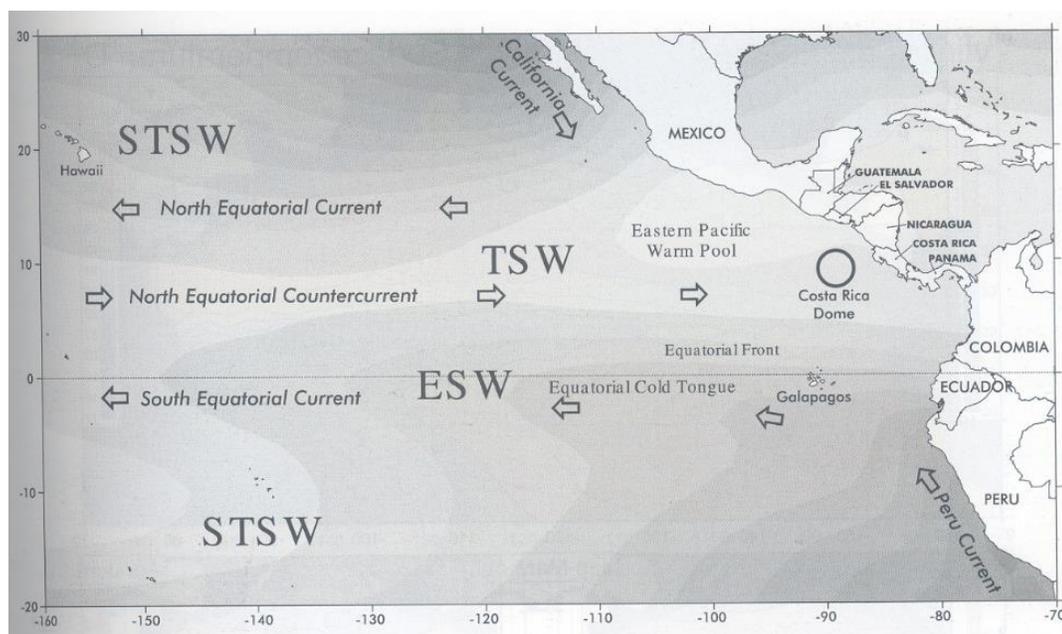


Figura 6. Localización de las principales corrientes y masas de agua en el Pacífico Tropical. TSW=Agua Tropical Superficial, STSW=Agua Sub Tropical Superficial, ESW=Agua Superficial Ecuatorial. Tomada de (Fiedler & Talley, 2006).

En el Océano Pacífico también se presenta el fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENOS), que entre todas las posibles causas y efectos, el debilitamiento de los vientos alisios y los repentinos pulso de vientos hacia el este, causan en el ecuador un apilamiento agua por el efecto del transporte de Ekman (*Figura 2*), que tiende a regresarse hacia las costas de América en forma de pulsos de ondas de Kelvin ecuatoriales, que cuando llegan a las costas de América se separan y viajan hacia el norte y sur en dirección de los polos (*Figura 7*) (Tomczak & Godfrey, 2003). En particular, cada que llega uno de estos pulsos al PCM, se ha demostrado numéricamente que la circulación cambia significativamente dando lugar a la generación de remolinos (Zamudio, et al., 2007; Zamudio, et al., 2008).

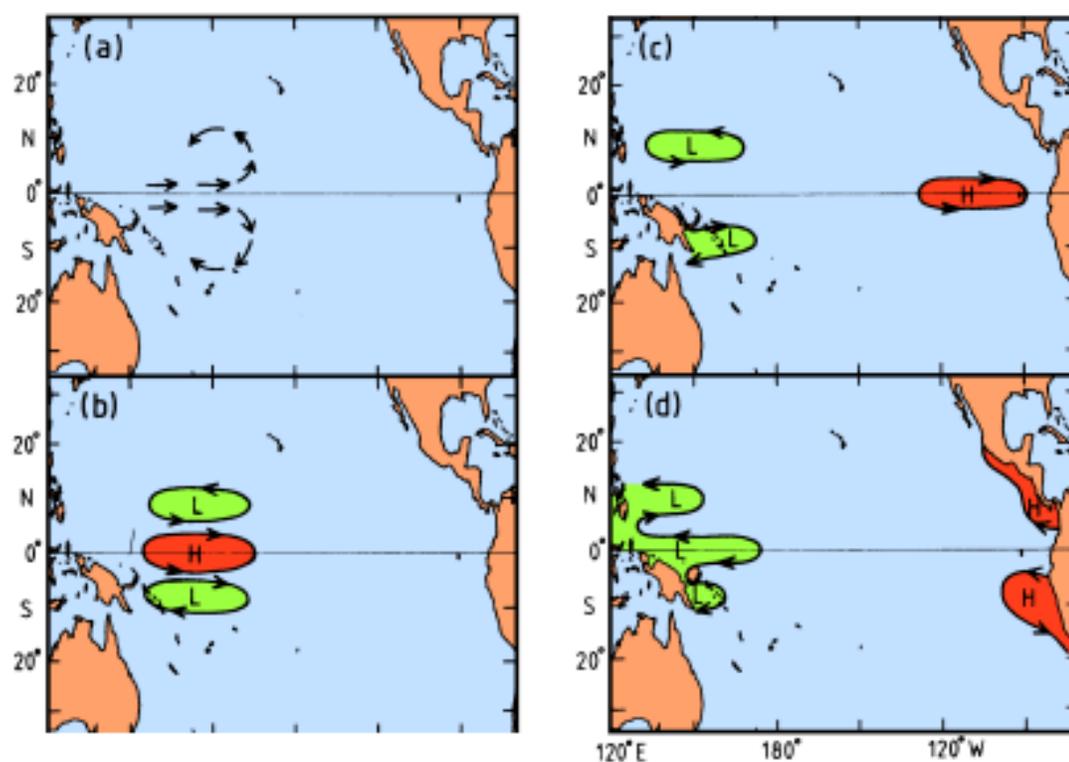


Figura 7. Esquema de fenómeno de El Niño Oscilación del Sur. En a) se observa un impulso de viento del oeste, b) por transporte de Ekman, se genera un apilamiento de agua sobre el ecuador, c) que luego se desplaza hacia las costas de América, y d) se separa y viaja en dirección a los polos. Tomada de (Tomczak & Godfrey, 2003)

Además de las corrientes de gran escala y de los eventos esporádicos que se presentan en el PCM, existen otras particularidades topográficas que pueden generar corrientes con estructuras bien definidas en la zona. Un ejemplo claro de esto se tiene también en las costas al sur de México: los vientos Tehuanos (*Figura 8*). Una combinación topográfica junto con una peculiaridad atmosférica (los nortes) hacen que el viento que pasa a través del istmo de Tehuantepec genere en el océano grandes remolinos anticiclónicos de hasta 300 km de diámetro que migran hacia el oeste transportando diferentes propiedades del agua a grandes distancias e incluso hasta por varios meses (Willet, et al., 2006; Transviña, et al., 1999).

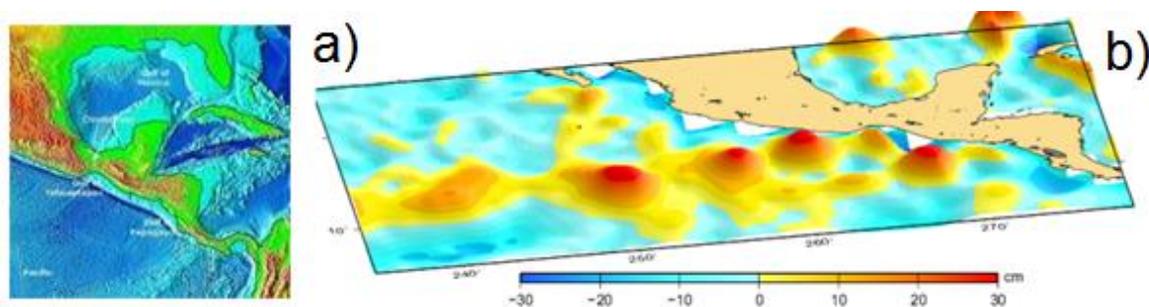


Figura 8. Remolinos propagándose hacia el oeste del Pacífico mexicano generados en el Golfo de Tehuantepec. a) Paso de Chivela en el Istmo de Tehuantepec, b) altura del nivel del mar, en rojo remolinos anticiclónicos. Tomada de AVISO¹.

Regresando al PCM, la zona de la entrada al Golfo de California, es otro conjunto topográfico con características muy particulares, pues se conforma principalmente de Cabo Corrientes y Cabo San Lucas, además del archipiélago de islas Marías que es básicamente otro cabo (Zamudio, et al., 2007). Se ha demostrado que este tipo de irregularidades de la línea de costa también pueden generar corrientes con

¹ <http://www.aviso.oceanobs.com/es/aplicaciones/ocean/mesoscale-circulation/eddies-around-the-world/tehuantepec-eddies.html>

estructuras, principalmente remolinos (Bormans & Garrett, 1989; Whitehead, 1985).

El fondo del océano con sus montañas y cañones submarinos también puede modificar la circulación de los océanos (Proceedings of the 8th 'Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop, 1995). En particular, son los cañones submarino el principal objetivo de estudio, pues Bahía de Banderas, que se localiza asentada en Cabo Corrientes, es una de las bahías de la costa del Pacífico mexicano con más área (30 km de ancho por 60 km de largo) y de mayor profundidad (~1500 m) debido al cañón submarino que se encuentra dentro.

1.1 Hipótesis y Objetivo

La hipótesis que se plantea en este trabajo es que el cañón submarino en Bahía de Banderas impone una circulación baroclínica (tridimensional) que aunada a las dimensiones relativamente grandes del cañón (ya que prácticamente son las mismas que la bahía, 20 km de ancho por 60 km de largo) puede tener un efecto en la circulación y dinámica regional del PCM. Por ejemplo, el cañón submarino puede favorecer el transporte de masa entre la zona costera y el interior del océano, también puede incrementar las surgencias costeras, además de que ondas internas pueden estar bombeando nutrientes desde fondo de las paredes del cañón hacia la plataforma continental (Hickey, 1995).

Así que el objetivo de este trabajo es, mediante modelación numérica obtener la circulación de Bahía de Banderas en presencia del cañón submarino considerando toda la circulación regional del Pacífico Tropical Mexicano, es decir, la interacción de las Corrientes de California, la Corriente Costera Mexicana y los flujos de entrada y salida del Golfo de California que pueden influir en la circulación de Bahía de Banderas.

2. Circulación en el Pacífico Central Mexicano

El Pacífico Central Mexicano (PCM) se consideró como la zona comprendida alrededor de la entrada al Golfo de California entre 15 y 25 °N y desde la costa mexicana hasta ~115 °W (*Figura 9*).

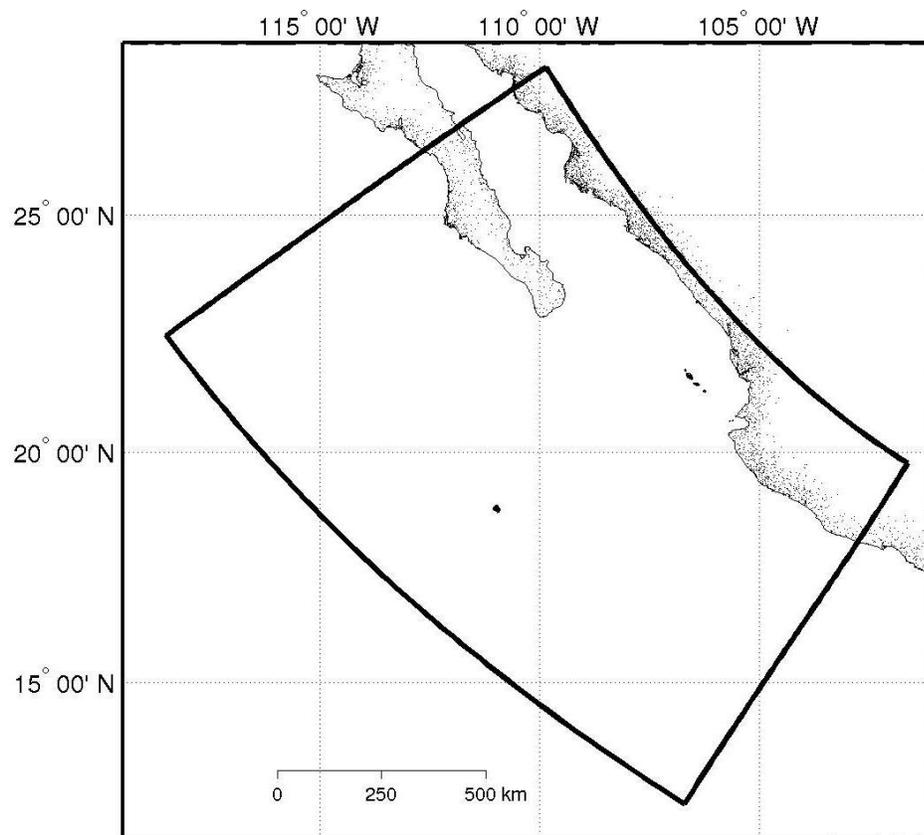


Figura 9. Localización del Pacífico Central Mexicano indicado por el recuadro.

Como ya se mencionó, el PCM se encuentra entre tres de los principales sistemas oceánicos del Pacífico Oriental: el Sistema de la Corriente de California, el Sistema del Pacífico Tropical del Este y el Golfo de California, por lo que tiene una variabilidad intrínseca muy activa en la circulación. Particularmente se ha reportado observacional (Kurczyn, et al., 2012) y numéricamente (Zamudio, et al., 2007; Zamudio, et al., 2008) la presencia de remolinos.

Son Zamudio et al. (2007) quienes con un estudio numérico reportan por primera vez la generación de remolinos en la zona. Mencionan que un posible mecanismo de formación, es debida a la separación de la CCM en Cabo Corrientes, cuando se intensifica por la influencia de ondas atrapadas a la costa.

En esta primera parte del trabajo, con base en las salidas del modelo numérico ROMS, se analizan los campos estacionales de temperatura y salinidad, y se describe la circulación en el PCM en función de las corrientes: de California, Costera Mexicana y el flujo de salida del Golfo de California. En particular se encuentra que el corte lateral de las corrientes acciona un mecanismo diferente para la generación de remolinos, que está presente durante todo el año y cuya intensidad regula el tamaño y su propagación en el PCM.

2.1 Corriente Costera Mexicana y Validación².

La aplicación del modelo numérico ROMS (Regional Ocean Modeling System, más detalles del modelo en Capítulo 3) consistió en una malla de 81x91 celdas de ~15 km de lado y 20 niveles en la vertical con mayor resolución en la superficie.

² En esta primera parte del trabajo, los datos del modelo numérico fueron proporcionados por parte de un proyecto del Dr. Alejandro Parés, con lo que se toman los datos solo para analizarlos, mientras que en los Capítulos 3 y 4, ahora sí se entra en detalle con la descripción y el uso del modelo numérico.

Se utilizó una batimetría extraída de etopo2³, se forzó con vientos y flujos de calor en la superficie obtenidos mensualmente de NARR⁴, y se utilizaron condiciones de frontera obtenidas del modelo de circulación global SODA⁵. La extensión geográfica que abarca el modelo se muestra en la *Figura 10*, cuyas posiciones están entre ~5 a 45 °N y de los ~95 a los 135 °W en forma de arco. Los resultados que se presentan en esta sección corresponden al subdominio entre ~15 y 25°N y de ~104 a 115°W que definen el PCM. El modelo se corrió por varios años hasta alcanzar estabilidad y se presentan resultados para los años 2003-2005 los cuales coinciden con investigaciones reportadas en la región. Esta configuración captura la variabilidad del Sistema de la Corriente de California y del sistema del Pacífico tropical del Este, además del Golfo de California.

³ ETOPO2v2 Global Gridded 2-minute Database, National Geophysical Data Center, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Dept. of Commerce, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html>.

⁴ (North American Regional Reanalysis) disponibles de la red en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>

⁵ (Sample Ocean Data Assimilations) disponible de la red en <http://www.atmos.umd.edu/~ocean/>

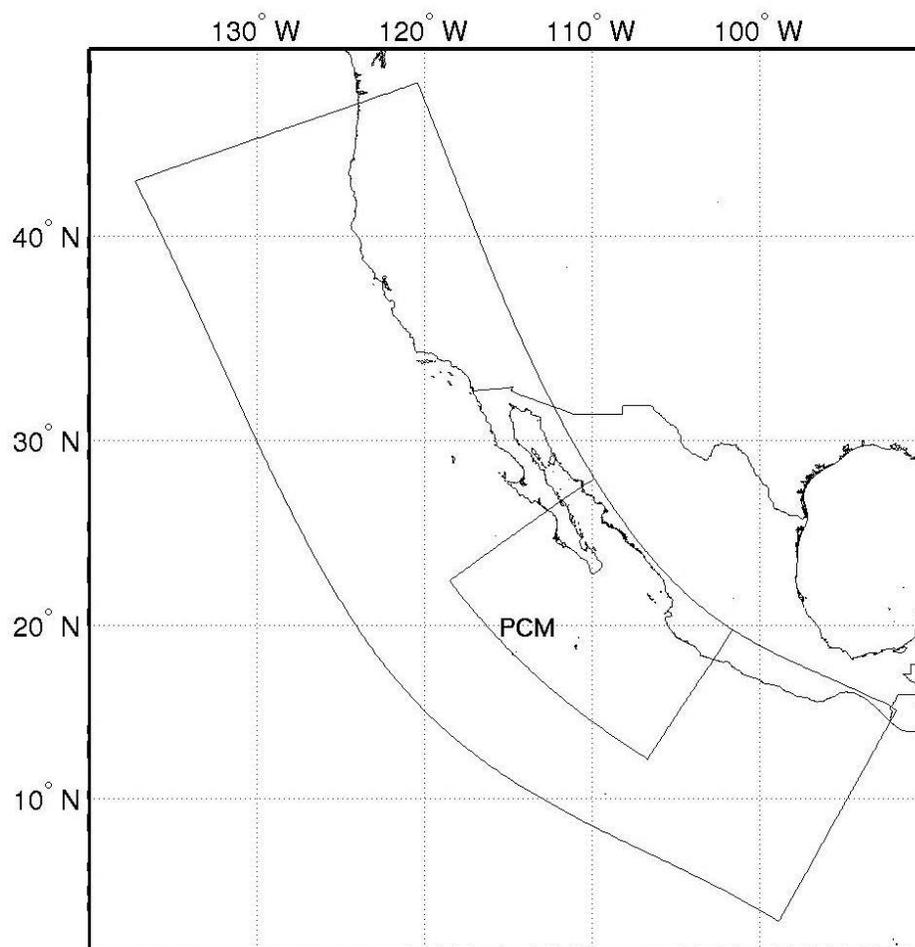


Figura 10. Límites de la región de la malla del modelo y del PCM.

Parte de la validación del modelo consistió en reproducir las características de las corrientes que tuvieron lugar durante el periodo 2003-2005, fechas en que se realizaron varias campañas oceanográficas en el Pacífico Mexicano. Las observaciones estimaron que para junio de 2003 y junio de 2005, la Corriente Costera Mexicana transportó hacia el polo entre 2.5 y 4 Sv (para los tres transectos similares a los de la *Figura 11*: Sur, Cabo y Norte, $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), con una anchura de 90 – 180 km, una rapidez entre 0.15 y 0.30 m/s y una profundidad

que alcanzan los 250 – 400 m (Lavín, et al., 2006). Durante junio del 2004 se reportó que más al norte de Cabo Corrientes (en la entrada al Golfo de California), la Corriente Costera Mexicana transporta ~ 8 Sv hasta una profundidad de 1000 m (Lavín, et al., 2009).

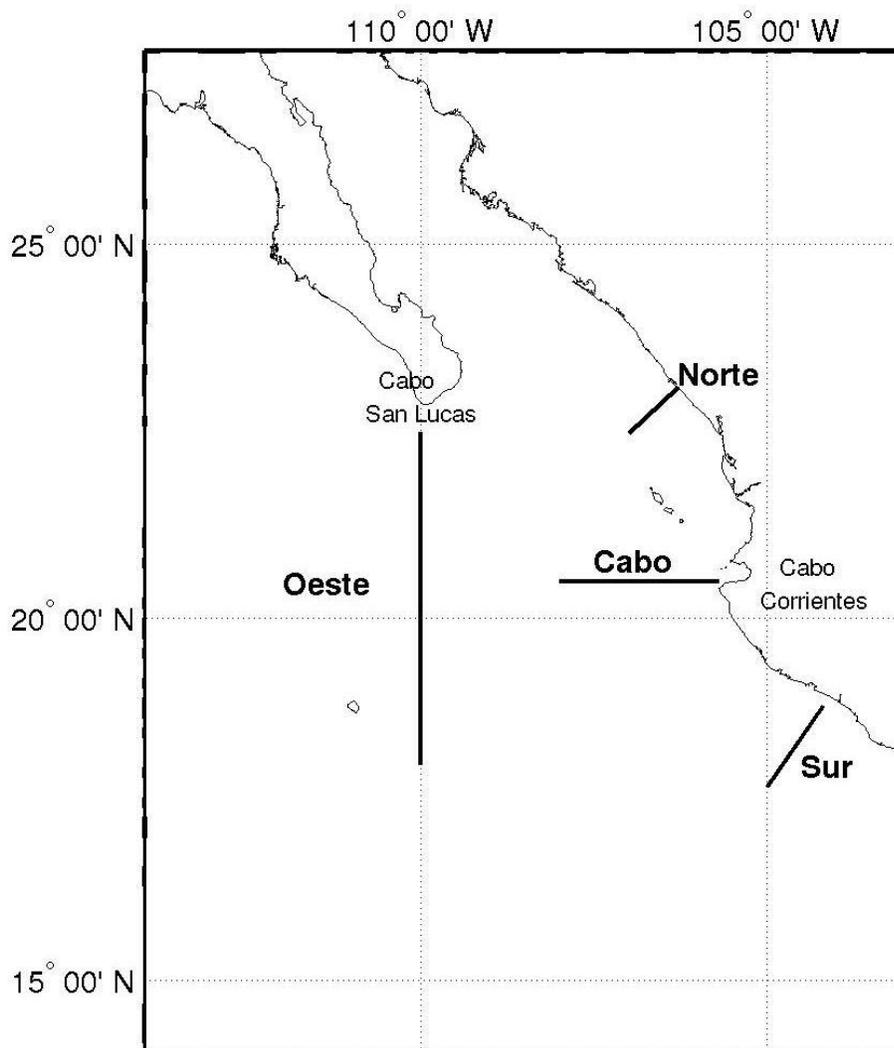


Figura 11. Transectos donde se estimaron los transportes asociados a la Corriente Costera Mexicana (Sur, Cabo y Norte). El transecto Oeste para estimar transporte de remolinos que se propagan costa afuera.

Las características principales de la Corriente Costera Mexicana obtenidas del modelo, se muestran en la *Figura 12* para el campo superficial y para el transecto Cabo durante los veranos del 2003 y 2005. En general, las corrientes superficiales durante ambos veranos se define claramente sobre toda la costa del PCM, incluso se observa una intrusión directa hacia el Golfo de California. Durante agosto de 2003 se observa que la corriente ha comenzado a separarse al norte de Cabo Corrientes, mientras que durante el 2005, la corriente aún permanece cercana a la costa. Con respecto a los transectos y considerando la isotaca de 0.10 m/s como límite, se observa que la corriente está bien definida en el modelo mostrando valores similares con lo reportado: una anchura promedio de 150 km, velocidades que alcanzan los 50 cm/s cerca de la costa y una profundidad promedio de 400 m.

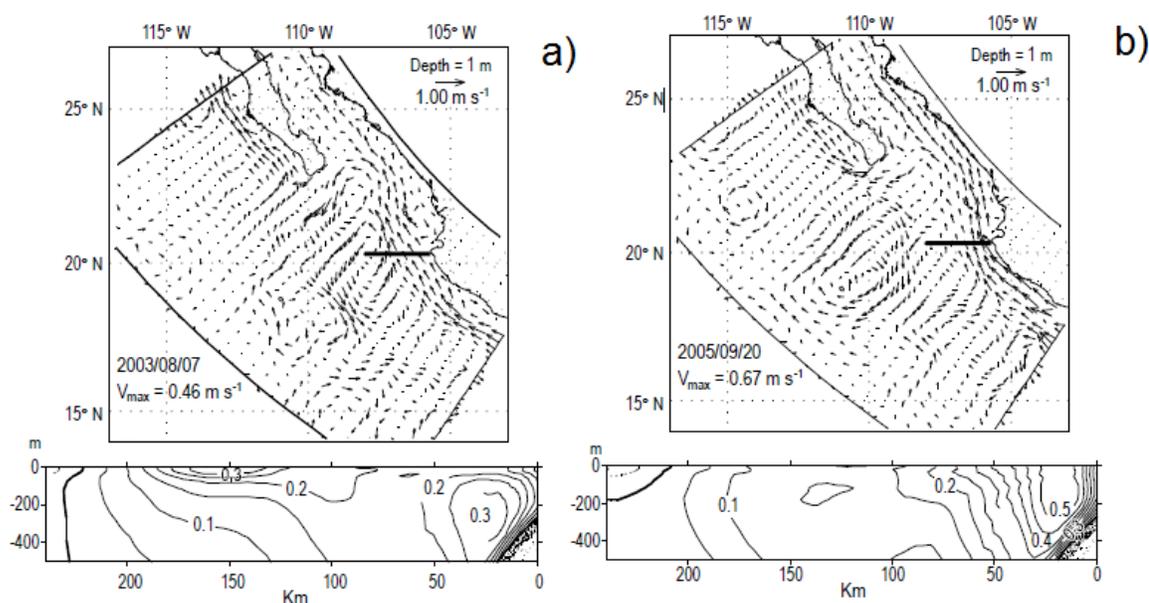


Figura 12. Campo superficial de velocidad instantánea y componente perpendicular de velocidad al transecto Cabo para la Corriente Costera Mexicana. a) agosto de 2003 y b) septiembre 2005. Isotacas cada 0.05 m/s. Los vectores se muestran 1 de cada 3.

Durante agosto 2003, los resultados del modelo muestran que el núcleo de la Corriente Costera Mexicana es más débil comparado a septiembre de 2005. Este

debilitamiento es debido a la variabilidad de la corriente y al periodo en que se promedió, como se muestra en los transportes de la *Figura 13*. El transporte promedio hacia el norte durante el verano del 2003 debido a la Corriente Costera Mexicana fue de ~ 4.5 Sv, mientras que para el verano del 2005 fue de ~ 2.3 Sv, lo que concuerda con lo reportado por (Lavín, et al., 2006). Durante el verano del 2003 el transporte es ~ 2 Sv mayor comparado al 2005, debido a que se capturó todo un evento de intensificación de la corriente, lo que no ocurrió durante el segundo evento, ya que únicamente se capturó el inicio de la intensificación al final del verano (ver recuadros *Figura 13*). Sin embargo, durante el verano del 2005 aunque la primera parte del periodo muestra un flujo incluso hacia el sur, al final, un pulso intensifica el transporte hasta 15 Sv, haciendo en promedio una Corriente Costera Mexicana intensa y aun adyacente a la costa (*Figura 12*).

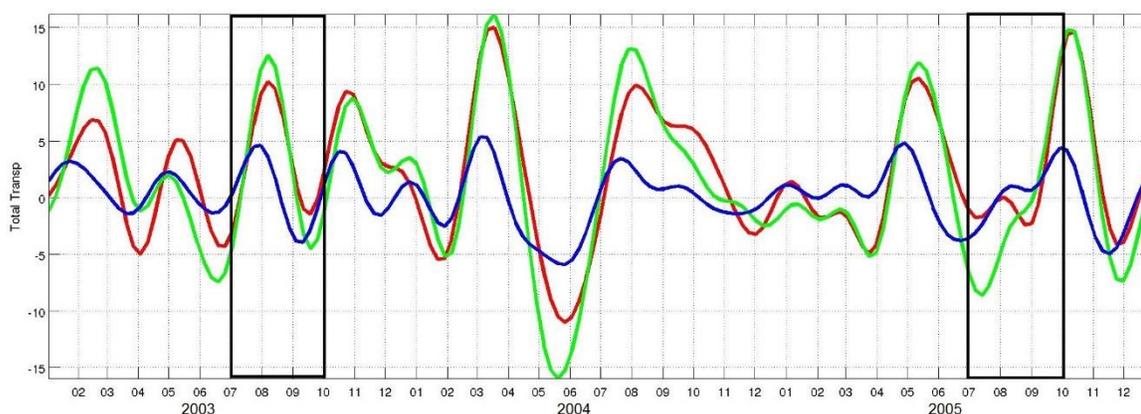


Figura 13. Transporte (Sv) a través de los transectos a) Sur (roja), Cabo (verde) y Norte (azul) hasta 500 m. Los recuadros representan los veranos 2003 y 2005. El tamaño de los transectos y la profundidad se adaptaron para simular los reportados. Valores positivos indican flujo hacia el norte.

Otra característica que se observa de los transportes en la *Figura 13*, es que ciertos eventos de intensificación de la Corriente Costera Mexicana son seguidos por un aumento similar pero en dirección contraria. Por ejemplo, estas corrientes

se observan a finales de primavera en 2004 (mes 05) y mediados de otoño en 2005 (mes 11).

De los estudios hidrográficos en la zona se tiene que las masas de agua presentes en el PCM, están compuestas en la superficie por Aguas de la Corriente de California (ACC) con un rango de $12\text{ }^{\circ}\text{C} < T < 18\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S < 34.5$; Agua Tropical Superficial (ATS) con $T > 18\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S < 34.9$; Aguas del Golfo de California (AGC) con $T > 12\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S > 34.9$. Por debajo de estas masas de agua y con menor variabilidad se encuentra el Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs) con $9\text{ }^{\circ}\text{C} < T < 18\text{ }^{\circ}\text{C}$, $34.5 < S < 34.9$; Agua Intermedia del Pacífico (AIP) con $4\text{ }^{\circ}\text{C} < T < 9\text{ }^{\circ}\text{C}$, $34.5 < S < 34.8$ y Agua Profunda del Pacífico (APP) con $T < 4\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S > 34.5$ (Castro, et al., 2000; Castro, et al., 2006; Lavín, et al., 2009). Cualitativamente, el modelo reproduce la distribución de las masas de agua del PCM con mayor variabilidad en la superficie y menor variabilidad en aguas profundas, con el mínimo de salinidad de la AIP apenas perceptible.

Otras características observadas mediante imágenes de satélite también han sido reproducidas con el modelo, por ejemplo estructuras que se generan en la punta de la península de Baja California (*Figura 14*). Los resultados del modelo numérico muestran un filamento de agua fría que se desprende de la Corriente de California en la entrada del golfo el día 27 mayo 2004 muy similar al que tuvo lugar realmente en la punta de la península (*Figura 14f-h* en Lavín et al. 2009).

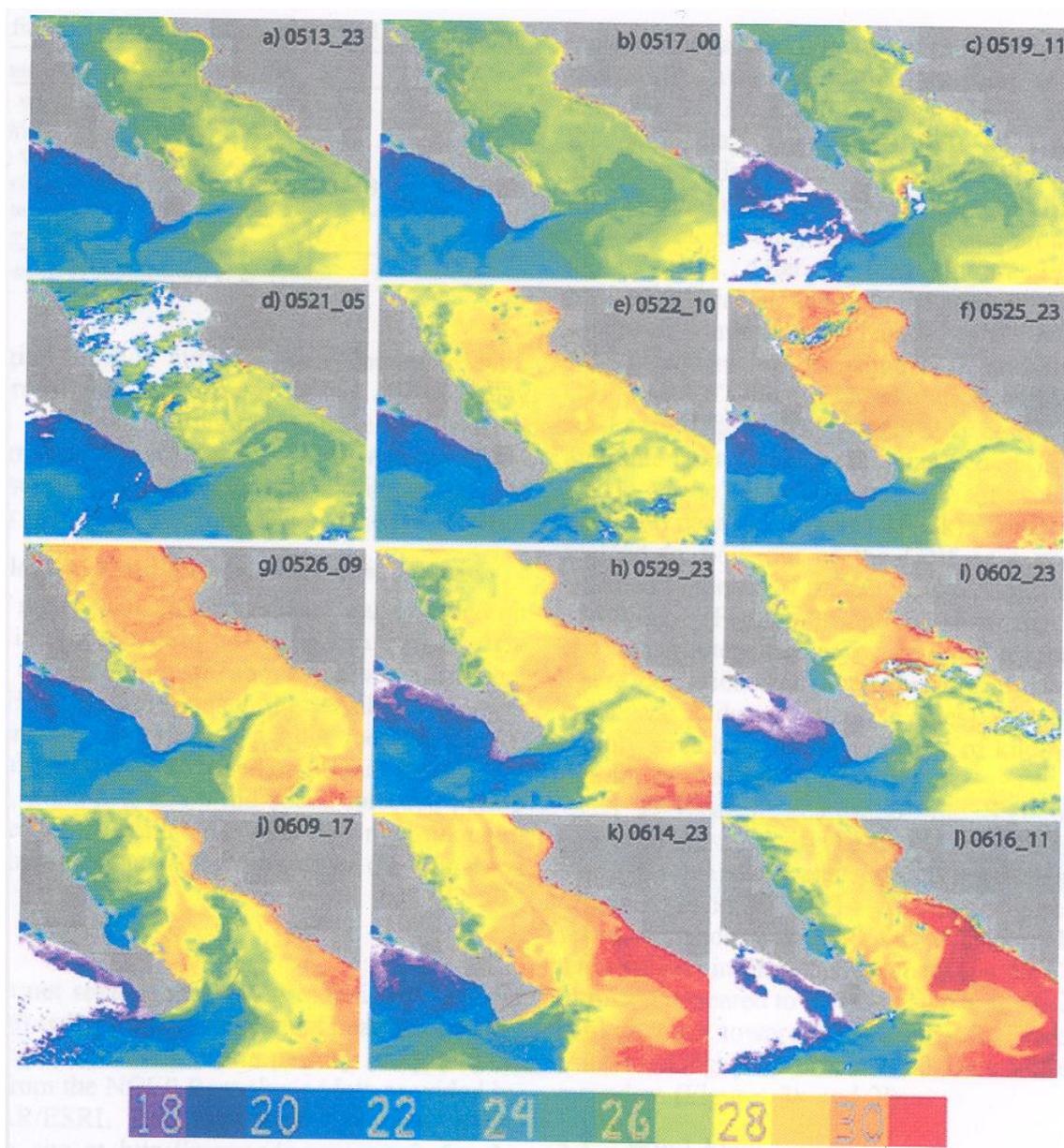


Figura 14. Imágenes satelitales de la temperatura superficial del mar con resolución de (1 km x 1 km) para el periodo del 13 mayo al 16 junio. Tomada de Lavín et al. (2009).

De los resultados numéricos se observa claramente que el filamento está asociado a un remolino anticiclónico. Sin embargo, las imágenes de satélite mostraron que el remolino desapareció o perdió su estructura después de ocho días entre aguas de la misma temperatura, y no pudo ser registrado adecuadamente, pero los

resultados del campo de velocidades del modelo muestran que el remolino se desplazó un poco hacia el sur y después continuó su recorrido hacia el oeste.

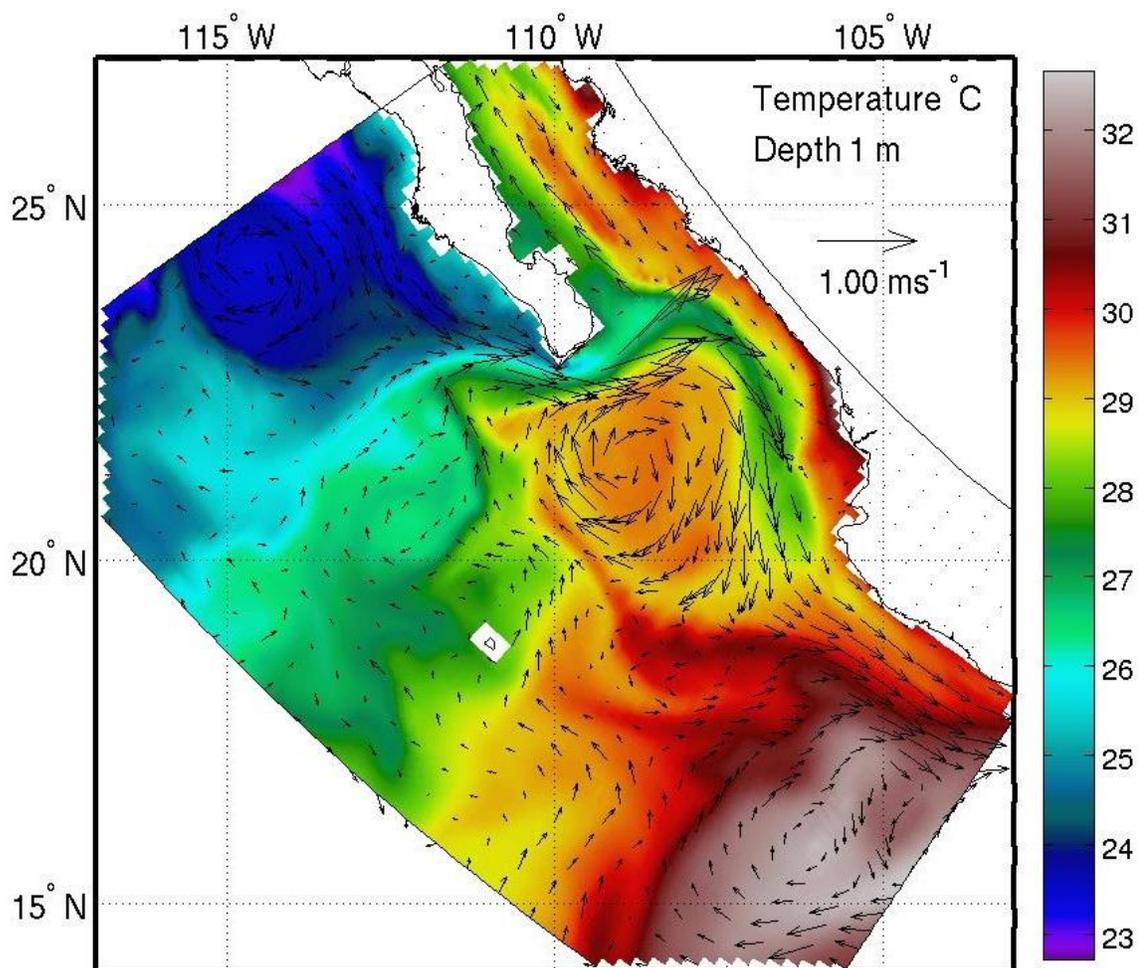


Figura 15. Modelación numérica del campo de velocidad y temperatura superficial del mar (°C) para la fecha 27/5/2004. El filamento de agua fría en la punta de la península de Baja California es similar al observado por Lavín et al. (2009). Los vectores se muestran 1 de cada 3.

Transporte zonal

Visualmente, se lograron identificar dos remolinos anticiclónicos durante los tres años de simulación. Estos se caracterizaron por tener un transporte hacia el oeste mayor de 5 Sv por un tiempo aproximado de 3 meses (*Figura 16b*), al momento de cruzar el transecto sobre el meridiano 110 °W (transecto Oeste, *Figura 11*) donde se calculó el transporte de masa para identificar el paso de los remolinos similares al de la *Figura 15* y algunas de sus características. En la *Figura 16* se marcan entre los recuadros.

La longitud del transecto pretendía capturar sólo los remolinos, pero no siempre fue posible debido a la variabilidad en zonas con cabos pronunciados como la punta de la península. Por ejemplo, el primer remolino también genera estructuras como el filamento de la *Figura 15* el cual dio lugar al pico de 15 Sv durante el verano del 2004 (*Figura 16a*). En conjunto con la *Figura 13*, se puede inferir que los remolinos se generan después de que la Corriente Costera Mexicana se intensifica.

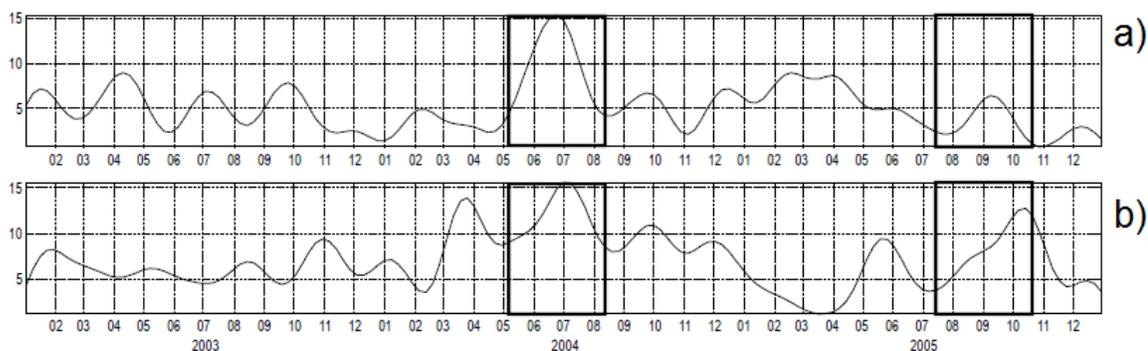


Figura 16. Transporte (Sv) promedio hasta 500 m para el transecto Oeste. a) Hacia el este y b) hacia el oeste. Los trasportes marcados entre par de flechas (llena y vacía) durante los veranos de 2004 y 2005 corresponden al inicio y final de remolinos anticiclónicos.

2.2 Promedio y variación estacional

Promedio temporal

Con respecto a los tres años de simulación, el campo promedio de temperatura superficial del mar (TSM, *Figura 17a*) presenta una disminución gradual de 27 °C, correspondiente a la región de la alberca cálida hasta temperaturas menores de 22 °C del Sistema de la Corriente de California (Fiedler & Talley, 2006; Flores-Morales, et al., 2009; Palacios-Hernandez, et al., 2010).

El campo promedio de salinidad superficial del mar (SSM, *Figura 17b*) presenta un patrón distinto al de temperatura, pues debido a la alta salinidad del Golfo de California (> 34.9) se rompe el gradiente entre las zonas norte y sur con lo que la salinidad superficial se esparce en forma de abanico sobre las aguas del PCM.

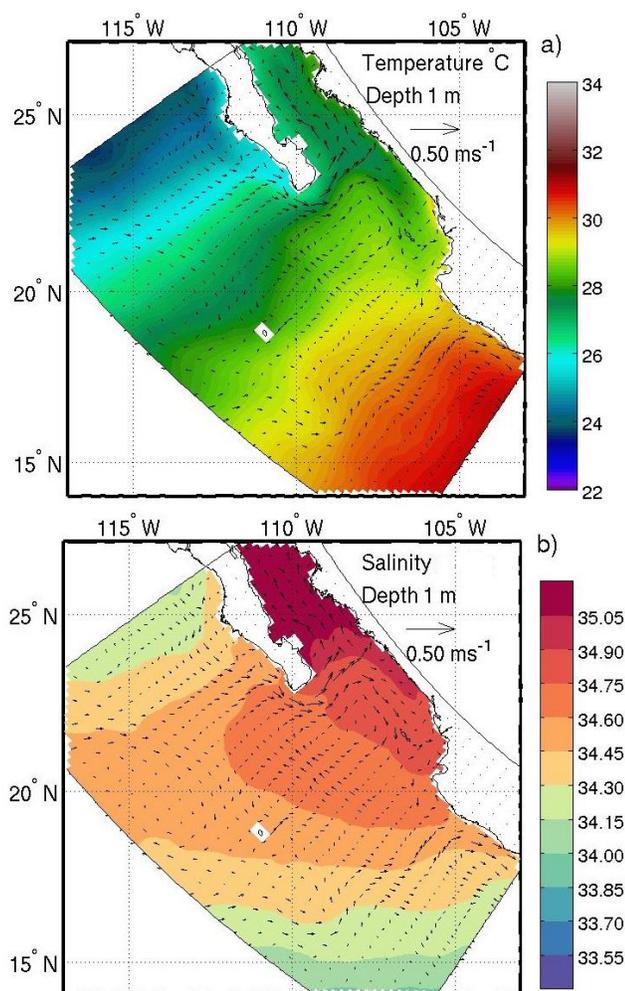


Figura 17. Campos promedios de tres años: a) Temperatura superficial del mar y b) Salinidad superficial del mar. En vectores se incluye el campo superficial promedio de velocidad. Los vectores se muestran 1 de cada 3.

El campo promedio de velocidad superficial (*Figura 17*) presenta una circulación anticiclónica entre Cabo Corrientes y Cabo San Lucas. Se observa una ramificación de la Corriente de California por la costa occidental de la península que se divide en la boca del golfo, parte de ésta entra al mismo, mientras la otra continúa sobre la costa suroeste de México. Se observa a la Corriente Costera Mexicana costa afuera al sur de Cabo Corrientes que se interrumpe y después forma la parte oeste del remolino.

Variación estacional

La componente estacional se obtuvo realizando un ajuste de la señal anual y semianual mediante la técnica de mínimos cuadrados en cada punto de la malla (removiendo los campos medios), para las frecuencias $\omega_a = 2\pi / 365.25$ y $\omega_s = 2\omega_a$, respectivamente. Las amplitudes y fases de las componentes para los campos de TSM y SSM se muestran en la *Figura 18*. Los resultados están de acuerdo a los reportados mediante observaciones históricas y análisis de imágenes de satélite (Fiedler & Talley, 2006; Flores-Morales, et al., 2009; Palacios-Hernandez, et al., 2010).

La componente anual de la TSM (*Figura 18a*) tiene un rango de amplitudes que va desde los 2 °C en la parte sureste hasta los 6 °C dentro del Golfo de California (escala de color). Las amplitudes mayores se presentan durante el mes de agosto y muestran una propagación hacia el suroeste como lo indican las líneas de cofase. La componente anual de SSM (*Figura 18c*) muestra un patrón con tres zonas características: dos en los extremos con amplitudes relativamente mayores, correspondientes al Agua de la Corriente de California y al Agua Tropical Superficial, y una de menor amplitud en la parte central correspondiente a aguas del Golfo de California. En general estas zonas se desplazan hacia el oeste con una estructura horaria en la parte norte y anti-horaria en la parte sur.

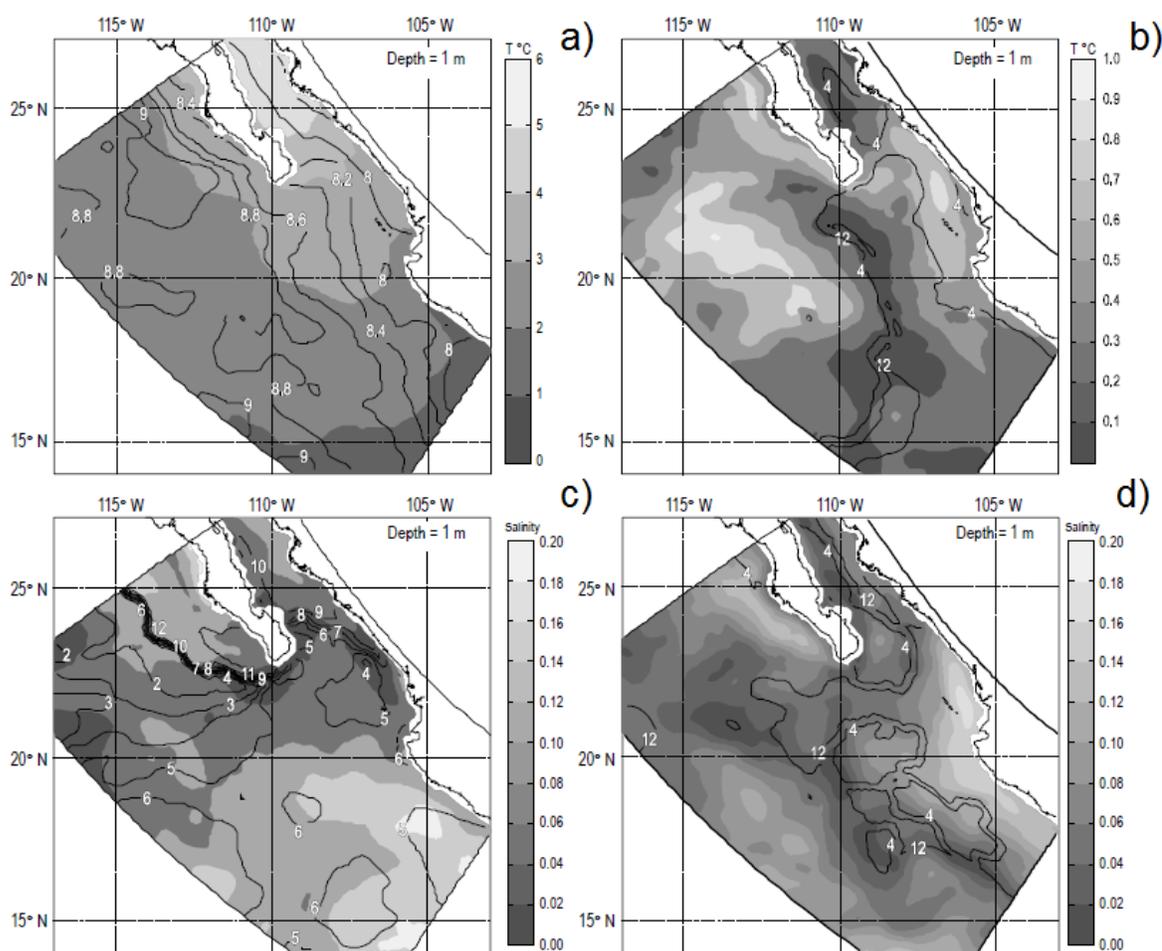


Figura 18. Mapas de amplitud (color) y fase (isolíneas, meses) de temperatura y salinidad superficial, a) y c) componente anual, b) y d) componente semianual.

La varianza superficial explicada por las componentes anual más semianual (*Figura 19*) para el campo de temperatura es mayor de 90 % en todo el PCM, excepto en una franja centrada en 20 °N de 85%. Por otro lado, el campo de salinidad superficial presenta menor variabilidad estacional en el PCM de 30 – 40%, pero también al igual que la temperatura, se observa la franja de menor variabilidad estacional que va de la entrada del Golfo hasta alcanzar los 115 °W.

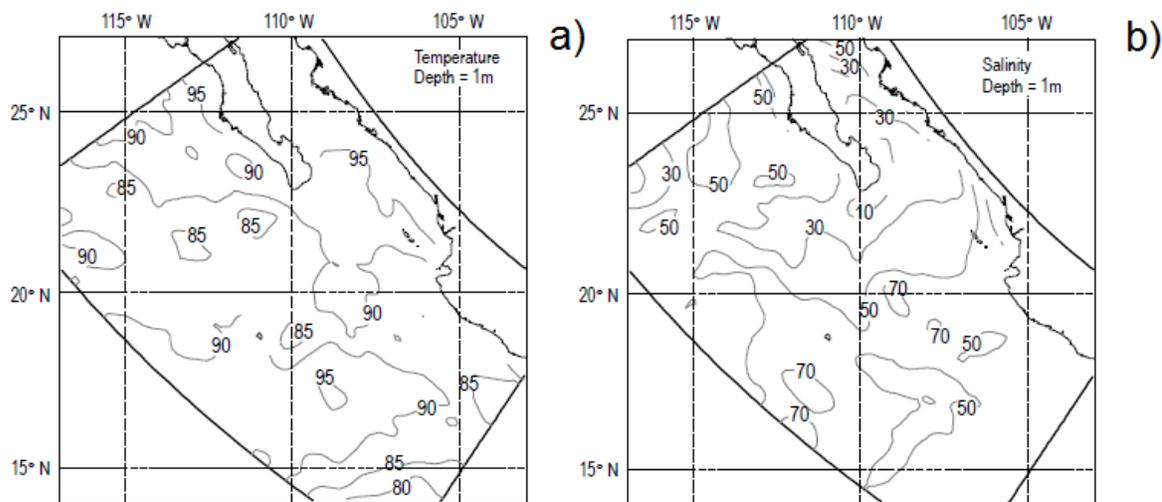


Figura 19. Campos de la varianza explicada para las componentes anual y semianual. a) Temperatura superficial del mar y b) salinidad superficial del mar.

Con respecto a la componente semianual (*Figura 18b, d*), los resultados numéricos presentan amplitudes relativamente mayores sobre la franja costera y fases con un patrón de propagación ambiguo. Sin embargo, se encontró una relación entre los campos TSM, SSM y de velocidad. Esta es, de la reconstrucción del campo semianual de temperatura (o salinidad) junto con el campo semianual de velocidad que tiene una varianza estacional explicada $\sim 12\%$, se encontró una conexión con las principales corrientes del PCM como se muestra en la *Figura 20*. Se observa la Corriente de California al oeste de la península y la Corriente Costera Mexicana al sur de Cabo Corrientes junto con una señal de aguas más frías y cálidas, respectivamente (*Figura 20a, c*). Cuando ambas corrientes se encuentran en la parte central del PCM generan un remolino ciclónico (*Figura 20b*), mientras que cuando aparece el flujo de salida del Golfo de California y la Corriente Costera Mexicana se encuentra más hacia el oeste, se genera un remolino anticiclónico (*Figura 20e*).

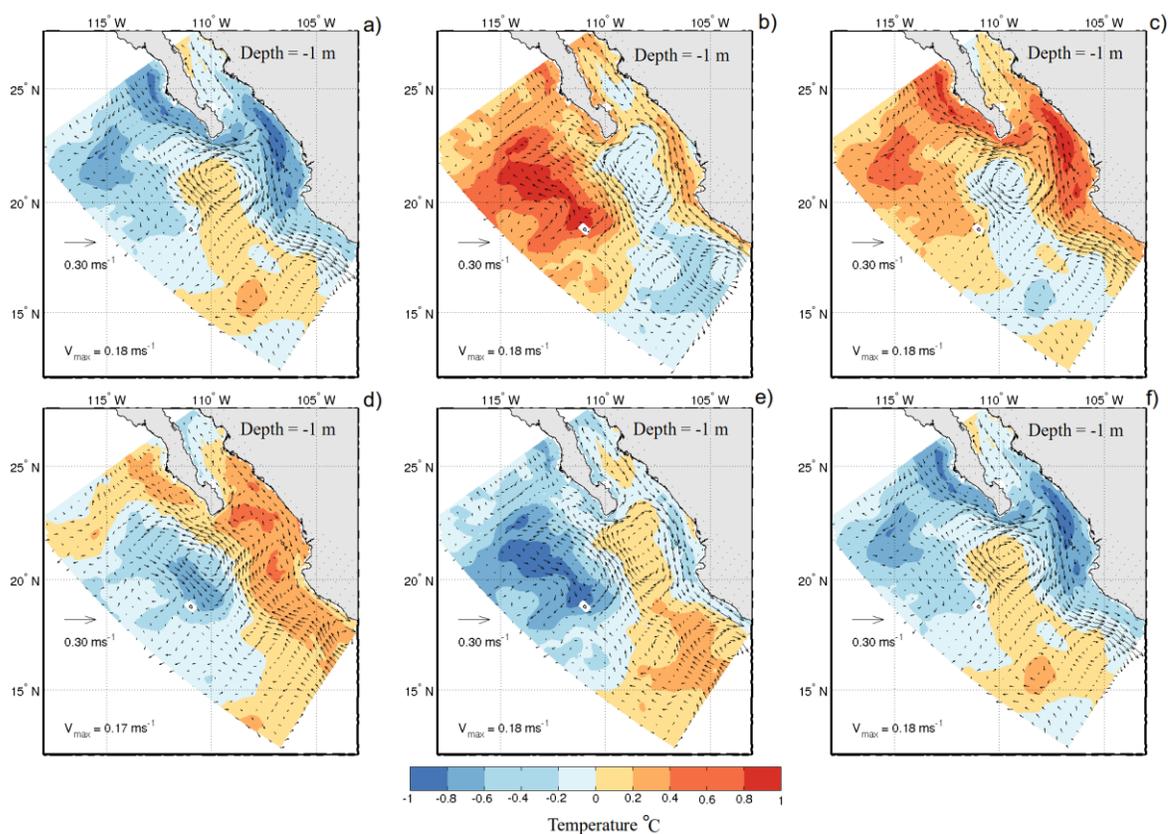


Figura 20. Temperatura superficial del mar y campo de velocidad para componente la semianual, durante un ciclo completo, empezando en enero. Cada cuadro representa un mes. Los vectores se muestran 1 de cada 3.

2.3 Componente de mesoescala y generación de remolinos

Para entrar en detalle sobre la generación y características de los remolinos, se definió la componente de mesoescala como $\varphi_{\text{mesoescala}} = \varphi - (\varphi_{\text{media}} + \varphi_{\text{estacional}})$, para estudiar los remolinos, donde φ representa la serie de tiempo de las variables del modelo y la componente estacional es la reconstrucción de la señal anual más la semianual.

Mediante el cálculo de la raíz cuadrática media (r.c.m.) ($\sqrt{((N-1)^{-1} \sum_i \varphi_i^2)}$, N total de datos durante los tres años). En la *Figura 21* se muestra el campo de temperatura y salinidad a 50 m de profundidad de la r.c.m. Para el campo de temperatura, los resultados muestran la misma franja zonal con mayor variabilidad de hasta 2 °C en

la región de 20 °N (*Figura 21a*). El campo de salinidad muestra también la franja zonal pero con menor variabilidad. Los transectos de temperatura y salinidad muestran que existe variabilidad hasta ~200 m de profundidad, mientras que los campos horizontales mostraron una variabilidad en una zona de ~300 km de norte a sur. En general la termoclina en esta zona está a ~ 60 m (*Figura 4*), por lo que estas perturbaciones de los campos termohalinos en profundidad se le pueden atribuir a los remolinos y se puede inferir que las escalas de longitud de los remolinos son de ~300 km de diámetro y ~200 m de profundidad.

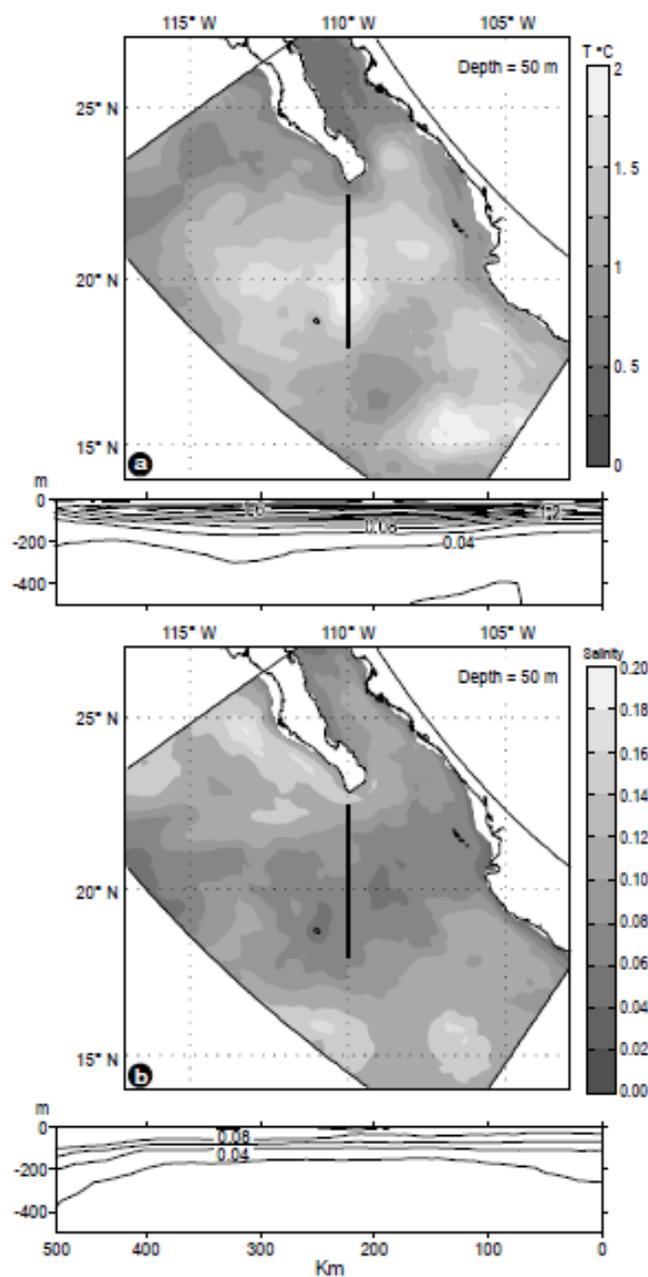


Figura 21. Raíz cuadrática media de la componente de mesoescala a 50 m de profundidad. a) Temperatura y b) salinidad. Se incluye el transecto Oeste entre la superficie y 500 m de profundidad.

Estas zonas de máxima y mínima variación son corroboradas mediante las elipses de variabilidad de las corrientes (Emery & Thomson, 1997) mostradas en la *Figura*

22. En la parte media del PCM se observan elipses circulares con amplitudes relativamente mayores que la zona periférica y en las costas se tienen corrientes rectilíneas, correspondientes a la Corriente de California, Corriente Costera Mexicana y flujos de entrada y salida del Golfo de California.

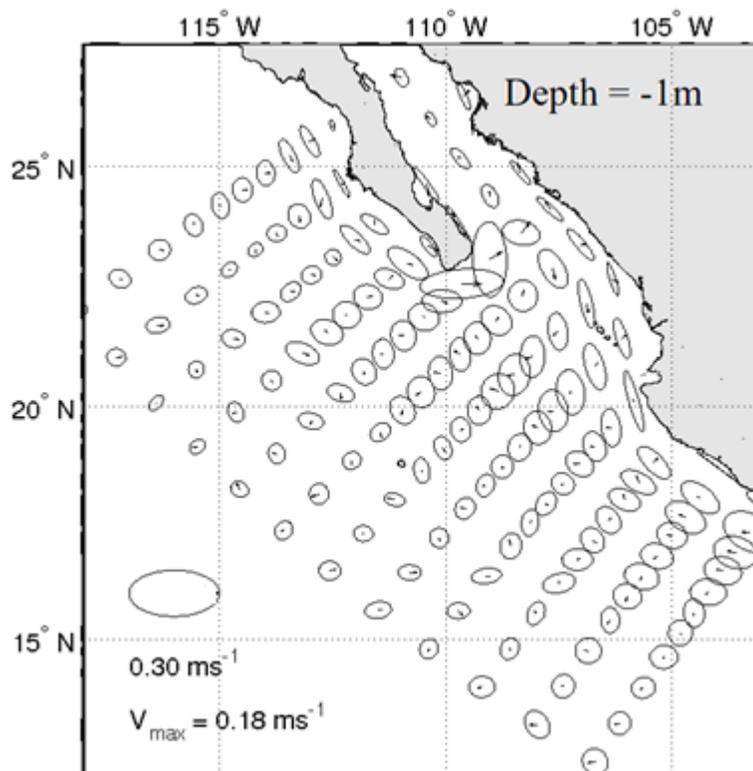


Figura 22. Elipses de variabilidad para la componente de velocidad de mesoescala a 50 m de profundidad. Los ejes principales son desviaciones estándar. Para ilustrar la dirección de las corrientes se incluye el campo promedio de velocidad en vectores. Los vectores se muestran 1 de cada 7.

Continuando con los remolinos, en la *Figura 23* se muestra la generación de un remolino anticiclónico en el PCM. Primero, debido a una intensificación se observa a la Corriente Costera Mexicana bien definida entrando de manera suave hacia el golfo (*Figura 23 a*), después de dos semanas la corriente empieza a oscilar entre Cabo Corrientes y Cabo San Lucas causando su separación de la costa (*Figura 23*

b, c). Durante este tiempo se observa también una franja del orden de 0.30 m/s sobre las costas de México que va hacia el sur, aparece la corriente de salida del Golfo de California (*Figura 23 d – g*), la cual interactúa con la Corriente Costera Mexicana que se encuentra más al hacia el oeste y generan un remolino que se observa en la parte central del PCM.

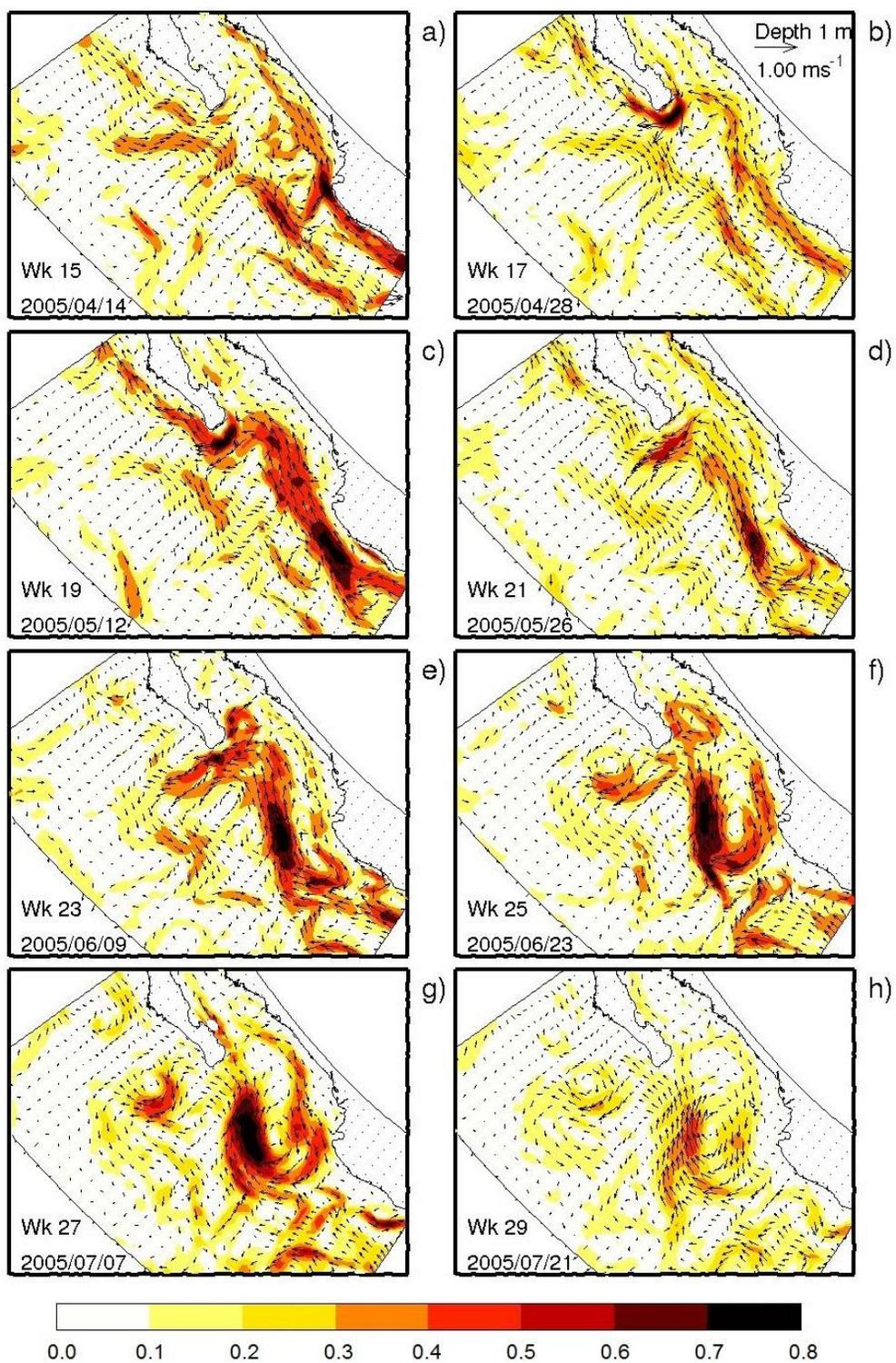


Figura 23. Campo de velocidad superficial (vectores) y rapidez (color, m/s) instantáneas para la componente de mesoescala. Cuadros cada dos semanas. Los vectores se muestran cada 3.

En la *Figura 24a* se muestra esquemáticamente este desarrollo; el remolino principal (marcado con la letra A) es generado por la interacción de la Corriente Costera Mexicana y el flujo de salida del Golfo de California, mientras que otros remolinos secundarios (marcados B) que se forma al norte de Cabo Corrientes (*Figura 23 b–c*) y al oeste de Cabo San Lucas (*Figura 23 d–e*) generados solo por la Corriente Costera Mexicana.

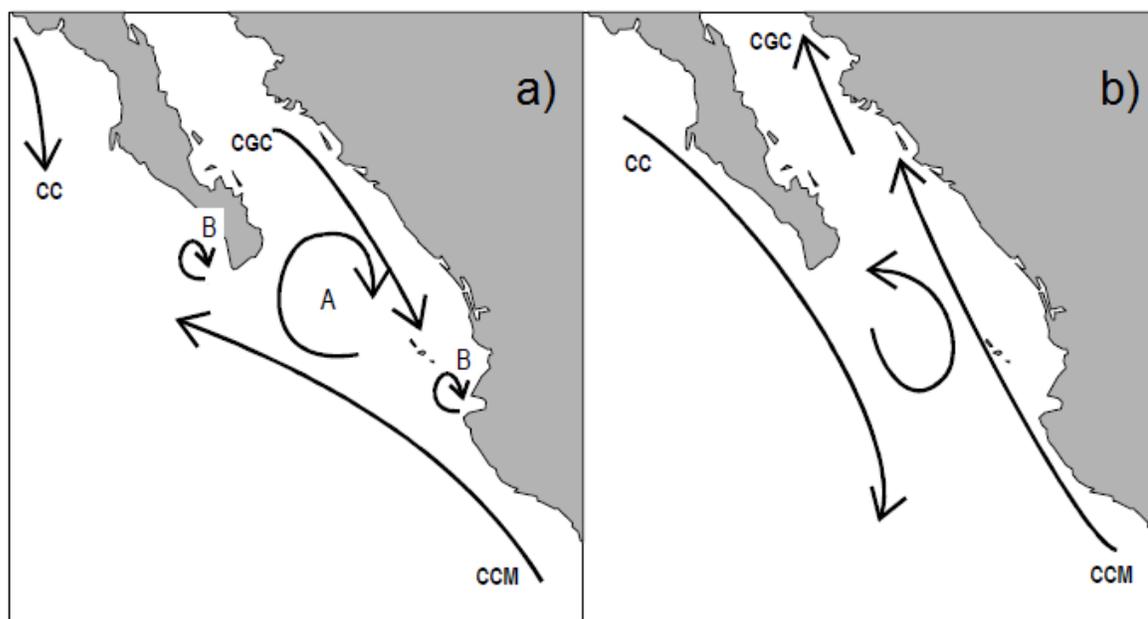


Figura 24. Esquema de la circulación en el PCM durante la formación de remolinos debido a las contracorrientes en la entrada al Golfo de California. En a) se presenta la formación de un remolino anticiclónico. En b) la generación de un remolino ciclónico (caso menos común). CCM, Corriente Costera Mexicana; CC, Corriente de California; y CGC corrientes de entrada y salida del Golfo de California.

Para caracterizar un poco más la generación de remolinos, en la *Figura 25* se muestran las series temporales de los dos eventos más intensos generados con el modelo numérico. Se incluyen series temporales de energía cinética $(u^2+v^2)/2$, vorticidad relativa, además de la magnitud de los términos advectivos

$|u\partial u/\partial x+v\partial u/\partial y|+|u\partial v/\partial x+v\partial v/\partial y|$. Las series son promedios espaciales para las zonas Sur, Oeste y Golfo, y se filtraron con una frecuencia de corte de 1/90 días para tener principalmente la señal de mesoescala.

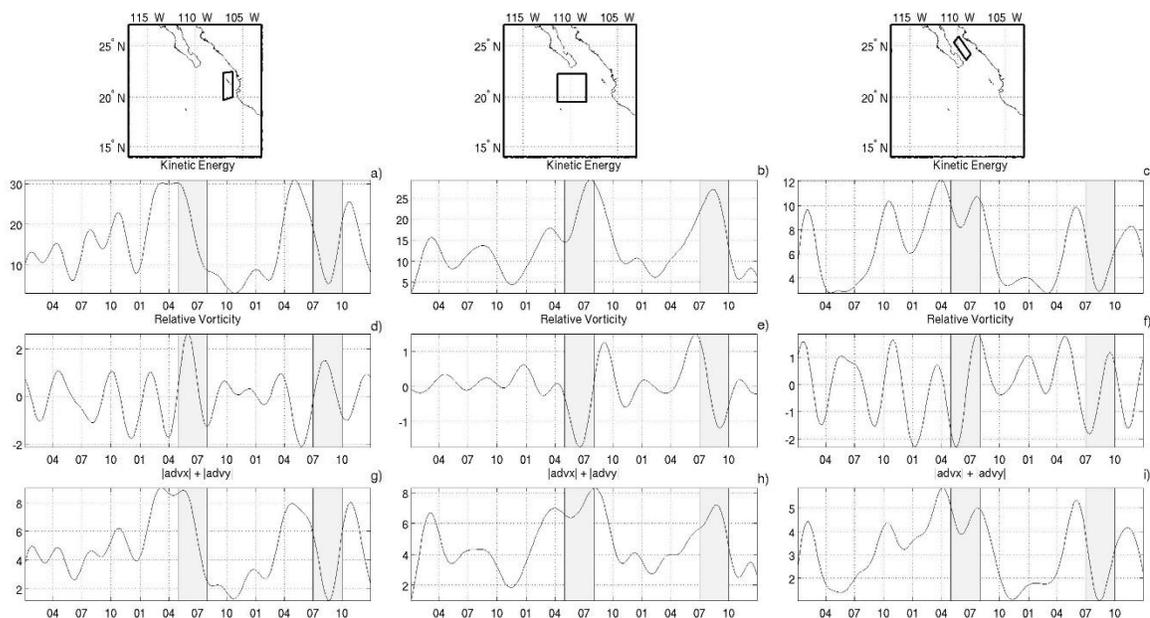


Figura 25. Series temporales de los campos superficiales de: a-b-c, energía cinética ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$); d-e-f, vorticidad relativa (s^{-1}) y g-h-i, términos advectivos (m s^{-2}). Para las zonas Sur (lado izquierdo), Oeste (centro) y Golfo (lado derecho). Promedio espacial dentro de cada recuadro del panel superior. Los recuadros en gris marcan el tiempo en que dos remolinos pasaron por la zona Oeste.

Los remolinos se caracterizaron por tener valores elevados de energía cinética y de vorticidad negativa dentro de la zona Oeste (*Figura 25b - e*). La intensificación de la Corriente Costera Mexicana correspondientes a estos eventos se desarrolló durante los meses 1-3 del 2004 y 4-6 del 2005 (*Figura 25a*). De las *Figura 25g* y *Figura 25i* se puede deducir que la separación de la Corriente Costera Mexicana es consecuencia de los proceso no lineales que tienen lugar en las regiones que rodean los cabos (zona Sur y Golfo), ya que los términos advectivos empiezan a crecer conforme se intensifica la corriente y a decrecer una vez que se relaja o se separa de la costa. La serie de vorticidad relativa para la zona Golfo (*Figura 25f*) y

la zona Oeste (*Figura 25e*) tienen una correlación de 0.6 con un desfase ~ 6 semanas, es decir que una vez que la Corriente Costera Mexicana se intensifica y se desarrolla la corriente de salida del Golfo de California, se generan los remolinos en la entrada al golfo.

2.4 Discusión

La variación estacional de los campos de temperatura y salinidad muestra una propagación hacia el oeste según lo indican las líneas de co-fase de la *Figura 18*. Son básicamente ondas largas de Rossby debidas al efecto de la variación del parámetro de Coriolis (Pares-Sierra & O'brien, 1989; Kessler, 2006; Godínez, et al., 2010). Estas ondas se desplazan hacia el oeste sólo por debajo una latitud crítica, la cual para una frontera no meridional es (Clarke & Shi, 1991):

$$\varphi_c = \tan^{-1} \left[\frac{\sqrt{g'H} \cos\theta}{2R_t\sigma} \right] , \quad (1)$$

donde θ es el ángulo formado localmente por la línea de costa respecto al norte, $g' = g\Delta\rho/\rho_0$ es la gravedad reducida, g la gravedad, $\Delta\rho$ diferencia entre densidades, ρ_0 densidad promedio del agua de mar, H es la profundidad promedio de la termoclina, R_t es el radio terrestre (6378.4 km) y σ es la frecuencia de las ondas largas de Rossby.

Para frecuencias anuales, $\sigma = \omega_a$, con $g' = 0.03 \text{ m/s}^2$ y H entre 50-100 m, la latitud crítica es 22-27 °N para la costa al norte de Cabo Corrientes donde se forma un ángulo de ~ 40°, mientras que la latitud crítica es de 18-23 °N para la costa al sur de Cabo Corrientes donde la inclinación es de ~ 50°. Esto quiere decir que al menos las costas mexicanas en el PCM permanecen por debajo de la latitud crítica. La latitud crítica para la componente semianual permanece por debajo de las costas mexicanas, o sea que se encuentran más hacia el ecuador, con lo que la mayor variabilidad en esta escala permanece pegada a la costa (*Figura 20*).

La demás variabilidad en la circulación del PCM está determinada por la mesoescala, lo que deja a un lado la variación estacional de la corriente de California y sólo se consideran las ramificaciones que desprenden de ella. La entrada al Golfo de California es muy activa, pues además, la Corriente Costera Mexicana algunas veces penetra al golfo de California y otras no lo hace; cuando entra al golfo lo hace por el lado continental y se continua con el flujo de entrada hacia el Golfo de California y cuando no ingresa al golfo llega a extenderse hasta Cabo San Lucas. La *Figura 24* muestra esquemáticamente estos dos patrones de circulación y el proceso mediante el cual se forman remolinos con distintas características. Unos remolinos se forman en la región central por la Corriente Costera Mexicana y las corrientes de salida del Golfo de California, (*Figura 24a*, giro A). Otros, de menor tamaño, se generan después de que la Corriente Costera Mexicana se separa y regresa a la costa (*Figura 23a*) según el mecanismo propuesto por Zamudio et al. (2007), (*Figura 24a*, marcados con B). Los remolinos al norte de Cabo Corrientes (*Figura 23c*) y al oeste de Cabo San Lucas (*Figura 23f*) son ejemplos para este tipo de mecanismo.

La generación de remolinos puede ser accionada por varios mecanismos de inestabilidad como pueden ser: barotrópica, baroclínica, mezcla o por separación. En particular los remolinos en la entrada al Golfo de California se pueden explicar mediante inestabilidad barotrópica. Esto es, la entrada al golfo, entre Cabo San Lucas y Cabo Corrientes, es una zona de ~400 km de largo, y como se ve de la *Figura 23d* esta región cuenta con la interacción de dos contracorrientes: la corriente de salida del Golfo de California y la Corriente Costera Mexicana, en esencia los ingredientes necesarios para accionar la inestabilidad. Esquemáticamente la región central del PCM se puede representar por la configuración mostrada en la *Figura 26*.

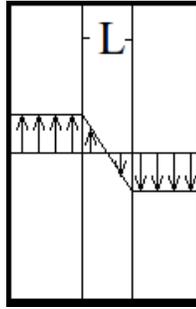


Figura 26. Esquema corte lateral donde se representa la yuxtaposición de la CCM una vez que se ha separado, y el flujo de salida del Golfo de California.

Sí se consideran las ecuaciones de movimiento para un flujo meridional en el plano-f ($\beta=0$), estas son

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} , \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} , \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 , \quad (4)$$

Al suponer una solución de la forma:

$$\vec{u} = (u', v' + V(x)) , \quad (5)$$

y utilizar de (4) el hecho que se puede definir una función corriente

$$u' = -\psi_y, v' = \psi_x , \quad (6)$$

La solución de la ecuación que gobierna la inestabilidad barotrópica tiene la forma

$$\psi = \Phi(x)e^{i(\lambda y - \lambda c t)} = \Phi(x)e^{i(\lambda y - \lambda c_r t)} e^{i \lambda c_i t} \quad , \quad (7)$$

de donde se obtiene la relación de dispersión

$$\left(\frac{c}{V}\right)^2 = \frac{(1 - \lambda L)^2 - e^{-2\lambda L}}{(\lambda L)^2} \quad , \quad (8)$$

que permite el cálculo de $c = c_r + i c_i$ en función de los parámetros del problema, V velocidad promedio y L separación entre las corrientes, en particular de las soluciones no acotadas que se vuelven inestables cuando $c_i \neq 0$.

En la *Figura 27* se muestra la relación de dispersión dada por la ecuación (8). Se tienen dos ramas de la solución, una real para valores $\lambda L > 1.27$, y otra compleja para $\lambda L < 1.27$. De la relación $\lambda = 2\pi/l$ se obtiene que a partir de una longitud de onda, $\lambda \sim 5L$, c_i es complejo. Es decir, si $L = 50$ km, una perturbación o meandro de ~ 250 km en el PCM, tenderá a generar inestabilidades y en consecuencia remolinos. Sin embargo, existe una longitud de onda dominante que se deriva de la razón de crecimiento, λc_i , de la ecuación (7) (Cushman-Roisin, 1994), de donde se obtiene que λc_i es máximo cuando $\lambda L \sim 0.79$. Es decir, para $\lambda \sim 8L = 400$ km, ésta coincide con la distancia de Cabo San Lucas a Cabo Corrientes, con lo que es propensa a volverse inestable cuando se intensifica la Corriente Costera Mexicana y se generan las corrientes de salida del Golfo de California.

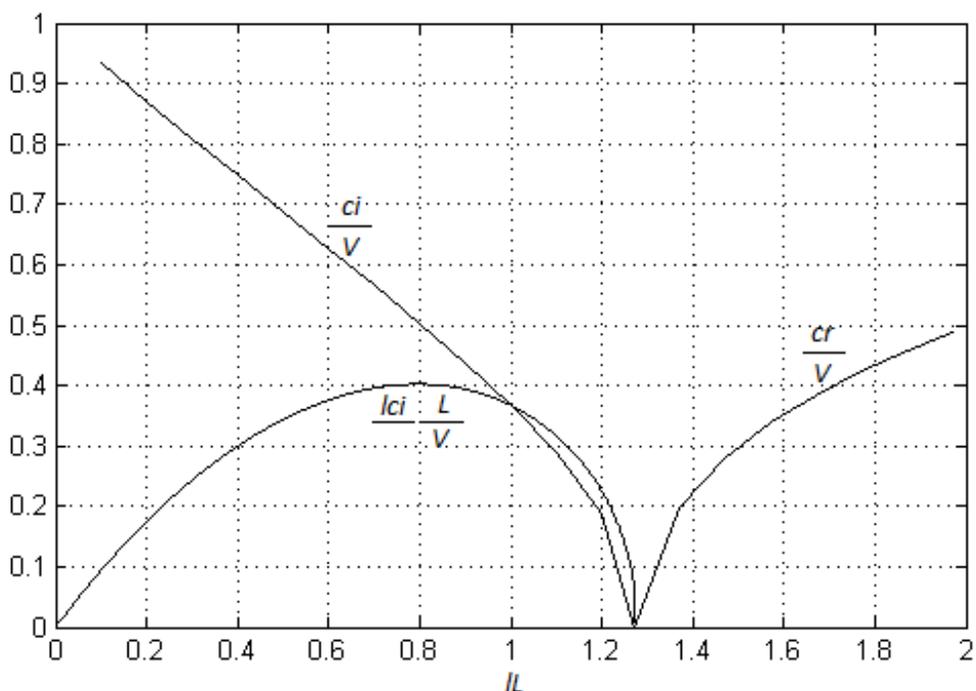


Figura 27. Relación de dispersión para una onda generada por el corte horizontal de las corrientes. En eje horizontal, número de onda adimensional; en eje vertical, rapidez de fase y razón de cambio adimensionales.

El rotor del esfuerzo del viento es otro posible mecanismo generador de remolinos, sin embargo queda en duda, pues aunque se tuvo una correlación significativa de 0.4 con la vorticidad de la zona Oeste (*Figura 25*), se descarta por tener un tiempo de acción–reacción corto (desfase 0) para generar los remolinos de las dimensiones tratados en este estudio.

La zona del PCM se caracteriza por tener un radio interno de Rossby $Rd = 40$ km (Chelton, et al., 1998) correspondiente a una profundidad H de 150 m, los remolinos generados con el modelo numérico tienen un diámetro aproximado $L = 300$ km, $h = 200$ m de profundidad, velocidad orbital entre $v = 0.20 - 0.30$ m/s y se desplazan a $c = 0.04$ m/s hacia el suroeste. Una vez generados los remolinos, tienen una relación $L \sim 7.5 Rd$, por lo que pueden considerarse como lineales y geostróficos ($L \gg Rd$) (Willet, et al., 2006). En coordenadas cilíndricas las ecuaciones estacionarias que gobiernan el remolino son

$$v = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial r} , \quad (9)$$

donde v es la velocidad orbital, f es el parámetro de Coriolis, $p(r)$ es la distribución de la presión y ρ es densidad dentro del remolino. Como el parámetro de Coriolis es mayor en el borde norte ($f_N > f_S$, f en el hemisferio norte) se tiene entonces que $v_N < v_S$, es decir, la velocidad en la parte sur será mayor y de aquí que el transporte en *Figura 16* sea mayor hacia el oeste. A manera de compensar la diferencia de velocidades en el mismo remolino, se desarrolla una auto-advección que depende de la polaridad del remolino, en este caso hacia el oeste. Sin embargo, la contribución causada por la reacción del fluido al ser desplazado hacia otras latitudes es dominante y el remolino se desplazará hacia el oeste sin importar la distribución del campo de presión. De acuerdo con (Cushman-Roisin, et al., 1990), como la velocidad de traslación c del remolino se encuentra entre

$$\frac{\beta_0 R_d^2}{2} < c < \frac{\beta_0 g' (H + h_{max})}{2f_0^2} , \quad (10)$$

[1.9, 4.5] cm/s , donde f_0 y β_0 son el parámetro y variación latitudinal de Coriolis a 20 °N y $H+h_{max} = 350$ m la profundidad dentro y fuera del remolino, el desplazamiento de los remolinos en el PCM hacia el oeste es debido al efecto beta.

2.5 Sumario

Se estudió el PCM respecto a la hidrografía y circulación regional mediante tres años de simulación del modelo numérico ROMS. La variabilidad estacional de los campos de temperatura resultó mayor en la escala anual, mientras que los de salinidad y velocidad se encuentran más bien contenidos en escalas semianuales y de mesoescala.

Se encontró que las corrientes generan remolinos ciclónicos y anticiclónicos en la zona entre Cabo Corrientes y Cabo San Lucas (entrada del Golfo de California), una zona que esquemáticamente es muy peculiar por tener la forma de una caja. La yuxtaposición de las corrientes en esta región tiende a generar remolinos por corte lateral, ya que los resultados sugieren que los remolinos se originan por inestabilidad barotrópica cuando la Corriente Costera Mexicana se intensifica (> 0.40 m/s) y se generan las corrientes de salida del Golfo de California. Los remolinos anticiclónicos fueron más comunes e intensos y se desplazaron hacia el oeste debido al efecto beta.

Igualmente se encontró que aunque la variabilidad de las corrientes en el PCM son debido a la Corriente de California y a la Corriente Costera Mexicana. Lo que afecta directamente a Bahía de Banderas (que es el objetivo de este trabajo) es únicamente la Corriente Costera Mexicana o su recirculación ya sean las corrientes de salida del Golfo de California o la debida a los remolinos de menor tamaño generados al norte de Cabo Corrientes.

3. Modelo Numérico ROMS

En este capítulo se describe el modelo numérico ROMS y después se presenta la metodología que se utilizó para configurarlo y continuar con la simulación numérica de Bahía de Banderas.

El modelo numérico ROMS (Regional Ocean Modeling System) se desarrolló en colaboración por Rutgers University (The state university of New Jersey), IRD (Institut de Recherche pour le Developpemen) y UCLA (University of California, Los Angeles). Es un modelo tridimensional que ha sido ampliamente utilizado por la comunidad oceanográfica. Resuelve mediante esquemas sofisticados de diferencias finitas las ecuaciones primitivas para un flujo incompresible con superficie libre, al igual que para trazadores escalares como temperatura potencial y salinidad. En la vertical se encuentra bajo la suposición de balance hidrostático y utiliza la aproximación de Boussinesq (Shchepetkin & McWilliams, 2005).

Es un modelo que ha ido evolucionando, y entre las características que se le han agregado, una de las más importantes ha sido la implementación de diferentes condiciones de frontera, que lo hace atractivo cuando se requiere de una región expuesta al océano abierto (Marchesiello, et al., 2001).

La configuración de un experimento puede ser lo más real posible, ya que es un modelo que utiliza coordenadas curvilíneas en la horizontal y coordenadas sigma que se ajustan al terreno en la vertical, todo sobre una malla tipo Arakawa – C. Además, los archivos de entrada: batimetría, forzamientos, condiciones iniciales y de frontera; en el formato adecuado pueden ser tan sofisticados como el usuario los pueda conseguir. Adicionalmente el modelo cuenta con rutinas que permite

realizar configuraciones analíticas mediante ejemplos específicos con lo que se pueden correr varios casos de estudio⁶.

Ecuaciones del Modelo

Las ecuaciones que resuelve el modelo son

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x \quad , \quad (11)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + F_y \quad , \quad (12)$$

para el momento en la horizontal, balance hidrostático

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\rho g}{\rho_0} \quad , \quad (13)$$

en la vertical y conservación de masa

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad , \quad (14)$$

junto con una ecuación de estado dada por

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad , \quad (15)$$

Los términos F_x y F_y en (11) y (12) están relacionados con esquemas de cerradura, difusión y fricción⁷:

⁶ Más información en <http://www.myroms.org/>, <http://www.atmos.ucla.edu/roms/Functionality.html>

⁷ Más información técnica del modelo

https://www.myroms.org/wiki/index.php/Documentation_Portal

$$F_x = \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{u'w'} - v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u + D_u \quad , \quad (16)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{v'w'} - v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_v + D_v \quad , \quad (17)$$

3.1 ROMS_AGRIF, ROMS_TOOLS⁸

Se utilizó la versión ROMS_AGRIF de IRD (Debreu, et al., 2011; Penven, et al., 2006). Esta cuenta con una paquetería que permite realizar configuraciones anidadas mediante el uso de AGRIF (Adaptive Grid Refinement In Fortran). Además, viene acompañado de un toolbox para matlab para realizar pre- y post-procesamiento: ROMS_TOOLS (Penven, et al., 2007), que son programas en los que en un tutorial se explica la forma de configurar el modelo ROMS.

En particular para anidar una malla, una vez creados los archivos de entrada, se despliega una interfaz gráfica con la cual el usuario introduce los parámetros para anidar una segunda mallas o las que se requieran. La *Figura 28* muestra la ventana típica. Con esta interfaz se define y configura el modelo anidado, que a fin de cuentas es útil para ganar resolución en áreas particulares, en este caso, Bahía de Banderas.

⁸ <http://www.romsagrif.org>

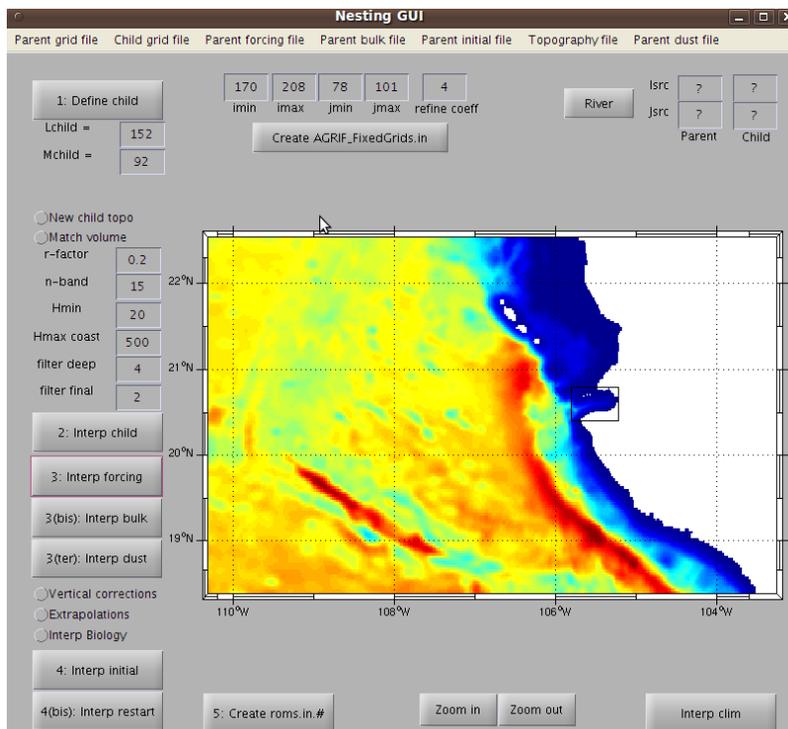


Figura 28. Interfase Roms_agrif nestgui.

En general, la paquetería ROMS_TOOLS cuenta con las bases de datos para obtener la malla, los forzamientos y las condiciones iniciales y de frontera. Son archivos descargados de la red de: ETOPO para extraer la batimetría, ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) para los forzamientos atmosféricos como el esfuerzo del viento, etc., y SODA (Simple Ocean Data Assimilation) para los campos de temperatura y salinidad del océano para crear las condiciones iniciales y de frontera.

3.1.1 Generación de mallas con seagrid⁹

Aunque ROMS_TOOLS cuenta con una sección para la generación de mallas, esta tiene dos limitantes, una no tan restrictiva que genera mallas rectangulares;

⁹ <http://woodshole.er.usgs.gov/operations/modeling/seagrid/>

mientras que la otra es un poco más sensible y es que las mallas están restringidas a la base de datos etopo2 la cual tiene una resolución de ~3.5 km, que algunas veces no es adecuada para regiones con un área relativamente pequeña. Para sobrellevar esto, se utiliza el paquete seagrid (*Figura 29*), un programa interactivo con el que se pueden crear mallas con línea de costa y fronteras reales, además de que se pueden utilizar batimetrías con cualquier resolución que se tenga a la mano.

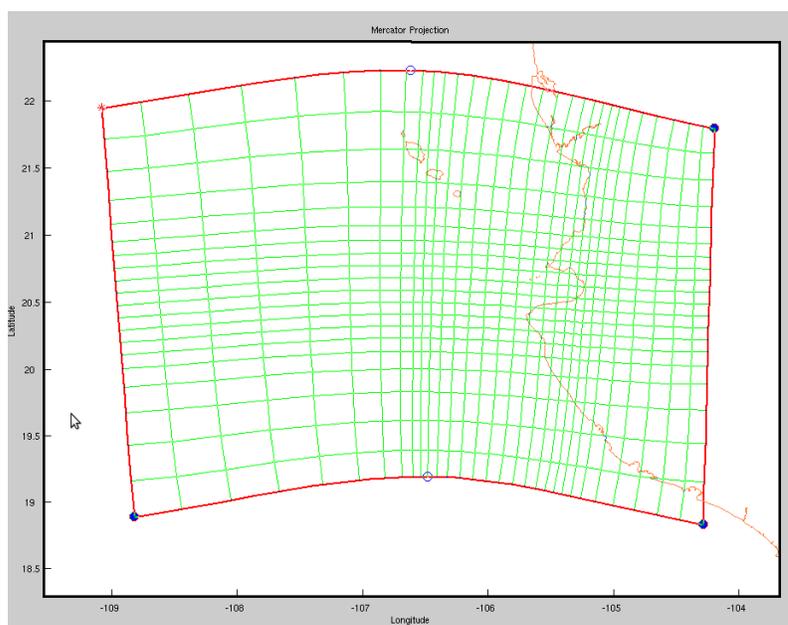


Figura 29. Malla curvilínea generada por seagrid para la región de Cabo Corrientes.

3.1.2 Condiciones de frontera abiertas

Uno de los problemas típicos y en los que se sigue trabajando actualmente tiene que ver con las condiciones de frontera abiertas, ya que los modelos numéricos en las fronteras, sino hay una barrera física como la costa, la superficie del océano o el fondo, requieren información de un punto de malla más sin importar el esquema numérico que se implemente. Con el modelo ROMS, una manera de resolver esta

problemática, se soluciona con el uso de condiciones de frontera climatológicas, condiciones de radiación, además de zonas de esponja (Marchesiello, et al., 2001).

3.1.3 Condición de relajamiento externo

Otra característica interesante del modelo ROMS es que se puede hacer que las salidas no se alejen de un valor esperado que en teoría es característico para la región y tiempo cuando se corre el modelo, es decir, se puede forzar a que las salidas del modelo se parezcan a una climatología que es algo ya establecido estadísticamente, a esto se le llama *nudging* o *relajamiento hacia condiciones externas* (Marchesiello, et al., 2001).

3.2 Experimento con mayor resolución en Cabo Corrientes y Validación del modelo

Se modificaron los programas de la paquetería ROMS_TOOLS para configurar el modelo semejante al utilizado en el Capítulo 2 con el fin de tener mayor resolución en la zona de estudio, principalmente por que la configuración del modelo para la parte del PCM cuenta con una resolución promedio de 15 km (malla1).

Bahía de Banderas tiene dimensiones de ~60 km de largo por ~30 km ancho, con lo que la malla1 no logra ver con detalle la zona de interés. Es por esto que se optó por volver a correr el modelo para la región centrada en Cabo Corrientes (*Figura 30*). La resolución espacial de la malla2 (180x300) es ~2.5 km, seis veces más resolución que malla1.

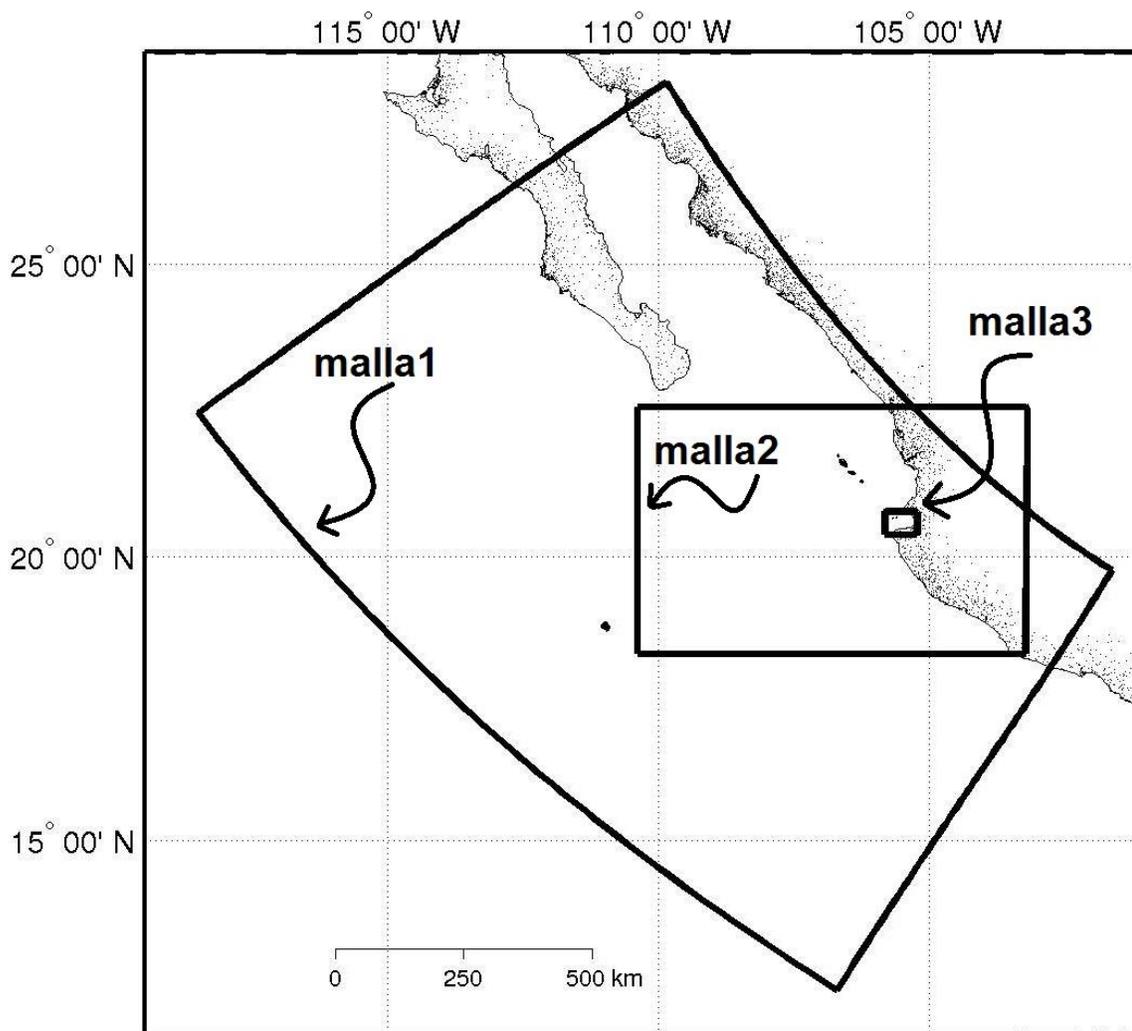


Figura 30. Mallas utilizadas en la modelación numérica. La malla1 se usó en el 2, mientras que la malla2 centrada en Cabo Corrientes y malla3 únicamente de Bahía de Banderas, se utilizan en el 4.

La metodología fue interpolar la condición inicial y de frontera de las salidas de la malla1 a la nueva malla2. Las condiciones de frontera se interpolaron en promedio cada siete días.

Después se realizó el anidado de Bahía de Banderas, malla3, con las herramientas descritas en los párrafos anteriores. La malla anidada, quedó cerca del centro de la malla2 con 38x23 celdas sobre la bahía, que después se

incrementó cuatro veces dejando una resolución de 94x154 celdas con una luz de malla de ~0.5 km. Como se observa la resolución en realidad aumentó cinco veces (de 2.5 a 0.5 km), esto se debe a que al realizar la malla con seagrid, esta no fue regular, sino que se dio mayor resolución en la parte media (similar a la *Figura 29*), que comprende la zona de la bahía.

Se probaron dos bases de datos para el fondo del océano, la batimetría de etopo2 que tiene una resolución ~3.5 km y la batimetría de GEBCO¹⁰ con una resolución de ~1 km, que aunque son aceptables para la zona de Cabo Corrientes, la bahía con el cañón submarino necesitan de la mayor resolución posible. Afortunadamente, revisando en la literatura se encontró la batimetría realizada por un grupo de la UNAM (Alvarez, 2007)¹¹, que además de combinar las bases de datos de ETOPO2 y GEBCO, cuentan datos de varios cruceros oceanográficos con los que crean una malla que puede alcanzar los 500 m de resolución, estando dentro del orden de requerido por malla3 (~0.5 km). La .

Tabla 1 muestra las características de las mallas.

Tabla 1. Mallas utilizadas en el modelo numérico

		dx [km]	$M \times L$ celdas	Aumento de Resolución
Malla1	PCM	15	81 x 91	–
Malla2	Cabo Corrientes	2.5	180 x 300	6
Malla3	Bahía de Banderas	0.5	94 x 154	5

¹⁰ The General Bathymetric Chart of the Ocean, <http://www.gebco.net/>

¹¹ Se agradece al Dr. Román Alvares del IIMAS, UNAM por haber proporcionado amablemente los datos de batimetría.

Viento

El forzamiento del viento fue de la misma base de datos, NARR, sólo que ahora se utilizó el producto con mayor resolución temporal (cada 3 horas). Aunque no resulte adecuado para la bahía estos vientos tienen estructura bien definida (*Figura 31*).

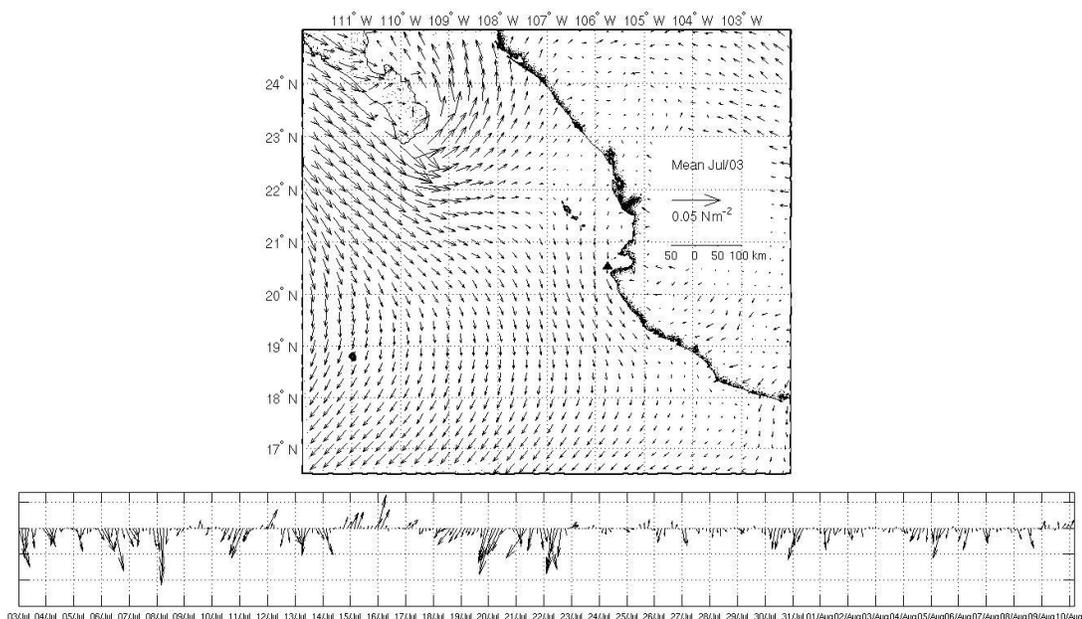


Figura 31. Promedio del esfuerzo del viento en el Pacífico central mexicano durante julio 2003 (mapa), abajo se muestra la serie de astillas con resolución temporal de 3 horas, de la base de datos NARR (North American Regional Reanalysis).

3.2.1 Relajamiento hacia condiciones externas (nudging)

También se utilizó un *nudging* (en este caso hacia los resultados del Capítulo 2) en una banda de 100 km sobre las fronteras de la malla2. Un valor típico del coeficiente de nudging es de 1 día, es decir, cada día el modelo hace una especie de promedio ponderado entre la salida del modelo y una climatología, teniendo un comportamiento ‘casi’ libre del modelo pero acotado por la solución climatológica.

Para el caso del PCM, se deseaba que las salidas fueran idénticas a lo que ya se tenía, con lo que se utilizó un *nudging* 'fuerte' con un coeficiente de 0.1 días, el cual prácticamente le da más peso al valor externo, quedando sobre el borde de la malla2 una interpolación dinámica. En la *Figura 32* se presentan los resultados para la malla1 y malla2. A la izquierda son las salidas utilizadas en Capítulo 2, mientras que a la derecha las nuevas salidas con un *nudging* 'fuerte' sobre la franja de 100 km.

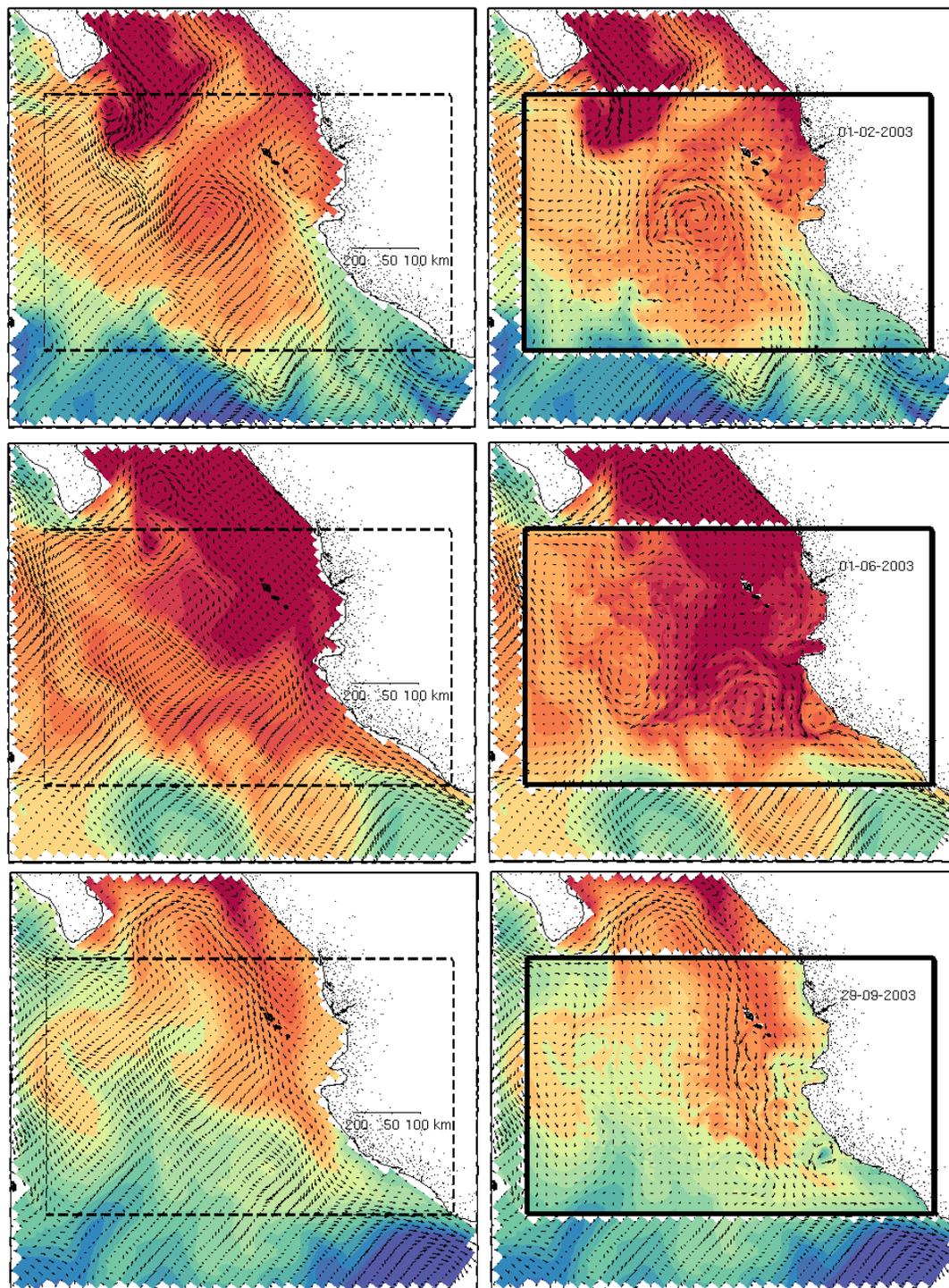


Figura 32. Campo instantáneo de salinidad superficial utilizando *nudging* durante los días 60, 180 y 300. Lado izquierdo malla1, lado derecho malla1 y malla2 con nudging de ~3 hr.

Una característica destacable es la definición que se alcanza en las zonas costeras en especial Bahía de Banderas, y otra es que los campos escalares se observan con más estructuras lejos de la frontera al interior de la malla.

Con esta metodología se puso a funcionar el modelo durante los tres años de simulación. Los resultados se presentan en el Capítulo 4 para el estudio de la circulación de Bahía de Banderas, pero antes de continuar, se dan otras dos validaciones con las nuevas salidas.

3.2.2 Validación

En la sección 2.1 se validó el modelo al reproducir las características de la Corriente Costera Mexicana. Ahora se presentan otras dos: una con datos de corrientes de un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) localizado dentro de la bahía y otra, comparando el nivel de mar con varias estaciones a largo del PCM y con un modelo global de mareas.

El ADCP se ancló en la parte norte de la bahía que es de las regiones más someras con una profundidad de ~25 m, se registraron datos cada 2 min y tuvo un periodo de muestreo sólo de dos días pues se retiró debido a la alta afluencia de turismo, sin embargo fue un tiempo aceptable de muestreo (Plata, et al., 2006).

En la *Figura 33* se presentan las corrientes a distintas profundidades vistas en función de los parámetros de elipses de variabilidad (Emery & Thomson, 1997). Los resultados del modelo (línea delgada) muestran una corriente barotrópica. Por debajo de 10 m de profundidad, el modelo se encuentra dentro de los límites del 95% confianza de las observaciones (línea gruesa con sombreado), aunque por arriba de 5 m, los resultados del modelo quedan subestimados debido a una perturbación provocada por *ondas internas* que hace que las corrientes se aceleren en esta capa intermedia. Por tratarse de una señal de alta frecuencia, las ondas internas no se estudiaron como parte de la circulación promedio. En general, sin considerar estas ondas, el modelo funciona adecuadamente dentro de la bahía.

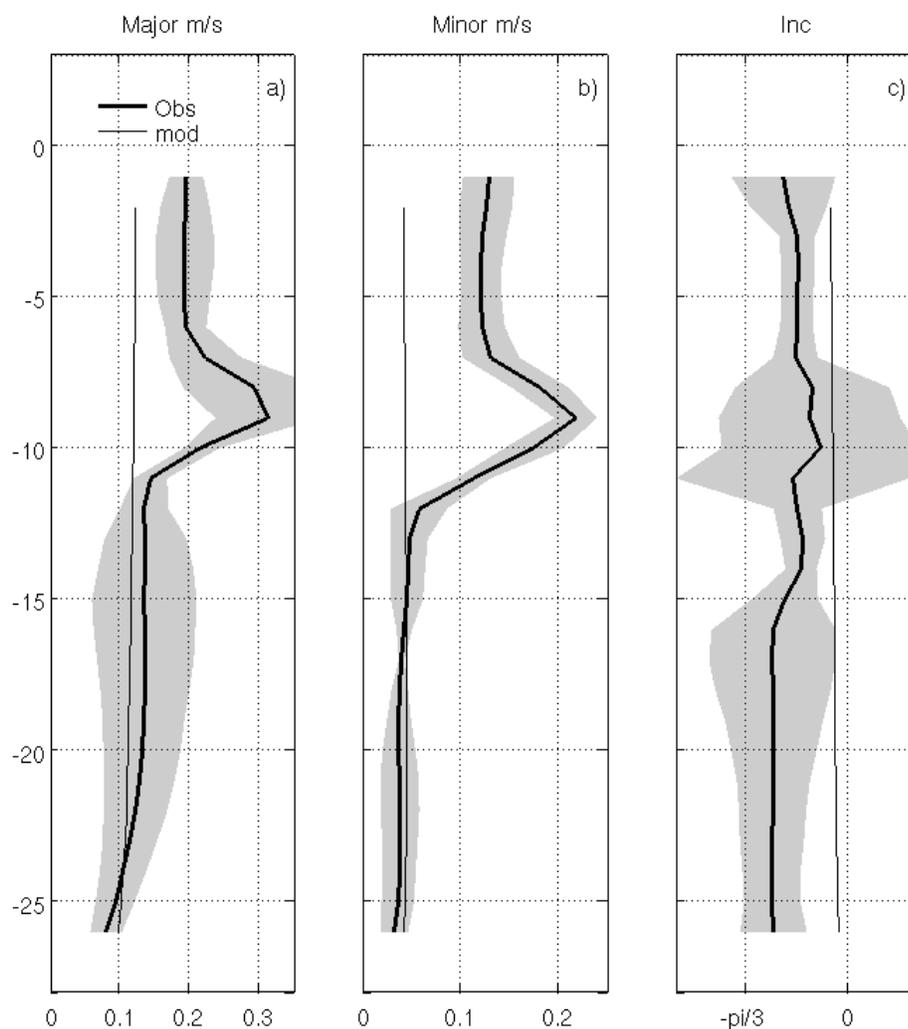


Figura 33. Parámetros de la elipse de variabilidad del modelo y de las corrientes observadas con el ADCP localizado en el norte de bahía.

Continuando con otra validación, ésta consistió en comparar el nivel del mar con los registros de estaciones mareográficas de la red CICESE¹² en la costa del Pacífico mexicano. Para esta región los principales armónicos de marea son M2, S2, K1 y O1. En la *Figura 34*, se muestra la estadística de cinco estaciones:

¹² Se extrajeron de MARV7 de CICESE

Cualitativamente en la zona costera las elipses no muestran un patrón similar, como se puede apreciar también en los diagramas de correlación donde la zona costera representados por los datos dentro del polígono se marcan con un +. La diferencia consiste en que los modelos globales generalmente no cuentan con la resolución apropiada para la costa, como la resolución que se ha utilizado aquí, además que esta zona es más somera y depende de la batimetría que se use. Sin embargo, los resultados son aceptables.

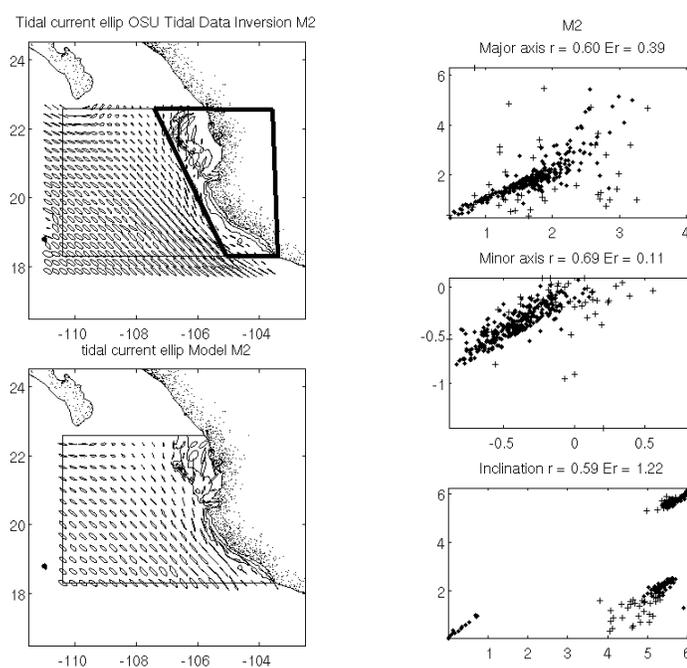


Figura 35. Parámetros de las elipses. · son fuera del polígono de la costa, + son dentro del polígono.

4. Circulación en Bahía de Banderas

En el Capítulo 2 se encontró que la circulación oceánica regional alrededor de Cabo Corrientes está determinada por la Corriente Costera Mexicana, por el flujo de salida del Golfo de California y por las ramificaciones de la Corriente de California. Ésta última se ha sugerido que continua su recorrido estacionalmente hacia el sureste de la región (Kessler, 2006; Kurczyn et al. 2012), sin embargo, no afecta frecuentemente a Bahía de Banderas por la distancia que los separa. Así, el principal agente regional que influye en la bahía es la Corriente Costera Mexicana. En este capítulo, con base en la metodología expuesta en el Capítulo 3 se logra reproducir y dar continuidad a la circulación dentro de la bahía. Primero se presenta el análisis de la circulación en Bahía de Banderas forzada por la circulación regional, y después algunos experimentos bajo condiciones controladas con forzamientos como: viento, marea, una corriente costera, con fondo plano, y sus combinaciones.

4.1 Circulación promedio en Cabo Corrientes

En la *Figura 36* se presenta el promedio de las corrientes superficiales junto con la altura del nivel del mar, para parte de la malla2 y toda la malla3 (ver *Figura 30*). En particular se observa una comunicación aceptable entre las mallas anidadas.

La circulación promedio en la región es dominada por una corriente que fluye hacia el sur costa afuera de Cabo Corrientes. Dentro de la bahía la circulación consiste en una estructura ciclónica bien definida con una velocidad orbital de ~ 0.10 m/s y ~ 25 km de diámetro. En la zona costera, se observan dos corrientes que convergen a la altura de la bahía y al parecer están relacionadas con el

remolino que se forma en ésta como se observa con la corriente que llega del norte. Sin embargo, aunque no se observa una comunicación clara con la corriente proveniente del sur, ésta es más intensa, 0.15 m/s contra 0.10 m/s, y como se verá del análisis siguiente, se encuentra que son las corrientes provenientes del sur las que afectan la bahía como los eventos de intensificación estudiados en el Capítulo 2.

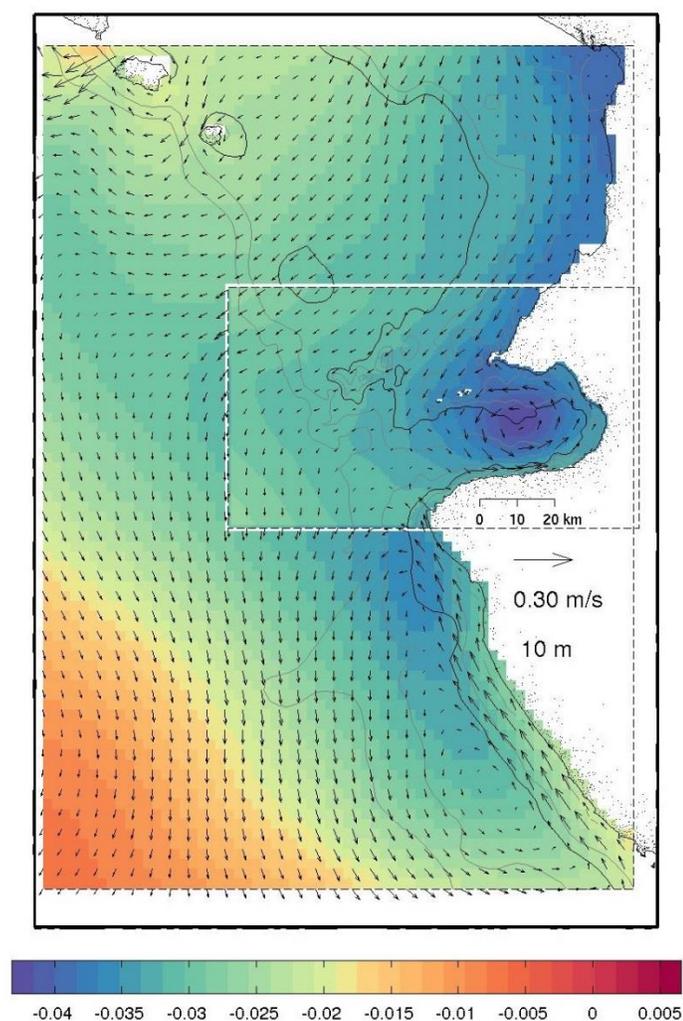


Figura 36. Campos promedio durante tres años de velocidad a 10 m de profundidad en vectores y nivel del mar (color, m) para parte de la malla 2 y toda la malla3. La línea punteada en la bahía representa la malla anidada. Los vectores se muestran 1 de cada 8.

De la *Figura 37* durante los tres años de simulación se determinaron cerca de doce eventos de corrientes cuyo transporte fue mayor de 5 Sv debido al arribo de “pulsos” de ondas atrapadas a la costa. El efecto de estas corrientes (u ondas atrapadas a la costa) sobre la tendencia de la circulación es considerable y se analizó con la técnica de promedios compuestos.

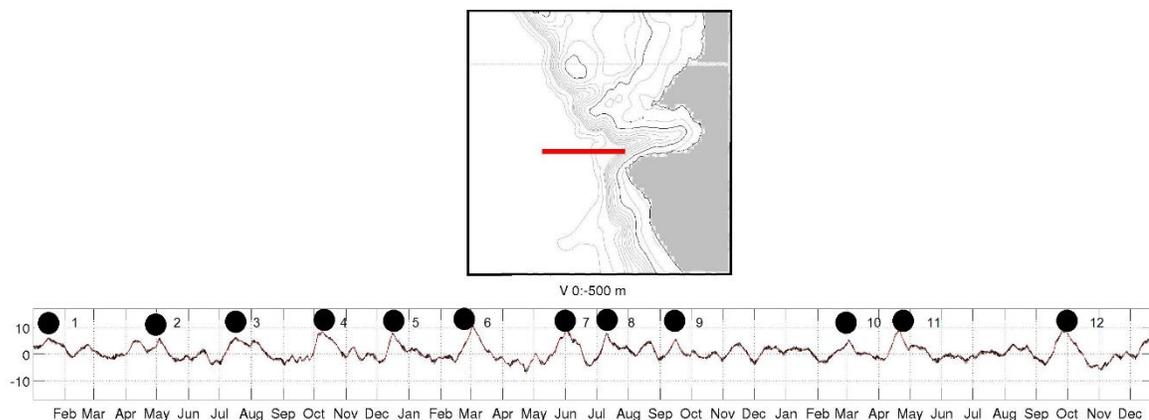


Figura 37. Transporte verticalmente integrado hasta 500 m de profundidad durante tres años a través del transecto mostrado en la figura de arriba. Los puntos señalan valores mayores de 5 Sv. Nótese que todos son incrementos de la Corriente Costera Mexicana. Los eventos seis y doce fueron los estudiados en el 2.

En la *Figura 38* se presenta los resultados del promedio compuesto de la velocidad y nivel del mar: antes (dos semanas), durante y después (dos semanas) de cada evento de intensificación.

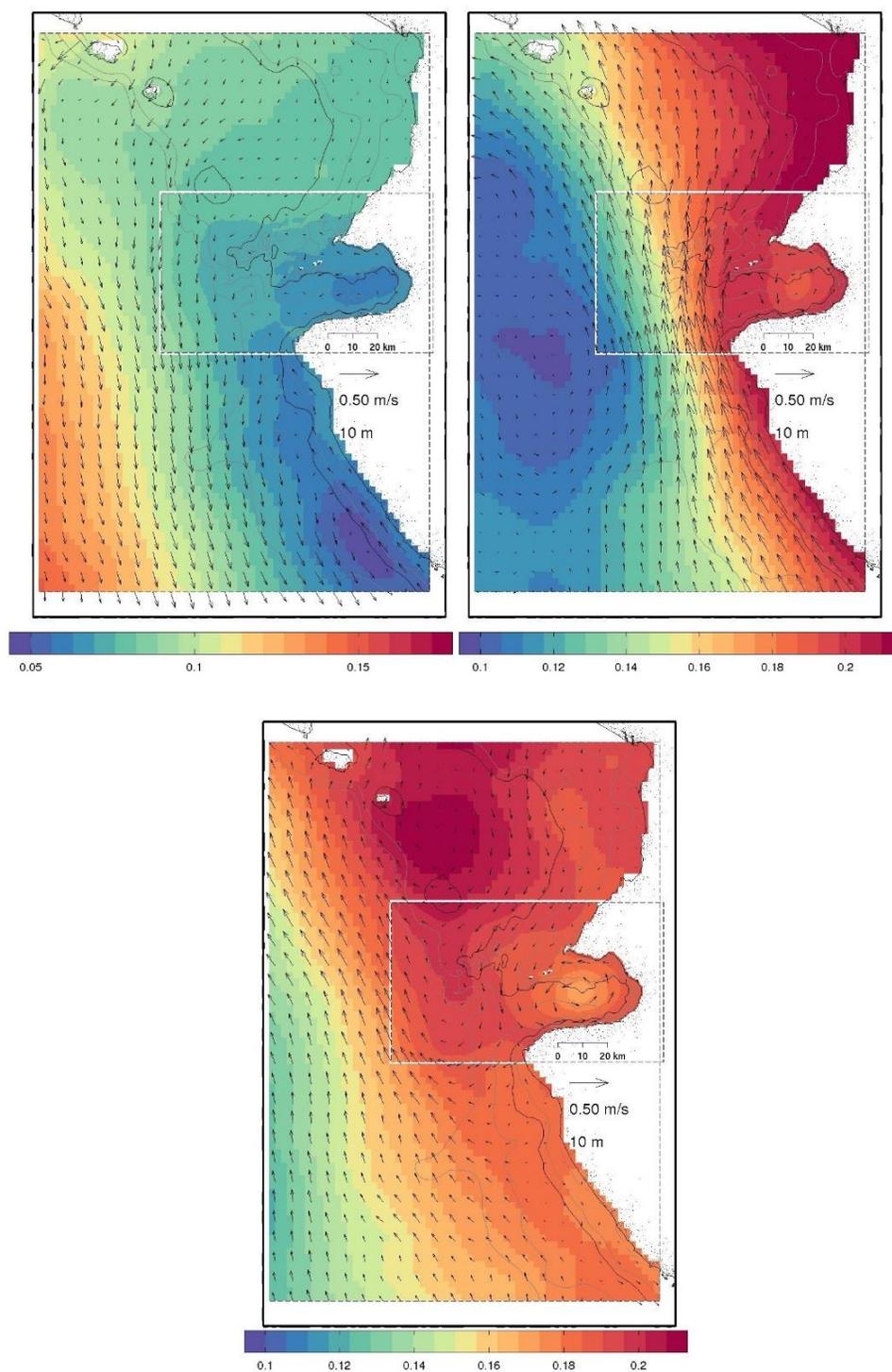


Figura 38. Promedios compuestos del nivel del mar (color m) y velocidad superficial (mallas 2 y 3). Con referencia a la fecha de intensificación en a) se muestra la circulación dos semanas antes, en b) durante y en c) dos semanas después, de cada evento. Los vectores se muestran 1 de cada 8. Nótese en cambio en la escala para el nivel del mar.

Lo primero a notar es que el remolino ciclónico siempre está presente en el interior de la bahía, como se aprecia por el nivel del mar durante los tres instantes, lo cual es consistente con el promedio general de los tres años (*Figura 36*).

En la *Figura 38a*, 'antes' de la intensificación, costa afuera la corriente que fluye hacia el sur tiene una rapidez de ~ 0.15 m/s, al norte de Cabo Corrientes la circulación costera es débil y mucho menor de 0.10 m/s, y al pasar Cabo Corrientes el flujo es casi uniforme hacia el sureste excepto al sur de la bahía, donde una estructura ciclónica es generada por la separación de la costa debido al cabo. Esta última recirculación ciclónica si fuera más intensa afectaría la bahía como se observa 'durante' el evento de intensificación en la *Figura 38b*.

Ahora la rapidez de la Corriente Costera Mexicana se ha incrementado hasta 0.30-0.40 m/s, es uniforme en toda la costa y junto con el nivel del mar muestran un balance geostrófico bien definido en la zona. En la parte norte, por el efecto del cabo, la corriente se vuelve a separar. En la boca de la bahía también por causa de la curvatura de la costa y la rapidez de la corriente, una ramificación se separa y recircula hacia el sur generando un remolino anticiclónico, que a su vez se acopla al giro ciclónico que aún se observa dentro de la bahía con una rapidez de 0.15 m/s. Se muestra también como la estructura ciclónica que se encontraba al sur de Cabo Corrientes ahora es desplazada costa afuera.

Finalmente en la *Figura 38c*, 'después' de que la corriente costera se relaja y se separa de la costa, en la parte norte de Cabo Corrientes se ha formado un remolino anticiclónico. Este remolino alcanza a llegar hasta la altura de la bahía donde se fusiona con el anticiclón formado en la entrada y se desplazan costa afuera, reforzando y dejando espacio para que el ciclón del interior de la bahía se expanda y alcance una rapidez de 0.20 m/s.

En resumen, se observa el mismo patrón de circulación a lo estudiado en el Capítulo 2: una corriente que se intensifica y la generación de remolinos a causa del cabo. Pero ahora el mecanismo de generación es de separación de la costa

como lo proponen Whitehead (1985); Bormans and Garrett (1989); entre otros y es estudiado numéricamente en esta zona por Zamudio et al. (2007).

Los resultados del modelo numérico concuerdan con la estadística realizada por Kurczyn et al. (2012) (*Figura 39*), donde al menos cualitativamente la formación de remolinos anticiclónicos es mayor al norte de Cabo Corrientes como en la *Figura 38c* y de remolinos ciclónicos al sur de Cabo Corrientes como en la *Figura 38b* (solo los marcados en azul).

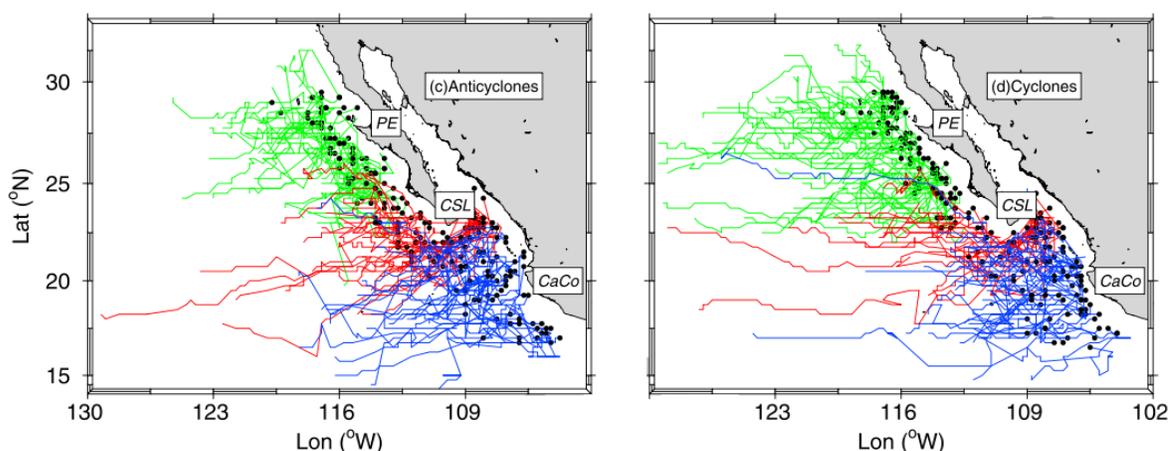


Figura 39. Estadística del nacimiento de remolinos en el Pacífico mexicano, anticiclones y ciclones. Se observa que en la región de Cabo Corrientes (los marcados en azul) cualitativamente la presencia de remolinos anticiclónicos es mayor al norte y de ciclones es mayor al sur. Tomada de Kurczyn et al. (2012).

Dentro de la bahía la circulación superficial es accionada por una ramificación de la Corriente Costera Mexicana o su recirculación cuando se desarrolla el giro anticiclónico al norte de Cabo Corrientes, y consiste en la formación de un remolino anticiclónico en la boca y otro ciclónico en el interior de la bahía (*Figura 38b, c*). También el mecanismo de generación es la separación de la costa, pero además se muestra la coexistencia de otro remolino, el giro ciclónico del interior, entonces, ¿qué otro mecanismo está teniendo lugar dentro de la bahía para que

se forme esta serie de remolinos?, ¿tiene que ver el cañón submarino con la generación?

Al parecer, una respuesta rápida y parcial sería que el único agente dominante es la circulación regional, en especial la ramificación de la Corriente Costera Mexicana (*Figura 36* y *Figura 38*). Sin embargo, como las salidas del modelo numérico tienen además los forzamientos de viento y marea, entonces ¿Cuál es su aporte a la variabilidad de la bahía?

Debido a esto, en las siguientes secciones se estudia el efecto individual de cada forzamiento a la circulación de la bahía, con el fin de separar los distintos mecanismos involucrados en la formación de remolinos.

4.2 Experimentos numéricos bajo condiciones controladas

Además de las corrientes que representan la influencia del océano, tradicionalmente en el estudio numérico de mares marginales como golfos y bahías, los forzamientos que se imponen en las fronteras son: el esfuerzo del viento en la superficie; y nivel del mar (marea) y forzamientos remotos como ondas atrapadas a la costa en las fronteras laterales abiertas. Se ha encontrado que gran parte de la variabilidad en la circulación es debida a éstos, incluso en mares relativamente grandes como el Golfo de California donde, por ejemplo Beier (1997) , Ripa (1997) y Marinone (2003) señalan que es 1º la influencia del Pacífico, 2do el viento y tercero las mareas. En zonas más pequeñas como las bahías se espera un modo similar, pero ahora con la marea y el viento como principales agentes forzantes que dictan el patrón a seguir en la circulación.

En la sección anterior se encontró que las ondas atrapadas a la costa afectan la circulación de la bahía. Para cuantificar esta variabilidad, en la *Figura 40*, se presenta el espectro de potencia del nivel del mar para dos estaciones localizadas en los extremos de la malla2 sobre la costa.

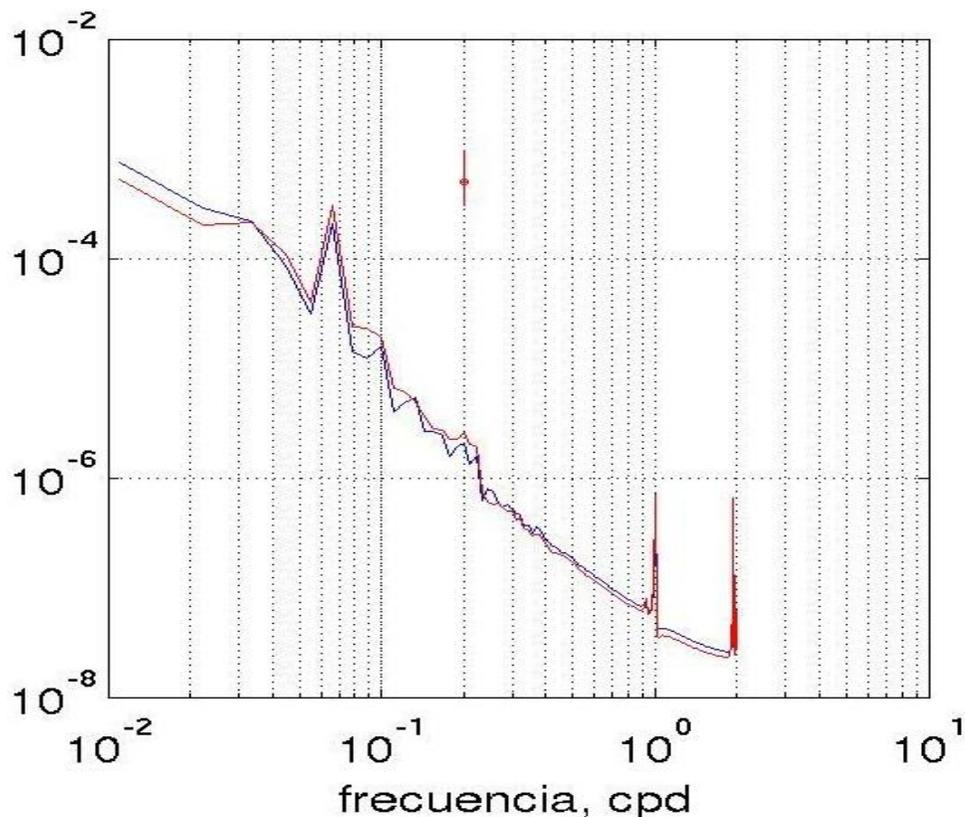


Figura 40. Espectro de potencia de nivel del mar en los extremos de la malla 2 sobre la costa. Durante tres años de simulación, cada 6 horas.

Se observa que además de la señal de la marea (1 y 2 cpd), existe una fuerte variabilidad en la banda de 0.06-0.07 cpd (14-17 días), es decir, que constantemente se tienen corrientes que afectan la circulación de la bahía, y no cada 2-3 meses como los eventos compuestos estudiados de la *Figura 37* o los del Capítulo 2.

Con el fin de distinguir los elementos que constituyen la circulación en Bahía de Banderas, en particular durante la generación de la serie de remolinos, se volvió a correr el modelo bajo condiciones controladas utilizando un forzamiento a la vez.

Como condiciones iniciales se utilizó un campo con velocidad cero y campos lateralmente homogéneos de temperatura y salinidad climatológicos (*Figura 41*).

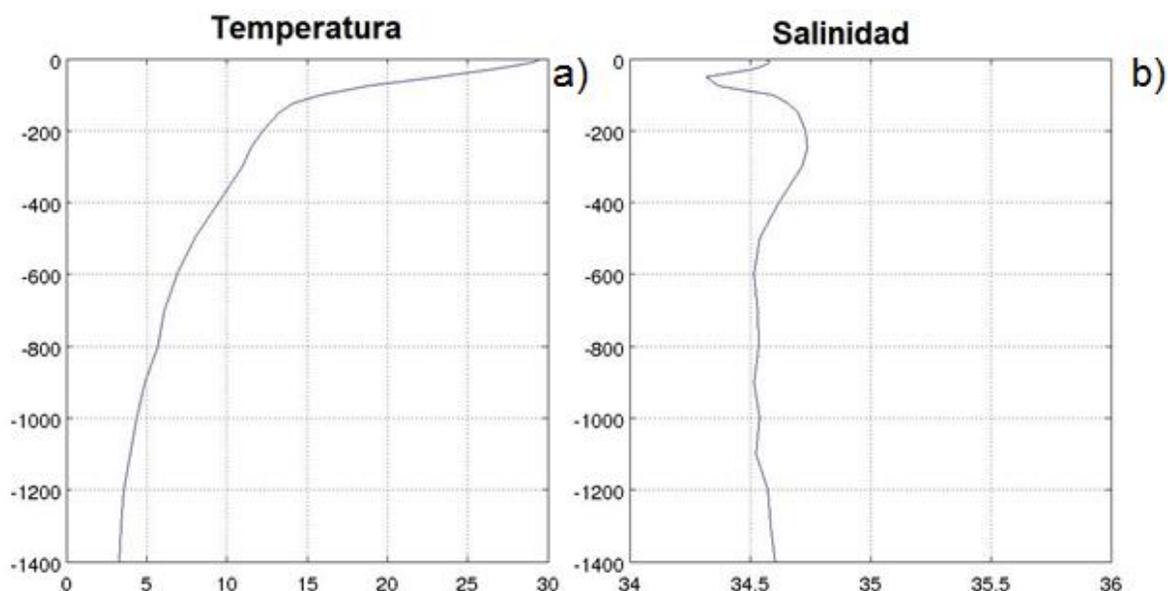


Figura 41. Climatología para la condición inicial en los experimentos controlados, a) temperatura (°C), b) salinidad.

Para empezar, se corrió el modelo sin forzamientos durante un periodo de diez días, *'spin-up'*, para estabilizarlo y revisar que los gradientes de presión no estuvieran afectando a la circulación con corrientes ficticia. En la *Figura 42* se muestra el campo de velocidad en diferentes profundidades una vez que el modelo se ha estabilizado (los resultados de aquí en adelante son únicamente para la bahía). Se observan corrientes con una rapidez menor de 0.07 m/s, con mayor variabilidad sub-superficialmente (75-100 m) en la entrada de la bahía, en el resto y a diferentes profundidades la corriente es casi nula, con lo que en general representa una condición inicial aceptable.

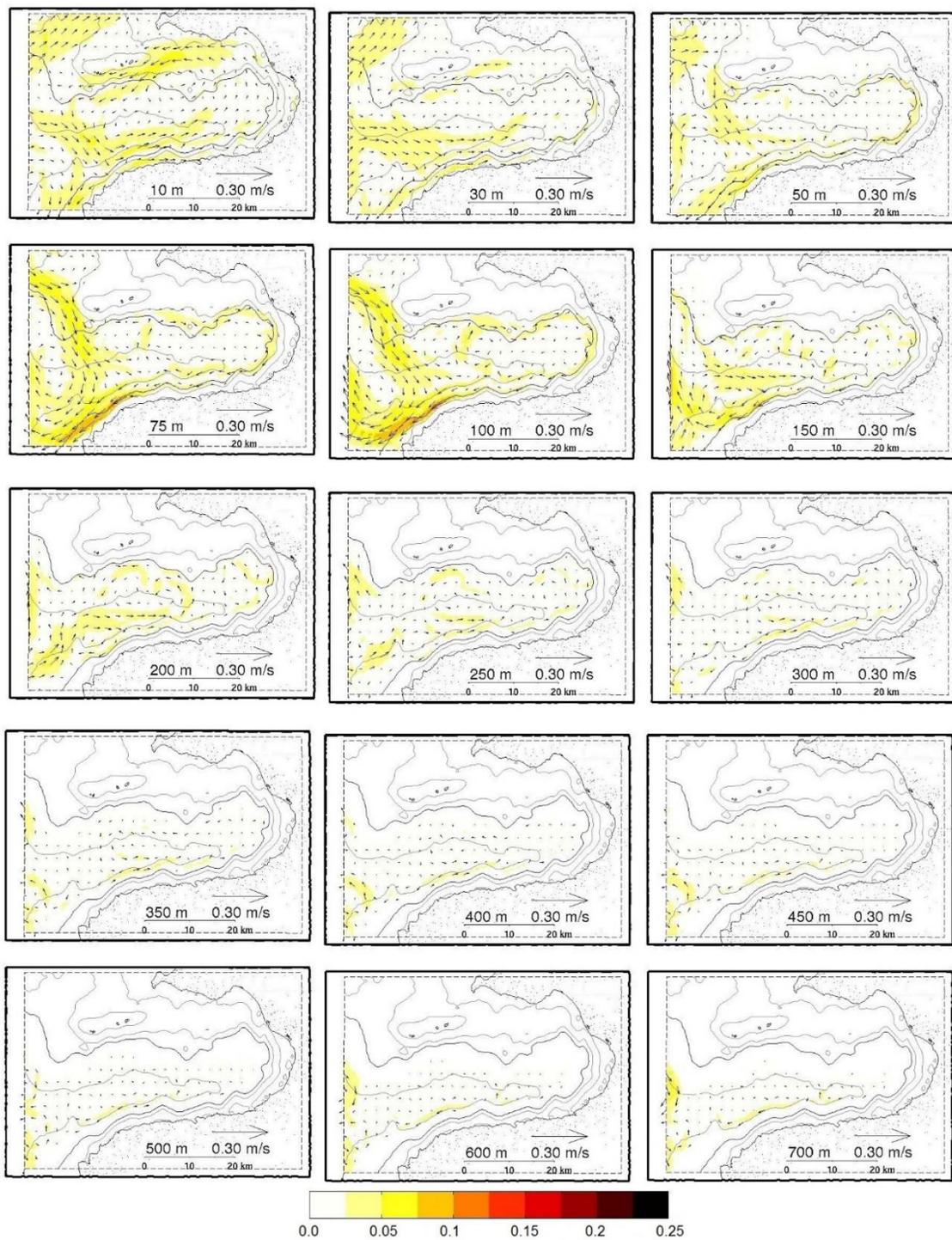


Figura 42. Campo de velocidad a diferentes profundidades para condición inicial después de spin-up de diez días. Solo se muestra la malla3. En parte inferior izquierda se muestra la profundidad. El color es magnitud de velocidad [m/s]. Los vectores se muestran 1 de cada 6.

Todos los experimentos comenzaron a partir de esta nueva condición y tuvieron una duración de 30 días, un tiempo adecuado durante el cual un pulso costero puede tener lugar, o el efecto de la marea o el viento pueden dejar una señal en la circulación residual.

La configuración de cada experimento fue diferente con respecto a las condiciones de frontera laterales. Para los experimentos forzados con viento se dejó una condición que permite que la señal entre o salga del dominio (de radiación). Para los experimentos con marea se especificó el nivel del mar y la velocidad en las fronteras abiertas, mientras que para el experimento de una corriente costera se impuso una corriente como la mostrada en la *Figura 43* con una rapidez y profundidad específica.

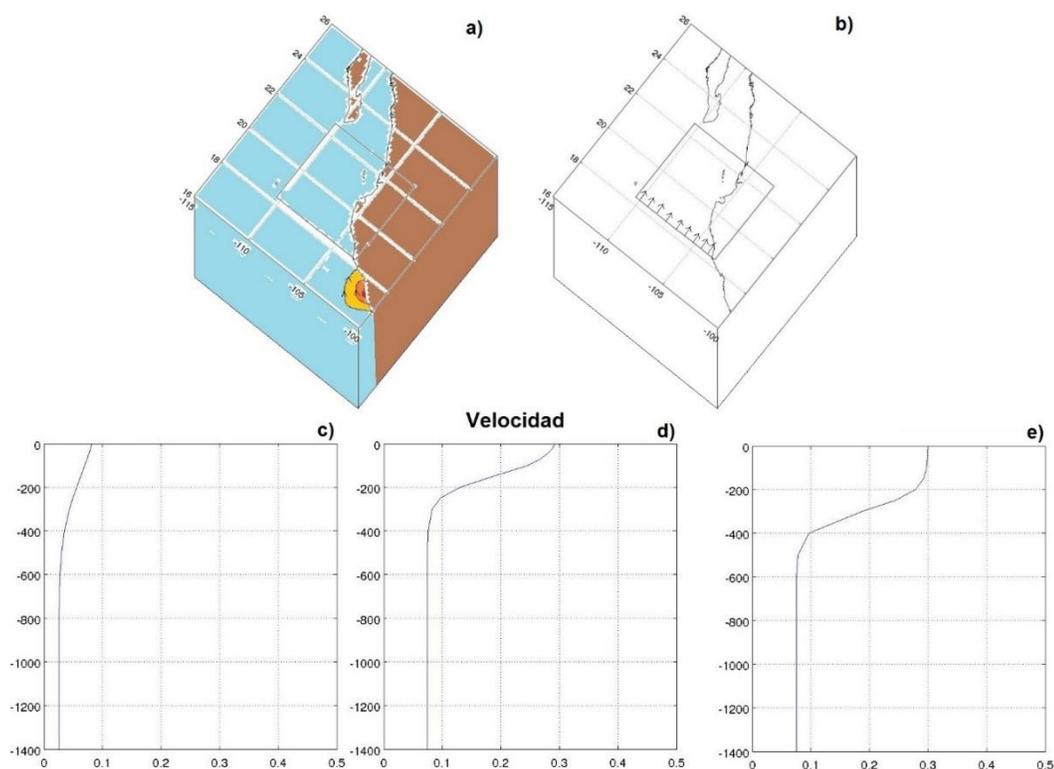


Figura 43. a) Esquema de forzamiento por el pulso de una onda baroclínica Kelvin, b) condición de frontera, c-d-e) perfil de velocidad utilizado para forzar el modelo con rapidez ~ 0.1 , 0.3 y 0.3 m/s y profundidad 150, 150 y 300 m, respectivamente. d) es el experimento de referencia.

Numéricamente la propagación de una onda atrapada a la costa (*Figura 43a*), se simuló como una corriente en toda la frontera sur (*Figura 43b*), pues como se desea estudiar el efecto sobre la bahía (solo la malla3), imponer una corriente de esta forma no altera los resultados dentro de ésta, ya que como se observó en las secciones anteriores lo que afecta a la circulación es una ramificación de la corriente costera.

Se estudiaron tres casos con este experimento: un pulso de referencia (*Figura 43d*), uno moderado (*Figura 43c*) y otro profundo (*Figura 43e*), los últimos respecto al de referencia. Cada perfil se caracterizó por tener una velocidad con una profundidad y rapidez dada. La profundidad marcada corresponde al punto de inflexión de la curva donde la velocidad superficial decrece cerca del 50%. La corriente en la frontera se aumenta linealmente de 0 m/s hasta la velocidad específica en diez días y luego se vuelve a disminuir a 0 m/s en otros diez días. Por la presencia del cabo, las líneas de corriente se comprimen con lo que la corriente llega con mayor rapidez a la bahía.

En la *Tabla II*, se presenta la lista de los experimentos realizados.

Tabla II. Diseño de experimentos bajo condiciones controladas para evaluar el efecto de cada forzamiento en la circulación dentro de la bahía.

	<i>Corriente</i>	<i>Viento</i>	<i>Marea</i>	<i>dt</i>	<i>Periodo</i>
CVM	o	o	o	6	ene 03 a dic 05
Cxx o REF	o			4	30 días
Cxx moderada	o			//	//
Cxx profundidad	o			//	//
Cxx plano	o			//	//
Cxx sin_advección	o			//	//
xxM			o	1	//
xVx		o		4	//

C es por Corrientes (regionales)

M es por Marea

V es por Viento

4.2.1 Experimentos idealizados forzados solo con corriente

En la *Figura 44* se presenta la evolución temporal de la circulación para el experimento de referencia 'C' (*Figura 43d*). Se presentan promedios diarios en tres profundidades seleccionadas 10, 75 y 200 m.

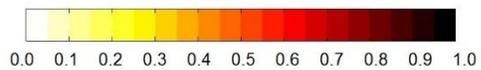
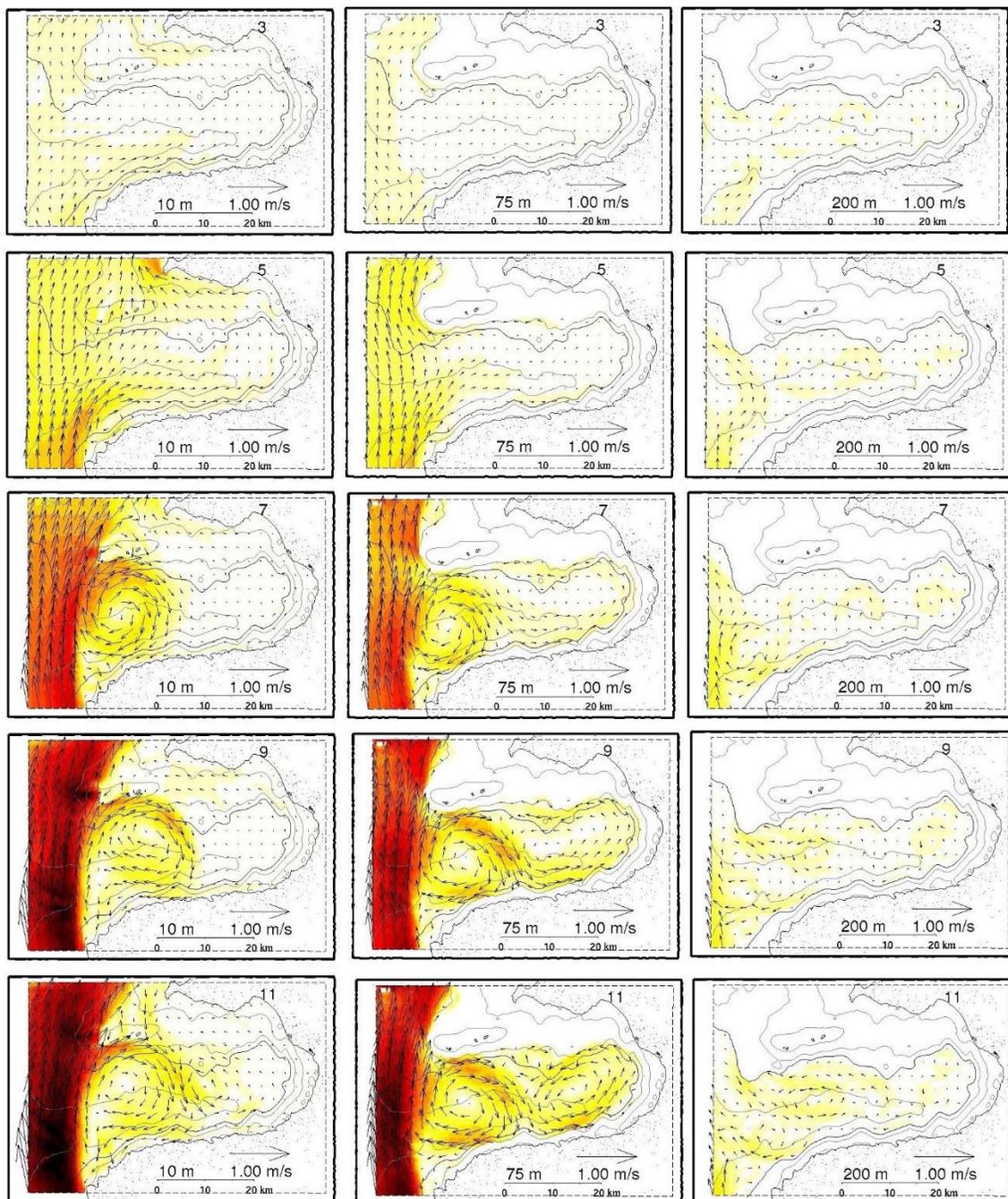
Durante los primeros cinco días a 10 m de profundidad la corriente entra de manera suave y bordea la bahía con una rapidez menor de 0.20 m/s generando una circulación ciclónica en toda la bahía. A 75 m la corriente sigue hacia el norte con una ligera desviación hacia el interior, y en 200 m hasta el quinto día se empieza a sentir la corriente en el sur de la bahía.

Luego durante el día siete la corriente exterior alcanza una rapidez de ~0.40 m/s. En la superficie y a 75 m como la corriente es más intensa se ha formado un remolino, mientras que en 200 m no se ha definido por completo.

Durante los días nueve al trece la corriente es más intensa (pues el día diez es el pico de rapidez) y avanza hacia el norte en el exterior de bahía. En la superficie permanece un remolino y a 75 m se han formado dos remolinos, el anticiclónico en la boca de la bahía y el ciclónico en el interior.

A partir del día quince la corriente exterior se relaja. En la superficie ahora se observa un par de remolinos, al igual que a 75 m, mientras que a 200 m sólo se observa un remolino ciclónico en la parte media de la bahía. En 75 m además se observa que durante esta etapa de relajación, se forma un tercer remolino en el interior de la bahía. A partir del día diecinueve la circulación es del mismo orden en toda la bahía (~0.20 m/s), y en la superficie quedan un par de remolinos, a 75 m se alcanzan a distinguir tres y en 200 m sigue el mismo remolino ciclónico en la parte media.

Finalmente, a partir del día veintiuno, se observa una corriente entrando por la parte norte de la bahía que es parte de la recirculación del remolino anticiclónico generado al norte de Cabo Corrientes (*Figura 38c*).



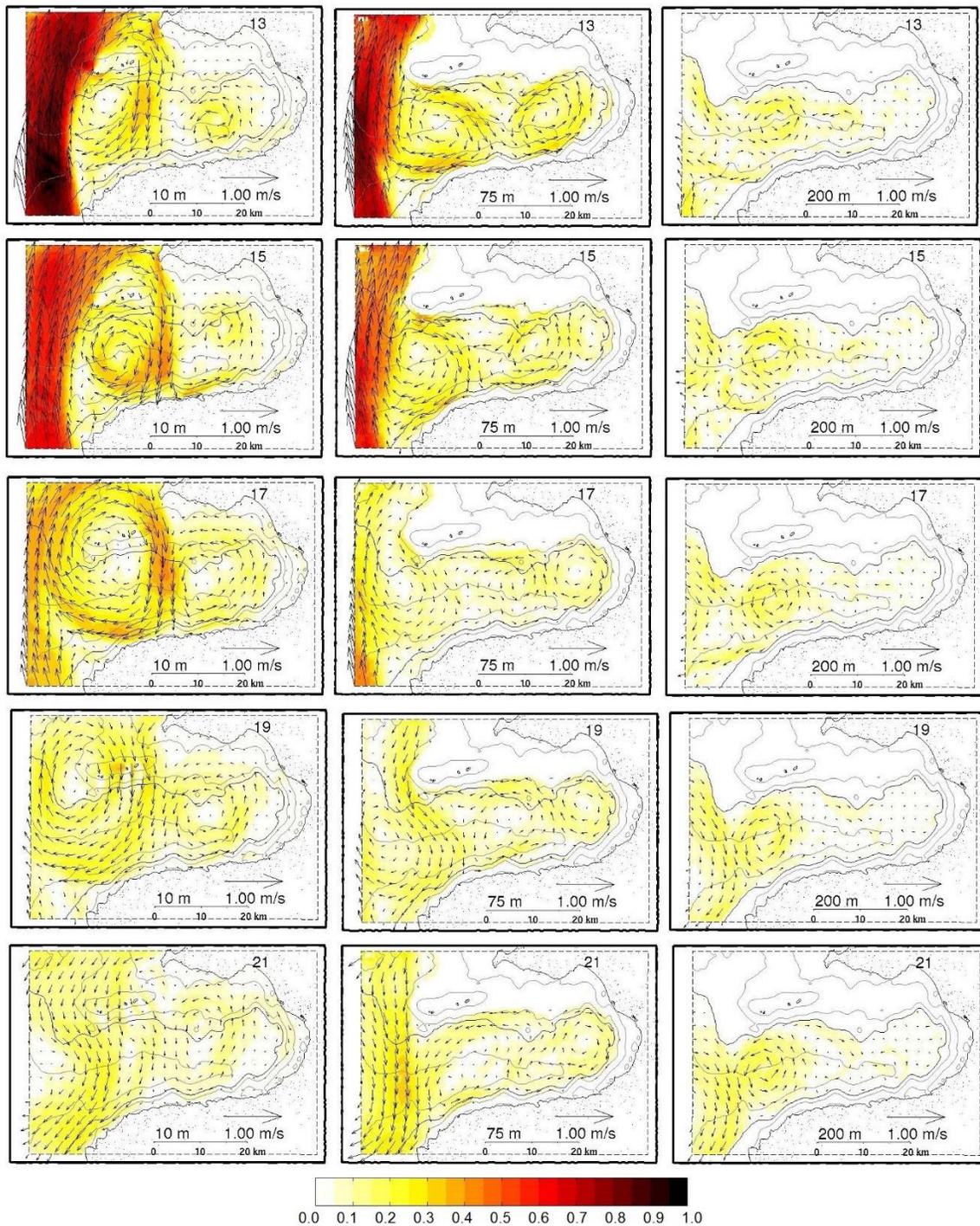


Figura 44. Campos de velocidades instantáneas durante la simulación del experimento de referencia 'Cxx'. Cada columna es la serie temporal cada dos días para la profundidad mostrada en la parte inferior izquierda. El día se muestra en la parte superior. El color es rapidez de velocidad [m/s]. Los vectores se muestran 1 de cada 6.

En la *Figura 45* se presenta la circulación promedio a diferentes profundidades para el mismo experimento (la primera columna corresponde a los campos analizados en la figura anterior, es decir a 10, 75 y 200 m). En general se tiene que el efecto de la separación es dominante en la circulación de la bahía pues se observan remolinos en la columna de agua hasta 300 m de profundidad para este caso (*Figura 43d*), principalmente un anticiclón en la entrada de la bahía seguido de un remolino ciclónico en el interior. Se observa también como el cañón submarino se localiza cargado hacia el sur de la bahía, a una distancia de ~10 km de la zona de norte a partir de 75 m de profundidad, con lo que los remolinos se inclinan también hacia el sur con la profundidad. De igual manera tomando como referencia las islas, se observa que el giro anticiclónico y la corriente exterior se encuentran desplazados costa afuera con la profundidad.

En promedio, los dos remolinos se encuentran bien definidos en la columna de agua, excepto entre 75 – 100 m de profundidad, debido a que esta capa representa una transición entre la circulación superficial y la circulación dentro del cañón submarino. En estos niveles algunas veces el remolino ciclónico se localiza abarcando la parte media y la más interna de la bahía (como en 50 m), mientras que otras veces sólo abarca el centro de la bahía (como en 150 m), con lo que el promedio no logra capturarlo adecuadamente, pero sí está presente a mayor profundidad posicionado en la parte media de la bahía.

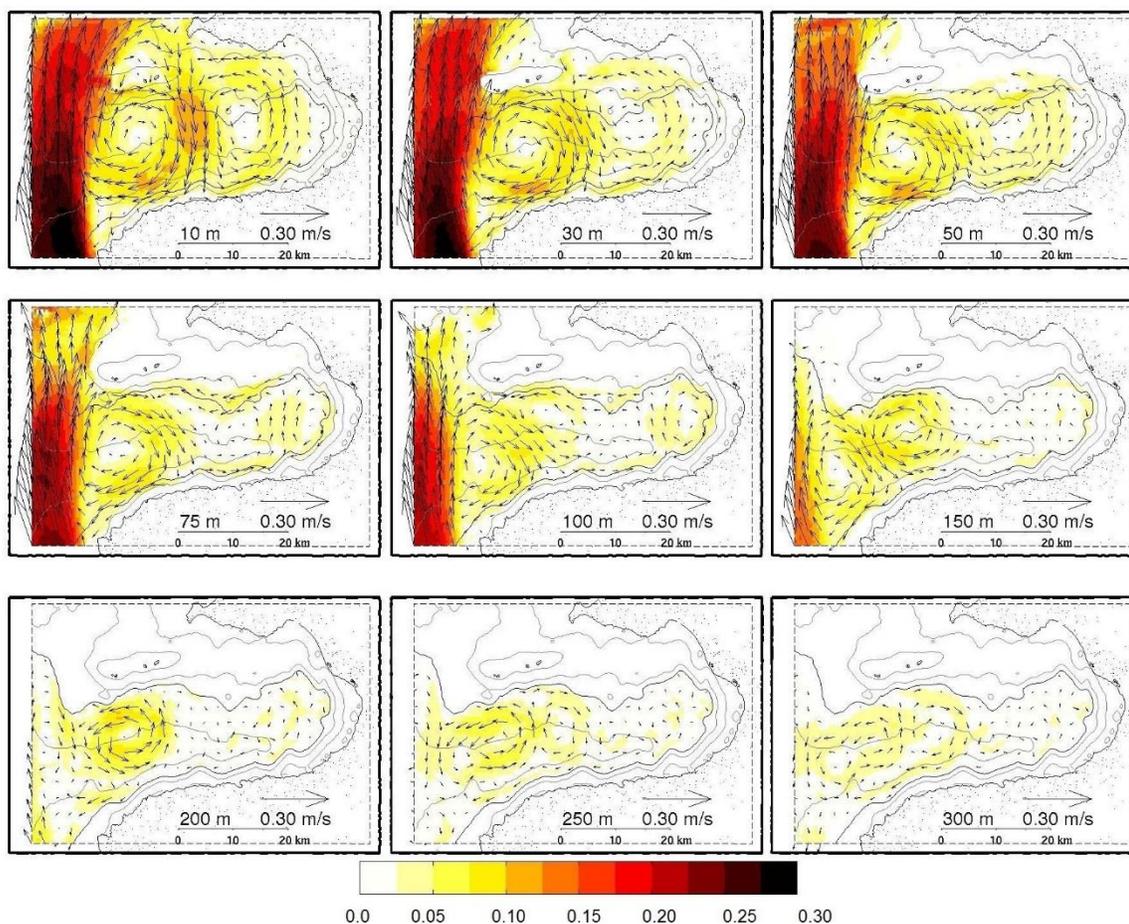


Figura 45. Campos promediados temporalmente de velocidad a diferentes profundidades para el experimento de referencia 'Cxx'. El color es la rapidez de velocidad [m/s]. La profundidad se muestra en la parte inferior izquierda. Los vectores se muestran 1 de cada 6.

Con el fin de comparar la variabilidad de las ondas costeras, ahora en la *Figura 46* se presentan los resultados para una corriente con menor intensidad ($\sim 50\%$), pero de la misma profundidad (*Figura 43c*), el experimento 'Cxx moderada'. En general, la circulación en la superficie es menor de 0.10 m/s, pero a partir de 75 m y hasta la profundidad de la corriente impuesta, se observan remolinos del mismo orden de velocidad (0.10 m/s), no tan intensos como en el caso de referencia, pero sí con una estructura bien definida dentro del cañón submarino.

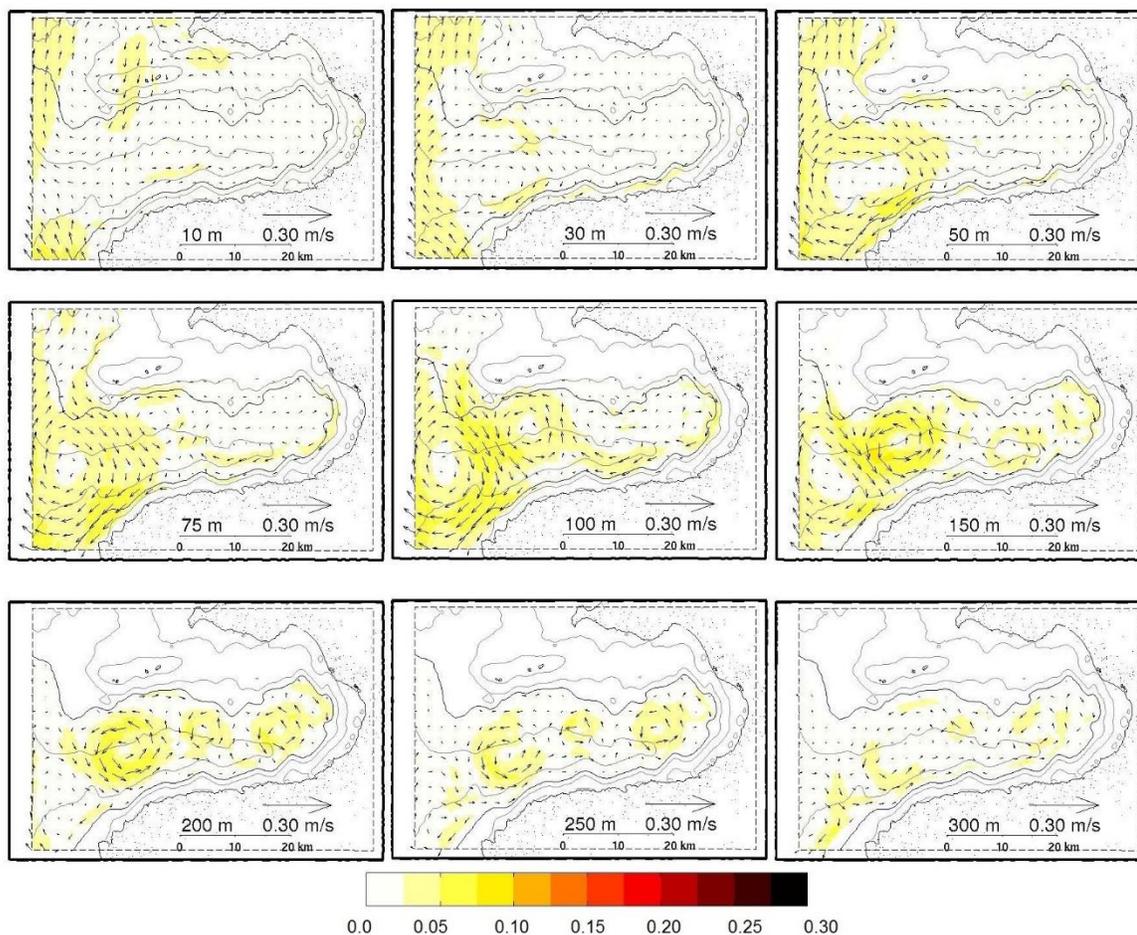


Figura 46. Ídem *Figura 45* para experimento ‘Cxx moderada’.

Ahora para el experimento ‘Cxx profundidad’, el forzamiento es más profundo y se mantiene la misma rapidez de referencia (*Figura 43e*). Los resultados muestran (*Figura 47*) que en la superficie y hasta 150 m se observa una circulación similar al experimento de referencia (*Figura 45*), a excepción de la corriente externa que disminuye su intensidad. A mayor profundidad en la bahía se definen mejor los remolinos observándose incluso tres, el par de remolinos en la entrada y parte media, y un nuevo ciclón en el interior de la bahía.

Una característica que se observa a partir de 200 m de profundidad, es una reducción en el ancho del cañón que separa a la parte media del interior de la

bahía, al parecer esta irregularidad no permite que se forme otro remolino, pues por la configuración que se tiene entre 200 y 300 m de profundidad, es de esperarse que un remolino anticiclónico se acople al par ciclones entre estas dos partes de la bahía.

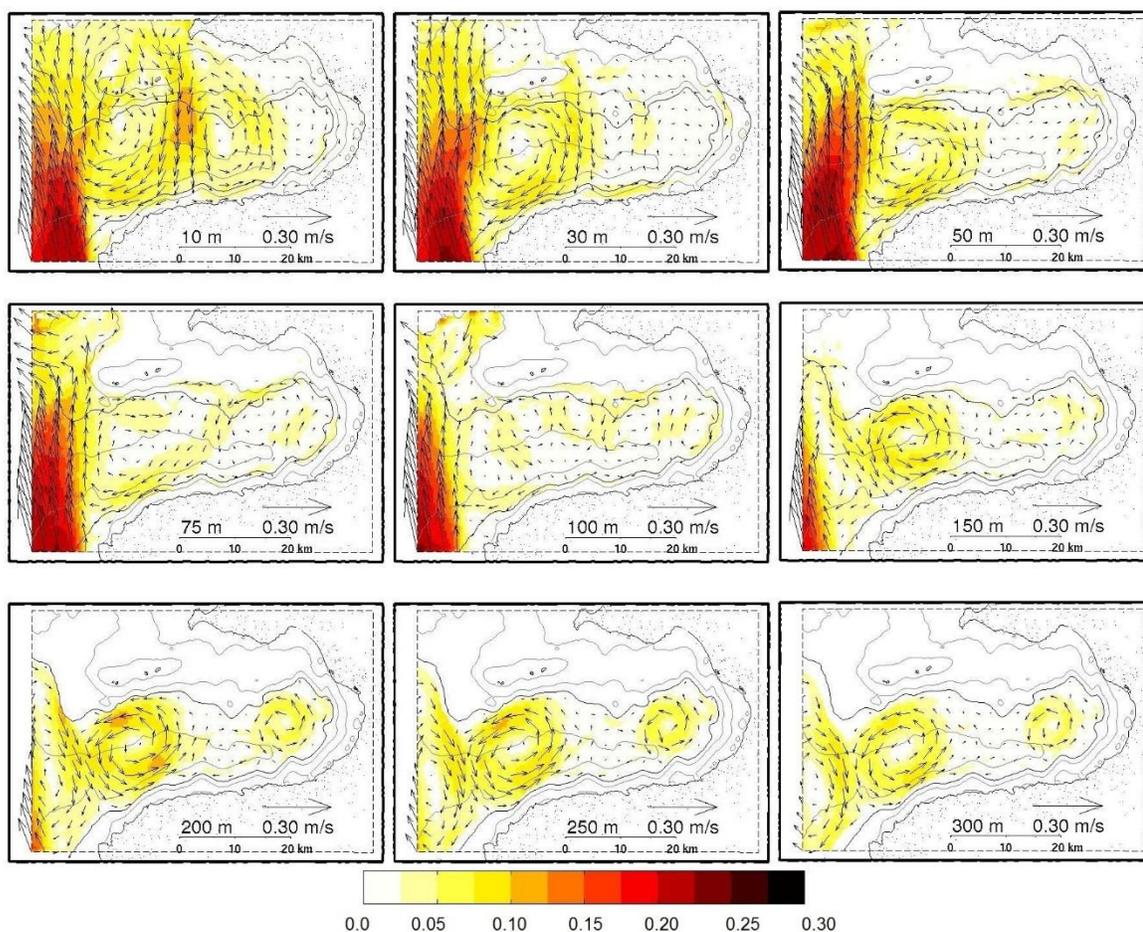


Figura 47. Ídem *Figura 45* para experimento ‘Cxx profunda’.

4.2.2 Experimento idealizado forzado solo con marea

Cuando se fuerza sólo con marea (*Figura 48*), las corrientes residuales en la superficie no muestra una circulación con estructuras bien definidas, pero

nuevamente a partir de 75 m (dentro del cañón submarino) se forman remolinos incluso cuando la rapidez se reduce hasta valores menores de 0.10 m/s.

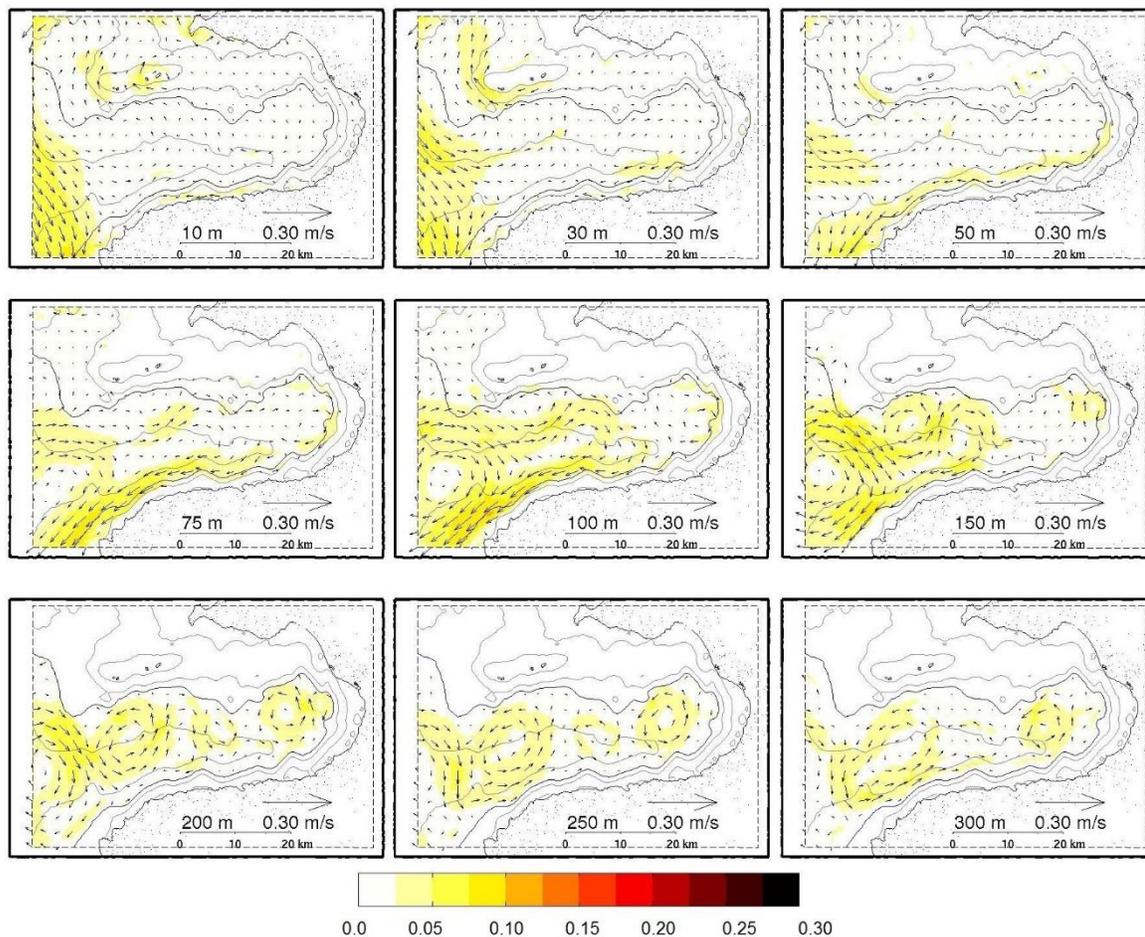


Figura 48. Ídem *Figura 45* para experimento forzado sólo con marea 'xxM'.

4.2.3 Experimento idealizado forzado solo con viento

En este caso el forzamiento fue un viento típico de invierno (*Figura 3*) con variabilidad cada tres horas. La circulación que se desarrolla en el exterior de la bahía es una corriente que fluye hacia el sureste, que como se mostró en la *Figura*

36, al sur de Cabo Corriente genera una recirculación por la separación de la corriente a causa del cabo.

En la bahía, superficialmente hasta 10 m de profundidad, la circulación muestra una corriente externa que fluye hacia el sur (*Figura 49*), dentro se observa un remolino anticiclónico junto con un chorro que también sale al sur de la bahía. A partir de 30 m, debido a la recirculación en Cabo Corrientes, el patrón en la circulación es similar a los otros experimentos, con lo que se generan remolinos por la corriente externa.

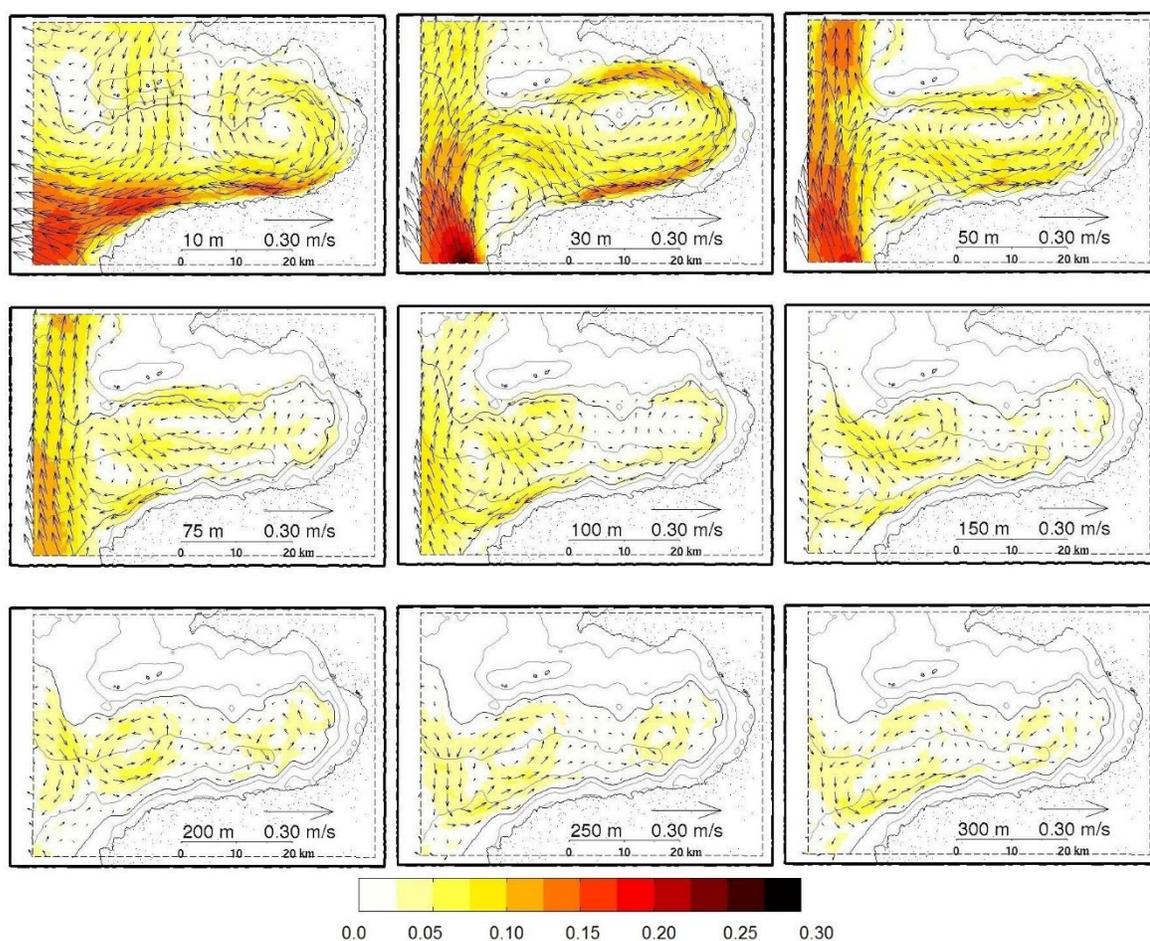


Figura 49. Ídem *Figura 45* para experimento forzado sólo con viento 'xVx'.

4.3 Discusiones

Los resultados muestran que la circulación dentro de Bahía de Banderas es generada principalmente por una ramificación de la Corriente Costera Mexicana o su recirculación (*Figura 37* y *Figura 38*). Además, de los experimentos idealizados solo con corrientes se obtiene que la bahía es capaz de generar remolinos aun cuando la corriente es débil (0.10 m/s) (*Figura 46*) y tiende a definirlos mejor cuanto más profunda sea ésta e interactúe más con el cañón submarino (*Figura 47*).

Con el experimento forzado solo con marea (*Figura 48*), se obtuvo también la generación de remolinos, principalmente dentro del cañón submarino donde las velocidades promedio fueron de ~ 0.10 m/s.

Con el experimento forzado solo con viento se observó que se siguen formando remolinos dentro de la bahía aunque la corriente va en sentido apuesto respecto a los casos anteriores. Esto se debe a que la bahía se localiza justo en la punta de Cabo Corrientes, donde los procesos como la separación tienen lugar y generan una recirculación que interactúa con la bahía.

En general, los resultados muestran que sin importar el tipo de forzamientos que se utilicen, la bahía es muy sensible a la generación de remolinos cuando las corrientes alcanzan una rapidez mayor de 0.20 m/s en la superficie o de 0.10 m/s en el cañón submarino, ya sea por ondas costeras, por la marea o debidas al esfuerzo del viento. Las corrientes más intensas ocurrieron en la boca de la bahía donde se generó un remolino anticiclónico por la separación, mientras que en el interior de la bahía y en profundidad se formaron dos y tres remolinos contragiratorios.

4.3.1 Geometría y razón de aspecto de la bahía (Serie de remolinos)

Antes de continuar con el análisis del mecanismo de separación, se muestra que una posible causa para la generación de remolinos dentro de la bahía, es debido a la geometría de la misma (*Figura 50*), ya que es una cuenca casi rectangular desde la superficie hasta profundidad de ~ 500 m dentro del cañón submarino,

además de que cuenta con las proporciones adecuadas (razón de aspecto) para que se formen remolinos del mismo tamaño, de 2:1 en la superficie (60 largo x 30 ancho km), y de 3:1 dentro del cañón submarino (60 largo x 20 ancho km) (Maassen, 2000). Esta geometría junto con las restricciones de la bahía hace que un remolino intenso en la entrada, genere otro remolino impulsado por el primero y si sigue teniendo fuerza se forme otro, dando lugar a la serie de remolinos, al menos numéricamente.

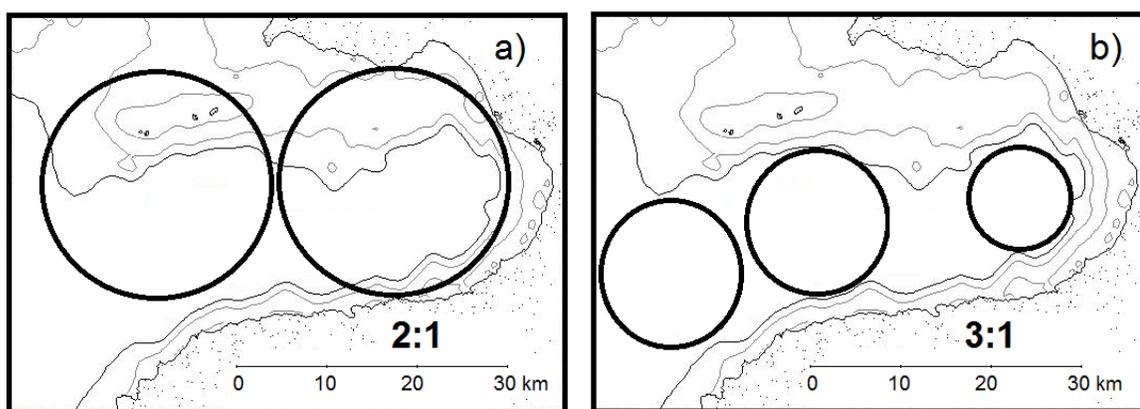


Figura 50. Esquema de la posición de remolinos dentro la bahía, a) en superficie, donde la razón de aspecto es 2:1; b) en el interior del cañón submarino donde la razón de aspecto es 3:1. Las isóbatas representan 30, 100 y 200 m respectivamente.

En la *Figura 51* se volvió a correr el experimento de referencia pero ahora con fondo plano (1000 m). Se observa como dos remolinos casi similares en tamaño siguen apareciendo hasta la profundidad de la corriente impuesta (*Figura 43d*). Después de esta profundidad la corriente se debilita con lo que el remolino anticiclónico no se forma más y eventualmente ambos remolinos desaparecen. Con este experimento se puede inferir que aunque el cañón submarino no es esencial en la generación de remolinos, si lo es para formar la serie de remolinos a mayor profundidad dentro de la bahía, dando lugar a dos remolinos como en este caso, o a tres o más remolinos cuando se reduce el área de la bahía dentro del cañón submarino como en los resultados anteriores.

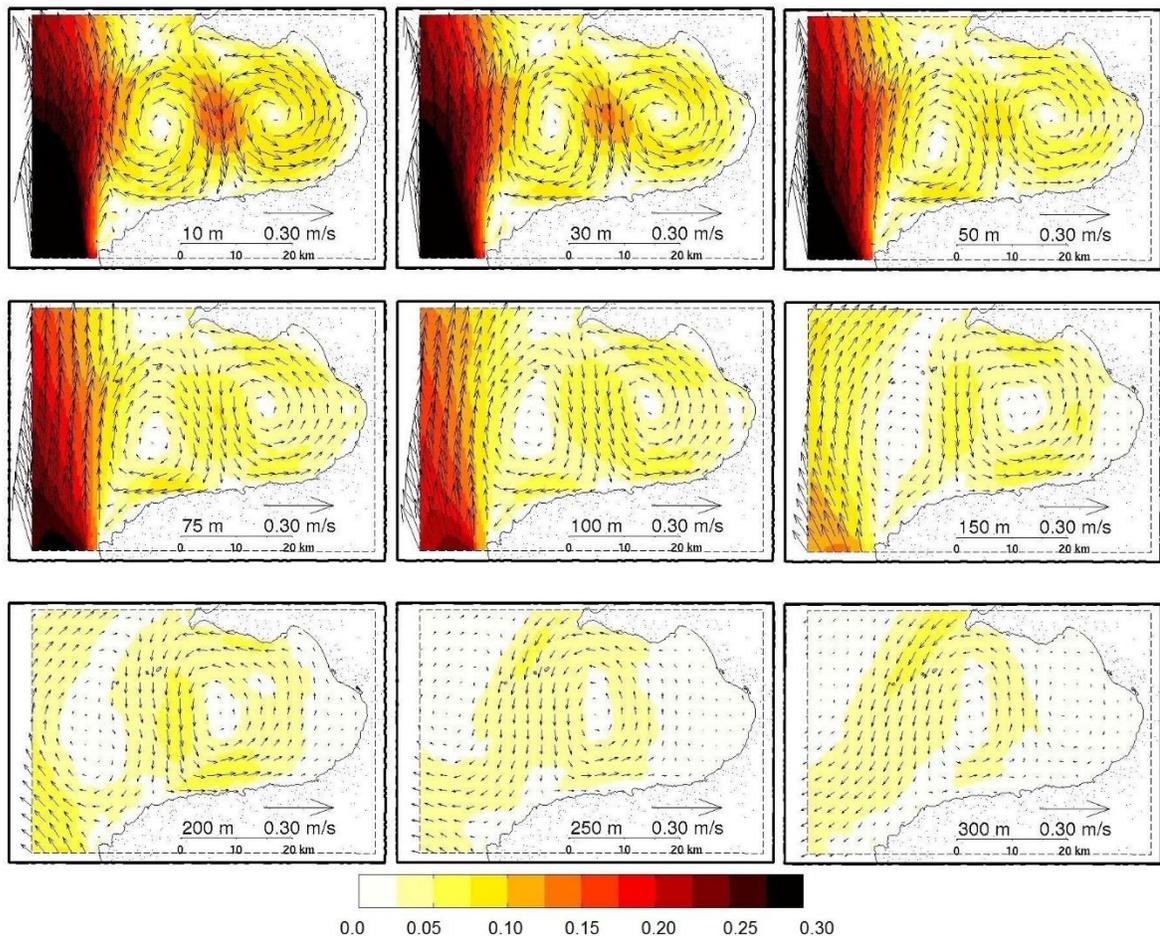


Figura 51. Campos promedios de experimento Cxx fondo plano.

4.3.2 Dinámica de la Bahía

La intensidad de la corriente y la razón de aspecto de la bahía son los agentes que permiten la generación de los remolinos en el interior. Ahora en esta sección se analiza el balance de fuerzas involucrado en la separación de la corriente mediante la configuración del modelo numérico con las ecuaciones diagnóstico, es decir, con cada término de las ecuaciones (11) y (12) para cuantificar el balance de fuerzas presentes durante la generación de remolinos.

Se definieron cuatro regiones en la bahía: central, interior, norte y parte externa, de donde se extrajeron las series de tiempo promediadas espacialmente en toda la región y desde la superficie hasta la capa de anomalía de densidad $\sigma=27 \text{ kg/m}^3$ (~300 m) de cada término de las ecuaciones (11)-(12).

En las Figuras *Figura 52* y *Figura 53* se presenta el balance de momento en las direcciones (x,y) , respectivamente, para el experimento de referencia. Ambas muestran que en promedio (esquema de barras), se tiene un *Balance Flujo Gradiente*, es decir, un balance entre los términos: advectivos (adv) o de curvatura, de Coriolis (cor) y de gradientes de presión (grad_P). También se observa que el término de mezcla (*mez*) es efectivamente despreciable.

De las series temporales en la dirección x (*Figura 52*), en general se observa que dentro de la bahía el balance es Flujo-Gradiente, ya que también el término de razón de cambio permanece casi nulo durante todo el experimento, solo se perturba un poco en las regiones más cercanas a los cabos (*Figura 52 a y d*) durante los días 6-7 al inicio de la separación de la corriente. La zona exterior (*Figura 52 c*) muestra magnitudes mayores y es un balance casi geostrófico como se observó en la *Figura 36b*.

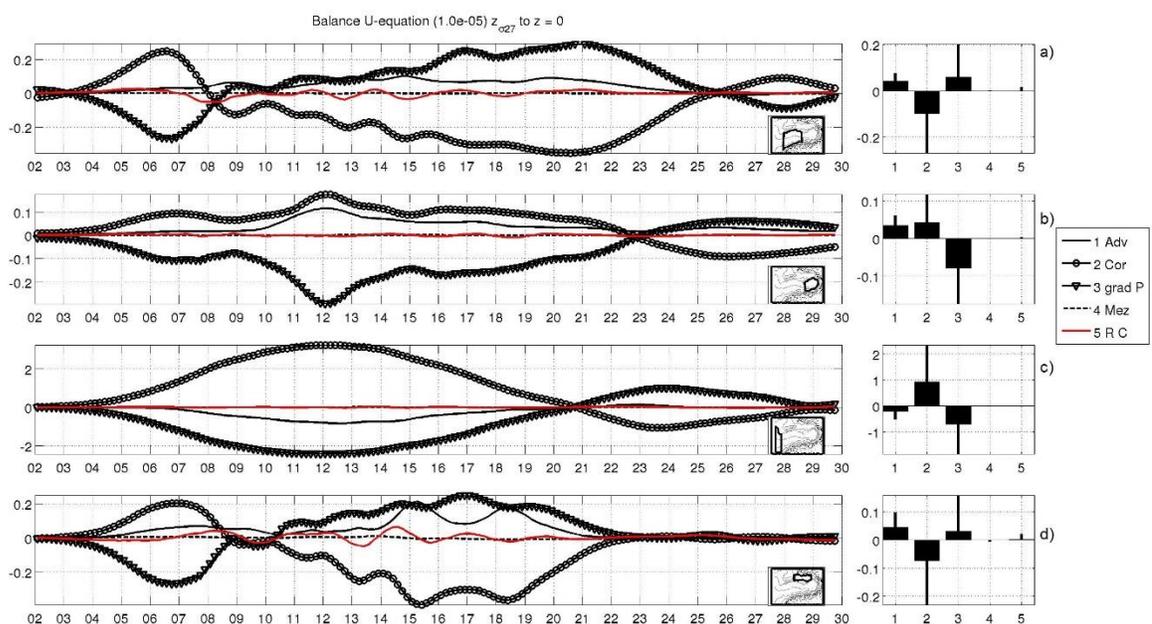


Figura 52. Promedio espacial dentro de la zona indicada desde $z=0$ hasta $z\sigma_{27}$, del balance de momento U [$1e-5$ m/s^2] para experimento de referencia C, en cuatro regiones de la bahía: a) parte media, b) interior, c) parte externa y d) zona norte. En cada inciso en la izquierda es la serie temporal mientras que en la derecha en barras se presenta el promedio temporal. En el recuadro de la derecha se encuentran las claves de las líneas para las series temporales y la numeración para las gráficas de barras. Nótese las escalas de cada gráfica.

De la *Figura 53* (momento en y) se observa también en promedio un balance Flujo-Gradiente, sin embargo durante la separación de la corriente (días 6-7) los términos advectivos empiezan a tomar importancia en la zona exterior (*Figura 53* c), incluso se pierde el balance estacionario pues la corriente se acelera como se puede observar en el término de razón de cambio que es distinto de cero y del orden de los demás términos.

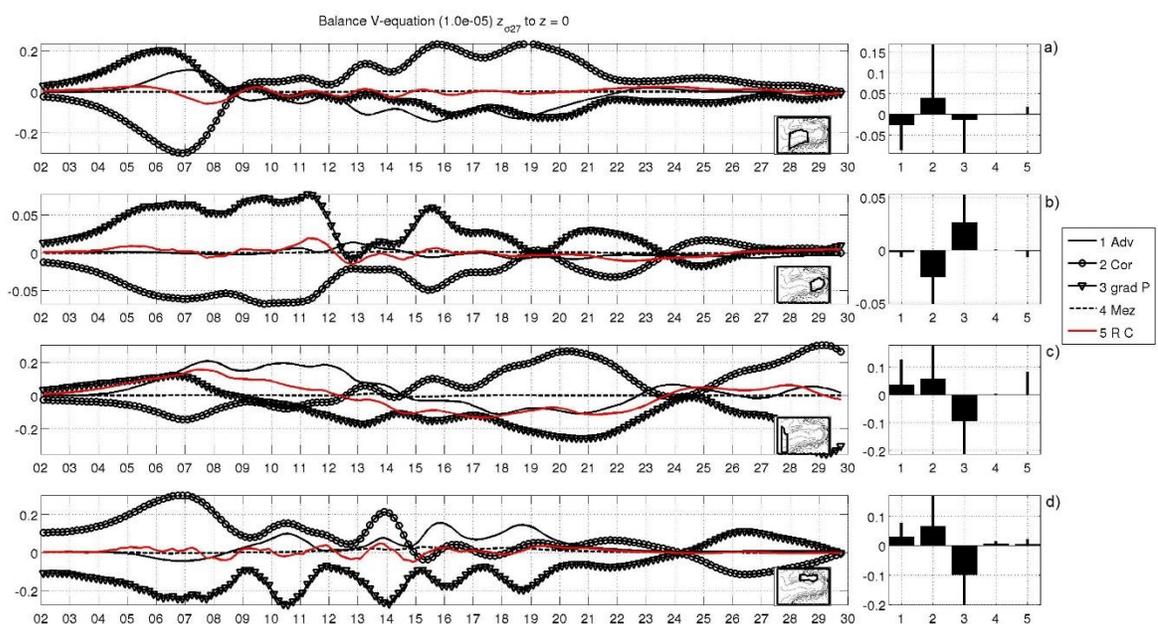


Figura 53. Ídem *Figura 52* para dirección *y*.

Los cambios de signo en la alternancia de los términos en las Figuras *Figura 52* y *Figura 53*, son debidos a la recirculación de la corriente cuando se forma el giro anticiclónico. Por ejemplo, el balance en la componente *x* para la zona media (*Figura 52 a*) durante los días 5-6 captura la corriente cuando va hacia el norte (*Figura 54a*), es decir, se tiene un gradiente de presión en sentido negativo y una fuerza de Coriolis en la dirección positiva; mientras que el cambio de signo a partir del día 9 es debido a que la corriente ahora fluye hacia el sur en la parte media de la bahía (se ha formado el giro anticiclónico) (*Figura 54b*), intercambiándose el balance de las fuerzas.

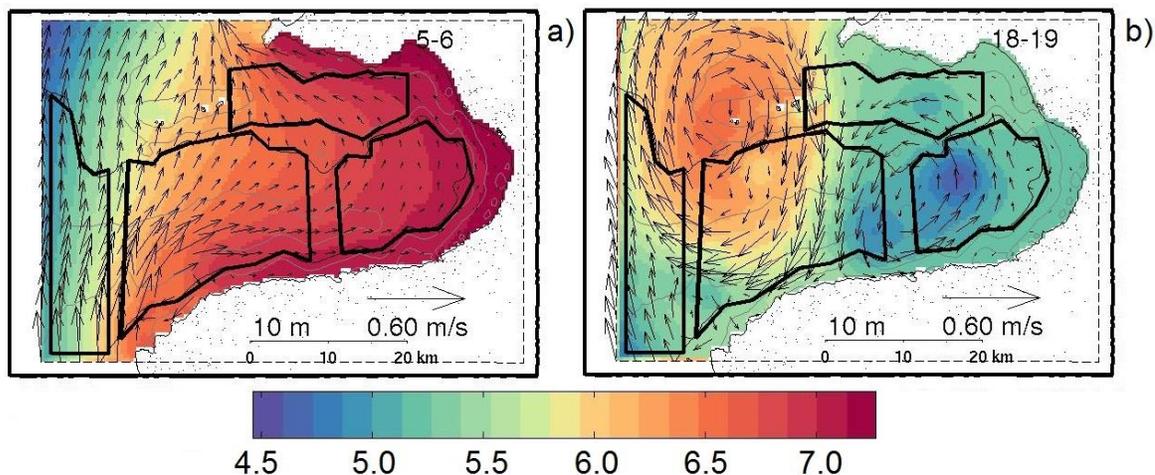


Figura 54. Promedio del campo de corrientes a 10 m de profundidad junto con el nivel del mar (color $1e-2$ m) durante días a) 5-6 y b) 18-19.

4.3.3 Separación de la costa

Allen and Hickey (2010) encuentran una relación para determinar cuándo una corriente con rapidez U , es capaz de atravesar los contornos de la batimetría (o separarse de la costa), esta es:

$$V = \frac{UR_o}{1 + R_o} \quad , \quad (18)$$

donde V es la velocidad transversal a U y $R_o = U/(fR)$, es el número de Rossby con respecto al radio de curvatura R , en este caso el radio de Cabo Corrientes.

Sí $R_o \ll 1$, entonces $V \sim 0$, y no hay separación, mientras que si $R_o \gg 1$, $V \sim U$, la corriente se separa. Desde el punto de vista dinámico la separación ocurre cuando el término advectivo (o de curvatura) es mayor que el término de Coriolis:

$$R_o = \frac{U}{fR} > 1 \quad , \quad (19)$$

$$\frac{U^2}{R} > Uf \quad , \quad (20)$$

que es precisamente lo que ocurre en la zona exterior de la *Figura 53c* cuando inicia la separación.

Estos resultados ya habían sido obtenidos previamente por Bormans and Garrett (1989); Whitehead (1985); Klinger (1994); Nof and Olson (1983); Ou and De Ruijter (1986) en diferentes contextos oceanográficos, donde además mencionan que la separación es tal que si la corriente viaja con la costa a su derecha, en el punto de separación se formará un giro anticiclónico, mientras que si la corriente viaja con la costa a su izquierda, se formará únicamente un meandro (en el hemisferio norte). Para el caso de Bahía de Banderas se muestra esquemáticamente en la *Figura 55*.

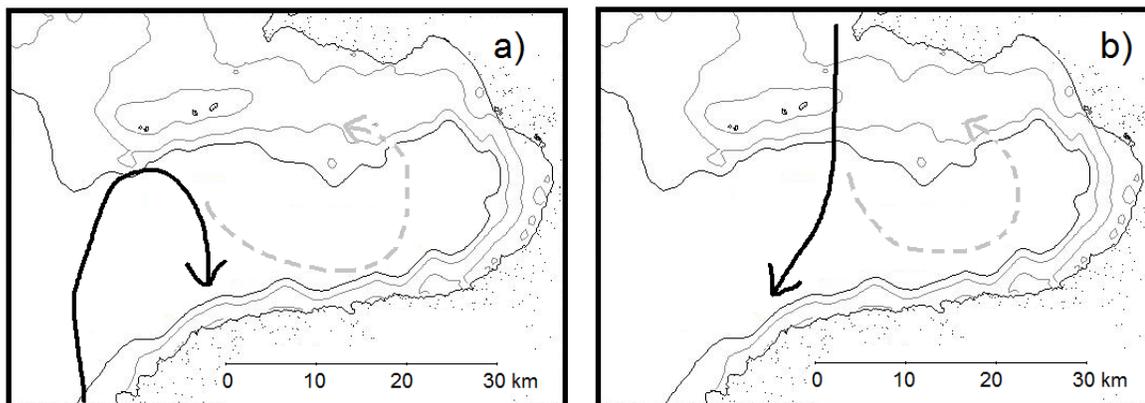


Figura 55. Esquema de separación de la corriente cuando, a) viene del sur y se forma una circulación anticiclónica; b) cuando la corriente viene del norte y solo se forma un meandro. En líneas punteadas se muestra la posible trayectoria de la corriente una vez que choca con la pared sur de la bahía.

En particular, en la *Figura 56* se muestran los experimentos de laboratorio realizados por Whitehead (1985), en los cuales se observa una circulación similar a lo ocurre en Bahía de Banderas, con lo que dan la pauta a seguir respecto al

segundo remolino que se forma en el interior de la bahía. Sus resultados y análisis muestran como después de que se ha formado un remolino anticiclónico en la parte del cabo, las restricciones del modelo físico (la pared del recipiente contenedor) hacen que se forme un segundo remolino en el interior. Se explica que para que exista un balance en el 'flujo de fuerzas' en la componente x , la corriente que impacta la pared sur se debe separar y circular en ambas direcciones (*Figura 55*). Con lo que se demuestra que la serie de remolinos depende de la intensidad de corriente externa y de las restricciones físicas de la bahía.



Figura 56. Secuencia de fotografías del experimento de laboratorio para el mar de Alboran. Tomado de Whitehead (1985).

4.3.4 Vorticidad relativa

Otra razón de por qué la bahía es muy susceptible a la generación de remolinos es debido a la presencia del cabo, el cual introduce un elemento más, la curvatura de la costa, en la generación de vorticidad relativa (Holton, 1972).

Nuevamente con los resultados del modelo numérico se construyó el balance de la ecuación de vorticidad tomado las derivadas cruzadas de las ecuaciones (11) y (12), de donde se obtiene:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi}{\partial t} + u \frac{\partial(\xi + f)}{\partial x} + v \frac{\partial(\xi + f)}{\partial y} + w \frac{\partial(\xi + f)}{\partial z} + (\xi + f) \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right] \\ + \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} = FRIC \end{aligned} \quad , \quad (21)$$

con

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad , \quad (22)$$

Los términos dos al cuatro en el lado izquierdo son los términos advectivos, el quinto representa generación por estiramiento o compresión, los términos seis y siete representan generación de vorticidad por inclinación y el último término es generación de vorticidad por fricción. En la *Figura 57* se presenta el balance de vorticidad relativa para el experimento de referencia.

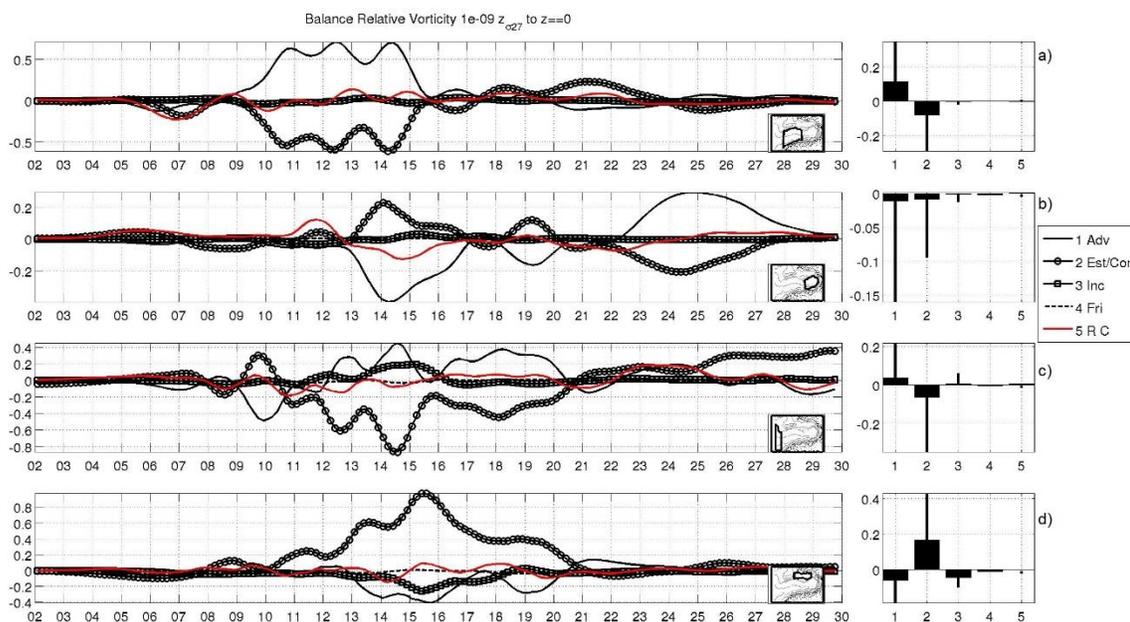


Figura 57. Promedio espacial dentro de la zona indicada desde $z=0$ hasta $z\sigma_{27}$, del balance de vorticidad relativa [$1e-9$ $1/s^2$] para experimento de referencia C, en cuatro regiones de la bahía: a) parte media, b) interior, c) parte externa y d) zona norte. En cada inciso en la izquierda es la serie temporal mientras que en la derecha en barras se presenta el promedio temporal. En el recuadro de la derecha se encuentran las claves de las líneas para las series temporales y la numeración para las gráficas de barras. Nótese las escalas de cada gráfica.

En general, los términos que dominan son los advectivos como podría esperarse, ya que la formación de los remolinos en el interior de la bahía es debido al giro que se forma por la separación, es decir, se generan por la advección de vorticidad hacia el interior de la bahía. El segundo término que domina es de estiramiento y compresión, y es debido a la presencia del cañón submarino.

Antes de cerrar esta sección sobre la dinámica de la bahía, en las *Figura 58* y *Figura 59*, se muestran los resultados de un experimento realizado sin los términos advectivos. En la *Figura 58* se observa que la bahía muestra un balance geostrofico casi perfecto durante todo el tiempo de simulación, sin embargo, en el campo promedio de velocidad (*Figura 59*), solo se observa una corriente que fluye superficialmente hacia el norte sigue la línea de costa de la bahía, no se separa en

la parte sur y tampoco se observa una circulación con remolinos en el interior del cañón submarino, con lo que también se puede concluir que los términos advectivos son claves en la generación de remolinos en el interior de la bahía.

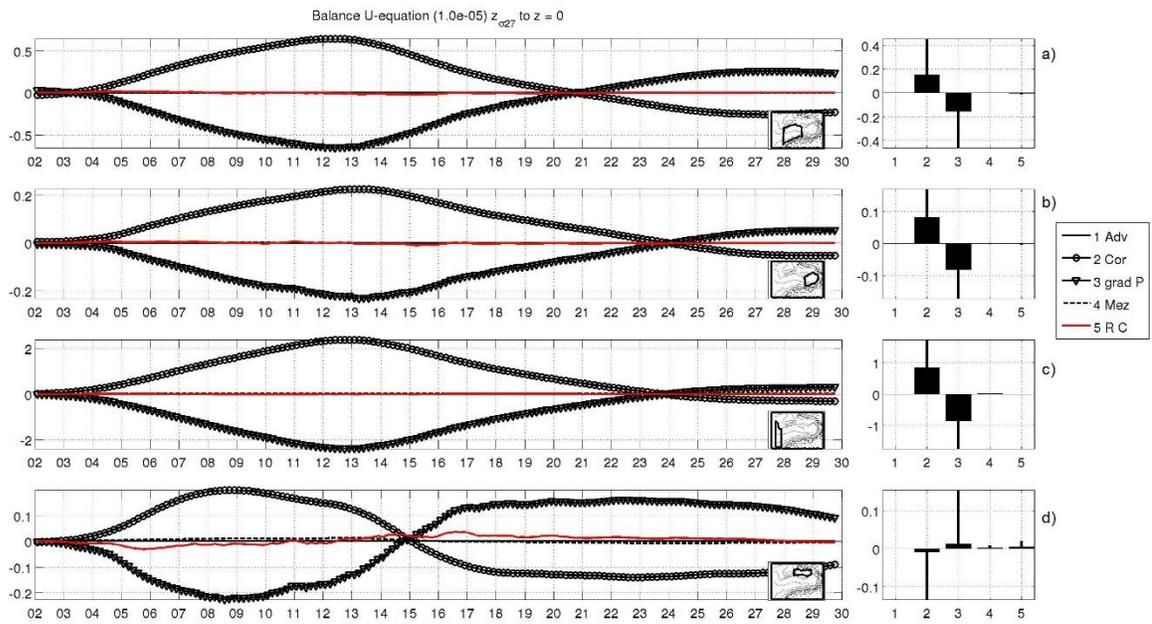


Figura 58. Ídem *Figura 52* para experimento 'sin advección'.

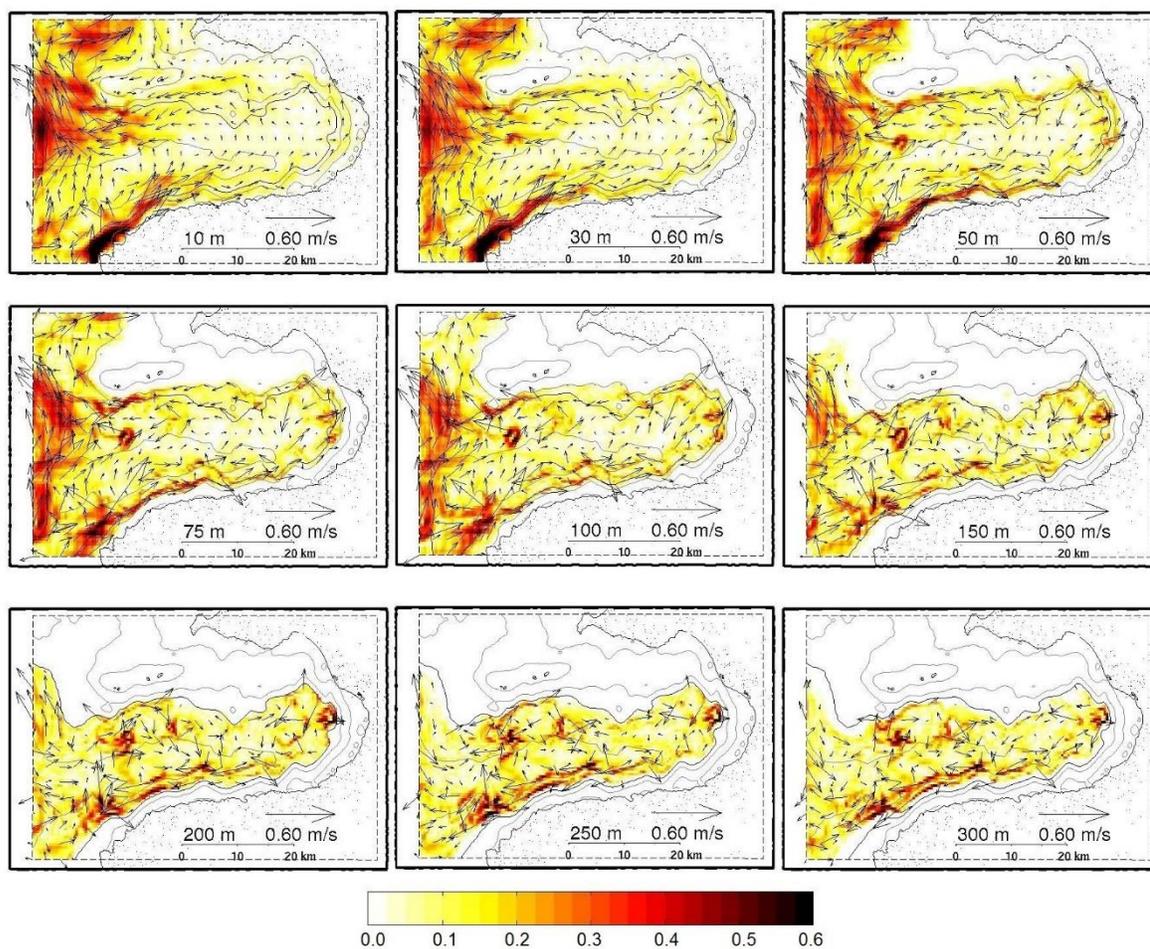


Figura 59. Ídem *Figura 45* para experimento ‘sin advección’.

4.3.5 Efecto del cañón submarino en la dinámica de la Bahía

El cañón submarino tiene además la capacidad de modificar la dinámica al suprimir el balance geostrófico o en este caso el balance flujo gradiente cuando se vuelve más angosto que la mitad del radio de deformación (Klinck, 1988; Freeland & Denman, 1982), para la región 30-40 km (Chelton, et al., 1998) (*Figura 60*).

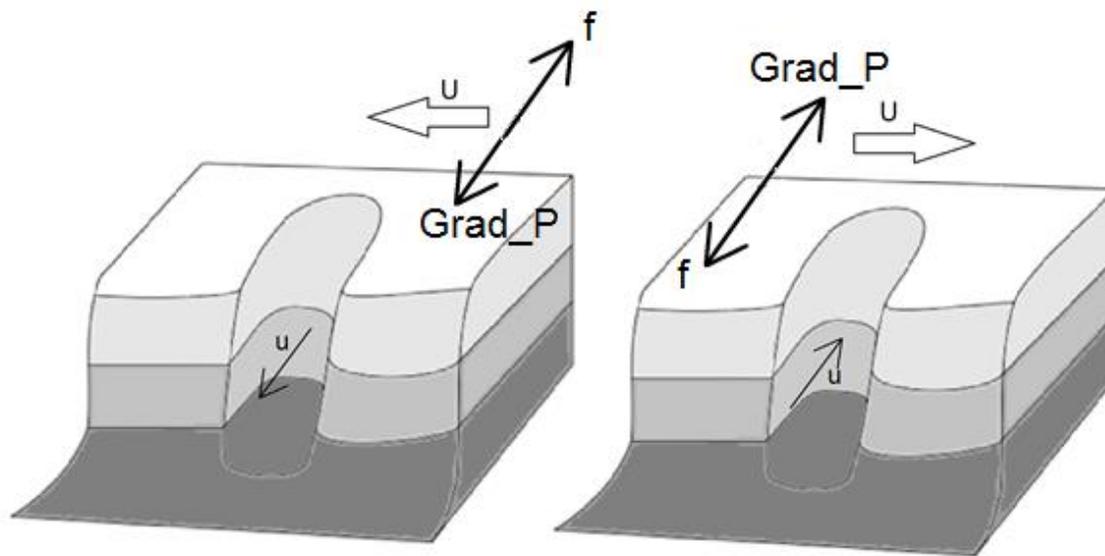


Figura 60. Esquema de circulación superficial y dentro de cañón submarino. En la superficie se muestra una corriente U que es básicamente geostrófica, mientras que dentro del cañón submarino cuando se vuelve angosto, la corriente u es hidráulica (corriente abajo en la dirección del gradiente de presión).

En la *Figura 61* se muestra el balance de momento a dos profundidades diferentes: cuando el cañón es suficientemente ancho (~ 20 km) y cuando es angosto (< 10 km). A 100 m de profundidad (*Figura 61a*) aún se tiene un balance flujo gradiente, mientras que más en el interior del cañón submarino a 700 m profundidad (*Figura 61b*) se pierde este balance cuando el flujo se vuelve hidráulico y la corriente se acelera en el mismo sentido que el gradiente de presión. Debido a que el cañón se encuentra bien definido con una anchura de 20 km en toda la bahía y hasta casi 500 m de profundidad, la generación de remolinos no se ve afectada por esta característica. Sin embargo, esto demuestra que el interior del cañón tiene la capacidad de canalizar la velocidad y servir como un medio de transporte entre la cabeza de la bahía y el océano abierto.

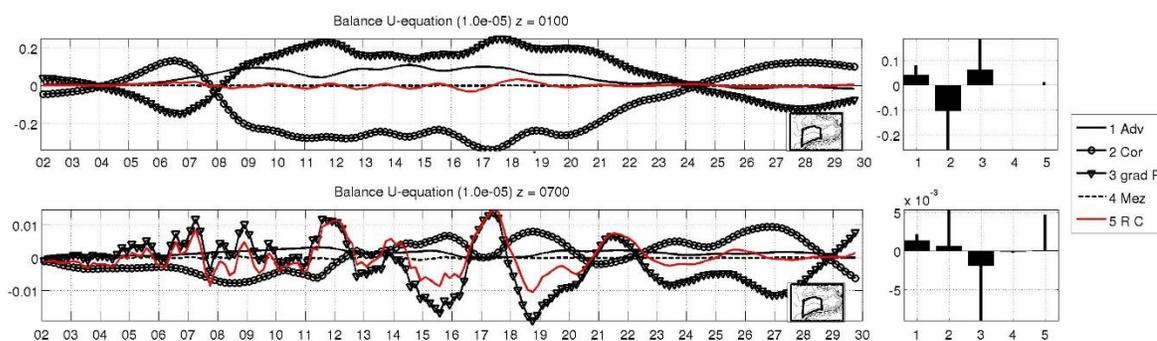


Figura 61. Promedio espacial dentro de la zona indicada a la profundidad de a) 100 y b) 700 m del balance de momento U [$1e-5 \text{ m/s}^2$] para experimento de referencia C. Nótese las escalas de cada gráfica.

4.3.6 Observaciones en Bahía de Banderas

Finalmente se presentan algunas observaciones que dan confianza sobre los resultados obtenidos numéricamente en este estudio. Estos trabajos de campo consistieron en mediciones de temperatura y salinidad con el método de CTD-ondulante (Filonov, et al., 1996). Con base en esta metodología de muestreo oceanográfico rápido se pueden llevar a cabo mediciones mientras la embarcación se encuentra en movimiento, lo que a su vez incrementa la cantidad de estaciones muestreadas en un periodo relativamente corto. Con este método los campos termohalinos observados incluyen principalmente componentes de señal de marea, de baja frecuencia y pulsaciones originadas por ondas internas, que finalmente son filtradas para obtener la componente geostrófica.

Se presentan dos campañas realizadas en octubre del 2009 y marzo del 2011. En la *Figura 62* se presenta la ruta de mediciones realizadas, las cuales cubren la mayor parte de la bahía y el cañón submarino.

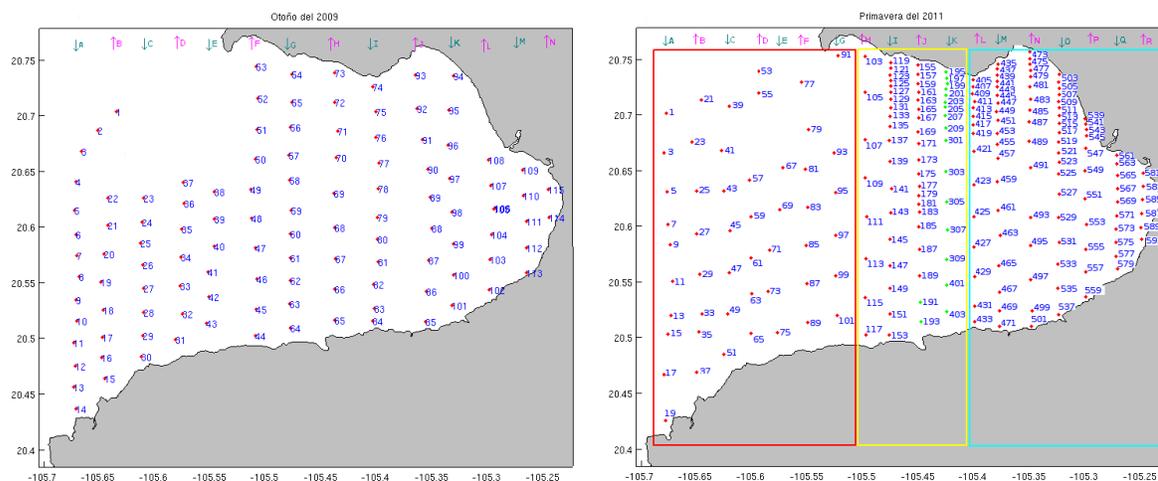


Figura 62. Ruta de estaciones de muestreo durante, a) 15 al 20 octubre 2009 con 115 perfiles muestreados y b) 16 al 17 y 21 al 23 marzo 2011 con 600 perfiles verticales.

En la *Figura 63* se muestra la altura dinámica referenciada a 120 db de profundidad y las corrientes geostróficas de las dos campañas. Los resultados muestran que durante octubre 2009 un par de corrientes convergen a la altura de la bahía. Se observa como la corriente que entra por el sur empieza a formar un remolino anticiclónico que es visible hasta 100 m de profundidad, mientras que por el norte la corriente entra como un meandro y sigue directo hacia la pared sur de la bahía, ambos resultados son consistentes con el mecanismo de separación mostrado en la *Figura 55*, además se observa un remolino que se encuentra en el interior de la bahía. Durante marzo del 2011, se observa la presencia de un par de remolinos contra-giratorios en el interior de la bahía, consistentes con los resultados obtenidos, que son coherentes hasta 100 m de profundidad.

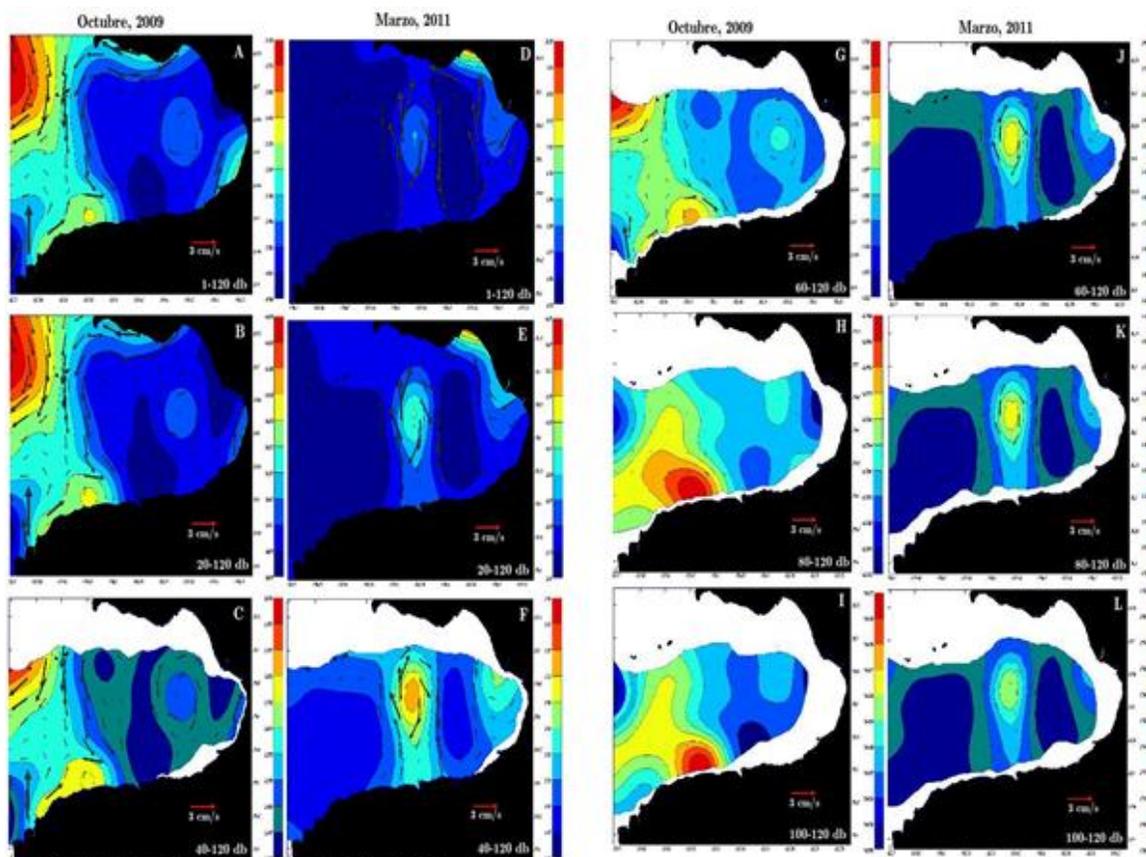


Figura 63. Altura dinámica y corrientes geostróficas (cm/s), hasta 100 m de profundidad referenciados a 120 db, durante octubre 2009 (primera y tercera columna) y marzo 2011 (segunda y cuarta columna). Tomado de (Mireles, 2012).

4.4 Sumario

Con base en la metodología del Capítulo 3 se estudió la circulación de Bahía de Banderas en función de la oceanografía regional. Mediante el análisis de varios eventos de intensificación, se encontró que una ramificación de la Corriente Costera Mexicana o su recirculación debida a la separación de la costa, generan una serie de remolinos dentro de la bahía. Pero además, se encontró de los experimentos numéricos bajo condiciones contraladas, que también se siguen generando remolinos en profundidad, donde la interacción es más directa con el cañón submarino.

En general, cuando la Corriente Costera Mexicana se intensifica, se encontró que los términos advectivos empiezan a tomar importancia en la zona de cabos, dando lugar a la separación de la costa y la generación de los remolinos. La circulación consistió en un remolino anticiclónico en la entrada de la bahía que a su vez generó una serie de remolinos en el interior de la misma. Las escalas fueron de 25-30 km de diámetro y 0.20 m/s de rapidez orbital, desde la superficie hasta ~75 m de profundidad, mientras que su diámetro disminuye a 15-20 km en el interior del cañón submarino (100-500 m de profundidad). Cuando la corriente es débil (~0.10 m/s) sin importar el forzamiento que se utilice, solo viento, solo marea, solo corriente, en el interior del cañón submarino se puede generar una serie de remolinos.

La dinámica en la bahía desde la superficie hasta ~500 m de profundidad no cambió, se mantuvo el balance Flujo-Gradiente (gradiente de presión, fuerza de Coriolis y términos advectivos o de curvatura), pero a partir de este nivel, por la reducción en el ancho cañón submarino, se perdió dicho balance con lo que la corriente se aceleraron en dirección del gradiente de presión (flujo hidráulico).

Finalmente, las observaciones realizadas en Bahía de Banderas, nos dan confianza en los resultados numéricos obtenidos, pues se lograron reproducir varias de las características que se muestran estos estudios, como los son: fuertes corrientes en la entrada de la bahía y remolinos en el interior.

5. Conclusiones Generales

Con base en salidas del modelo numérico ROMS, se reprodujeron varias características de la región del Pacífico Central Mexicano, donde se encontró que en escala de variabilidad anual los campos termohalinos se propagan hacia el oeste en forma de ondas largas de Rossby, mientras que en escalas de más alta frecuencia, como lo es la componente semianual y de mesoescala, la mayor variabilidad se encuentra sobre las costas. También se consiguió reproducir la circulación de Bahía de Banderas y sus alrededores, desarrollándose aceptablemente las principales corrientes de la región, la Corriente de California, la Corriente Costera Mexicana y las corrientes de entrada y salida del Golfo de California.

La circulación consistió en estructuras de mesoescala que se forman por la irregularidad de la línea de costa, ya que la interacción de las corrientes con Cabo San Lucas y Cabo Corrientes, da lugar a la generación de filamentos y remolinos en estas zonas de cabos pronunciados. En particular, uno de los primeros resultados que se encontró fue la generación de un filamento de Aguas de la Corriente California que se desprende de la punta de la península, el cual con base en los resultados del modelo numérico, se identifica a este filamento y se le asocia a un remolino anticiclónico que se desarrolla entre Cabo Corrientes y Cabo San Lucas.

Se encontró que la Corriente Costera Mexicana se intensifica por el arribo de ondas atrapadas a la costa, las cuales se identificaron como un aumento en el transporte hacia el norte o un incremento en el nivel del mar. La corriente se intensificó con una rapidez mayor de 0.40 m/s, y se lograron identificar dos

eventos que dieron lugar a la generación de remolinos en la entrada al Golfo de California. Se encontró una correlación del aumento de la Corriente Costera Mexicana con el flujo de salida de Golfo de California. Los resultados mostraron que meandros de 250 km de longitud en esta zona tienden a inestabilizarse y generar remolinos, sin embargo, los meandros de 400 km de longitud tienen mayor predisposición a generar inestabilidades, y además coincide con la distancia entre Cabo Corrientes y Cabo san Lucas. Las características de los remolinos generados son del orden de la distancia entre cabo y cabo, de ~300 km, tienen una rapidez del orden de la Corriente Costera Mexicana, 0.20-0.30 m/s, y mueven hacia el este debido al efecto beta.

La Corriente Costera Mexicana, o su recirculación ya sea de los flujos de salida del Golfo de California o de los remolinos generados al norte y sur de Cabo de Corrientes por la separación de la costa, son los que tienen un papel predominante en la circulación general de la bahía, pues interactúan directamente con esta. Con el análisis de los promedios compuestos, se encontró que una ramificación de la corriente es la que da lugar a los remolinos generados también por separación pero dentro de la bahía. Se encontró que cuando la corriente se intensifica por más de 0.20 m/s se genera un remolino anticiclónico en la entrada de la bahía, que a su vez por las restricciones morfológicas de esta, se genera un nuevo remolino ciclónico seguido del anterior dentro de la bahía. Aunque este resultado fue numérico, algunos experimentos de laboratorio muestran que como primera aproximación se puede dar esta configuración en la bahía. A mayor profundidad la generación de remolinos fue similar que en la superficie, solo que los remolinos fueron menores por la restricción del ancho del cañón submarino y se formaron series de hasta tres y cuatro remolinos.

La circulación en la bahía cambia en el orden de días dependiendo de la intensidad de la corriente exterior, si esta llega aumentar más de 0.20 m/s se pueden generar remolinos en cuestión de una semana, al igual que en el interior del cañón submarino pero con una rapidez menor de 0.20 m/s.

Además de las corrientes costeras, con el uso de experimentos numéricos bajo condiciones controladas, se encontró que otros forzamientos como la marea y el viento, también pueden dar lugar a remolinos en el interior de la bahía. Con el experimento 'sólo marea', se generaron remolinos en el interior del cañón submarino aun cuando las corrientes son menores de ~ 0.10 m/s. Mientras que con el experimento 'sólo viento', se encontró que, sin importar la dirección de las corrientes en el exterior de la bahía, estas tienden a separarse por la acción del cabo, con lo que recirculan y vuelve a interactuar con la bahía como si la corriente proviniera del sur.

La circulación consistió en estructuras cerradas por la acción principalmente de la advección de vorticidad relativa generada por la curvatura de los cabos en la entrada, aunque en segundo lugar también se tiene el mecanismo de estiramiento por el cañón submarino. En general, siempre estuvo presente un remolino ciclónico dentro de la bahía.

La dinámica de la bahía tiene una dependencia de la profundidad, pues cambia por la presencia del cañón submarino, donde en lugar de tener un balance flujo gradiente relativamente bien definido hasta ~ 500 m de profundidad, a partir de este nivel, la componente de Coriolis se debilita a causa de la disminución en el ancho del cañón, con lo que el flujo se vuelve hidráulico, es decir, las corrientes se aceleran en la dirección del gradiente de presión, con lo que en el fondo el cañón submarino, se puede incrementar el intercambio de masas de agua entre la cabeza y el océano profundo, debido al gradiente de presión.

Referencias bibliográficas

Allen, S. E. & Hickey, B. M., 2010. Dynamics of advection-driven upwelling over a shelf break submarine canyon. *J. Geophys. Res.*, 115(C08018).

Alvarez, R., 2007. Submarine topography and faulting in Bahía de Banderas, México. *Geofis. Internacional*, 46(2), pp. 93-116.

Azevedo, A., da Silva, J. & New, A., 2006. On the generation and propagation of internal solitary waves in the southern Bay of Biscay. *Deep-Sea Res.*, Volumen 53, pp. 927-941.

Badan, A., 1997. La corriente costera de Costa Rica en el Pacífico mexicano. (MF Lavín, ed) *Contribuciones a la oceanografía en México, Monografía 3, UGM*, pp. 99-112.

Beier, E., 1997. A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, 27(5), pp. 615-632.

Bordoni, S. y otros, 2004. The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by the QuickSCAT. *Geophys. Res. Lett.*, 31(L10109).

Bormans, M. & Garrett, C., 1989. A simple criterion for gyre formation by the surface outflow from strait, with applications to the Alboran sea. *J. Geophys. Res.*, 94(C9), pp. 12637-12644.

Castro, R. y otros, 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep Sea Res., Part I*, 53(1), pp. 188-200.

Castro, R., Mascarenhas, A., Durazo, R. & Collins, C. A., 2000. Seasonal variations of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, México. 26(4), pp. 561-583.

Chelton, D. B. y otros, 1998. Geographical variability of the first baroclinic radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, Volumen 28, pp. 433-460.

Clarke, A. J. & Shi, C., 1991. Critical frequencies at ocean boundaries. *J. Geophys. Res.*, Volumen 96, pp. 10,731-10,738.

Cushman-Roisin, B., 1994. *Introduction to geophysical fluid dynamics*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.

Cushman-Roisin, B., Chassignet, E. P. & T, B., 1990. Westward motion of mesoscale eddies. *J. Physic. Oceanogr.*, Volumen 20, pp. 758-768.

Debreu, L., Marchesiello, P., Penven, P. & Cambon, G., 2011. Two-way nesting in split-explicit ocean model: algorithms, implementation and validation. *Ocean modelling*, Volumen 49-50, pp. 1-21.

Emery, W. J. & Thomson, R. E., 1997. *Data analysis in physical oceanography*. New York: Pergamon.

Fiedler, P. C. & Talley, L. D., 2006. Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69(2-4), pp. 143-180.

Filonov, A., 2011. Circulación y transporte de contaminantes pasivos en la Bahía de Banderas, Jalisco-Nayarit, México. *Reporte tecnico final COECyTjal*.

Filonov, A., 2011. Inclined internal tide waves at a narrow Mexican Pacific Shelf. *Ocean Dynamics*.

Filonov, A. & Konyaev, K., 2002. Internal tide near Pacific coast of Mexico. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, Volumen 38, pp. 228-234.

Filonov, A. & Konyaev, K., 2006. Orbital motions and coherent structures in the internal tide on a steep shelf off the Pacific coast of Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 33(L14612).

Filonov, A. & Lavín, M., 2003. Internal tides in the Northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 108(C53151).

Filonov, A., Monzón, C. O. & Tereshchenko, I., 1996. A technique for fast conductivity-temperature-depth oceanographic survey. *Geofis. Internacional*, Volumen 35, pp. 415-420.

Flores-Morales, A. L., Parés-Sierra, A. & Marinone, S. G., 2009. Factors that modulates the seasonal variability of the sea surface temperature of the eastern tropical pacific. *Geofísica Internacional*, 48(3), pp. 337-349.

Freeland, H. J. & Denman, K. L., 1982. A topographically controlled upwelling center off southern Vancouver Island. *J. Marine Res*, pp. 1069-1093.

Gerkema, T., Lam, F. & Maas, L., 2004. Internal tides in the Bay of Biscay: conversion rates and seasonal effects. *Deep-sea Res. II*, Volumen 51, pp. 2995-3008.

Gerkema, T. & Zimmerman, J., 2008. An introduction to internal waves. *Lectures notes, Royal NIOZ, Texel.*

Godínez, V. M., Beier, E., Lavín, M. F. & Kurczyn, J. A., 2010. Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrography observations. *J. Geophys. Res*, 115(C04007).

Hickey, B., 1995. Coastal submarine canyons. *'Aha Huliko'a Winter Workshop on flow topography Interactions, edited by P. Muller*, pp. 1-16.

Holton, J. R., 1972. *An introduction to dynamic meteorology*. New York: Academic press.

Kessler, W. S., 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Pro. Oceanogr.*, 69(2-4), pp. 181-217.

Klinck, J. M., 1988. The influence of a narrow transverse canyon on initially geostrophic flow. *J. Geophys. Res*, 93(C1), pp. 509-515.

Klinger, B. A., 1994. Inviscid current separation from rounded capes. *J. Phys. Oceanogr.*, Volumen 24, pp. 1805-1811.

Kurczyn, J. A., Beier, E., Lavín, M. F. & Chaigneau, A., 2012. Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone: statistical characterization from satellite altimetry. *J. Geophys. Res*, 117(C007970).

Lavín, M. F. y otros, 2006. On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophys. Res. Lett*, Issue L02601.

Lavín, M. F. y otros, 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *J. Geophys. Res*, 114(C02025).

Lavín, M. F. & Marinone, S. G., 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. (*Velasco-Fuentes OU, Sheinbaum J, Ochoa J, Edits*) *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*, pp. 173-204.

Maassen, S., 2000. *Self-organization of confined two-dimensional flows..* Eindhoven University of Technology: PhD Thesis.

Marchesiello, P., McWilliams, J. C. & Shchepetkin, A., 2001. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean modelling* 3, pp. 1-20.

Marinone, S. G., 2003. A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geophys. Res*, 108(C10).

Mireles, O., 2012. Estructura termohalina y circulación geostrofica en Bahía de Banderas, Jalisco-Nayarit, México. *Tesis maestría Universidad de Guadalajara*.

Nof, D. & Olson, D. B., 1983. On the flow through broad gaps with application to the windward passage. *J. Phys. Oceanogr.*, Volumen 13, pp. 1940-1956.

Ou, W. H. & De Ruijter, W. P. M., 1986. Separation of an inertial boundary current from a curved coastline. *J. Phys. Oceanogr.*, Volumen 16, pp. 280-289.

Palacios-Hernandez, E. y otros, 2010. Seasonality and anomalies of surface temperature off the coast of Nayarit, México. *Ocean Dynamics*, Volumen 60, pp. 81-91.

Pares-Sierra, A. & O'brien, J. J., 1989. The seasonal and interannual variability of the California Current system: a numerical model.. *J. Geophys. Res*, 94(C3), pp. 3159-3180.

Penven, P., Debreu, L., Marchesiello, P. & McWilliams, J. C., 2006. Evaluations and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central californian upwelling system. *Ocean Modelling*, Volumen 12, pp. 157-187.

Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L. & Lefevre, J., 2007. Software tools for pre- and post- processing of oceanic regional simulations. *Environ. Model. Softw*, Volumen 23, pp. 660-662.

Plata, L. & Filonov, A., 2007. Marea interna en la parte noroeste de la Bahía de Banderas, México. *Ciencias Marinas*, 33(2), pp. 197-215.

Plata, L. y otros, 2006. Geostrophic currents in the presence of an internal waves field in Bahía de Banderas México. *e-Gnosis*, 4(18).

Proceedings of the 8th 'Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop, 1995. *Topographic Effects in the Ocean*. s.l.:s.n.

Ripa, P., 1997. Toward a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, 27(5), pp. 597-614.

Shchepetkin, A. & McWilliams, J. C., 2005. The regional ocean modeling system (ROMS): a split-splitted, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean modelling*, Volumen 9, pp. 347-404.

The OpenUniversity, 2002. *Ocean circulation*. England: Butterworth&Heinemann.

Tomczak, M. & Godfrey, J. S., 2003. *Regional Oceanography*. Delhi: Daya Publishing House.

Transviña, A., Lluch, D., Filonov, A. & Gallegos, A., 1999. El Pacífico Tropical Mexicano y El Niño. *Impacto del Niño en México*,.

Whitehead, J. A., 1985. The deflection of a baroclinic jet by a wall in a rotating fluid. *J. Fluid Mech*, Volumen 157, pp. 79-93.

Willet, C. S., Leben, R. R. & Lavín, M. F., 2006. Eddies and tropical instability waves in the eastern tropical pacific: A review. *Prog. Oceanogr*, Volumen 69, pp. 218-238.

Zamudio, L., Hogan, P. & Metzger, J., 2008. Summer generation of the southern Gulf of California eddy train. *J. Geophys. Res*, 113(C06020).

Zamudio, L., Hulburt, H. E., Metzger, E. J. & Tiburg, C. E., 2007. Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the Marias Islands, México. *J. Geophys. Res*, 112(C05048).