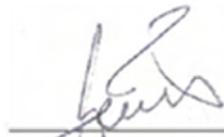


Tesis defendida por  
Jorge Alejandro Kurczyn Robledo  
y aprobada por el siguiente Comité



Emilio José Beier  
Director del Comité



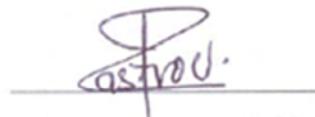
Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina  
Miembro del Comité



Dr. Julio Sheinbaum Pardo  
Miembro del Comité



Dra. Paula Pérez Brunius  
Miembro del Comité



Dr. Rubén Castro Valdez  
Miembro del Comité



Dr. Alexis Chaigneau  
Miembro del Comité



Dr. J. Mantel Figueroa Rodríguez  
Coordinador  
Programa de Posgrado en  
Oceanografía Física



Dr. David H. Covarrubias Rosales  
Director  
Dirección de Estudios de Posgrado

13 de diciembre de 2012

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

Programa de Posgrado en Ciencias  
en Oceanografía Física

---

Procesos de mesoescala en el Pacífico Tropical frente a México: formación, trayectorias e  
impacto en la circulación general de la región.

Tesis

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

Presenta:

Jorge Alejandro Kurczyn Robledo

Ensenada, Baja California, México  
2012

Resumen de la tesis de Jorge Alejandro Kurczyn Robledo, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física.

Procesos de mesoescala en el Pacífico Tropical frente a México: formación, trayectorias e impacto en la circulación general de la región.

Resumen aprobado por:

---

Emilio José Beier  
Director de Tesis

Los remolinos de mesoescala que ocurren en la zona transicional tropical-subtropical del pacífico nororiental (16°N-30°N; 130°W-102°W) fueron analizados usando una serie de 18 años de datos de altimetría satelital y un método automatizado para su identificación. Aquellos remolinos que perduraron 10 semanas o más fueron descritos a partir del análisis de 465 anticiclones y 529 ciclones, junto con sus trayectorias. Se encontraron tres áreas costeras prolíficas en la producción de remolinos: (1) Punta Eugenia, (2) Cabo San Lucas, y (3) Cabo Corrientes. Estas tres áreas costeras se localizan en sitios donde la morfología costera cambia abruptamente, y donde las corrientes superficiales presentan intensificaciones fuertes que ocurren en cierta fase del ciclo estacional. Aunque cualitativamente los remolinos de mesoescala en esta zona ya han sido reportados previamente, este estudio provee la primera caracterización apoyada estadísticamente. Punta Eugenia mostró la mayor producción de remolinos (con más ciclones generados), seguida de Cabo Corrientes (también con más ciclones) y Cabo San Lucas (con más anticiclones). Los remolinos de Cabo Corrientes mostraron los valores medios más altos en las velocidades de propagación, velocidad de giro y energía cinética mientras que en Punta Eugenia los remolinos mostraron los valores medios más bajos para esas propiedades. Los remolinos ciclónicos aumentaron la distancia que recorren y su duración de sur a norte; por el contrario, el aumento de dichas propiedades para los anticiclones fue de norte a sur. En promedio los anticiclones tienden a viajar más rápido que los ciclones en todas las áreas costeras. Estos remolinos de alta duración fueron principalmente no lineales y por lo tanto tienen la capacidad de redistribuir las aguas costeras hacia mar adentro. Los picos en la señal estacional de la generación de remolinos pueden asociarse con los picos en la intensificación de las corrientes superficiales y/o con los vientos favorables a surgencia. No se pudo establecer ninguna relación entre el fenómeno de El Niño y la generación de remolinos. El muestreo hidrográfico de un ciclón frente a Cabo Corrientes, corrobora como un evento de surgencia, generó un remolino de alta intensidad que viajó más de 1000 km mar adentro y que alcanzó ~600 metros de profundidad en la columna de agua.

**Palabras clave: remolinos de mesoescala, métodos de detección automatizada de remolinos, zona transicional tropical-subtropical del pacífico nororiental.**

Abstract of the thesis presented by Jorge Alejandro Kurczyn Robledo as a partial requirement to obtain the Doctor in Science degree in Physical Oceanography.

Mesoscale processes in the Tropical Pacific off Mexico: generation, trajectories and impact over the general circulation of the region.

Abstract approved by:

---

Emilio José Beier  
Thesis advisor

#### Abstract

Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone (16°N-30°N; 130°W-102°W) were analyzed using nearly 18 years of satellite altimetry and an automated eddy-identification algorithm. The description of eddies that lasted more than 10 weeks was based on the analysis of 465 anticyclonic and 529 cyclonic eddy trajectories. We found three near-coastal eddy-prolific areas: (1) Punta Eugenia, (2) Cabo San Lucas, and (3) Cabo Corrientes. These three areas are located in places where the coastal morphology changes abruptly and strong surface current intensification occurs at some phase of the seasonal cycle. Although mesoscale eddies in these areas have been previously reported, this study provides their first statistically-supported characterization. Punta Eugenia showed the highest eddy production (with more cyclones generated), followed by Cabo Corrientes (also with more cyclones) and Cabo San Lucas (with more anticyclones). Cabo Corrientes eddies showed the highest mean values in propagation speed, swirling speed and eddy kinetic energy, whereas Punta Eugenia eddies showed the lowest values. Cyclonic eddies increased their distance traveled and duration from south to north; in contrast, these properties increased from north to south for anticyclonic eddies. In the mean, anticyclones tend to travel faster than cyclones in all the subregions. These long-lived eddies were mainly non-linear and therefore can redistribute coastal waters relatively far into the open ocean. The peaks in the seasonal signal of eddy generation can be associated to peaks in the strength of the offshore currents and/or in the Coastal Upwelling Index. No clear relationship could be established between El Niño events and eddy generation. The hydrographic survey of a cyclone off Cabo Corrientes corroborates how an upwelling event generated a high intensity eddy that traveled more than 1000 km offshore and reached ~600 meters depth in the water column.

**Keywords: Mesoscale eddies, automated eddy detection algorithms, northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone.**

Dedicatorias

A Dios

A Caro y Abril

A mis padres y hermanos

y a todo aquel interesado en leer este trabajo...

## Agradecimientos

Esta tesis es producto del proyecto Investigaciones Oceanográficas del Sistema Frontal de Baja California Sur auspiciado por el CONACyT (SEP-2008-103898, PI EB). Quiero agradecer al CONACyT por la beca de doctorado otorgada, así como al CICESE por el apoyo económico y académico que me brindo. Los datos de altimetría fueron producidos por Ssalto/Duacs y distribuidos por AVISO, con apoyo de CNES. Quisiera agradecer especialmente al Dr. Emilio Beier, al Dr. Miguel Lavín y al Dr. Alexis Chaigneau por las ideas aportadas, y el gran apoyo académico y anímico que me dieron para crear y finalizar esta historia. También quisiera agradecer al Dr. Francesco Nencioli por la distribución y asesoría del Vector Geometry method, al Dr. Julio Sheinbaum por sus atinados comentarios, al Dr. Víctor Godínez, por su apoyo incondicional en el procesamiento de los datos *in situ* y a dos revisores anónimos del JGR, quienes aportaron opiniones importantes para mejora de este estudio.

Contenido	
Resumen.....	ii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos .....	v
Introducción .....	1
Datos y Métodos .....	5
2.1 Datos de altimetría satelital y cálculo de las velocidades geostróficas.....	5
2.2 Algoritmos automatizados para la detección de remolinos.....	6
2.3 Seguimiento de los remolinos y estimación de sus características.....	9
2.4 Cálculo de los grados de libertad para las correlaciones entre el EAI y El Niño..	11
2.5 Climatología del flujo geostrófico superficial.....	12
2.6 Índice de Surgencia Costero (CUI) .....	12
2.7 Observaciones directas de remolinos a partir de muestreos hidrográficos .....	13
Resultados .....	16
3.1 Comparación de los tres métodos de detección de remolinos.....	16
3.2 Resultados generales, a partir del método SLA-B .....	21
3.3 Distribuciones espaciales .....	24
3.4 Propiedades estadísticas .....	27
3.5 No linealidad advectiva .....	32
3.6 Trayectorias de los remolinos.....	33
3.7 Variación estacional de la generación de remolinos .....	37
3.8 Variación interanual de la generación de remolinos .....	39
3.9 Remolinos muestreados in-situ .....	43
Discusión.....	66
4.1 Relación entre la generación de remolinos con los forzamientos .....	66
4.2 Comparación con observaciones hidrográficas .....	69
4.3 Comparación con modelos numéricos .....	69
4.4 Comparación con otros estudios de detección automatizada de remolinos .....	72
4.5 Observaciones directas de remolinos en otras regiones del Pacífico .....	73
Conclusiones .....	75

Referencias bibliográficas.....	77
Apéndices.....	82
A.1 Remolinos de mesoescala.....	82
A.2 Principios del altímetro.....	83
A.3 Cálculo meridional del radio de deformación de Rossby ( $R_d$ ) .....	87

## Lista de Figuras

Figura 1 Flujo climatológico geostrófico.....	2
Figura 2 Ejemplo del desempeño de los distintos métodos para detectar remolinos.....	17
Figura 3 Análisis de densidad de remolinos generados por SLA-B, OW y VG.....	19
Figura 4 Variación meridional del radio de los remolinos y el radio de deformación .....	20
Figura 5 Comportamiento de algunas propiedades de los remolinos .....	23
Figura 6 Análisis de densidad, de donde se generan y se disipan los remolinos costeros... 25	25
Figura 7 Frecuencia de ocurrencia de los remolinos y preferencia de polaridad.....	26
Figura 8 Tomada de <i>Willet et al.</i> , (2006, página 229). Mecanismo de propagación .....	28
Figura 9 Histogramas de la distancia recorrida, duración, vel. de propagación y diámetros30	
Figura 10 Histogramas de la velocidad de giro, EKE y amplitud.....	31
Figura 11 Razón entre RAs y RCs del parámetro de no linealidad advectiva ( $U/c$ ).....	33
Figura 12 Variación meridional del radio y vel. de propagación (remolinos $\geq 10$ sem.) ....	35
Figura 13 Batimetría con los diagramas de rosa de viento de las trayectorias. ....	36
Figura 14 Barras que muestran la suma acumulada de la generación total de remolinos....	38
Figura 15 Barras que muestran la generación anual de remolinos y sus anomalías .....	40
Figura 16 Correlaciones entre el EAI mensual vs. el Niño 1+2 y el MEI.....	42
Figura 17 Trayectoria seguida por el altímetro y el método SLA-B del ciclón muestreado	44
Figura 18 Secuencia 1, comienza el evento de surgencia frente a Cabo Corrientes.....	45
Figura 19 Secuencia 2, se intensifica el rotacional del esfuerzo del viento y la surgencia..	46
Figura 20 Secuencia 3, el ciclón es detectado por primera vez por el método SLA-B.....	47
Figura 21 Secuencia 4, Comienza el crucero .....	48
Figura 22 Secuencia 5, el remolino es muestreado por el crucero.....	49
Figura 23 Secuencia 6, el crucero termina .....	50
Figura 24 Anomalías del índice de surgencia costero y del viento superficial.....	51
Figura 25 Series de tiempo de la EKE, vel. Tangencia, amplitud y diámetro .....	52
Figura 26 Anomalías del nivel del mar con sus respectivas velocidades geostróficas .....	53
Figura 27 Distribución de temperatura y densidad. ....	54
Figura 28 Diagrama de temperatura y salinidad (T/S).....	55
Figura 29 Anomalía de calor y sal entre el ciclón y la sección climatológica. ....	56
Figura 30 Velocidad tangencial medida por el LADCP .....	58
Figura 31 Vorticidad relativa del campo de velocidad tangencial.....	60
Figura 32 Corte radial de la velocidad tangencial del LADCP.....	61
Figura 33 Vorticidad relativa, diámetro del remolin, parámetro de no linealidad y $R_o$ .....	64
Figura 34 Barras de la climatología del Índice de surgencia costero (CUI) .....	68
Figura 35 Tomada del Earth Observatory de la NASA. Diagrama de un anticiclón .....	83
Figura 36 Tomado de CNES, CLS. Diagrama de los principios del altímetro .....	84
Figura 37 Tomada de <i>Chelton et al.</i> , (2011, página 205). Trayectorias de los satélites .....	85
Figura 38 Tomada de <i>Chelton et al.</i> , (2011, página 170). Anomalía del nivel del mar.....	86

## Lista de Tablas

Tabla 1 Análisis estadístico de las características de los remolinos .....	22
Tabla 2 Generación media anual de remolinos .....	28
Tabla 3 Porcentaje del número total de remolinos generados por trimestres .....	39
Tabla 4 Influencia de los eventos de El Niño en la generación de remolinos .....	41
Tabla 5 Comparación entre parámetros observados remotamente y por el crucero .....	65

## Capítulo 1

---

### Introducción

La zona transicional tropical-subtropical del Pacífico nororiental, localizada entre 16°N-30°N y 130°W-102°W (Figura 1), es una región donde confluyen dos corrientes oceánicas: la Corriente de California con flujo hacia el ecuador, la cual lleva agua relativamente fría y densa de origen subártico, y la Corriente Costera Mexicana con flujo hacia el polo, la cual trae consigo agua relativamente cálida y de menor densidad de origen tropical. Aproximadamente frente a la punta de la Península de Baja California (dependiendo de la época del año) la Corriente de California se separa en dos ramas, una alimentando a la Corriente Nor-Ecuatorial con flujo hacia el oeste, mientras que la otra rama continúa su flujo hacia el ecuador a lo largo de la costa de México. Este último ramal, que de ahora en adelante denominaremos como ramal tropical de la Corriente California, es particularmente evidente durante el invierno y primavera boreal (Figura 1a y d) (Kessler, 2006; Godínez *et al.*, 2010). En contraste, el flujo polar de la Corriente Costera Mexicana es particularmente evidente en verano (Figura 1b) (Lavín *et al.*, 2006; Kessler, 2006).

Adicionalmente a este sistema de Corrientes, la región de estudio se caracteriza por presentar surgencias costeras intensas, forzadas por la variación estacional de los vientos provenientes del noroeste. Sturb *et al.*, (1987) caracterizaron este patrón de vientos en dos regímenes estacionales: uno otoño-invierno, donde los vientos promedio son casi cero, o débilmente hacia el sur, y otro primavera-verano donde los vientos fluyen hacia el sur, y son en gran medida responsables de que en esta región ocurran las surgencias costeras.

La motivación principal de este trabajo surge por querer caracterizar, la gran actividad de mesoescala que ocurre en esta zona transicional tropical-subtropical, la cual no ha sido explorada en su totalidad. Godínez *et al.* (2010) encontraron que la variabilidad de mesoescala de la circulación superficial en esta región, es tan importante como la variabilidad estacional e interanual, explicando el 30% de la varianza local.

Aunque la mayoría de los rasgos de la actividad de remolinos aún se desconoce, algunas observaciones hidrográficas realizadas en la zona de estudio han provisto cierta información de las características típicas de algunos pocos remolinos (Lynn y Simpson, 1987; Simpson y Lynn, 1990; Durazo y Baumgartner, 2002; Soto et al., 2004; Lavín et al., 2006; Jerónimo y Gómez-Valdés, 2007). Las simulaciones numéricas han contribuido también a entender mejor la dinámica de mesoescala de la región y los forzamientos involucrados en la generación de remolinos costeros.

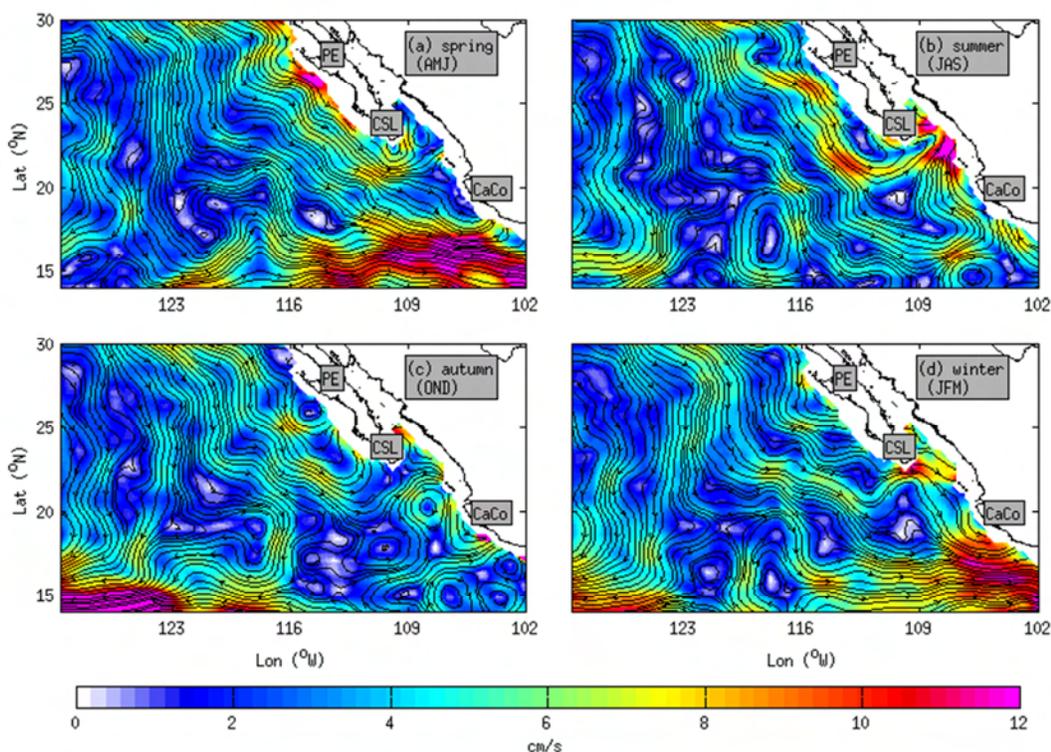


Figura 1 Flujo climatológico geostrofico (cm/s) para (a) Primavera, (b) Verano, (c) Otoño e (d) Invierno, obtenido como la suma de la climatología de las ANM más las anomalías del geopotencial medio (obtenido del WOD01 ver metodología) referido a la isopícnica de  $1027 \text{ kg/m}^3$ . (1) La Corriente de California, (2) el ramal tropical de la Corriente de California, (3) las corrientes a la entrada del Golfo de California y (4) la Corriente Costera Mexicana. Los acrónimos en las áreas costeras son: PE para Punta Eugenia, CSL para Cabo San Lucas y CaCo para Cabo Corrientes.

Por ejemplo, se ha demostrado que los remolinos de mesoescala pueden formarse a partir de inestabilidades baroclínicas de las corrientes costeras (Pantoja et al., 2012), por la interacción de la circulación de gran escala con la topografía del fondo (Kurian et

*al.*, 2011), por el forzamiento del viento local (*Parés-Sierra et al.*, 1993) o por ondas atrapadas a la costa de origen ecuatorial (*Zamudio et al.*, 2001; 2007). Todas estas simulaciones también han mostrado la propagación de los remolinos hacia mar adentro, viajando grandes distancias.

El uso de los datos de anomalías del nivel del mar (ANM) adquiridos a partir de los altímetros satelitales, en conjunto con los métodos de detección automatizada de remolinos han revolucionado los estudios de la actividad de remolinos de mesoescala alrededor del mundo, proveyendo resultados estadísticos robustos basados en un gran número de observaciones de remolinos. Uno de los métodos automatizado más comúnmente usado en el pasado es el parámetro de Okubo-Weiss (*Okubo*, 1970; *Weiss*, 1990). Durante la última década otros métodos de detección automatizada se han desarrollado y han mostrado un mejor desempeño que el del parámetro de Okubo-Weiss: el Winding-angle method (*Sadarjoen y Post*, 2000; *Chaigneau et al.*, 2008;), el Vector geometry-based method (*Nencioli et al.*, 2010) y los basados en las ANM, que nosotros llamaremos Sea Level Anomaly-Based method (SLA-B) (*Chaigneau et al.*, 2009; *Chelton et al.*, 2011).

Aunque varios de estos estudios han mostrado algunos de los rasgos más sobresalientes de los remolinos de mesoescala en muchos lugares del océano alrededor del mundo, una descripción detallada de las características principales de los remolinos (diámetros, velocidades de propagación, el lugar y momento de generación, etc.) en la zona transicional tropical-subtropical del pacífico nor-oriental aún se desconoce. Por lo tanto uno de los objetivos principales de este trabajo es proveer un análisis estadístico robusto de las propiedades principales de los remolinos en la zona de estudio, usando una serie de altimetría de 18 años de datos, así como tres métodos automatizados de detección de remolinos: Okubo-Weiss, Vector-geometry y el SLA-B. En particular, se busca identificar las áreas principales de generación de remolinos, así como las trayectorias de propagación de los mismos. También se busca resaltar las diferencias encontradas en las propiedades de los remolinos entre las distintas áreas costeras. Adicionalmente se investigó la variabilidad estacional e interanual de generación de remolinos y la relación observada entre dicha generación y dos tipos de los

forzamientos físicos involucrados. Este estudio provee resultados que amplían la comprensión de la dinámica de remolinos de mesoescala en la región de estudio, así como una métrica esencial de algunos parámetros estadísticos de interés para los modeladores numéricos, y además pudiera ayudar en la interpretación del conjunto de datos hidrográficos en estas estructuras de mesoescala.

## Capítulo 2

---

### Datos y Métodos

#### 2.1 Datos de altimetría satelital y cálculo de las velocidades geostroficas.

Los datos de altimetría analizados en este estudio son las anomalías del nivel del mar (ANM) de alta resolución, distribuidas por SSALTO/DUACS a intervalos de 7 días y en una malla de proyección Mercator de  $1/3^\circ$ , interpolada objetivamente a una malla uniforme de  $1/4^\circ$  y referenciados a un promedio relativo de 7 años (1993-1999), para eliminar errores debidos a la incertidumbre en el cálculo del geoide (*Ducet et al.*, 2000; *Le Traon et al.*, 2003). La serie de tiempo se conoce como updated multimission gridded product referido por AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data) como Delay Time maps of sea level anomaly (DT-mslaupd), y en nuestro caso abarca desde octubre de 1992 hasta octubre de 2010 (ver anexo A.2 para conocer los principios del altímetro). Este producto incorpora mediciones de 2 a 4 altímetros operando simultáneamente, solo de octubre de 2002 a septiembre de 2005, fue que coincidieron 4 altímetros al mismo tiempo (Jason-1, T/P, Envisat y Geosat Follow-On), mientras que en el resto de la serie, lo más común es solo contar con tres satélites operando al mismo tiempo, excepto en diciembre de 1993 y marzo de 1995 cuando sólo hubo un altímetro disponible. Durante este periodo los niveles de la energía cinética turbulenta disminuyó en un 30% para todo el océano (*Ducet et al.*, 2000). Este conjunto de datos está idealmente diseñado para resolver escalas de la ANM del O(100 km), por lo que estructuras de menor escala, remolinos con diámetros de ~10-50 km, no pueden ser estudiadas. Otra limitante que tiene este conjunto de datos es la pérdida de exactitud en las regiones cercanas a la costa debido a los efectos inducidos por el continente tanto en las mediciones del satélite, como en la modelación de algunas correcciones geofísicas aplicadas a las mediciones. Por lo tanto los datos de altimetría satelital son confiables solamente a partir de unas pocas decenas de kilómetros lejos de la costa. El trabajo de *Chelton et al.*, (2011) presenta un descripción muy completa sobre los alcances y limitaciones de las series de AVISO.

Para disminuir los errores potenciales contenidos en los datos debidos a la incertidumbre del geoide (*Strub y James, 2002; Willis et al., 2004*) y a los efectos de gran escala de la variación anual estérica, la cual puede enmascarar parcialmente los rasgos de los remolinos (*Willis et al., 2004; Guerrero et al., 2004; Henson y Thomas, 2008; Chelton et al., 2007; 2011*), tanto el promedio temporal de largo periodo como el ciclo anual de las ANM fueron removidos de cada celda de la serie de tiempo de AVISO. La componente zonal y meridional ( $u$  y  $v$ , respectivamente) de la velocidad geostrofica superficial fueron estimadas usando la relación clásica:  $u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y}$ ,  $v = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x}$ , donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $f$  el parámetro de Coriolis,  $\eta$  la ANM (luego de remover el ciclo anual y valor medio espurio), y  $\partial x$  y  $\partial y$  las derivadas de los ejes coordenados  $x, y$  orientados hacia el este y hacia el norte, respectivamente.

## 2.2 Algoritmos automatizados para la detección de remolinos

Para poder identificar automáticamente los remolinos de mesoescala en la región de estudio a partir de los mapas de ANM, se compararon los resultados de tres métodos de detección automatizada, los cuales identifican a los remolinos de diferentes maneras (ver apéndice A.1 para entender lo que es un remolino):

1. El primer método, probablemente el más común y más ampliamente utilizado, está basado en el parámetro de Okubo-Weiss (OW, *Okubo, 1970; Weiss, 1990*). El parámetro de OW, desarrollado a partir de estudios de turbulencia bidimensional, permite identificar a los remolinos como regiones donde la vorticidad relativa domina a los esfuerzos de deformación. Este parámetro (también llamado  $Q$ ) se define como  $Q = S_n^2 + S_s^2 - \zeta^2$ , donde  $S_n$  y  $S_s$  ( $S_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ ,  $S_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ ), son la componente normal y de corte de la deformación, respectivamente. Mientras que  $\zeta$  es la componente vertical de la vorticidad relativa ( $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ ). Usando el parámetro de OW, los remolinos de mesoescala son generalmente identificados como regiones que tienen el mismo signo de vorticidad y con valores de  $Q$  menores en

magnitud al valor crítico:  $Q_c = -0.2\sigma_Q$ , donde  $\sigma_Q$  representa la desviación estándar de  $Q$ , calculada en cada mapa semanal. Este criterio ha sido ampliamente utilizado para estudiar las características de los remolinos en varios lugares alrededor del mundo: el mar Mediterráneo (*Isern-Fontanet et al.*, 2002; 2006), el mar Caribe (*Guerrero et al.*, 2004), el golfo de Alaska (*Henson y Thomas*, 2008), el mar del sur de China (*Gan y Han*, 2009), el sur del océano Atlántico (*Souza et al.*, 2011), la corriente de California (*Morrow et al.*, 2005; *Kurian et al.*, 2011) y en estudios de escala global (*Chelton et al.*, 2007). A pesar de su amplio uso, en la actualidad se sabe que este método presenta varias limitaciones por lo que se recomienda tener mucho cuidado al interpretar sus resultados (*Haller*, 2005; *Sadarjoen y Post*, 2000; *Chaigneau et al.*, 2008; *Nencioli et al.*, 2010; *Chelton et al.*, 2011; *Souza et al.*, 2011). Algunas de sus limitaciones demostradas son: una tendencia a sobreestimar la abundancia de remolinos al identificar muchas estructuras del flujo como remolinos cuando en realidad no lo son; la necesidad de establecer el valor crítico  $Q_c$  el cual depende de las características regionales del flujo y puede introducir errores en la detección de remolinos; los errores implícitos en el campo de la ANM son amplificadas por la segunda derivada utilizada para calcular  $Q$ .

2. El segundo método utilizado, denominado geometría de vectores (o VG por sus siglas en inglés), fue desarrollado por *Nencioli et al.* (2010) para detectar remolinos en modelos numéricos de alta resolución (aprox. de 1 km x 1 km) y con velocidades superficiales de alta frecuencia. Está basado exclusivamente en la geometría del campo vectorial de la velocidad, el cual también tiene la desventaja de introducir ruido al utilizar las derivadas de primer orden del campo de la ANM. Este algoritmo requiere de 4 restricciones para caracterizar la distribución espacial de los remolinos, mientras que los tamaños de los remolinos son calculados a partir de los contornos cerrados del campo de la función corriente. Estas restricciones son: I.- la componente  $v$  de la velocidad tiene que cambiar de signo al pasar por el centro del remolino a lo largo de la sección este-oeste, y su magnitud tiene que incrementar lejos de este centro; II.- a lo largo de la sección norte-sur, la componente  $u$  tiene que cambiar de signo al pasar por el centro del remolino y su magnitud tiene que aumentar también al alejarse de él, el sentido de rotación tiene que ser igual que el de

v; III.- en el centro del remolino la magnitud de la velocidad muestra un mínimo; IV.- alrededor del centro del remolino las direcciones de los vectores de velocidad tienen que cambiar con un sentido de rotación constante y las direcciones de dos vectores de velocidad vecinos tienen que caer dentro del mismo o dos cuadrantes adyacentes, esta última restricción fue especialmente diseñada para eliminar meandros o estructuras cuasi-circulares. Para implementar este algoritmo a nuestro conjuntos de datos (mapas de ANM, con una resolución espacial más gruesa de ~27 km en  $x$ ,  $y$ ), se tuvieron que afinar tres parámetros que el algoritmo tiene libres para que el usuario defina: **a**.- Número de puntos de malla para checar el cambio de signo de la velocidad en  $u$  y  $v$ ., **b**.- Número de puntos de malla para definir el área para detectar el mínimo de la velocidad y **rad**.- Número de puntos de malla para definir el área inicial para estimar las dimensiones del remolino. Los valores de estos parámetros que mostraron un mejor desempeño en la detección de remolinos fueron:  $a=3$ ,  $b=2$  y  $rad=2$ . Hasta donde se sabe, este es el primer estudio que reporta los resultados de este algoritmo aplicado a la malla de los datos de altimetría en una escala regional.

3. Finalmente, el ultimo método utilizado se conoce como el método basado en las anomalías del nivel del mar (o Sea Level Anomaly-Based method, SLA-B, por sus siglas en ingles), el cual es una pequeña variante del método conocido como el método del ángulo sinuoso o the winding-angle method introducido por *Sadarjoen y Post* (2000). Está basado en las propiedades geométricas del flujo bajo el supuesto de que los vórtices se caracterizan por presentar líneas de corriente fuertemente circulares alrededor de sus núcleos (*Robinson*, 1991). Bajo la aproximación geostrofica, estas líneas de corriente cerradas corresponden a los contornos cerrados de la ANM, y como lo explican *Chaigneau et al.* (2009), este algoritmo primero busca los centros de los vórtices asociados con los máximos absolutos de AMN en una ventana móvil de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ , y luego por cada posible centro de remolino el algoritmo busca que haya contornos cerrados de ANM. El contorno cerrado más externo de la ANM, circundando solamente al centro del remolino considerado, corresponde al límite más externo de la estructura. Este método ha demostrado detectar un menor número de falsos remolinos y proporcionar una mejor estimación de los diámetros de los mismos que el parámetro de Okubo-Weiss (*Chaigneau et al.*,

2008; Souza et al., 2011). Este método es similar al método desarrollado por Chelton et al. (2011) que estudia las características principales de los remolinos a escala global.

### 2.3 Seguimiento de los remolinos y estimación de sus características

Para encontrar las trayectorias de cada uno de los remolinos por separado, se desarrolló un algoritmo de seguimiento de remolinos aplicable a cada uno de los tres métodos distintos de detección. Los remolinos primero fueron identificados en cada uno de los 939 mapas semanales y de ellos sólo se retuvieron aquellos que hayan presentado un diámetro y una amplitud mayor a 80 km y 1 cm, respectivamente. Después fueron separados acorde a su polaridad y el seguimiento de sus trayectorias comienza primero observando si existe intersección entre el contorno de un remolino en particular ( $r_1$ ) en el tiempo  $t$  con cualquier otro remolino ( $r_2$ ) en el tiempo  $t+dt$  ( $dt = 1$  semana), localizado en un radio de 100 km a la redonda. Si no se observa ninguna intersección de contornos, entonces se comienza a realizar una búsqueda más complicada en el tiempo  $t+dt$ , la cual realiza una prueba de continuidad que trabaja de la siguiente manera: el algoritmo tiene forma de guardar un registro de todos los remolinos detectados en el tiempo  $t$  junto con algunas de sus propiedades, lo cual le permite eliminar todos los remolinos en el tiempo  $t+dt$  que sí se hayan intersectado con otros remolinos en el tiempo anterior ( $t$ ), quedando así sólo los remolinos no intersectados alrededor de los 100 km de radio. Posteriormente, para asegurarse de que el posible  $r_2$  no sea algún remolino recientemente generado, se realiza una breve prueba de continuidad de propiedades, la cual compara la traslación, la amplitud y la energía cinética del remolino  $r_2$  vs. las mismas propiedades de  $r_1$ . Solamente si el nuevo remolino  $r_2$  satisface por lo menos dos de estas propiedades es entonces que se considera ser la continuación de  $r_1$ . Si no se encontró ningún remolino  $r_2$  en un radio de 100 km entonces se aplica el mismo procedimiento de búsqueda en el tiempo  $t+2dt$ , pero ahora en un radio más grande ( $\sim 500$  km), primero buscando la intersección y si no existiese entonces se realiza la prueba de continuidad. Dado que es común que los remolinos desaparezcan entre mapas consecutivos, particularmente si se localizan entre los espacios ubicados entre las trayectorias terrestres de los satélites (Chaigneau et al., 2008), se hace necesario buscar la continuación de  $r_1$  hasta por dos semanas

posteriores. Si no se encontró un  $r_2$  en el tiempo  $t+2dt$ , el remolino  $r_1$  es entonces considerado como disipado.

Para poder analizar a los remolinos más robustos, sólo se estudiaron las características de aquellos que hayan durado más de 10 semanas. De estos remolinos robustos y de larga duración se obtuvieron las siguientes características (descritas en detalle más adelante): centro del remolino, distancia recorrida, duración, diámetro, velocidad de propagación, velocidad de giro, energía cinética turbulenta (EKE, por sus siglas en inglés), amplitud y el parámetro de no linealidad advectivo. En cada mapa semanal de la ANM se detectó un cierto número de remolinos (el cual llamaremos conteo de remolinos), de los cuales algunos fueron generados en esa semana en particular y otros fueron generados en alguna semana anterior, por lo que representan la continuación de algún remolino. El número de remolinos recién generados por semana se denominará generación de remolinos.

Las características de los remolinos fueron estimadas de la siguiente forma: La posición del centro tanto de ciclones o anticiclones (RCs and RAs, respectivamente) corresponde a la localización del mínimo o máximo de la ANM dentro del remolino identificado; la duración (en días) representa el tiempo total que un remolino fue seguido; la distancia recorrida (km) corresponde a la distancia total que el remolino viajó durante su recorrido desde su identificación hasta disiparse; el diámetro (km) corresponde al valor medio entre: (i) el diámetro de un vórtice circular equivalente que tenga la misma área y (ii) el doble del valor medio de todos los radios formados entre el centro del remolino y los puntos de coordenadas que forman el contorno del remolino; la velocidad de propagación (cm/s) corresponde a la razón entre la distancia recorrida y la duración; la velocidad de giro (o velocidad tangencial, en cm/s) corresponde al promedio de la magnitud de la velocidad geostrófica superficial localizada dentro del remolino; la energía cinética turbulenta (EKE por sus siglas en inglés, en  $\text{cm}^2/\text{s}^2$ ) corresponde al promedio espacial de la EKE dentro del área del vórtice. Siguiendo el trabajo *Chaigneau et al.*, (2009) se calculó la intensidad de los remolinos (en  $\text{cm}^2/\text{s}^2/\text{km}^2$ ), la cual corresponde a la densidad de la EKE de los remolinos para después calcular el índice de la actividad de remolinos (EAI por sus siglas en inglés, en  $\text{cm}^2/\text{s}^2/\text{km}^2$ ), el cual corresponde a la suma de la intensidad de cada

remolino por mapa. La amplitud (o desplazamiento superficial en cm) es la diferencia absoluta entre los valores de la ANM localizados en el límite externo y el centro del remolino, todas las amplitudes son positivas, pero por razones de distinción las amplitudes de los ciclones se presentan como valores negativos. Finalmente, el parámetro de no linealidad advectivo para cada remolino se define como  $(U/c)$ , esto es la razón entre  $(U)$  el valor máximo de los promedios de las velocidades geostróficas (donde cada promedio corresponde a cada uno de los contornos cerrados localizados dentro del remolino) y la velocidad de propagación  $(c)$  del remolino (Chelton *et al.*, 2007; 2011). Existe un valor distinto por cada una de las distintas posiciones del remolino a lo largo de su trayectoria. Si esta razón es  $> 1$  el remolino se considera como no lineal, lo que significa que el remolino tiene la propiedad de atrapar y luego transportar el fluido contenido dentro de él.

#### 2.4 Cálculo de los grados de libertad efectivos para las correlaciones entre el índice de actividad de remolinos (EAI) y fenómeno de El Niño

Según Trenberth (1984), el tiempo entre los valores independientes (o el tiempo para obtener un nuevo grado de libertad) se estima a partir de

$$\tau = \sum_{l=-\infty}^{\infty} rEAI_l * rInd_l \quad (1)$$

donde  $rEAI_l$  es la auto-correlación de la EAI y  $rInd_l$  la auto-correlación de diferentes índices de variabilidad climática utilizados, con un desfase  $l$ ,  $N$  es el número total de valores y  $N_{\text{eff}} = N/\tau$  el valor efectivo de los grados de libertad. El valor de la distribución t-student para evaluar la significancia, está dada por

$$t = \frac{r}{(1-r^2)^{\frac{1}{2}}} (N_{\text{eff}} - 2)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

donde  $N_{\text{eff}} - 2$  es el número de grados de libertad. Los índices de variabilidad climática utilizados para estudiar el fenómeno de El Niño en el área de estudio, fueron El Niño 1+2 y el Multivariate ENSO Index (MEI), ambos producidos por la National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA). El primero representa la interpolación objetiva del análisis de la temperatura superficial del mar (TSM) producida para una

mallá de un grado, para la región del Pacífico comprendida entre (0°S - 10°S y 90°W - 80°W). Los datos de la TSM provienen de observaciones *in situ*, de satélite y de simulaciones de la TSM por la cobertura de hielo marino. Este análisis se conoce como OI SST V2, una mejor descripción de este se puede encontrar en *Reynolds y Smith (1994)*. El segundo índice está basado en seis variables observadas sobre el Pacífico Tropical: presión sobre el nivel del mar ( $P$ ), componente zonal ( $u$ ) y meridional ( $v$ ) del viento superficial, temperatura superficial del mar ( $S$ ), temperatura superficial del aire ( $A$ ), y la fracción total del cielo cubierta por nubes ( $C$ ). Este se calcula para cada variable, usando promedios corridos por bimestres (dic/ene, ene/feb,..., nov/dic), y representa el primer modo de variación de la función empírica ortogonal de las seis variables combinadas (*Wolter y Timlin, 1993; 1998*).

## **2.5 Climatología del flujo geostrófico superficial**

Para poder entender la relación existente entre la generación de remolinos y las corrientes, se generaron cuatro mapas promediados por trimestres del flujo superficial geostrófico en la región de estudio (Figura 1). Estos mapas se construyeron usando los promedios mensuales de la ANM, más el valor medio de la anomalía del geopotencial relativa a la isopicna de  $1027 \text{ kg/m}^3$  (que en promedio representa los  $\sim 540 \text{ m}$ ). Esta isopicna fue obtenida a partir de los datos de alta resolución ( $1/4^\circ$ ) del World Ocean Database 2001 (WOD01) (*Boyer et al., 2005*), distribuida por el National Oceanographic Data Center. El valor elegido ( $1027 \text{ kg/m}^3$ ) representa el nivel de referencia donde la anomalía del geopotencial calculada a partir de datos *in-situ* mostró el mejor ajuste estimado a partir de mínimos cuadrados, a la anomalía del geopotencial provista por los mapas de la ANM más los datos del WOD01 (*Godínez et al., 2010*, nótese que el área de estudio de estos autores es más pequeña que la utilizada en este trabajo).

## **2.6 Índice de Surgencia Costero (CUI)**

La relación entre la generación mensual de remolinos y los efectos de escala local, tales como la dirección y/o velocidad del viento (convertida en la fuerza de los eventos de surgencia) fueron analizados usando el Índice de Surgencia Costero (CUI por sus siglas en inglés), distribuidas por el Pacific Fisheries Environmental Laboratory (PFEL). Este índice resuelve el transporte de Ekman en dos componentes,

una normal y otra paralela a la orientación de la línea de costa. La magnitud de la componente normal, dirigida hacia fuera de la costa, se considera un indicador de la cantidad de agua traída hacia la superficie por un evento de surgencia, desde la profundidad de la base de la capa de Ekman. Los valores positivos son generalmente resultado de un viento soplando hacia el ecuador. Valores negativos, son resultado de un viento soplando en dirección contraria, e implican un hundimiento de las aguas superficiales que están siendo advectadas hacia las costa. El objetivo de este índice es representar las variaciones de los eventos de surgencia, en una serie de tiempo.

Para este estudio se utilizaron tres localidades distintas, donde se ha calculado este índice: (1) 27°N, 116°W para compararse con la generación en el área de Punta Eugenia, (2) 24°N, 113°W para el área de Cabo San Lucas y (3) 21°N, 107°W para el área de Cabo Corrientes. Se compararon la fase de los picos (anual y semianual) del CUI climatológico vs. la fase del pico de la variabilidad estacional de la generación de remolinos, para cada área costera.

## **2.7 Observaciones directas de remolinos a partir de muestreos hidrográficos**

La región de estudio ha sido ampliamente muestreada por distintas campañas oceanográficas realizadas a bordo del *B/O* Francisco de Ulloa del CICESE. De 2002 a 2007, por el Programa Oceanográfico del Occidente de México (PROCOMEX), de 2010 a la fecha, por las Investigaciones Oceanográficas del Sistema Frontal de la Baja California Sur (ISFOBAC) y desde 1997 a la fecha, por las Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL).

El objetivo principal de esta sección es estimar la profundidad que alcanzan los remolinos en la vertical, así como verificar algunas variables superficiales (diámetro, amplitud, velocidad de giro) obtenidas por el método de detección automatizada (SLA-B), contra una observación de un remolino ciclónico muestreado frente a Cabo Corrientes por el crucero Procomex-0511. La campaña se realizó del 5 al 21 de noviembre del 2005, y logró recabar 159 estaciones de muestreo frente a las costas de Colima, Jalisco, Nayarit, y Sinaloa. Los primeros 10 lances de cada línea están separados aproximadamente 10 km, después la separación de las estaciones es de 20

km. Los perfiles de muestreo se hicieron hasta los 1500 m de profundidad (o hasta los ~5 m por encima del fondo en las zonas más someras). Las variables de temperatura, salinidad y densidad medidas *in situ* se hicieron a través de un sensor de conductividad, temperatura y profundidad (CTD por sus siglas en inglés), modelo SBE-911 plus fabricado por Sea-Bird Electronics Inc., con una razón de muestreo de 24 Hz. Los datos fueron procesados y promediados a 1 dbar (*Godínez et al.*, 2006), la salinidad fue calculada a partir de la escala Práctica de Salinidad de 1978 y la temperatura potencial (°C), se calculó de acuerdo a *UNESCO* (1991).

Las velocidades de los flujos dentro de la columna de agua se determinaron mediante un perfilador acústico de corrientes, el cual baja a profundidad junto con el CTD, el modelo es RDI Lowering Acoustic Doppler Current Profiler (LADCP, por sus siglas en inglés). Este usa una frecuencia de adquisición de 300 kHz y un tamaño de bin vertical de 8 metros, los datos fueron procesados usando la versión IX.7 del software LDEO de la Universidad de Columbia (*Thurnherr*, 2011). La distribución vertical de estas velocidades se interpolo usando una función Gausiana de Covarianza con un escalamiento vertical (Lz) de 48 metros y un escalamiento en la horizontal (Lx) de 60km, el cual es un 8% mayor que el Radio de Deformación de Rossby ( $R_d$ ) local (~52 km).

Las anomalías de calor y sal localizadas en el núcleo de los remolinos se hicieron siguiendo a *Ladd et al.* (2007). Suponiendo una simetría radial la anomalía de calor ( $HA_\sigma$ ) contenida en cada capa discretizada de densidad ( $\sigma_\theta$ ) se calcula como:

$$HA_\sigma = \int_0^{2\pi} \int_{-R_\sigma}^{R_\sigma} \rho_\sigma C_p h_\sigma(r) [T_\sigma(r) - T_\sigma(ref)] r dr d\theta \quad (3)$$

donde  $\rho_\sigma$  es la densidad in-situ ( $\text{kg/m}^3$ ) dentro de la capa  $\sigma_\theta$ ;  $C_p$  es la capacidad calorífica a presión constante ( $\text{J/kg}^\circ\text{C}$ ) dentro de la capa  $\sigma_\theta$ ;  $h_\sigma(r)$  el espesor (m) de la capa  $\sigma_\theta$ ;  $r$  es la distancia radial (m) desde el centro del remolino;  $T_\sigma(r)$  la temperatura *in situ* (°C) dentro de la capa  $\sigma_\theta$ ;  $T_\sigma(ref)$  la temperatura *in situ* (°C) dentro de la capa  $\sigma_\theta$  en la estación de referencia;  $R_\sigma$  el radio aproximado (m) del agua del núcleo.

De forma similar la anomalía de sal ( $SA_\sigma$ ) se calcula como:

$$SA_\sigma = \int_0^{2\pi} \int_{-R_\sigma}^{R_\sigma} 0.001 \rho_\sigma h_\sigma(r) [S_\sigma(r) - S_\sigma(ref)] r dr d\theta \quad (4)$$

donde el factor de 0.001 convierte la salinidad a masa de sal por unidad de masa de agua de mar.

Por último se analizaron las posibles fuentes de generación a partir de la observación de otras variables oceanográficas detectadas por otros sensores remotos, y distribuidas por el Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PODAAC): (i) Temperatura superficial del mar, detectada durante la noche (NSST, por sus siglas en inglés) y (ii) Concentración de Clorofila-*a* (Chla), ambas observadas por el satélite MODIS Aqua, con una resolución espacial de 4 km y tomados diariamente, posteriormente se promediaron semanalmente a las mismas fechas del altímetro. (iii) Vientos sobre la superficie del mar, provenientes del Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP). Este juego de datos incluye vientos satelitales provenientes de distintos radiómetros de micro ondas (SSM/I, SSMIS, AMSR-E, TRMM TMI y WindSat), distintos medidores de dispersión (QuikSCAT y SeaWinds), y otros instrumentos satelitales. Todos combinados con datos medidos *in situ* y con una estimación inicial del campo de viento, proveniente del reanálisis hecho por el European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), de 1987 a 1998. La mezcla de todas estas observaciones se lleva a cabo usando un método de análisis de variación (VAM, por sus siglas en inglés), y todas las observaciones están referenciadas a una altura de 10 metros sobre el nivel del mar. La resolución espacial de este producto es de  $\frac{1}{4}$  de grado, la temporal es de seis horas, y se conoce como Level 3.0 First Look data (flk). Posteriormente estos datos se promedian diariamente y después semanalmente a las mismas fechas del altímetro.

## Capítulo 3

---

### Resultados

#### 3.1 Comparación de los tres métodos de detección de remolinos

Como se mencionó en la sección de metodología, una de las diferencias más notable entre los tres algoritmos automatizados de detección de remolinos es la cantidad de remolinos que estos detectan. La Figura 2 muestra el desempeño de estos métodos para agosto de 1996 donde se aprecia que el método que mayor cantidad de remolinos detectó (como era de esperarse) es el de OW, seguido por el SLA-B y el que menos observó fue el VG. Una inspección visual de la Figura 2 muestra otra diferencia clara entre los métodos que es el tamaño de los remolinos, siendo más pequeños en los métodos OW y VG comparados contra el SLA-B. Para todo el periodo de estudio (1992-2010) el método OW (VG) detectó 55% más (32% menos) remolinos en el conteo general, lo que a su vez representó un 55% mayor (10% menor) de remolinos generados en comparación con el SLA-B. Por otro lado, los diámetros de estos remolinos en promedio fueron 40% y 30% más pequeños usando los métodos de OW y VG, respectivamente, comparados contra el SLA-B.

Estas diferencias entre los métodos de detección tienen consecuencias importantes sobre las trayectorias de los remolinos, las cuales a su vez afectan el número de remolinos generados, las fechas y posiciones de inicio, duración, distancia recorrida y velocidades de propagación. La mayor cantidad de remolinos detectada por OW era un resultado esperado dado la detección errónea de falsos remolinos que se sabe ocurre con este método (por ejemplo en la Figura2a, muestra dos remolinos anticiclónicos abajo a la izquierda detectados por OW en los extremos de una área anticiclónica que se nota no son remolinos). La menor cantidad de remolinos estimados en el conteo general por el método VG, se debe a que, en el caso de los remolinos de larga duración este método comúnmente divide la trayectoria de un mismo remolino en diferentes partes al considerarlo disipado (por problemas de detección), y por lo tanto en su estadística se observan valores de menor duración y distancias recorridas más cortas (23% menos para ambas propiedades vs. SLA-B).

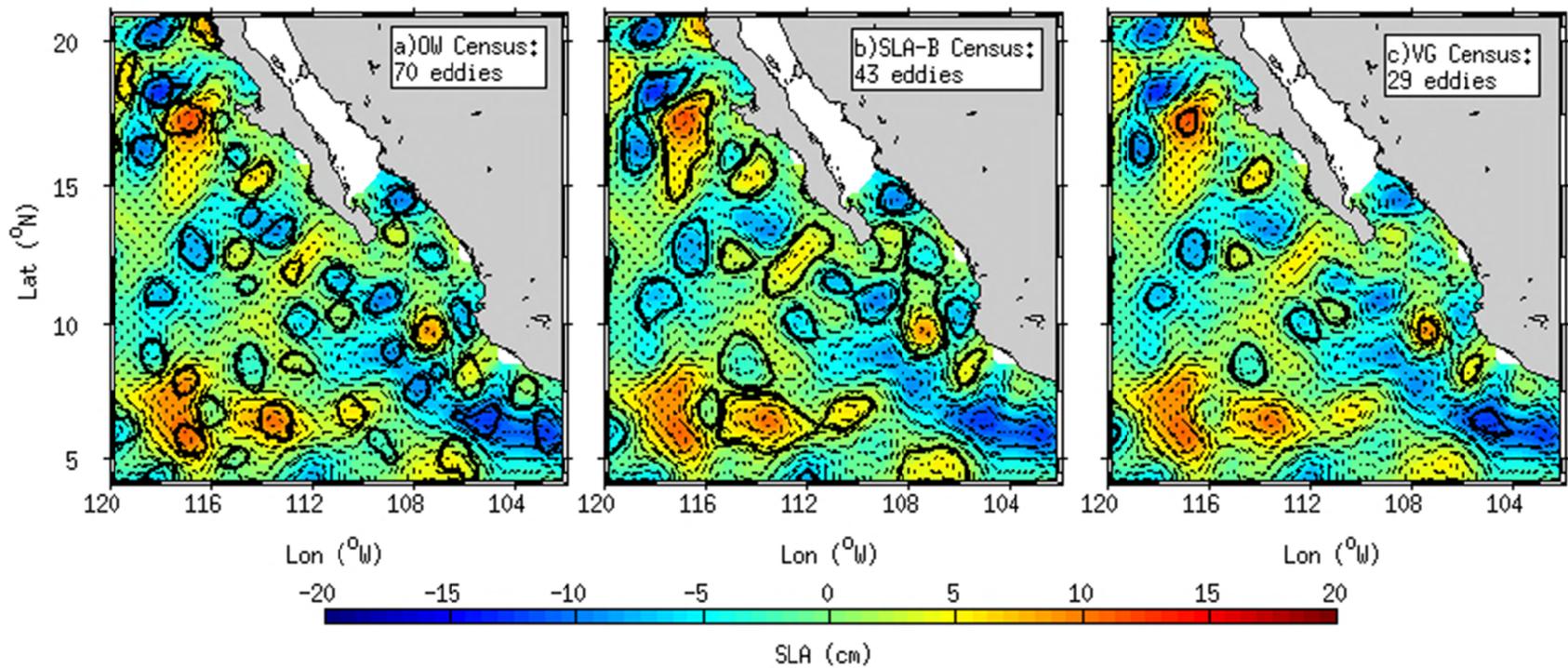


Figura 2 Ejemplo del desempeño de los distintos métodos para detectar remolinos, durante la semana del 7 de agosto de 1996.

El número muestra el conteo total de remolinos para esa fecha en particular.

Esto último también tiene consecuencias en el número de remolinos generados ya que lo incrementa al contabilizar una sola trayectoria como el producto de más de un solo remolino. Aun así, el número de remolinos generados según el método VG fue menor que los obtenidos por el método SLA-B. Por otro lado, las diferencias en la estimación de los diámetros tiene consecuencias en la estimación de las amplitudes, las cuales tienden a ser menores en los remolinos de menor diámetro ya que hay menos cantidad de valores de la ANM dentro de un mismo remolino; esta variable mostró un 21% (42%) menor en los métodos de OW (VG), respectivamente. Esto a su vez causa menores velocidades de giro y EKE, las cuales fueron 9% y 18% menor en el método VG comparado con el método SLA-B.

La Figura 3 muestra la distribución de densidad de los sitios de generación de los remolinos (contados en cuadros de  $1^\circ \times 1^\circ$ ) obtenida a partir de los métodos SLA-B, OW and VG, respectivamente. Los resultados de este análisis evidencia nuevamente la diferencia en la cantidad de remolinos generados para el área de estudio por los tres métodos, donde se ve claramente que el método de OW (Figura 3b) muestra mayor cantidad de remolinos generados, con una cantidad importante de ellos mar adentro (debido a la falsa detección de remolinos), mientras que por el contrario el método VG (Figura 2c) muestra una menor cantidad al detectar menos remolinos.

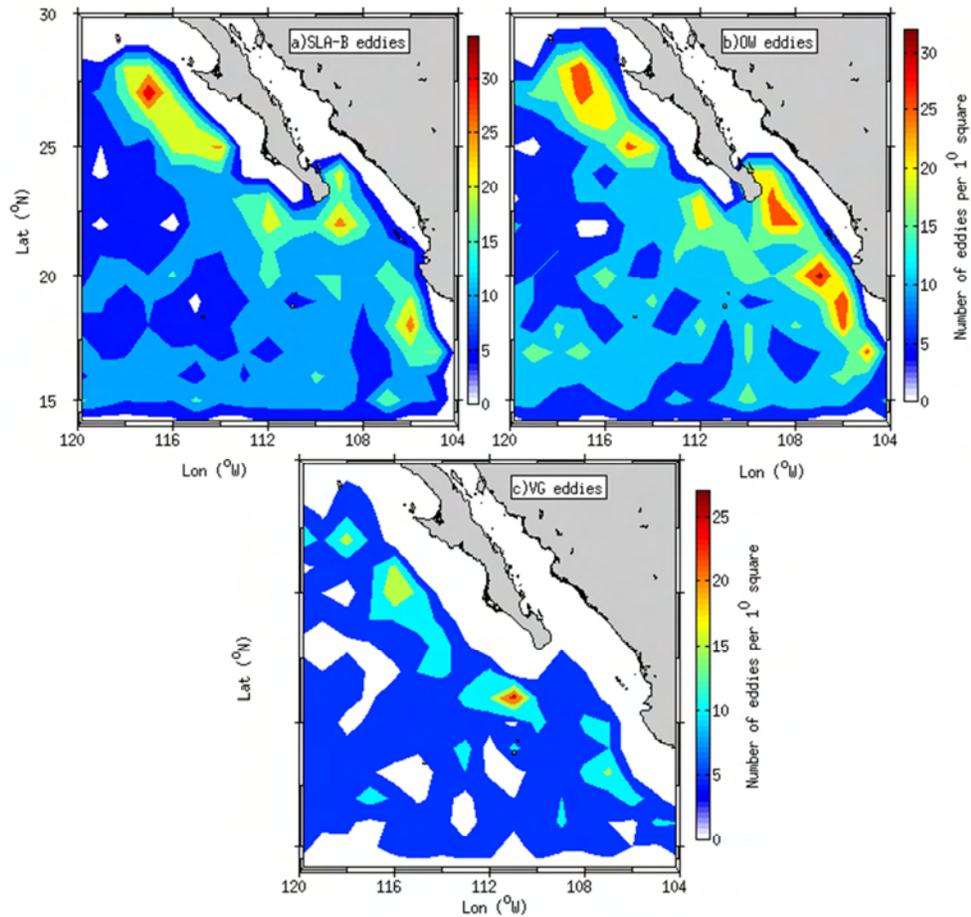


Figura 3 Análisis de densidad de remolinos generados contados dentro de un cuadro de  $1^\circ \times 1^\circ$ , el cual muestra los desempeños de los métodos: (a) SLA-B, (b) OW y (c) VG, respectivamente.

También se comparó la variación meridional del radio zonal promedio (Figura 4a) y la velocidad de propagación (Figura 4b) para cada método vs. la variación meridional del Radio de deformación de Rossby ( $R_d$ , ver anexo A.3 para más detalles sobre el Radio de deformación). Se comparó la velocidad de propagación de los remolinos vs. la rapidez de fase zonal del primer modo baroclínico no dispersivo de las ondas de Rossby ( $R_o$ ) (Chelton *et al.*, 1998). Se encontró que en promedio todos los radios de los remolinos tanto del método SLA-B como del VG son mayores al  $R_d$ , lo cual justifica el uso del balance geostrófico para estimar las velocidades de giro dentro del remolino. En el método OW, los remolinos al sur de  $20^\circ\text{N}$  fueron menores al  $R_d$ ,

mientras que en el VG los remolinos están muy cerca del  $R_d$ . La Figura 4b muestra que las velocidades de propagación del método de OW (línea roja) son menos dispersas que las mostradas por los otros dos métodos. Los tres algoritmos muestran velocidades de propagación menores a las ondas de Rossby, al sur de  $\sim 19^\circ\text{N}$ .

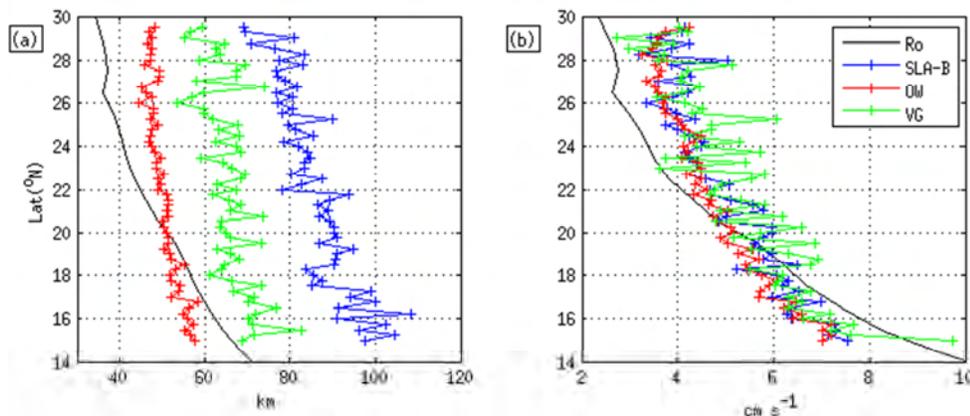


Figura 4 (a) Variación meridional del radio de los remolinos y el radio de deformación de Rossby ( $R_d$ ). (b) Variación meridional de las velocidades de propagación de los remolinos y de la rapidez de fase del primer modo baroclínico no dispersivo de las ondas de Rossby ( $R_o$ ).

En resumen, se decidió trabajar en este estudio con los resultados del método SLA-B por considerarse que aporta los resultados más confiables para la caracterización estadística de los remolinos para todo el resto del análisis, principalmente por haber mostrado una mejor relación al compararse vs.  $R_d$ . También el método SLA-B mostró menos ruido en la identificación de remolinos comparado contra las identificaciones del método de OW y de VG, lo cual tiene implicaciones en el rastreo de las trayectorias de los remolinos, teniendo consecuencias en las estimaciones de sus propiedades y en el conteo final de generación de remolinos, como se demostró anteriormente.

### 3.2 Resultados generales, a partir del método SLA-B

Una vez elegido el método automatizado para detectar remolinos, se puede proceder a realizar la estadística tanto de los ciclones como de los anticiclones ocurridos en la región de estudio, solo es necesario un pequeño paso más y este consiste en alejarnos lo más posible de los límites de detección de la altimetría con el fin de asegurar que lo que se está estudiando son remolinos verdaderos y no artificios del método de interpolación del propio altímetro, que a veces pueden confundirse por remolinos estacionarios, o algunos meandros por remolinos. Por ello en este estudio solo se consideraron aquellos remolinos que tienen un diámetro  $\geq 80$  km, una amplitud  $\geq 1$  cm y un periodo de vida  $\geq 10$  semanas. De los remolinos que cumplieron dichas características se lograron detectar un total de ~8900 RAs y ~11500 RCs, los cuales corresponden a ~500 trayectorias individuales de ambos tipos de remolinos (Tabla 1). En toda la región de estudio hay una preferencia por los remolinos ciclónicos duraderos, con ~30% más RCs detectados que RAs y ~15% más trayectorias de RCs (Tabla 1). La diferencia en los porcentajes se explica por la mayor duración de los RCs comparada con la de los RAs para velocidades de propagación similares (Tabla 1).

Tabla 1 Análisis estadístico (promedio  $\pm$  1 desviación estándar) de las características de los remolinos desde octubre de 1992 a octubre de 2010, para toda la región de estudio y las tres áreas prolíficas. Sombreados están los valores de los RAs, los valores máximos y mínimos se muestran entre paréntesis.

Áreas	Conteo total de remolinos	Generación total de remolinos	distancia recorrida (km)	duración (días)	diámetro (km)	velocidad de propagación (cm/s)	velocidad de giro (cm/s)	EKE (cm <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	amplitud (cm)	No linealidad
Toda la region	8848	465	649 $\pm$ 430 (2505,102)	133 $\pm$ 72 (518,70)	205 $\pm$ 33 (560,80)	5.4 $\pm$ 2 (79,0)	10.9 $\pm$ 4 (33,4)	78 $\pm$ 60 (620,8)	5 $\pm$ 2 (24,1)	2.4 $\pm$ 1 (9,0)
	11579	529	687 $\pm$ 442 (3104,63)	153 $\pm$ 96 (651,70)	206 $\pm$ 34 (463,64)	5.3 $\pm$ 2 (84,0)	11.5 $\pm$ 4 (52,3)	85.2 $\pm$ 67 (1436,6)	-5 $\pm$ 3 (-24,-1)	2.4 $\pm$ 1 (11,0)
Punta Eugenia	1591	74	608 $\pm$ 383 (2093,179)	151 $\pm$ 94 (518,70)	185 $\pm$ 28 (405,84)	4.6 $\pm$ 2 (67,0)	9.6 $\pm$ 3 (22,4)	59 $\pm$ 35 (269,9)	5 $\pm$ 2 (12,2)	2.3 $\pm$ 1 (6,0)
	2944	89	811 $\pm$ 464 (2197,140)	232 $\pm$ 128 (651,70)	190 $\pm$ 29 (422,78)	3.9 $\pm$ 1 (55,0)	12.0 $\pm$ 4 (31,5)	92 $\pm$ 61 (513,13)	-7 $\pm$ 3 (-23,-1)	2.8 $\pm$ 1 (8,0)
Cabo San Lucas	1347	65	658 $\pm$ 459 (2261,141)	145 $\pm$ 85 (406,70)	186 $\pm$ 27 (427,82)	4.9 $\pm$ 2 (45,0)	11.2 $\pm$ 4 (27,5)	90 $\pm$ 58 (414,14)	5 $\pm$ 2 (15,1)	2.7 $\pm$ 1 (6,0)
	1283	49	740 $\pm$ 604 (3104,63)	183 $\pm$ 126 (595,70)	190 $\pm$ 28 (440,91)	4.4 $\pm$ 1 (46,0)	12.9 $\pm$ 4 (38,6)	105 $\pm$ 76 (766,18)	-6 $\pm$ 3 (-20,-2)	2.7 $\pm$ 1 (9,0)
Cabo Corrientes	1319	58	854 $\pm$ 495 (2204,237)	159 $\pm$ 93 (406,70)	208 $\pm$ 26 (465,84)	6.3 $\pm$ 2 (62,0)	13.9 $\pm$ 4 (33,5)	122 $\pm$ 81 (620,16)	6 $\pm$ 3 (24,2)	2.9 $\pm$ 1 (9,0)
	1300	67	704 $\pm$ 433 (2599,209)	136 $\pm$ 81 (581,70)	205 $\pm$ 35 (424,67)	5.9 $\pm$ 2 (58,0)	13.0 $\pm$ 4 (52,3)	108 $\pm$ 88 (1436,6)	-5 $\pm$ 3 (-23,-2)	2.6 $\pm$ 1 (11,0)

El diámetro promedio, la EKE y la velocidad de giro como funciones de la amplitud (para cada remolino) muestran una tendencia lineal significativa (Figura 5a-c), que muestra que a medida que la amplitud aumenta también lo hacen los diámetros, la EKE y las velocidades de giro. Los valores más altos de correlación, probablemente sobreestimados debido a una no dependencia entre las variables, se observan para la EKE y las velocidades de giro, mientras que en los diámetros la correlación fue más dispersa.

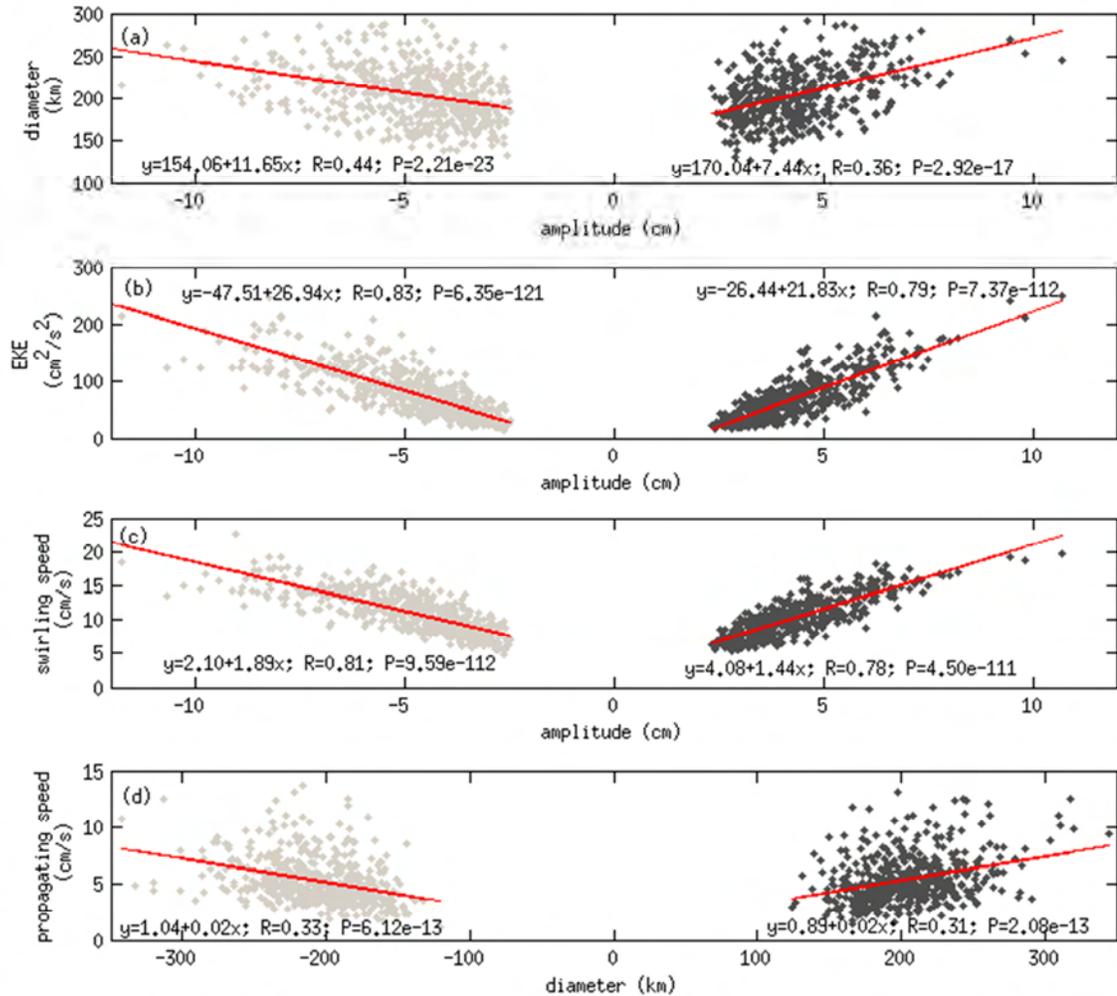


Figura 5 Comportamiento de algunas propiedades de los remolinos (para todos los RAs (en negro) y RCs (en gris)): (a) amplitud vs. diámetro, (b) amplitud vs. EKE, (c) amplitud vs. velocidad de giro y (d) diámetro vs. velocidad de propagación. La línea roja muestra el ajuste lineal.

La Figura 5d muestra la tendencia creciente entre el diámetro medio de los remolinos y la velocidad de propagación de los mismos, lo cual es un resultado interesante que muestra que hay una tendencia hacia los remolinos más grandes de viajar más rápido.

### **3.3 Distribuciones espaciales**

La distribución espacial de los sitios de generación de remolinos (Figura 6a) muestra que los remolinos pueden ser generados prácticamente en cualquier parte de la región de estudio, por lo menos una vez en los 18 años. La Figura 6b muestra la distribución geográfica de la génesis de remolinos, la cual corresponde al conteo del número de puntos iniciales de las trayectorias de remolinos, dentro de una caja de  $1^\circ \times 1^\circ$ . Los remolinos son preferencialmente generados en las tres áreas costeras (mostradas como polígonos en la Figura 6a) y se propagan preferentemente hacia el mar abierto, siendo disipados a unos ~480 km de la costa. La Figura 6c muestra dónde se disipan los remolinos generados dentro de estos polígonos (los cuales denominaremos remolinos costeros de ahora en adelante).

Para investigar con más detalle las características de los remolinos y su variabilidad, la región de estudio se subdividió en 3 áreas costeras prolíficas para la producción de remolinos (Figura 6a): 1.- Punta Eugenia (PE), localizada a la mitad de la península de Baja California he influenciada principalmente por el sistema de la Corriente California; 2.- Cabo San Lucas (CSL), localizado en la punta de la península de Baja California he influenciado por la mezcla entre el ramal tropical de la Corriente California y las corrientes que ocurren a la entrada del Golfo de California, incluida la Corriente Costera Mexicana; 3.- Cabo Corrientes (CaCo), localizado frente al México central, fuertemente influenciado por la Corriente Costera Mexicana en verano y otoño y por el paso de ondas atrapadas a la costa.

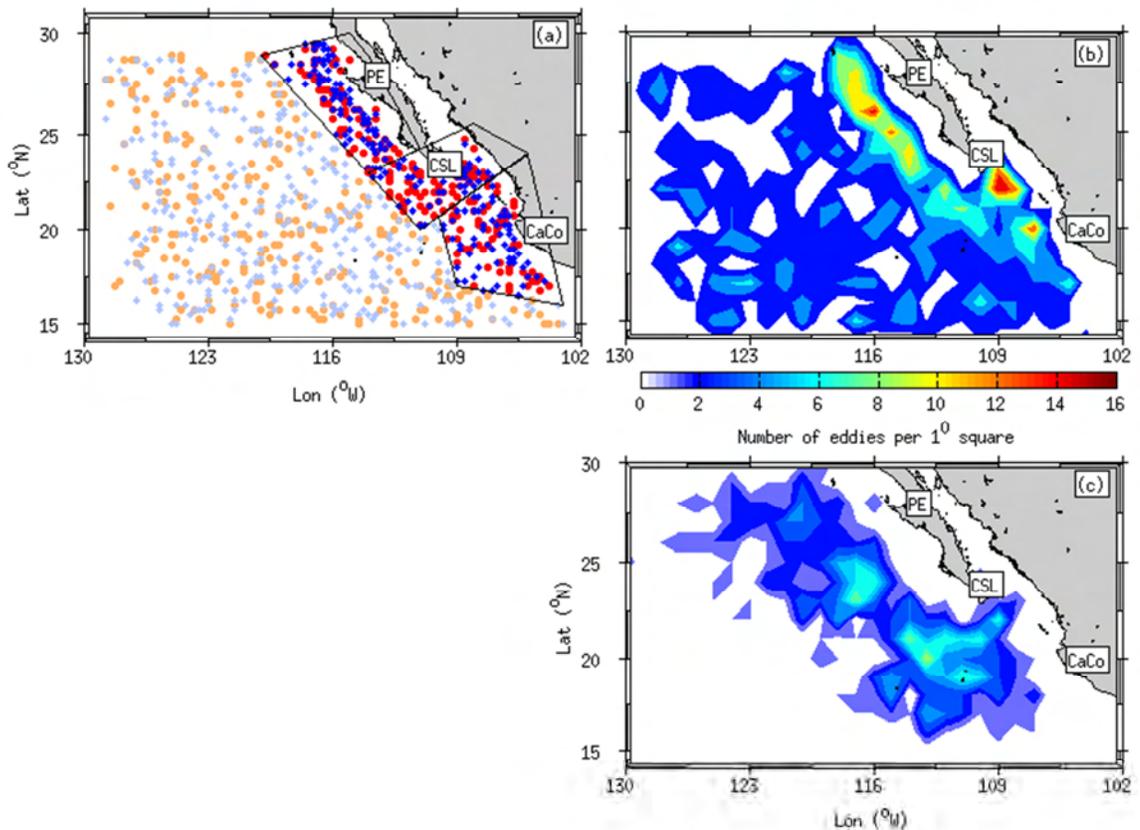


Figura 6 (a) Sitios de generación de los remolinos, visto por el método SLA-B en los 18 años de datos de altimetría. Los polígonos muestran las tres áreas prolíficas costeras. Los remolinos AE/CE costeros se muestran en rojo/azul, los remolinos oceánicos en colores claros, respectivamente. (b) Análisis de densidad de  $1^\circ \times 1^\circ$  que muestra donde se generan principalmente los remolinos, en rojo y amarillo se muestran las áreas prolíficas para los remolinos. (c) Análisis de densidad de  $1^\circ \times 1^\circ$  que muestra donde se disipan principalmente los remolinos costeros.

La Figura 7a muestra la distribución de la frecuencia de ocurrencia de los remolinos ( $EF = EF_{RAS} + EF_{RCs}$ ), que representa el porcentaje del tiempo que un punto de malla se localizó dentro de un vórtice (e.g. *Chaigneau et al.*, 2008; 2009). Valores relativamente altos de EF (de hasta 50%) se encontraron en las áreas de PE y CSL aproximadamente 100 km mar adentro. En contraste, valores relativamente bajos de EF se encontraron frente a Cabo Corrientes, probablemente asociados con las altas velocidades de propagación en esta área (Tabla 1 y Figura 9, tercer renglón). Previamente observado por *Chaigneau et al.* (2008), los bajos valores de EF pueden estar relacionados también con el algoritmo SLA-B, el cual falla al identificar contornos cerrados de ANM con un diámetro menor a 80 km.

Para evaluar si existe alguna preferencia por los RAs o RCs en cualquiera de las áreas costeras se calculó la polaridad de ocurrencia de los remolinos  $(EF_{RAS} - EF_{RCs}) / (EF_{RAS} + EF_{RCs})$ , la cual se muestra en la Figura 7b, esta representa la probabilidad de un punto de malla en caer dentro de un CE (polaridad positiva) o AE (polaridad negativa) (e.g. *Chaigneau et al.*, 2009). En el área de PE la polaridad de los remolinos fue ciclónica (positiva) en el norte y ligeramente anticiclónica (negativa) en el sur. En CSL hubo una ligera preferencia hacia los remolinos negativos (RAs). Finalmente CaCo mostró una polaridad marcadamente positiva (ciclónica) cerca de la costa.

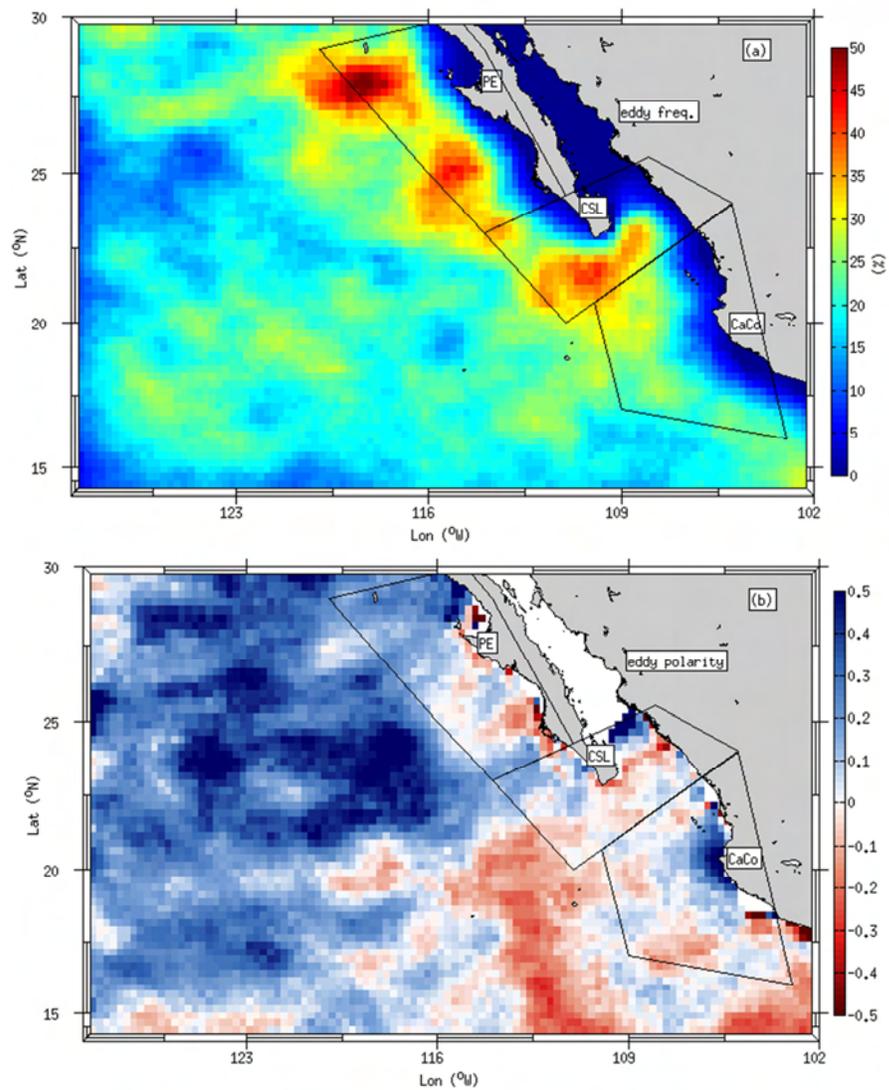


Figura 7 (a) Frecuencia de ocurrencia de los remolinos. (b) Preferencia de polaridad de la región de estudio. En azul RCs; en rojo los RAs.

### 3.4 Propiedades estadísticas

La estadística de las principales propiedades estimadas para los RCs y RAs que se muestran en la Figura 9 y en la Figura 10, cuantifica las diferencias entre las áreas prolíficas. Los valores promedio, desviaciones estándar, máximos y mínimos se pueden observar en la Tabla 1. Los RCs incrementan la distancia que recorren (en un 13%) y su duración (en un 41%) de sur a norte (Figura 9), en contraste, los RAs incrementan su distancia recorrida (en un 28%) y su duración (en un 5%) de norte a sur. En PE se generaron más RCs que RAs (Tabla 1). Debido a la larga duración de los RAs y su lenta propagación (Figura 9, tercer y quinto renglón), la parte sur de esta región muestra una polaridad negativa (Figura 7b). En CSL se generan más RAs que RCs (16% más), sin embargo, se encontró una pequeña diferencia en el conteo total de remolinos (5% más RAs) debido a que los ciclones perduran por más tiempo (21% más días). En CaCo se generaron más RCs que RAs, pero en contraste con CSL hubo un mayor número de RAs en el conteo total (2% más), porque los RAs perduran más que los RCs (15% más). Hay que tener cuidado cuando se analizan los resultados del área de estudio como una sola región debido a que las diferencias entre las áreas prolíficas costeras se pierden al quedar enmascaradas.

Tomando en cuenta la generación media anual de remolinos (Tabla 2) para toda la región de estudio se observa una menor producción (~14% menos) de RAs que RCs. PE mostró la mayor producción (con más RCs), seguida de CaCo (con más RCs) y CSL (con más RAs). Para los dos tipos de remolinos se observó también que la velocidad de propagación, diámetro, velocidad de giro y EKE se incrementaron hacia el sur, es decir de PE a CaCo (Figura 10). En todas las áreas prolíficas costeras, los RAs tienden a viajar más rápido que los RCs en promedio (Figura 9, tercer renglón): 15% más rápido en PE, 10% más rápido en CSL y 6% en CaCo. Este último rasgo característico de los remolinos (Figura 8) fue ampliamente estudiado y descrito teóricamente por *Cushman-Roisin et al.* (1990), los remolinos en plano  $\beta$  tienden a propagarse hacia el oeste con una velocidad proporcional al desplazamiento meridional de la estratificación de gran escala (o ambiental), y la auto-advección de las parcelas de agua dentro del remolino, la cual difiere según la polaridad de los mismos: Dentro de los RAs la auto-advección genera un desplazamiento hacia el oeste (el cual es coincidente con la propagación hacia el oeste del

remolino). Mientras que en los RCs esta auto-advección es hacia el este (lo cual se contrapone con la propagación hacia el oeste del remolino) hacienda que estos últimos se propaguen más lento.

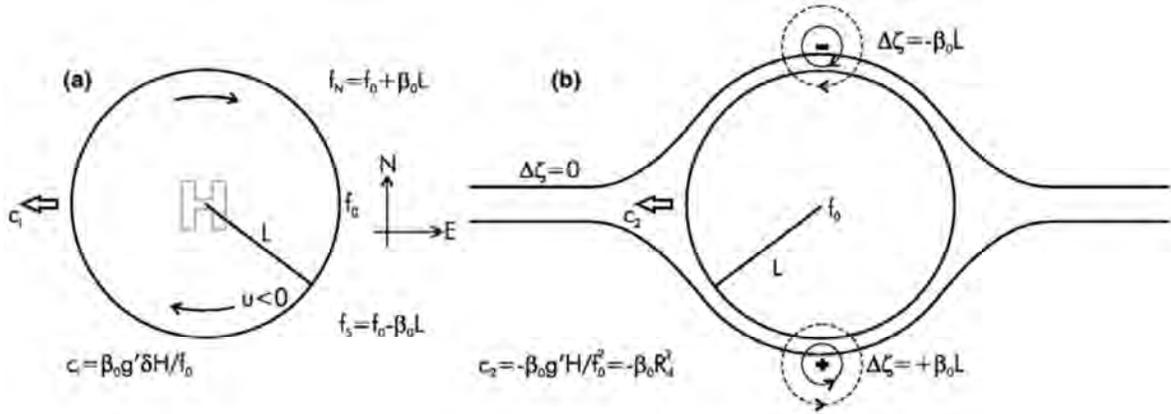


Figura 8 Tomada de *Willet et al.*, (2006, página 229). Mecanismo de propagación para los remolinos. (a) Auto advección de las parcelas de agua dentro del remolino, debida a las diferencias en  $f$  en la parte norte y sur del remolino; los RAs viajan hacia el oeste (como se observa en la figura) y los RCs hacia el este. (b) Propulsión hacia el oeste como una onda de Rossby por la conservación de la vorticidad potencial, debida al fluido desplazado por el paso del remolino. Donde  $u$  es la velocidad azimutal del remolino,  $L$  el radio,  $g' \delta h$  la anomalía de presión,  $c_1$  y  $c_2$  la velocidad de propagación,  $R_d$  el radio de deformación y  $f$  el parámetro de Coriolis.

Tabla 2 Generación media anual de remolinos (número de remolinos). Los valores máximos y mínimos se muestran entre paréntesis.

Generación media anual de remolinos		
<b>Región de estudio</b>	RAs	17±3(22,12)
	RCs	19±3(23,15)
<b>Punta Eugenia</b>	RAs	4±2(9,1)
	RCs	5±2(8,2)
<b>Cabo San Lucas</b>	RAs	3±2(6,0)
	RCs	3±1(4,1)
<b>Cabo Corrientes</b>	RAs	3±1(5,2)
	RCs	4±2(7,1)

Se llevó a cabo la prueba U no paramétrica de Mann-Whitney (Sokal, 1981; Zar, 1996) para probar la hipótesis nula de que los RAs y los RCs provienen de la misma población (*i.e.* sus promedios son iguales o no). Para toda la región de estudio, así como para las diferentes áreas, todas las características de los RAs y RCs mostraron ser estadísticamente diferentes, aunque numéricamente fueron muy similares (Tabla 1). Por ejemplo, si se comparara el valor medio de la velocidad de propagación de los RAs para PE (4.4 cm/s) vs. CSL(4.9 cm/s) (Figura 9, tercer renglón), se vería que este último es efectivamente mayor para CSL, aunque numéricamente sean muy cercanos, es decir podemos decir con una confianza estadística, que los RAs en CSL viajan más rápido que en PE.

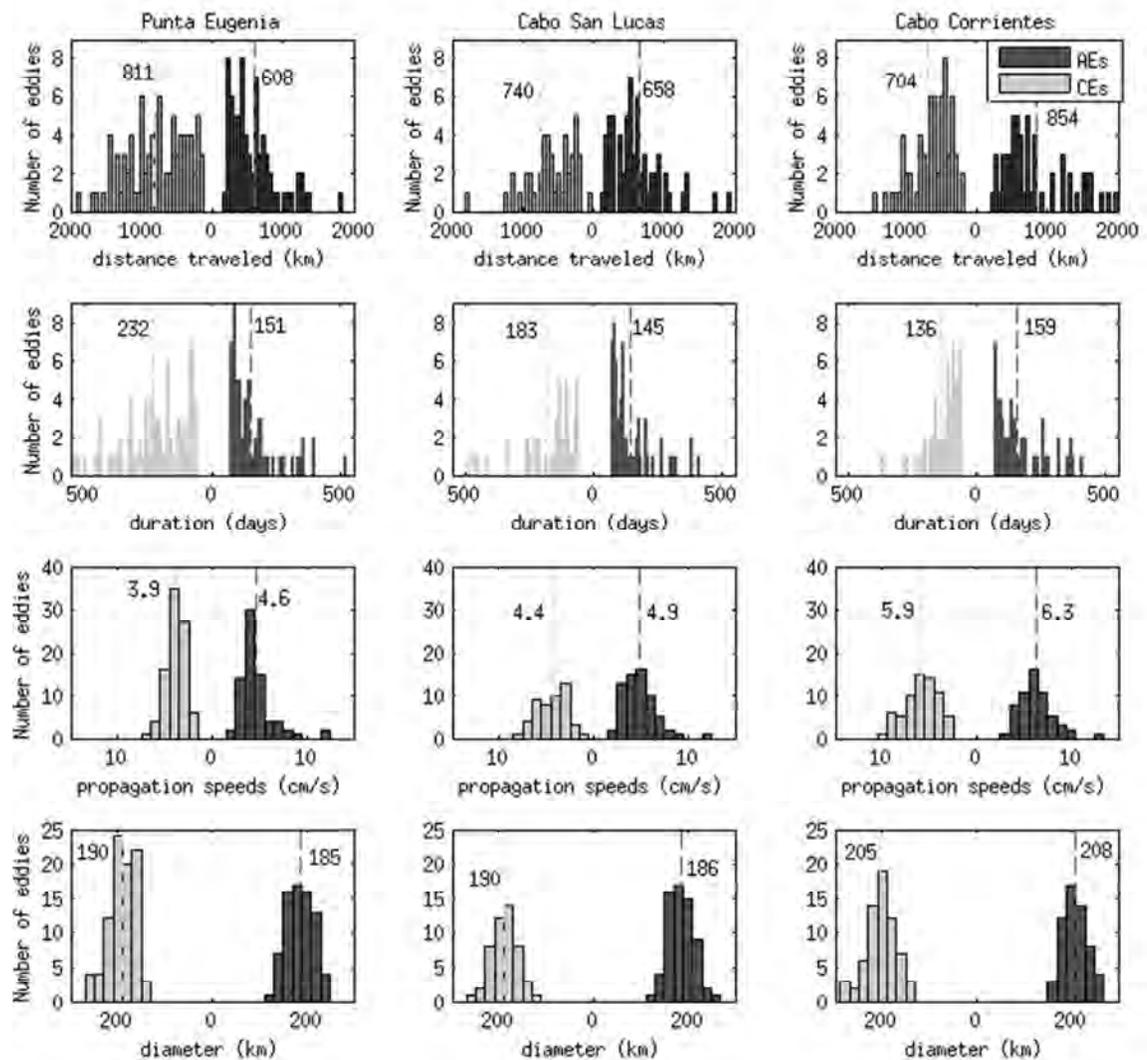


Figura 9 Histogramas de la distancia recorrida, la duración, velocidad de propagación, y diámetros para las tres áreas prolíficas, mostrando el 95% de la distribución y su valor medio (línea discontinua). Las distribuciones de los ciclones se muestran a la izquierda del cero en color gris.

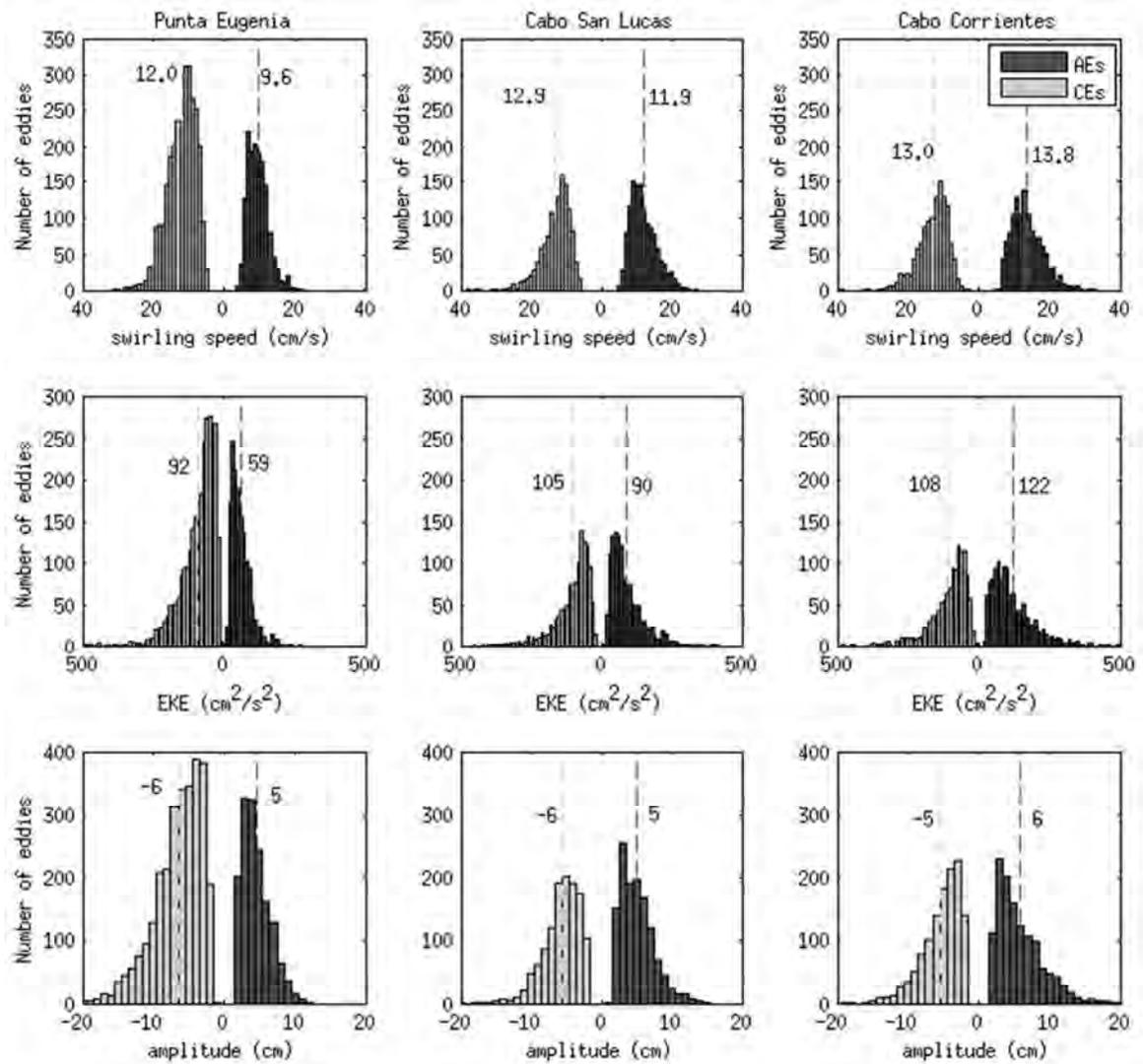


Figura 10 Histogramas de la velocidad de giro, EKE y amplitud (desplazamiento de la superficie del mar) para las tres áreas prolíficas, mostrando el 95% de la distribución y su valor medio (línea discontinua). Las distribuciones de los ciclones se muestran a la izquierda del cero en color gris.

### 3.5 No linealidad advectiva

Uno de los objetivos principales de estudiar la actividad de mesoescala es el entender la interacción de estas estructuras con la circulación superficial promedio de gran escala, principalmente la capacidad de transferir las propiedades de la columna de agua del sitio donde fueron generados hacia el sitio donde se disiparon. El parámetro de no linealidad advectiva ( $U/c$ ) es una medida importante que permite estudiar esta capacidad, donde  $U$  representa la máxima velocidad de rotación del remolino y  $c$  la velocidad de propagación. Para un mismo remolino, este parámetro es estimado a distintos tiempos a lo largo de los puntos que forman su trayectoria. Si esta razón es  $\geq 1$  el remolino se considera no lineal, lo que implica que el remolino no puede ser considerado como una perturbación de onda lineal propagándose a través de un medio cuasi estacionario, sino en una estructura coherente capaz de modificar el medio en el que se encuentra al transferir calor, sal, carbono, nutrientes y otros trazadores que pueden afectar las poblaciones de fitoplancton y zooplancton (*Chaigneau et al.*, 2011; *Chelton et al.*, 2007; 2011).

El 91.5% de los remolinos duraderos en la región de estudio fueron no lineales, con un 25% mostrando un parámetro no lineal  $\geq 3$  y un 2%  $\geq 5$ . En PE (Figura 11), los RCs mostraron una mayor linealidad, debido a que las velocidades de giro en promedio fueron más rápidas que las de los RAs (ver también la Tabla 1). En contraste, en CaCo, los RAs mostraron valores de no linealidad mayores que los RCs y también las velocidades de giro fueron más rápidas que sus velocidades de propagación (7% más rápidas). Finalmente CSL mostró los mismos parámetros de no linealidad (entre 1 y 4) para los RAs y RCs, pero los valores más altos fueron encontrados preferentemente en los RCs (Figura 11). Todas las áreas prolíficas costeras mostraron una cantidad similar de remolinos lineales (~6% del conteo total).

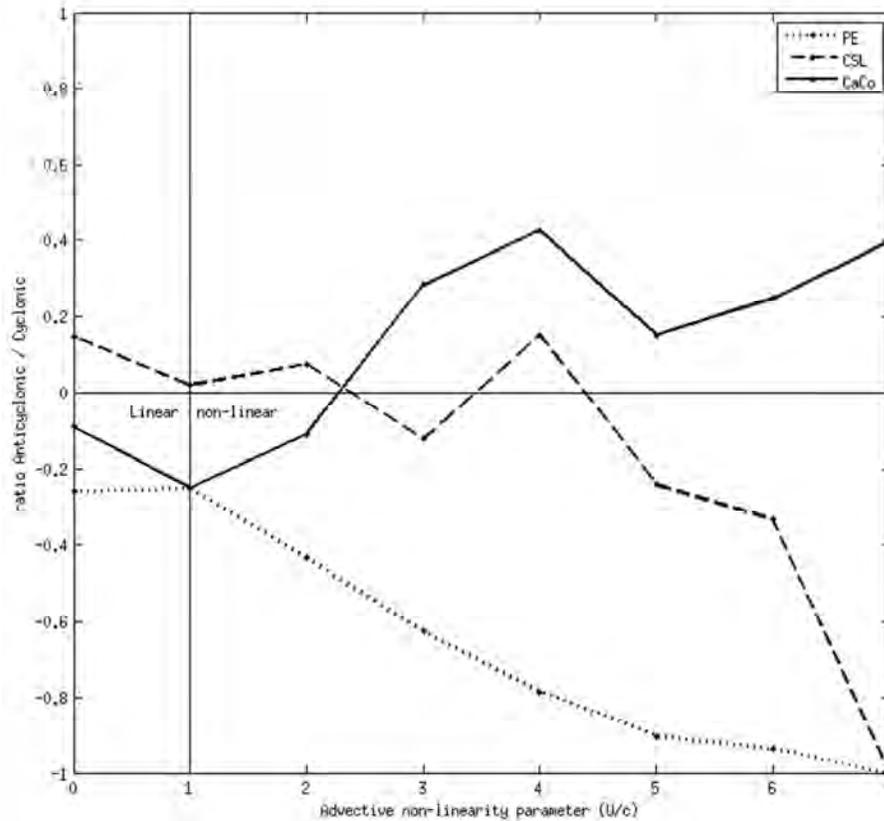


Figura 11 Razón entre RAs y RCs del parámetro de no linealidad advectiva ( $U/c$ ) para las diferentes áreas costeras.  $U/c \geq 1$  representa un remolino no lineal. Los valores positivos (negativos) muestran donde los RAs exceden (son menores) en cantidad al número de RCs con el mismo valor de no linealidad.

### 3.6 Trayectorias de los remolinos

Las variaciones meridionales del radio zonal promedio (Figura 12a) y de las velocidades de propagación (Figura 12b) de los remolinos detectados, fueron comparados contra la variación meridional del radio de deformación de Rossby ( $R_d$ ) y la rapidez de fase del primer modo baroclínico no dispersivo de las ondas de Rossby (Chelton *et al.*, 1998). Se observó un incremento hacia el sur en los diámetros de los remolinos así como en sus velocidades de propagación (ver también diámetros y velocidades de propagación en la Tabla 1), lo cual concuerda con la variación meridional del  $R_d$  y la velocidad de propagación de las ondas de Rossby, respectivamente. Willet *et al.* (2006) muestra que en el caso de los remolinos de mesoescala, y después tomar en cuenta varias simplificaciones, el

número de Rossby ( $R_o = U/fL$ ) puede expresarse como  $R_o = (R_d/L)^2$ , donde  $L$  es la escala del radio del remolino. Un  $R_o$  pequeño ocurre para escalas grandes comparado contra  $R_d$ . Por ello, el uso de la aproximación geostrófica para estimar la velocidad del fluido en el interior de los remolinos a partir de los datos de altimetría es justificable para el caso de remolinos grandes ( $L \gg R_d$ ). En nuestro caso, el radio zonal medio de los remolinos costeros fue más grande que  $R_d$  (Figura 12a), por lo que la aproximación geostrófica para el cálculo de la velocidad de giro es válida. Por otro lado, la velocidad de propagación zonal promedio de los remolinos mostró ser más rápida (más lenta) que las ondas de Rossby al norte (al sur) de  $\sim 19^\circ\text{N}$  (Figura 12b).

Las trayectorias seguidas por los remolinos costeros en las tres áreas prolíficas se muestran en la Figura 12c-d y muestra que ninguno de estos remolinos logran alcanzar el límite oeste de nuestra zona de estudio ( $130^\circ\text{W}$ ), lo cual nos asegura que las trayectorias fueron capturadas en su totalidad. Como se mencionó con anterioridad, si la máxima velocidad de rotación ( $U$ ) es más rápida que su propagación ( $c$ ), estos remolinos pueden atrapar el fluido localizado en el momento de su generación y advecarlo mientras viajan. El 75% de estos RAs/RCs duraderos se propagan por más de 466/575 km en Punta Eugenia, 459/450 km en Cabo San Lucas y 728/450 km en CaCo. Estas regiones espaciales se muestran en color azul claro en la Figura 6c. Algunos remolinos pueden alcanzar distancias mucho más largas (ver los valores máximos en la Tabla 1). Las trayectorias de los remolinos sugieren que los RCs viajan más lejos hacia el mar adentro que los RAs, excepto algunos RAs en CaCo (como ya se había comentado en la sección 3.4).

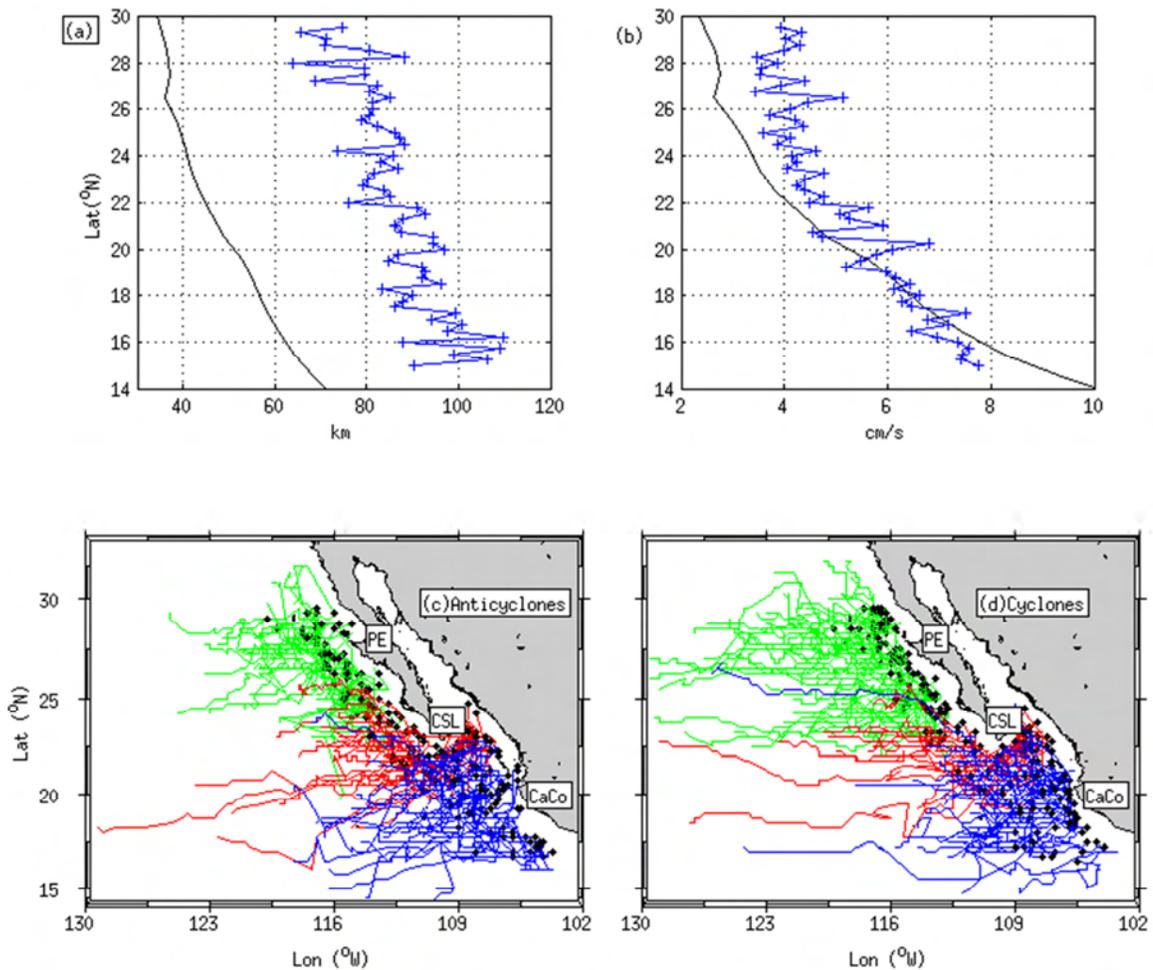


Figura 12 (a) Variación meridional del radio zonal promedio de los remolinos (línea azul) y  $R_d$  (línea negra) obtenido por *Chelton et al.* (1998). (b) Velocidades de propagación de los remolinos y la rapidez del primer modo baroclínico no dispersivo de las ondas de Rossby. Trayectorias mostradas por todos los RAs (c) y RCs (d) costeros. Los remolinos generados en PE de color verde, CSL en rojo y CaCo en azul. Los puntos negros muestran el sitio de generación.

La deflexión de las trayectorias hacia el suroeste, puramente zonal y noroeste se muestran como diagramas de rosas en la Figura 13. La propagación preferencial de los remolinos de todas las áreas costeras es hacia el suroeste. Sin embargo la propagación hacia el noroeste es también común (en mucha menor proporción que la anterior), y los RCs estos muestran una tendencia mayor de propagación en esa dirección que los RAs. El área prolífica de CaCo fue la que mostró la mayor cantidad de remolinos que viajan hacia el noroeste en comparación con las otras dos áreas, esto debido a que estas estructuras de

mesoescala pueden ser advectadas por la Corriente Costera Mexicana. Se observaron muy pocos remolinos viajando hacia el este, la mayor parte de estos se observaron en CSL.

La topografía del fondo dentro de las regiones costeras de generación (Figura 13) no presenta rasgos importantes de valles, cuencas o montañas submarinas; por lo que la trayectoria de los remolinos no parece estar influenciada por la misma. Por lo tanto las trayectorias seguidas por los remolinos están siendo afectadas solamente por el efecto  $\beta$  de la rotación de la Tierra, mostrando un comportamiento tipo ondas de Rossby viajando hacia el suroeste o noroeste (como se muestra en la Figura 12c y d y en la Figura 13).

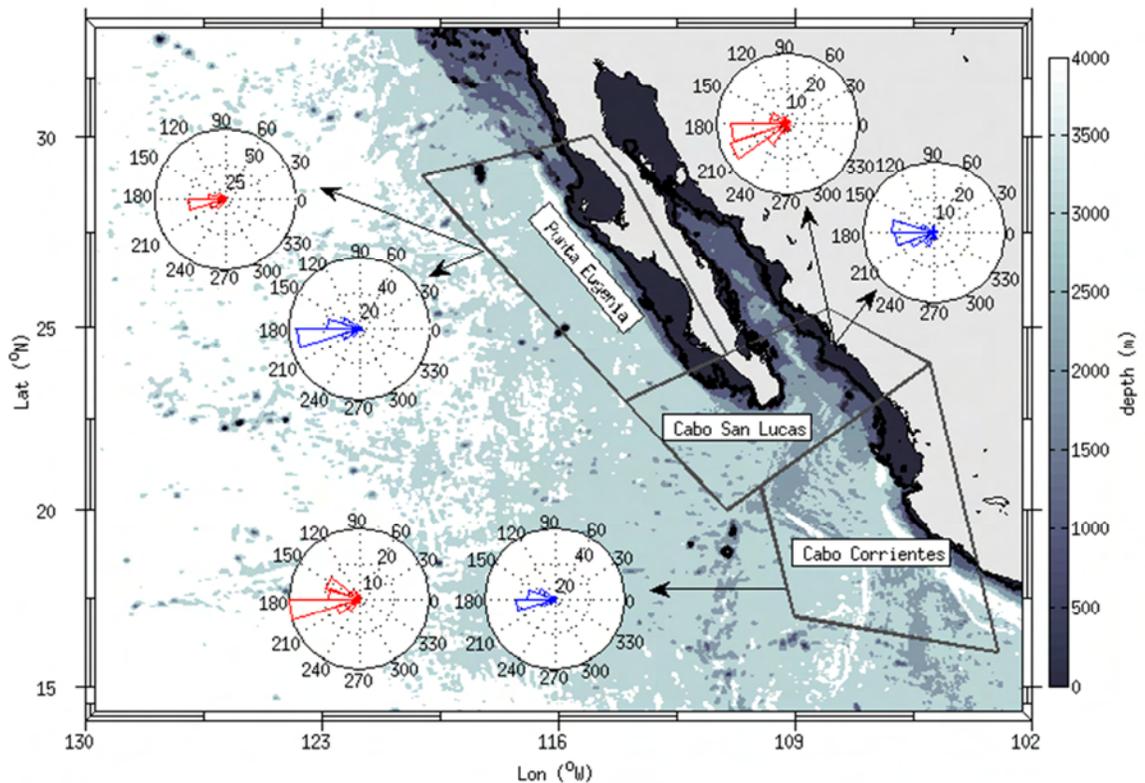


Figura 13 Batimetría de la zona de estudio con los diagramas de rosa de viento mostrando las trayectorias de los RAs (en rojo) y RCs (en azul), para cada área costera prolífica.

### 3.7 Variación estacional de la generación de remolinos

La climatología de la generación de remolinos dentro de cada área prolífica costera se calculó como la suma acumulativa del número total de remolinos generados por mes para los 18 años de estudio (Figura 14). La máxima generación de AE (CE, respectivamente) ocurre en junio (abril) en PE, en septiembre (diciembre) en CSL y en octubre (abril) en CaCo. Superpuesta a las barras de climatología están graficadas las líneas del ajuste estacional de la generación de remolinos: PE mostró una variabilidad anual muy alta en el caso de los RCs (una varianza explicada (VE) del 69% para la anual, 5% semianual), en el caso de los RAs la variación fue estacional (VE del 25% para la anual, 19% semianual), también el ajuste estacional muestra que la producción de RAs y RCs están en fase. CSL mostró una mayor variabilidad semianual tanto para los RAs (VE del 3% anual, 43% semianual) como los RCs (VE del 1% anual, 73% semianual), sin embargo, el ajuste estacional muestra que la producción de AE y CE están desfasadas. Finalmente, CaCo mostró una mayor variabilidad estacional para los RAs (VE del 24% anual, 16% semianual), y para los RCs una mayor variabilidad semianual (VE del 3% anual, 29% semianual); el ajuste estacional mostró un desfase de ~3 meses entre las producciones de RAs y RCs.

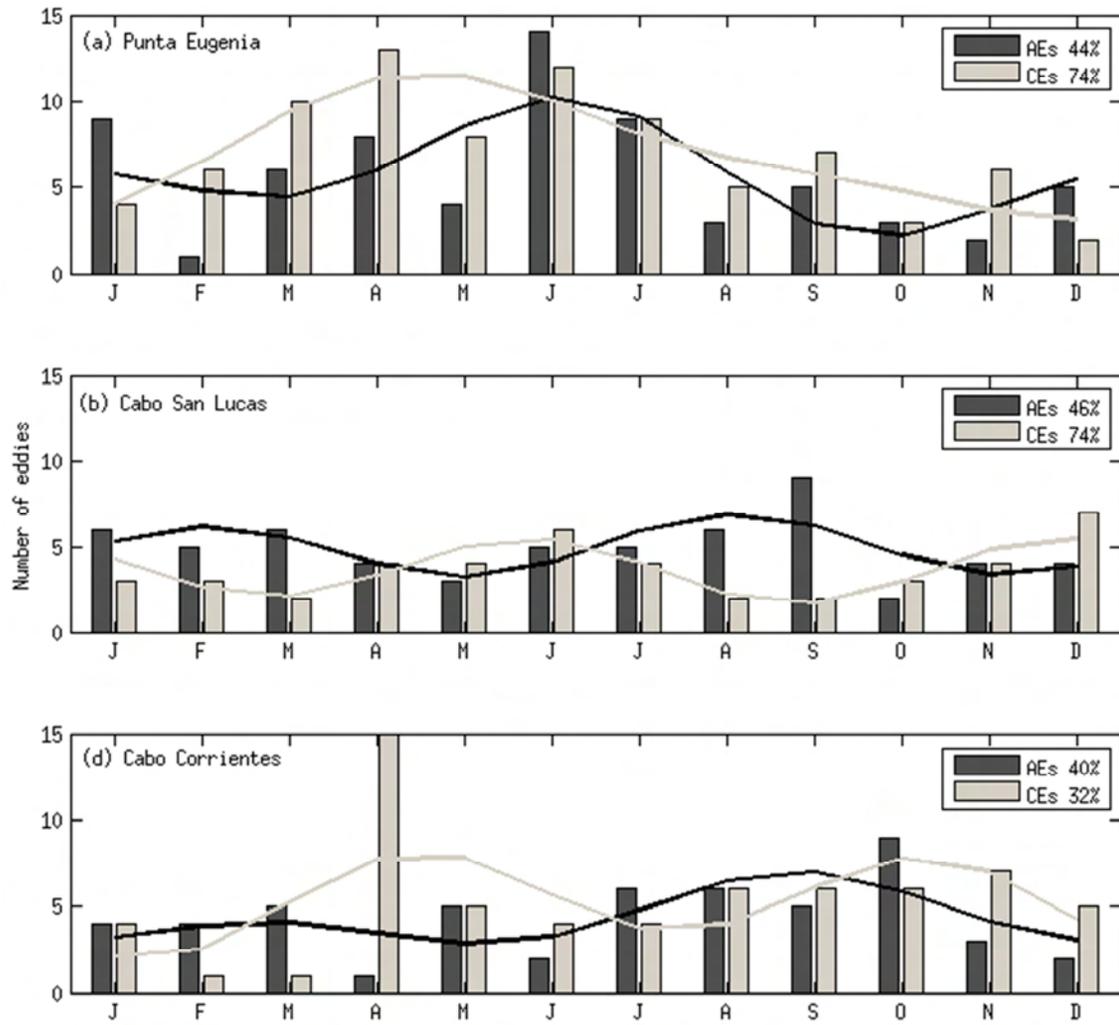


Figura 14 Barras que muestran la suma acumulada de la generación total de remolinos. Las líneas negras/grises muestran el análisis armónico estacional para los RAs/RCs, respectivamente. Los porcentajes son de la variancia explicada por la componente estacional (anual más semianual) para las tres áreas costeras.

Considerando la producción de remolinos por trimestres (Tabla 3), la producción de remolinos más alta se encontró durante la primavera (de abril a junio) en PE y durante el verano (julio a septiembre) en CSL y CaCo.

Tabla 3 Porcentaje del número total de remolinos generados por trimestres. Total= RAs + RCs.

Área costera	Porcentaje de remolinos generados				
		primavera	verano	otoño	invierno
<b>Punta Eugenia</b>	RAs	38%	25%	14%	23%
	RCs	39%	24%	13%	24%
	<i>total</i>	<i>63 rem.</i>	<i>40 rem.</i>	<i>22 rem.</i>	<i>38 rem.</i>
<b>Cabo San Lucas</b>	RAs	20%	34%	17%	29%
	RCs	32%	18%	32%	18%
	<i>total</i>	<i>29 rem.</i>	<i>31 rem.</i>	<i>26 rem.</i>	<i>28 rem.</i>
<b>Cabo Corrientes</b>	RAs	15%	33%	27%	25%
	RCs	38%	25%	28%	9%
	<i>total</i>	<i>34 rem.</i>	<i>36 rem.</i>	<i>35 rem.</i>	<i>20 rem.</i>

### 3.8 Variación interanual de la generación de remolinos

La relación que pudiera existir entre el fenómeno de El Niño y la generación de remolinos fue estudiada correlacionando diferentes índices de variabilidad climática de El Niño (El Niño 1+2 y el Multivariate ENSO index (MEI)) vs. la generación mensual de remolinos, para cada área prolífica costera. Aunque las correlaciones mostraron ser estadísticamente significativas ( $p < 0.05$ ), estas fueron muy bajas ( $r \sim < 0.15$ ), lo cual demuestra que no hay una correlación significativa entre la generación de remolinos con el fenómeno de El Niño (no se muestran las figuras de estos resultados). En el caso de la generación anual de remolinos y sus anomalías (Figura 15), se muestra un comportamiento distinto para la producción de RAs o RCs en las diferentes áreas prolíficas costeras sin poderse observar una influencia clara de años El Niño, tanto en su fase cálida como en su fase fría.

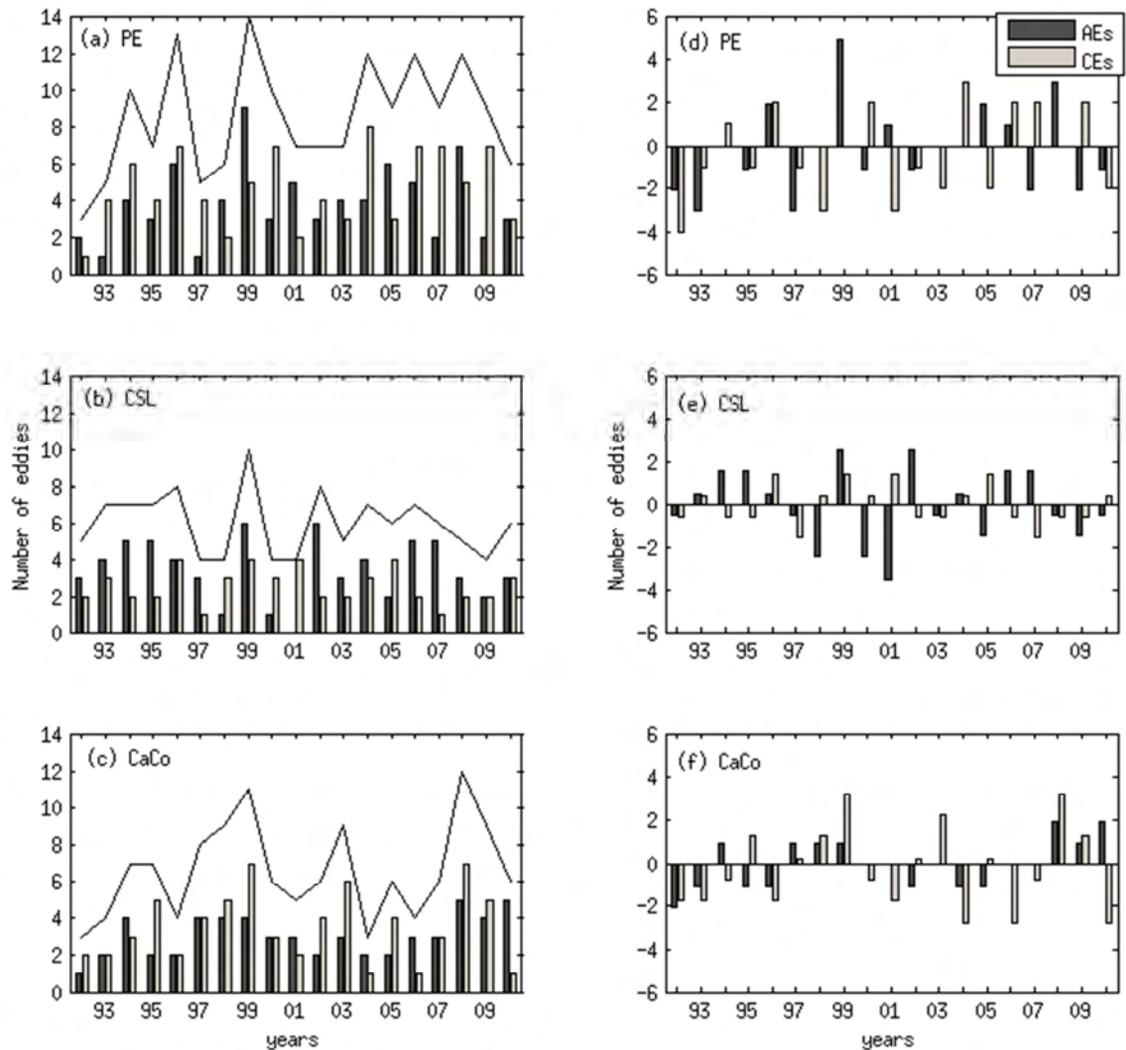


Figura 15 (a)-(c) Barras que muestran la generación anual de remolinos y sus anomalías (d)-(f), por áreas costeras. La línea sólida (paneles a-c) muestra la suma acumulativa de la generación de remolinos (AE + CE).

Dentro del periodo de observación caen dos eventos cálidos (la fase final de El Niño de 1991-1993 y todo el 1997-1998) y dos eventos fríos (La Niña de 1999-2001 y 2007-2008). Si se observa la suma acumulativa de la generación anual de remolinos (Figura 15a-c) hay un pico en 1999 y una caída en 1997-98 (1996 en CaCo). Sin embargo, en los otros eventos (Figura 15d-f) no se encontró un patrón de comportamiento claro de cómo el fenómeno de El Niño afecta la generación de remolinos en las distintas áreas costeras, ya

que la producción puede aumentar o disminuir en cada una de las distintas fases del fenómeno (Tabla 4).

Tabla 4 Influencia de los eventos de El Niño en la generación de remolinos.

	Fase cálida (El Niño)		Fase fría (La Niña)	
	1991-93	1997-98	1999-01	2007-08
Punta Eugenia	disminuye	disminuye	aumenta RAs	aumenta RAs
Cabo San Lucas	aumenta	disminuye RAs	aumenta RCs	disminuye RCs
Cabo Corrientes	disminuye	aumenta	disminuye	aumenta

Otro análisis que se realizó fue la correlación del índice de la actividad de remolinos (EAI, por sus siglas en inglés) en toda la región de estudio y en las áreas prolíficas vs. los índices de variabilidad climática mencionados. El EAI es una medida que expresa la cantidad de energía cinética turbulenta (EKE) que existe en cada mapa semanal de altimetría. Para el caso de los remolinos detectados en toda la región de estudio, la mayor correlación se dio entre el EAI y el Niño 1+2 ( $r=0.55$ ,  $p=0.00$ ,  $N=216$ ,  $N_{\text{eff}}=67$ ; Figura 16a). Sin embargo, hay que tener cuidado al usar este índice ya que esta alta correlación puede ser engañosa dado que el Niño 1+2 es un índice que tiene la señal estacional y por lo tanto la alta correlación que ocurre se da con esa señal y no con la variabilidad interanual. tanto la alta correlación que ocurre se da en estacional y no con la variabilidad interanual. Como se mostró en los resultados de la sección anterior (3.7) existe una alta VE por la señal estacional en la generación mensual de remolinos la cual puede estar influenciando la correlación con el Niño 1+2. Si se quita la señal estacional, este índice y se correlaciona nuevamente con el EAI la correlación disminuye ( $r=0.20$ ,  $p=0.04$ ,  $N=216$ ,  $N_{\text{eff}}=101$ ), explicando una variabilidad similar a la correlación que se observa entre el EAI con el MEI ( $r=0.31$ ,  $p=0.002$ ,  $N=216$ ,  $N_{\text{eff}}=94$ ), al cual se le ha filtrado la señal estacional.

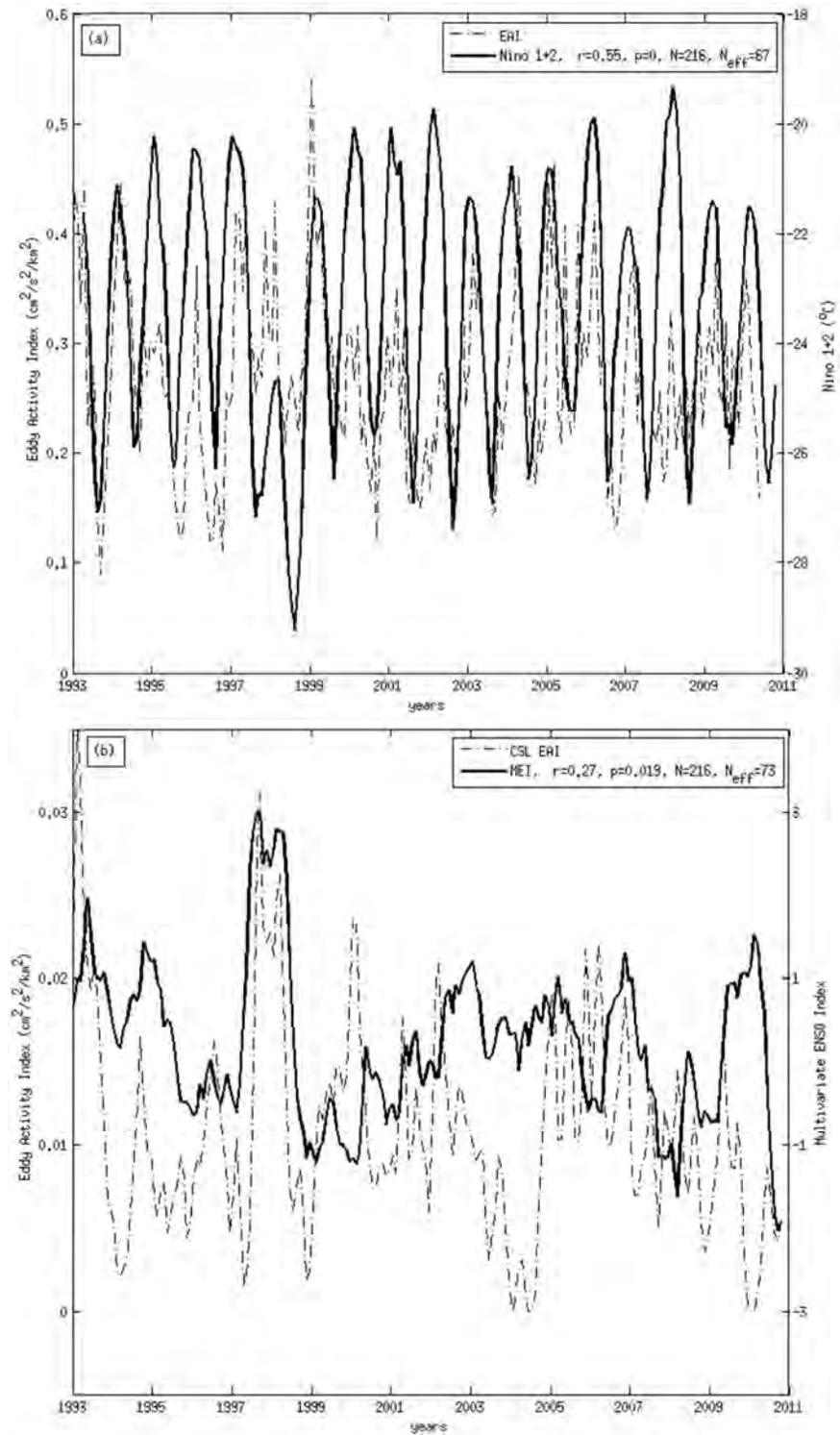


Figura 16 Correlaciones entre: (a) el EAI mensual en toda la región de estudio vs. el Niño 1+2 y (b) el EAI mensual en CSL vs. MEI.

El área prolífica costera de Cabo San Lucas fue la única en mostrar una correlación razonable entre el EAI vs. MEI ( $r=0.27$ ,  $p=0.019$ ,  $N=216$ ,  $N_{\text{eff}}=73$ , Figura 16b). Las demás áreas no mostraron ninguna correlación significativa.

Resumiendo los resultados de esta sección, no fue posible establecer una relación clara entre la generación de remolinos y el fenómeno de El Niño, lo cual muestra que no hay un aumento o disminución en la generación de remolinos debido a este fenómeno. En donde sí se observó una influencia de El Niño con los remolinos fue con el EAI en particular el área de CSL. Esto indica que hay una relación entre la energía cinética turbulenta (EKE) y el fenómeno de El Niño, con un aumento en la EKE en la fase cálida y una disminución de la EKE en la fase fría (ver Figura 16).

### **3.9 Remolinos muestreados *in-situ***

Todos los resultados hasta ahora presentados fueron estimados a partir de observaciones remotas de los remolinos, en esta sección presentaremos los resultados de la observación directa de un remolino a bordo del *B/O* Francisco de Ulloa durante noviembre de 2005 en la campaña oceanográfica de PROCOMEX-0511 (Godínez *et. al.*, 2006). Este remolino tuvo la particularidad de haber sido observado por el satélite, por lo que sus propiedades superficiales así como su trayectoria fueron estimadas a partir del método de SLA-B de detección de remolinos, lo que nos da la oportunidad de comparar algunos parámetros estimados indirectamente por el altímetro, como diámetro, amplitud, velocidad tangencial (velocidad de giro), vs. las observaciones directas hechas mediante el crucero. Asimismo podemos ampliar la información que se tiene de estos remolinos al generar series de tiempo de los valores superficiales de estos mismos parámetros.

El remolino mencionado es un ciclón que fue muestreado frente a Cabo Corrientes durante noviembre de 2005. La Figura 17 muestra la trayectoria seguida por este remolino desde el momento donde fue detectado por primera vez cerca de la costa por el método SLA-B el 2 de noviembre de 2005. Este tuvo una duración de 238 días y viajó preferentemente hacia el oeste-noroeste con una velocidad de propagación de 5.1cm/s, logrando recorrer 1019 km hacia mar adentro hasta disiparse el 21 de junio de 2006.

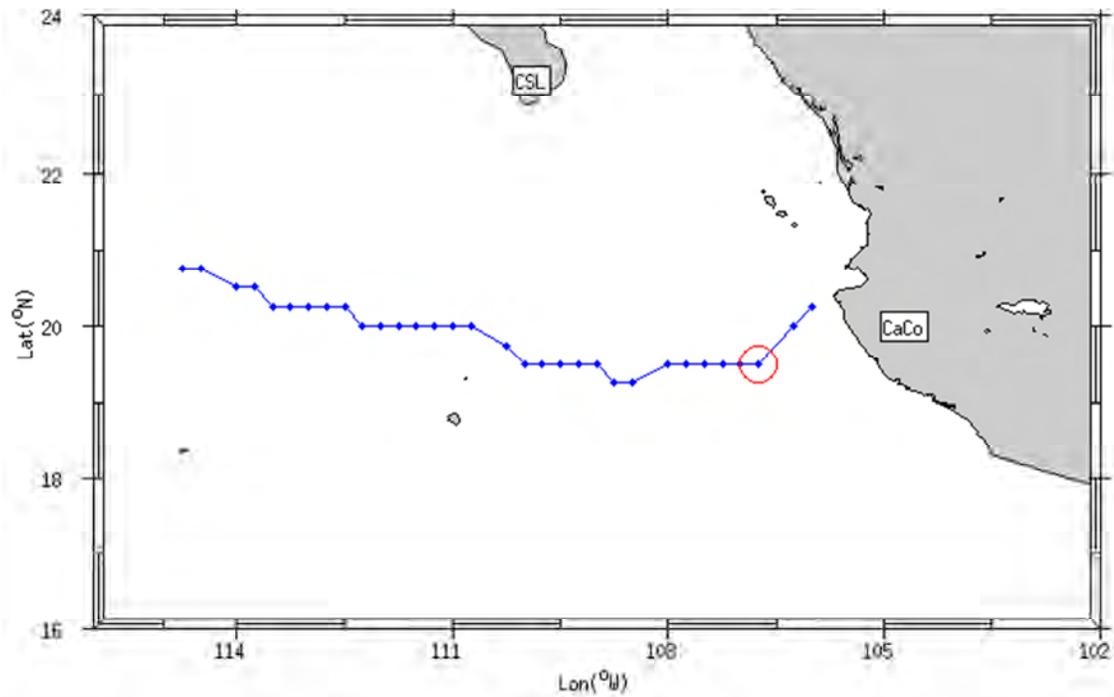


Figura 17 Trayectoria seguida por el altímetro y el método SLA-B del ciclón muestreado frente a Cabo Corrientes. El círculo muestra el momento en que el remolino fue muestreado por el crucero.

Con la ayuda de otras variables superficiales medidas remotamente en otras plataformas espaciales, como son la temperatura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés), la concentración de clorofila a (Chl-*a*) y el viento superficial, nos auxiliamos para estudiar los mecanismos de generación de estos remolinos. En particular mostraremos 6 secuencias de estas variables desde unas semanas antes de que este ciclón se haya generado (para observar el mecanismo de generación), hasta una semana después de que haya sido

muestreado (para mostrar su maduración). La Figura 18 muestra desde dos semanas antes del momento en que comienza a gestarse un fenómeno de surgencia debido al forzamiento del viento frente a Cabo Corrientes. Las imágenes de la Figura 18 muestran aguas más frías y mayor concentración de Chl-*a* cerca de la costa, mientras que el viento es paralelo a la costa y el rotacional del esfuerzo del viento es positivo (ciclónico) con intensidad moderada.

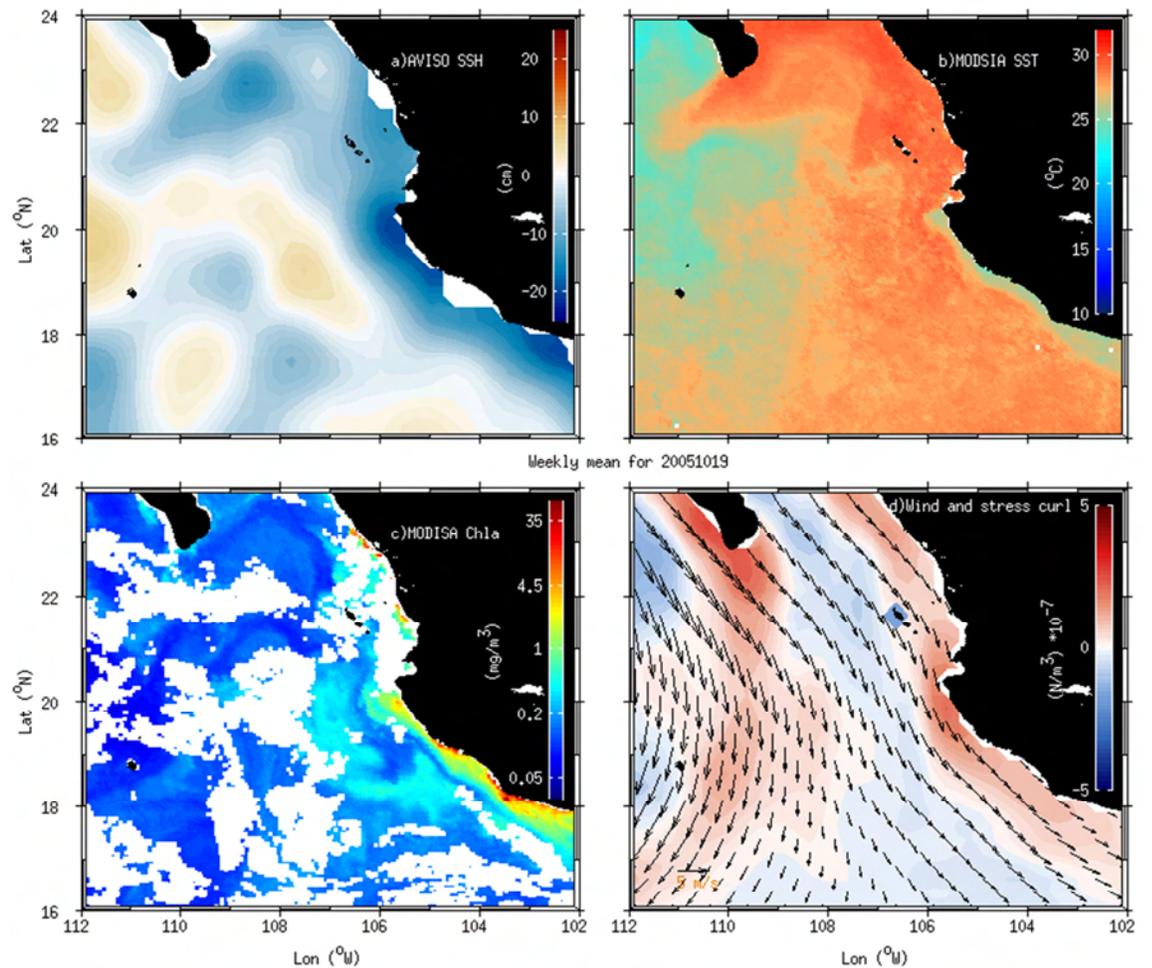


Figura 18 Secuencia 1, comienza el evento de surgencia frente a Cabo Corrientes. La fecha se muestra en medio de los cuatro paneles.

Durante la siguiente semana, del 20 al 26 de octubre de 2005 (Figura 19), se ve con más claridad el evento de surgencia en la imagen de temperatura y clorofila y además el rotacional del esfuerzo del viento se intensificó notablemente. La imagen de altimetría muestra la generación del remolino ciclónico. Debido a que estas imágenes son de pobre resolución cerca de la costa es que el método de detección tarda una semana más en detectarlo (considerando su generación el 2 de noviembre), pero por lo que se observa en las demás variables consideraremos (la semana del 26 de octubre de 2005) como la fecha más probable de generación. Es decir, el método tiene un desfase de una semana en la fecha de generación de este remolino, por lo que ahora sabemos que duró 245 días y no 238, y es probable que haya recorrido una distancia un poco mayor a la reportada.

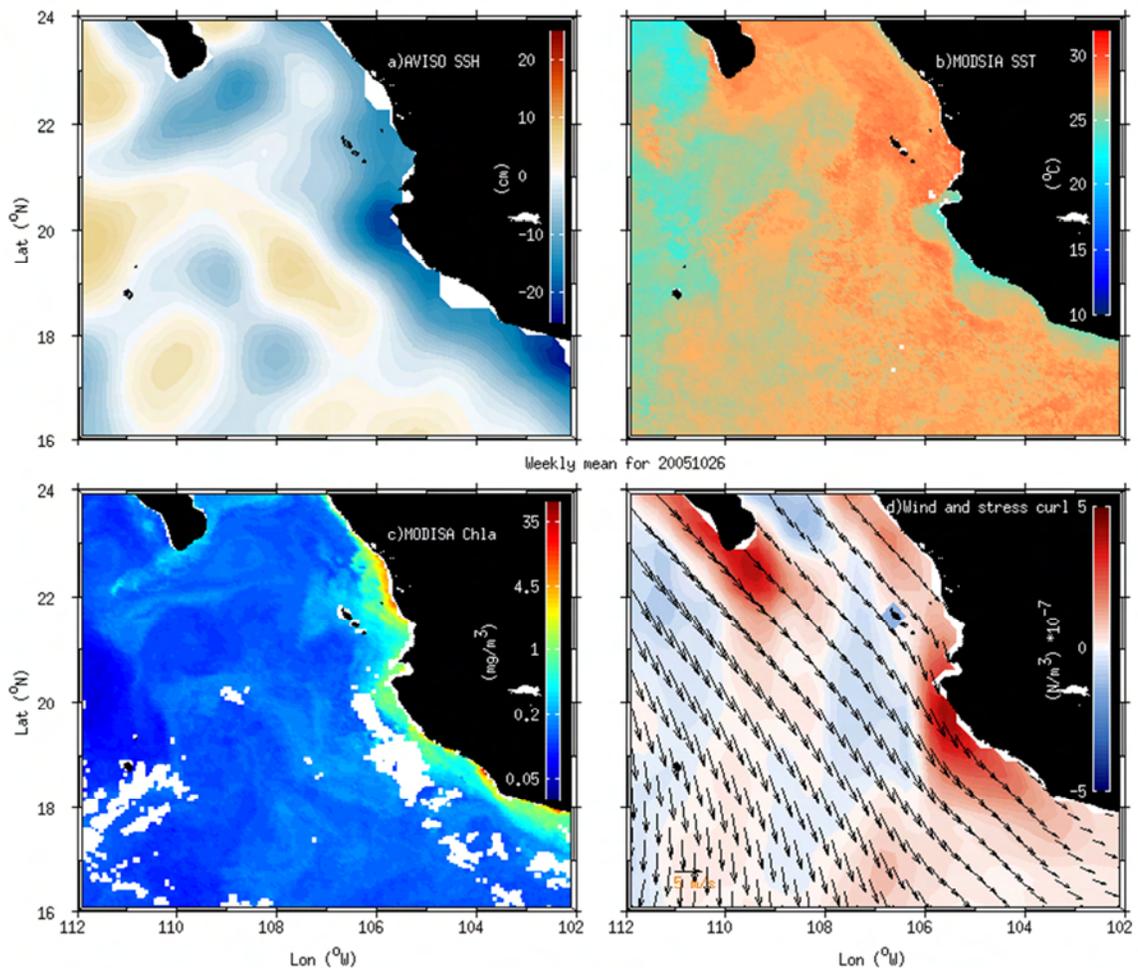


Figura 19 Secuencia 2, se intensifica el rotacional del esfuerzo del viento y el evento de surgencia es más notable. Se genera el ciclón frente a Cabo Corrientes.

En la secuencia 3 (Figura 20) en la imagen de altimetría el remolino (panel a) ya está suficientemente separado de la costa como para ser detectado por el método SLA-B, el evento de surgencia está completamente formado, se ve una lengüeta de agua fría frente a la costa (panel b) con una alta concentración de Chl-*a* (panel c), y el rotacional del esfuerzo del viento comienza a disminuir.

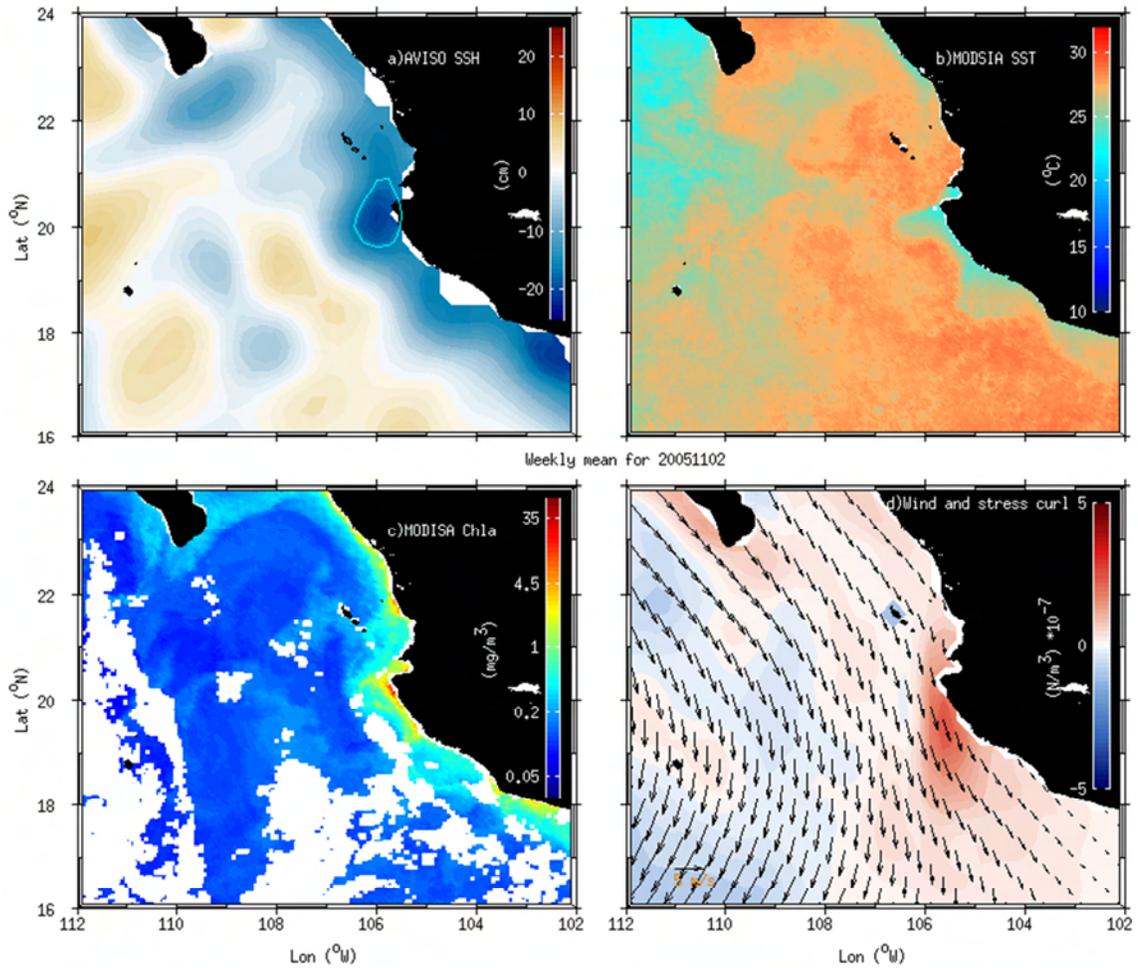


Figura 20 Secuencia 3, el ciclón es detectado por primera vez por el método SLA-B (contorno azul claro panel a), la surgencia está completamente formada.

En la semana del 3 a 9 de noviembre (Figura 21) comienza el crucero, partiendo del puerto de Mazatlán, Sinaloa, logrando muestrear la columna de agua enfrente a Cabo San Lucas (puntos negros, panel a). Durante esta semana también el ciclón comienza a separarse de la costa, la imagen de altimetría muestra que esta estructura tiene una forma casi circular con una protuberancia hacia el noreste. En las imágenes de temperatura y clorofila a se observa que esta estructura aún está conectada con la costa y está a punto de desprenderse.

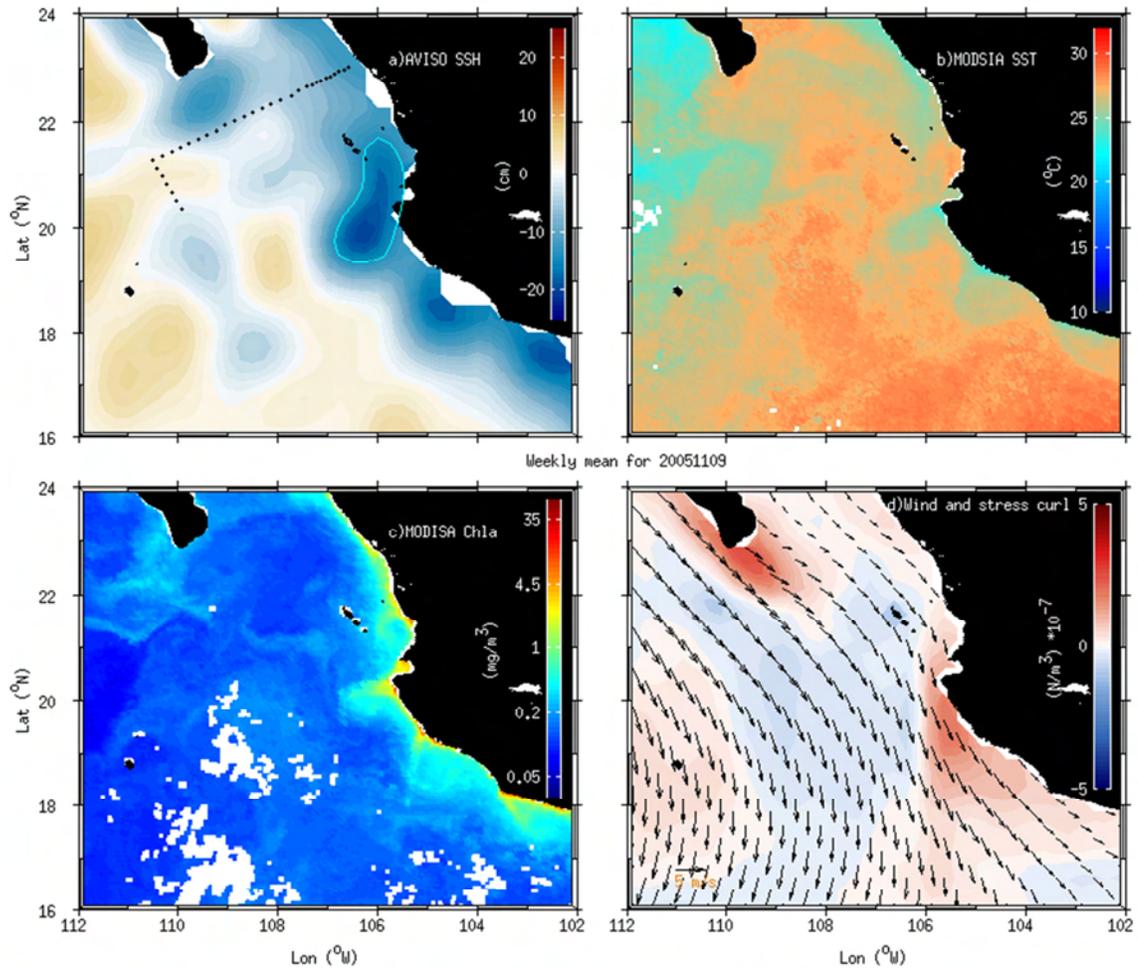


Figura 21 Secuencia 4, Comienza el crucero (puntos panel a), el remolino comienza a desprenderse de la costa. En azul claro el contorno del remolino según el método SLA-B.

En la semana siguiente, del 10 al 16 de noviembre (Figura 22), el buque navegó encima del remolino (línea punteada de color rojo). En las imágenes de altimetría y temperatura superficial se observa que el remolino ya se encuentra separado de la costa y por las series de tiempo de la EKE, amplitud y velocidad tangencial, sabemos que aún está en su fase de maduración (Figura 25).

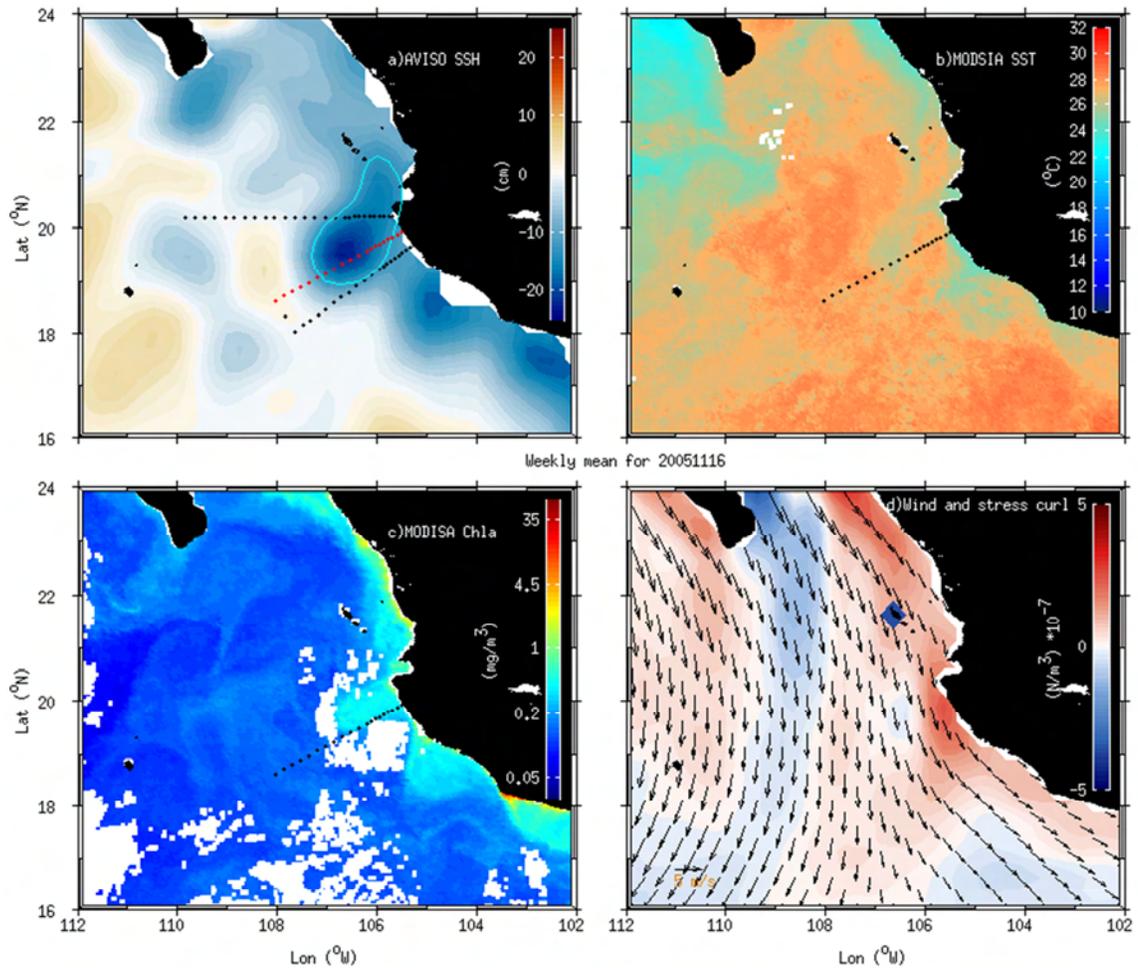


Figura 22 Secuencia 5, el remolino es muestreado por el crucero (línea punteada roja en el panel a), el remolino se separa de la costa. En azul claro el contorno del remolino según el método SLA-B.

La semana del 17 al 23 de noviembre (Figura 23) el crucero terminó sus observaciones arribando al puerto de Manzanillo, Colima. La imagen de altimetría muestra como el remolino tiene una forma más circular con un desplazamiento de la superficie pronunciadamente negativo y se ha propagado hacia el oeste hacia el océano interior.

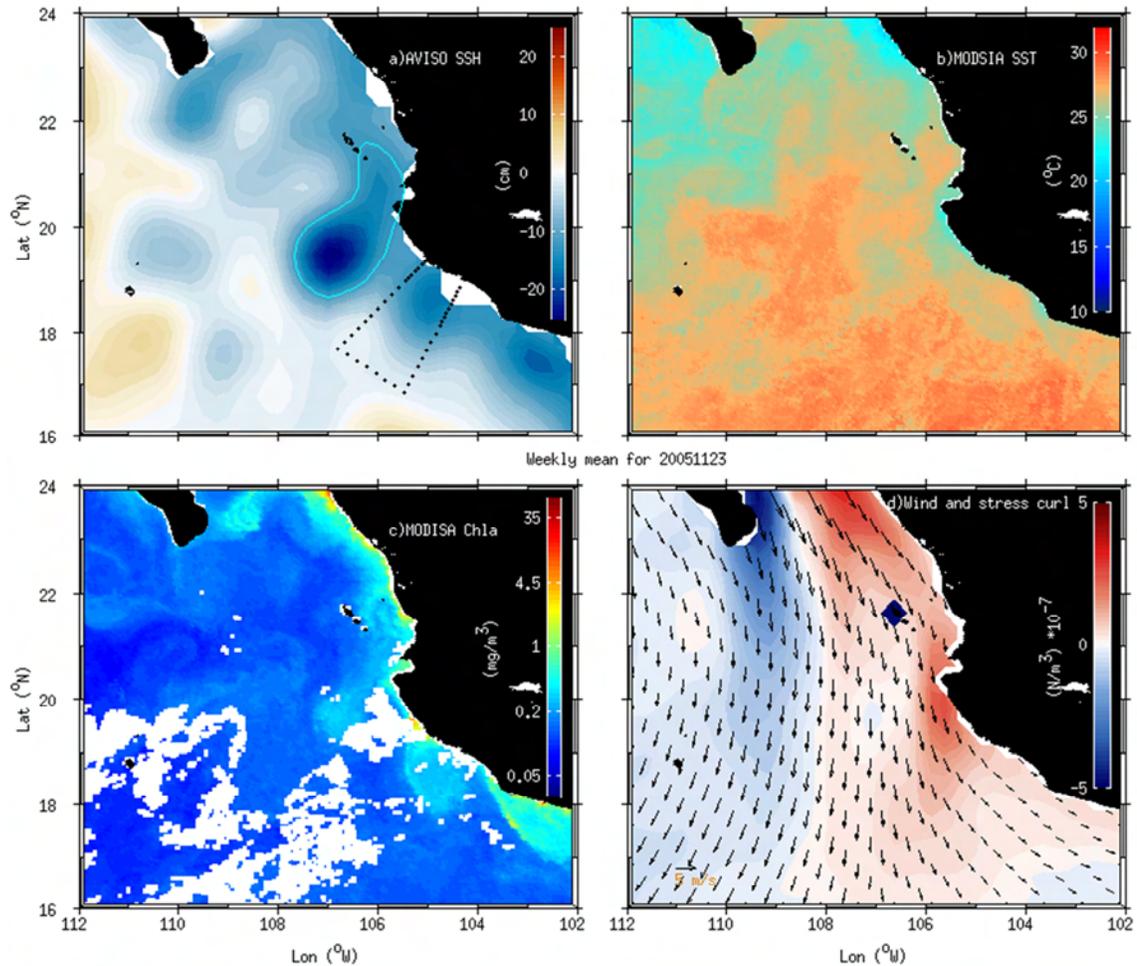


Figura 23 Secuencia 6, el crucero termina (línea puntada en el panel a), mientras el remolino sigue su viaje propagándose hacia mar adentro. En azul claro el contorno del remolino según el método SLA-B.

Para complementar estas secuencias de figuras, se compararon las anomalías del índice de surgencia costero (CUIa) y de las componentes zonal ( $u$ ) y meridional ( $v$ ) del viento superficial (Figura 24). Para el caso del CUIa se observa una anomalía levemente positiva favorable a surgencias, mientras que las anomalías del viento también fueron favorables, mostrando un valor negativo en la componente meridional (significando un

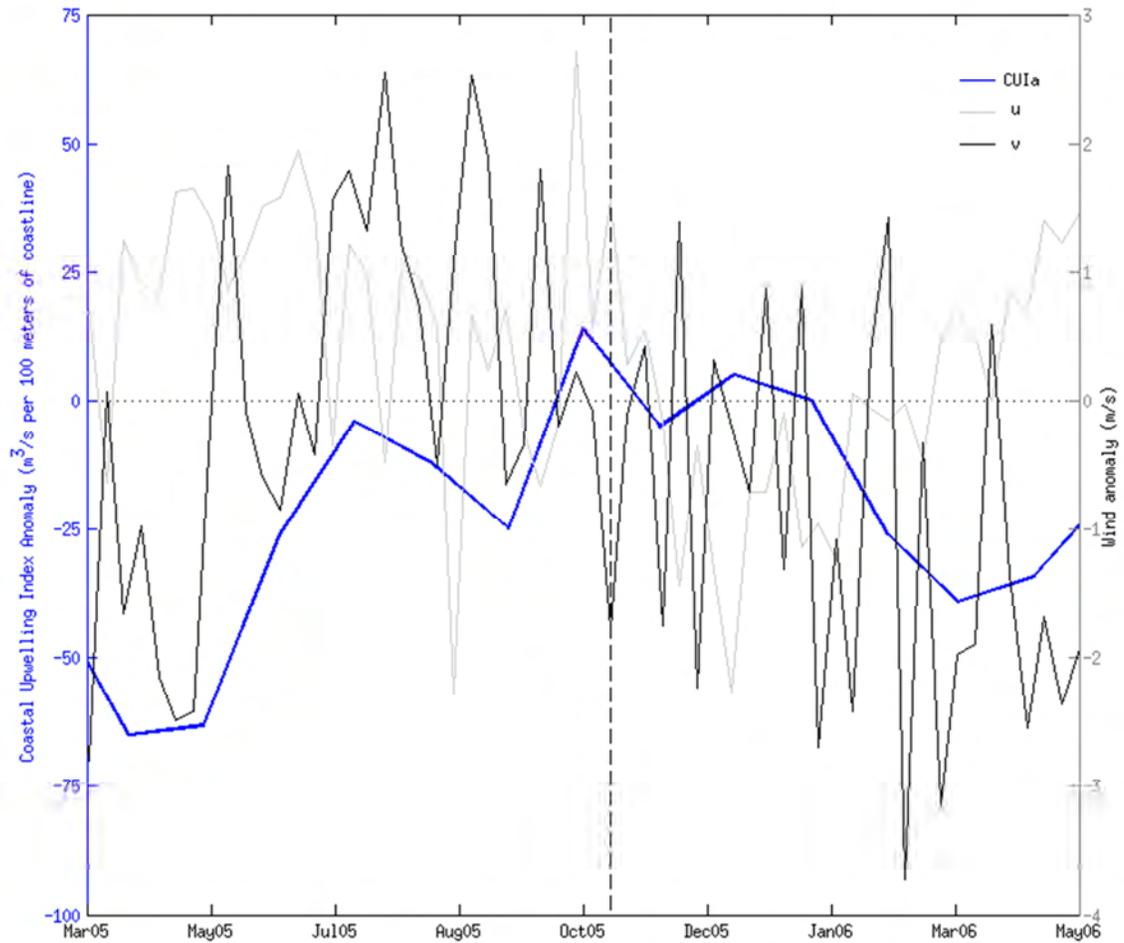


Figura 24 Anomalías del índice de surgencia costero (CUIa, en azul) de las componentes  $u$  y  $v$  del viento superficial (en gris y negro, respectivamente). La línea discontinua muestra el momento en que se generó el remolino (26 de oct de 2005).

flujo hacia el sur) y positiva en la componente zonal (significando un flujo hacia el este). Como conclusión creemos haber mostrado como a partir de un evento de surgencia costera se generó este intenso remolino ciclónico, de alta duración, que viajó más de mil kilómetros hacia la zona oceánica.

A partir de la estadística de propiedades obtenidas mediante el método SLA-B, se obtienen las series de tiempo de la EKE, velocidad tangencial, amplitud y diámetro, para este ciclón (Figura 25). El análisis de las series de tiempo de estas variables para todos los remolinos observados en la serie de altimetría, permitió encontrar un valor temporal para las fases de desarrollo, maduración y decaimiento, tanto de ciclones como anticiclones. El

desarrollo ocurre en los RCs a partir de la 1<sup>a</sup> a la 6<sup>ta</sup> semana (en los RAs de la 1<sup>a</sup> a la 4<sup>ta</sup> semana), la maduración ocurre en los RCs a partir de la 7<sup>a</sup> a la 8<sup>va</sup> semana (en los RAs de la 5<sup>ta</sup> a la 10<sup>a</sup> semana) y el decaimiento se observó en los RCs a partir de la 9<sup>a</sup> semana (en los Ras a partir de la 11<sup>va</sup>), es decir los RAs maduran más rápidamente y duran más tiempo maduros antes de empezar a decaer.

De lo observado en la secuencia de imágenes y según lo encontrado por el método SLA-B, este ciclón fue muestreado por el crucero apenas cuatro semanas después de haberse generado, y por lo que se muestra en las series de tiempo de la EKE, amplitud, velocidad tangencial y diámetro (Figura 25), este remolino estaba en fase de desarrollo aun no habiendo logrado su maduración, la cual ocurre un mes después del muestreo, aproximadamente en diciembre 2005 donde se observa el máximo de EKE y de velocidad tangencial, junto con un aumento en el diámetro y el mínimo de amplitud.

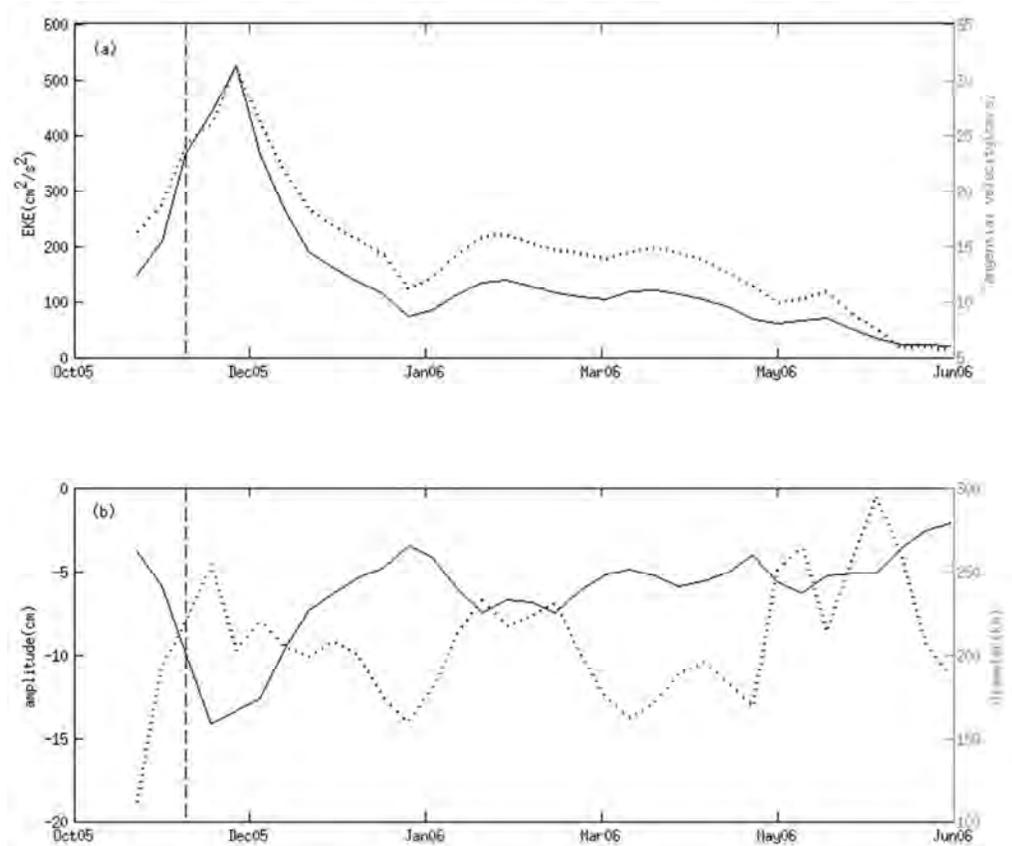


Figura 25 (a) Series de tiempo de la EKE (línea continua) y la velocidad tangencial (línea punteada), y (b) de la amplitud (línea continua) y el diámetro (línea punteada). La línea vertical muestra el momento en que se muestreo el remolino.

A continuación mostraremos el impacto que tuvo este remolino en profundidad, específicamente en las variables de la temperatura, densidad y velocidad de corriente medidas directamente por el CTD y el LADCP, respectivamente, a bordo del B/O. Francisco de Ulloa. La Figura 26 muestra una ampliación de la imagen de altimetría junto con los vectores de velocidades geostróficas superficiales para el 16 de noviembre de 2005. En ella se muestra en color negro el transecto que muestreó al remolino y que nos servirá para mostrar las propiedades de este ciclón en profundidad. En color amarillo se muestran las estaciones de ese mismo transecto dentro del remolino.

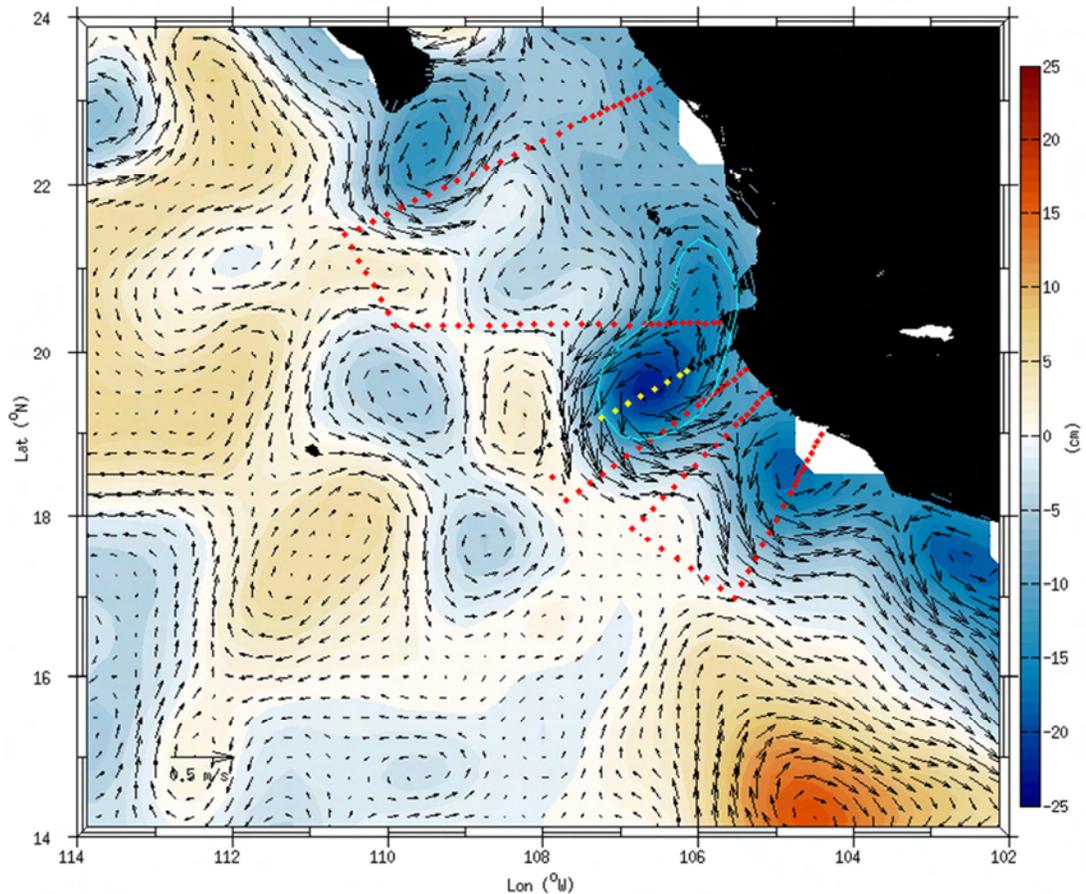


Figura 26 Anomalías del nivel del mar con sus respectivas velocidades geostróficas. En rojo las estaciones del crucero, en negro la estaciones que muestrearon al ciclón. En las posiciones de estas últimas se calculó un perfil climatológico para estimar las anomalías de calor y sal dentro del remolino. En amarillo las estaciones que caen dentro de remolino. En azul claro el contorno del remolino según el método SLA-B.

En la distribución de temperatura y densidad potenciales se observa con claridad la influencia del ciclón sobre las isotermas e isopícnas, deformando su distribución hacia la

superficie. La máxima deformación de ambas variables se localiza en el cero del eje radial y en las isopicnas de 26.6 a 26.9  $\text{kg/m}^3$  (entre los 310 y 470 m de profundidad). Para analizar las masas de agua localizadas dentro del remolino (Figura 28), así como las anomalías de calor y sal del mismo (Figura 29), se compararon dichas variables contra los valores de un perfil climatológico, generado a partir de la interpolación de la temperatura y salinidad a la misma posición de la sección que muestreó al remolino, usando la información de cuatro cruceros de las campañas Procomex: junio 2005, noviembre 2005, agosto 2006 y marzo 2007.

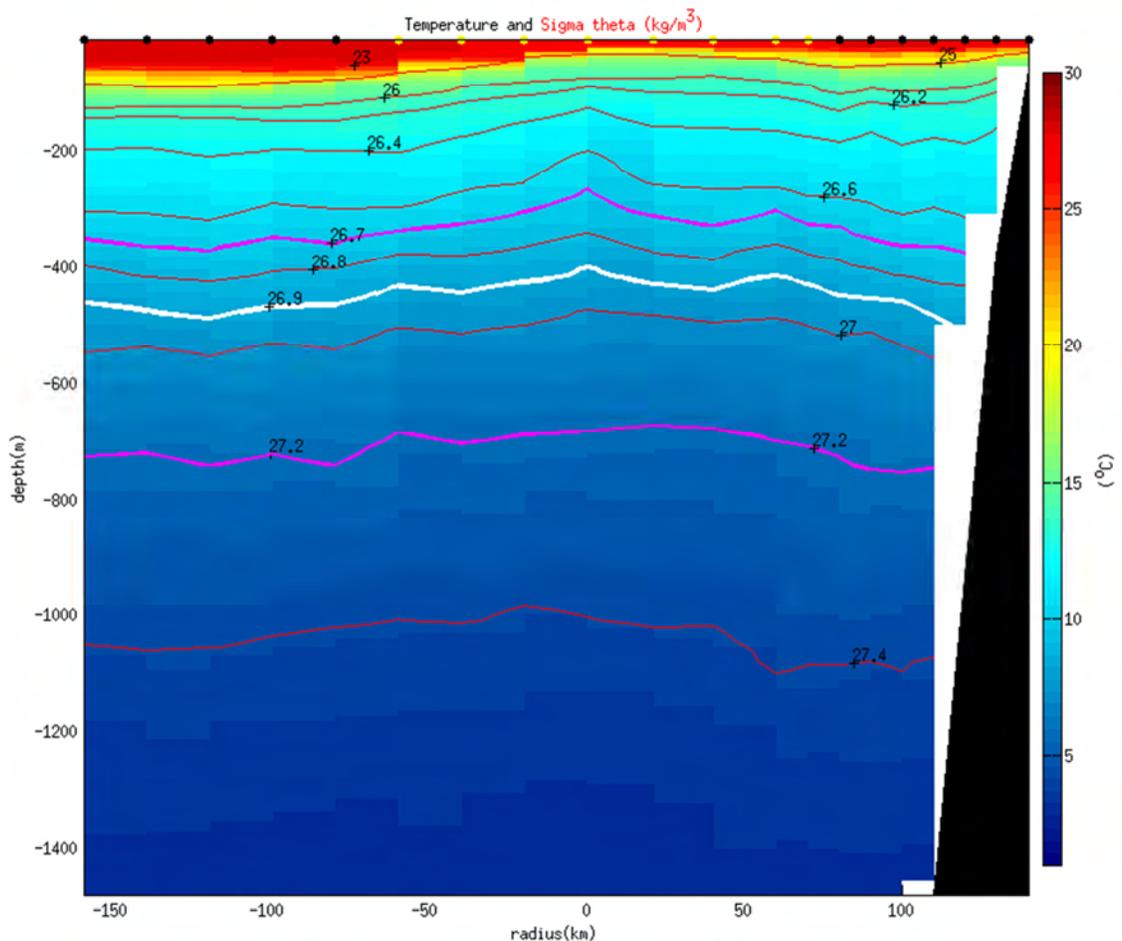


Figura 27 Distribución de temperatura y densidad. En magenta ubicación de la profundidad del núcleo del remolino (tomada de los análisis de anomalías de calor y sal (Figura 29)); en blanco la profundidad el centro del remolino. Los puntos negros son las estaciones de muestreo, en amarillo las estaciones que caen dentro del remolino.

El diagrama de temperatura y salinidad (Figura 28), muestra que las masas de agua presentes dentro del remolino, comparadas contra las masas de agua del perfil climatológico, de las estaciones que están dentro del remolino, tienen el mismo origen pero con una menor salinidad y temperatura.

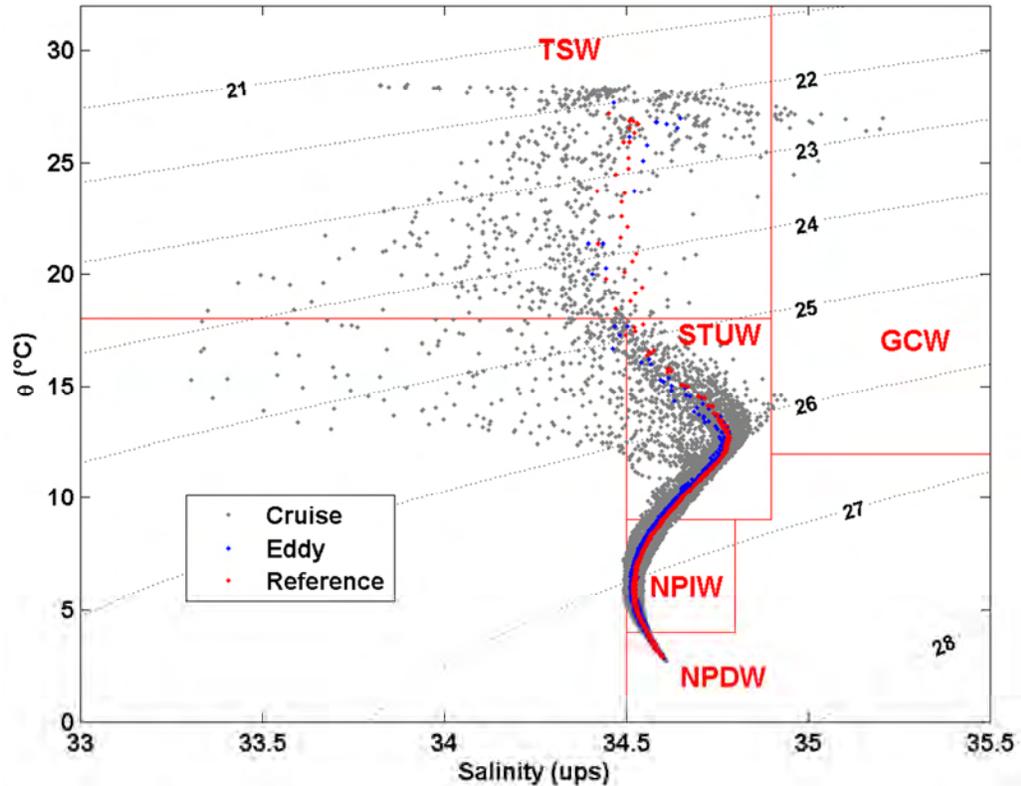


Figura 28 Diagrama de temperatura y salinidad comparando las masas de agua presentes dentro del remolino (en azul), las estaciones dentro del remolino del perfil climatológico (en rojo) y todo el crucero (en gris). NPDW-Agua Profunda del Pacífico Norte, NPIW-Agua Intermedia del Pacífico Norte, STUW-Agua Subsuperficial SubTropical, Agua del Golfo de California y TSW- Agua Superficial Tropical.

Las anomalías de calor y sal (Figura 29), muestran que el ciclón tiene un núcleo de agua más fría y menos salada, en comparación con el agua del perfil climatológico, asimismo muestra que las máximas anomalías están en la isopícnica de  $26.9 \text{ kg/m}^3$  (línea blanca Figura 27) localizada aproximadamente a 500 m de profundidad, y define la profundidad a la que se encuentra el núcleo del remolino.

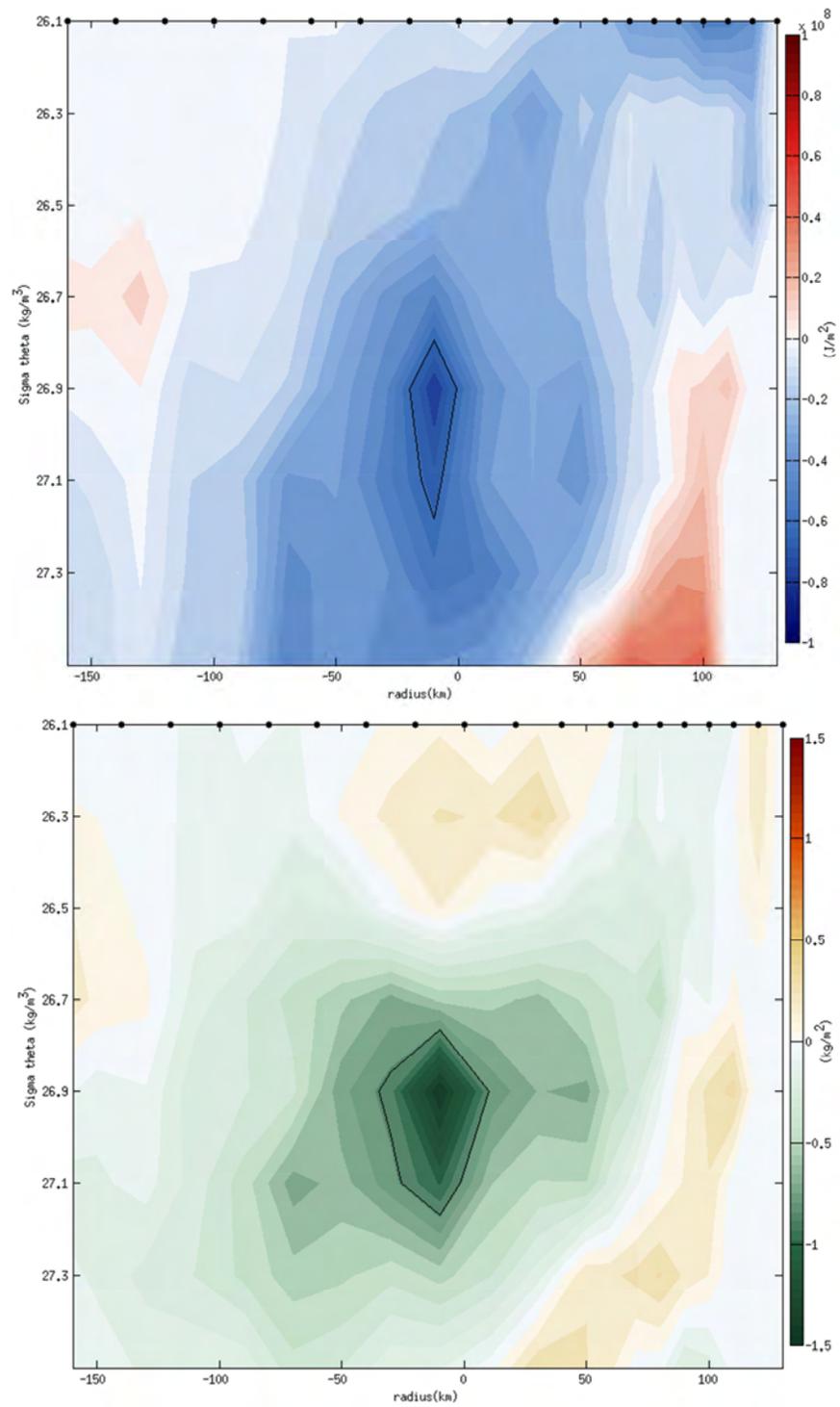


Figura 29 Panel superior. Densidad potencial vs. el radio, mostrando la anomalía de calor entre el ciclón y la sección climatológica (ver Figura 27 panel superior). Panel inferior. Densidad potencial vs. el radio, mostrando la anomalía de sal entre el ciclón y la sección climatológica.

Para estudiar la estructura dinámica del remolino se utilizaron las velocidades de la corriente a distintas profundidades medidas directamente mediante el LADCP rotadas al dirección de corte del transecto, con el fin de obtener el corte perpendicular a este (el cual tomaremos como la componente meridional  $v$ ) que corresponde a la velocidad tangencial del remolino. Para esta caso vamos a suponer que la dinámica de remolino no puede ser explicada en su totalidad por el balance geostrófico debido a que los efectos de rotación del propio remolino imprimen nuevas fuerzas que tienen que ser añadidas, como la fuerza centrífuga (Takahashi et al., 2007; Sangrá et al., 2007; Rossby et al., 2011). En este caso el balance que nos servirá para estudiar las fuerzas involucradas en la dinámica de nuestro problema será el Balance de Flujo Gradiente, el cual toma en cuenta el balance entre el gradiente de presión, la fuerza de Coriolis y la fuerza centrífuga. Suponiendo nuevamente que nuestro remolino tiene forma circular y tomando en cuenta este balance, la ecuación de momentum en coordenadas cilíndricas queda de la siguiente forma 
$$\left(\frac{v^2}{r} + fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}\right)$$

donde  $v$  es la velocidad tangencial,  $f$  el parámetro de Coriolis,  $\rho$  es la densidad,  $p$  la presión y  $r$  es la distancia radial desde el centro del remolino. En los ciclones el gradiente de presión equilibra tanto a la fuerza de Coriolis como a la fuerza centrífuga, mientras que en el caso de los anticiclones, Coriolis equilibra tanto al gradiente de presión como a la fuerza centrífuga.

La Figura 30 muestra la velocidad tangencial interpolada objetivamente, donde se observa claramente la circulación ciclónica del remolino fluyendo hacia el norte pegado a la costa (color rojo) y hacia el sur mar adentro (color azul). Sólo las estaciones que están en color amarillo corresponden a las velocidades que están dentro del ciclón, las demás velocidades corresponden a otras estructuras que se encontraban junto al remolino en el momento de ser muestreado, como una intensa corriente superficial fluyendo hacia el sur entre los -120 a -60 km radiales, la cual se observa también en la Figura 26 a la izquierda del remolino con una magnitud de 40 cm/s.

Otro rasgo interesante del perfil de la velocidad tangencial es la inclinación este-oeste del eje del remolino (ver contorno de 0 cm/s), la cual se debe al balance del viento térmico, que en coordenadas cilíndricas queda como  $\left(\frac{\partial v}{\partial z}\left(\frac{2v}{r} + f\right) = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial r}\right)$ . Este balance indica que el sistema puede mantenerse en equilibrio sin la tendencia a nivelar las deformaciones presentes en las superficies de densidad debido a la fuerza de Coriolis (mostradas en la Figura 27). En otras palabras, cuando la escala horizontal del remolino es  $\gg$  que el  $R_d$ , el balance de viento térmico corresponde al flujo geostrófico, por lo que la rotación de la Tierra puede mantener al sistema en estado estacionario sin necesidad de añadir una fuente continua de energía (*Cushman-Roisin y Beckers, 2008*).

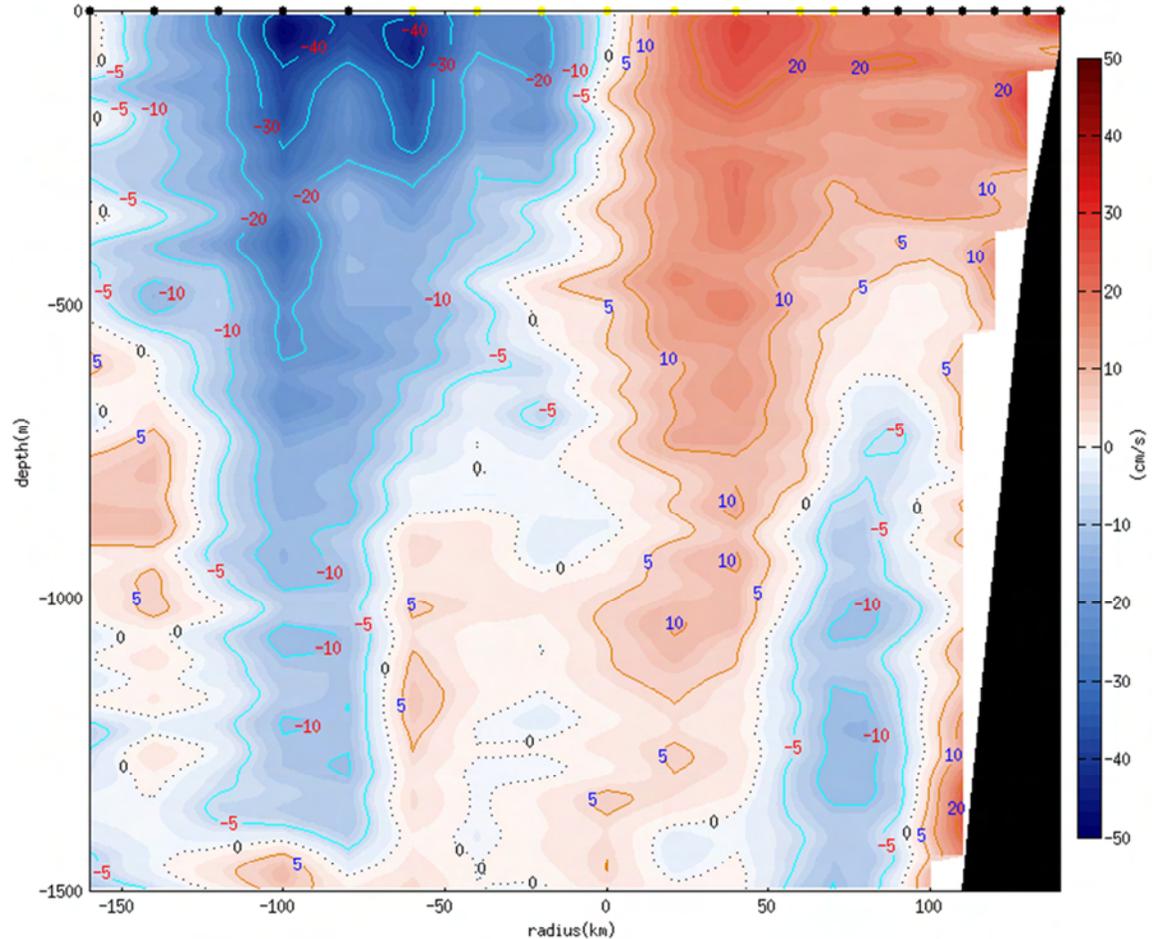


Figura 30 Velocidad tangencial medida por el LADCP. En rojo velocidades hacia dentro de la hoja (norte), azul hacia afuera de la hoja (sur). Los puntos negros muestran las estaciones de muestreo, en amarillo las estaciones dentro del remolino.

La vorticidad relativa se puede calcular directamente del campo de velocidad, nuevamente asumiendo simetría radial, ésta se calcula como:

$$\xi = \frac{v}{r} + \frac{\partial v}{\partial r} \quad (5)$$

La Figura 31 muestra la distribución de esta variable, donde se puede observar con mejor definición la posición del remolino dentro de la columna de agua y la profundidad que este puede alcanzar. Como es de esperarse en un remolino ciclónico la vorticidad tiene que ser positiva, y esta es intensamente positiva desde la superficie hasta los 750 m, a partir de ahí comienza a disminuir de intensidad. Por otro lado, el campo de vorticidad del remolino es asimétrico en la horizontal, debilitándose más rápido hacia la costa que mar adentro. La razón de la asimetría es la presencia de la corriente al lado oeste del remolino. La Figura 31 muestra en la superficie que a los 50 km de distancia radial la vorticidad es muy débil mostrando el término radial de nuestro ciclón hacia la costa, mientras que al otro lado (a los -50 km) es más intensa y se mezcla con la corriente que fluye hacia el sur mencionada con anterioridad, haciendo más complicado estimar el límite del remolino mar adentro. La distribución de vorticidad de las estaciones dentro del remolino, sugieren que este tiene forma de un cilindro con un diámetro en superficie (~100 km) y que disminuye con la profundidad.

Para seguir estudiando las propiedades rotacionales del remolino ciclónico analizado en esta sección se investigó la estructura horizontal de la velocidad tangencial a distintas profundidades, con el objetivo de clarificar el alcance horizontal del ciclón (*Takahashi et al., 2007*). En la Figura 32 se muestran los valores de la velocidad tangencial para las distintas estaciones del transecto que muestreo al remolino, empezando desde la estación localizada mar adentro (-160km) y avanzando hacia la costa (140km). El eje x representa la distancia radial con respecto al centro del remolino, donde el centro es el sitio en el cual la velocidad tangencial a distintas profundidades es lo más cercano a cero. Asumiendo que el remolino se encuentra en rotación de cuerpo sólido es de esperarse que la velocidad tangencial crezca radialmente mientras nos alejamos del centro, y en el caso de

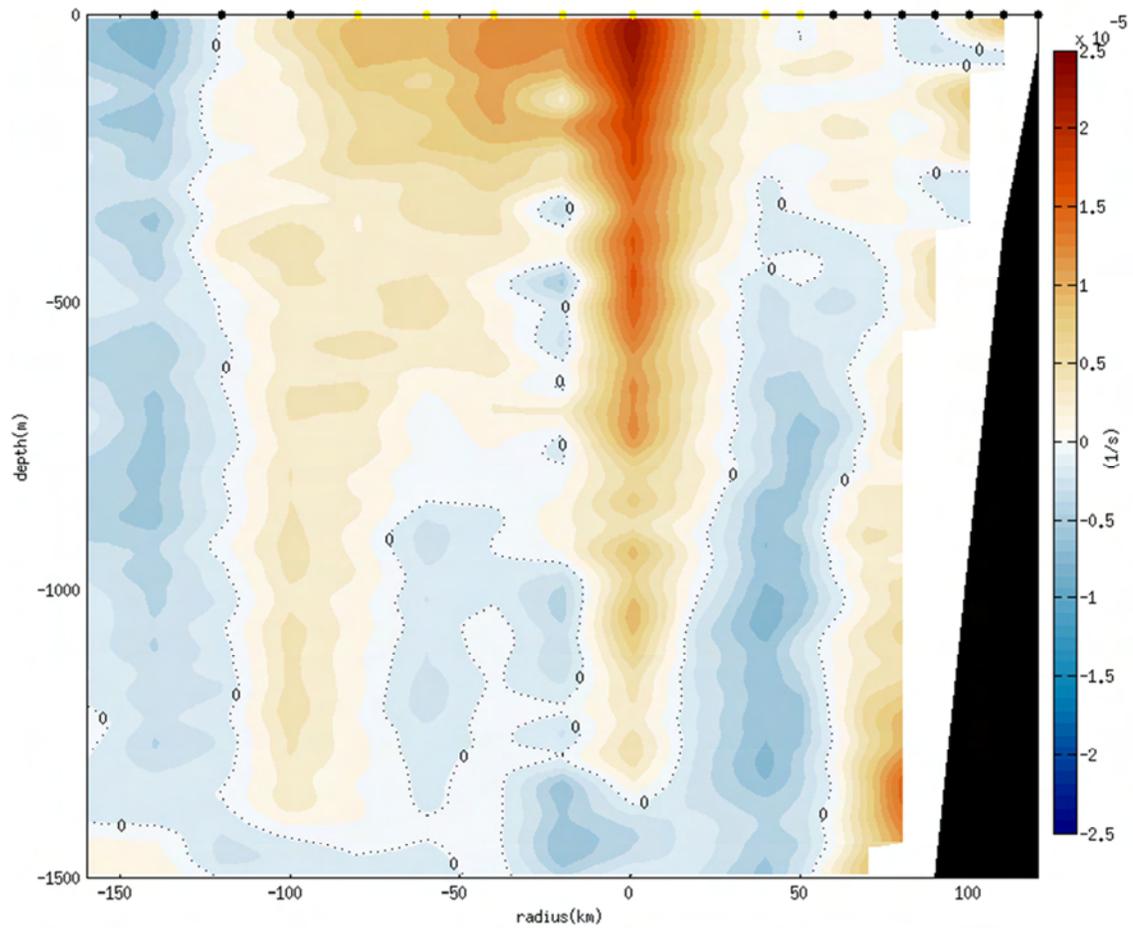


Figura 31 Vorticidad relativa del campo de velocidad tangencial. Los puntos negros muestran las estaciones de muestreo, en amarillo las estaciones dentro del remolino.

los ciclones en el hemisferio norte la velocidad a la izquierda del centro debe ser negativa (o hacia el sur) y positiva a la derecha del centro (o hacia el norte), como se muestra en esta figura.

Como se mencionó con anterioridad, el valor máximo de la velocidad tangencial es fácilmente discernible del centro del remolino hacia la costa, mientras que hacia mar adentro las velocidades están mezcladas con otras estructuras presentes en la columna de agua enmascarando el límite del remolino. El perfil más superficial (8 m) mostró la velocidad tangencial más intensa dentro del remolino a los 40 km radiales hacia el este (+24.15 cm/s), por lo que se esperaba encontrar al límite occidental del remolino a los -24.15 cm/s. Esta velocidad se observa aproximadamente a los -40 km radiales también. Un

rasgo observable en la velocidad tangencial es que esta fue disminuyendo con la profundidad, lo cual muestra el carácter baroclínico de la columna de agua y de las velocidades dentro del remolino. También dentro de esta figura se muestra el corte horizontal de las velocidades geostróficas superficiales, obtenidas mediante el CTD y observadas por el altímetro, ambas muestran una distribución muy similar entre ellas y a la de la velocidad más superficial del LADCP.

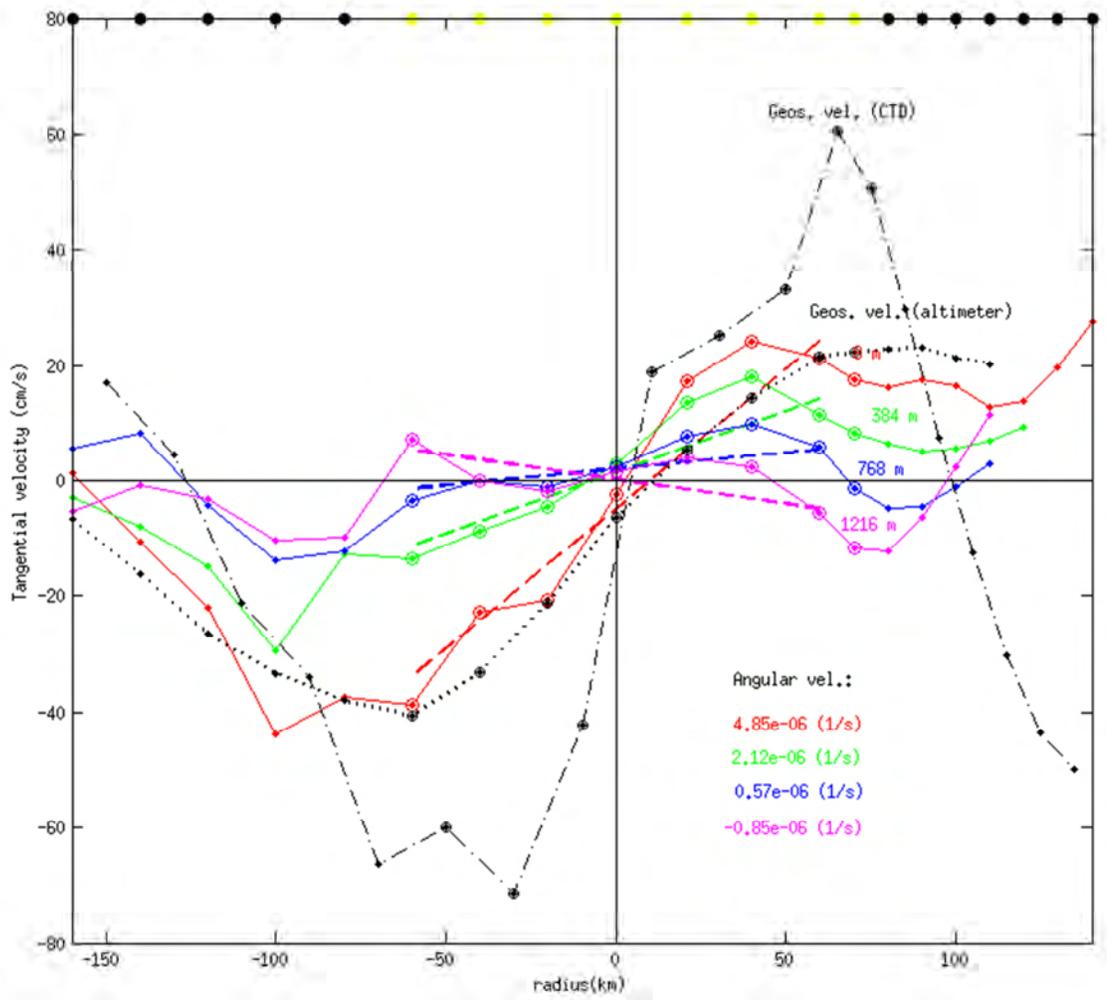


Figura 32 Corte radial de la velocidad tangencial del LADCP a distintas profundidades, el ciclón se localiza de la estación 6 a la 13 de izquierda a derecha (puntos resaltados). Las líneas discontinuas son la regresión lineal de la velocidad tangencial a distintas profundidades, donde la pendiente representa la velocidad angular ( $\omega$ ). Las líneas en negro son la velocidad geostrófica superficial del CTD (en punto y línea) y del altímetro (en puntos).

Una vez encontradas las estaciones que caen dentro del remolino, podemos ajustar una línea recta al corte radial de las velocidades por profundidad, de tal forma que la pendiente de esta recta corresponde a la velocidad angular ( $\omega$ ) del remolino, ya que asumimos que el agua en esta parte central rota como un cuerpo sólido en cada capa. Por lo tanto la vorticidad relativa puede estimarse también como ( $\xi \cong 2\omega$ ) y el periodo de rotación como ( $T \cong 2\pi / \omega$ ). Considerando la velocidad angular más superficial (8 m), el periodo que el ciclón tarda en dar una vuelta en su propio eje es de 17 días, los distintos valores que este periodo de rotación presenta a profundidad pueden observarse en la Figura 33d.

La profundidad que alcanza el remolino se obtiene observando el cambio de signo de la vorticidad relativa; tomando en cuenta la vorticidad relativa calculada como  $2\omega$  (Figura 33, línea azul) esta muestra que el ciclón alcanzó los 856 m, un valor cercano al encontrado usando la vorticidad relativa calculada directamente de la velocidad tangencial (Figura 33.a, línea roja). El diámetro se calculó como la suma de la distancia radial entre los máximos absolutos, de la velocidad tangencial que están dentro del remolino, mostrando un valor promedio desde la superficie hasta los 632 m de ~80 km. La extensión vertical del fluido atrapado en el núcleo del remolino se calculó utilizando el parámetro de no linealidad advectiva ( $U/c$ , Chaigneau, et al., 2011), que como se mencionó en el capítulo anterior, este habla de la capacidad que tiene el remolino de atrapar y transportar el fluido contenido dentro de él, cuando  $U/c \geq 1$ . Para el remolino analizado esto ocurrió hasta los 632 m, por lo tanto consideraremos esta profundidad como la profundidad máxima que tiene el remolino. Otro análisis que se realizó fue determinar la correlación entre la velocidad tangencial del LADCP con la velocidad geostrófica, la cual mostró valores muy altos y estadísticamente significativos al 95%. La profundidad a la cual esta correlación dejó de ser significativa (728 m) fue cercana a la extensión vertical del fluido atrapado en el núcleo del remolino, lo cual muestra que la velocidad tangencial observada dentro del remolino (la del LADCP) está muy cerca del balance de viento térmico, mostrando así nuevamente que los flujos dentro del ciclón son baroclínicos y son forzados por la

estructura convexa mostrada por las isopicnas (Figura 27), en otras palabras el balance de flujo gradiente se transformó en el balance geostrófico (*i.e.* viento térmico).

Considerando que la forma del ciclón es cilíndrica, con un radio de 40 km en superficie y una profundidad de atrapamiento de 632 m, el volumen de agua contenido por esta estructura ( $vol = \pi r^2 h$ ) es de  $3.18 \times 10^{12} \text{ m}^3$ . Al comparar las propiedades estadísticas promedio de este ciclón durante toda su etapa de vida (detectadas con el método SLA-B), se observó que estas caen dentro de los intervalos promedio encontrados para los ciclones en Cabo Corrientes (Tabla 1), por lo tanto este ciclón puede considerarse como un ciclón representativo de toda la población de ciclones. Luego entonces se puede estimar el transporte neto anual para los ciclones en esta región. Primero, dividiendo el volumen del ciclón muestreado, por 1 año (en segundos), para obtener el flujo anual medio de 0.1 Sv. Después de la Tabla 2 sabemos que en Cabo corrientes se generan 4 ciclones al año en promedio, lo que correspondería a un transporte neto anual de 0.4 Sv, debido únicamente a los RCs.

Por último, se estimó el valor del número de Rossby ( $R_o$ ) dentro del remolino, el cual es el cociente entre los términos no lineales (fuerza centrífuga) y la fuerza de Coriolis. Para un remolino en rotación de cuerpo sólido bajo el balance de flujo gradiente, la velocidad tangencial está dada por ( $v = r\omega$ ); por lo tanto  $R_o$  puede escribirse como

$$(R_o = \left| \frac{v}{fr} \right| = \left| \frac{\omega}{f} \right|). \text{ El número de Rossby mostró valores } <1 \text{ dentro del remolino, señalando}$$

así que la fuerza de Coriolis es más intensa que la fuerza centrífuga, es decir se corrobora una vez más que la rotación de la Tierra jugó un papel más importante que la rotación del propio remolino.

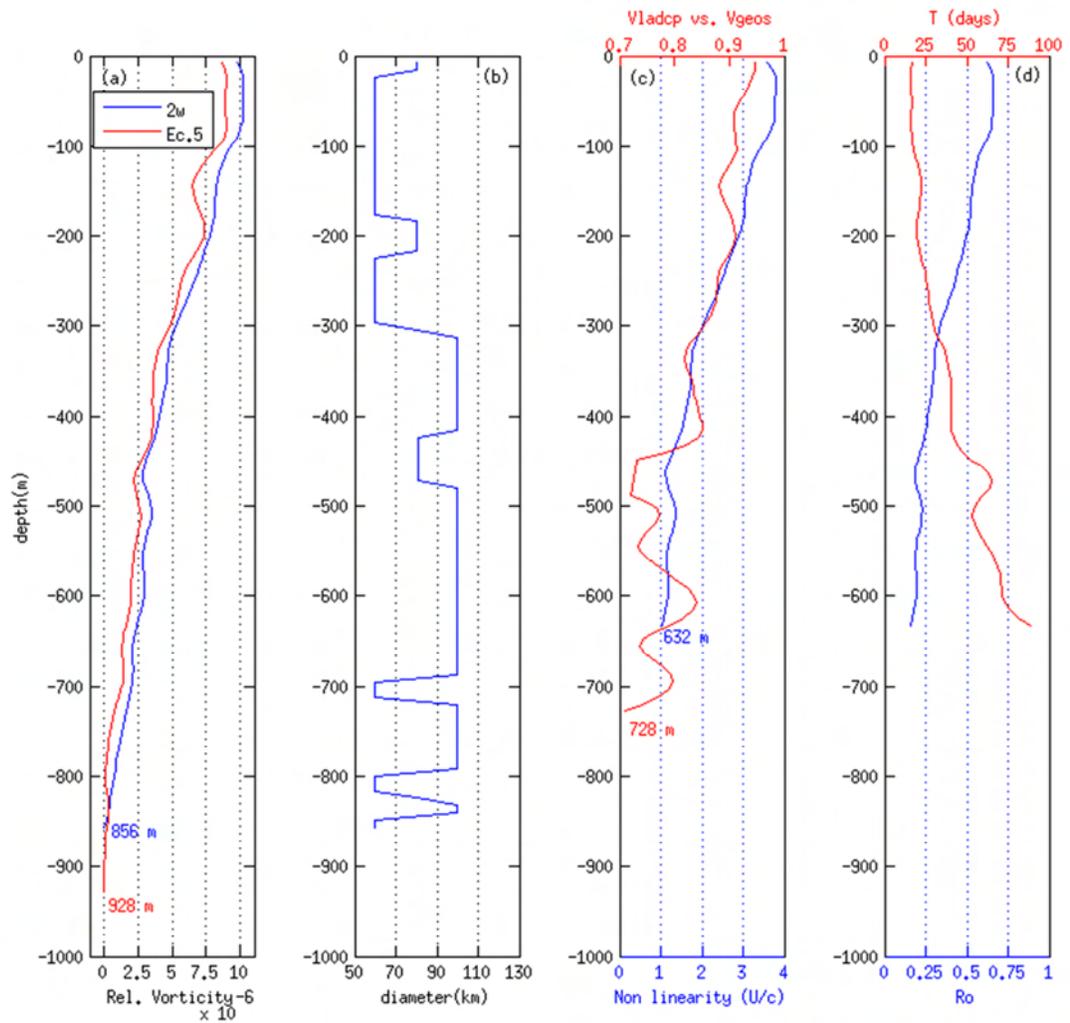


Figura 33 (a) Vorticidad relativa, calculada a partir de  $2\omega$  (línea azul) y de la Ec. 5 (línea roja). (b) Diámetro del remolino. (c) Parámetro de no linealidad y correlación significativa entre la velocidad tangencial del LADCP vs. la velocidad geostrófica. (d) Número de Rossby (línea azul) y periodo de rotación del remolino (línea roja).

Comparando los valores de cuatro parámetros superficiales (Tabla 5) medidos remotamente e *in situ*, el diámetro y el desplazamiento superficial estimados por el método SLA-B y el altímetro fueron 176% y 110% más grandes, respectivamente, la velocidad tangencial fue muy similar, mientras que la velocidad geostrófica fue notablemente distinta, 21% menor la del altímetro comparada con la del crucero. La diferencia entre los diámetros de ambas observaciones, se debe a que el método SLA-B estima el límite del remolino como el contorno cerrado de la anomalía del nivel del mar más externo y no como el contorno que tiene el máximo de velocidad, el cual representaría al núcleo del remolino, como lo observa el crucero. En el caso de la amplitud ambas observaciones se refieren al valor del núcleo del remolino, por lo tanto el altímetro está sobre estimando el desplazamiento de la superficie libre. La velocidad geostrófica superficial del crucero fue igualmente muy superior a la velocidad tangencial registrada por el LADCP, esto se debe a que el balance geostrófico dentro del ciclón, el gradiente de presión tiene que aumentar para poder equilibrar la fuerza de Coriolis y la fuerza centrífuga y por lo tanto se obtiene una velocidad mayor a la registrada directamente por el LADCP.

Tabla 5 Comparación entre parámetros observados remotamente y por el crucero, dentro del remolino.

<i>Observación superficial</i>	<i>diámetro (km)</i>	<i>amplitud mínima (cm)</i>	<i>velocidad tangencial máxima(cm/s)</i>	<i>velocidad geostrófica máxima(cm/s)</i>
<b>Altímetro</b>	<b>221</b>	<b>-9.95</b>	<b>22.24</b>	<b>47.52</b>
Crucero	80	-5.0	24.15	60.40

## Capítulo 4

---

### Discusión

Basado en los 18 años de datos de altimetría fusionada (de octubre 1992 – a octubre 2010), se investigaron las características de los remolinos de mesoescala en la zona transicional tropical-subtropical del Pacífico nororiental. Los remolinos que duraron más de 10 semanas fueron preferencialmente generados en las áreas prolíficas costeras: Punta Eugenia (PE), Cabo San Lucas (CSL) y Cabo Corrientes (CaCo). Las características de los remolinos fueron significativamente diferentes entre estas tres áreas, lo que muestra la gran heterogeneidad que tiene el conjunto de estos remolinos. Esto indica que hay que tener cuidado cuando se analiza el conjunto de remolinos de una área oceánica grande ya que las diferencias que existen entre las localidades quedan opacadas.

#### **4.1 Relación entre la generación de remolinos con los forzamientos, corrientes superficiales y surgencias costeras.**

La señal estacional de la generación de remolinos dentro de las áreas costeras mostró, diferencias importantes en la varianza explicada de las frecuencias anual y semianual (Figura 14). Siendo que esta variabilidad debe estar relacionada con forzamientos físicos de la misma escala, se investigó su relación con: (i) el flujo geostrófico de gran escala (Figura 1), considerando que las corrientes superficiales y su corte vertical son favorables para la producción de remolinos, y con (ii) los vientos superficiales cercanos a la costa, considerando que estos pueden alterar la estructura baroclínica de las áreas costeras al inducir inestabilidades e intensificaciones de la corriente costera. Estos vientos costeros fueron estudiados de forma indirecta usando el índice de surgencia costero (CUI, por sus siglas en inglés) (Figura 34). Ambos tipos de forzamientos no son completamente independientes sin embargo pueden analizarse por separado. Por ejemplo, la Corriente de California mar adentro es parte del giro de gran escala del Pacífico norte, el cual está en balance de Sverdrup (rotacional del esfuerzo del viento gran escala), por otro lado, la señal

estacional de los vientos costeros también es importante ya que promueve la intensificación de las corrientes costeras y la mezcla vertical debida a la surgencia costera.

(1) En el caso de Punta Eugenia la gran proporción de la varianza explicada en la variabilidad estacional de la generación de remolinos (Figura 14a) sugiere un forzamiento estacional. Las corrientes mar adentro en esta región son estacionales, con un máximo en primavera (Figura 1a) pero también muy intensas en verano, lo cual es consistente con la máxima producción de remolinos (61 remolinos, Tabla 3) a finales de la primavera (en el caso de los RCs) y a principios del verano (para los RAs). La máxima producción de RCs en mayo y de RAs en junio puede relacionarse también con el máximo del índice de surgencia costera para esos meses (Figura 34a). La Figura 6b muestra que el máximo conteo en la producción de remolinos (16 remolinos en 18 años) ocurre al sur del cambio abrupto en la costa.

(2) En Cabo San Lucas la variabilidad en la generación de remolinos tanto RAs como RCs es marcadamente semianual (Figura 14b) con un máximo de generación de CE en junio y diciembre, y de RAs en febrero y agosto. La máxima producción de RAs en verano está relacionada tanto con la intensificación de la Corriente Costera Mexicana como la fuerte circulación que ocurre a la entrada del Golfo de California (Figura 1b). En invierno la máxima producción de RAs también está relacionada con las fuertes corrientes que ocurren a la entrada del Golfo (Figura 1d). El máximo de generación de CE en junio y diciembre está relacionado con el máximo de surgencia de abril y octubre (Figura 34b). La Figura 6b muestra que el máximo conteo de producción de remolinos (16 remolinos) se da a la entrada del Golfo de California donde también hay un cambio abrupto en la línea de costa.

(3) En Cabo Corrientes la producción de los RAs es anual (Figura 14) con un máximo en septiembre que coincide con el máximo en verano de la Corriente Costera Mexicana (Figura 1b). La generación de RCs es semianual (Figura 14c), donde el máximo de mayo puede estar relacionado con el máximo de surgencia en abril, y en octubre con el final del máximo de la Corriente Costera Mexicana (Figura 1c) y las condiciones de hundimiento

indicadas por el índice de surgencia costero para septiembre (líneas negra, Figura 34c). La Figura 6b muestra el máximo conteo en la producción de remolinos (14 remolinos) al noreste del cambio abrupto de la línea de costa.

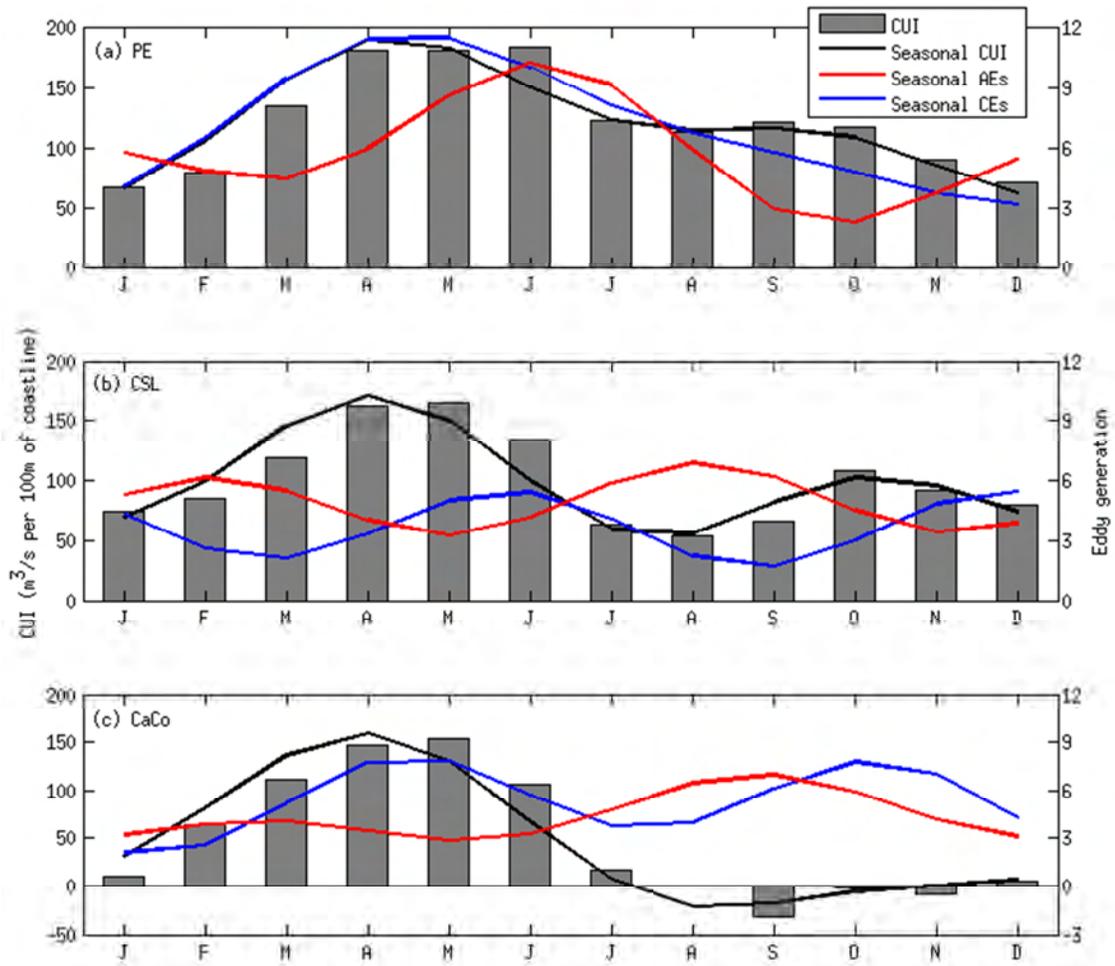


Figura 34 Barras de la climatología del Índice de surgencia costero (CUI) y su variabilidad estacional (línea negra). En rojo y azul está también la variabilidad estacional de los RAs y los RCs, respectivamente, para las tres áreas prolíficas costeras.

Recordando que el remolino ciclónico medido en noviembre de 2005 nació de un evento de surgencia frente a Cabo Corrientes, el análisis armónico estacional del CUI para esta área prolífica muestra que noviembre sería un mes favorable para el hundimiento más que para la surgencia, lo cual nos indica que el evento que generó el ciclón fue un evento de surgencia no muy común para esa época del año.

## 4.2 Comparación con observaciones hidrográficas

*Lynn y Simpson (1987)* y *Durazo y Baumgartner (2002)*, en sus estudios indicaron que la bahía localizada al norte de Punta Eugenia (Bahía Vizcaíno) es un área de generación de RAs. Los resultados de la preferencia de polaridad (Figura 7b) corrobora esos resultados mostrando una preferencia por los RAs en esta región, aunque la Tabla 1 muestra que para el polígono completo del área de PE la preferencia es ligeramente hacia los RCs. La figura que muestra las zonas de generación preferenciales (Figura 6b) muestra que la zona prolífica de generación está localizada mar adentro de la Bahía Vizcaíno, probablemente debido a la limitante en la resolución de las ANM cerca de la costa. *Soto et al. (2004)* analizaron las observaciones de 11 cruceros oceanográficos llevados a cabo entre 2000 y 2002 (aproximadamente un crucero cada 3 meses) en la región de la Corriente California frente a la península de Baja California y reportaron que el verano representa un periodo de generación de remolinos, mientras que la corriente superficial en primavera presenta meandros pero no hay producción de remolinos. En contraste, los resultados obtenidos en este estudio muestran que en PE la mayor producción de remolinos de larga duración ocurre en primavera (representando el 39% de su producción total); y se identificó el verano como la estación con el segundo máximo de producción (con el 25% de los remolinos generados, ver Tabla 3). El estudio de 2000-2002 de *Soto et al. (2004)* en condiciones La Niña también se sugiere que frente a Punta Eugenia los remolinos tienden a ser ciclónicos, como se muestra en la Figura 7b. Por otro lado, los resultados del presente trabajo indican una mayor producción de RCs en 2000 y una mayor producción de RAs en 2001 (ver anomalía anual de generación de remolinos en Figura 15d). El remolino anticiclónico observado por *Soto et al. (2004)* tiene una velocidad de propagación y un diámetro de 4.0 cm/s and 120 km, respectivamente, lo cual cae dentro del intervalo de propiedades obtenidas para los remolinos caracterizados en nuestro estudio (Tabla 1).

## 4.3 Comparación con modelos numéricos

A partir de simulaciones numéricas, *Zamudio et al. (2007)* proponen que para el área de CSL y CaCo la corriente media, dirigida hacia el polo y forzada por el viento local, se intensifica por el paso de ondas ecuatoriales baroclínicas atrapadas a la costa. Estas ondas

generan tanto remolinos anticiclónicos como ciclónicos cerca de los rasgos de la línea de costa en forma de cabos o en el quiebre de la plataforma continental. Nuestro estudio corrobora estos resultados numéricos, siendo que identifica estas dos áreas como regiones de alta producción de remolinos (Figura 6b). *Zamudio et al.* (2007) reportan una generación de remolinos promedio anual de 2.35 y 2.5 RAs para CaCo y CSL, respectivamente, debida puramente a las ondas atrapadas a la costa (desde 1979 a 2001). En este estudio la generación de remolinos con duración  $\geq 10$  semanas para ambas áreas fue similar (3 RAs) pero esto es sólo una coincidencia ya que en el estudio de *Zamudio et al.*, (2007) no se define un límite en la duración de los remolinos. Por otro lado estos autores solo reportan la generación media anual de RAs debida a las ondas atrapadas a la costa, mientras que en este estudio se mostró también la influencia de los vientos y la intensificación de las corrientes superficiales en la generación de RAs y RCs. El modelo numérico de estos mismos autores genera ciclones que se disipan rápidamente por la interacción con las ondas atrapadas a la costa y por problemas con el abordamiento (intercambio de masa y energía entre isopícnas), lo cual no les permite resolver la dinámica de los remolinos ciclónicos y estudiarlos correctamente. En nuestro caso se observó una generación media anual de 3 RCs para CSL y 4 para CaCo, en la Tabla 1 se muestra como los RCs en CSL son más duraderos (21%) y viajan más lejos (11%) que los RAs, aunque hubo una generación mayor de RAs (25% más), en cambio en CaCo se generaron más RCs (13%) pero los RAs fueron más duraderos (13%) y viajaron más lejos (18%). *Zamudio et al.*, (2007) también reportaron algunas características de los RAs para ambas regiones: un radio de  $\sim 50$  km, una amplitud de  $\sim 15$  cm, y una velocidad de giro de  $\sim 45$  cm/s. Comparando con los resultados de la Tabla 1, el radio es mucho menor mientras que la amplitud y la velocidad de giro son mucho mayores. Estas diferencias pueden deberse a los distintos métodos utilizados para detectar y estimar las propiedades de los remolinos en ambos estudios. También es importante mencionar que el campo de las ANM del altímetro está muy suavizado debido a las limitaciones en la resolución de conjunto de datos de AVISO, por lo que los remolinos reales en el océano pueden ser más pequeños que lo mostrado por el altímetro y el método SLA-B.

Con respecto a la variabilidad interanual las simulaciones numéricas de *Zamudio et al.* (2001), sugieren que durante la fase cálida del fenómeno de El Niño un jet costero intenso se desarrolla frente a las costas de Centro América y el sur de México, el cual se desestabiliza y se transforma en RAs., por lo tanto durante El Niño se generan más RAs y los RAs más intensos (aunque no se define a que se refieren con remolino intenso). Para El Niño de 1997-98 en CSL se encontraron anomalías negativas en la generación de remolinos (Figura 15e) mientras que en CaCo estas fueron positivas (Figura 15f). En las series de tiempo de las características de los remolinos para estas dos áreas prolíficas (resultado que no se muestra) se observa que los remolinos con alta EKE, velocidades de giro intensas y gran amplitud (principalmente los RAs en CaCo y RCs en CSL) se presentan durante el evento cálido de 1997-98. En la sección 3.8 se demostró que no hay una relación clara entre el fenómeno de El Niño y la generación de remolinos, por lo que se recomienda realizar más estudios para entender con mayor claridad esta relación.

A partir de una simulación numérica de 3 años (2003-2005) para la zona de estudio, *Pantoja et al.* (2012) sugieren que la interacción de las corrientes que fluyen hacia el sur en el Golfo de California con la Corriente Costera Mexicana produce un corte lateral que origina inestabilidades baroclínicas que promueven la generación de remolinos. Nuestro estudio corrobora dichos resultados, siendo que CSL es una región prolífica de generación de remolinos (a la entrada del Golfo de California, Figura 6b), y que durante el verano se observó la mayor producción de remolinos (27% del número total de remolinos generados, Tabla 3), época durante la cual se intensifica la Corriente Costera Mexicana. *Pantoja et al.* (2012) reportan que los RAs fueron más grandes y perduraron más que los RCs. Por el contrario, en este estudio se demostró que los RCs fueron más grandes (2%) perduraron más (21%) y viajaron más (11%) que los RAs en el área de CSL.

A partir de un sólo año de simulación numérica (1987) en la región de la Corriente California, *Parés et al.* (1993) concluyeron que la generación de remolinos de mesoescala está dominada por el viento más que por las inestabilidades baroclínicas. Como se mencionó anteriormente, en este estudio se encontró que la generación de remolinos puede estar relacionada tanto con los vientos superficiales favorables a eventos de surgencia

(expresado por el CUI, Figura 34) y las interacciones entre la intensificación de las corrientes costeras superficiales con la línea de costa.

*Jerónimo et al. (2007)*, a partir de datos de cruceo realizados con un CTD durante Julio de 2004, observaron un AE subsuperficial en el área prolífica de PE y sugieren que la batimetría local puede estar disparando el desarrollo de inestabilidades baroclínicas en la Contra Corriente de California (localizada subsuperficialmente) ocasionando la generación de remolinos subsuperficiales. Por otro lado, al norte de esta misma área prolífica, frente a las costas de California, EE.UU., *Kurian et al. (2011)* utilizaron el parámetro de Okubo-Weiss para detectar remolinos en una corrida para 12 años, en un modelo climático de alta resolución, sugiriendo que la Contracorriente de California tiende a generar remolinos anticiclónicos subsuperficiales a través de efectos de inestabilidad provocados por la topografía del fondo y/o la configuración de la línea de costa.

#### **4.4 Comparación con otros estudios de detección automatizada de remolinos**

*Chelton et al. (2011)* argumentan que los remolinos son comúnmente formados a partir de meandros que se desprenden de las corrientes de gran escala de frontera oriental, superficiales y subsuperficiales, o de otras manifestaciones de inestabilidad baroclínica. Ellos también observaron que la polaridad de los remolinos puede ser muy diferente regionalmente: la variabilidad de mesoescala frente a las costas de California es predominantemente ciclónica hacia mar afuera de la Corriente California, presumiblemente por los meandros que desprenden ciclones, mientras que del lado costero de esta misma corriente se generan anticiclones cerca de los cabos más sobresalientes. Aunque en este estudio no se estudió la polaridad de los remolinos entre el lado costero y/ costa afuera de la Corriente California, sí se observaron las diferencias locales en la preferencia de polaridad de las distintas áreas prolíficas costeras y el efecto de la configuración de la línea de costa con la generación de remolinos, favorable tanto para anticiclones como para ciclones.

En su estudio sobre la actividad de remolinos en las 4 zonas principales de surgencia oceánica, *Chaigneau et al. (2009)* encontraron que los remolinos son mayormente generados a lo largo de la línea de costa en puntos focalizados, los cuales para nuestra

región de estudio se encuentran principalmente en la parte del Golfo de California ( $\sim 20^\circ\text{N}$ ) y frente a Punta Eugenia ( $\sim 28^\circ\text{N}$ ). También observaron una alta frecuencia de remolinos dentro de los primeros  $\sim 600$  km de la costa al sur de  $42^\circ\text{N}$ , y encontraron que el área de surgencia localizada en el sistema de la Corriente de California mostró la variación estacional más intensa y una variabilidad interanual relativamente débil en comparación con las otras tres áreas de surgencia globales. Todos estos resultados son muy similares a lo que se encontró en este estudio para las áreas costeras prolíficas.

#### 4.5 Observaciones directas de remolinos en otras regiones del Pacífico

*Dickey et al.*, (2008) durante las campañas interdisciplinarias E-Flux I y III y usando las imágenes de temperatura superficial del mar y de clorofila-*a*, estudiaron las propiedades oceanográficas de dos ciclones que fueron generados por dos eventos de surgencia, inducida por el rotacional del esfuerzo del viento, de los flujos intensos y persistentes de los vientos alisos del noreste, al oeste de las islas de Hawaii. Uno de estos ciclones duró 6 meses, y quedó estacionario por tres semanas, mientras que el otro duró tres meses y viajó  $\sim 165$  km hacia el suroeste. Ambos mostraron una velocidad tangencial máxima similar de  $\sim 60$  cm/s. A partir de observaciones de CTD y de perfiladores de corrientes localizados en el casco del barco (ADCP, por sus siglas en inglés) determinaron los diámetros de los remolinos, siendo de 180–200 km para uno de ellos y de  $\sim 160$  km para el otro. Comparativamente el ciclón que la campaña Procomex-0511 muestreo frente a Cabo Corrientes, mostró una duración un poco mayor (7.8 meses) que la observada por estos dos remolinos y gracias a la implementación del método SLA-B sobre las imágenes de altimetría, se determinó que este recorrió una distancia mucho mayor (1019 km), viajando principalmente hacia el este. Por otro lado la velocidad tangencial máxima de este ciclón mexicano fue mucho menor (24.15 cm/s) que la registrada por el ADCP de los dos ciclones hawaianos. El diámetro del ciclón mexicano, determinado por el método SLA-B (221 km), fue también un poco mayor que la de los ciclones hawaianos. Observando que Hawaii y Cabo Corrientes se encuentran a la misma latitud ( $\sim 20^\circ\text{N}$ ), por lo tanto el radio de deformación de Rossby ( $R_d$ ) es el mismo para las dos localidades ( $\sim 52$  km), por lo tanto el alcance horizontal de los tres ciclones fue  $\gg R_d$ .

*Chaigneau et al.* (2011), estudiaron la estructura vertical promedio de los remolinos de mesoescala localizados en el sistema de la corriente Perú-Chile (SCPC, combinando datos históricos de perfiles generados por los flotadores Argo y datos de altimetría satelital. Estos autores encontraron que en promedio, el volumen de fluido atrapado por los RCs fue de  $3.4 \times 10^{12} \text{ m}^3$  y de  $5.1 \times 10^{12} \text{ m}^3$  para los RAs. Este valor al dividirse sobre un año, dan un flujo anual promedio de 0.1-0.2 Sv. Ambos resultados son muy similares a lo observado por el remolino ciclónico de Cabo Corrientes, el cual mostró un volumen de  $3.18 \times 10^{12} \text{ m}^3$  y un flujo anual medio de 0.1 Sv. El análisis de los perfiles de CTD de los flotadores Argo mostró que el núcleo principal de los RCs, se localiza por encima de los 200 m de profundidad, mientras que en el caso de los RAs, está centrado  $\sim 400$  m. Para el caso del ciclón muestreado por la campaña Pocomex-0511 este mostró su núcleo  $\sim 500$  m, es decir 300 m más profundo que los RCs del SCPC. Adicionalmente, estos autores argumentan que los RCs en el SCPC, se forman por inestabilidades de las corrientes costeras superficiales que fluyen hacia el ecuador, mientras que los RAs son comúnmente formados por la corriente subsuperficial de Perú-Chile, la cual fluye hacia el polo. En comparación el ciclón frente a Cabo Corrientes se generó por un evento de surgencia, atípico para el mes de noviembre.

## Conclusiones

A partir del uso de 18 años de datos de altimetría satelital en conjunto con el método SLA-B para identificar remolinos de forma automatizada, se encontró en la zona transicional tropical-subtropical del Pacífico nororiental que hay tres regiones costeras prolíficas para la producción de remolinos (Fig. 3): (1) Punta Eugenia en la península de Baja California, (2) Cabo San Lucas a la entrada del Golfo de California y (3) Cabo Corrientes frente al México central. Se observó también que estas tres regiones se localizan en lugares donde la morfología costera cambia abruptamente y ocurren fuertes intensificaciones de las corrientes costeras en fase con el ciclo estacional. Aunque los remolinos de mesoescala en esta zona ya han sido reportados en trabajos previos, este estudio provee la primera caracterización, apoyada estadísticamente. Se encontraron diferencias estadísticas claras en las propiedades de los remolinos para las tres regiones: Punta Eugenia mostró la mayor producción de remolinos (con más ciclones generados), seguida de Cabo Corrientes (también con más ciclones) y Cabo San Lucas (con más anticiclones). Los remolinos en Cabo Corrientes mostraron los valores medios más altos en la velocidad de propagación, velocidad de giro y EKE, mientras que los remolinos en Punta Eugenia mostraron los valores más bajos. También se observaron diferencias entre los dos tipos de remolinos: Los remolinos ciclónicos incrementaron su distancia recorrida (en 13%) y su duración (en 41%) de sur a norte, mientras que en los remolinos anticiclónicos se observó lo contrario, con un incremento en la distancia recorrida (en 28%) y duración (en 5%) de norte a sur. En promedio, los anticiclones tienden a viajar más a prisa que los ciclones en todas las regiones costeras, 15% más rápido en Punta Eugenia, 10% más rápido en Cabo San Lucas y 6% en Cabo Corrientes.

Los remolinos de larga duración analizados mostraron ser principalmente no lineales (91%) y por lo tanto pueden redistribuir las aguas costeras relativamente lejos hacia el océano abierto. 75% de estos RAs/RCs se propagan hasta 466/575 km en Punta Eugenia, 459/450 km en Cabo San Lucas y 728/450 km en Cabo Corrientes, pero algunos remolinos en particular pueden alcanzar distancias más lejanas.

Los picos en la señal estacional de la generación de remolinos parecen estar asociados con los picos de intensidad de las corrientes costeras y/o con el índice de surgencia costero (con una diferencia de fase de ~1.5 meses). No se pudo establecer una relación clara entre el fenómeno de El Niño y la generación de remolinos.

La comparación entre los parámetros superficiales obtenidos mediante el altímetro y el método SLA-B vs. los datos medidos *in situ* por el crucero oceanográfico mostró que en el caso de los diámetros ambas observaciones hablan de diferentes estimaciones, la observación remota está hablando del contorno más externo de la anomalía del nivel del mar limítrofe para el ciclón, mientras que la medición *in situ* estimó las dimensiones del núcleo del remolino al enfocarse en la distancia horizontal entre las velocidades máximas, localizadas a la misma profundidad. Mediante el uso de otros sensores remotos (SST, Chla y vientos superficiales) se pudo mostrar con mayor evidencia que el fenómeno de surgencia es una fuente de generación de remolinos en el área Cabo Corrientes, y que estos fenómenos son capaces de generar remolinos de gran intensidad y duración, como el ciclón muestreado, el cual tuvo un impacto en la columna de agua hasta los 632 m de profundidad. Adicionalmente, la alta correlación encontrada dentro del remolino, entre la velocidad geostrofica del CTD y la velocidad tangencial del LADCP, mostró que el balance de flujo gradiente se aproximó al balance del flujo geostrofico (*i.e.* viento gradiente), evidenciando el papel principal de la rotación de la Tierra sobre la rotación propia del remolino.

## Referencias bibliográficas

- Boyer, T., S. Levitus, H. Garcia, R. A. Locarnini, C. Stephens & J. Antonov. (2005). Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the World Ocean on a 0.25° grid. *Int. J. Climatol.*, 25, 931–945, doi:10.1002/joc.1173.
- Chaigneau A., A. Gizolme & C. Grado. (2008). Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progr. Oceanogr.*, 79, 106–119.
- Chaigneau A., G. Eldin & B. Dewitte. (2009). Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007). *Progr. Oceanogr.*, 83, 117–123.
- Chaigneau A., M. Le Texier, G. Eldin, C. Grados & O. Pizarro. (2011). Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats. *J. Geophys. Res.*, 116, C08027, doi:10.1029/2010JC006895, 2011
- Chelton, D. B., R. A. de Szoeke, M. G. Schlax, K. El Naggar & N. Siwertz. (1998). Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 433–460.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, R. M. Samelson & R. A. de Szoeke. (2007). Global observations of large oceanic eddies. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15606, doi:10.1029/2007GL030812, 2007.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax & R. M. Samelson. (2011). Global observations of nonlinear mesoscale eddies., *Progr. Oceanogr.*, 91, 167–216.
- Cushman-Roisin, B., E.P, Chassignet & B. Tang. (1990). Westward motion of mesoscale eddies. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 758-768.
- Cushman-Roisin, B., Beckers, J-M. (2008) .Introduction to Geophysical Fluid Dynamics, Physical and Numerical Aspects. *Academic Press*.
- Dickey, T. D., F. Nencioli, V. S. Kuwahara, C. Leonard, W. Black, Y. M. Rii, R. R. Bidigare, & Q. Zhanga. (2008). Physical and bio-optical observations of oceanic cyclones west of the island of Hawai'i. *Deep Sea Res. II*, 55, 1195–1217.

- Durazo, R., Baumgartner, T. R. (2002). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Progr. Oceanogr.*, 54, 7–31.
- Ducet, N., P.Y Le Traon & G. Reverdin. (2000). Global high resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/POSEIDON and ERS-1/2. *J. Geophys. Res.*, 105, 19477–19498.
- Gan, J., San Ho, H. (2009). Identification of spatial variability and eddies in the circulation of the South China Sea. *Advances in Geosciences*, 12, 243-259.
- Guerrero, L., J. Sheinbaum & J. Candela. (2004). Tracking eddies in the Caribbean Sea using the AVISO Altimetry Analysis. poster presentado en la *Western Pacific Geophysics Meeting*, Honolulu Hawaii, U.S.A., Aug 16-20.
- Godínez V. M., E. Beier, M. F. Lavín, J. García & C. E. Cabrera. (2006). Datos hidrográficos frente a Cabo Corrientes y en la entrada del golfo de California durante junio del 2005: campaña PROCOMEX-0506. Informe Técnico. Serie Oceanografía Física. CICESE. Febrero 2006.
- Godínez, V. M., E. Beier, M. F. Lavín & J. A. Kurczyn. (2010). Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. *J. Geophys. Res.*, 115, C04007, doi:10.1029/2009JC005705, 2010.
- Haller, G. (2005). An objective definition of a vortex. *J. Fluid Mech.*, 525, 1–26.
- Henson, S. A., Thomas, A. C. (2008). A census of oceanic anticyclonic eddies in the Gulf of Alaska. *Deep Sea Res. I*, 55, 163–176, doi:10.1016/j.dsr.2007.11.005.
- Isern-Fontanet, J., E. García-Ladona & J. Font. (2002). Identification of Marine Eddies from Altimetric Maps. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20(5), 772–778.
- Jerónimo, G., Gómez-Valdés, J. (2007). A subsurface warm-eddy off northern Baja California in July 2004. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06610, doi:10.1029/2006GL028851, 2007.
- Kurian J., F. Colas, X. Capet, J. C. McWilliams & D. B. Chelton. (2011). Eddy properties in the California Current System. *J. Geophys. Res.*, 116, C08027, doi:10.1029/2010JC006895, 2011
- Kessler, W.S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progr. Oceanogr.*, 69, 181–217, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.009.

- Ladd, C. C. W. Mordyb, N. B. Kachelb, & P. J. Stabenoa. (2007). Northern Gulf of Alaska eddies and associated anomalies. *Deep Sea Res. I*, 54, 487–509.
- Lavín M. F, E. Beier, J. Gomez-Valdes, V. M. Godínez & J. Garcia. (2006). On the summer poleward coastal current off SW Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02601, doi:10.1029/2005GL024686, 2006.
- Lavín M. F, R. Castro, E. Beier, V. M. Godínez, A. Amador & P. Guest. (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, doi:10.1029/2008JC004896, 2009.
- Le Traon, P.Y., Y. Faugère, F. Hernandez, J. Dorandean, F. Mertz & M. Ablain. (2003). Can we merge Geosat follow-On with TOPEX/Poseidon and ERS-2 for an improved description of the ocean circulation? *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 889–895.
- Lynn, R. J., Simpson, J. J. (1987). The California current system: the seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.*, 92, 12947-12966.
- Morrow R., F. Birol, D. Griffin & J. Sudre. (2005). Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic ocean eddies. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24311, doi:10.1029/2004GL020974, 2004.
- Nencioli, F., Ch. Dong, T. Dickey, L. Washburn & J.C. McWilliams. (2010). A Vector Geometry–Based eddy detection algorithm and its application to a high-resolution numerical model product and high-frequency radar surface velocities in the Southern California Bight. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 27, 564-579. doi: 10.1175/2009JTECHO725.1.
- Okubo A. (1970). Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergence. *Deep Sea Res.*, 17, 445-454.
- Open University. (1989). Ocean circulation. *Pergamon Press*.
- Pantoja, D.A., S.G. Marinone, A Parés-Sierra & F. Gómez-Valdivia. (2012). Numerical modeling of seasonal and mesoscale hydrography and circulation in the Mexican Central Pacific. *Ciencias Marinas*, 38(2).
- Parés-Sierra A, W. B. White & C.-K. Tai. (1993). Wind-driven coastal generation of annual mesoscale eddy activity in the California Current. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 23, No. 6.

- Reynolds, R. W. & T. M. Smith. (1994). Improved global sea surface temperature analyses. *J. Climate*, 7, 929-948.
- Robinson, S.K. (1991). Coherent motions in the Turbulent Boundary Layer. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23, 601–639.
- Rosby, T., C. Flagg, P. Ortner, & C. Hu. (2011). A tale of two eddies: Diagnosing coherent eddies through acoustic remote sensing. *J. Geophys. Res.*, 116, C12017, doi:10.1029/2011JC007307, 2011
- Sadarjoen, I. A., Post, F. H. (2000). Detection, quantification, and tracking of vortices using streamline geometry. *Computers & Graphics*, 24, 333-341.
- Simpson, J. J., Lynn, R. J. (1990). A Mesoscale Eddy Dipole in the Offshore California Current. *J. Geophys. Res.*, 95(C8), 13,009–13,022, doi:10.1029/JC095iC08p13009.
- Sokal, R. R. (1981). Biometry: the principles and practice of statistics in biological research. *W. H. Freeman*.
- Soto-Mardones L., A. Pares-Sierra, J. Garcia, R. Durazo & S. Hormazabal. (2004). Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from hydrographic, ADCP and altimetry data. *Deep Sea Res. II*, 51, 785–798.
- Souza J. M. A. C., C. de Boyer Montégut & P. Y. Le Traon. (2011). Comparison between three implementations of automatic identification algorithms for the quantification and characterization of mesoscale eddies in the South Atlantic Ocean. *Ocean Sci.*, 7, 317–334, doi:10.5194/os-7-317-2011.
- Stegmann, P. M., & F. Schwing. (2007). Demographics of mesoscale eddies in the California Current. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L14602, doi:10.1029/2007GL029504.
- Strub, P.T., J.S. Allen, A. Huyer & R.L. Smith. (1987). Seasonal cycles of currents, temperature, winds, and sea level over the northeast pacific continental shelf: 35°N to 45°N. *J. Geophys. Res.* 92, 1507-1526.
- Sturb, P.T. & C. James. (2002). Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific Gyres. Part 1. seasonal variability, *Progr. Oceanogr.*, 53, 163–183.
- Takahashi, D. K. Kidob, Y. Nishidac, N. Kobayashid, N. Higakib, & H. Miyakee. (2007). Dynamical structure and wind-driven upwelling in a summertime anticyclonic eddy within Funka Bay, Hokkaido, Japan, *Cont. Shelf Res.*, 27, 1928–1946.

- Trenberth, K. E. (1983). Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112, 326-332.
- Thurnherr A. M. (2011). Vertical Velocity from LADCP Data. Division of Ocean and Climate Physics, Lamont-Doherty Earth Observatory. <ftp.ldeo.columbia.edu/pub/LADCP/papers>
- UNESCO. (1991). Processing of Oceanographic Station Data. Tech. Pap. *Mar. Sci.*, Paris, France, 1-138.
- Weiss J. (1991). The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics. *Physica*, D 48, 273-294.
- Willet, C. A., R. R. Leben & M. F. Lavín (2006). Eddies and Tropical Instability Waves in the eastern tropical Pacific: A review, *Progr. Oceanogr.*, 69 218–238, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.010.
- Willis, J. K., D. Roemmich & B. Cornuelle (2004), Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermocline expansion on global scales. *J. Geophys. Res.*, 109, C12036, doi:10.1029/2003JC002260, 2004.
- Wolter, K., & M.S. Timlin (1993). Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, 52-57
- Wolter, K., & M. S. Timlin (1998). Measuring the strength of ENSO events - how does 1997/98 rank? *Weather*, 53, 315-324.
- Zamudio L., A.P. Leonardi, S.D. Meyers & J.J. O'Brien. (2001). ENSO and Eddies on the Southwest Coast of Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 28(1), 13-16.
- Zamudio L., H.E. Hurlburt, E.J. Metzger & C.E. Tilburg. (2007). Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the Maria Islands, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 112, C05048, doi:10.1029/2006JC004018, 2007.
- Zar J. H. (1996). Biostatistical analysis. *Prentice Hall*.

## Apéndices

### A.1 Remolinos de mesoescala

Los remolinos son estructuras coherentes que nacen a partir de la energía del flujo medio de las corrientes oceánicas, y se forman debido a la naturaleza caótica y turbulenta, propia de los fluidos, en ocasiones toman energía de esta corriente media, pero también pueden ceder energía a esta misma corriente. En general, siempre que ocurre una variación en la velocidad del flujo, tanto en la horizontal como en la vertical, esta tenderá a crecer hasta desarrollarse en un vórtice o remolino. Se les llama de mesoescala debido a que son estructuras con periodos de duración mayores al inercial y menores que la escala anual, pudiendo durar de uno a varios meses y abarcando distancias de decenas a centenas de kilómetros (*Open University, 1989*).

Estas estructuras coherentes pueden definirse de varias formas: como regiones de alta vorticidad, regiones donde las líneas de corriente son cerradas o en espiral, o regiones donde las velocidades horizontales son 0 cm/s en el centro, aunque en la actualidad, se ha sugerido tener cuidado con que todas estas definiciones ya que pueden ser ambiguas (*Haller, 2005*). Por otro lado, se les consideran no lineales debido a que no son predecibles, simplemente añadiendo diferentes velocidades de flujo. En particular en este trabajo definiremos a los remolinos de mesoescala, como estructuras donde las líneas de corriente presentan contornos cerrados y donde el máximo en la rapidez del flujo azimutal ( $U$ ) supera la velocidad de propagación ( $c$ , *Chaigneau et al., 2011; Chelton et al., 2011*).

Es importante hacer la distinción entre ondas de Rossby lineales y remolinos de mesoescala no lineales, ya que estos últimos juegan un papel importante en la circulación oceánica (Figura 35), al promover transporte de masa y de calor, generar procesos de mezcla, y modificar la productividad biológica, que adicionalmente puede tener repercusiones en las pesquerías y la biogeoquímica (*Dickey et al., 2008*), algo que las ondas de Rossby no pueden hacer (*Chelton et al., 2011*).

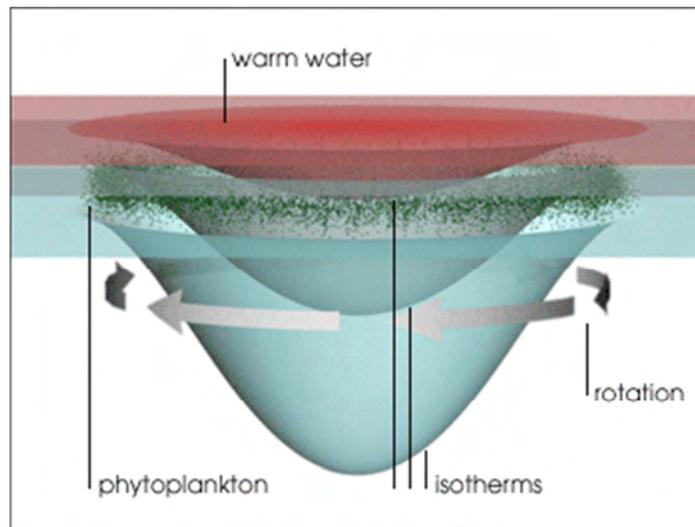


Figura 35 Tomada del Earth Observatory de la NASA. Diagrama esquemático de un anticiclón idealizado.

## A.2 Principios del altímetro

El altímetro es un radar colocado en un satélite, el cual emite pulsos electromagnéticos que miden la distancia entre este y la superficie del mar (llamada range ( $R$ )). El objetivo es medir el nivel del mar con respecto a un marco de referencia Terrestre conocido como el elipsoide, el cual es una aproximación burda de la superficie Terrestre (una esfera aplanada en los polos). La distancia entre el elipsoide y la órbita del satélite se conoce como altura del satélite ( $S$ ), la resta entre esta altura y el range, resulta en la altura del nivel del mar (SSH, por sus siglas en inglés):  $SSH = S - R$ . Por lo tanto para poder obtener un valor preciso de SSH del orden de cm, se necesita conocer la altura del satélite con muy buena exactitud, lo cual requiere varias mediciones de la trayectoria de la órbita del satélite, *i.e.* la longitud, la latitud y la altura exactas, obtenidas de manera independiente por distintas estaciones alrededor del mundo (Figura 36).

Dentro de la variable de la SSH están contenidas diferentes escalas de variación del nivel del mar, la más grande de ellas se debe a la superficie equipotencial que el mar tendría

en ausencia de perturbaciones, es decir que no hubiera viento, corrientes, marea, etc. Esta superficie estacionaria se conoce como el geoide (*i.e.* la topografía del fondo), y se debe a las variaciones de gravedad en el suelo oceánico, por diferencias de masa. La segunda escala de variación es la circulación oceánica (o topografía dinámica), que es la variable que se está buscando. Esta escala tiene dos componentes, una permanente y estacionaria, debida a la rotación de la Tierra, a los vientos, la marea, etc., y otra altamente dinámica, debida al viento, variaciones estacionales, etc. Para estimar la topografía dinámica, lo más sencillo sería substrair de la SSH la altura del geoide, sin embargo, dado que en la actualidad este último no se conoce con mucha precisión, en la práctica lo que se substrae es el promedio del nivel del mar, relativo a 7 años (1993-1999), y se obtiene como producto lo que se denomina anomalías del nivel del mar (SLA, por sus siglas en inglés).

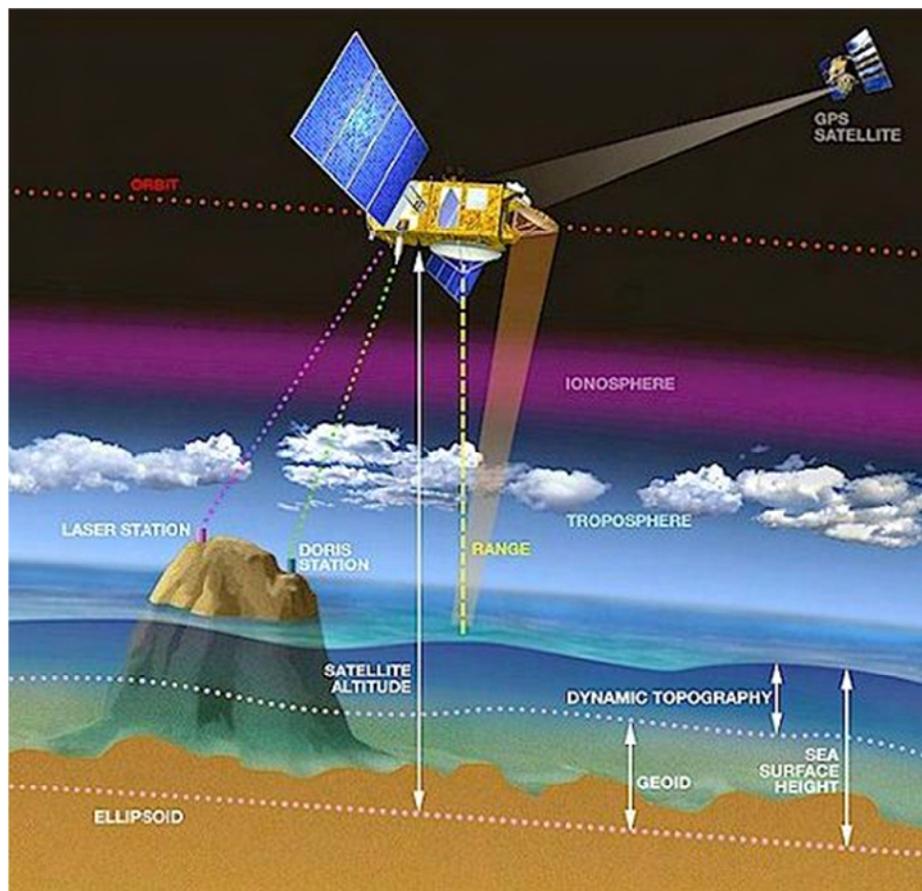


Figura 36 Tomado de CNES, CLS. Diagrama esquemático que muestra los principios del altímetro para obtener la topografía dinámica.

La altimetría satelital es una herramienta fundamental para el estudio de los diversos fenómenos en el océano. Para que esta pudiera ser útil en la observación de remolinos de mesoescala, se requirió del muestreo conjunto de distintos satélites desde el espacio, para mejorar la resolución espacial de sus observaciones (Figura 37).

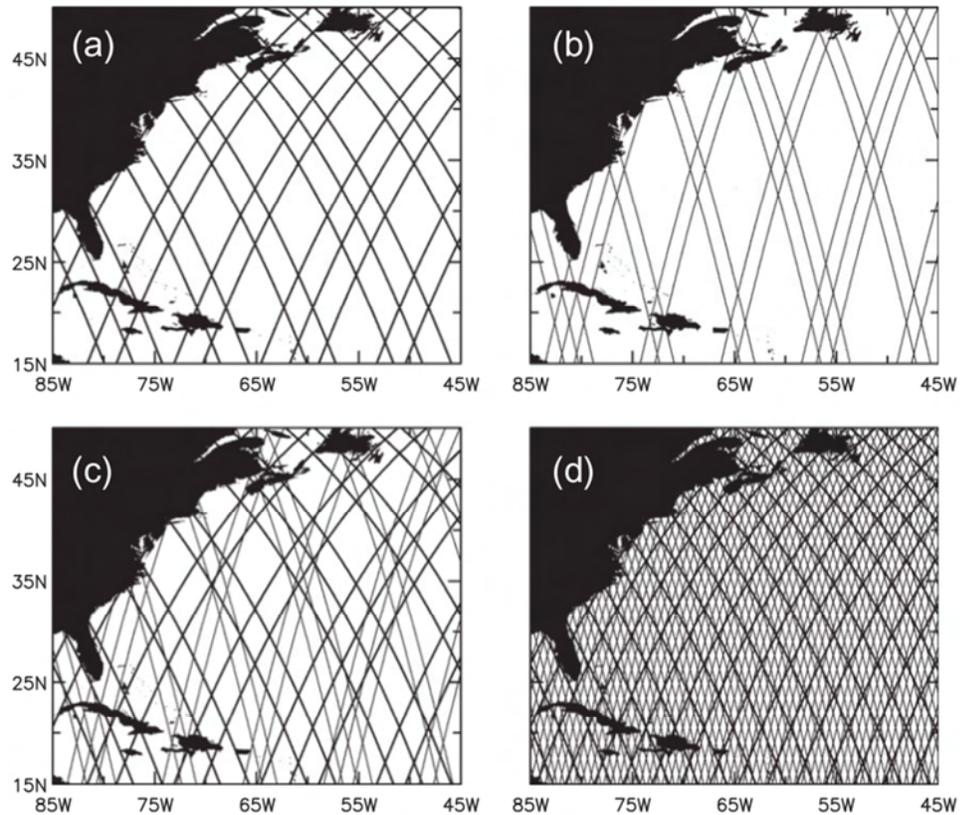


Figura 37 Tomada de *Chelton et al.*, (2011, página 205). (a) Trayectorias de los satélites TOPEX/Poseidon (T/P), Jason-1 y 2, para un periodo de 7 días. Estos satélites tienen un periodo repetitivo de 10 días. (b) Trayectorias de los satélites ERS-1, 2 y Envisat, para el mismo periodo de 7 días. Estos satélites tienen un periodo repetitivo de 35 días. (c) Fusión, de las trayectorias de los distintos satélites, para un periodo de 7 días. (d) Fusión, de las trayectorias de los distintos satélites, para un periodo de 35 días.

La imagen de altimetría, del campo de baja resolución del satélite Topex/Poseidon (T/P) contra la imagen de alta resolución, compuesta por la fusión de las trayectorias de este mismo satélite con el satélite ERS-1, muestra la gran diferencia que tienen ambas fuentes de información, en resolver los remolinos de mesoescala. La imagen fusionada es más rica en remolinos ciclónicos y anticiclónicos del O(100 km) de radio, los cuales son muy pequeños para ser detectados por el satélite T/P por si solo (Figura 38).

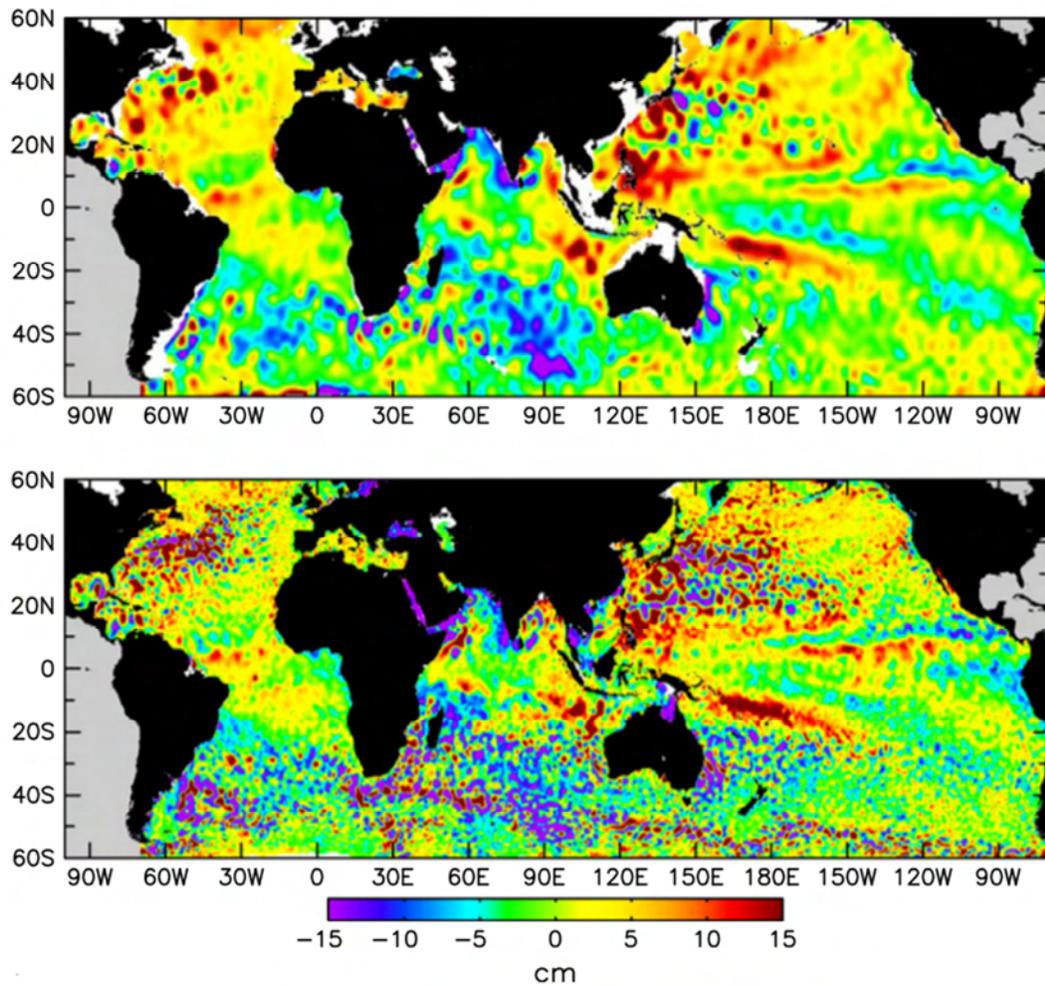


Figura 38 Tomada de *Chelton et al.*, (2011, página 170). Anomalía del nivel del mar para el 28 de agosto de 1996. Panel superior, construida a partir del satélite T/P. Panel inferior, construida a partir de la fusión de los satélites T/P y ERS-1.

### A.3 Cálculo meridional del radio de deformación de Rossby ( $R_d$ )

El radio de deformación de Rossby, es la escala longitudinal en la cual los efectos de rotación de la Tierra, son considerados tan importantes, como los efectos de boyancia, o de la gravedad, en la evolución de un flujo, a partir de una cierta perturbación. Este, define la escala longitudinal de una variación baroclínica, en la cual el estiramiento vertical

$(\frac{f_0^2 UL}{N^2 H^2})$ , es mayor que la vorticidad relativa  $(\xi = \frac{U}{L})$ , donde  $L$  es la escala longitudinal,

$U$  la escala de la velocidad,  $N^2$  la frecuencia de boyancia,  $H$  la escala vertical y  $f_0$  el parámetro de Coriolis. Al hacer la comparación de estos dos términos, dividiendo a la

vorticidad relativa sobre el estiramiento vertical, se obtiene  $\frac{N^2 H^2}{f_0^2 L^2}$ , de donde al despejar  $L$

obtenemos el radio de deformación interno  $R_d = \frac{NH}{f_0}$  (Cushman-Roisin y Beckers, 2008).

Asimismo, esta escala de longitud también figura en las rapidez de fase y de grupo, de las

soluciones para las ondas baroclínicas de Rossby  $(R_d = \frac{\sqrt{gH}}{f_0})$ , donde  $(c = \sqrt{gH})$  es la rapidez de fase y  $f_0$  el parámetro de Coriolis.

Siguiendo a Chelton *et al.*, (1998), el radio de deformación de Rossby puede determinarse, al resolver un problema de auto-valores del tipo de Sturm–Liouville para la estructura vertical  $\phi_{(z)}$  de la velocidad vertical, el cual puede escribirse de la siguiente forma:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} + \frac{N_{(z)}^2}{c^2} \phi = 0; \quad (6)$$

donde las condiciones de frontera pueden determinarse mediante la aproximación de la tapa rígida:

$$\phi_{(0)} = 0; \phi_{(-H)} = 0; \quad (7)$$

Este problema de valores característicos (Ec. 6), permite un número infinito de auto-valores  $c_2^{-2} < c_1^{-2} < c_3^{-2} \dots$ , con sus respectivas auto-funciones  $\phi_1(z), \phi_2(z), \phi_3(z) \dots$ , que pueden estimarse al discretizar la Ec. 6 y resolver el sistema de ecuaciones de manera numérica. Por lo tanto la única información requerida para calcular la rapidez de fase de las ondas baroclínicas gravitatorias ( $c_l$ ), es la estratificación vertical ( $N^2(z)$ ). La cual se estima a partir de perfiles climatológicos de temperatura y salinidad, obtenidos del World Ocean Database del National Oceanographic Data Center. Los formalismos para obtener el radio de deformación y su solución analítica pueden verse con más detalle en el trabajo de *Chelton et al.*, (1998). Una vez obtenida la rapidez de fase, se estima el radio de deformación, a partir de las siguientes fórmulas:

$$R_{d_m} = \frac{c_m}{f(\varphi)}; \text{ donde } \varphi \geq 5^\circ \text{ para latitudes fuera de la banda ecuatorial, ó}$$

$$R_{d_m} = \frac{c_m}{2\beta(\varphi)}; \text{ donde } \varphi \leq 5^\circ \text{ para latitudes dentro de la banda ecuatorial.}$$