

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



**Programa de Posgrado en Ciencias
en Oceanografía Física**

Corrientes costeras en el Golfo de Tehuantepec

Tesis

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

Presenta:

Juan Pablo Salazar Ceciliano

Ensenada, Baja California, México
2016

Tesis defendida por
Juan Pablo Salazar Ceciliano

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Armando Trasviña Castro
Director del Comité

Dr. José Luis Ochoa de la Torre

Dra. María Lucila del Carmen Lares Reyes

Dr. Eduardo González Rodríguez



Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Juan Pablo Salazar Ceciliano**, como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

Corrientes costeras en el Golfo de Tehuantepec

Resumen aprobado por:

Dr. Armando Trasviña Castro
Director de tesis

En las mediciones hidrográficas de los experimentos Tehuano I (1989) y Tehuano II (1996) en la costa oriental de Golfo de Tehuantepec se encuentra una masa de agua de menor densidad desde la superficie hasta los 80 m de profundidad, estas observaciones motivaron el presente estudio. Por lo tanto se analizaron datos satelitales de temperatura, salinidad y corrientes estimadas de altimetría costera para entender el papel del flujo de agua liviana en el Golfo de Tehuantepec. Los datos satelitales (temperatura y salinidad) indicaron la presencia de un gradiente zonal en el campo de densidad en el Golfo que genera una corriente geostrófica del orden de 20 cms^{-1} y, además, una lengüeta de baja densidad en la costa de Centroamérica que alcanza el golfo oriental en los meses de invierno. El análisis de 10 años de altimetría costera revela un patrón estacional en las corrientes costeras con flujo hacia el polo de octubre a febrero y hacia el ecuador de abril a mayo. La influencia de este flujo desde la parte oriental hacia el Golfo de Tehuantepec alimenta y mantiene la capa mezclada sobre una piconoclina estable, lo cual contrarresta la tendencia del rotacional del chorro de viento a elevar la piconoclina y a generar un remolino ciclónico en el lado izquierdo del *Tehuano*. Por otro lado la altimetría costera nos permite entender mejor que la tradicional algunas características en la dinámica costera, como su variación estacional e interanual. Por ejemplo, reportamos incursiones periódicas de la Corriente Costera de Costa Rica en el Golfo de Tehuantepec.

Palabras clave: corrientes hacia el polo, Golfo de Tehuantepec, flujo de baja densidad

Abstract of the thesis presented by **Juan Pablo Salazar Ceciliano** as a partial requirement to obtain the Master of Sciences in Physical Oceanography.

Coastal currents in the Gulf of Tehuantepec

Abstract approved by:

Dr. Armando Trasviña Castro
Thesis Director

Hydrographic measurements during the experiments Tehuano I (1989) and Tehuano II (1996) reveal the presence of a lower density water mass from the surface to 50-80 m depth entering the Gulf of Tehuantepec from the East. Those observations motivated the present study. We use satellite temperature, salinity and currents estimated from coastal altimetry to understand the role of the buoyancy flow into the Gulf of Tehuantepec. Satellite hydrographic data are consistent with the presence of a zonal density gradient responsible for a geostrophic flow of 20 cms^{-1} , and also a tongue of low density water in the Central American coast that reaches the eastern Gulf during the winter months. The analysis of 10 years of coastal altimetry reveal a seasonal pattern in the coastal currents with poleward flow from October to February and equatorward from April to May. The influence of this flow maintains a mixed layer on top of a stable pycnocline in the eastern Gulf. This counters the tendency of the *Tehuano* wind jet curl to raise the pycnocline and to generate a cyclonic eddy in the eastern Gulf. Coastal altimetry also allows us to better understand coastal dynamical features that traditional altimetry cannot measure along the Central American coast, such as its seasonal and interannual variability. For instance, we report periodic incursions of the Costa Rica Coastal Current into the Gulf of Tehuantepec.

Keywords: polewards, Gulf of Tehuantepec, less density flow

Dedicatoria

**A todos mis familiares,
por brindarme las mejores condiciones
para dedicarme a estudiar.**

Agradecimiento

A mi tutor, Armando Trasviña, por toda la paciencia y guía para terminar este trabajo. También a los miembros de mi comité de tesis; a *Lalo* por la hora de la *sabrita* y apoyo en MatLab; a *Pepe* y *Lucy* por sus aportaciones y enriquecimiento de este trabajo. Además, al señor Stefano Vignudell por sus sugerencias en el procesado de datos de mareógrafo y altimetría costera.

Al personal docente, administrativo, técnicos y compañeros del DOF y ULP que hicieron más *tuanis* mi estancia en la república de Baja California.

A mis compatriotas, Rodney y Amaru, por toda la ayuda brindada en mi estancia en Ensenada y La Paz. A Viridiana, *Teórico*, Ross, Jonathan, Yohanita, Lenna, Braulio, Caro, Isaac, Rene, Daniel, Itzia, Máximo, Alex, Daleth y Ana por su gran amistad.

A mis amigos y amigas costarricenses por toda su buena *vibra* en esta travesía. Por último pero no menos importante, a todos mis familiares por su ayuda para lograr esta meta.

A las agencias BEC, JPL, CTOH, Ssalto/Duacs y UHSLC por el procesado y distribución de los diferentes datos usados en este estudio. Además, al CONACyT y CICESE por el soporte económico en esta maestría.

Tabla de Contenido

| | Página |
|--|--------|
| Resumen en español..... | ii |
| Resumen en inglés..... | iii |
| Dedicatoria..... | iv |
| Agradecimientos..... | v |
| Lista de figuras | vi |
| Lista de tablas | xii |
| | |
| Capítulo 1. Introducción | |
| 1.1 Zona de estudio | 1 |
| 1.2 Antecedentes..... | 2 |
| 1.2.1 Caracterización del viento en el Golfo de Tehuantepec..... | 2 |
| 1.2.2 Circulación dipolo..... | 4 |
| 1.2.3 Corriente costera en el Golfo de Tehuantepec..... | 5 |
| 1.2.4 Circulación asimétrica en el Golfo de Tehuantepec..... | 5 |
| 1.3 Justificación y objetivos..... | 6 |
| | |
| Capítulo 2. Métodos | |
| 2.1 Datos de satélites pasivos..... | 7 |
| 2.2 Datos de altimetría..... | 8 |
| 2.2.1 Datos a lo largo de la trayectoria del satélite..... | 9 |
| 2.2.2 Datos mallados de corriente geostrófica..... | 11 |
| 2.3 Datos de mareógrafos..... | 12 |
| 2.4 Información hidrográfica..... | 14 |
| 2.5 Estimación de la corriente geostrófica con los datos a lo largo de la trayectoria del satélite | 15 |
| 2.6 Espectros de energía..... | 18 |
| 2.6.1 Peridodograma..... | 18 |
| 2.6.2 Método de máxima entropía..... | 19 |

| | |
|--|-----------|
| Capítulo 3. Comparación entre ANM mareógrafo y altimetría | |
| 3.1 Técnica..... | 20 |
| 3.2 Correlación y valor cuadrático medio..... | 21 |
| 3.3 Precisión del método..... | 23 |
| 3.4 Precisión del método..... | 23 |
| 3.5 Validación de la corriente geostrófica a lo largo de la costa..... | 25 |
| | |
| Capítulo 4. Resultados | |
| 4.1 Campos de densidad, temperatura y salinidad superficial del mar..... | 27 |
| 4.2 Corriente geostrófica..... | 31 |
| | |
| Capítulo 5. Discusión | |
| 5.1 Casos de estudio de la variabilidad de la corriente..... | 40 |
| 5.1.1 Época de invierno..... | 40 |
| 5.1.1.a Noviembre..... | 40 |
| 5.1.1.b Febrero..... | 42 |
| 5.1.2 Época de verano | 44 |
| 5.1.3 Comparación de los datos de corriente altimetría con información histórica..... | 46 |
| 5.2 Casos de estudio con corriente y temperatura promedio..... | 48 |
| 5.3 Comparación entre la corriente geostrófica y la corriente de Ekman..... | 50 |
| | |
| Capítulo 6. Conclusiones | 53 |
| | |
| Lista de referencias bibliográficas | 55 |
| | |
| Apéndice..... | 59 |

Lista de figuras

| Figura | Página |
|---|--------|
| 1 Topografía y batimetría alrededor del Golfo de Tehuantepec. Datos de la Carta Batimétrica General de los Océanos (GEBCO. por sus siglas en inglés)..... | 2 |
| 2 Simulación de la presión del nivel del mar (línea sólida, cada 1 hPa) y del campo de viento nivel sigma más bajo (de donde la barba con banderín, barba completa y barba media completa 25, 5 y 2.5, ms ⁻¹ respectivamente). Tomado de Steenburg <i>et al.</i> (1998)..... | 3 |
| 3 Vista tridimensional de la elevación de interfaz del modelo de dos capas. Tomado de Crepon y Richez (1982) | 4 |
| 4 Principios del radar de altimetría, tomado programa COMET (2010)..... | 9 |
| 5 Mapa de Centroamérica y el Golfo de Tehuantepec en googlearth. Se indican la cobertura del pase satelital y la ubicación de mareógrafos..... | 11 |
| 6 Red de estaciones de CTD para primer crucero (a) y segundo crucero (b), en donde las estaciones de muestro de CTD son los puntos grises. Imagen tomada de Barton <i>et al.</i> (2009)..... | 15 |
| 7 Trayectoria del pase satelital número 015 en los alrededores del Golfo de Tehuantepec. La línea azul indica la trayectoria del pase satelital y se añadió un sistema de coordenadas..... | 16 |
| 8 Diagramas de dispersión entre ANM de mareógrafo y altimetría CTOH (21 km respecto a la costa)..... | 22 |
| 9 Serie de tiempo ANM del mareógrafo de Acajutla y altimetría CTOH. A) Serie de tiempo ANM del mareógrafo de Acajutla (1993-2002) y altimetría (TOPEX) y B). Serie de tiempo ANM del mareógrafo de Acajutla (2010-2013) y altimetría (Jason I y Jason II)..... | 24 |
| 10 Corriente geostrófica a lo largo de la costa (ms ⁻¹) para la parte oriental del Golfo de Tehuantepec. Estimación con: a) datos de altimetría costera (25 febrero de 1996) y b) datos hidrográficos (25-26 de febrero de 1996)..... | 26 |
| 11 Condiciones promedio para el mes de diciembre en el periodo 2010-2013. A) densidad estimada con TEOS-10, B) salinidad estimada por SMOS y C) producto de temperatura MUR. En la esquina superior de cada panel se muestra la unidad de cada variable..... | 28 |
| 12 Contribución de la temperatura y salinidad en el campo de densidad. a) para el caso de una salinidad constante de 33.37 ups y b) para el caso de una temperatura constate de 26.90 °C | 30 |

| | | |
|----|---|----|
| 13 | Contorno de densidad de uno de los transectos realizados en el barco Altair entre 25 y 26 de febrero 1996. Esquina inferior, la ubicación de cada lance de CTD..... | 30 |
| 14 | Serie de tiempo de la corriente geostrófica a lo largo de la costa del pase satelital 015. En la esquina superior derecha de cada panel se indica la distancia entre coordenadas de la estimación respecto al punto de costa de la trayectoria del satélite..... | 32 |
| 15 | Corriente geostrofica media a lo largo de la costa para el periodo invernal (2003-2013). La línea negra indica la media, mientras que las líneas roja y azul muestran el intervalo de confianza superior e inferior respectivamente... | 33 |
| 16 | Serie de tiempo de la corriente geostrófica del pase satelital número 15 para el periodo 2002-2013. La línea color negro representa los datos de corriente interpolada, mientras lo relleno con color gris representa la corriente filtrada (con un filtro de 70 días). En la esquina superior derecha de cada panel indica la distancia respecto a la costa..... | 35 |
| 17 | Método de máxima entropía para cuatro diferentes series de tiempo de la corriente a lo largo de la costa del pase satelital número 15, para el periodo 2002-2013. En la esquina superior derecha se indica la distancia respecto a la costa | 37 |
| 18 | Espectro de energía para la serie tiempo de ANM del mareógrafo de Acajutla. Las líneas rojas indican los intervalos de confianza al 95% para el método del periodograma..... | 38 |
| 19 | Promedio mensual de la corriente geostrófica proveniente de AVISO para noviembre de 2009..... | 41 |
| 20 | Promedio mensual de la corriente geostrófica proveniente de AVISO para noviembre de 2007..... | 42 |
| 21 | Promedio mensual de la corriente geostrófica proveniente de AVISO para febrero de 2004..... | 43 |
| 22 | Promedio mensual de la corriente geostrófica proveniente de AVISO para febrero de 2008..... | 44 |
| 23 | Promedio mensual de la corriente geostrófica proveniente de AVISO para junio de 2002..... | 45 |
| 24 | Promedio mensual de la corriente geostrófica proveniente de AVISO para junio de 2008..... | 46 |

| | | |
|-----|---|----|
| 25 | Datos de promedio mensual de temperatura superficial y corriente a lo largo de la costa para el pase satelital número 15 y 91 (línea vector superior e inferior en cada panel). Fecha viene representada por mes y año..... | 48 |
| 26 | Promedio del campo de viento a 10 m de altura de los datos de QUISKCAT para el mes de diciembre..... | 51 |
| 27 | Esquema de la circulación en tres dimensiones en el Golfo de Tehuantepec. a) Se muestra el campo de viento en café y el transporte de Ekman con flechas azules; b) se muestra la corriente costera con flechas de color naranja y la entrada de agua liviana con doble línea de color verde. En ambos paneles la pinoquina se presenta con una línea de color azul..... | 52 |
| A.1 | Mapa de la malla de la variable CDA respecto a la posición a interpolar. Los asterisco rojos indican la posición de la malla y la letra M la posición a interpolar..... | 59 |

Lista de Tablas

| Tabla | | Página |
|-------|--|--------|
| 1 | Información de los mareógrafos..... | 13 |
| 2 | Detalle de los mareógrafos y los pases satelitales provenientes de CTOH.... | 20 |
| 3 | Estadística del ANM de altimetría y mareógrafos. En donde D es la distancia del pase satelital respecto a la costa, R es el coeficiente de correlación de Pearson, rms es valor cuadrático medio de las diferencias y NN es la cantidad de puntos usados para estimar el R y rms. | 21 |
| 4 | Estadística del ANM de altimetría del pase satelital número 15 y mareógrafo de Acajutla. Misma nomenclatura de la tabla 3..... | 23 |
| 5 | Estadística del ANM de altimetría a 51 Km respecto a la costa y mareógrafos para periodos definidos. Misma nomenclatura de la tabla 3..... | 25 |
| 6 | Tabla de valores y porcentajes de la corriente geostrófica estimada de la trayectoria número 15 a una distancia de 38 km respecto a la costa..... | 31 |
| B.1 | Radio deformación de Rossby del primer modo baroclínico en el este del Golfo de Tehuantepec..... | 61 |

Capítulo 1. Introducción

El Golfo de Tehuantepec (GdT) es afectado por fuertes chorros de vientos debido a condiciones meteorológicas especiales que interactúan con la topografía de la región. Durante los meses de invierno, estos chorros son más intensos, generan la formación de un remolino anticiclónico en la parte occidental del GdT y un descenso de la temperatura en la parte central del GdT. No obstante, estos resultados no coinciden al 100% con la solución analítica de la teoría lineal de Ekman de Crepón y Richez (1982) para un viento perpendicular a la costa. Es decir, en las observaciones no se visualizan la formación de un remolino ciclónico y un descenso de la temperatura en la parte oriental de GdT como indica la solución analítica.

Es por ello que en el presente trabajo se estudió esta asimetría de la circulación, la cual se asocia a la presencia de una masa de agua de menor densidad que es adveccionada por una corriente costera en la parte oriental del GdT. Para esto se cuenta con datos de sensores remotos de temperatura y salinidad para indicar la presencia de agua de menor densidad, mientras la información de altimetría costera indica la dirección de la corriente.

1.1 Zona de estudio

El Golfo de Tehuantepec (GdT) se localiza en el océano Pacífico Tropical Oriental y su costa abarca los estados de Oaxaca y Chiapas de la república Mexicana. Está ubicado entre los 96.5° y 92.5° longitud oeste y los 14.75° y 16.25° latitud norte (Fig. 1).

La figura 1 se aprecia una depresión orográfica de 30 km de ancho y una altura que oscila entre 50 y 250 m. Este paso de montaña se denomina el Paso de Chivela y está ubicado en la región de menor distancia entre el océano Atlántico y Pacífico de la república Mexicana, sobre una distancia de entre 220 y 240 km.

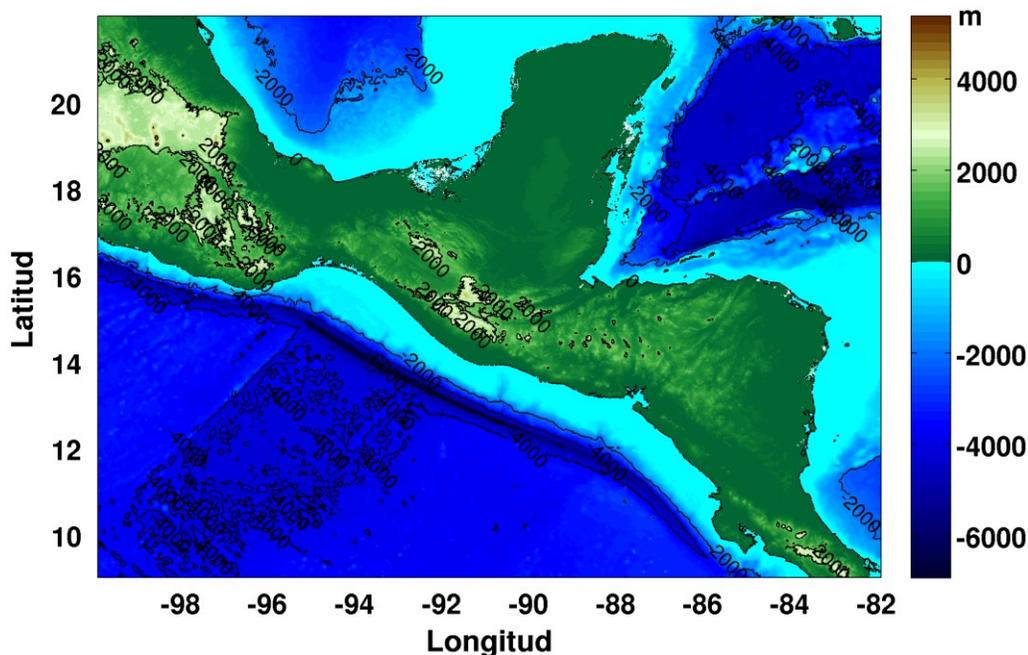


Figura 1. Topografía y batimetría alrededor del Golfo de Tehuantepec. Datos de la Carta Batimétrica General de los Océanos (GEBCO. por sus siglas en inglés).¹

1.2 Antecedentes

1.2.1 Caracterización del viento en el Golfo de Tehuantepec

El GdT se sitúa en una diferencia de presión atmosférica entre el Golfo de México y el océano Pacífico norte; pero el movimiento de masas de aires de bajo nivel en el océano Pacífico Tropical Oriental está influenciado por tres pasos de montañas (Kessler, 2002 y Steenburg *et al.*, 1998).

Cuando la diferencia de presión entre el Golfo de México y el océano Pacífico aumenta se genera un chorro de viento que se canaliza por el paso de Chivela. Este aumento en la diferencia de presión de bajo nivel se debe a la penetración en el Golfo de México de:

- Aire polar originado entre Alaska y Canadá que tiene un desplazamiento hacia suroeste para el invierno (Clarke, 1988).
- El fortalecimiento y desplazamiento hacia el oeste del sistema dinámico de las Bermudas en verano (Romero-Centeno *et al.*, 2003).

¹ Fuente http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/

A estos chorros de viento se les denomina “*Tehuano*”, tienen una magnitud que rondan entre los 15 a 25 ms^{-1} con dirección hacia el sur y una duración de 2 a 6 días (Barton *et al.*, 1993; Lavin *et al.*, 1997; Romero-Ceneteno *et al.*, 2003; Trasviña *et al.*, 1995). En la figura 2 se muestra la simulación de la incursión de aire polar en el Golfo de México para el día 13 marzo de 1996 hecha por Steenburg *et al.* (1998), en donde se distinguen varias características del *Tehuano*:

- La magnitud máxima se presenta en la parte central del chorro del viento.
- Su extensión es de varios grados hacia afuera de la costa.
- La magnitud del viento decae hacia los flancos del chorro, creando la forma de un abanico. Steenburg *et al.* (1998) explicaron que forma que adopta el viento se debe a un gradiente de presión transversal al *Tehuano*, debido a las características locales del terreno.
- El flujo de viento experimenta una curvatura anticiclónica cuando se aleja de la costa. Este cambio de dirección se produce por el término de la aceleración de Coriolis del balance inercial (Clarke, 1988; Steenburg *et al.*, 1998).



Figura 2. Simulación de la presión del nivel del mar (línea sólida gris, cada 1 hPa) y del campo de viento nivel sigma más bajo (de donde la barba con banderín, barba completa y barba media completa denotar 25, 5 y 2.5, ms^{-1} respectivamente). Tomado de Steenburg *et al.* (1998).

1.2.2 Circulación dipolo

La teoría de Ekman se basa en un balance entre fuerza de Coriolis y el esfuerzo del viento sobre la superficie oceánica, en donde la circulación es conducida principalmente por los efectos del viento en una capa límite delgada (Cushman-Roisin y Beckers, 2011). Crepón y Richez (1982) propusieron una solución analítica de esta teoría lineal para un modelo de dos capas, con un viento perpendicular a la costa en forma de escalón (ver Fig. 3). Los autores anteriores encontraron en su solución analítica las siguientes características:

- En el flanco derecho (izquierdo), respecto a la dirección del viento, un remolino anticiclónico (cyclónico).
- En el flanco derecho (izquierdo) respecto al chorro del viento, dominan corrientes verticales negativas (positivas), es decir, producen el hundimiento (ascenso) de la interfase (ver Fig. 3). A este tipo de movimientos verticales se les denominan bombeo de Ekman y son producidos por el cambio de la magnitud del viento.

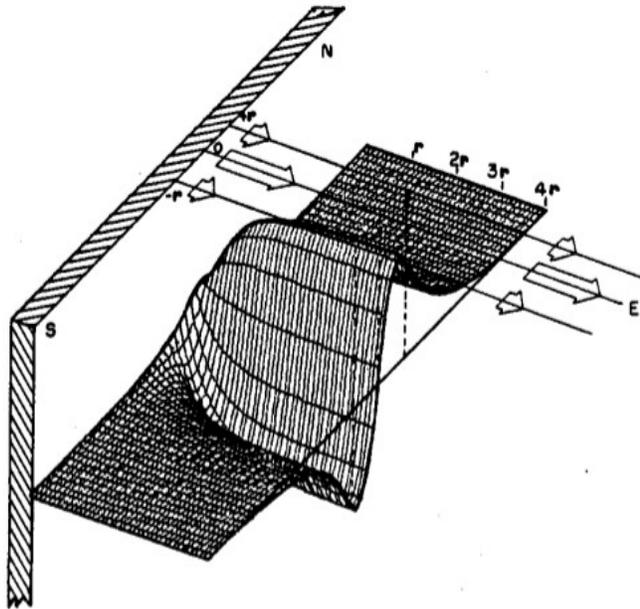


Figura 3. Vista tridimensional de la elevación de interfaz del modelo de dos capas. Tomado de Crepon y Richez (1982).

A este tipo de circulación se denomina circulación dipolo, por su parecido al dipolo eléctrico respecto a la dirección de los movimientos verticales. Esta circulación es una respuesta del océano debido a la variabilidad de la magnitud del chorro en eje paralelo a la costa en un balance lineal de Ekman.

1.2.3 Corriente costera en el Golfo de Tehuantepec

Wyrski (1965) describió, con datos de deriva de buques mensuales, una corriente de intensidad moderada a fuerte a lo largo de la costa centroamericana con dirección hacia el polo, pero cuya extensión a lo largo de la costa es variable. El autor anterior indicó que dicha corriente incursiona en el GdT casi todo el año, excepto los meses de enero, febrero y marzo. Kessler (2006) indicó que dicha corriente incursiona hasta la parte central del GdT, pero en esta zona es desviada hacia afuera de la costa por la presencia constante de un remolino anticiclónico que denominó "*tazón de Tehuantepec*".

Barton *et al.* (2009) indican la entrada de un flujo al GdT a través del lado oriental con una profundidad de 50 a 80 m y una anchura de 100 km para enero de 1989 y febrero 1996. La magnitud superficial de esta corriente es de 40 cms^{-1} con dirección hacia el polo y acarrea aguas cálidas ($27-29 \text{ }^{\circ}\text{C}$) y de baja salinidad (32-34 ups) al comparar con las aguas adyacentes (Barton *et al.*, 2009), consecuentemente, tiene una entrada importante por conducción de flotabilidad o flujo de agua dulce.

1.2.4 Circulación asimétrica en el Golfo de Tehuantepec

Para el caso de eventos de *Tehuano*s en los meses de invierno, los resultados del modelo propuesto por Crepón y Richez (1982) no coinciden con las observaciones reportadas en el lado oriental del GdT, respecto al acercamiento de la piconclina a la superficie. Las observaciones reportadas en el Golfo son:

- La formación de un remolino anticiclónico en la parte occidental del GdT; mientras en la parte oriental no hay evidencias de la formación de un remolino ciclónico (Trasviña *et al.*, 1995; Lavin *et al.*, 1992; Barton *et al.*, 2009).
- No se puede asociar el descenso de la temperatura en la parte central del GdT encontrado por Trasviña *et al.* (1995); Lavin *et al.* (1997) y Barton *et al.* (2009) al esfuerzo del viento. Los autores anteriores asocian el enfriamiento en la parte central del Golfo a la mezcla vertical en el océano superior bajo el eje del chorro de viento.

En este estudio se discute que la circulación asimétrica en el GdT durante el periodo de invierno, se debe a que el lado oriental de dicho cuerpo de agua es inundado por un flujo de agua ligera que es transportada por la corriente costera después del final de cada evento de viento.

1.3 Justificación y objetivos

El presente estudio estará enfocado en la circulación costera en el lado oriental del GdT y en su interacción con la zona de generación de remolinos. Para esto se cuenta con datos de diferentes sensores remotos y datos in-situ de dos campañas oceanográficas en el GdT.

El objetivo principal es estudiar los flujos costeros que alimentan la zona de generación de remolinos en la parte oriental del Golfo de Tehuantepec. Mientras los objetivos específicos son:

1. Describir y caracterizar la circulación costera en el lado oriental del Golfo de Tehuantepec.
2. Describir la corriente impulsada por agua ligera en el lado este del Golfo de Tehuantepec.

Capítulo 2. Métodos

En esta sección se describen los datos de diferentes fuentes provenientes de sensores remotos y dos campañas observacionales en la zona de interés. Además se describen los diferentes procedimientos utilizados en los datos, con la intención de tener resultados.

2.1 Datos de satélites pasivos

Se empleó el producto de salinidad superficial del mar (SSM) generado por Barcelona Expert Center (BEC), dicha institución se encarga de realizar promedios de varios días y distribución de los datos de SSM proveniente de la misión espacial satélite de humedad terrestre y salinidad en los océanos (SMOS, por sus siglas en inglés) por parte de la Agencia Espacial Europea (ESA, por sus siglas en inglés). Este satélite cuenta con un instrumento para la medición de radiación microondas (1.4 GHz) proveniente del océano y la superficie terrestre denominado radiómetro de microondas con síntesis de apertura (MIRAS por sus siglas en inglés). El producto de SSM son datos promedios de 9 días con una resolución espacial de un $1/4^\circ$ grado y temporal de 3 días, que comprende desde enero de 2010 hasta la actualidad y se puede descarga del siguiente enlace: <http://cp34-bec.cmima.csic.es/ocean-near-real-time-dataset/>.

Además, para la temperatura superficial del mar (TMS) se utilizo el producto de multi-sensor de ultra-alta resolución (MUR, por sus siglas en inglés) generado por el Laboratorio de Propulsión a Chorro (JPL, por sus siglas en inglés) que se adapta a las normas establecidas del grupo de alta resolución temperatura superficial del mar (GHRSSST, por sus siglas en inglés). Este producto de TSM tiene una resolución espacial de un kilómetro con intervalos diarios que comprende desde el 1 de junio de 2002 hasta la actualidad y se pueden descargar del siguiente enlace: <ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/>.

Cada archivo de este producto es la combinación de datos de distintos radiómetros (pasivo y activos) con observaciones *in situ* de TSM mediante un algoritmo de multi-

escala elaborado por Chin *et al.* (2013) acompañado con el método de interpolación óptima mediante funciones de wavelets. El resultado es un producto de TSM de alta resolución espacial sin cobertura nubosa ideal para el estudio de fenómenos de pequeña escala en las zonas costeras.

Para este estudio se extrajo la información de estas dos variables que abarca las longitudes 100 a 85° W y las latitudes 9° a 19° N. Además, para las variables de SSM y TSM, se hicieron mapas de promedios mensuales entre periodo 2010 al 2013, con la finalidad de ver diferencias de estas dos propiedades entre la parte oriental y occidental del GdT. También, con la combinación de estas dos variables mediante las rutinas de ecuación termodinámica del agua de mar 2010 (TEOS-10, por sus siglas; para mayor detalle ver Intergovernmental Oceanographic Commission *et al.*, 2010) se obtuvo la densidad superficial del agua de mar. No obstante, la malla de referencia del TSM no coincide con la malla de referencia del SSM; por lo tanto se utilizó la interpolación *spline* en los datos de TSM para que tuviera la misma malla de referencia de los datos de SSM con la finalidad de un buen funcionamiento de las rutinas TEOS-10.

Respecto al periodo seleccionado, cabe recordar que los datos de salinidad superficial sólo están disponibles desde 2010 hasta la actualidad, pero el año 2014 no se emplearon por las fallas reportadas por la agencia ESA sobre el satélite SMOS.

2.2 Datos de altimetría

Los satélites de altimetría generan productos de la topografía de la superficie oceánica, con sus elevaciones y depresiones que responden a la dinámica oceánica. En la figura 4 se aprecian los diferentes productos de altimetría: la altura de la superficie del mar, la topografía dinámica de la superficie del mar o la anomalía de la superficie del mar respecto a un punto de referencia como el geoide o el elipsoide.

En este estudio se utilizaron dos tipos de datos de altimetría satelital:

- Datos a lo largo de la trayectoria del satélite.

- Datos mallados de corriente geostrofica.

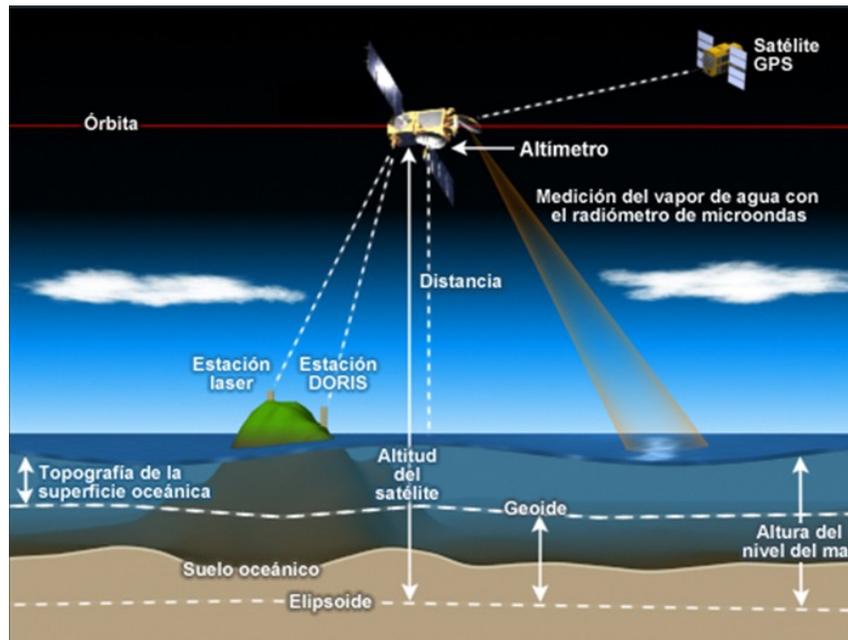


Figura 4. Principios del radar de altimetría, tomado programa COMET (2010).

2.2.1 Datos a lo largo de la trayectoria del satélite

Se usaron datos de anomalía del nivel del mar (ANM) de las misiones de altimetrías de Topex/Poseidon (1992-2006), Jason I (2001-2013) y Jason II (2008-al presente) con una frecuencia de 1 Hz, los cuales son desarrollados, validados y distribuidos por el Centro de estudios Topográficos del Océano y la Hidrosfera (CTOH, por sus siglas en inglés), Francia. Los datos de ANM corresponden a

(1)

en donde ASM es la altura superficial del mar de cada pase satelital y $PASM$ es un promedio del ASM (Roblou *et al.*, 2007). Por lo tanto, esta variable es comparable con los movimientos de la superficie libre.

La finalidad de la agencia CTOH es mejorar la cantidad y la calidad de las mediciones de altimetría en la zona costera, mediante un procesamiento que incluye criterios para

la selección de datos, basado en umbrales estadísticos que discriminan mejor los valores erróneos en las zonas costeras (Roblou *et al.*, 2011). Los autores anteriores indican una mejora en los datos de altimetría al trabajar con modelos locales a lo largo de la trayectoria del satélite para la corrección de:

- La marea (*marea*).
- La respuesta del océano al viento y la presión atmosférica (*CDA*).

(2)

Para la marea sobre la plataforma, se usa el modelo solución de elementos finitos 2012 (FES2012, por sus siglas en inglés) y se basa en la resolución de las ecuaciones barotrópicas de mareas en una configuración espectral, usando una batimetría con una resolución espacial de $1/16^\circ$ (Carrère *et al.*, 2012). Por estas características, el FES2012 tiene resultados precisos para la zona costera y por ende, una mejor corrección de la marea en los datos ANM.

Mientras, Andersen y Scharro (2011) indicaron que las variaciones temporales inducidas por la acción del viento de alta frecuencia y las oscilaciones de baja frecuencia de la presión atmosférica son enmendadas por la corrección dinámica atmosférica (*CDA*). La primera contribución es estimada por un modelo de ondas de gravedad de dos dimensiones (MOG2D por sus siglas en inglés), dicho modelo es barotrópico, no lineal y resuelve las ecuaciones de continuidad y momento para aguas someras. La segunda contribución es estimada de los productos de presión atmosférica del modelo centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF, por sus siglas inglés). La suma de estas dos contribuciones se denomina *CDA*.

Los datos de ANM se obtienen a lo largo de la trayectoria que siguen los satélites tiene una resolución espacial entre seis a siete km y una resolución temporal de 10 días aproximadamente. Se puede descargar del siguiente enlace: <ftp://ftp.legos.obs-mip.fr/>

Desde 1993 hasta mediados de 2013 se tienen 747 pases satelitales con información costera que cubre la zona de estudio y sus alrededores (Fig. 5). Los pases con información conveniente para este estudio son 015, 091 y 065. Estos tienen una dirección de la trayectoria de satélite y casi perpendicular a la costa, lo cual es ideal para caracterizar el flujo paralelo a la costa o comparar con mareógrafos.

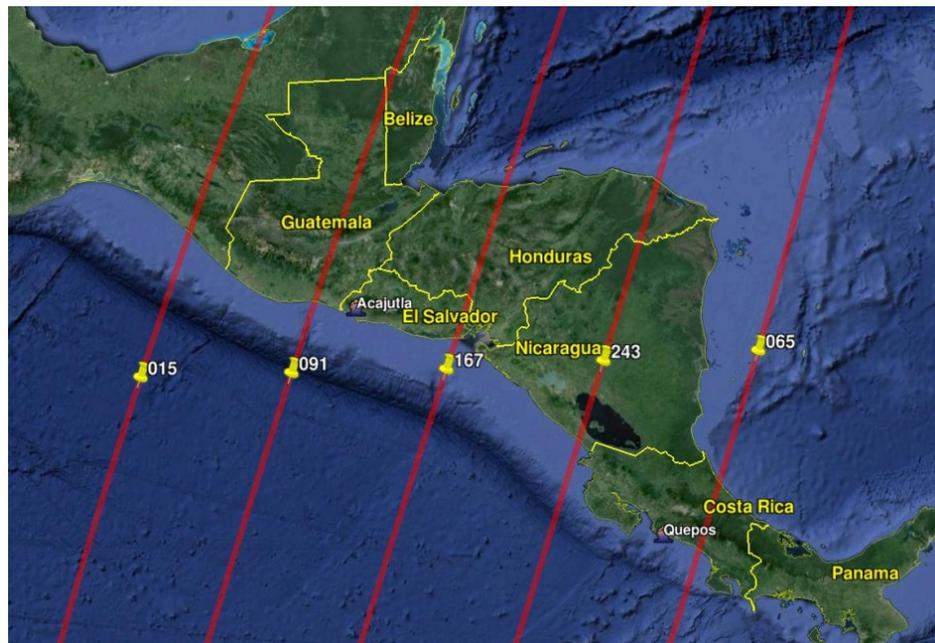


Figura 5. Mapa de Centroamérica y el Golfo de Tehuantepec en googlearth. Se indican la cobertura del pase satelital y la ubicación de mareógrafos.

2.2.2 Datos mallados de corriente geostrofica

Los datos mallados de corriente global son producidos por Ssalto multimission ground segment/Data Unification and Altimeter Combination System (Ssalto/Duacs) y distribuidos por Archivado, Validación e Interpretación de los datos de Oceanografía (AVISO, por sus siglas en inglés) mediante el siguiente ftp <ftp.avisioceanobs.com>.

La agencia Ssalto/Duacs combina la información de los diferentes los pases satelitales de todas las diferentes misiones altimétricas disponibles en un momento dado con sus debidas correcciones. Además de esta homogenización; los datos tienen que pasar por un proceso de control de calidad, filtrado (espacial y temporal), calibración y validación

para obtener datos mallados en proyección Mercator con una resolución espacial de $\frac{1}{4}$ de grado de intervalo diarios (para mayor detalle, ver SSALTO/DUACS User Handbook, 2014). No obstante, el procedimiento usado por Ssalto/Duacs no genera buenos resultados en las regiones costeras.

El producto de corriente geotrónica distribuido por AVISO son estimaciones de las corrientes mediante el balance geostrónico usando la variable topografía dinámica de la superficie del mar (ver Fig. 4). En este cálculo es importante la estimación del geoide, el cual es una superficie de geopotencial constante y en donde el nivel medio del mar coincide con un océano en reposo. Sin embargo, el altímetro no puede medir de manera directa la altura del geoide y dicha medición se realiza mediante una técnica "sintética", la cual consiste en combinar las mediciones *in situ* de corriente y datos altimétricos para estimar dicha variable (Rios y Hernández, 2004).

De esta variable distribuida por AVISO, se extrajo la información en el rango de latitudes 9° N - 19° N y longitudes 100° W - 85° W.

2.3 Datos de mareógrafos

Se emplearon series de tiempo de diferentes mareógrafos de la vertiente de Pacífico de América Central con una resolución temporal de una hora. Dicha información proviene del Centro del Nivel de Mar de la Universidad de Hawái (UHSLC, por sus siglas en inglés). Este centro ofrece una base de datos de alta calidad de diferentes mareógrafos del mundo y se pueden descargar del siguiente enlace: <http://uhslc.soest.hawaii.edu/data/download/rq>.

En el GdT hay información de cuatro mareógrafos; pero contiene poca información para el periodo de 1993 – 2013. Por tal motivo, se usaron datos de mareógrafos de la zona de Centroamérica, como muestra la tabla 1, los cuales tienen un registro más largo en la región respecto al periodo 1993-2013.

Tabla 1: Información de los mareógrafos.

| Lugar | País | Latitud | Longitud | Fechas |
|-----------------------|-------------|----------|-----------|-------------------------|
| Quepos ² | Costa Rica | 9.40°N | 84.167 °W | 2009-2012 |
| Acajutla ³ | El Salvador | 13.583°N | 89.833 °W | 1992-2002, 2009-2012 |

Cada serie de tiempo de la tabla 1 requiere un procedimiento especial para tener una señal de altura de la superficie del mar del mareógrafo equivalente al ANM de altimetría costera. Los pasos del procedimiento fueron:

1. Estimar la *marea astronómica* de las series de mareógrafos con el método de análisis armónico con correcciones nodales (Pawlowicz et al., 2002).
2. Sustraer la variación de nivel del mar que corresponde a la marea astronómica, mediante

(3)

con la finalidad de obtener un *residual* que se debe a las corrientes geostrofico.

3. A las series de tiempo del residual de los diferentes mareógrafos se le aplicó un filtro de paso bajo con una frecuencia de corte de 1.6437×10^{-3} hz (siete días), para eliminar fenómenos que son muestreados por el altímetro

(4)

donde es el operador que representa el filtro de paso bajo.

4. Una interpolación lineal a los datos para tener esta información simultánea con los datos del pase satelital de altímetra.

² Fuente: Red de Observación del Nivel del Mar para América Central.

³ Fuente: Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de El Salvador

5. Estimar las series del barómetro invertido en las coordenadas del mareógrafo (en el apéndice A se explica cómo se obtuvieron estas series de tiempo, cuya variable se denominó *CDA_M*).
6. Eliminar el efecto de barómetro invertido a las series que no contribuye a la circulación. Esto se logra

(6)

2.4 Información hidrográfica

Los datos hidrográficos de temperatura, salinidad y presión provienen de dos cruceros oceanográficos realizados en la zona de estudio:

1. Realizado del 7 enero al 10 febrero de 1989 a bordo de dos embarcaciones: el B.O. El Puma (UNAM, alquilado por el CICESE) que midió con una Smart CTD de Niel Brown y el R.V. Wecoma (Oregon State University, alquilado por NERC, UK) que midió un CTD Mark III de *Neil Brown*.
2. Realizado del 10 al 27 de febrero de 1996 a bordo de dos embarcaciones: en el B.O. Altair (Armada de México, en préstamo al CICESE) se midió con un CTD Mark III de Niel Brown y en el B.O. Francisco Ulloa (CICESE, México) que midió con un SeaBird SBE9/11.

La figura 6 se muestran las diferentes estaciones realizadas con CTD, en donde la profundidad de muestro de cada perfil de CTD fue de varios metros en estaciones en la plataforma hasta un máximo de 1500 m en las estaciones alejadas de la costa.

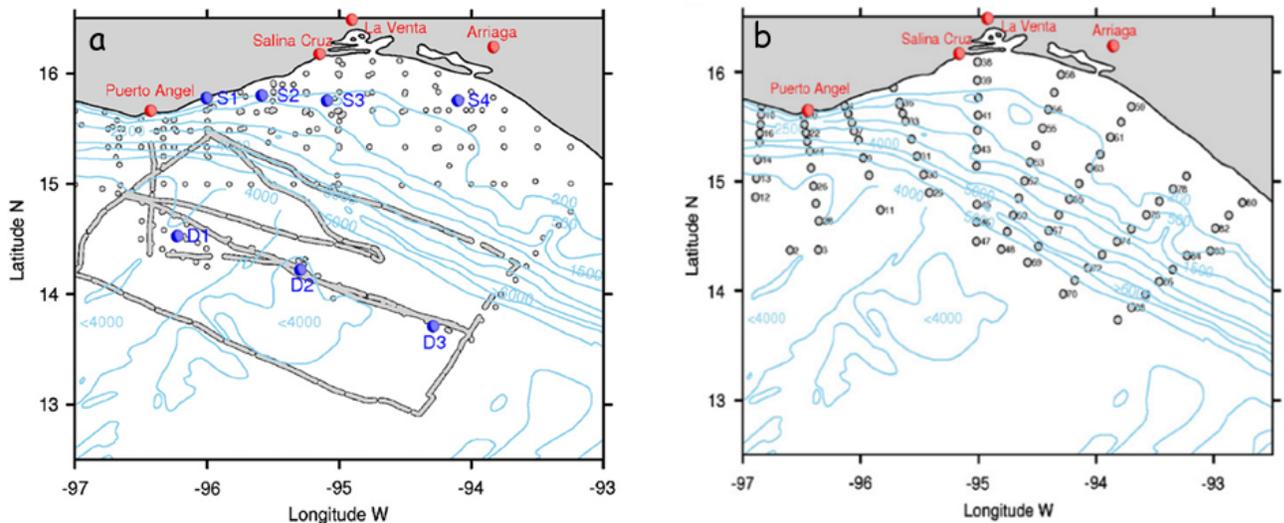


Figura 6. Red de estaciones de CTD para primer crucero (a) y segundo crucero (b), en donde las estaciones de muestro de CTD son los puntos grises. Imagen tomada de Barton *et al.* (2009).

2.5 Estimación de la corriente geostrófica con los datos a lo largo de la trayectoria del satélite

La figura 7 se observa que la trayectoria del pase satelital de altimetría que cruza la línea de costa del GdT, lo cual es ideal para estimar la corriente geostrófica con los datos distribuidos por la agencia CTOH. No obstante, sólo se puede estimar la componente perpendicular de la corriente respecto al pase satelital. Le Hénaff *et al.* (2011) indicaron que la variable ANM de la agencia CTOH sirvió adecuadamente para estimar el flujo geostrófico a lo largo de la costa en el norte de España para estudiar la circulación en dicha plataforma continental.

No obstante, los datos de ANM contiene información de ondas de gravedad (Liu *et al.*, 2012). Estos autores aplican un filtro de paso bajo a cada pase satelital de ANM con una ventana que se asocia con el radio deformación de Rossby del primer modo baroclínico (R_1) de la zona en cuestión, con la finalidad de remover las ondas gravitacionales que contiene los datos. La ventana es de este filtro para la zona de estudio es de cinco puntos consecutivos de pase satelital, lo cual se asocia a un R_1 de 31 km (estimado en el apéndice B).

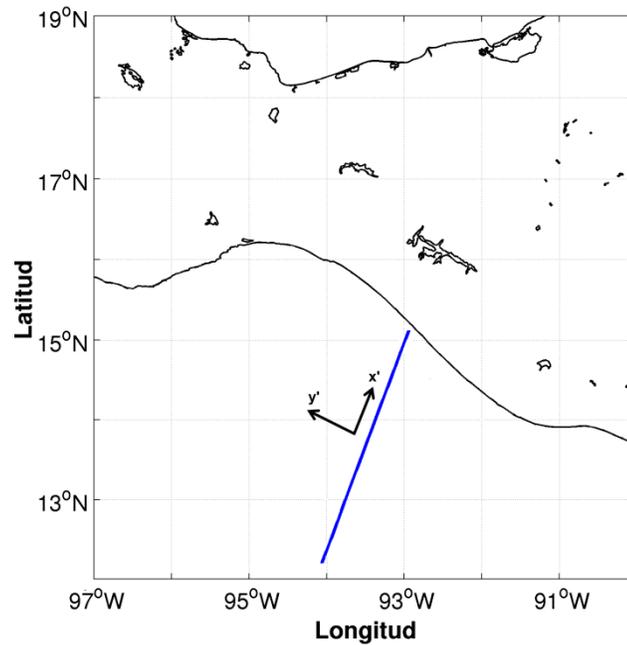


Figura 7. Trayectoria del pase satelital número 015 en los alrededores del Golfo de Tehuantepec. La línea azul indica la trayectoria del pase satelital y se añadió un sistema de coordenadas.

Para estimar la corriente se usó una aproximación numérica del balance geostrófico para un océano homogéneo, en donde la presión dinámica es independiente de la profundidad y la variación de presión encima de la superficie oceánica es constante. Dicha aproximación está expresada

$$\text{---} \text{---} \text{---} \quad (7)$$

en donde f es el parámetro de Coriolis, g es la aceleración de la gravedad, η es la elevación de la superficie del mar y Δs o Δx es la distancia entre dos puntos muestreo de la variable s en el sistema de coordenada 'y' o 'x' definido en la figura 7.

En este estudio la variable s representa la topografía dinámica absoluta, la cual es la suma de la topografía dinámica promedio (TDP) y la ANM. Saraceno *et al.* (2008) indicaron que la estimación de la TDP no es buena en los alrededores de la plataforma continental por un déficit de datos *in situ* en la fórmula sintética del geoide, es decir, agrega esta variable en la ecuación 7 implica un aumento en la incertidumbre de las

estimaciones de la corriente. Por lo tanto, para la estimación de la corriente sólo se toma la variable ANM, por lo cual el análisis de la variabilidad temporal no se ve afectado por la exclusión de la variable TDP en las pendientes. La ecuación 7 se aproxima

$$\text{---} \text{---} \text{---} \quad (8)$$

Sin embargo, los datos de ANM contienen ruido blanco que perjudica el cálculo de las pendientes de ANM de la ecuación 8 (Powell y Leben, 2004). Estos autores crearon un operador diferencial óptimo para minimizar el efecto del ruido blanco en el cálculo de las pendientes de ANM para un tamaño dado de la siguiente manera

$$\text{---} \quad (9)$$

en donde ANM_i es el valor de la anomalía del nivel de mar el punto actual 'i' a lo largo de la trayectoria del satélite, t es el intervalo de muestreo, p y q son el número de puntos antes y después del punto actual, N es definido como la cantidad de puntos ($N = p + q$) y C_n son la coeficientes de ponderación que cumplen la siguiente condición

$$(10)$$

Además, este operador está filtrando energía fuera de las longitudes de onda de mesoescala, dicha distancia se denomina como la longitud de onda media y se define como aproximadamente el doble del R_1 de la zona de estudio (Powell y Leben, 2004). Es decir, la elección de cantidad de puntos N (o distancia) para minimizar el ruido blanco y resolver la energía de remolinos de mesoescala se adapta a la longitud de onda de la zona estudio.

En este trabajo, el operador óptimo es de 9 puntos ($p = 4$, $q = 4$ y valor centrado) que

corresponde a una longitud de onda media de 59 km. Esta distancia se aproxima al doble del R_1 en el lado oriental del GdT (estimado en apéndice B).

Siguiendo a Powell y Leben (2004), la cantidad de puntos elegidos para el operador en esta tesis implica un error entre $4-6 \text{ cms}^{-1}$ en la estimación de la corriente geostrófica.

2.6 Espectros de energía

Se caracterizó a las series de tiempo de la corriente geostrófica a lo largo de la costa mediante análisis espectral y se comparó su comportamiento con los espectros de ANM de los mareógrafos.

El uso de esta técnica requiere dos características en las series de tiempo. La primera es que el tiempo sea equi-espaciado y la otra es que no haya datos faltantes. En aquellas series en donde hay un déficit de pocos datos, se rellenaron mediante una interpolación por *spline*. Cuando los datos faltantes eran demasiados sólo se utilizaron las secciones cortas para calcular los espectros. Se usaron dos técnicas: periodogramas para las series de los mareógrafos y método de máxima entropía para las corrientes estimadas de altimetría.

2.6.1 Periodograma

Los espectros de las series de ANM de mareógrafos se obtuvieron con el método de periodograma, el cual se basa en la transformada rápida de Fourier. El resultado es una estimación de la densidad espectral de la señal. Si la serie es larga nos permite obtener el promedio de varias estimaciones espectrales. Emery y Thompson (2004) recomendaron los siguientes pasos:

- Dividir la serie en ensambles del mismo tamaño.
- Calcular la transformada rápida de Fourier para cada ensamble.
- Promediar los ensambles para mejorar la fiabilidad estadística del espectro.

2.6.2 Método de máxima entropía

Los espectros de las corrientes calculadas con altimetría costera no pueden ser estimados mediante el método de periodograma debido a que sólo contamos con 37 datos por año. Por lo tanto, la longitud de las series es corta y el método del periodograma tendría poca fiabilidad estadística para las frecuencias de interés (Emery y Thompson, 2004; Schlindwein y Evans, 1992).

Por consiguiente, se trabajó con una técnica para series temporales cortas que se le conoce como el método de máxima entropía (MME). En este método, en vez de promediar, se supone que las series de tiempo se ajustan a un modelo autorregresivo. Además, la MME tiene una resolución en frecuencia superior a la técnica que usa la transformada rápida de Fourier (Emery y Thompson, 2004; Schlindwein y Evans, 1992).

La dificultad del método consiste en la elección del orden adecuado del modelo autorregresivo para conseguir una buena estimación del espectro. En este estudio se aplicó el criterio propuesto por Fougere, Zawalick y Radosky propusieron que el orden del modelo sea del 20% de la longitud de la serie de tiempo citado por Schlindwein y Evans (1992).

Capítulo 3. Validación de la altimetría costera

Las diferentes misiones satelitales de altimetría están diseñadas para el océano abierto; no obstante, con un procesado especializado se pueden mejorar la cantidad, precisión y resolución en la zona costera (Bouffard *et al.*, 2008). Es decir, los 20 años de información brindada por los altímetros TOPEX/Poseidon, Jason I y Jason II son de gran utilidad para este estudio. Sin embargo, es importante conocer la precisión, las posibilidades y limitaciones del conjunto de datos, en la zona Centroamericana.

Este capítulo se dedica a comparar las observaciones de ANM con observaciones *in situ*, en particular la variable ANM con datos de mareógrafos. Asimismo se presenta otra comparación pero con datos hidrográficos.

3.1 Técnica

La visualización de la dependencia entre estas dos variables se realizó mediante una correlación lineal Pearson con su respectivo nivel de significancia al 95%, la cual es un índice indicativo de la relación existente entre las dos series de tiempo. Conjuntamente, se estimó el valor cuadrático medio de las diferencias, el cual es una estimación de error de la medición satelital. En la tabla 2 se muestra el mareógrafo y el número del pase satelital más cercano para realización de dicho procedimiento.

Tabla 2: Detalle de los mareógrafos y los pases satelitales provenientes de CTOH

| Mareógrafo (años) | Número de pase satelital y distancia al mareógrafo |
|----------------------|--|
| Acajutla (1993-2002) | 091 (88 km) |
| Acajutla (2010-2013) | 091 (88 km) |
| Quepos (2009-2012) | 065 (41 km) |

3.2 Correlación y valor cuadrático medio

Las comparaciones entre las series de altimetría a diferentes distancias de la costa con los datos de mareógrafo se muestran en la tabla 3; los 3 paneles de la figura 8 muestran la relación entre las pendientes a una distancia fija respecto a la costa, en donde se evidencian que la dependiente entre ANM de ambas fuentes de datos son positivas, indicando una relación proporcional entre las variables. Este resultado queda más evidente en los coeficientes de correlación, los cuales son positivos y significativos estadísticamente al 95% (excepto el primero de la tabla 3.c, escrito en rojo). Es decir, esto implica que ambas variables se asocian en sentido directo con un error del orden de 10 cm o menor.

Tabla 3: Estadística del ANM de altimetría y mareógrafos. En donde D es la distancia del pase satelital respecto a la costa, R es el coeficiente de correlación de Pearson, rms es valor cuadrático medio de las diferencias y NN es la cantidad de puntos usados para estimar el R y rms.

| a) Mareógrafo de Quepos vs pase satelital 065 | | | |
|---|---------|---------|-----|
| D ± 1 (km) | R | rms (m) | NN |
| 9 | 0.526 | 0.0722 | 72 |
| 21 | 0.521 | 0.095 | 84 |
| 48 | 0.639 | 0.073 | 101 |
| 71 | 0.563 | 0.0814 | 89 |
| b) Mareógrafo de Acajutla vs pase satelital 091 (1993-2002) | | | |
| D ± 1 (km) | R | rms (m) | NN |
| 9 | 0.655 | 0.122 | 60 |
| 21 | 0.637 | 0.127 | 81 |
| 51 | 0.68404 | 0.119 | 235 |
| 73 | 0.645 | 0.131 | 261 |
| c) Mareógrafo de Acajutla vs pase satelital 091 (2010-2013) | | | |
| D ± 1 (km) | R | rms (m) | NN |
| 9 | 0.196 | 0.121 | 79 |
| 21 | 0.44 | 0.093 | 94 |
| 51 | 0.472 | 0.086 | 102 |
| 73 | 0.302 | 0.1 | 100 |

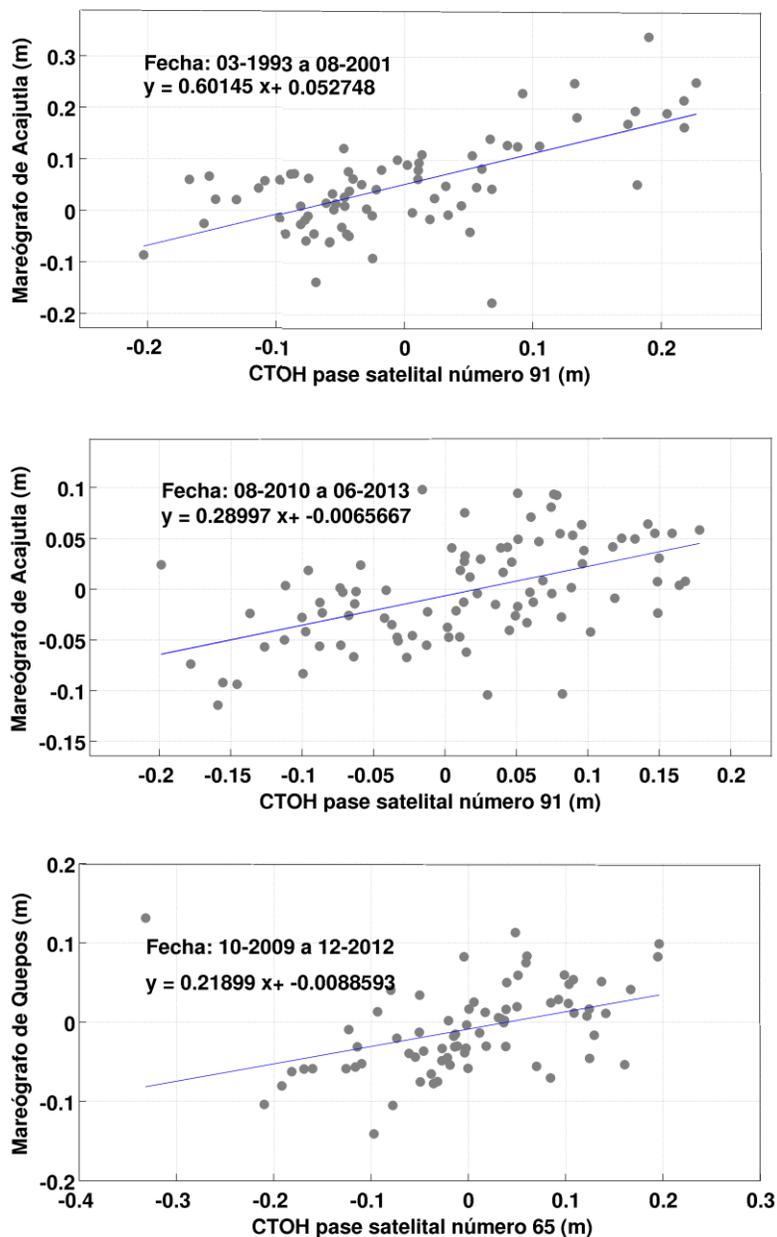


Figura 8. Diagramas de dispersión entre ANM de mareógrafo y altimetría CTOH (21 Km respecto a la costa).

La cantidad de puntos para estimar los parámetros estadísticos para cada caso de la tabla 3 aumenta a medida que se aleja de la costa, es decir, la cantidad de datos provenientes de satélite aumenta a medida que escogemos señales más lejanas a la costa. No obstante, en todos los casos analizados en la tabla 3 las series de tiempo de ambas variables contienen huecos, se encontró un máximo de correlación y un mínimo en el valor cuadrático medio entre los datos a una distancia aproximada de 50 km

respecto a la costa para cada caso. Esto es un indicativo que el nivel del mar del mareógrafo y datos de altimetría costera sobre la plataforma continental de Centroamérica son comparables, salvo un error del orden de 10 cm o menor. En un estudio realizado en la costa italiana (Bouffard *et al.*, 2008) también encontraron los máximos coeficientes de correlación entre los datos del mareógrafo y de altimetría costera a 50 km de la costa, con un error de 5 cm.

3.3 Pase satelital número 15 de altimetría

El mareógrafo del puerto Chiapas es el más cercano a la trayectoria del pase satelital número 15; pero el funcionamiento de dicho instrumento en dicho puerto es disperso para el periodo de 1993-2013. Por lo tanto, la comparación del pase satelital se realiza con el mareógrafo de Acajutla, aunque la distancia entre ambas variables es de 375 km.

En la tabla 4 se obtiene serie de valores estadísticos parecidos a la tabla 3, lo cual indica una relación proporcional positiva entre los datos con un error del orden de 11.5 cm. Además los mejores coeficientes de correlación se presentan a una distancia aproximada de 50 km para cada caso

Tabla 4: Estadística del ANM de altimetría del pase satelital número 15 y mareógrafo de Acajutla. Misma nomenclatura de la tabla 3

| a) 1993-2002 | | | | b) 2010-2013 | | | |
|--------------|--------|---------|-----|--------------|--------|---------|-----|
| D ± 1 (km) | R | rms (m) | NN | D ± 1 (km) | R | rms (m) | NN |
| 28 | 0.6220 | 0.1264 | 202 | 28 | 0.4491 | 0.0987 | 93 |
| 51 | 0.6263 | 0.1230 | 261 | 51 | 0.4582 | 0.1171 | 99 |
| 73 | 0.6074 | 0.1309 | 265 | 73 | 0.4488 | 0.104 | 100 |

3.4 Precisión del método

Los resultados de la tabla 3 y tabla 4 indican que los datos de altimetría ofrecen una buena estimación de los diferentes fenómenos que afectan en los alrededores de la

zona de estudio. Sus tendencias de largo período contienen fenómenos identificables, en la figura 9A se observa en ambas variables una fuerte elevación del nivel mar durante varios meses del año 1997 y 1998, el cual está asociado al fenómeno de El Niño. En la figura 9B se aprecia la comparación con los datos de la misión Jason I y Jason II, lo cual implicó una mejora en la precisión de la altimetría satelital al haber una disminución del error (ver tabla 2). Existe una mejoría en la relación de proporcionalidad entre ambas variables, por ejemplo de setiembre-diciembre del 2010, de julio-diciembre del 2011 o de julio del 2012-junio del 2013 (estos periodos se encuentra encerrado en un rectángulo de color púrpura en la figura 9B y sus estadísticos en la tabla 5).

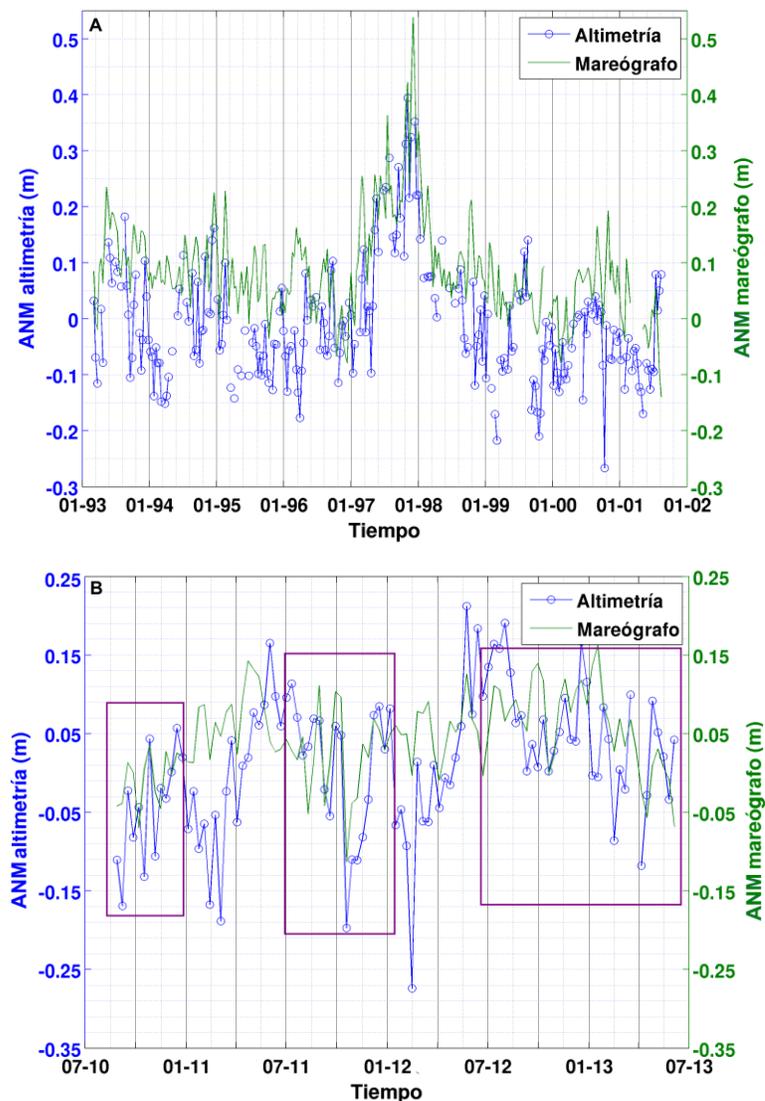


Figura 9. Serie de tiempo ANM del mareógrafo de Acajutla y altimetría CTOH. A) Serie de tiempo ANM del mareógrafo de Acajutla (1993-2002) y altimetría (TOPEX) y B). Serie de tiempo ANM del mareógrafo de Acajutla (2010-2013) y altimetría (Jason I y Jason II).

Tabla 5: Estadística del ANM de altimetría a 51 Km respecto a la costa y mareógrafos para periodos definidos. Misma nomenclatura de la tabla 3.

| P | R | rms (m) | NN |
|-------------------|--------|---------|----|
| Set-Dic 2010 | 0.8372 | 0.070 | 14 |
| Jul-Dic 2011 | 0.876 | 0.065 | 20 |
| Jul 2012-Jul 2013 | 0.6473 | 0.071 | 35 |

Se afirma que los datos de altimetría costera tienen una buena relación con los datos de mareógrafos disponibles en la región de Centroamérica, por consiguiente son una buena determinación de la altura de la superficie oceánica.

3.5 Validación de la corriente geostrófica a lo largo de la costa

La validación consiste en comparar la dirección de la corriente de los resultados de la estimación de la misma a lo largo de la costa con datos de altimetría costera respecto a estimaciones de la corriente geostrófica realizadas con datos hidrográficos. En este último método, la corriente se debe a la anomalía geopotencial.

La figura 10 muestra la comparación entre dos diferentes métodos de estimación de la corriente a lo largo de la costa para la parte este del GdT, en donde se distingue un cambio en la dirección de la corriente alrededor de los 60 km respecto a la costa en los dos diagramas. Esto indica que el método descrito sección 2.5 puede distinguir los cambios en la dirección de la corriente geostrófica como también lo indica la estimación de la corriente con datos hidrográficos.

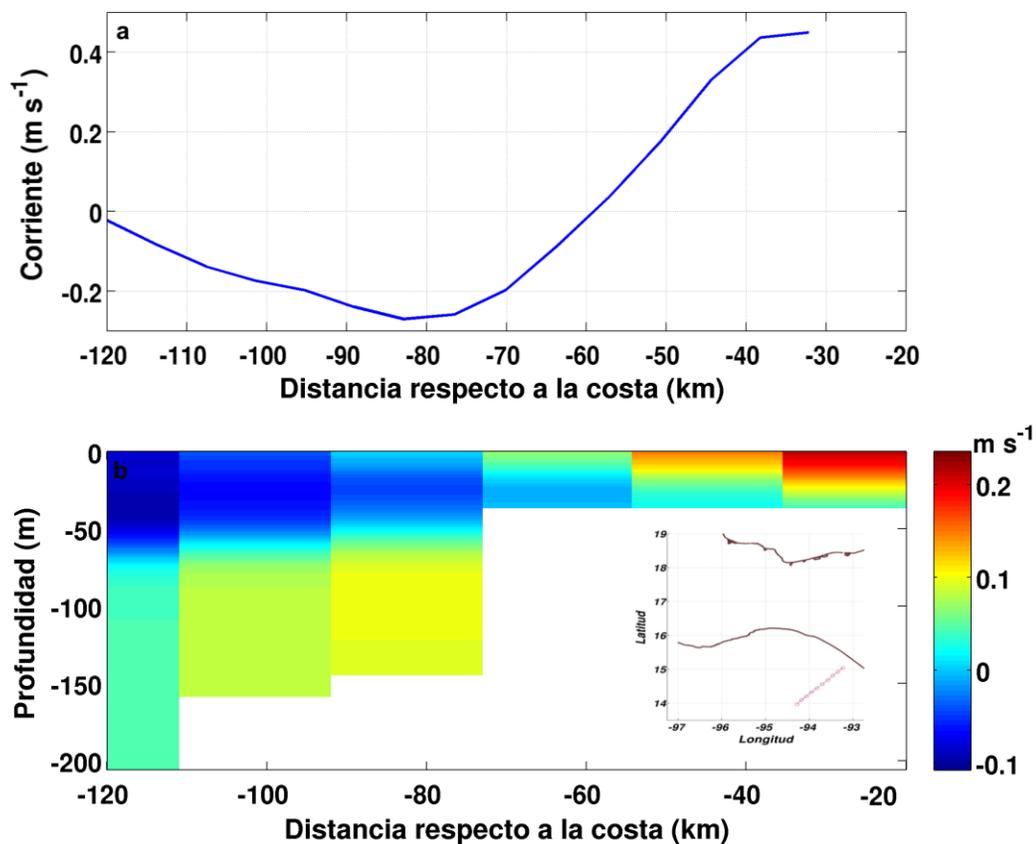


Figura 10. Corriente geostrófica a lo largo de la costa (ms^{-1}) para la parte oriental del Golfo de Tehuantepec. Estimación con: a) datos de altimetría costera (25 febrero de 1996) y b) datos hidrográficos (25-26 de febrero de 1996).

Capítulo 4. Resultados

En este capítulo se muestran los diferentes resultados a partir de los procedimientos aplicados a los datos descritos en el capítulo 2.

4.1 Campos de densidad, temperatura y salinidad superficial del mar

En esta sección se presentan los mapas de SSM, TSM y densidad superficial del mar derivado de estos dos primeros, que describen la baja densidad superficial en la parte oriental del GdT.

En la figura 11 se muestran los campos de densidad, salinidad y temperatura para el diciembre promedio entre 2010 y 2013. La parte central GdT es la zona en donde predominan las menores temperaturas (Fig. 11B) debido al efecto de eventos *Tehuano*s, que originan una advección hacia afuera de la costa y un proceso de mezcla vertical entre las capas superficial y subsuperficial que provoca una temperatura promedio entre 25 a 26 °C, o sea, una disminución de 3 a 4 °C respecto a los alrededores. Además, esta zona de menor temperatura muestra una curva hacia el oeste debido a su interacción con los remolinos anticiclónicos de la parte occidental del GdT.

En el campo de densidad se observa una lengüeta de baja densidad en la parte oriental de este cuerpo de agua debido a la presencia de agua cálida (alrededor de 29°C) y de baja salinidad (32 ups) que se extiende a lo largo de la costa en la mitad oriental del Golfo. Cabe resaltar que la presencia de esta agua de menor densidad influye en la estratificación y incrementa la estabilidad de la columna de agua en las zonas costeras (Csanady, 1982), por lo tanto, disminuye los movimientos verticales.

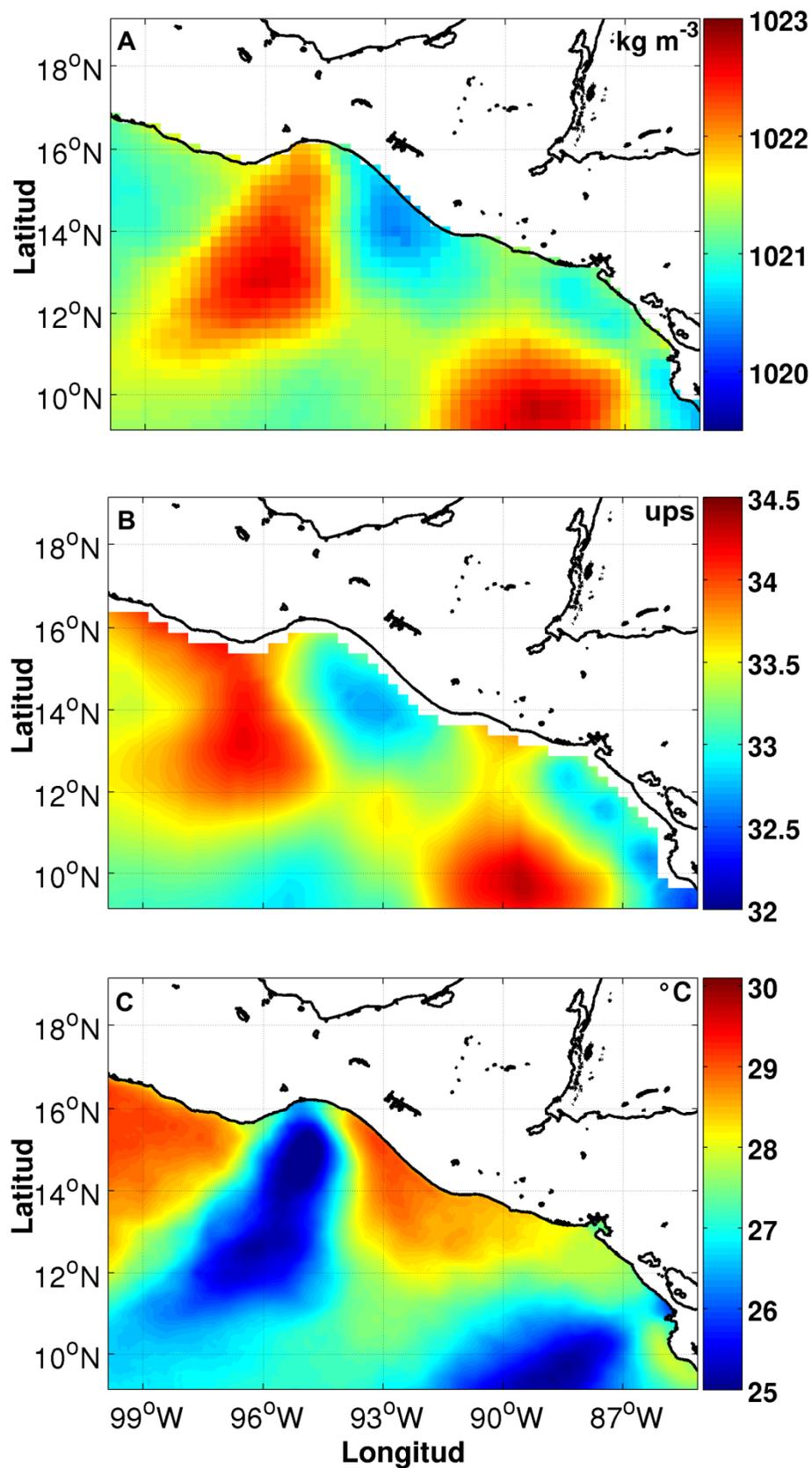


Figura 11. Condiciones promedio para el mes de diciembre en el periodo 2010-2013. A) densidad estimada con TEOS-10, B) salinidad estimada por SMOS y C) producto de temperatura MUR. En la esquina superior de cada panel se muestra la unidad de cada variable.

En la parte central y occidente del GdT se encuentran valores altos de densidad asociados a la alta salinidad (33.5 a 34.5 ups) y temperatura bajas (25-26 °C) del agua superficial, es decir, un aumento entre 1.5 a 2.8 kg m⁻³ en los valores de densidad respecto con la parte oriental del GdT.

Además, en el campo de densidad sobresale un gradiente zonal en el GdT, limitado aproximadamente por el meridiano de 94.5° W, el cual es la frontera entre ambas masas de agua de diferentes características. En este frente de densidad se encuentran un gradiente de densidad de 0.0119 kgm⁻³/km y en donde se generan corrientes geostróficas del orden de 20 cms⁻¹ con dirección hacia el norte. Desde el trabajo Yankovsky y Chapman (1997) se sabe que los flujos de agua de baja densidad son uno de los principales mecanismos de generación de corrientes costeras y de plataforma y a lo largo de este frente.

En la figura 12 se muestra la contribución de la temperatura (Fig. 12.a) y salinidad (Fig. 12.b) para el campo de densidad en el GdT. La contribución más significativa para generar el gradiente de densidad zonal en el GdT es por la temperatura, en donde los cambios temperatura implica un cambio de densidad de 0.7 a 1.3 Kgm⁻³ (Fig. 12.a). Además, el campo de temperatura usualmente se asocia de manera directa al campo de densidad; pero en la parte oriental del GdT la contribución de la salinidad es más importante que la temperatura, pues los cambios de salinidad provocan un mayor cambio en la densidad si se compara con los cambios de temperatura para en la parte oriental del GdT (Fig. 12.b).

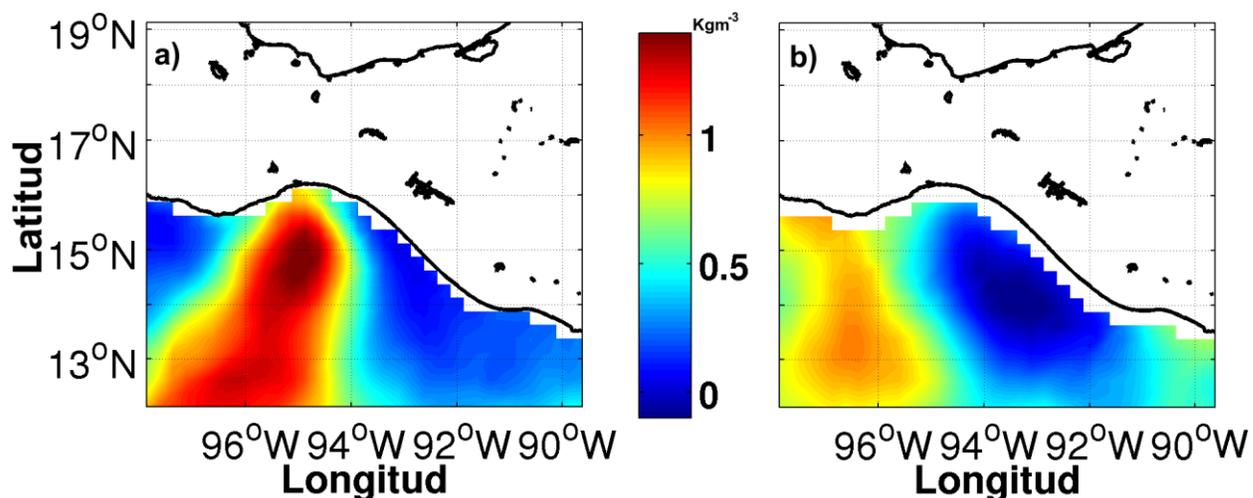


Figura 12. Contribución de la temperatura y salinidad en el campo de densidad. a) para el caso de una salinidad constante de 33.37 ups y b) para el caso de una temperatura constante de 26.90 °C.

El grosor de esta masa de agua de menor densidad no se puede estimar con mapas horizontales de datos satelitales. Sin embargo, con los datos hidrográficos se visualiza esta masa de agua tiene una profundidad entre 50 a 80 m (Fig. 13).

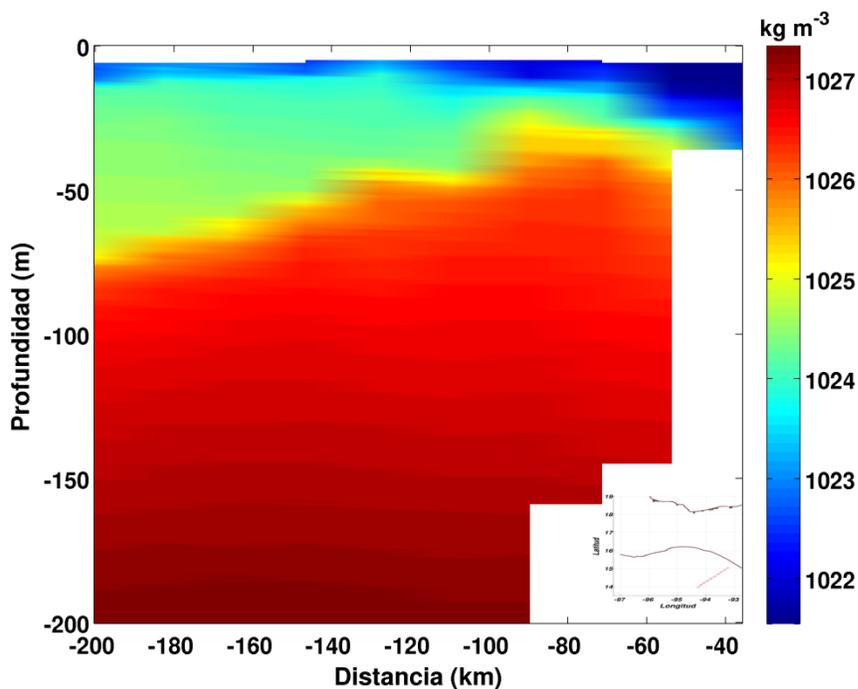


Figura 13. Contorno de densidad de uno de los transectos realizados en el barco Altair entre 25 y 26 de febrero 1996. Esquina inferior, la ubicación de cada lance de CTD

4.2 Corrientes geostróficas

A continuación se muestran estimaciones de la corriente geostrófica a lo largo de la costa, en base al pase satelital número 15 de la altimetría costera. Esta corriente sólo resuelve ondas con períodos mayores a 20 días debido a la periodicidad que tiene el satélite altimétrico.

La figura 13 muestra la componente a lo largo de la costa de la corriente geostrófica del pase satelital número 015 a diferentes distancias respecto a la costa, en donde la distancia más cercana respecto a la costa es de 38 km. El uso del operador de Powell y Leben implica perder datos extremos de la trayectoria del satélite basado en la elección de p y q . En este estudio se eligió $q = 4$, por lo que se pierden cuatro puntos cerca de la costa. Se hicieron pruebas con un filtro asimétrico pero los resultados no fueron satisfactorios.

En la figura 14 se aprecia un aumento en la cantidad de datos en cada una de las series desde finales del 2001 (línea roja de la Fig. 14). Este aumento coincide con el lanzamiento del satélite altimétrico Jason I y, por lo tanto, con una mejoría en la calidad de datos. También, a medida que nos alejamos de la costa, siguiendo la trayectoria del pase satelital, aumenta la cantidad de datos estimados de corrientes. Es decir, hay un aumento de datos válidos de ANM a medida que nos alejamos de la costa.

Durante los periodos invernales es común encontrar una corriente hacia el polo en las cuatro series de tiempo sobre la plataforma continental. Sin embargo, se aprecian cambios bruscos en la dirección contraria en las corrientes de la figura 13. Lo anterior se evidencia con mayor claridad en la tabla 6, que muestra el número de observaciones de la dirección de la corriente estimada a 38 km respecto a la costa, en donde de noviembre a febrero predominan corrientes con dirección hacia el polo en los cuatro meses, entre 1993 a 2013.

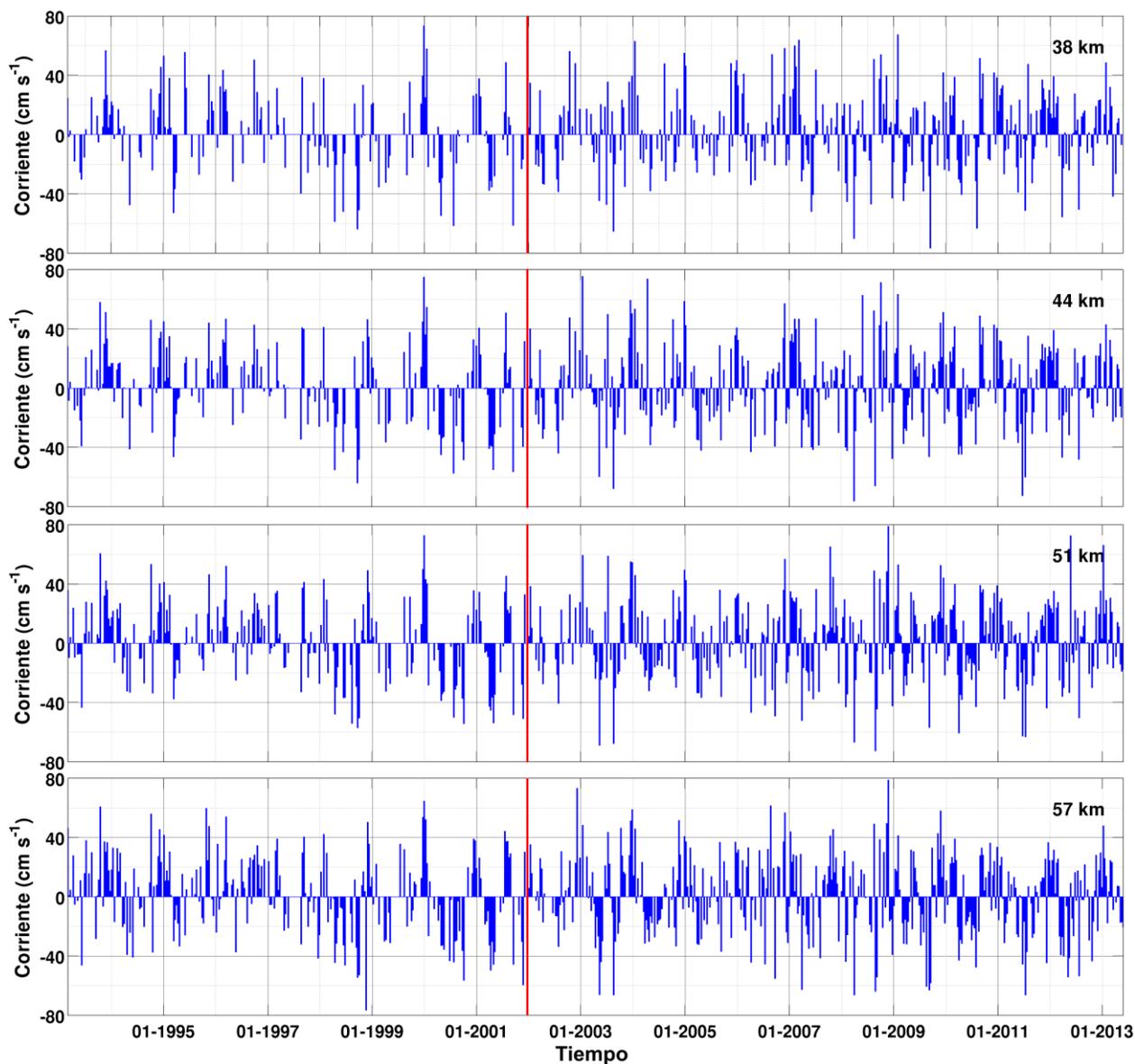


Figura 14. Series de tiempo de la corriente geostrófica a lo largo de la costa del pase satelital 015. En la esquina superior derecha de cada panel se indica la distancia entre coordenadas de la estimación respecto al punto de costa de la trayectoria del satélite.

Tabla 6. Tabla de valores y porcentajes de la corriente geostrófica estimada de la trayectoria número 15 a una distancia de 38 km respecto a la costa

| Dirección de la corriente / mes | Noviembre | Diciembre | Enero | Febrero |
|---------------------------------|------------|------------|------------|------------|
| Valores hacia el polo | 32 (52.5%) | 33 (53.2%) | 43(70.5%) | 27 (40.3%) |
| Valores hacia el ecuador | 12 (19.7%) | 15 (24.2%) | 8 (13.1 %) | 25 (37.3%) |
| Datos inválidos | 17 (27.7%) | 14 (22.6%) | 10 (16.4%) | 15 (22.4%) |

La tabla 6 y la figura 14 se evidencian la importancia que tienen los fenómenos de mesoescala sobre el estado medio de la circulación en el este del GdT, por los constantes cambios en la dirección de la componente de la corriente. Es decir, el estado medio y los fenómenos de mesoescala cada uno tienen una función importante en la circulación en el lado este del Golfo.

En la figura 15 se presentan los promedios mensuales de corriente del pase número 15 para el periodo invernal a diferente distancia respecto a la costa, en donde la corriente tiene una dirección hacia el polo en la plataforma en la parte oriental del GdT. No obstante, los intervalos de confianza son aproximadamente de 7 cm s^{-1} alrededor del promedio, indicando que los constantes cambios en la dirección de corriente que influyen en la circulación promedio.

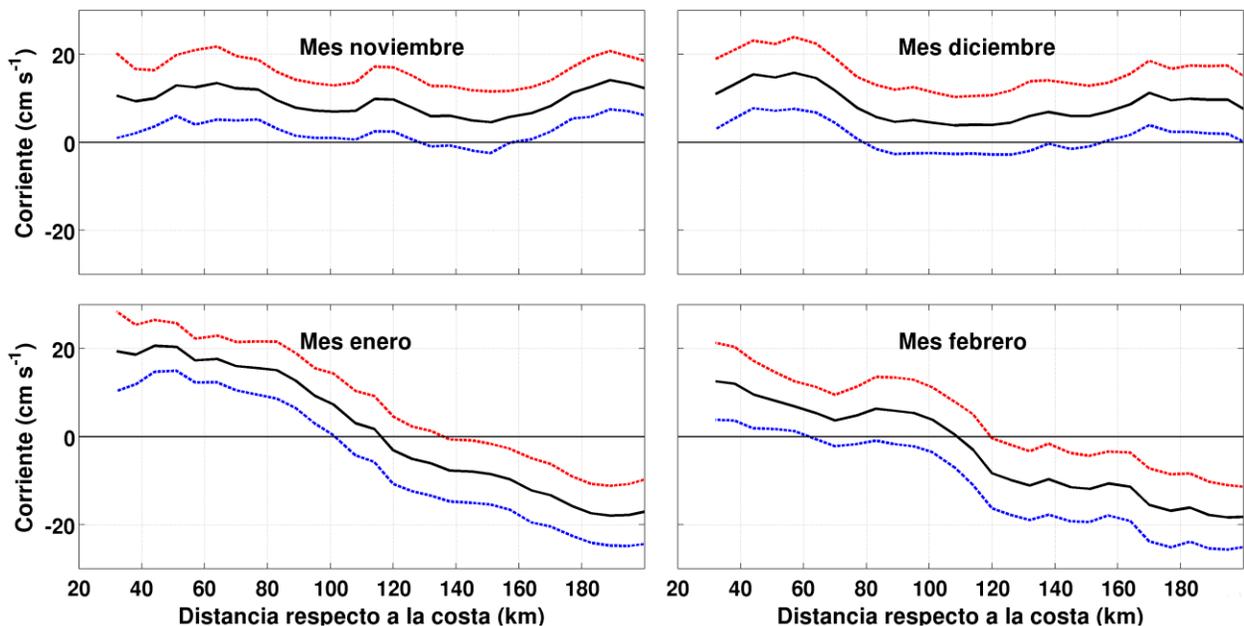


Figura 15. Corriente geostrofica media a lo largo de la costa para el periodo invernal (2003-2013). La línea negra indica la media, mientras que las líneas roja y azul muestran el intervalo de confianza superior e inferior respectivamente.

Además, los paneles superiores e inferiores de la figura 15 indican un patrón diferente para circulación promedio. Para noviembre y diciembre se visualiza un curva cóncava en los primeros 80 km respecto a la costa y luego se mantiene constante; mientras enero y febrero tenemos una pendiente lineal descendente, en donde la extensión de la

corriente hacia el polo es de alrededor de 115 km y luego predomina una corriente hacia el ecuador.

Chusman y Beckers (2009) indicaron que alrededor de los 60 a 70 días es el límite temporal entre los fenómenos de mesoescala y gran escala. En la figura 16 muestra la corriente filtrada para el periodo 2002 a 2013 con una ventana 70 días para remover la información de fenómenos de mesoescala y menor escala temporal. Se elije este periodo por la disminución de huecos en las diferentes series de tiempo de corriente, en comparación con el periodo de 1993-2001 (Fig. 14); también esto implica un menor uso de la interpolación *spline* para sustituir los datos inexistentes en las series de corrientes para estimación de la corriente filtrada.

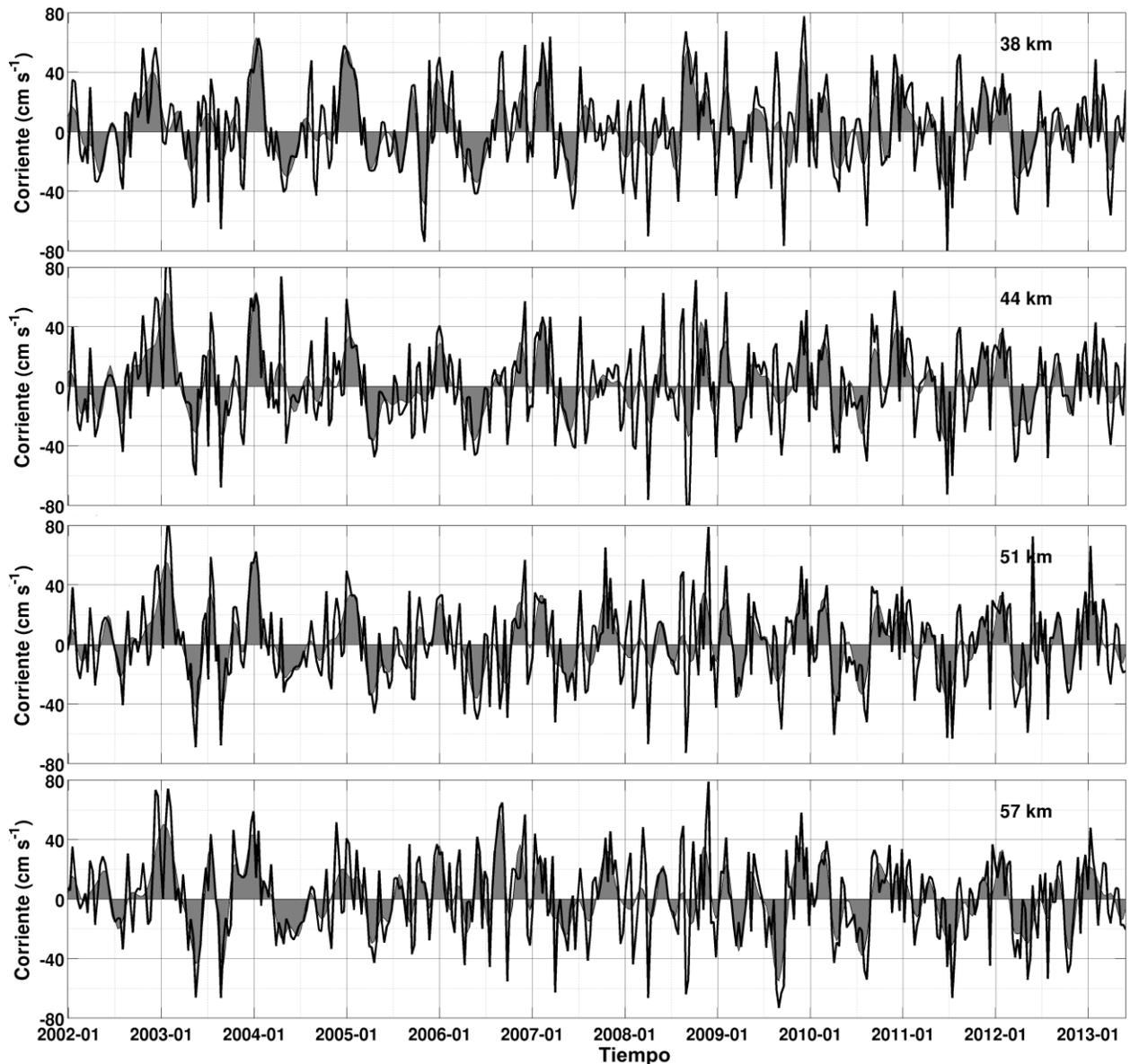


Figura 16. Serie de tiempo de la corriente geostrófica del pase satelital número 15 para el periodo 2002-2013. La línea color negro representa los datos de corriente interpolada, mientras lo rellenado con color gris representa la corriente filtrada (con un filtro de 70 días). En la esquina superior derecha de cada panel indica la distancia respecto a la costa

En los paneles figura 16 se puede establecer un patrón típico durante ese periodo de 10 años:

- Una corriente con dirección hacia el polo durante los meses de octubre a febrero.
- Una corriente con dirección hacia el ecuador de abril a mayo.
- Marzo y septiembre son meses de transición respecto al cambio de la dirección la corriente.

Estas características indican una periodicidad anual en cada serie de datos. Además, el rms entre las corrientes de la figura 16 es del orden de 19 cms^{-1} , lo cual indica un aporte significativo de los procesos de mesoescala u otras escalas menores.

La figura 17 muestra los espectros de energía de las corrientes a lo largo de la costa del pase satelital número 015 para el periodo 2002 a 2013, mediante el método de máxima entropía (MME). Se eligió este periodo por la misma razón que se indicó para la corriente filtrada.

El orden del modelo autorregresivo que se usó para cada serie fue de 80, el cual corresponde al 19.23% de la longitud de la serie y cumple la norma propuesta por Fougere, Zawalick y Radosky citado por Schlindwein y Evans (1992). El número de orden es esencial en la estimación del espectro MEM, pues si se escoge un número bajo o alto para la estimación de la energía por unidad de tiempo no se obtiene una estimación significativa del espectro. Es decir, si el número de orden es alto comienzan a aparecer picos espurios en el espectro; mientras si el número de orden es menor, el espectro tendrá un aspecto muy suavizado. Los cuatro espectros de la figura 17 tienen un comportamiento parecido respecto a los picos de energía cinética en función del periodo, en donde sobresale que la energía de mesoescala tiene el mismo orden de magnitud a la energía del flujo medio. También, se observa en cada uno de los espectros:

- Un pico angosto y con mayor potencia con un periodo cercano al anual (363 d).
- Un número grande de picos de alta frecuencia.
- Los procesos físicos en la zona costera son de varias escalas de tiempo, pues en todos se ven la influencia de varios periodos.

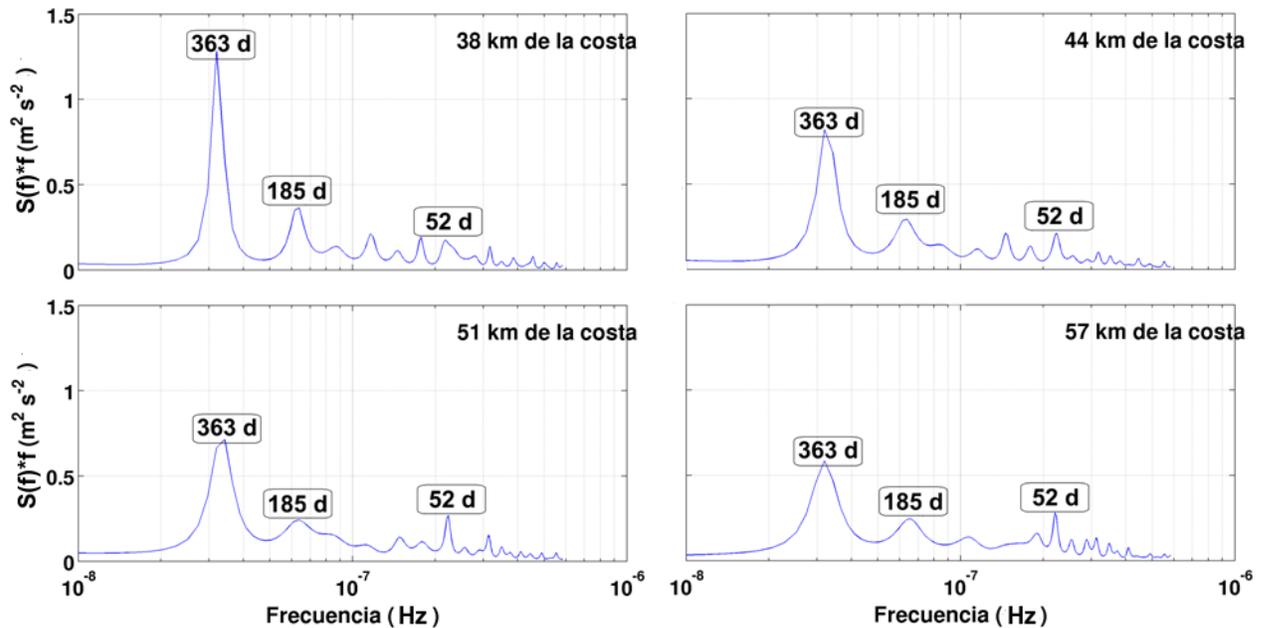


Figura 17. Método de máxima entropía para cuatro diferentes series de tiempo de la corriente a lo largo de la costa del pase satelital número 15, para el periodo 2002-2013. En la esquina superior izquierda se indica la distancia respecto a la costa.

El pico más importante en estos espectros es el anual (Fig.17); sin embargo su potencia no es constante, sino que aumenta progresivamente hacia la costa, esta característica de los espectros de energías son consistentes con la propagación de una onda baroclínica, atrapada a la costa. Además, se observa un pico semianual (185 d), cuya potencia no cambia en los cuatro sitios muestreados sobre la plataforma a diferencia del periodo anual. Además, estos dos periodos necesariamente se asocian a fenómenos de gran escala y se asocian a la periodicidad indicada de cada serie de la figura 16.

Otra contribución importante en los espectros de la figura 17 es el periodo bimensual (52 d), el cual es la máxima contribución de potencia para los picos relacionados con la alta frecuencia. Este tipo de periodo se vincula a fenómenos de mesoescala como remolinos, o corrientes costeras, cuyo régimen afecta de gran medida la estacionalidad predominante en la región de estudio. Este periodo tiene una aportación parecida a la frecuencia semianual.

En los cuatro paneles de la figura 17 se hallan frecuencias más altas, con una menor aportación de potencia que las anteriores; por ejemplo las de período mensual (alrededor de los 32 días), 25 días y 36 días. Estos se deben a los cambios en la variabilidad del flujo en las diferentes épocas del año, debida al paso de estructuras de mesoescala, con diferentes velocidades de traslación y orbitales. Otro periodo que tiene una aportación parecida a las anteriores es la trimestral (alrededor de los 80 a 100 días), este periodo se asocia también a los fenómenos de gran escala.

En el periodograma de nivel del mar del mareógrafo de Acajutla (Fig. 18) se estimó el espectro de energía potencial y podemos observar similitudes y diferencias importantes con el espectrograma de las corrientes de altimetría (Fig. 17). Se pueden identificar las contribuciones alrededor de 25, 34, 59 días en ambos registros. También se observa las contribuciones de la gran escala asociados a periodos de 79 días o la semianual, pero con pico ancho alrededor del periodo de 190 días. La frecuencia anual no se define en espectro de la figura 18.

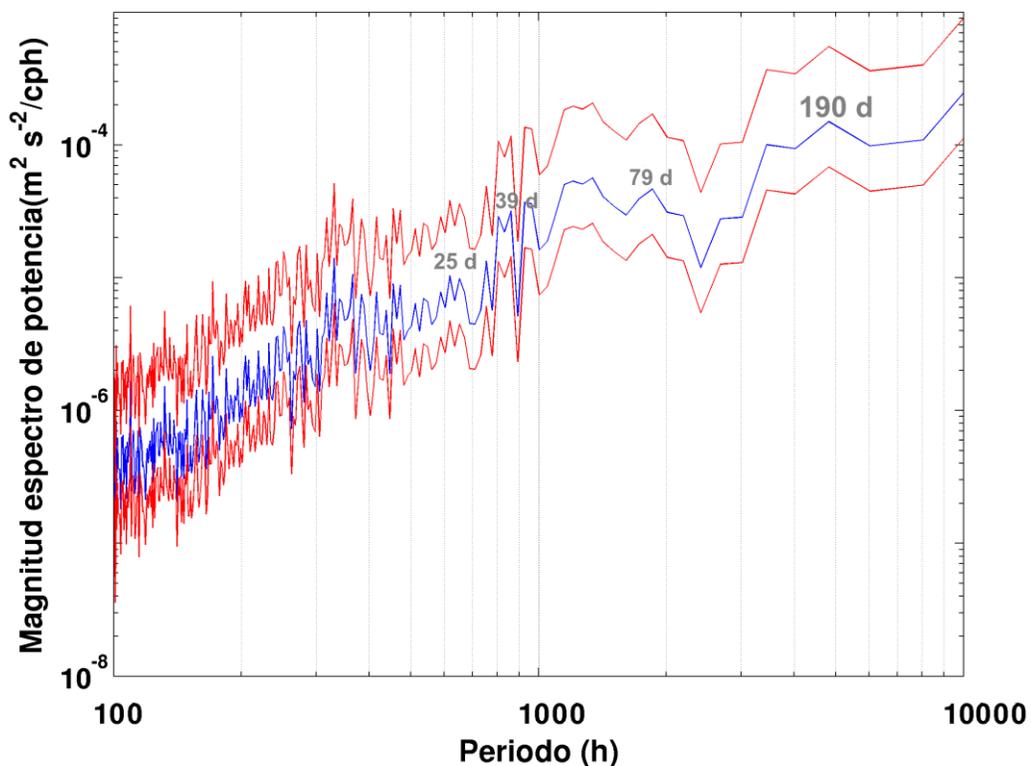


Figura 18. Espectro de energía para la serie tiempo de ANM del mareógrafo de Acajutla. Las líneas rojas indican los intervalos de confianza al 95% para el método del periodograma.

En resumen, se observa en la mayoría de los meses de invierno una corriente con dirección hacia el polo que indica la entrada de agua cálida y menor salinidad en el GdT. Mientras, en el mapa de densidad, se percibe que el ancho de esta masa de agua es de 120 km respecto a la costa, lo cual es consistente con la información hidrográfica y los datos de corriente de altimetría costera. Sin embargo, los espectros de corriente muestran una influencia importante en los fenómenos de mesoescala, para los picos de alrededor de 30 a 60 días, lo cual es consistente con el tiempo que tardan los remolinos en alejarse de la zona de estudio.

Capítulo 5. Discusión

5.1 Casos de estudio de la variabilidad de la corriente

En la gráfica suavizada de las corrientes a lo largo de la costa (Fig. 16) hay variabilidad interanual, en donde el periodo de 2002 a 2006 o finales del 2009 al 2013 muestran un patrón típico de circulación con corrientes invernales hacia el polo; mientras el periodo de finales del 2006 a inicios del 2009 las corrientes invernales no siguen este patrón típico. En esta sección se analizan eventos particulares de la circulación deducida con altimetría costera respecto a la circulación oceánica del producto distribuido por AVISO, para entender la influencia de la circulación de meso y gran escala en la zona de estudio. Con la finalidad de interpretar mejor la circulación a lo largo de la costa en la plataforma oriental del GdT y hacer una comparación con el trabajo de circulación dinámica realizado Wyrcki (1965).

5.1.1 Invierno.

En este caso de estudio abarca un periodo invernal típico (atípico) respecto a la figura 15, tomando el mes de noviembre-caso a- y febrero -caso b- como representativos para el periodo invernal.

5.1.1.a Noviembre

La figura 19 corresponde a la circulación mensual promedio de noviembre de 2009, en la parte oriental del GdT donde predomina una corriente geostrofica con dirección hacia el polo con una magnitud del orden de 40 a 50 cms^{-1} y con una extensión de 200 km respecto a la costa. Esta corriente inicia en la costa de Costa Rica y finaliza en la parte central del GdT, donde la corriente es desviada hacia afuera de la costa por la presencia de un remolino anticiclónico. Mientras, las cuatro series de la figura 15 para el mes de diciembre del 2002 predomina una corriente hacia el polo con una magnitud de 40 a 50 cms^{-1} .

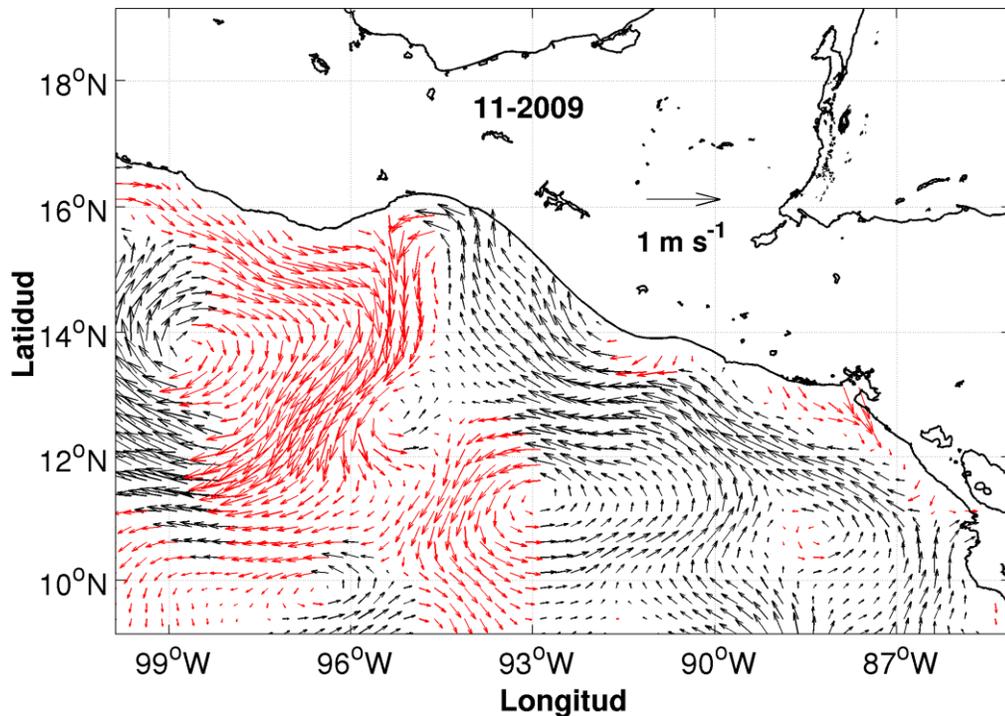


Figura 19. Promedio mensual de la corriente geostrófica proveniente de AVISO para noviembre de 2009.

La figura 20 muestra la circulación promedio mensual para noviembre de 2007, la cual corresponde a un año atípico, porque la circulación en el GdT es dominada por un remolino ciclónico de un radio aproximado de 100 km. Mientras, en el lado oriental de ese cuerpo de agua la circulación tiene una dirección predominante hacia el noreste con magnitud de 20 a 30 cms^{-1} . Mientras, en la costa Centroamericana se encuentra la presencia de dos remolinos, uno ciclónico en el golfo de Fonseca y el otro anticiclónico entre la frontera de Guatemala-México, este último influye en la circulación en el GdT (Fig. 20). En las cuatro series de la figura 16 se aprecia una corriente hacia el ecuador cuya magnitud es del orden de 25 cms^{-1} .

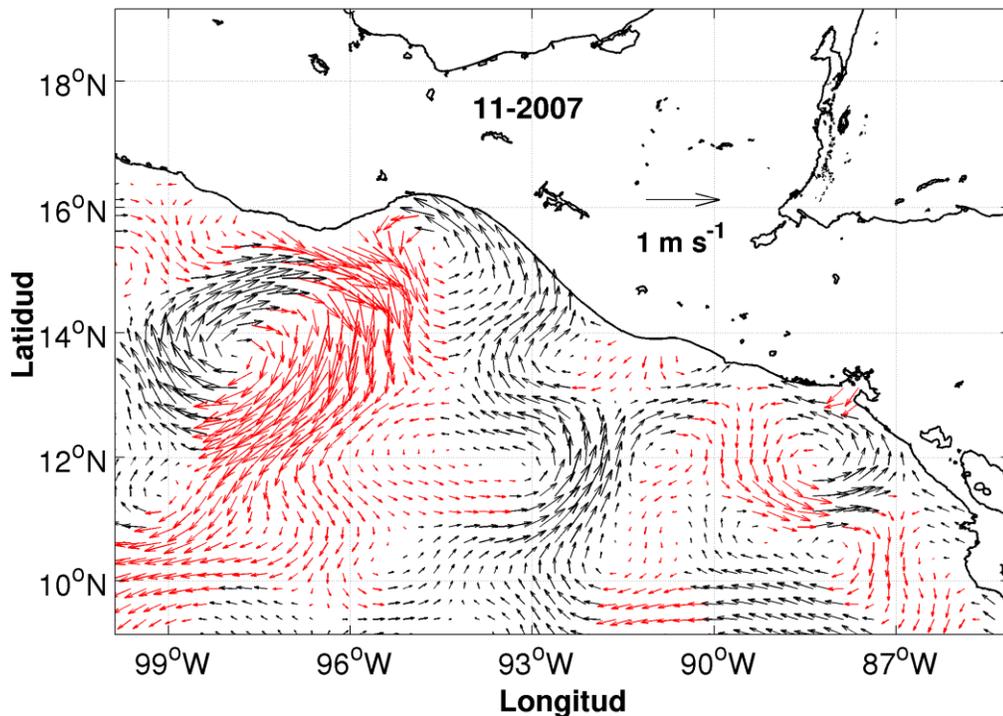


Figura 20. Promedio mensual de la corriente geostrófica proveniente de AVISO para noviembre de 2007.

5.1.1.b Febrero.

La figura 21 muestra la circulación promedio mensual para febrero de 2004 para el caso típico, en el lado este del GdT la circulación tiene una dirección hacia el polo con valores de 30 a 40 cms^{-1} con una extensión de 125 km; pero en la parte central es desviada hacia afuera de la costa. En la costa Centroamericana hay un gran remolino que influye en toda la circulación de esta zona, además hay otro remolino anticiclónico centrado en las coordenadas 12° N y 93° W, cuya presencia influye en la circulación hacia el polo en el lado oriental del GdT. Entretanto, en las cuatro series de la figura 16 para el mes de febrero del 2003 predomina una corriente hacia el polo con valores de 25 a 40 cms^{-1} ; excepto en la serie de 38 km respecto a la costa, cuyos valor es de 10 cms^{-1} .

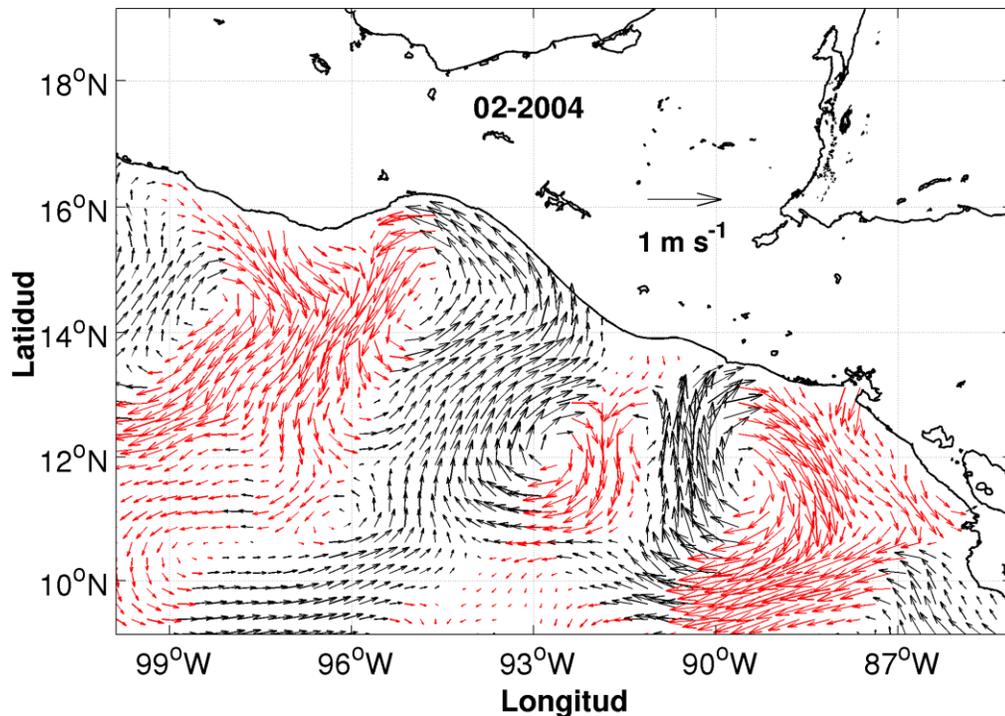


Figura 21. Promedio mensual de la corriente geostrofica proveniente de AVISO para febrero de 2004.

En la figura 22 se muestra el promedio mensual para febrero de 2008, en el GdT la circulación es débil. En la parte oriental del cuerpo de agua la circulación tiene una dirección noreste a este, mientras en la parte central tiene una dirección hacia afuera de la costa. Mientras en la costa Centroamericana se visualiza un remolino anticiclónico en el Golfo de Fonseca y una circulación hacia el ecuador entre Nicaragua y Costa Rica con una magnitud de 30 cms^{-1} . Mientras, en las cuatro series de la figura 15 se distingue una corriente débil (valores de 2 a 10 cms^{-1}) con dirección hacia el ecuador.

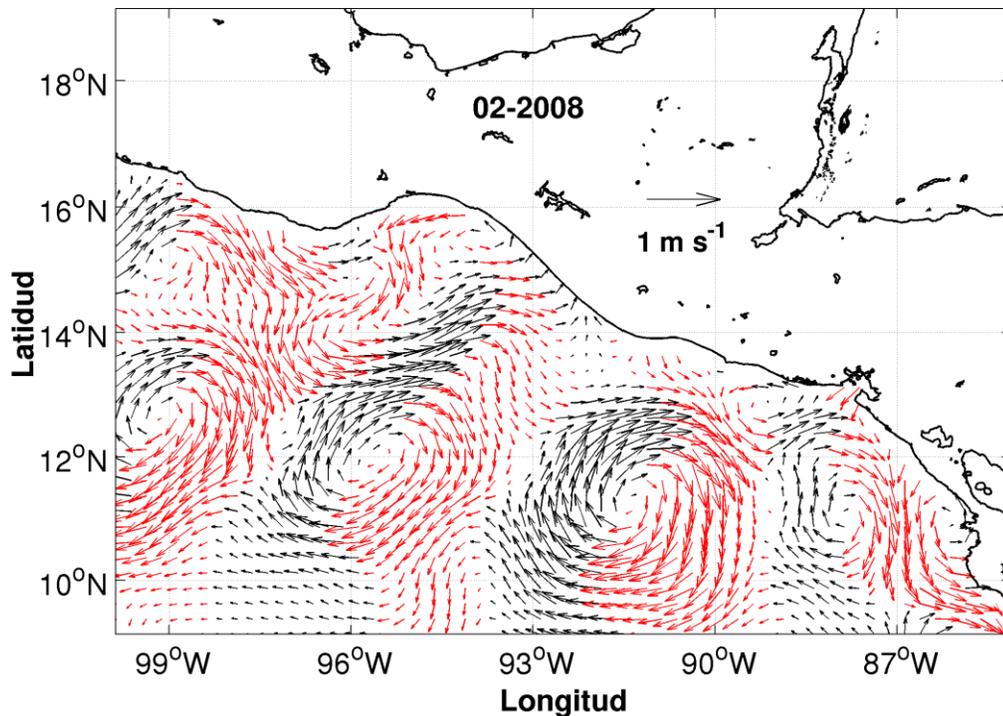


Figura 22. Promedio mensual de la corriente geostrófica proveniente de AVISO para febrero de 2008.

5.1.2 Verano

En este caso de estudio abarca el periodo de verano, tomando el mes de junio como el representativo. En donde el primer caso es la situación típica de la corriente estimada con datos de altimetría costera; mientras el segundo es la situación atípica de los mismos datos.

La figura 23 muestra el promedio mensual para junio de 2002, en la parte oriental del GdT prevalece una corriente geostrófica con dirección hacia el sureste con una magnitud que varía entre 20 a 30 cms^{-1} . Mientras en la afuera del GdT la circulación es dominada por un remolino ciclónico de un radio 100 km. Entretanto, en las afueras de la costa del Pacífico de El Salvador y Guatemala predomina una corriente con dirección hacia el polo, pero es desviada hacia afuera de la costa en la latitud de 14° N. Además, en las cuatro series de la figura 16 para el mes de junio del 2002 la corriente tiene una dirección hacia el ecuador con una magnitud de 20 cms^{-1} excepto a los 38 km respecto a la costa cuya magnitud es de 10 cms^{-1} .

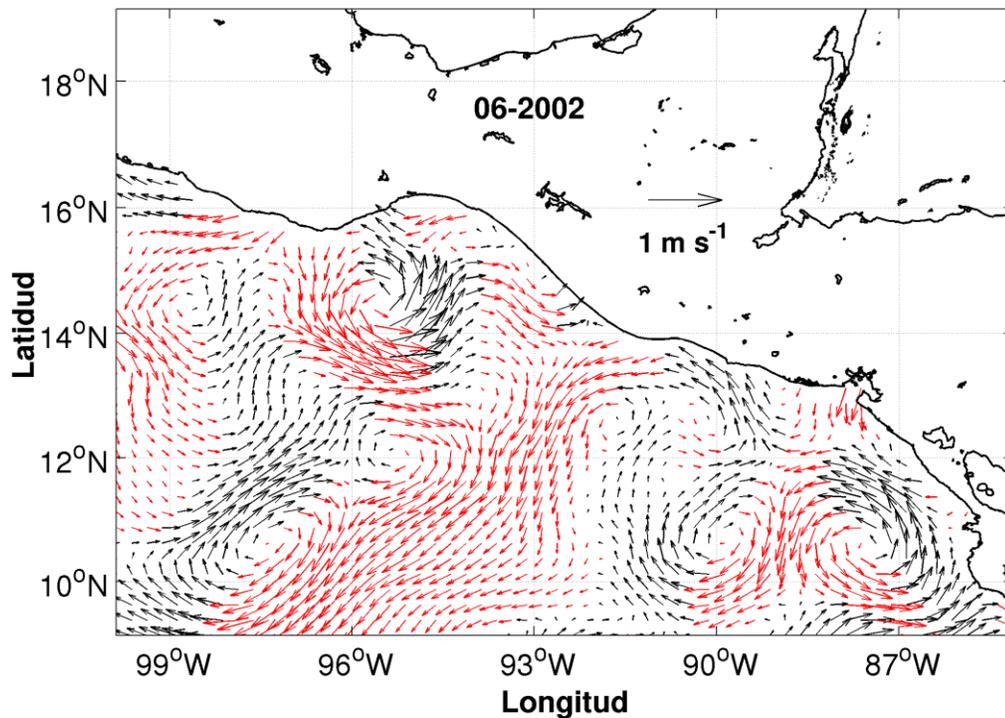


Figura 23. Promedio mensual de la corriente geostrófica proveniente de AVISO para junio de 2002.

La figura 24 muestra el promedio mensual para junio de 2008 para el periodo atípico, se observa una corriente a lo largo de la costa de toda la costa Centroamericana con una extensión de 125 a 175 km respecto a la costa y una magnitud máxima de 60 cms^{-1} en ciertas partes del recorrido. Además, esta corriente incursiona en el GdT, pero no sobrepasa la parte central de este cuerpo de agua. En las cuatro series de la figura 16 para el mes de junio del 2008 sobresale una corriente hacia el polo con una magnitud de 40 cms^{-1} .

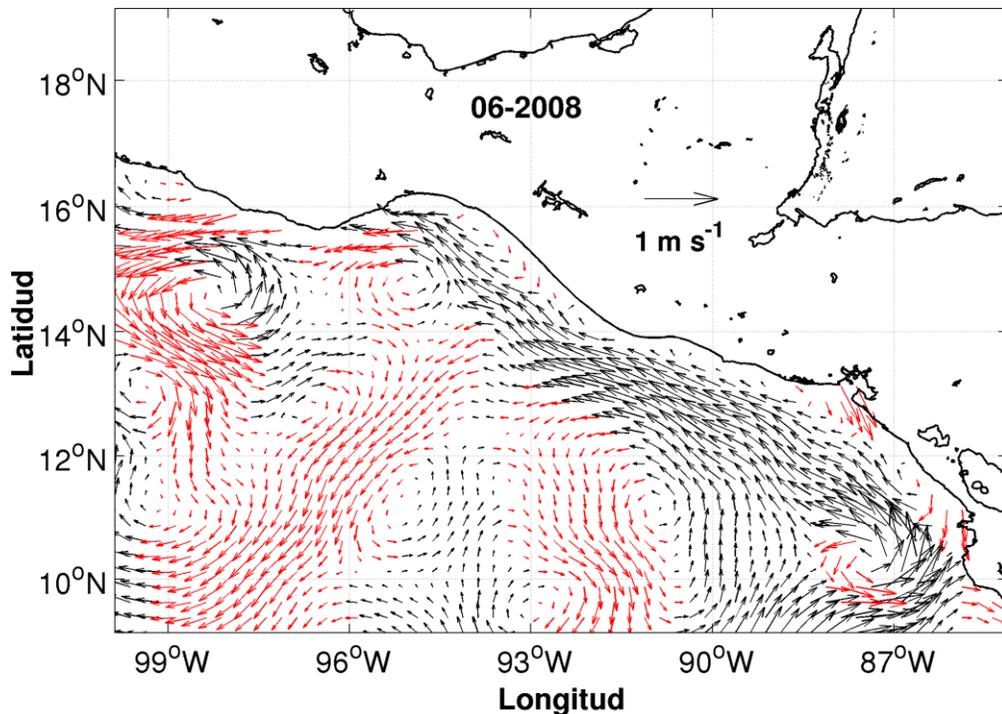


Figura 24. Promedio mensual de la corriente geostrofica proveniente de AVISO para junio de 2008.

5.1.3 Comparación de los datos de corriente altimetría con información histórica

La corriente estimada a lo largo de la costa generada con datos de altimetría costera es consistente con las corrientes de gran escala que se estiman de los productos distribuidos por AVISO. Sin embargo, la información de la altimetría costera nos ayuda a entender mejor la influencia de la mesoescala en la variabilidad costera, donde los productos de AVISO no contienen información válida. Se observa una variabilidad interanual significativa en las series costeras de corrientes que se debe a la influencia de remolinos en la costa.

Además, los datos de gran escala muestran información importante respecto a la circulación de la corriente costera de Costa Rica, la cual se puede identificar con claridad en las figuras 19 y 24; y como indicaron Brenes *et al.* (2008) esta corriente costera tiene un camino muy tortuoso por la presencia de diferentes remolinos de mesoescala en toda la costa Centroamericana.

A continuación se presenta una comparación entre resultados hallados en este estudio con otros estudios:

- Junio y Julio, la corriente costera de Costa Rica se extiende desde el domo de Costa Rica hasta Cabo Corrientes (Wyrтки, 1965). No obstante, para estos meses en el lado este del GdT prepondera una corriente a lo largo de la costa con dirección hacia el ecuador, indicando que la corriente costera de Costa Rica no es el patrón típico durante el periodo de verano para este cuerpo de agua (Figs. 14 y 16). Además, Trasviña y Barton (2008), en un experimento observacional en el verano del 2000, no encontraron evidencia de un flujo costero hacia el polo en la parte oriental del GdT.
- Agosto a diciembre, esta corriente se extiende desde el domo de Costa Rica hasta el GdT (Wyrтки, 1965). Los meses de noviembre y diciembre en el lado este del GdT prepondera una corriente a lo largo de la costa con dirección hacia el polo (Figs. 14 y 16); mientras la figura 18 ratifica que la corriente costera de Costa Rica es uno de los factores que influyen en la dirección de la corriente en este cuerpo de agua.
- Enero a marzo, la corriente costera se mueve al oeste entre 10° a 12° N y no alcanza el GdT (Wyrтки, 1965). Sin embargo, en el lado este de GdT predomina un flujo con dirección hacia el polo durante enero y febrero (Figs. 14 y 16). En la figura 21, se visualiza la presencia de un remolino anticiclónico y cálido que influye en la circulación en lado oriental del Golfo. Estos remolinos son generados en el Golfo de Papagayo; Ballesteros y Coen (2004), con datos de derivadores, indicaron que estos remolinos se trasladan principalmente hacia el oeste con una velocidad de 12.57 cms^{-1} ; también, son capaz de recorrer largas distancias sin perder sus propiedades.
- Según Wyrтки (1965) la corriente costera de Costa Rica es desviada hacia afuera de la costa en el GdT durante los meses de setiembre a diciembre; mientras Kessler (2006) indicó que dicho desvío de la corriente costera en cualquier época del año es debido al “*tazón de Tehuantepec*”, no obstante la explicación de este “tazón” es escasa. En este estudio el desvío de la corriente costera es por la constante presencia de remolinos anticiclónicos en las afueras del GdT (en todas

figuras de esta sección se visualiza un remolino anticiclónico en las afueras del GdT).

5.2 Casos de estudio con corriente y temperatura promedio

En esta sección se comparan diferentes situaciones del promedio mensual de temperatura superficial promedio y se añade la corriente promedio mensual de los pases satelitales número 15 y 91. Esto tiene la finalidad de visualizar el avance del agua cálida en el lado oriental del GdT.

Como se ha indicado, en los meses de invierno predomina una corriente con dirección hacia el polo que advecta agua de menor densidad desde la parte oriental a la parte central del GdT. En la figura 25 se presentan cuatro paneles con promedios mensuales en diferentes épocas, en donde se puede advertir en el GdT un flujo geostrofico con dirección hacia el polo y una lengüeta de agua cálida (28 a 30 °C) en la parte oriental del GdT.

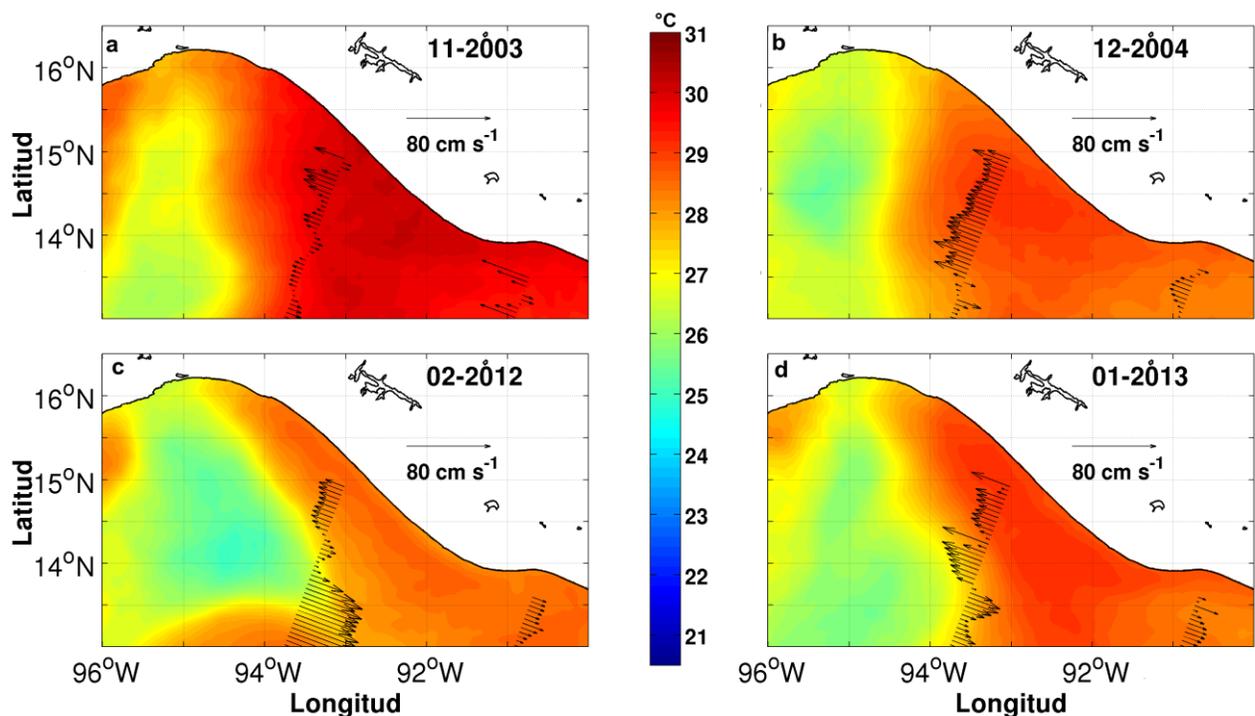


Figura 25. Datos de promedio mensual de temperatura superficial y corriente a lo largo de la costa para el pase satelital número 15 y 91 (línea vector superior e inferior en cada panel). Fecha viene representada por mes y año.

Aunque la forma de la lengüeta cálida de cada mes de la figura 25 es diferente; esta siempre incursiona hacia la cabeza del GdT. Además, en los cuatro paneles, se nota la presencia de agua de menor temperatura (alrededor de 25.5°C) en la parte central del GdT, este descenso en la temperatura promedio se debe al efecto de los eventos *Tehuano*s como se indicó en la sección 4.1. Este abordaje de aguas subsuperficiales hacia la superficie es importante en la productividad GdT; pues indican un incremento de fitoplacton, zooplancton y necton (Ortega y Lluch, 1996)

En la figura 11 se observar que en los alrededores de la costa Centroamericana reinan aguas de menor densidad como ocurre en el lado oriental del GdT, es decir, son aguas cálidas y de menor salinidad al compararlas con las aguas adyacentes. Brenes *et al.* (2008) indicaron que la corriente costera de Costa Rica transporta agua de menor densidad en la zona costera del Pacífico Centroamericano. Las temperaturas cálidas se deben a la alta radiación solar para la zona del océano Pacífico Tropical; pero baja salinidad no hay una explicación precisa; pues esta zona se encuentra en su periodo de menor precipitación durante los meses de invierno.

Respecto a los datos de corriente a lo largo de la costa de la figura 25, se puede advertir en los paneles superiores que la corriente de cada pase satelital tiene la misma dirección; mientras en los paneles inferiores la corriente de cada pase satelital tiene direcciones opuestas. En la sección 5.1.3 se indicó:

- En los meses de noviembre y diciembre predomina la corriente costera de Costa Rica desde Papagayo hasta el GdT, lo cual queda reflejado en los paneles superiores de la figura 25.
- Mientras, en los meses de enero y febrero, la corriente costera no se extiende hasta el GdT, de manera que no hay relación entre la dirección de la corriente de cada pase satelital en los paneles inferiores de la figura 25.

5.3 Comparación entre la corriente geostrófica y la corriente de Ekman

En esta sección se comparan los valores de la teoría lineal de Ekman respecto a las observaciones geostróficas de este estudio en el GdT. La figura 26 representa el viento promedio para el mes de diciembre en el GdT, en donde se observa un flujo de viento con forma de abanico con dirección hacia el sur en el promedio de 10 años en el GdT, lo cual indica una influencia notoria de los *Tehuanos* y la constante presencia de vientos del norte en el área de estudio. El viento promedio en la zona de estudio, durante un mes de invierno, es capaz de generar respecto la teoría lineal de Ekman:

- La capa de Ekman es alrededor de 100 m en la parte central del chorro, mientras en los flancos del chorro es aproximadamente de 35 m. Esta capa indica la profundidad hasta en donde se perciben los efectos del viento sobre el océano.
- Un transporte de Ekman es principalmente hacia el oeste con una magnitud máxima de $3 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ en la parte central y disminuye hacia los flancos de los chorros hasta $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Este transporte en la capa de Ekman es causado por el viento predominante y tiene una dirección hacia la derecha respecto a la dirección del viento.
- El rotacional del esfuerzo del viento produce movimientos verticales del orden 1 mdia^{-1} , en la parte occidental (oriental) del GdT con movimientos descendentes (ascendentes) que producen un hundimiento (ascenso) de la termoclina respecto a la superficie del mar.

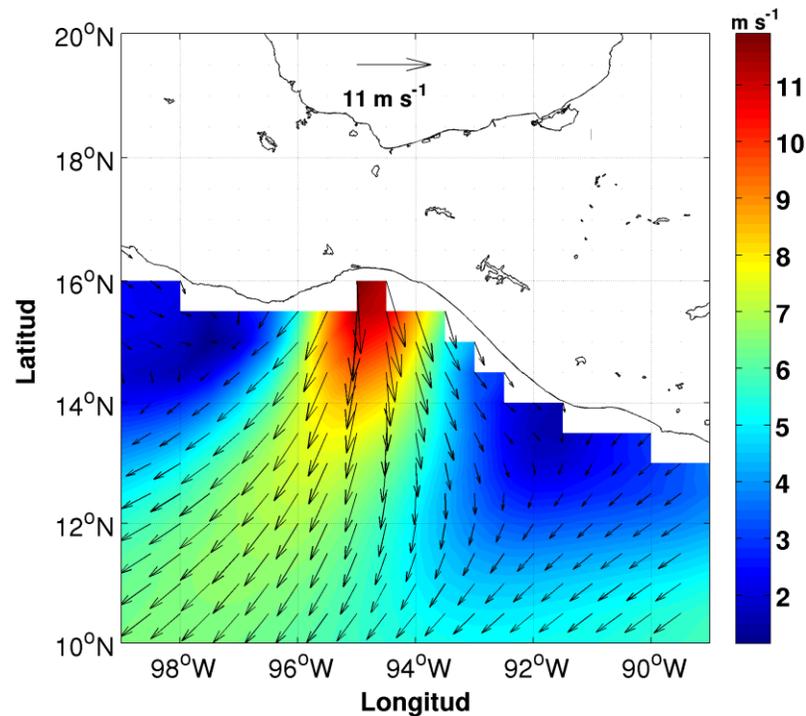


Figura 26. Promedio del campo de viento a 10 m de altura de los datos de QUIKSCAT para el mes de diciembre.⁴

No obstante, después de un evento *Tehuano* en los periodos de invierno en el GdT predomina la formación de un remolino anticiclónico en la parte oriental que se desplaza hacia suroeste, una corriente costera a lo largo de la costa con dirección hacia el polo que advecta una masa de agua cálida y de menor salinidad en la parte oriental, un gradiente zonal en el campo de densidad y en la longitud de 94.5° W se encuentra el frente de densidad, el cual genera una corriente geostrofica del orden de 20 cm s^{-1} hacia la cabeza del Golfo. El gradiente de densidad se debe al fuerte enfriamiento en la parte central por la mezcla vertical del chorro del *Tehuano* y la presencia de una masa de agua de menor densidad que tiene un grosor de 50 a 80 m de profundidad la parte oriental del GdT.

Los fenómenos oceanográficos anteriores indican una circulación asimétrica respecto a la formación de remolinos después de un evento *Tehuano* en la zona de estudio (Fig. 27). En cuestiones de promedio, la corriente geostrofica del frente de densidad en la parte central del GdT se opone al movimiento del remolino ciclónico; mientras la

⁴ Fuente <http://coaps.fsu.edu/scatterometry/gridded/winds.php#qscat>

presencia de una masa de agua de menor densidad advectada por la corriente costera implica una estabilización de la capa oceánica, por ende una disminución de los movimientos verticales.

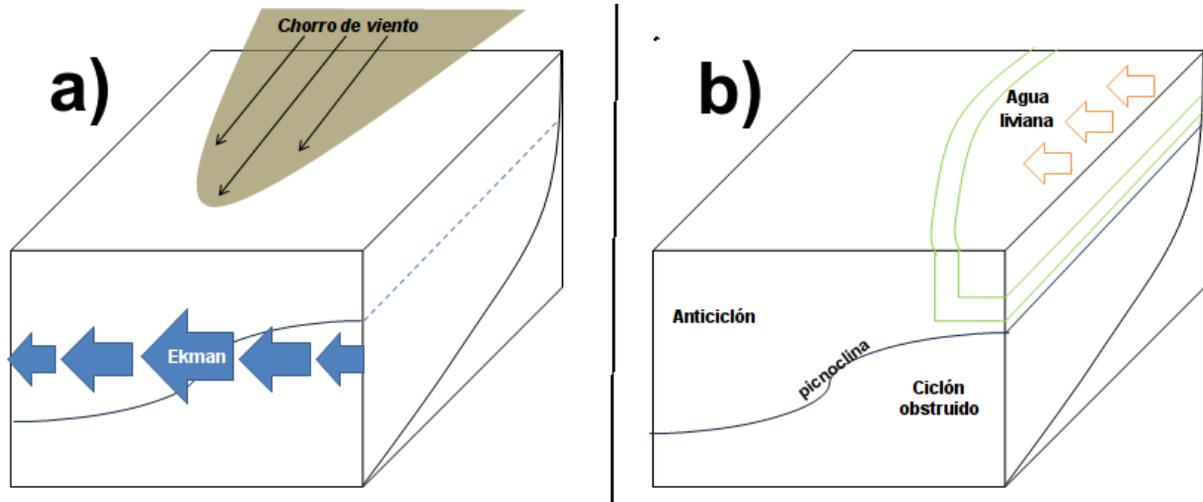


Figura 27. Esquema de la circulación en tres dimensiones en el Golfo de Tehuantepec. a) Se muestra el campo de viento en café y el transporte de Ekman con flechas azules; b) se muestra la corriente costera con flechas de color naranja y la entrada de agua liviana con doble línea de color verde. En ambos paneles la pinoquina se presenta con una línea de color azul.

La influencia de este flujo costero desde la parte oriental hacia el GdT alimenta y mantiene la capa mezclada sobre una pinoquina estable, lo cual contrarresta la tendencia del rotacional del chorro de viento a elevar la pinoquina y a generar un remolino ciclónico en el lado izquierdo de la dirección del *Tehuano*. Es decir, estas características se oponen de manera horizontal y vertical respectivamente a la formación del remolino ciclónico en la parte oriental del GdT. Otra característica de la influencia de la circulación geostrófica en la parte oriental del GdT es el espesor de la masa de agua de menor densidad es mayor a espesor de la capa inducida por los vientos promedios.

Capítulo 6. Conclusiones

En este trabajo se han investigado las características superficial en la parte oriental del GdT con datos de densidad, temperatura, salinidad y corriente para el periodo invernal.

Respecto al campo de densidad invernal existe un gradiente zonal, en donde la longitud $94.5^{\circ} W$ separa el agua pesada del lado occidental del agua liviana del lado oriental. Además, a lo largo de este meridiano hay corrientes geostróficas del orden de 20 cms^{-1} con dirección hacia el norte en la parte oriental del GdT.

La corriente geostrófica a lo largo de la costa estimada con datos de altimetría (desarrollados y distribuidos por la agencia CTOH) tiene un ciclo estacional, para el periodo invernal predomina un flujo en dirección hacia el polo con valores promedios que oscilan entre los 10 a 20 cms^{-1} con un ancho variable de 100 a 120 km tomando a la costa como punto de referencia, lo cual explica la entrada de agua cálida y menor salinidad hacia la zona central del GdT. Además, este ciclo estacional indica un flujo hacia el ecuador en los meses de verano, lo cual no fue visto en el trabajo de Wyrth (1965). No obstante, GdT tiene una influencia importante por fenómenos de mesoescala que provoca cambios en la dirección de la corriente en los datos estimados de corriente de cada 10 días.

Respecto a la masa de agua de menor densidad en la parte oriental, tiene un espesor entre los 50 a 80 m en las mediciones hidrográficas y esto implica una estratificación del océano en la parte oriental del GdT que impide los movimientos verticales.

La influencia de este flujo desde el este hacia el GdT alimenta y mantiene la capa mezclada sobre una picnoclina estable, lo cual contrarresta la tendencia del rotacional del viento a elevar la estructura vertical y a generar un remolino ciclónico en el Golfo oriental. Mientras en el Golfo occidental la situación es la opuesta, la advección de la corriente costera se suma al chorro que induce el viento hacia fuera de la costa y a la tendencia del rotacional del viento a profundizar la picnoclina y el resultado es un remolino anticiclónico.

También hay que rescatar la buena proporcionalidad entre los datos de altimetría con los datos de mareógrafos en la zona Centroamericana, lo cual señala que este tipo de información es ideal para la estimación de la corriente a lo largo de la costa. Es decir, estos datos permiten entender mejor algunas características en la dinámica costera si se compara con la altimetría distribuida por AVISO; por ejemplo, como la variación estacional e interanual de la corriente estimada del pase satelital número 15.

Con los resultados expuestos en esta tesis, surge una nueva pregunta respecto a la baja salinidad durante los meses de invierno, en la costa de Centroamérica y sur de México. Pues toda esta región del Pacífico se encuentra en su periodo de menor precipitación por la migración hacia el sur de la zona de convergencia intertropical.

Lista de referencias bibliográficas.

- Andersen, O. and Scharro, R. (2011). Range and geophysical corrections in coastal regions: and implications for mean sea surface determination. In S. Vignudelli, A.G Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (eds.). *Coastal altimetry* (pp. 103-145). Springer Berlin Heidelberg
- Ballestero, D. and Coen, J. E. (2004). Generation and propagation of anticyclonic rings in the Gulf of Papagayo. *International Journal of Remote Sensing*, 25(11), 2217-2224.
- Barton, E. D., Argote, M., Brown, J., Kosro, P., Lavin, M., Robles J., Smith R., Robles J., Trasviña, A. and Vélez H. (1993). Supersquirt: dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography*, 6(1), 23-30.
- Barton, E. D., Lavin, M. F. and Trasviña, A. (2009). Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Continental Shelf Research*, 29(2), 485-500.
- Bouffard, J., Vignudelli, S., Cipollini, P. and Menard, Y. (2008). Exploiting the potential of an improved multimission altimetric data set over the coastal ocean. *Geophysical Research Letters*, 35(10).
- Brenes, C. L., Lavín, M. F. and Mascarenhas, A. S. (2008). Geostrophic circulation between the Costa Rica Dome and Central America. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(5), 608-629.
- Carrère L., Lyard, F., Cancet, M., Roblou, L. and Guillot, A. (2012). A new tidal model taking advantage of nearly 20 years of altimetry measurements. Presented at the Ocean Surface Topography Science Team 2012 meeting, Venice-Lido, Italy, September 22–29, 2012
- Chin, T. M., Vazquez, J. and Armstrong, E. (2013). A multi-scale, high-resolution analysis of global sea surface temperature. *Algorithm Theoretical Basis Document*, Version, 1, 13.
- Clarke, A.J. (1998). Inertial wind path and sea surface temperature patterns near the Gulf of Tehuantepec and Gulf of Papagayo. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, (1978–2012), 93 (C12), 15491-15501.
- COMET (2010). MetEd: Modulo de entrenamiento Jason 2 uso de la altimetría satelital en observaciones oceánicas. Recuperado el 4 octubre del 2015, de: https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=823&tab=01#VpfLp_nhCUk.

- Crépon, M. and Richez, C. (1982). Transient upwelling generated by two-dimensional atmospheric forcing and variability in the coastline. *Journal of Physical Oceanography*, 12(12), 1437-1457.
- Csanady, G. T. (1982). *Circulation in the Coastal Ocean* (Vol. 2). Springer Science & Business Media.
- Cushman-Roisin, B. and Beckers, J. M. (2011). *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects* (Vol. 101). Academic Press.
- Emery, W. J. and Thomson, R. E. (2004). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Amsterdam, Elsevier (2a. ed).
- Flores-Vidal, X., Durazo, R., Zavala-Sansón, L., Flament, P., Chavanne, C., Ocampo-Torres, F. J. and Reyes-Hernández, C. (2014). Evidence of inertially generated coastal-trapped waves in the eastern tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(5), 3121-3133.
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-ocean dynamics* (Vol. 30). Academic press.
- Intergovernmental Oceanographic Commission (2010). The international thermodynamic equation of seawater 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. *Intergovernmental Oceanographic Commission Manuals and Guides 56*, UNESCO.
- Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2), 181-217.
- Lavín, M. F., Robles, J. M., Argote, M. L., Barton, E. D., Smith, R., Brown, J., Kosro, M., Trasviña, A., Vélez, H. S. y García, J (1997). Física del golfo de Tehuantepec. *Ciencia y Desarrollo*, 18 (103), 97-108.
- Le Hénaff, M., Roblou, L. and Bouffard, J. (2011). Characterizing the Navidad current interannual variability using coastal altimetry. *Ocean Dynamics*, 61(4), 425-437.
- Liu, Y., Weisberg, R. H., Vignudelli, S., Roblou, L. and Merz, C. R. (2012). Comparison of the X-TRACK altimetry estimated currents with moored ADCP and HF radar observations on the West Florida Shelf. *Advances in Space Research*, 50(8), 1085-1098.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B. and Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers & Geosciences*, 28(8), 929-937.

- Powell, B. S. and Leben, R. R. (2004). An optimal filter for geostrophic mesoscale currents from along-track satellite altimetry. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(10), 1633-1642.
- Ortega García, S. y Lluch Cota, S. (1996). Distribución de la abundancia de atún aleta amarilla (*Tunnus albacares*) y su relación con la concentración de pigmentos fotosintéticos medidos por satélite en aguas al sur de México. *Investigaciones Geográficas*. Boletín núm. Especial (4), 85-93.
- Roblou, L., Lyard, F., Henaff, M. L. and Maraldi, C. (2007, July). X-TRACK, a new processing tool for altimetry in coastal oceans. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International* (pp. 5129-5133). IEEE.
- Roblou L., Lamouroux, J., Bouffard, J., Lyard, F., Le Hénaff, M., Lombard, A., Marsalaix, P., De Mey, P. and Birol, F. (2011). Post-processing altimeter data towards coastal applications and integration into coastal models. In: S. Vignudelli, A.G Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (eds.). *Coastal altimetry* (pp. 217-246). Springer Berlin Heidelberg.
- Rio, M. H., and Hernandez, F. (2004). A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 109(C12).
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A. and O'Brien, J. J. (2003). Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *Journal of climate*, 16(15), 2628-2639.
- Saraceno, M., Strub, P. T. and Kosro, P. M. (2008). Estimates of sea surface height and near-surface alongshore coastal currents from combinations of altimeters and tide gauges. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 113(C11).
- Schindwein, F. S. and Evans, D. H. (1992). Autoregressive spectral analysis as an alternative to fast Fourier transform analysis of Doppler ultrasound signals. In: E. Arnold (Ed.), *Diagnostic Vascular Ultrasound* (pp. 74-84).
- Steenburgh, J., Schultz, D. and Colle, A. (1998). The structure and evolution of gap outflow over the gulf of Tehuantepec, Mexico. *Monthly Weather Review*, 126(10), 2673–2691.
- Trasviña, A., Barton, E. D., Brown, J., Velez, H. S., Kosro, P. M., and Smith, R. L. (1995). Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. *Journal of geophysical research*, 100(C10), 20649-20663.

- Trasviña, A. and Barton, E. D. (2008). Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(5), 587-607.
- User Handbook Ssalto/Duacs (2014). User Handbook Ssalto/Duacs: M(SLA) and M(ADT) near-real time and delayed-time. SALP-MU-P-EA-21065-CLS, 4.1 ed., May 2014.
- Yankovsky, A. E. and Chapman, D. C. (1997). A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges. *Journal of Physical oceanography*, 27(7), 1386-1401.
- Wyrski, K. (1965). Surface currents of the eastern tropical Pacific Ocean. *Inter-American Tropical Tuna Commission Bulletin*, 9(5), 63-97.

Apéndice A. Corrección dinámica atmosférica para las mediciones del mareógrafo (CDA_M)

En este apéndice se expone el procedimiento usado para aislar los efectos que ejerce atmósfera sobre las mediciones del mareógrafo. Por lo tanto, se usó el producto conocido como corrección dinámica atmosférica (CDA) pero en su versión global, el cual tiene una malla con resolución horizontal de un $\frac{1}{4}$ grado y una resolución temporal de 6 horas. Este producto es proporcionado por la agencia AVISO y se puede obtener del ftp <ftp.avisooceanobs.com>.

Al CDA que distribuye este sitio requiere un procedimiento para poder usarlo en este estudio, los cuales fueron:

- a) La extracción de serie de tiempos de CDA en un radio 100 km respecto a las coordenadas interés (ver tabla 2.1); pues la malla de CDA generalmente no coincide con las coordenadas de los mareógrafos (Fig. A.1).

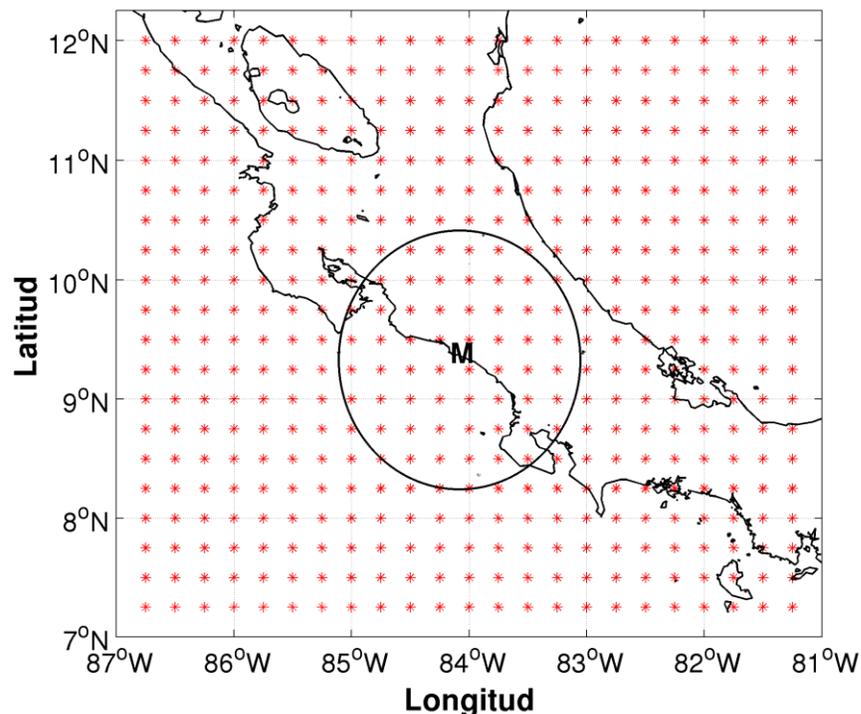


Figura A.1. Mapa de la malla de la variable CDA respecto a la posición a interpolar. Los asterisco rojos indican la posición de la malla y la letra M la posición a interpolar.

- b) Por lo anterior, se usó el método de interpolación de Barnes para obtener la información de CDA posiciones requeridas. Este algoritmo es de bajo costo computacional.
- c) A cada serie de tiempo de CDA obtenida para las coordenadas requeridas se le aplicó un filtro de paso bajo con una frecuencia de corte 1.6437×10^{-3} hz (7 días), para eliminar frecuencias que no existen en los datos de altimetría.
- d) Cada serie de tiempo se interpola linealmente en el tiempo para que sea simultánea con los datos de ANM.

Apéndice B. Radio deformación de Rossby del primer modo baroclínico

El radio deformación de Rossby del primer modo baroclínico (R_1) es una escala espacial horizontal para indicar si la rotación del planeta tiene efecto sobre el fenómeno en un océano estratificado. Gill (1982) indicó que la longitud de onda del fenómeno en cuestión es mayor (menor) al R_1 , la rotación del planeta tiene (no tiene) un papel fundamental en el fenómeno en cuestión. En este estudio se concreta solamente en la escala horizontal, pues la frecuencia de muestreo del satélite es de 10 días, el cual es un tiempo suficiente efectos de rotación influya sobre el fenómeno.

El R_1 se puede estimar con información hidrográfica con siguiente ecuación:

$$\frac{h_1}{R_1} = \frac{f}{\sqrt{g'}} \quad (\text{B.1})$$

en donde h_1 es espesor de la primera capa oceánica estratificada, f es el parámetro local de Coriolis y g' es la gravedad reducida (Gill, 1982). Este último término se define como:

$$g' = g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \quad (\text{B.2})$$

en donde ρ_2 y ρ_1 son las densidades de la segunda y primera capas oceánicas estratificadas. La g' es pequeña si se compara con la gravedad local; no obstante es importante ya que representa la aceleración de la flotación.

En la tabla B.1 se presenta diferentes valores hallados del R_1 en lado oriental del GdT y su promedio es de 31.09 m.

Tabla B.1. Radio deformación de Rossby del primer modo baroclínico en el este del Golfo de Tehuantepec.

| Embarcaciones | Fecha | R_1 (km) | Fuente |
|--------------------------|----------------------|------------|------------------------------------|
| Puma y Wecoma | Enero y febrero 1989 | 32.50 | Primer crucero |
| Altair y Francisco Ulloa | Febrero 1996 | 30.27 | Segundo crucero |
| No especificaron | Verano 2008 | 30.33 | Flores-Vidal, et <i>al.</i> (2014) |