

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLOGICAS



ESTUDIO DE LA CIRCULACION DE MESOESCALA FORZADA POR VIENTO EN EL
GOLFO DE TEHUANTEPEC A TRAVES DE OBSERVACIONES, TEORIA Y
MODELACION NUMERICA.

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

PRESENTA

FEDERICO ANGEL VELAZQUEZ MUÑOZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. JULIO DE 2011.

Resumen

En esta tesis se presenta un estudio de la circulación de mesoescala forzada por viento en el Golfo de Tehuantepec, México. El problema es abordado mediante observaciones, teoría y modelación numérica.

En la primera parte de esta tesis se estudia el efecto de los eventos de viento del Norte o *Tehuanos* sobre la dinámica costera. Usando mediciones de corrientes superficiales e información satelital de vientos y temperatura superficial del mar estudiamos los cambios en la intensidad y dirección de las corrientes durante los eventos de viento, que se ven reflejados en aumentos de energía cinética y de vorticidad relativa negativa. Los resultados muestran que hay asimetría en la respuesta del océano por el forzamiento del viento y la interacción entre una corriente costera persistente que entra al golfo por el lado este.

Para tratar de explicar la asimetría observada en las mediciones, en la segunda parte de esta tesis se presenta la solución analítica de un modelo de $1\frac{1}{2}$ capas forzado por un viento que representa las características de los Nortes. Se estudiaron los casos cuando el viento se comporta en forma inercial o en forma de abanico. Los resultados muestran que cuando el viento es inercial la respuesta del océano es antisimétrica respecto al eje del viento, mientras que el efecto causado por la forma de abanico al incluir la componente zonal (paralela a la costa) y la divergencia del viento contribuye significativamente a la asimetría observada.

En la parte final de esta tesis se muestran los resultados del modelo numérico POM (Princeton Ocean Model) implementado para estudiar la circulación de mesoescala forzada por viento en el Golfo de Tehuantepec. Los resultados muestran gran similitud con observaciones in-situ y

remotas (satelitales y con sistemas RAF) y el desarrollo de una respuesta asimétrica en ambos lados del eje del viento, formando solo un remolino anticiclónico en el lado oeste del golfo y una corriente costera al este. Esta respuesta asimétrica se explica mediante el balance de términos de las ecuaciones del modo externo del modelo, en donde se identificó que la batimetría juega un papel muy importante en la respuesta asimétrica en el Golfo de Tehuantepec. Para explicar las variaciones de energía cinética y vorticidad relativa asociadas al viento, en esta última parte de la tesis realizamos una serie de simulaciones numéricas simplificadas para investigar el efecto de la duración y separación entre eventos.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOGRAFICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

**ESTUDIO DE LA CIRCULACION DE MESOESCALA FORZADA POR VIENTO EN
EL GOLFO DE TEHUANTEPEC A TRAVES DE OBSERVACIONES, TEORIA Y
MODELACION NUMERICA.**

TESIS

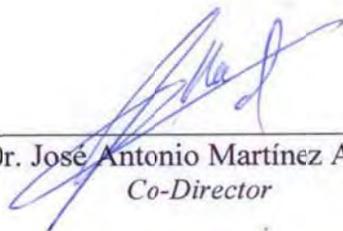
QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS

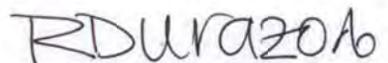
PRESENTA

FEDERICO ANGEL VELAZQUEZ MUÑOZ

Aprobada por:



Dr. José Antonio Martínez Alcalá
Co-Director



Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Co-Director



Dr. Gilberto Gaxiola Castro
Sinodal



Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina
Sinodal



Dr. José Luis Ochoa de la Torre
Sinodal



Dr. Oscar Uriel Velasco Fuentes
Sinodal

Dedicatoria

A la memoria de Ana Itzel[†]

A mí Esposa Emilia

Y mi mejor amigo, Santiago

A mis Padres y Hermanos.

Agradecimientos

Al Dr. José Antonio Martínez Alcalá y al Dr. Reginaldo Durazo Arvizu que me apoyaron grandemente durante esta etapa de trabajo.

A los miembros del Comité de Tesis: Dr. Gilberto Gaxiola Castro, Dr. José Luis Ocho de la Torre, Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina, Dr. Oscar Uriel Velasco Fuentes, por sus valiosos comentarios y aportaciones para enriquecer este trabajo.

Agradezco al Dr. Pierre Flament y al Dr. Cedric Chavanne por su apoyo durante el procesamiento de los datos de Radares de Alta Frecuencia.

A la Universidad Autónoma de Baja California y a la Facultad de Ciencias Marinas, en especial a Karina Barba y a la Secretaria Angélica Arce B. por su apoyo en todo momento.

Al CONACyT y al Gobierno de México por su apoyo a través del Programa de Becas Nacionales y Beca Mixta.

A mis amigos y compañeros por su gran amistad y por hacer más grato este periodo de trabajo.

GRACIAS A TODOS!!!!!!

Contenido

Introducción	15
Circulación costera forzada por el viento en el Golfo de Tehuantepec, México.....	21
1. Resumen.....	22
2. Introducción.....	23
3. Mediciones y datos.....	25
4. Resultados.....	26
5. Dinámica	32
6. Discusión	36
7. Conclusiones	41
Respuesta asimétrica por viento normal a la costa en el Golfo de Tehuantepec, México....	44
1. Resumen	45
2. Introducción.....	46
3. Modelo analítico	50
4. Resultados y Discusión.....	54
5. Conclusiones	62
Estudio numérico de la circulación forzada por el viento en el Golfo de Tehuantepec, México.....	64
1. Resumen	65
2. Introducción.....	67
3. Metodología.....	70
3.1 Modelo Numérico.....	70
3.2 Forzamiento.....	74
4. Circulación inducida por el viento.....	75
4.1 Corrientes superficiales	76
4.2 Energía Cinética y Vorticidad relativa.....	78
4.3 Nivel de mar.....	82
4.4 Temperatura superficial del mar.....	83
5. Circulación general.....	86
5.1 Dinámica superficial.....	86

5.2	Dinámica interior.	90
6.	Balance de términos.	95
7.	Experimentos con viento delimitado.....	101
8.	Conclusiones y Comentarios.....	108
	Conclusiones Generales.....	110
	Referencias.....	114

Lista de Tablas

- Tabla 1.** Valores de correlación escalar de las series de tiempo de E_k^* y ω^* con las series de tiempo representativas de las componentes, rotacional y divergencia del esfuerzo del viento en el punto 15°N , 95°W . La correlación calculada se presenta al considerar todos los datos del período de mediciones, aquellos durante los eventos de viento y fuera de los eventos de viento. Los valores en negritas son estadísticamente significativos (al 95%). 39
- Tabla 2.** Valores máximos de Energía Cinética ($\text{Kg m}^2 \text{s}^{-2} \times 10^{19}$) integrada en todo el dominio durante el evento de viento con distinta duración T_w para los experimentos con viento delimitado. 107

Lista de Figuras

Figura 1 Mapa del área de estudio en el Pacífico sureste de México. Los tonos de color gris corresponden a la topografía y los contornos, a las isobatas de 100, 1000 m de profundidad. 16

Figura 2. a) Esfuerzo del viento promedio calculado para el periodo del 1 de febrero al 31 de marzo de 2005. En tonos de gris se representa la raíz cuadrática media (*rcm*) del esfuerzo del viento. b) Serie de tiempo de las componentes del esfuerzo del viento (línea delgada: zonal; línea gruesa: meridional) en el punto de máxima variabilidad localizado en 15°N, 95°W. El periodo de mediciones está delimitado entre líneas punteadas. Las barras de color gris muestran los periodos de Nortes. 27

Figura 3. a) Porcentaje de datos válidos obtenidos durante el periodo de mediciones de los RAF del 9 de febrero al 18 de marzo de 2005. La resolución espacial de la malla es de 5.5 km. b) campo medio de la corriente superficial en el periodo de mediciones en las regiones donde el área de cobertura es al menos del 60%. En tonos de color se representa la raíz cuadrática media de la rapidez de la corriente superficial. Las regiones de semi-arco que se indican con líneas negras corresponden a la zona de cobertura espacial de cada una de los sistemas de RAF. 30

Figura 4. Promedios diarios de corriente superficial sobrepuesta en imágenes de TSM del producto GOES posterior a un Norte en a) el 16 de febrero 2005 y b) el 17 de febrero de 2005. Similarmente, en c) y d) se presentan campos de corrientes superficiales y TSM para el 19 y 20

de febrero de 2005, respectivamente, cuando se observó un Tehuano. Las flechas en color blanco muestran el campo de viento..... 31

Figura 5. Mapas de correlación bidimensional entre a) τ_x , b) τ_y , c) $\nabla \times \tau$ y d) $\nabla \cdot \tau$ con E_k , y e) τ_x , f) τ_y , g) $\nabla \times \tau$ y h) $\nabla \cdot \tau$ con ω 34

Figura 6. Series de tiempo de a) rotacional del esfuerzo del viento, b) divergencia del esfuerzo del viento, y la densidad espacial de c) Energía cinética (E_k^*) y d) vorticidad relativa (ω^*)..... 38

Figura 7. Promedio temporal del campo de viento obtenido del producto CCMP de 2000 – 2008 para valores de $|\tau| \geq 1.0 \text{ Nm}^{-2}$ en 95°W , 15°N (punto negro) frente a Tehuantepec. A lo largo de la línea horizontal discontinua se toman las secciones de promedio temporal..... 49

Figura 8. Promedio temporal de (a) las componentes zonal (línea delgada) y meridional (línea gruesa) del esfuerzo del viento y (b) los términos del forzamiento ($\partial/\partial t \nabla \cdot \tau$ línea delgada y $\nabla \times \tau$ línea gruesa) calculados a partir de los datos del producto CCMP a lo largo de 15°N 52

Figura 9. Sección zonal en $[-\pi/2k, \pi/2k]$ de los términos del forzamiento usados para el caso (a) inercial y (b) en forma de abanico. 53

Figura 10. Solución del desplazamiento de la interfaz h y velocidad normal a la costa u en la capa superficial obtenida en el caso para el viento inercial. La línea discontinua corresponde a la solución de Clarke (1988)..... 57

Figura 11. Solución del desplazamiento de la interfaz h y velocidad normal a la costa u en la capa superficial obtenida en el caso para el viento en abanico. La línea discontinua corresponde a la solución de Clarke (1988). 58

Figura 12. Suma de los términos del forzamiento de la ecuación (1) para el caso de viento en forma de abanico definido en (2b). La línea vertical discontinua indica el cruce por cero de la suma de forzamientos, el cual coincide con el máximo del desplazamiento de la interfaz h y la velocidad u de la Figura 10. 61

Figura 13. (a) Las líneas negras indican el dominio considerado en el modelo numérico. El punto en 95°W y 15°N corresponde a la máxima variabilidad del viento. La línea zonal en 15°N es donde se toman las secciones verticales y el balance de términos. El contorno frente a Tehuantepec delimita los Nortes. En el cuadro inferior (b) se muestra la serie de tiempo de la magnitud del esfuerzo del viento del 1 de febrero al 18 de marzo de 2005. Se pueden identificar cuatro periodos con viento intenso (sombreados en gris). 73

Figura 14. Valores de raíz cuadrática media de la corriente superficial del modelo numérico (tonos de color). Las flechas negras corresponden al promedio temporal de la corriente superficial del modelo y las flechas grises, al de la corriente superficial reportado en Velazquez-Muñoz et al. (2011-A). En todos los casos el periodo de análisis es del 20 de febrero al 18 de marzo. 77

Figura 15. Serie de tiempo de la densidad de (a) Energía Cinética y (b) Vorticidad Relativa durante 2005. En ambos casos, línea gruesa del modelo y línea delgada de las mediciones. 80

Figura 16. Promedio temporal de nivel del mar del producto AVISO (a) y del modelo (b) y promedio temporal de temperatura superficial del producto GOES (c) y del modelo (d). Todos los promedios se calcularon entre el 20 de febrero y el 18 de marzo de 2005. 85

Figura 17. Promedios diarios de temperatura en el lado izquierdo y de nivel del mar en el lado derecho. En ambos casos se sobreponen flechas negras de la velocidad de la corriente superficial. 88

Figura 18. Sección zonal a lo largo de 95°W de temperatura (a-c) y componente meridional de velocidad (d-f)..... 93

Figura 19. Sección meridional a lo largo de 95°W de temperatura (a-c) y componente zonal de velocidad (d-f)..... 94

Figura 20. Promedio temporal de los términos en dirección zonal a primer orden para los últimos 25 días de simulación. Los demás términos son de menor orden de magnitud y se muestran con detalle en la figura 20. En (b) se muestra el perfil de batimetría a lo largo de 15°N 97

Figura 21. Promedio temporal de los términos en dirección (a) zonal y (b) meridional a segundo orden para los últimos 25 días de simulación. En (c) se muestra el perfil de batimetría a lo largo de 15°N 100

Figura 22 Dominio del modelo donde se define la zona del sistema de vientos del norte o Tehuanos para los experimentos con viento delimitado. 102

Figura 23. Variación temporal de la energía cinética integrada en todo el dominio para diferente duración de eventos, desde 1 hasta 6 días. ($T_w = 1$ azul; $T_w = 2$ verde; $T_w = 3$ rojo; $T_w = 4$ cian; $T_w = 5$ morado; $T_w = 6$ amarillo). 105

Figura 24. Variación temporal de la energía cinética para los experimentos con dos eventos de viento y diferente retraso δt de: i) $T_f/4$ (línea verde); ii) $T_f/2$ (línea roja), iii) $3 T_f/4$ (línea cian) y iv) T_f (línea magenta). En todos los casos, la duración de ambos eventos, es de dos días. La línea azul corresponde al caso de retraso cero. El T_f se toma en 14.47°N y es igual a $1.73 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ (≈ 2 días). 106

Introducción

El Golfo de Tehuantepec, tiene una dinámica muy particular que es fuertemente controlada por intensos eventos de viento que sopla de tierra a mar. Estos eventos tienen su origen en la diferencia de presión atmosférica que se establece entre el Golfo de México y el Pacífico Tropical Oriental, dando origen a fuertes vientos que fluyen a través del paso de montaña en el Istmo de Tehuantepec (ver Figura 1). Una descripción de la estructura y evolución de estos campos de viento se puede encontrar en el trabajo de Steenburgh et al. (1998). Ellos describen que el balance entre el gradiente de presión atmosférica y la fuerza de Coriolis provoca que el campo de viento tenga forma de abanico y a la vez siga una trayectoria inercial, lo cual es más realista en términos de las componentes del esfuerzo del viento.

Se ha observado que durante otoño-invierno los máximos de rapidez del viento alcanzan los 20-25 ms^{-1} , duran de 2 a 4 días y son más frecuentes que en primavera-verano, cuando son de menor intensidad (10 ms^{-1}) pero duran hasta 12-15 días. Aun así, durante ambos periodos de tiempo a lo largo del año se ha observado la formación de remolinos de mesoescala atribuidos al forzamiento del viento (Barton et al. 1993; Trasviña et al. 1995; Trasviña et al. 2003; Trasviña y Barton 2008; Barton et al. 2009).

En los trabajos de Lavín et al. (1992) y Willet et al. (2006) se muestra un esquema que describe la respuesta interna del océano y la formación de remolinos por la acción del esfuerzo del viento en términos del bombeo de Ekman. En ambos casos se asume el problema desde el punto de vista estacionario y únicamente se considera la componente del viento en dirección normal a la costa.

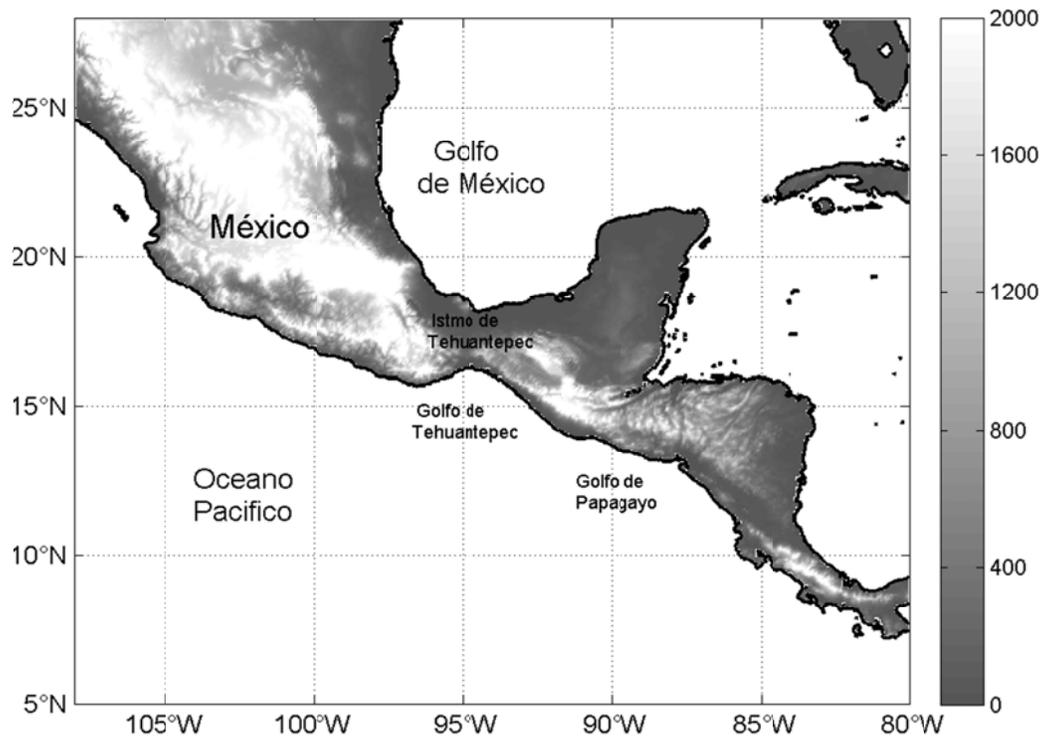


Figura 1 Mapa del área de estudio en el Pacífico sureste de México. Los tonos de color gris corresponden a la topografía y los contornos, a las isobatas de 100, 1000 m de profundidad.

A diferencia de lo anterior, la respuesta del océano en el Golfo de Tehuantepec muestra una notoria asimetría respecto al eje del viento. Se ha observado que durante el inicio de los eventos, el esfuerzo del viento produce arrastre de la corriente en la misma dirección al sur y una depresión del nivel del mar junto a la costa. Como respuesta, en ambos extremos del golfo se forman dos corrientes que fluyen hacia el interior y convergen para alimentar el flujo hacia fuera de la costa. Al mismo tiempo, por debajo del eje del viento la temperatura superficial del océano disminuye considerablemente hasta 4°C formando una mancha de agua fría que se extiende hasta 200-300 kilómetros hacia fuera de la costa.

Los resultados de las observaciones de Müller-Karger y Fuentes-Yaco (2000), McClain et al. (2002), Gonzalez-Silvera et al. (2004) muestran que en la mayoría de los casos el remolino ciclónico que se forma al este del golfo es difícil de identificar, mientras que el remolino anticiclónico que se forma al oeste es más claro por la alta concentración de clorofila y baja temperatura en la orilla de remolino. Una vez que se forma el remolino anticiclónico, puede tener una duración desde días hasta meses y viajar miles de kilómetros al oeste del Golfo de Tehuantepec.

Según el censo de remolinos de Palacios y Bograd (2005) los remolinos que se forman en Tehuantepec tienen un impacto significativo sobre la variabilidad del Pacífico Tropical, ya que transportan una cantidad considerable de propiedades físicas, químicas y biológicas del agua que los forma. Así mismo, el enfriamiento producido por los Nortes en la zona de Tehuantepec también es importante para el ciclo anual de la alberca cálida del Pacífico Tropical Oriental. Mejorar nuestro entendimiento de los procesos físicos que intervienen en la respuesta local del océano por el forzamiento del viento es de gran importancia para estudiar las variaciones anuales e interanuales a mayor escala espacial.

En un esfuerzo por explicar la respuesta asimétrica en el Golfo de Tehuantepec, McCreary et al. (1989) utilizan un modelo de gravedad reducida con un viento simétrico. En este trabajo, la respuesta del océano es simétrica, de tal manera que requiere incluir un abordamiento (entrainment) capaz de producir una respuesta asimétrica. Clarke (1988) estima que el abordamiento incluido por McCreary et al. (1989) es energéticamente imposible. De acuerdo con los resultados de Clarke (1988), la respuesta interna del océano ante un flujo de viento normal a la costa consiste en un desplazamiento antisimétrico de las isotermas respecto al eje del viento, i.e. el desplazamiento en ambos lados es del mismo tamaño pero en sentido opuesto. En el mismo trabajo se sugiere que el desplazamiento asimétrico puede ser causado por la trayectoria inercial del viento.

Aunque estos trabajos han aportado la mayoría de los conceptos físicos que controlan la dinámica forzada por el viento, son poco realistas y sus resultados están limitados a casos estacionarios, sin la influencia de la línea de costa o las variaciones de la batimetría. Por otra parte, trabajos más completos como el de Zamudio et al. (2006) incluyen el flujo de calor además del forzamiento por viento, por lo que resulta difícil aislar el efecto del viento en la dinámica. Además, la batimetría que usan está limitada a profundidades mayores a 200 metros, perdiendo una zona frente a la costa este del golfo. Otros estudios con modelos numéricos como el de Umatama y Yamagata (1991) o más reciente Sun y Yu (2006) usan promedios mensuales para forzar el modelo. Aun así, encuentran que existe una fuerte aportación desde el GT a la variabilidad estacional del Pacífico Tropical Oriental debida principalmente a los eventos de viento, la cual incluso es más fuerte que el aporte desde el Golfo de Papagayo.

Con el objetivo de ampliar el conocimiento que se tiene sobre la respuesta de la circulación forzada por el viento en el GT y tratar de dar una explicación a la asimetría observada, este

trabajo se enfoca a estudiar dos aspectos que produce el forzamiento del viento en el Golfo de Tehuantepec: 1. Los mecanismos físicos que intervienen durante el desarrollo de los eventos de viento y en particular aquellos que causan que la respuesta del océano sea diferente en ambos lados del eje del viento y 2. La diferencia en la respuesta del océano debido a la duración y al tiempo entre eventos de viento.

La tesis está organizada en tres capítulos escritos en formato de artículos científicos. En el primer capítulo se describe la variabilidad temporal de la dinámica de la corriente superficial forzada por el viento. Usando mediciones de corriente superficial obtenidas con dos sistemas de Radio de Alta Frecuencia (HFR por sus siglas en inglés) evaluamos la relación entre las componentes (zonal y meridional), el rotacional y la divergencia del esfuerzo del viento con la densidad de energía cinética y vorticidad potencial de la corriente superficial. En el siguiente capítulo se muestran los resultados de un modelo analítico lineal de 1 y $\frac{1}{2}$ capas con el que estudiamos la respuesta interna del océano debida al forzamiento por un flujo de viento normal a la costa que puede ser inercial o en forma de abanico. Estas son dos características importantes de los flujos de viento que se presentan en lugares como el Golfo de Tehuantepec y se pueden obtener incluyendo la componente del viento en dirección paralela a la costa. En el capítulo final se muestran los resultados de una serie de experimentos numéricos para entender la respuesta del océano durante los eventos de viento. Se describe una simulación numérica tridimensional realista en la que forzamos con un campo de viento en todo el dominio del modelo y los resultados se validan con mediciones de corriente superficial y datos de nivel del mar y temperatura superficial. Los parámetros físicos que intervienen durante la formación del remolino ciclónico son estudiados a través del balance de términos de las ecuaciones del modo externo del modelo. En una segunda serie de experimentos numéricos en donde el campo de

viento es delimitado en la zona de Tehuantepec, se analiza la variación temporal de la energía cinética total en función de la duración de los eventos, de la intensidad entre dos eventos seguidos y entre dos eventos iguales que se presentan con un tiempo de retraso.

Capítulo 1

Circulación costera forzada por el viento en el Golfo de Tehuantepec, México.

FA Velázquez-Muñoz, JA Martínez, C Chavanne, R Durazo¹, P Flament²

Aceptado en Revista Ciencias Marinas. UABC

1. Resumen.

Con base en mediciones de corrientes superficiales del océano e información satelital de vientos y temperatura superficial del océano, se estudia el efecto de los eventos de viento del Norte o *Tehuano*s sobre la dinámica costera en el Golfo de Tehuantepec, México. Las observaciones realizadas en el invierno de 2005 muestran un cambio significativo en la intensidad y dirección de la corriente superficial durante los eventos de viento, que se ve reflejado en un aumento de la energía cinética y de la vorticidad relativa negativa. El análisis mostró que la energía cinética de la corriente costera se incrementa durante los *Tehuano*s. Las observaciones muestran que la vorticidad relativa oscila entre valores negativos y positivos bajo condiciones de viento débil y una notoria tendencia a valores negativos durante los eventos de viento intenso. Se observó asimetría en la respuesta del océano por el forzamiento del esfuerzo del viento y la interacción entre una corriente costera persistente y los flujos de viento normales a la costa.

2. Introducción.

Durante el invierno, la circulación oceánica en la costa del Golfo de Tehuantepec (GT) ubicado en 16°N, 95°W está fuertemente controlada por una serie de eventos de viento conocidos como Nortes o *Tehuanos*. Estos vientos se producen cuando existe una diferencia de presión atmosférica entre el Golfo de México y el Pacífico Tropical, lo que origina un flujo de viento a través del Istmo de Tehuantepec, que sale en forma de abanico sobre las aguas del GT (Steenburgh *et al.* 1998, Romero-Centeno *et al.* 2003). Los *Tehuanos* son de tal intensidad que generan remolinos de mesoescala y enfriamiento en el océano cerca de la costa (Barton *et al.* 1993, Trasviña *et al.* 1995). Wirtky (1965) y Kessler (2002) reportaron que la circulación de invierno en el Pacífico oriental tropical está caracterizada por una corriente geostrófica que viaja hacia el polo a lo largo de la costa de América Central y México. Cuando se presenta un evento de viento, la circulación costera en el GT se modifica significativamente. Varios estudios han reportado la formación de remolinos de mesoescala, los cuales se identifican en imágenes satelitales como zonas de alta concentración de clorofila-*a* y baja temperatura (Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000, McClain *et al.* 2002, Gonzalez-Silvera *et al.* 2004). La explicación básica de los efectos producidos por un evento de viento consiste en un arrastre hacia afuera de la costa, acompañado de una disminución en el nivel del mar junto a la costa. Posteriormente, se forma un par de remolinos de signo contrario en ambos lados del chorro de viento (Lavín *et al.* 1992). Las evidencias obtenidas de imágenes satelitales y de mediciones *in situ* muestran diferencias importantes entre los remolinos generados (Barton *et al.* 1993, Trasviña *et al.* 1995, Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000, Gonzalez-Silvera *et al.* 2004). El remolino anticiclónico que se forma al oeste del chorro de viento es generalmente más intenso, de menor diámetro y más

longevo que el remolino ciclónico que se forma en la zona este y que no siempre es visible. McCreary *et al.* (1989) explican que esta asimetría se debe al afloramiento de agua fría en el lado del remolino ciclónico. Aun cuando sus resultados muestran una respuesta simétrica del océano, Clarke (1988) sugiere que la intensificación del remolino anticiclónico se debe a que la trayectoria inercial del viento introduce vorticidad negativa. En resumen, las diferencias de la respuesta dinámica de la corriente superficial a los Tehuanos han sido reconocidas. Sin embargo no existen a la fecha estudios que discutan los mecanismos físicos que causan la respuesta asimétrica del océano a ambos lados del chorro de viento. Las observaciones que se reportan en el presente trabajo permiten suponer como primer punto, que la presencia de una corriente costera durante el invierno es una de las principales causas de esta asimetría. Adicionalmente, se examina el papel que juegan la componente del esfuerzo del viento paralela a la costa y la divergencia del esfuerzo del viento sobre la dinámica local.

En este capítulo se estudia el efecto del viento sobre la circulación superficial del océano a partir de mediciones de corrientes superficiales realizadas con sistemas de Radio de Alta Frecuencia en la costa de Oaxaca entre febrero y abril de 2005. Se estudia la evolución temporal de los campos de velocidad superficial y se analizan los efectos causados por los fuertes vientos locales sobre la dinámica costera. Como inicio, se muestran los resultados de las observaciones de corrientes en conjunto con observaciones de viento y temperatura superficial. Posteriormente, se muestra la relación espacial entre las variables del esfuerzo del viento y las variables de la corriente superficial. Finalmente se muestran todos estos resultados de forma integral, comparando series representativas de las variables del viento y la densidad espacial de energía cinética y de vorticidad relativa.

3. Mediciones y datos.

Para este trabajo se utilizaron las mediciones satelitales de la velocidad del viento sobre la superficie del océano del producto *Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP)* (Hoffman 1984, Atlas *et al.* 1996). Este producto proporciona datos de las componentes zonal y meridional del viento a intervalos de 6 horas, en un arreglo con resolución espacial de 25 km. También se utilizaron mediciones satelitales de la temperatura superficial del océano del producto GOES (*JPL Physical Oceanography DAAC*), que proporciona imágenes diarias con una resolución espacial de ~5.5 km. Con el objeto de estudiar la variabilidad espacial y temporal de la circulación costera en el GT, se instalaron en la costa norte del golfo dos sistemas de Radio de Alta Frecuencia (RAF) en un arreglo de fase de 16 canales (Gurgel *et al.* 2000), y que fueron operados entre febrero y abril de 2005 a una frecuencia de 16.3 MHz. A esta frecuencia de operación, los sistemas RAF alcanzan una cobertura típica de hasta 120 km mar adentro, dependiendo de las condiciones ambientales. Los sistemas fueron configurados para obtener mediciones cada 20 minutos. Las mediciones radiales de ambos sitios fueron procesadas mediante las rutinas HFRadarmapv4.1 de Paduan y Cook (2004) para obtener los campos horarios de velocidad total en una malla rectangular cartesiana de 5.5 km de resolución espacial. Para este trabajo se utiliza el primer conjunto de mediciones comprendido del 9 de febrero al 18 de marzo de 2005. Los datos de viento se utilizaron para calcular el esfuerzo del viento (τ) sobre la superficie del océano de acuerdo con Large y Pond (1981) y se interpolaron a la malla de las observaciones de los sistemas de RAF. En cualquier caso los datos faltantes fueron eliminados del análisis.

4. Resultados

El campo promedio y la desviación estándar del esfuerzo del viento para el periodo febrero-marzo de 2005 permiten identificar un chorro de viento bien definido normal a la costa del GT (figura 1a) que se extiende ~ 400 km hacia el suroeste. En esta misma figura 1a, es evidente el cambio en la dirección del viento. Cerca de la costa, en el centro del chorro, el viento es del norte, mientras que mar adentro ($13\text{-}15^\circ\text{N}$), cambia a un viento del noreste en el lado occidental del chorro. La máxima variabilidad en la zona donde se extiende el flujo de viento se localiza alrededor de las coordenadas 15°N , 95°W , aproximadamente a 120 km de la costa. En la figura 1b se observa la serie de tiempo de las componentes del viento en el punto de máxima variabilidad, lo cual permite identificar cuatro eventos de viento durante el periodo de observaciones que está delimitado por las líneas discontinuas verticales. El primero transcurre del 9 al 11 de febrero y alcanza los 16 ms^{-1} ($\sim 0.5 \text{ Nm}^{-2}$). Un segundo evento de menor intensidad, con un máximo de 14 ms^{-1} , se presenta del 17 al 19 de febrero, seguido de un periodo de calma relativa entre el 22 de febrero y el 8 de marzo. El evento más intenso en el periodo de observaciones alcanza un máximo de 18 ms^{-1} ($\sim 0.7 \text{ Nm}^{-2}$) y se presentó del 9 al 11 de marzo, previo a un evento de corta duración y menor intensidad ($\sim 0.30 \text{ Nm}^{-2}$).

El área de cobertura de cada uno de los sistemas de RAF que fueron instalados en los sitios Santa María del Mar (STM) y Playa Cangrejo (CAN) se muestra en la figura 2a. La variación en la tonalidad de gris muestra el porcentaje temporal de datos obtenidos con ambos RAF durante el periodo de mediciones. Se puede observar que en la parte lejana a cada uno de los sitios de los RAF, el porcentaje de mediciones disminuye, lo cual es consecuencia de la variación diaria en el alcance de la señal emitida. Para este trabajo se consideran sólo los nodos de malla donde se tiene un número de datos mayor al 60%.

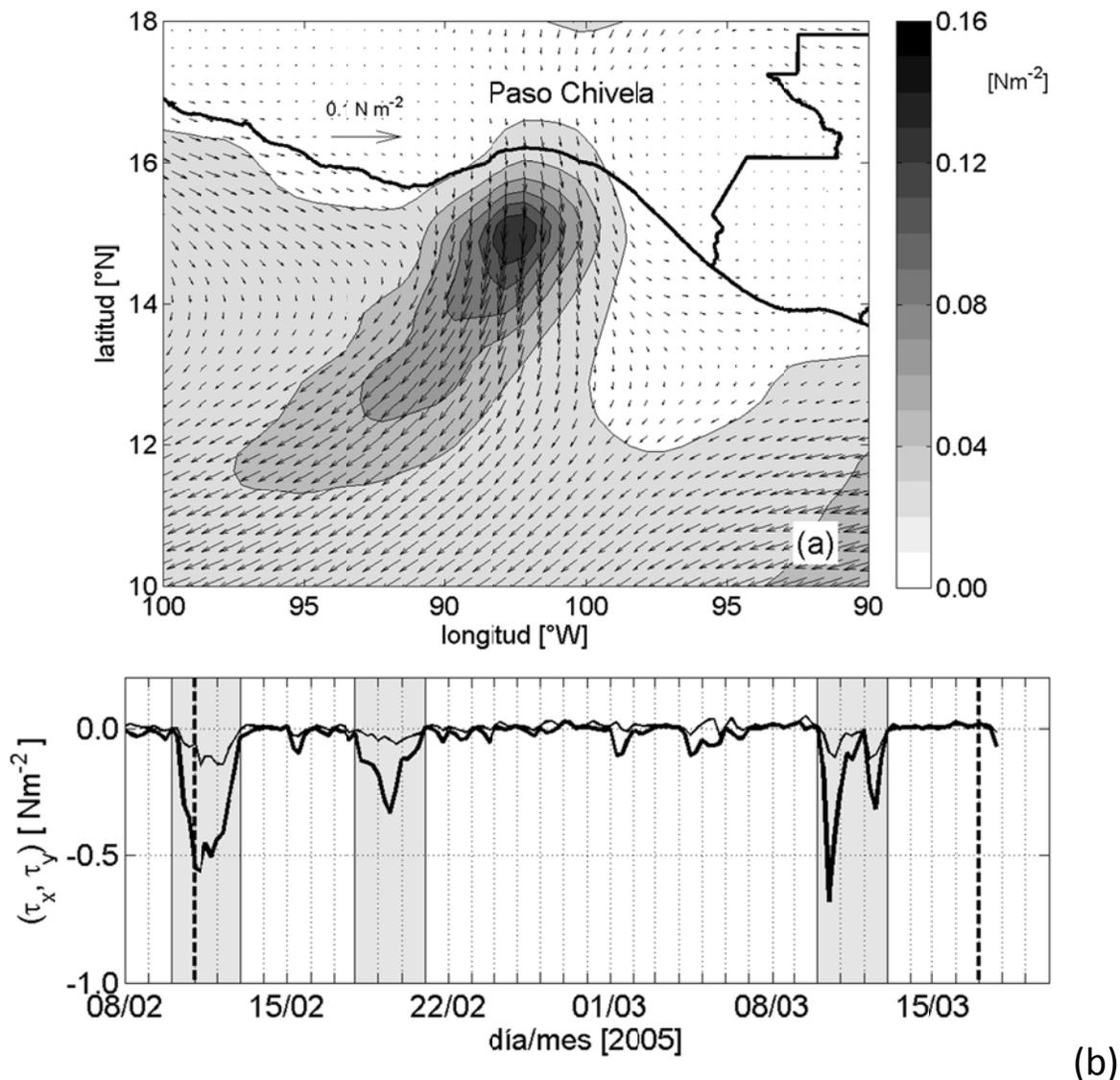


Figura 2. a) Esfuerzo del viento promedio calculado para el periodo del 1 de febrero al 31 de marzo de 2005. En tonos de gris se representa la raíz cuadrática media (*rcm*) del esfuerzo del viento. b) Serie de tiempo de las componentes del esfuerzo del viento (línea delgada: zonal; línea gruesa: meridional) en el punto de máxima variabilidad localizado en $15^{\circ}\text{N}, 95^{\circ}\text{W}$. El periodo de mediciones está delimitado entre líneas punteadas. Las barras de color gris muestran los periodos de Nortes.

En la figura 2b se muestra en escala de grises la varianza de la corriente superficial durante el periodo de mediciones y, con vectores, su promedio. Se observa que la menor variabilidad está cerca de la costa hacia el este y aumenta en dirección suroeste hacia afuera de la costa, teniendo un valor máximo cerca de 95.15°W y 15.50°N , donde la varianza del viento es máxima (ver Fig. 1a). Los valores menores de la varianza están asociados a una corriente media que entra al golfo por el este, mientras que los valores mayores coinciden con la zona donde la corriente media es hacia el suroeste, lo cual está relacionado con cambios en la dirección por la influencia directa del viento.

Para ilustrar los cambios en la circulación superficial producida por los Nortes, como un ejemplo, en la figura 3 se contrastan los promedios diarios de los campos de corriente superficial y de temperatura superficial del mar (TSM), obtenidos para condiciones de viento débil o casi inexistente y durante un evento de viento del Norte o *Tehuano*. Los campos de corriente promedio para los días 16 y 17 de febrero, muestran cuando el viento esta en relativa calma entre los dos primeros eventos (figuras 3a y 3b), y los días 19 y 20 de febrero, cuando se presenta un evento de viento del norte (figuras 3c y 3d). En este caso, las flechas de color blanco indican la dirección e intensidad del viento promedio tomado del producto CCMP para los días correspondientes. En el período de calma (figuras 3a y 3b), se puede observar una corriente costera cálida del este, la cual fluye a lo largo de la costa y que llega al extremo oeste de la región de cobertura. Este periodo puede ser considerado como un proceso de relajación o ajuste posterior al evento de viento, o como el flujo medio que existiría en ausencia de Nortes, con una velocidad media de la corriente de $\sim 0.4 \text{ ms}^{-1}$ y una temperatura 2°C más alta que el agua que la rodea. Aunque no se muestran todas las figuras de la secuencia de mediciones, debemos señalar que en ausencia de vientos fuertes se observa que el flujo cálido que entra al GT por el este es

persistente. El día 18 de febrero comenzó un evento de viento con duración de 48 horas. Durante el 19 y 20 de febrero (figuras 3c y 3d) se puede observar que en la parte oriental del área de cobertura de los sistemas de RAF (hacia el este del eje del viento), la corriente costera se dirige hacia el suroeste. Sobre el lado occidental, la dirección de la corriente cerca de la costa se invierte y converge con la corriente costera del este, formando un flujo que sigue la dirección del chorro del viento mar adentro. La posición del chorro es evidente por la zona de menor temperatura que se extiende hacia afuera de la costa. Después de dos días de viento intenso, se puede apreciar en el lado izquierdo de la zona de cobertura la evidencia de una estructura anticiclónica (figura 3d). En la secuencia de mapas de corriente instantánea que se observaron para los días posteriores al 20 de febrero (no mostradas), es posible apreciar que esta estructura se mueve hacia el sur y aumenta de tamaño, mientras que una corriente del este fluye nuevamente hacia el oeste a través del Golfo. Algo muy similar a lo descrito anteriormente se puede apreciar en la secuencia de imágenes posteriores a los eventos del 10 al 12 de febrero y del 8 al 11 de marzo (no mostradas). Sin embargo no se aprecia una condición inicial similar en las imágenes previas a los eventos señalados. Esto permite proponer que el efecto que produce un evento de viento es tan significativo, que modifica de forma muy similar la circulación superficial sin importar la condición inicial del campo de corrientes. La baja variabilidad observada cerca de la costa oriental (figura 2b) sugiere que la corriente costera se ve menos afectada por el viento en el lado este, mientras que la zona de alta variabilidad en la costa occidental está relacionada con los cambios de magnitud y dirección en la corriente y la formación de remolinos anticiclónicos durante algunos eventos Tehuanos.

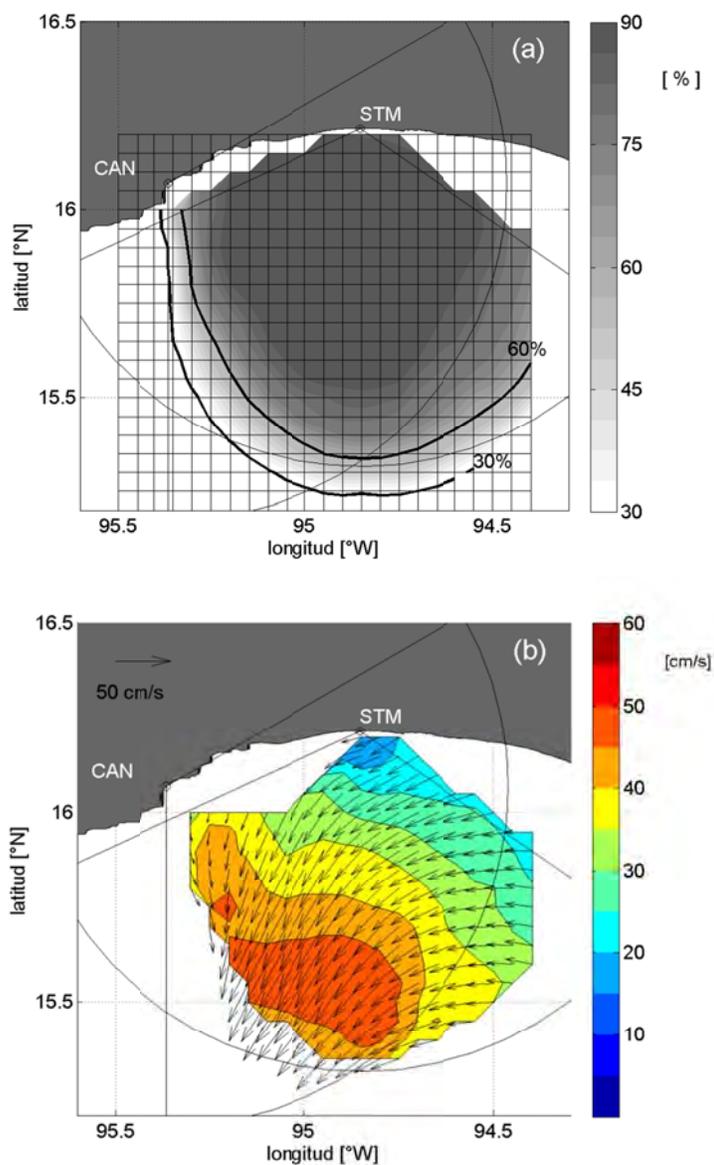


Figura 3. a) Porcentaje de datos validos obtenidos durante el periodo de mediciones de los RAF del 9 de febrero al 18 de marzo de 2005. La resolución espacial de la malla es de 5.5 km. b) campo medio de la corriente superficial en el periodo de mediciones en las regiones donde el área de cobertura es al menos del 60%. En tonos de color se representa la raíz cuadrática media de la rapidez de la corriente superficial. Las regiones de semi-arco que se indican con líneas negras corresponden a la zona de cobertura espacial de cada una de los sistemas de RAF.

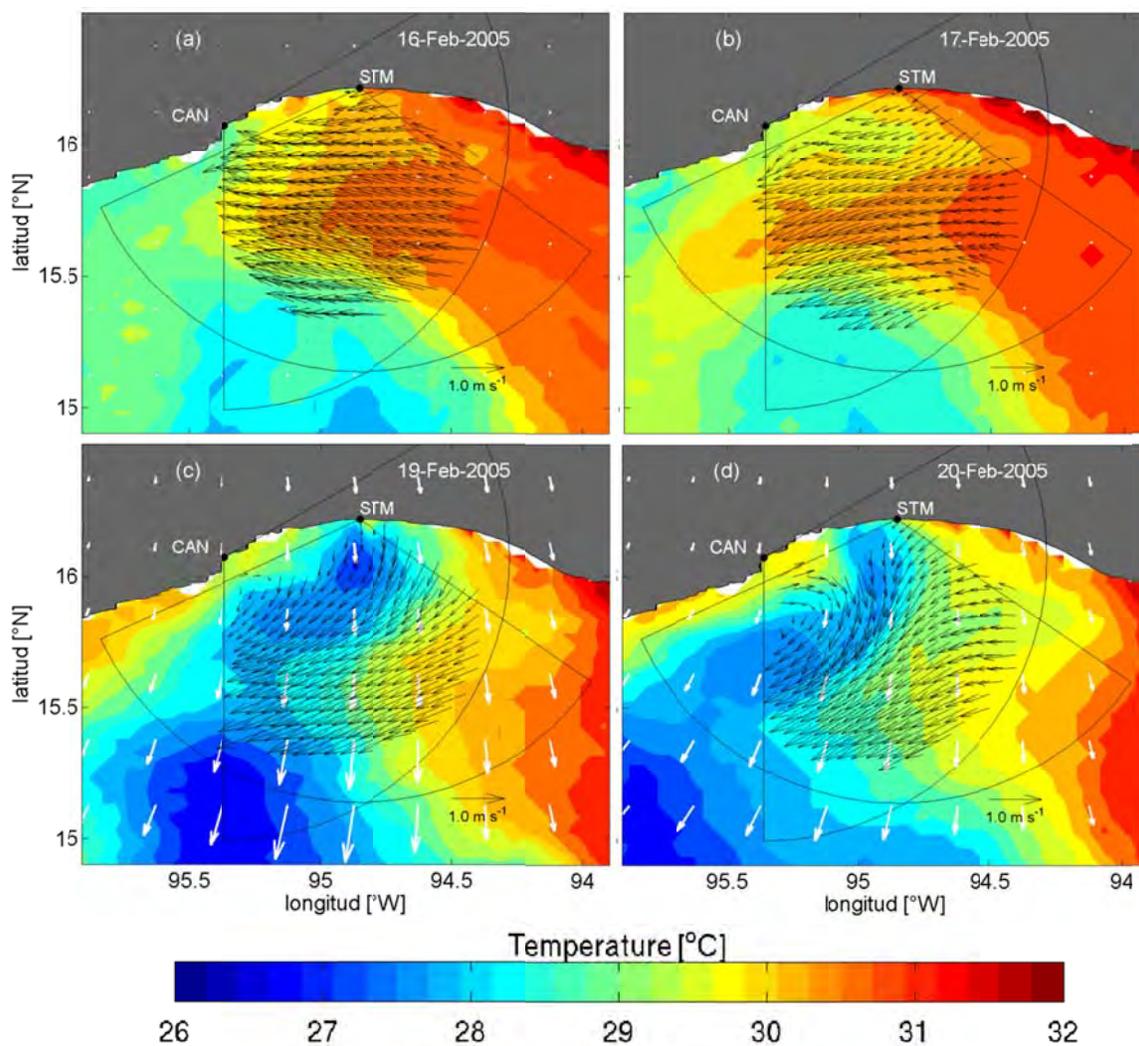


Figura 4. Promedios diarios de corriente superficial sobrepuesta en imágenes de TSM del producto GOES posterior a un Norte en a) el 16 de febrero 2005 y b) el 17 de febrero de 2005. Similarmente, en c) y d) se presentan campos de corrientes superficiales y TSM para el 19 y 20 de febrero de 2005, respectivamente, cuando se observó un Tehuano. Las flechas en color blanco muestran el campo de viento.

5. Dinámica

Para evaluar el efecto del esfuerzo del viento sobre la dinámica de la circulación costera en el GT, calculamos mediante diferencias finitas e interpolación, el rotacional ($\nabla \times \boldsymbol{\tau}$) y la divergencia ($\nabla \cdot \boldsymbol{\tau}$) del esfuerzo del viento para cada punto de la malla donde se tienen las mediciones de los sistemas de RAF. Así mismo, usando las velocidades de la corriente superficial, calculamos la energía cinética, E_k , y la vorticidad relativa, ω , en los nodos de la malla del área de cobertura de los sistemas de RAF. Para cada nodo de la malla en la figura 2a se calculó el coeficiente de correlación entre las series de tiempo de la componente zonal (τ_x), la componente meridional (τ_y), el rotacional ($\nabla \times \boldsymbol{\tau}$) y la divergencia ($\nabla \cdot \boldsymbol{\tau}$) del esfuerzo del viento, con las series de tiempo de la E_k (figuras 4a-d) y de la ω (figuras 4e-h).

Los valores de correlación más altos se obtienen con la E_k (columna izquierda en la figura 4). El esfuerzo del viento en la dirección zonal presenta una correlación mayor (negativa) con la E_k al oeste de 94.7°W (figura 4a), es decir, donde la componente zonal es negativa y siendo la energía cinética positiva, implica que la componente zonal del esfuerzo del viento en dirección al oeste favorece a las corrientes. El campo promedio del esfuerzo del viento mostrado en la figura 1a ayuda a entender esta relación, ya que la componente zonal cambia de signo alrededor de 94.5°W y no coincide con el eje del viento o de máxima variabilidad ($\sim 95^\circ\text{W}$). En contraste, la distribución espacial de la correlación entre el esfuerzo meridional del viento y E_k (figura 4b) es más uniforme (también negativa) y sugiere un aumento de energía cinética en todo el dominio dado que τ_y es predominantemente negativa. Considerando que la energía cinética es definida positiva, las correlaciones mostradas en las figuras 4a y 4b permiten suponer que los aumentos

de la E_k están asociados con aumentos en la intensidad de las componentes del esfuerzo del viento en dirección negativa.

El rotacional del esfuerzo del viento en el Golfo de Tehuantepec es el más intenso en los mares mexicanos (Chelton, et al., 2001). Durante los *Tehuano*s, el rotacional es intenso y antisimétrico con respecto a el eje del viento. En consecuencia, la correlación espacial con la E_k (figura 4c) es positiva al este del eje del viento (donde el rotacional es positivo) y negativa al oeste (donde el rotacional es negativo), lo que revela que el $\nabla \times \boldsymbol{\tau}$ favorece la producción de la E_k en ambos lados del eje del viento. La distribución espacial de la correlación entre $\nabla \cdot \boldsymbol{\tau}$ y E_k es muy homogénea y positiva dentro del área de cobertura de los sistemas de RAF (figura 4d). Esto implica que la E_k y la divergencia del esfuerzo del viento son coherentes. Este resultado establece la importancia del efecto que produce la divergencia del esfuerzo del viento sobre la circulación oceánica en el GT, que puede ser tan significativa como la de τ_y y del $\nabla \times \boldsymbol{\tau}$.

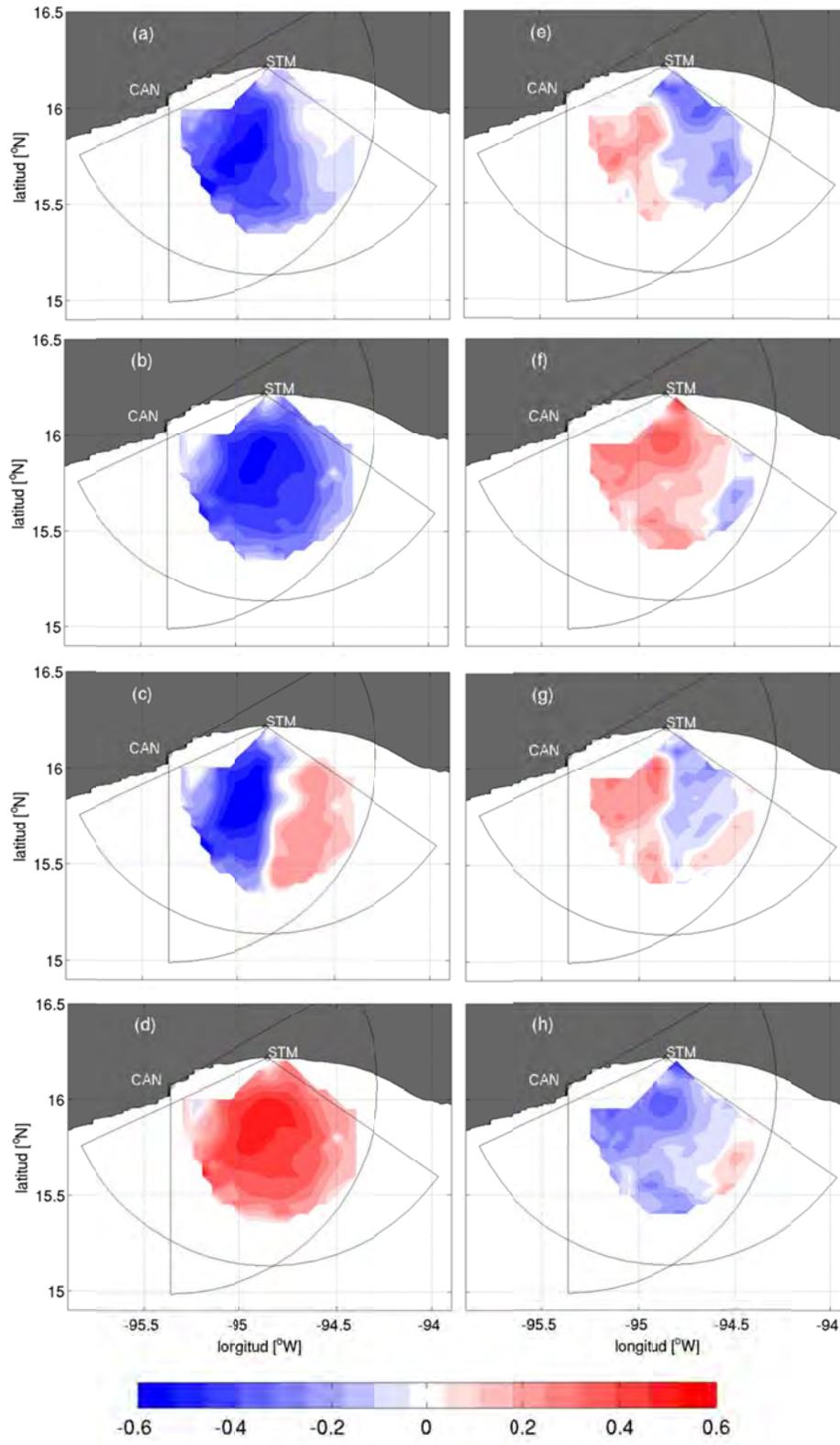


Figura 5. Mapas de correlación bidimensional entre a) τ_x , b) τ_y , c) $\nabla \times \tau$ y d) $\nabla \cdot \tau$ con E_k , y e) τ_x , f) τ_y , g) $\nabla \times \tau$ y h) $\nabla \cdot \tau$ con ω .

Las correlaciones espaciales entre las variables del esfuerzo del viento y la vorticidad relativa (figuras 4e-h), son de menor magnitud que las correspondientes con la energía cinética. No obstante, los valores de mayor correlación ocurren en la zona donde se ha identificado la generación de una estructura anticiclónica, es decir, en el lado oeste de la zona de cobertura de los sistemas de RAF. En particular destacan las correlaciones entre τ_y y ω (figura 4f), y entre $\nabla \cdot \tau$ y ω (figura 4h). Esto sugiere que el efecto más importante producido por el esfuerzo del viento sobre la ω es la formación de una estructura anticiclónica, ya que, hasta donde alcanzan las mediciones de corriente superficial, no existen evidencias de la generación de la contraparte ciclónica en el lado este de la región de cobertura si la respuesta de la circulación superficial ante eventos de viento fuera simétrica. En contraste con los resultados anteriores, se puede observar que los valores negativos de la correlación entre τ_x y el $\nabla \times \tau$ con la ω (figuras 4e y 4g) en la parte oriental son más grandes que los positivos en la parte occidental. Estos resultados permiten suponer que hay un efecto más significativo de τ_y y $\nabla \cdot \tau$ durante el periodo inicial de los eventos de viento, debido a que la dirección del viento es prácticamente hacia el sur, con una componente mínima en dirección paralela a la costa. A medida que los eventos de viento se desarrollan e intensifican, la dirección del viento cambia hacia el SSW debido al efecto de la fuerza de Coriolis, lo que aumenta el valor de la componente zonal y el rotacional negativo hacia el lado oeste. Lo anterior resulta en una mayor influencia del viento sobre las corrientes superficiales del océano en el lado oeste, donde se observa la generación de una estructura anticiclónica que posteriormente se desplaza con dirección suroeste.

6. Discusión

Con el objetivo de encontrar de forma integral el efecto del viento en la corriente superficial, la figura 5 muestra la variación temporal del rotacional y la divergencia del esfuerzo del viento (figuras 5a y 5b respectivamente) en el punto de máxima variabilidad de τ (ver figura 1a), con la variación temporal de la densidad espacial de energía cinética $E_k^* = \frac{1}{A} \int_A E_k dA$ y de vorticidad relativa $\omega^* = \frac{1}{A} \int_A \omega dA$ de la corriente superficial mostrados en las figuras 5c y 5d respectivamente. La serie de tiempo del rotacional del esfuerzo del viento presenta valores negativos durante los Nortes, mientras que la serie temporal de divergencia muestra oscilaciones de mayor frecuencia con cambios de signo (figuras 5a y 5b). Las figuras 5c y 5d muestran con claridad que los eventos de viento producen incrementos de E_k^* y de ω^* negativa. Cada una de las series temporales de las componentes (figura 1b), del rotacional y de la divergencia (figuras 5a y 5b) del esfuerzo del viento, se correlacionaron con las series de tiempo de E_k^* y ω^* para i) todo el periodo de mediciones, ii) durante los periodos de viento intenso del Norte y iii) únicamente para períodos de calma. Los resultados del análisis de correlación se muestran en la tabla 1, donde los valores en negritas presentan correlaciones que son estadísticamente significativas (al 95%). Se puede notar que las correlaciones incluyendo todos los datos son ligeramente mayores que únicamente los correspondientes a los Nortes, a excepción de la correlación entre τ_x y ω^* que deja de ser significativa durante Nortes. Tomando en cuenta lo anterior, la interpretación de los resultados para los periodos durante y fuera de Nortes es la siguiente:

La E_k^* presenta correlaciones relativamente altas (-0.52, -0.42) con las dos componentes del esfuerzo del viento. Dado que la energía cinética es definida positiva, estas correlaciones de signo negativo indican que los aumentos de E_k^* son causados por vientos hacia el SSW, es decir, con τ_x y τ_y negativas (ver figura 1b). Sin embargo, el hecho de que la magnitud de τ_y es mayor que la de τ_x sugiere que la E_k^* se genera principalmente por la componente meridional del esfuerzo del viento. En períodos de ausencia de vientos del norte o durante vientos débiles la correlación con la componente meridional se vuelve débil (-0.29) mientras que la correlación entre la E_k^* y la componente zonal del viento es aún importante (-0.45). Esto sugiere que fuera de eventos de viento existe una cierta contribución del viento zonal para disminuir la E_k^* , ya que la dirección del viento hacia el este es opuesta a la corriente costera que va hacia el oeste. El coeficiente de correlación entre $\nabla \times \boldsymbol{\tau}$ y la E_k^* solo es significativo durante los Nortes (-0.42). Por otro lado la relación entre $\nabla \cdot \boldsymbol{\tau}$ y la E_k^* es significativa tanto durante eventos de viento (0.42) como fuera de estos (0.37). Esto indica que durante los Nortes, el $\nabla \times \boldsymbol{\tau}$ negativo produce aumentos de energía cinética mientras que la divergencia del viento lo hace durante todo el tiempo.

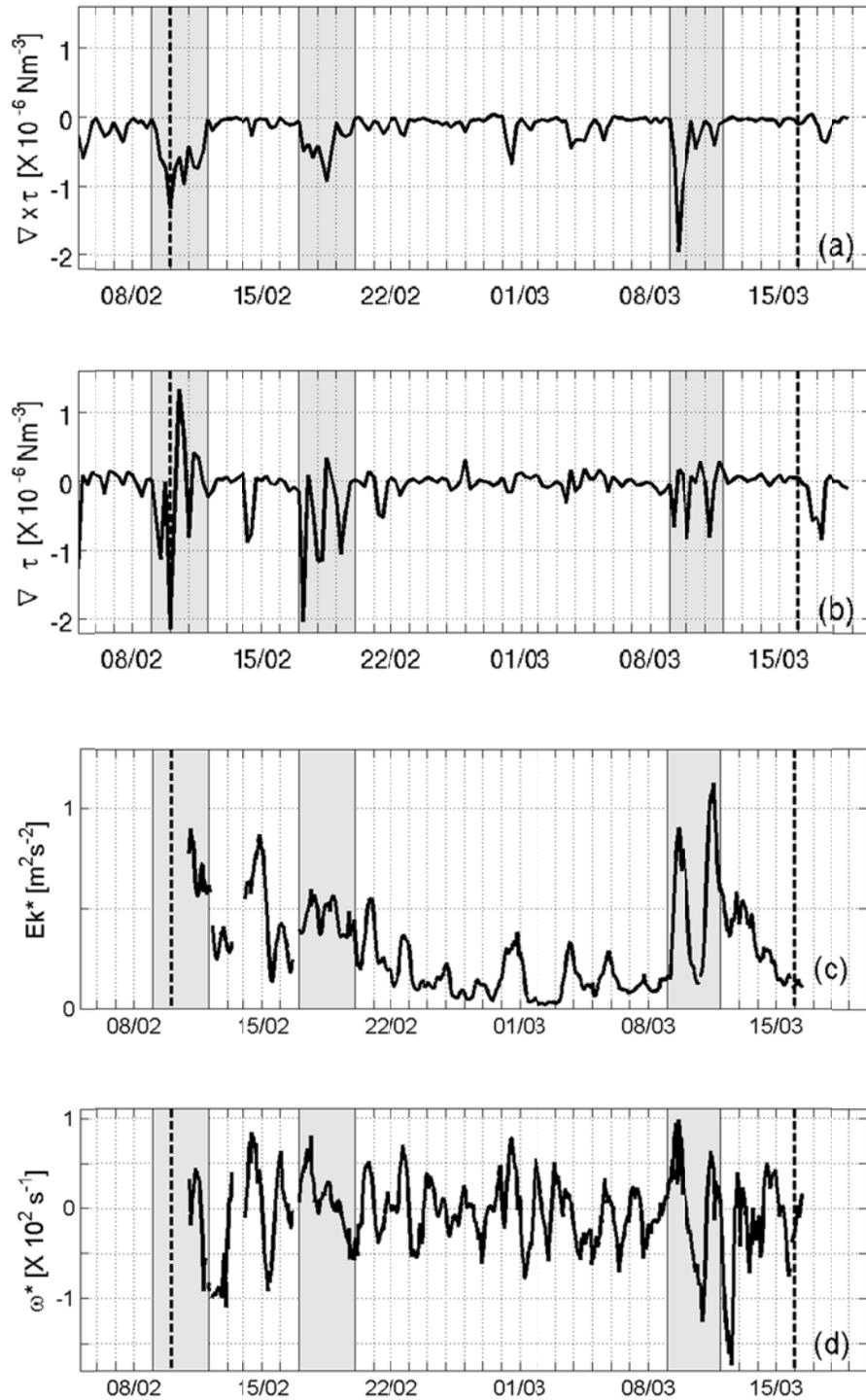


Figura 6. Series de tiempo de a) rotacional del esfuerzo del viento, b) divergencia del esfuerzo del viento, y la densidad espacial de c) Energía cinética (E_k^*) y d) vorticidad relativa (ω^*).

Tabla 1. Valores de correlación escalar de las series de tiempo de E_k^* y ω^* con las series de tiempo representativas de las componentes, rotacional y divergencia del esfuerzo del viento en el punto 15°N , 95°W . La correlación calculada se presenta al considerar todos los datos del período de mediciones, aquellos durante los eventos de viento y fuera de los eventos de viento. Los valores en negritas son estadísticamente significativos (al 95%).

	Todos los datos		Durante <i>Nortes</i>		Fuera de <i>Nortes</i>	
	E_k^*	ω^*	E_k^*	ω^*	E_k^*	ω^*
τ_x	-0.54	0.21	-0.52	0.16	-0.45	-0.11
τ_y	-0.46	0.43	-0.42	0.36	-0.29	0.02
$\nabla \times \tau$	-0.46	0.38	-0.42	0.33	-0.27	-0.26
$\nabla \cdot \tau$	0.45	-0.38	0.42	-0.32	0.37	0.09

Uno de los principales efectos del viento sobre el océano es la producción de vorticidad relativa. Se ha demostrado que la generación de remolinos de mesoescala en el GT está asociada directamente a los Nortes (Stumpf 1975, Stumpf y Legeckis 1977), los cuales han sido observados mediante imágenes satelitales (Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000, McClain *et al.* 2002, González-Silvera *et al.* 2004) y mediciones directas (Barton *et al.* 1993, Trasviña *et al.* 1995). Las observaciones que se presentan aquí corroboran la estrecha relación entre las componentes del esfuerzo del viento y la vorticidad relativa (ver figuras 1b y 5d). Los resultados muestran que la ω^* tiene muy baja correlación con la componente zonal del esfuerzo del viento durante Tehuanos (0.16) y fuera de eventos (-0.11) y ni siquiera alcanza valores estadísticamente significativos. El hecho de que la correlación de ω^* con τ_y es alta (0.36) durante los Nortes y nula (0.02) en ausencia de estos, muestra que la producción de vorticidad ocurre principalmente durante eventos de viento debida principalmente a la contribución de la componente meridional del esfuerzo del viento. Por otra parte, en ausencia de eventos, ω^* no muestra relación alguna con las variables asociadas al viento, lo cual permite suponer que existe otra fuente significativa, además del viento, que produce vorticidad relativa. Durante Nortes, la correlación entre ω^* y el rotacional del esfuerzo del viento es positiva (0.33) y entre ω^* y la divergencia del esfuerzo del viento es negativa (-0.32), siendo significativa en ambos casos. Fuera de los eventos de viento, los valores de correlación son bajos (-0.26 y 0.09). Estos resultados indican que los aumentos de ω^* durante los eventos de viento, están relacionados con aumentos del rotacional y divergencia del esfuerzo del viento negativos y positivos respectivamente. Lo anterior comprueba nuevamente la importancia que puede tener la divergencia del esfuerzo del viento sobre la circulación superficial, llegando a ser tan significativa como la del rotacional del esfuerzo del viento.

7. Conclusiones

Este capítulo presenta observaciones de corrientes y temperatura superficial obtenidas frente a la costa del Golfo de Tehuantepec y muestran la variabilidad temporal del océano cerca de la costa en un periodo de tiempo donde se presentan fuertes eventos de viento. La circulación costera en invierno después de un evento Tehuano se organiza de manera persistente en un flujo que va de este a oeste, con una velocidad promedio de $\sim 0.4 \text{ ms}^{-1}$, lo cual provoca la entrada de una masa de agua cálida al GT. Esta corriente que entra por el este es muy persistente durante el periodo de observaciones y está asociada con una zona de baja variabilidad hacia el este frente a la costa. Este resultado es congruente con el trabajo de Barton *et al.* (2009) quienes reportan la presencia de una corriente costera de $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$ de hasta 100 km de ancho durante invierno. De manera más reciente, los resultados de Flores-Vidal *et al.*, (2011) muestran que esta corriente es persistente durante todo el año. Durante el inicio de los eventos de viento se observó que la corriente costera superficial se desvía hacia el suroeste y está asociada con un descenso en la temperatura superficial por debajo del eje del viento. Conforme se desarrollan dichos eventos, la corriente del lado oeste se invierte de tal forma que genera convergencia costera con la corriente que entra por el este. Ambas corrientes convergen en la parte norte del Golfo y fluyen hacia el sur por debajo del eje del viento. En el lado oeste se aprecia parte de la formación de una estructura anticiclónica que captura una mancha de agua fría producto de la surgencia y la mezcla producidas por el viento, mientras que en el lado opuesto no se aprecia la formación de su contraparte ciclónica, por lo menos no dentro del área de cobertura de los sistemas de RAF. Esta dinámica forzada por el viento es otro resultado de nuestras mediciones que está de acuerdo con el trabajo de Barton *et al.*, (2009).

A diferencia de lo reportado por Trasviña y Barton (2008) para la circulación de verano donde se muestra la presencia de una estructura en forma de dipolo, en las observaciones de invierno no se puede distinguir la formación del remolino ciclónico en el lado este del GT dentro del área de cobertura de los sistemas de RAF, aun cuando usamos imágenes de TSM para especular más allá de la zona de cobertura de los sistemas de RAF. Podemos suponer que la principal discrepancia que produce esta respuesta es la diferencia entre la duración e intensidad de los eventos de viento, los cuales son más duraderos pero de menor intensidad en verano ($\sim 10 \text{ ms}^{-1}$) con respecto a los “pulsos” de invierno que duran de dos a tres días pero alcanzan valores de hasta 18 ms^{-1} .

Hasta la fecha, los remolinos generados en el GT han sido estudiados una vez que se han formado (Trasviña *et al.* 1995) y cuando ya es posible identificarlos con imágenes satelitales debido a que se encuentran lejos de la costa. Sin embargo, no se ha establecido de forma clara cuáles son los mecanismos físicos que generan dichos remolinos y el motivo por el cual no son iguales en tamaño e intensidad. Los resultados que se presentan aquí apoyan la hipótesis planteada de que la asimetría entre las características de ambos remolinos es producida, o al menos intensificada, por la presencia de la corriente costera observada, la cual no ha sido considerada en trabajos anteriores donde se discute la formación y evolución de los remolinos.

Los resultados de los cálculos de correlación, que consideran por primera vez la componente del viento paralela a la costa y la divergencia del esfuerzo del viento, indican que la energía cinética de la corriente superficial está bien relacionada con la variabilidad del esfuerzo del viento durante todo el periodo de mediciones y durante los Nortes. Sin embargo, en ausencia de eventos de viento, la correlación es mucho mayor utilizando sólo la componente zonal del esfuerzo, lo cual permite suponer una acción directa sobre la circulación, al debilitar la corriente costera que va hacia el oeste y por tanto producir una disminución en la energía cinética. Por otra parte, la

vorticidad relativa sólo tiene correlaciones altas con la componente normal a la costa, el rotacional y la divergencia del esfuerzo del viento durante todo el periodo de mediciones y durante los Nortes, lo cual implica que los aumentos significativos observados en la vorticidad relativa negativa se producen durante los eventos de viento.

A partir de este estudio podemos señalar que la circulación costera en el Golfo de Tehuantepec está también relacionada con la componente zonal del esfuerzo del viento. Por otra parte, la importancia aparente de la divergencia del esfuerzo del viento sugiere la influencia de otros mecanismos implicados, además del bombeo y el transporte de Ekman así como la mezcla turbulenta, que son bastante atractivos para ser estudiados en un futuro para tener un entendimiento completo de los procesos que producen el enfriamiento observado en la superficie.

Capítulo 2

Respuesta asimétrica por viento normal a la costa en el Golfo de Tehuantepec, México

FA Velázquez-Muñoz, JA Martínez y R Durazo

1. Resumen

En este trabajo se presenta la solución analítica de un modelo de 1 ½ capas que describe la respuesta del océano al forzamiento de un viento normal a la costa. Para forzar el modelo se usó una sección zonal de viento que incluye las componentes normal y paralela a la costa. De esta forma podemos representar un flujo con las características de los eventos de viento conocidos como Nortes, que se presentan en lugares como el Golfo de Tehuantepec, México, y de manera similar en el Golfo de Papagayo, Nicaragua y el Golfo de Panamá. Se estudiaron los casos cuando el viento se comporta en forma inercial o en forma de abanico. Estas son dos importantes características encontradas en los campos de viento de Tehuantepec, consecuencia del acanalamiento que sufre en el paso a través de las montañas, y que al salir al mar, la fuerza de Coriolis y el gradiente de presión modifican para darle esa forma. Si el viento es inercial, la solución muestra que el desplazamiento de la interfaz en ambos lados del eje del viento es de la misma magnitud, pero en sentido contrario (antisimétrica). Cuando el campo de viento es en forma de abanico, la solución analítica muestra asimetría en el ancho del desplazamiento, siendo mayor a la izquierda del viento (este) y menor a la derecha del viento (oeste). Estos resultados no apoyan la hipótesis planteada por Clarke (1988), quien propone que la trayectoria inercial que sigue el viento es la causa principal de la respuesta asimétrica observada en el océano. En su lugar se muestra que el efecto causado por la forma de abanico al incluir la componente zonal (paralela a la costa) y la divergencia del viento contribuye significativamente a la asimetría observada.

2. Introducción

La dinámica costera en el Golfo de Tehuantepec, situado en el extremo sureste del Pacífico Mexicano, es fuertemente influenciada por una serie de eventos de viento que tienen una duración de 1 a 6 días. Estos eventos de viento conocidos como Nortes o Tehuanos, se generan por la diferencia de presión atmosférica entre el Golfo de México y el Océano Pacífico. Como resultado, existe un flujo de viento a través del Istmo de Tehuantepec que se extiende hasta 400 km fuera de la costa, con un ancho de 100 km y que alcanza velocidades del orden de 100 km h^{-1} (Steenburgh et al. 1998; Romero-Centeno et al. 2003).

Las observaciones de Barton et al. (1993) y Trasviña et al. (1995), muestran que el viento que sopla de tierra a mar en el Golfo de Tehuantepec (GT) produce arrastre en la capa superficial hacia mar adentro. Además, se produce también un intenso enfriamiento por debajo del chorro de viento y frente a la costa. Asociado al enfriamiento superficial, en el interior del océano se produce un desplazamiento de las isotermas que ha sido explicado en términos del Bombeo de Ekman (Lavín et al. 1992; Willett et al. 2006).

El efecto del viento sobre el GT ha sido documentado ampliamente (Barton et al. 1993; Trasviña et al. 1995; Barton et al. 2009; entre otros). Un rasgo característico del océano sometido a vientos intensos como los Tehuanos, es la generación asimétrica de un par de remolinos contrarrotantes, de tal manera que el anticiclónico (formado al oeste del GT) resulta más intenso que el ciclónico (formado al este del GT). En un esfuerzo por explicar esta asimetría, Mc Creary et al. (1988) utilizan un modelo de gravedad reducida con un viento simétrico. En ese trabajo, la respuesta del océano es simétrica, de tal manera que requiere incluir un abordamiento

(*entrainment*) capaz de producir una respuesta asimétrica. Clarke (1988) estima que el abordamiento incluido por McCreary et al. (1989) es energéticamente poco factible ya que requiere un esfuerzo del viento demasiado grande. De acuerdo con los resultados de Clarke (1988), la respuesta interna del océano ante un flujo de viento normal a la costa consiste en un desplazamiento de las isotermas antisimétrico respecto al eje del viento, es decir, el desplazamiento en ambos lados es del mismo tamaño pero en sentido opuesto. En el mismo trabajo se sugiere que el desplazamiento asimétrico puede ser causado por el viento inercial.

En este trabajo se muestran los resultados de un modelo analítico de 1 ½ capas que es forzado con las características naturales del viento en el Golfo de Tehuantepec. Se obtienen por separado las soluciones para un océano forzado con un viento idealizado que puede ser inercial o en forma de abanico. Estas características en la forma del campo de viento son señaladas por Trasviña y Barton (2008), quienes lo describen como un abanico que cambia de dirección por la acción de la fuerza de Coriolis. Aunque los eventos de verano son de menor magnitud que los de invierno, Trasviña y Barton (2008) mencionan que tienen la capacidad de generar remolinos, y muestran la formación de una estructura dipolar donde hay rasgos de asimetría.

La forma que adquiere el viento al salir del paso de Chivelas hacia el Océano Pacífico es descrito por Steenburgh et al. (1998) mediante el balance de momento entre el gradiente de presión y la aceleración de Coriolis. Bourassa et al. (1999) muestran que el viento en Tehuantepec es inercial mediante pseudotrayectorias del viento, aunque sucesos inusuales como huracanes, pueden influir para que el flujo de viento se vuelva no-inercial. Sus resultados muestran un ejemplo cuando el viento que sale del GT sigue trayectorias que se separan, como en un abanico.

La figura 6 muestra el promedio temporal del viento considerando únicamente los eventos intensos ($>25 \text{ ms}^{-1}$ ó 1.0 Nm^{-2} sobre el punto de máxima varianza en 95°W , 15°N) en el periodo 2000 a 2008 obtenido del producto Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP. Hoffman 1984; Atlas et al. 1996). Se puede ver que al este de 95°W , la dirección del viento es al sur, mientras que en el lado oeste la curvatura aumenta incrementando la componente zonal del esfuerzo del viento.

A diferencia de trabajos anteriores relacionados con la respuesta del océano por flujos de viento normal a la costa, en este estudio se muestra por primera vez un resultado donde se incluyen ambas componentes del viento.

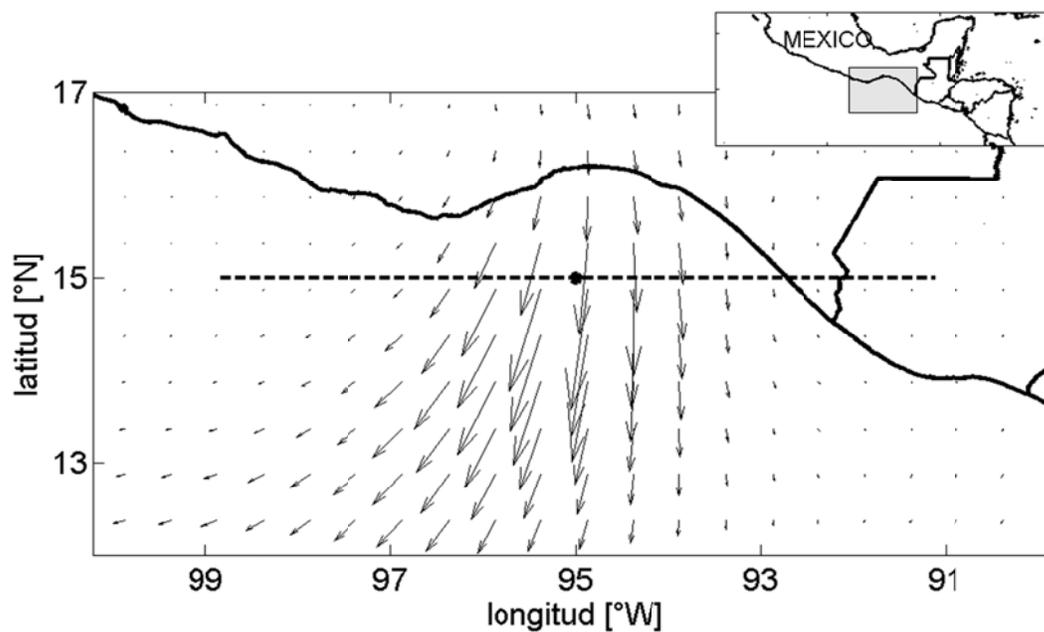


Figura 7. Promedio temporal del campo de viento obtenido del producto CCMP de 2000 – 2008 para valores de $|\tau| \geq 1.0 \text{ Nm}^{-2}$ en 95°W , 15°N (punto negro) frente a Tehuantepec. A lo largo de la línea horizontal discontinua se toman las secciones de promedio temporal.

3. Modelo analítico

El modelo usado es el de 1 ½ capas propuesto por Clarke (1988), pero reteniendo ambos términos del forzamiento, con lo que obtenemos

$$h_{,yyt} - \frac{h_t}{a^2} = -\frac{1}{\rho c^2} \left[f \nabla \times \tau + \frac{\partial}{\partial t} \nabla \cdot \tau \right] \quad (1),$$

donde h es el desplazamiento de la interfaz respecto al estado inicial, f es el parámetro de Coriolis, c es la velocidad de fase de las ondas gravitatorias internas, a ($=c/f$) es el radio de deformación baroclínico, ρ es la densidad de la capa superficial, y τ el esfuerzo del viento. Al igual que en Clarke (1988) el eje y es positivo en la dirección este (paralelo a la costa) y el eje x es positivo en la dirección sur, que es perpendicular a la costa y paralelo al eje mayor del viento. Se supone que no hay variación del viento en dirección perpendicular a la costa.

Para justificar el uso de ambas componentes del viento, calculamos las componentes del esfuerzo (τ_x , τ_y) siguiendo a Large y Pond (1981) y después los términos del lado derecho de (1) $f \nabla \times \tau$ y $\partial_t \nabla \cdot \tau$. En la figura 7a se muestra el promedio temporal de (τ_x , τ_y) en función de la longitud y en la figura 7b, el de los dos términos del forzamiento, es decir, el lado derecho en (1). Ambos promedios corresponden al periodo 2000 – 2008 en el punto de máxima varianza (95°W, 15°N mostrado en la figura 6) y se han considerado únicamente los valores de la componente normal a la costa con valores mayores a 1.0 Nm⁻² (velocidad ~25 ms⁻¹) hacia el sur. Se puede notar que tanto τ_y (línea delgada en figura 7a) como el término de divergencia del viento (línea delgada en figura 7b) no son despreciables comparados con τ_x (línea gruesa en figura 7a) y el término del rotacional del viento (línea gruesa en figura 7b), por lo que su efecto sobre la respuesta del GT a

los eventos de viento puede ser importante. Otro aspecto importante a considerar, es que no encontramos en la literatura trabajos donde se hable de la importancia de la componente paralela a la costa y la divergencia del esfuerzo del viento en el Golfo de Tehuantepec.

Si suponemos que la componente del esfuerzo del viento normal a la costa (τ_x) es igual a la usada por Clarke (1988) y con el propósito de analizar el efecto que produce incluir la componente del viento paralela a la costa (τ_y), consideramos que para un perfil de viento inercial las componentes son

$$\begin{aligned}\tau^x &= \tau_o^x(t) \cos(ky) \\ \tau^y &= -\tau_o^y(t) \cos(ky)\end{aligned}\tag{2a}$$

y para un perfil de viento en forma de abanico,

$$\begin{aligned}\tau^x &= \tau_o^x(t) \cos(ky) \\ \tau^y &= \tau_o^y(t) \sin(ky)\end{aligned}\tag{2b}$$

En ambos casos el viento está definido únicamente en el intervalo $|y| \leq \pi/2k$, donde k es la escala espacial de variación del viento y $(\tau_o^x(t), \tau_o^y(t))$ son las componentes de la amplitud del esfuerzo del viento en función del tiempo. En la figura 8 se muestran secciones longitudinales de los términos del forzamiento: inercial (figura 8a) y de abanico (figura 8b) calculados a partir de las definiciones (2a) y (2b), respectivamente. Note que para el viento inercial ambas componentes de los términos del forzamiento son antisimétricas respecto a $y = 0$, mientras que para el viento en forma de abanico, el término del esfuerzo que incluye la divergencia del viento (línea delgada) es simétrico.

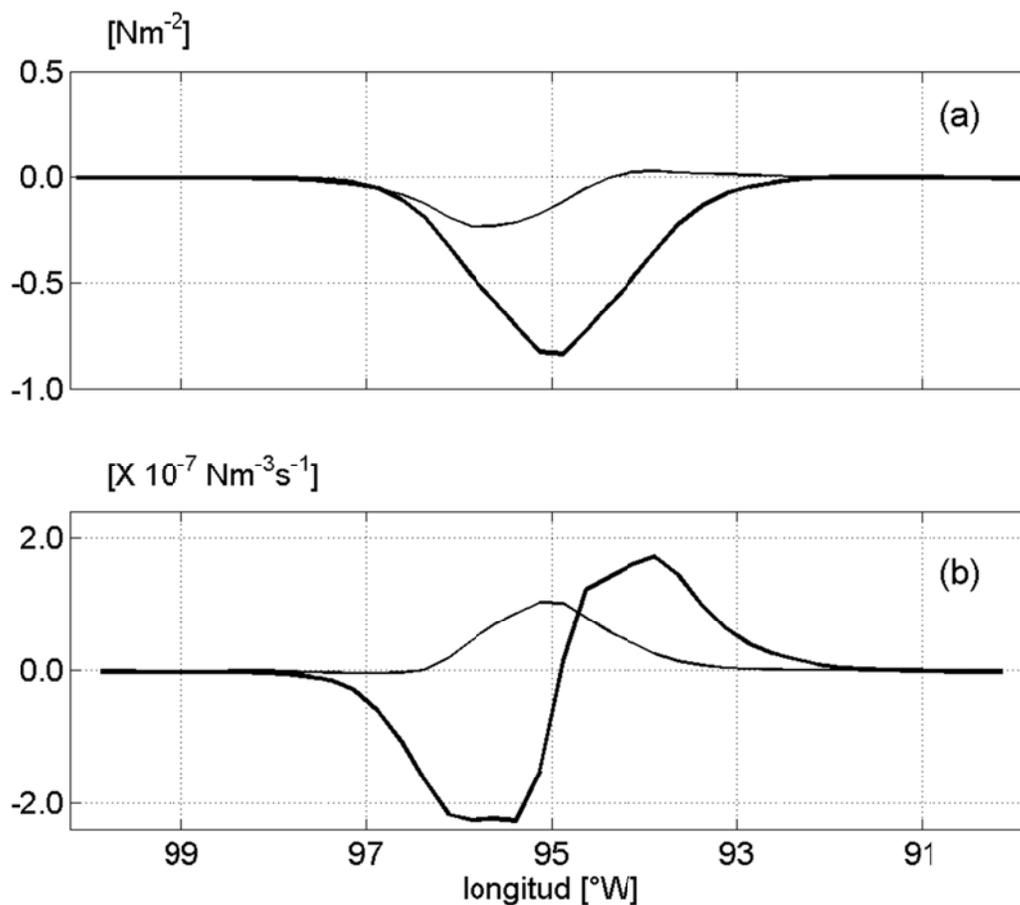


Figura 8. Promedio temporal de (a) las componentes zonal (línea delgada) y meridional (línea gruesa) del esfuerzo del viento y (b) los términos del forzamiento ($\partial/\partial t \nabla \cdot \tau$ línea delgada y $f \nabla \times \tau$ línea gruesa) calculados a partir de los datos del producto CCMP a lo largo de 15°N.

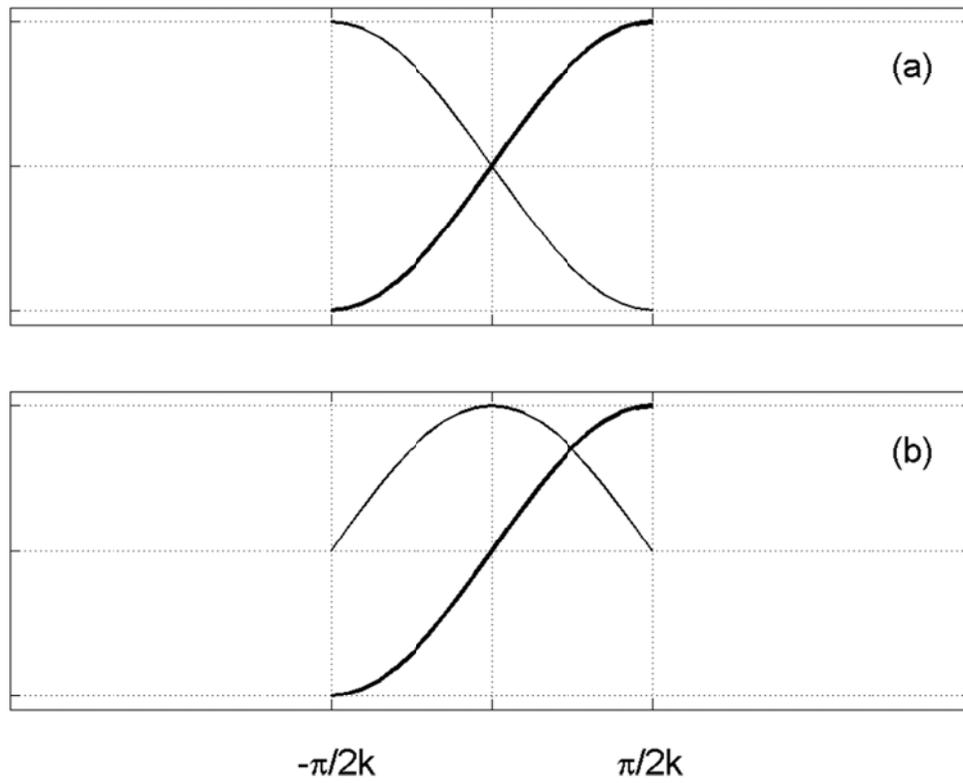


Figura 9. Sección zonal en $[-\pi/2k, \pi/2k]$ de los términos del forzamiento usados para el caso (a) inercial y (b) en forma de abanico.

4. Resultados y Discusión

Los eventos de viento definidos en las ecuaciones (2) representan un viento inercial como el sugerido por Clarke (1988) o en forma de abanico que concuerdan muy bien con las observaciones mostradas en las figuras 6 y 7. En esta sección se muestra la solución de la ecuación (1) para los dos casos de forzamiento por viento definidos en (2a) y (2b). La solución general de (1) se obtiene de una parte homogénea más una particular para $|y| \leq \pi/2k$ y solo homogénea para $|y| \geq \pi/2k$. La condición de acoplamiento es que la solución coincida en $y = \pm\pi/2k$ es decir, $h_t(y \rightarrow \pm\pi/2k)_{izq} = h_t(y \rightarrow \pm\pi/2k)_{der}$. Fuera de la zona de viento ($|y| \geq \pi/2k$) la solución decae, de tal manera que $h_t(y \rightarrow \pm\infty) = 0$.

Para el caso de viento inercial, el desplazamiento de la interfaz que se obtiene considerando las dos componentes del esfuerzo del viento definidas por (2a) es

$$\begin{aligned} h(t) &= D(t) \sin(ky) & |y| < \pi/2k \\ h(t) &= -D(t) \exp[(y + \pi/2k)/a] & y < -\pi/2k \\ h(t) &= D(t) \exp[(-y + \pi/2k)/a] & y > \pi/2k \end{aligned} \quad (3a),$$

donde

$$D(t) = \frac{fk}{\rho_1 c^2 (k^2 + a^{-2})} \left[\int \tau_o^x dt + \frac{1}{f} \tau_o^y \right] \quad (3b)$$

La figura 9a (línea discontinua) muestra la solución del desplazamiento de la interfaz, h , obtenida por Clarke (1988), la cual es antisimétrica alrededor de $y=0$ y se obtuvo haciendo $\tau_o^y=0$ en (3b).

La solución (3) obtenida al considerar ambas componentes del viento se muestra en la figura 9a

(línea continua). En este caso la componente zonal del viento amplifica el desplazamiento de la interfaz manteniendo la antisimetría respecto a $y = 0$. Cabe notar que la componente zonal del viento ha sido poco estudiada debido a que es en general más débil que la componente meridional asociada a los Tehuanos. La componente normal a la costa de la velocidad en la capa superficial se puede obtener mediante $u = g'h_y / f$ (ecuación 16 en Clarke 1988), se muestra en la figura 9(b) (línea continua). Igual que para h , esta solución solo es amplificada en relación a la obtenida por Clarke (1988) (línea discontinua), siendo también simétrica respecto a $y = 0$, con valores máximos hacia fuera de la costa ($u > 0$) en el centro y flujos hacia la costa ($u < 0$) en los extremos. Esto muestra que en este modelo lineal el viento inercial no produce una respuesta asimétrica en el océano (más intensa en el W que en el E) como en las observaciones.

Al incluir en el forzamiento de la ecuación (1) las componentes del esfuerzo del viento definido en (2b) para un perfil de viento en forma de abanico, obtenemos la solución

$$\begin{aligned}
 h(t) &= \frac{k^2 a A \tau_o^y}{\rho_1 c^2 (k^2 + a^{-2}) B} + \frac{fk}{\rho_1 c^2 (k^2 + a^{-2})} \left[\int \tau_o^x dt \sin(ky) + \frac{1}{f} \tau_o^y \cos(ky) \right] & |y| < \pi/2k \\
 h(t) &= \left[\frac{k^2 a A \tau_o^y}{\rho_1 c^2 (k^2 + a^{-2}) B} + \frac{fk}{\rho_1 c^2 (k^2 + a^{-2})} \int \tau_o^x dt \right] \exp[(y + \pi/2k)/a] & y < -\pi/2k \\
 h(t) &= \left[\frac{k^2 a A \tau_o^y}{\rho_1 c^2 (k^2 + a^{-2}) B} + \frac{fk}{\rho_1 c^2 (k^2 + a^{-2})} \int \tau_o^x dt \right] \exp[(-y + \pi/2k)/a] & y > \pi/2k
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

donde $A = \exp(y/a) - \exp(-y/a)$ y $B = \exp(\pi/2ak) - \exp(-\pi/2ak)$. Esta solución muestra asimetrías respecto al eje y , siendo consistente con las observaciones descritas por Trasviña et al. (1995). En la figura 10a podemos observar que hay diferencias en el ancho del desplazamiento de la

interfaz, dado que la solución (4) cruza por $h = 0$ cuando $y < 0$ (siendo más angosto del lado izquierdo). Asociado a esta variación de la interfaz, en la figura 10b la solución para la velocidad también muestra una notoria asimetría alrededor de $y = 0$, ya que el máximo está en $y < 0$.

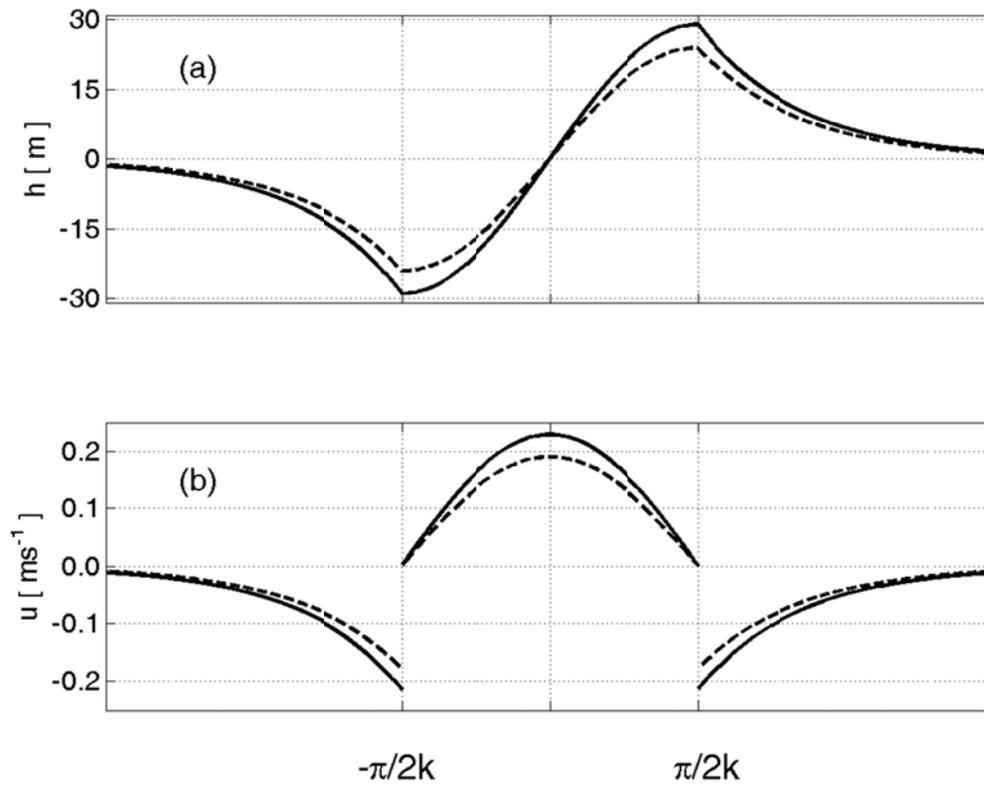


Figura 10. Solución del desplazamiento de la interfaz h y velocidad normal a la costa u en la capa superficial obtenida en el caso para el viento inercial. La línea discontinua corresponde a la solución de Clarke (1988).

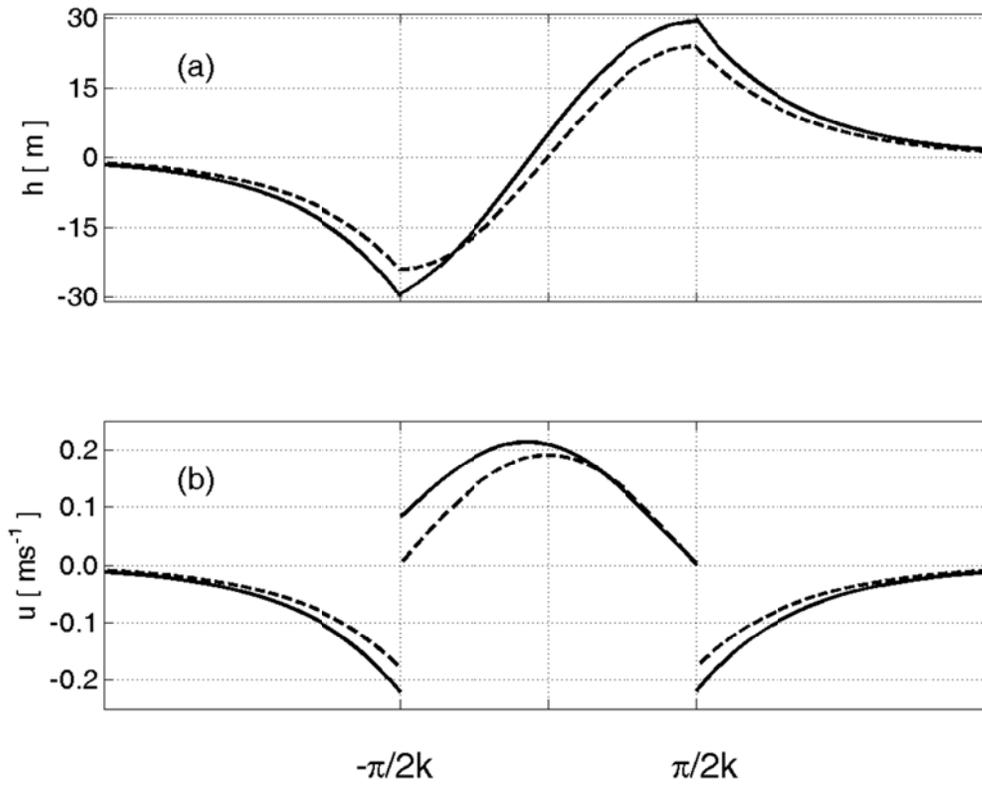


Figura 11. Solución del desplazamiento de la interfaz h y velocidad normal a la costa u en la capa superficial obtenida en el caso para el viento en abanico. La línea discontinua corresponde a la solución de Clarke (1988).

Como resultado, el máximo de la velocidad en dirección hacia fuera de la costa se ha desplazado ligeramente hacia el lado izquierdo, de tal manera que coincide con $h = 0$.

En los límites del intervalo $y = \pm\pi/2k$ donde actúa el viento, hay un mayor corte de velocidad entre el flujo hacia fuera con el que van hacia la costa. El mayor cizallamiento en el lado Oeste favorecerá la circulación anticiclónica. Este resultado es consistente con las diferencias entre remolinos ciclónicos y anticiclónicos reportadas de modelos numéricos (McCreary et al 1989) y observaciones (Palacios y Bograd 2005; Trasviña y Barton 2008) en cuanto a que el remolino anticiclónico domina la respuesta del océano. La mayor anchura en el desplazamiento de la interfaz en el lado este, está asociada al remolino ciclónico que se forma de ese lado, mientras que el remolino anticiclónico que se forma en el lado opuesto es de menor diámetro y está relacionado a un hundimiento de la interfaz más angosto pero de la misma amplitud y signo contrario que el ciclónico. Las diferencias encontradas en la velocidad de la capa superficial a lo largo de la línea paralela a la costa también son consistentes con las observadas. En los resultados de mediciones de corriente superficial (Trasviña y Barton 2008) se muestra el proceso de generación de remolinos por el viento local. Se puede apreciar que por debajo del eje del viento hay una corriente hacia fuera de la costa, mientras que por ambos lados hay una flujo más débil hacia la cabeza del Golfo, lo cual es consistente con nuestros resultados.

La respuesta asimétrica en el desplazamiento de la interfaz y en la velocidad puede ser predicha a partir de los términos del forzamiento de (1), los cuales se muestran en la figura 11. Para el caso de viento en forma de abanico en $[-\pi/2k, \pi/2k]$, el término del rotacional del viento, $f \int \tau_o^x dt \sin(ky)$, es antisimétrico, mientras que el término de la divergencia, $\tau_o^y \cos(ky)$, es simétrico, por lo que la raíz de la suma de ambos términos está desplazada del origen.

Sustituyendo los términos del esfuerzo para el caso de viento en forma de abanico de (2a) en el

lado derecho de (1) e igualando a cero, se obtiene $y_o = -\frac{1}{k} \operatorname{tg}^{-1} \left(\frac{\tau_o^y}{f \int \tau_o^x dt} \right)$, que es la raíz donde h

$= 0$ para la solución (4) en $|y| \leq \pm \pi/2k$. Este valor de la raíz siempre es negativo y depende de τ_o^y

y la $\int \tau_o^x dt$. Se puede notar que cuando $f \int \tau_o^x dt \gg \tau_o^y$, $y = 0$, lo cual implica que es mínima la

componente del viento paralela a la costa y se obtienen una respuesta antisimétrica para h y

simétrica para (u) .

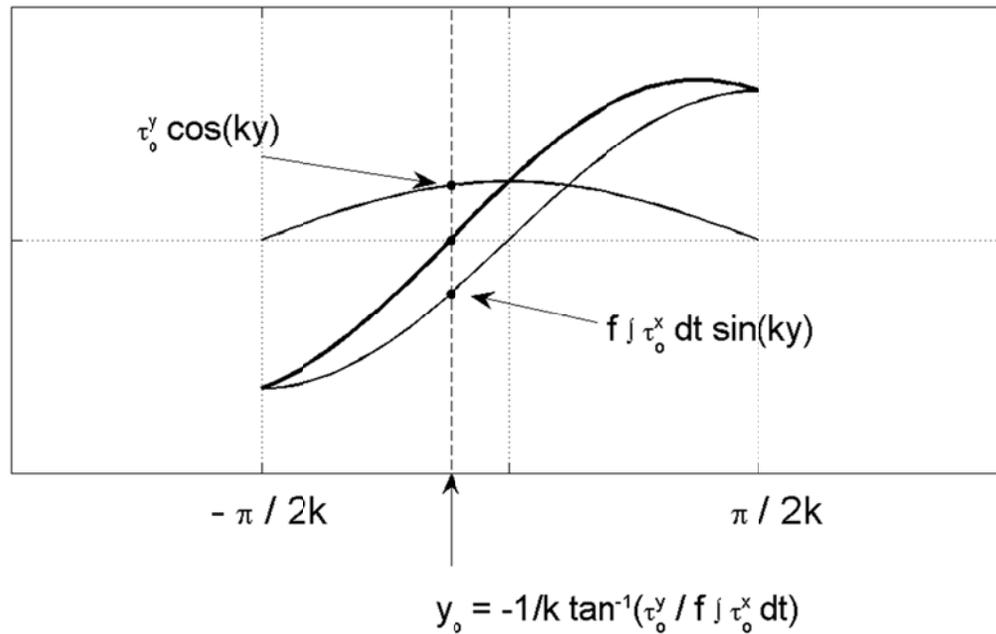


Figura 12. Suma de los términos del forzamiento de la ecuación (1) para el caso de viento en forma de abanico definido en (2b). La línea vertical discontinua indica el cruce por cero de la suma de forzamientos, el cual coincide con el máximo del desplazamiento de la interfaz h y la velocidad u de la Figura 10.

5. Conclusiones

En este trabajo utilizamos un modelo analítico lineal de $1 \frac{1}{2}$ capas para estudiar la respuesta del océano ante un viento normal a la costa, como los que se presentan en el Golfo de Tehuantepec, México. Para tener una representación más realista del campo de viento, retuvimos la componente del esfuerzo del viento en dirección paralela a la costa para simular un campo de viento que puede ser inercial o en forma de abanico.

A diferencia de lo propuesto por Clarke (1988), nuestros resultados muestran que un viento inercial no produce asimetría en la respuesta del océano, mientras que un perfil en forma de abanico sí lo hace. Las características de asimetría que se obtienen al incluir en el modelo un viento en forma de abanico, sugieren que el viento produce corrientes superficiales con mayor vorticidad negativa (anticiclónica) en el lado Oeste. En el lado Este, también se genera vorticidad positiva (ciclónica) aunque es un poco más débil en magnitud que en el lado Oeste. Entre otras causas, esta preferencia anticiclónica, característica únicamente de la forma del viento coincide con las diferencias de tamaño e intensidad entre los remolinos que forman el dipolo reportadas en la literatura. Por ejemplo, Trasviña y Barton (2008) muestran con boyas de deriva que los eventos de viento de baja intensidad y larga duración que se presentan en verano (no tan intensos como los de invierno) tienen la capacidad de producir una estructura dipolar frente a la costa del Golfo de Tehuantepec. Esta estructura es asimétrica en cuanto al tamaño e intensidad de los remolinos. Los resultados de mediciones de corriente superficial del trabajo de Velazquez-Muñoz et al. (2011-A) muestran que en invierno los eventos de viento únicamente producen una estructura anticiclónica en el lado oeste del golfo, la cual está bien relacionada con los patrones de temperatura superficial. Hacia el lado este del golfo no se aprecia la formación de algún

remolino ciclónico por la acción del viento. Los resultados del estudio numérico mostrados en el Capítulo 3 revelan la formación de un remolino anticiclónico en el Oeste del GT, y uno ciclónico mucho más débil en el Este. En el trabajo anterior se muestra que la alta disipación ocasionada por la ancha plataforma, la presencia de la costa y la influencia de una corriente costera al este del Golfo contribuyen a la asimetría observada.

A partir del forzamiento para el viento en forma de abanico, se obtuvo una solución del corrimiento de la asimetría encontrada. En términos de las componentes del esfuerzo del viento, se puede determinar la raíz del desplazamiento de la interfaz y el punto de máxima velocidad hacia fuera de la costa, los cuales siempre son negativos. Estos resultados deben ser explorados con más detalle mediante comparación con observaciones para establecer rasgos de asimetría entre la respuesta del océano y el forzamiento del viento.

Capítulo 3

Estudio numérico de la circulación forzada por el viento en el Golfo de Tehuantepec, México.

FA Velázquez-Muñoz, JA Martínez y R Durazo

1. Resumen

En este capítulo estudiamos algunas de las características de la corriente de mesoescala forzada por el viento en el Golfo de Tehuantepec, México. Usamos un modelo numérico tridimensional de ecuaciones primitivas con topografía y viento “realistas”. A partir de una condición inicial de reposo, estratificación independiente de la horizontal y forzando únicamente con el viento, encontramos que en pocos días (~ 20) se establecen los principales rasgos observados de la circulación en la zona, lo cual establece la importancia del viento sobre la dinámica local. Los resultados mostraron que la corriente superficial tiene características de energía cinética y vorticidad relativa similares a las de las corrientes medidas con Radares de Alta Frecuencia en el área de estudio. También encontramos que el promedio del nivel del mar y de la temperatura superficial en el modelo son consistentes con mediciones satelitales de altimetría y temperatura superficial.

Nuestros resultados muestran que el modelo desarrolla una respuesta asimétrica en ambos lados del eje del viento, formando sólo un remolino anticiclónico en el lado Oeste del Golfo de Tehuantepec. Esta respuesta asimétrica se explica mediante el balance de términos de las ecuaciones del modo externo (promedio en la vertical). Se observó que el balance geostrófico ($Coriolis + GradPres \approx 0$) domina la dinámica y es asimétrico con respecto al eje del viento. En el oeste el balance es parte de un remolino anticiclónico casi geostrófico. En el este, la presencia de la plataforma ancha y de la costa, dan lugar a que el balance geostrófico se altere de tal manera que otros términos cobren importancia. Los términos de menor orden de magnitud también mostraron esta asimetría, siendo importantes en el lado oeste donde se forma el remolino anticiclónico y junto a la costa, influenciados por la disminución en la profundidad.

Esto agrega información alternativa a la descripción existente (estacionaria y con viento uniforme) de la respuesta del océano a los Nortes y complementa la explicación de la asimetría.

El viento utilizado para forzar el modelo contiene mucha de la variabilidad temporal permitiéndonos ver las diferencias en duración, intensidad y frecuencia entre eventos de viento. Encontramos que estas variaciones en el viento están asociadas a las variaciones de energía cinética y vorticidad relativa en las mediciones y en el modelo. Con el fin de explicar esta respuesta, realizamos simulaciones numéricas simplificadas para investigar el efecto de la duración y separación entre eventos. Los resultados mostraron que la inyección de energía por el viento es máxima si la duración del evento coincide con el periodo inercial local de ~ 2 días, resultando en una respuesta más energética que en un evento de mayor duración. También se encontró que el intervalo de tiempo entre los eventos de viento es importante para explicar algunas observaciones donde la E_k muestra una relación inversa con la intensidad del viento. Inclusive, puede ser más importante que la duración de los eventos.

2. Introducción

Desde hace décadas, la dinámica del océano en el Golfo de Tehuantepec, México, ha recibido una atención especial por parte de la comunidad científica. En este lugar del Pacífico Tropical Oriental (PTO) se presentan fenómenos atmosféricos de viento, conocidos como Nortes o Tehuanos (Steenburgh et al. 1998) que influyen significativamente en la circulación del mar. Además resulta afectada por el paso de huracanes, y es reconocida como una zona de alta productividad (McClain et al. 2002; Gonzales-Silvera et al. 2004).

La mayoría de los trabajos en el Golfo de Tehuantepec se ha centrado en el estudio de los vientos intensos (Chelton et al. 2000), sobre la generación de un gran número de remolinos (Palacios y Bograd 2005; Zamudio et al. 2006) y del efecto de los vientos sobre el océano (Lavín et al. 1992; Trasviña et al. 1995; Velázquez-Muñoz et al. 2011-A). El viento ha sido caracterizado en términos de la duración de los eventos, su intensidad y el efecto secuencial cuando se presentan dos eventos durante tiempos relativamente cortos (Velázquez-Muñoz et al. 2011-A). La mayoría de los eventos son de poca duración (1-4 días) comparada con el periodo inercial local (~2 días), sin embargo, debido a su intensidad, el efecto sobre el GT es impresionante (Trasviña et al. 1995; Velázquez-Muñoz et al. 2011-A). Además de intensos, los vientos Tehuanos tienen un rotacional que en promedio es el más alto en los mares Mexicanos (Chelton et al. 2000). La divergencia del viento también es alta, llegando a ser comparable con el rotacional del viento (Roden 1961). Los eventos de viento han sido relacionados con la formación de remolinos a los lados del eje del viento (Barton et al. 1993; Trasviña et al. 1995; Trasviña y Barton 2008). Se ha puesto mucha atención en la asimetría observada, donde al oeste se forma un remolino anticiclónico mucho más intenso que el ciclónico en el este (McCreary et al., 1989; Clarke, 1988).

Desde las primeras mediciones remotas con satélites (Roden 1961; Stumpf 1975; Stumpf y Legeckis 1977) hasta las más recientes usando radares de alta frecuencia (Velázquez-Muñoz et al. 2011-A; Flores-Vidal et al. 2011), ha sido posible obtener información durante los eventos de viento. Esto ha servido para estudiar la circulación en periodos de tiempo más largos, durante los cuales se presentan varios eventos de viento. Sin embargo, algunas de estas mediciones están limitadas solo a la capa superficial del océano o son en un área relativamente pequeña frente a la costa, en comparación con la escala de influencia de los eventos de viento.

Por otra parte, de los trabajos realizados para investigar la dinámica del golfo mediante mediciones, resulta difícil evaluar la influencia de los eventos de forma aislada. Se han realizado algunos trabajos con modelos numéricos y analíticos (McCreary et al. 1988; Clarke 1989; Velázquez-Muñoz et al. 2011-B) donde se estudia la respuesta del océano por los flujos de viento tratando de simular los Nortes. Aunque estos trabajos aportan algunos de los conceptos físicos que controlan la dinámica forzada por el viento, están limitados a casos relativamente simples, sin la influencia de la línea de costa o las variaciones de la batimetría. Trabajos más completos como el de Zamudio et al. (2006) incluyen el flujo de calor en la superficie, forzamiento en las fronteras y además el forzamiento por viento, por lo que resulta difícil aislar el efecto del viento local en la dinámica. En este estudio la batimetría que usan está limitada a profundidades mayores a 200 metros, perdiendo una zona frente a la costa este del GT y, por ser un modelo de capas, no resuelve adecuadamente la capa límite superficial. Otros estudios con modelos numéricos como el de Umatama y Yamagata (1991) o, más reciente Sun y Yu (2006) usan promedios mensuales para forzar el modelo, por lo que los eventos de viento son considerablemente subestimados, o simplemente desaparecen. Aun así, encuentran que existe una fuerte aportación desde el GT a la variabilidad estacional del Pacífico Tropical Oriental

debida principalmente a los eventos de viento, la cual incluso es más fuerte que el aporte desde el Golfo de Papagayo.

En este capítulo se presentan los resultados de un modelo numérico tridimensional de ecuaciones primitivas, con condiciones realistas que representan la geografía del GT. El viento utilizado tiene buena resolución espacial (25 km) y temporal (6 horas) y es más ampliamente descrito en la sección 2. El objetivo es aportar información sobre el efecto que producen los eventos de viento sobre la dinámica de la región. A diferencia de otros trabajos (McCreary et al. 1989; Umatama y Yamagata 1991; Sun y Yu 2006), el viento que utilizamos como forzamiento contiene gran variabilidad temporal, y muestra que la duración de los eventos de viento es de 1 a 4 días, de tal manera que muchos de los eventos son de duración comparable al periodo inercial local (~2 días). Los resultados del modelo son comparados con las observaciones para validarlos en la sección 3, y posteriormente en la sección 4 se describen además los rasgos generales de la circulación forzada por el viento. A continuación, en la sección 5 se muestra un análisis de la dinámica forzada por el viento a través del balance de términos para las ecuaciones del modelo integradas en la vertical (modo externo). Con el objetivo de contestar algunas de las interrogantes sobre la respuesta del océano por la acción de los eventos de viento, en la sección 6 usamos una versión del modelo con viento delimitado en la zona de Tehuantepec. Se presentan resultados sobre la respuesta dinámica del modelo mediante la energía cinética integrada en todo el dominio. Se estudia por separado el efecto que producen eventos con diferente duración y la respuesta debida a dos eventos de viento consecutivos con un intervalo de retraso.

3. Metodología.

3.1 Modelo Numérico.

En esta sección se describe el modelo numérico y las simulaciones que realizamos para estudiar la respuesta del océano por el esfuerzo del viento. El modelo es conocido como POM (Princeton Ocean Model), desarrollado por Blumberg y Mellor (1987) y ha sido usado extensamente desde entonces. El modelo resuelve las ecuaciones primitivas tridimensionales. Es no lineal, hidrostático, e incorpora un esquema de mezcla turbulenta (Mellor y Yamada 1982). Tiene una separación en modos externo e interno, de tal manera que tiene la superficie libre. Las coordenadas verticales del modelo son también llamadas “following terrain”, de tal manera que en cualquier punto del dominio numérico existe el mismo número de niveles verticales. Esta característica es muy útil por poder representar saludablemente las capas de Ekman.

Para este trabajo se escogió el periodo del 1 de febrero al 18 de marzo de 2005, que coincide con la campaña de mediciones descrita en el capítulo 1. El dominio considerado para la simulación se extiende de 104 a 82°W en longitud y de 3 a 19°N en latitud (figura 12a). En las fronteras abiertas al W, al S y al E, se utilizó la condición de radiación de Orlansky para el nivel del mar y las componentes de la velocidad para el modo externo e interno. Para la temperatura y salinidad se utilizó una condición de frontera de advección. La distribución inicial de temperatura y salinidad es únicamente función de la coordenada vertical. La batimetría utilizada obtenida del producto ETOPO2 (Geodetic Center, Boulder, Colorado) fue interpolada a una malla cartesiana de 5 km de resolución horizontal y varía hasta 1000 metros de profundidad. El número de celdas en dirección (x, y) es de (484, 350). Con el fin de resolver adecuadamente la capa superficial,

utilizamos 71 niveles sigma en la vertical con una distribución logarítmica en superficie y fondo. Fuera de las capas límites la distribución de niveles es lineal. El parámetro de Coriolis es $f = 2\Omega\sin(\varphi)$ siendo Ω la velocidad angular de la Tierra y φ la latitud. El sistema de coordenadas está orientado con el eje x positivo hacia el este y el eje y positivo hacia el norte. Usamos la notación (u, v) y (U, V) para referirnos a las componentes horizontales de la velocidad de la corriente tridimensional y promediada en la vertical, respectivamente. El nivel del mar es representado por η .

El caso básico de la simulación numérica es el experimento con viento “real” en todo el dominio y fondo variable. El viento es el correspondiente al periodo antes mencionado, e interpolado sobre el dominio numérico sin ningún tipo de suavizado. Los resultados de este experimento se presentan en las secciones 3 y 4.

El efecto de los vientos intensos en el GT sin la influencia de los alrededores, es estudiado mediante una serie de experimentos cortos con un viento delimitado a la zona del GT (contorno en figura 12a). Para estos experimentos, calculamos la correlación vectorial del viento entre las series de tiempo en todo el dominio del modelo con la serie en el punto de máxima varianza frente a Tehuantepec (señalado en la figura 12). La estructura espacial del viento se obtuvo calculando un campo promedio de esfuerzo del viento solo con los nodos donde la correlación es mayor a 0.4. La variación temporal se obtienen de la ecuación (12) del trabajo de McCreary et al. (1989). Se realizaron seis experimentos cambiando la duración de los eventos (T_w) desde 1 hasta 6 días para la misma intensidad máxima del viento ($\tau_{\max} = 1 \text{ Nm}^{-2}$). Después se realizaron cinco experimentos en los que se incluyó un segundo evento que inicia con un retraso, $\delta t (= 0, 0.25T_f,$

$0.50T_f$, $0.75T_f$, T_f , donde T_f es el periodo inercial), después de terminar el primero. En este caso, ambos eventos son de igual duración e intensidad.

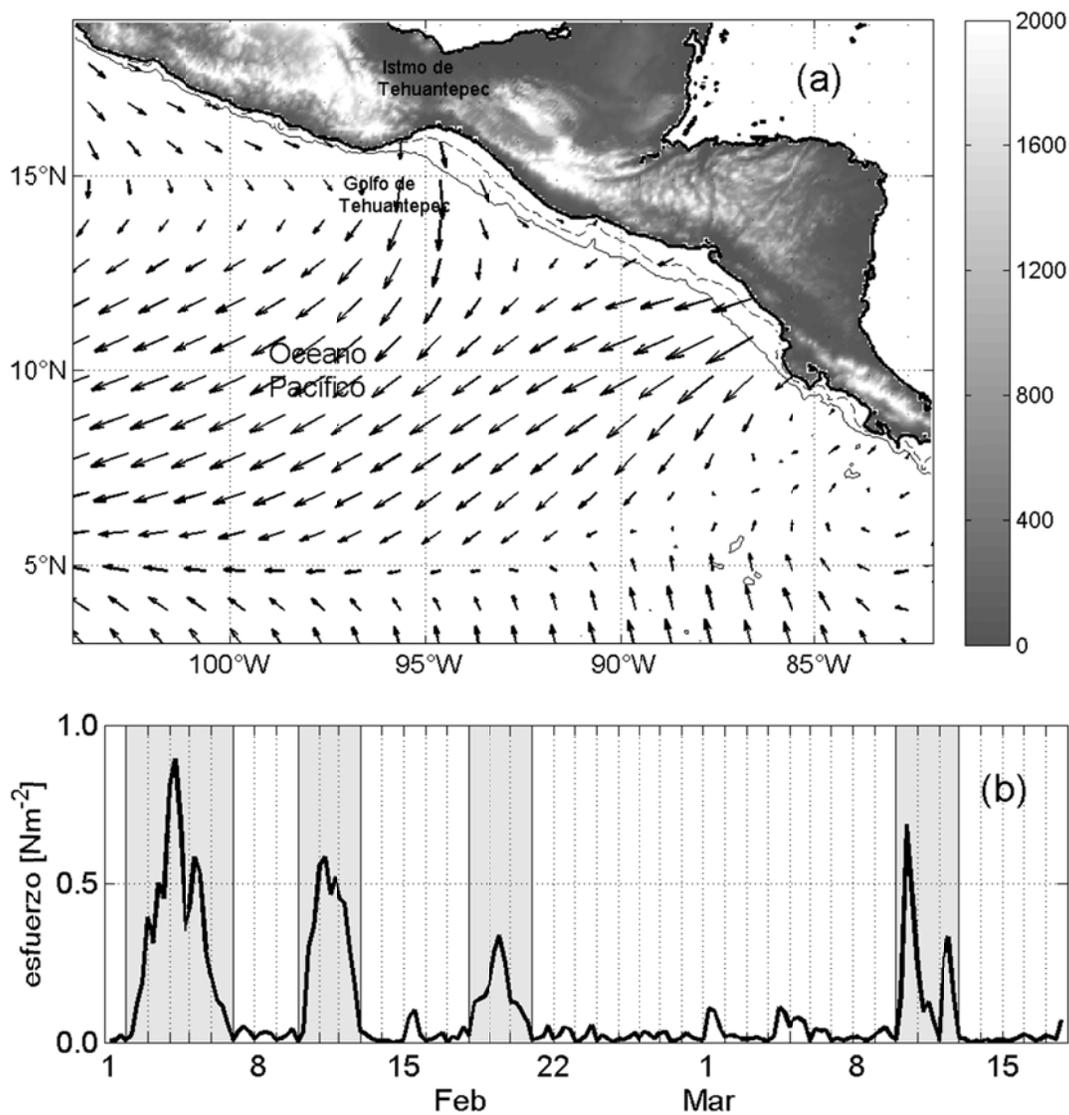


Figura 13. (a) Las líneas negras indican el dominio considerado en el modelo numérico. El punto en 95°W y 15°N corresponde a la máxima variabilidad del viento. La línea zonal en 15°N es donde se toman las secciones verticales y el balance de términos. El contorno frente a Tehuantepec delimita los Nortes. En el cuadro inferior (b) se muestra la serie de tiempo de la magnitud del esfuerzo del viento del 1 de febrero al 18 de marzo de 2005. Se pueden identificar cuatro periodos con viento intenso (sombreados en gris).

3.2 Forzamiento.

El producto Cross-Calibrated, Multi-Platform (CCMP) de Atlas et al. (1996) proporciona valores de la velocidad del viento en prácticamente todo el planeta, en un arreglo matricial uniforme de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ con resolución temporal de 6 horas. Además de tener mejor resolución temporal que los datos de QuikSCAT, incluye mediciones en tierra, por lo que no es necesario rellenar los datos faltantes en la franja cercana a la costa. Para este trabajo, calculamos el esfuerzo del viento siguiendo el método de Large y Pond (1981). Los datos del esfuerzo se utilizaron para forzar el modelo numérico en el periodo del 1 de febrero al 18 de marzo de 2005. El promedio temporal del esfuerzo del viento utilizado se muestra en la figura 12a. Resultan evidentes en esta figura varias características: el chorro de viento en el GT es estrecho, intenso y sale de tierra hacia el mar tanto en el Golfo de Tehuantepec como en el de Papagayo. La intensidad del viento en el GT es significativa en solo una franja estrecha de alrededor de 100 km y débil en las regiones adyacentes a lo largo de la costa. Hacia el sur, la influencia de los eventos se extiende por alrededor de 400 km. Durante los meses de invierno, los eventos de viento son un importante forzamiento en la dinámica costera de esta región del Pacífico Tropical (Barton et al. 2009). En la figura 12b se muestra la magnitud del esfuerzo del viento en función del tiempo para el punto de máxima variabilidad frente a Tehuantepec señalado en la figura 12a. A lo largo de los 45 días seleccionados para este estudio, podemos identificar cinco eventos donde la componente meridional del esfuerzo del viento alcanza valores significativos hacia el sur (sombreados en la figura 12b), los cuales se pueden considerar como eventos de viento del norte. El primer evento y el más intenso, se presenta del 2 al 6 de febrero, alcanzando un valor cercano a 1.0 Nm^{-2} (~ 20

ms^{-1}). Entre el 10 y 12 de febrero se presenta un segundo evento de viento con la mitad de intensidad que el anterior (0.5 Nm^{-2} o 16 ms^{-1}), mientras que el tercer evento, del 18 al 20 de febrero es de 0.4 Nm^{-2} . Después de un periodo de relativa calma del 20 de febrero al 10 de marzo se presentan un par de eventos consecutivos cortos o pulsos, los cuales duran 2 y 1 días respectivamente, alcanzando valores importantes de intensidad, 0.7 Nm^{-2} el primero y 0.3 Nm^{-2} el segundo.

4. Circulación inducida por el viento.

El viento en Tehuantepec es muy intenso durante los Tehuanos y relativamente débil el resto del tiempo (figura 12b). Al ser tan intenso el viento, alterará el estado del océano, quizá dominando sobre otros procesos. En base a lo anterior podemos suponer que el modelo numérico rápidamente representará de forma adecuada el efecto del viento sobre el océano. La realización de una campaña de mediciones con radares de alta frecuencia, como la descrita en capítulo 1 y en Flores-Vidal et al. (2011) proporciona por primera vez información sobre las corrientes existentes en la zona adyacente a la costa. Esta información nueva será útil para hacer un diagnóstico que permita validar un modelo numérico. En esta sección se muestra una comparación de los datos del modelo con datos de mediciones remotas de satélite y Radares de Alta Frecuencia.

4.1 Corrientes superficiales

La respuesta más rápida del océano ante un forzamiento de viento es a través de la generación de corrientes superficiales. Más aún si el viento es muy intenso y variable tanto en espacio como en tiempo, esperamos que el modelo responda rápidamente generando corrientes superficiales realistas. Usando los resultados de los últimos 25 días de simulación, calculamos el promedio de la corriente superficial frente a Tehuantepec. En la figura 13 se muestran los promedios temporales de corrientes superficiales del modelo (flechas negras) y de las mediciones de corriente superficial (flechas grises) registradas con los sistemas de Radio de Alta Frecuencia (ver figura 2b en capítulo 1). La escala de color corresponde a la raíz cuadrática media (rcm) de las series de tiempo de corriente del modelo. Debemos destacar que existe un gran parecido en la magnitud y dirección entre los promedios de corriente superficial del modelo y de las mediciones. Se puede notar en esta parte del dominio numérico, muy alejado de las fronteras, que la circulación consiste en una corriente que entra por el E y se desvía hacia el SSW. La rcm de las series de tiempo del modelo (tonos de color en la figura 13) también es bastante similar a la de las mediciones (ver figura 1a en capítulo 1) teniendo valores más bajos hacia la costa y aumentado hacia mar adentro. Es probable que el aumento de la rcm hacia fuera de la costa sea ocasionado por la dominancia de varios sistemas de vientos interactuando sobre el océano, pues al disminuir el efecto de los Tehuanos hacia el sur, la presencia de los vientos alisios y el norte de la zona de convergencia intertropical se incrementan. Esto resulta en una zona donde convergen varios sistemas de viento, resultando en gran variabilidad de las corrientes resultantes.

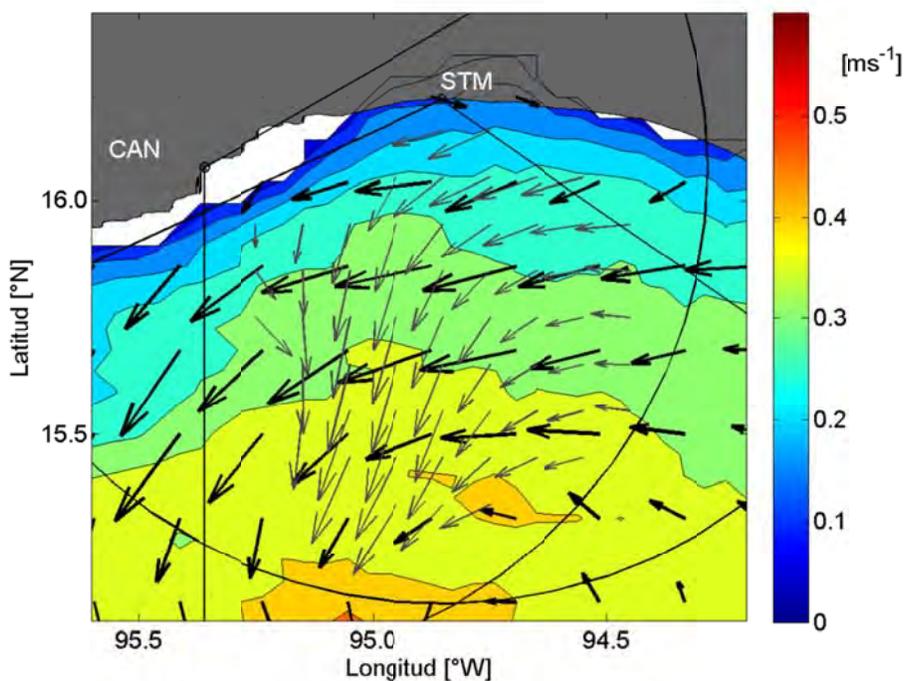


Figura 14. Valores de raíz cuadrática media de la corriente superficial del modelo numérico (tonos de color). Las flechas negras corresponden al promedio temporal de la corriente superficial del modelo y las flechas grises, al de la corriente superficial reportado en Velazquez-Muñoz et al. (2011-A). En todos los casos el periodo de análisis es del 20 de febrero al 18 de marzo.

4.2 Energía Cinética y Vorticidad relativa.

Durante los Nortes, uno de los primeros efectos del viento sobre el océano es a través del desarrollo de corrientes (Energía Cinética) en la superficie del dominio numérico, y una manera de compactar la información es a través del cálculo de cantidades integradas sobre un área definida. En el capítulo 1 se mostró que la energía cinética integrada sobre el área de cobertura por los radares, está estrechamente relacionada con la intensidad del viento, y se sugiere que la duración e intervalo de tiempo entre los eventos puede ser tan importante o más que la intensidad del evento. Siguiendo los cálculos de densidad de energía cinética y de vorticidad relativa presentados en el capítulo 1, realizamos una comparación entre el modelo y las mediciones. Con la corriente superficial del modelo, calculamos la densidad de energía cinética (E_k) y de vorticidad relativa (ω) para los nodos que se localizan dentro del área de cobertura de los sistemas de radio, la cual se muestra indicada en la figura 13 con líneas en forma de arco (ver también figura 2 en capítulo 1). En la figura 14(a) se muestran las series de tiempo de E_k y en la figura 14(b), de ω . En ambos casos la línea delgada corresponde a las mediciones y la línea gruesa al modelo. Se puede apreciar claramente que a partir del 21 de febrero la E_k y ω del modelo y las observaciones son muy similares en frecuencia y amplitud, aunque la E_k del modelo es en general más débil que la obtenida de las mediciones con los sistemas de radio. Del 10 al 13 de marzo ocurren dos eventos consecutivos: el primero con una duración de dos días, es mucho más intenso que el segundo, que tiene una duración de un día (ver figura 12b). Al contrario de lo que pudiera esperarse, el incremento en la E_k es mayor por el segundo evento (evento débil) que por el primero (evento intenso), como fue descrito en Velazquez-Muñoz et al. (2011-A). El modelo reproduce de manera similar la relación descrita entre E_k y la intensidad del viento, de tal

manera que el aumento relativo de E_k entre el primer y segundo eventos es proporcional a la observada, aunque el modelo subestima la E_k . Este tipo de comportamiento en el incremento en la E_k en función de la duración, así como la relación que existe con el lapso entre eventos será discutido en más detalle en la sección 5.

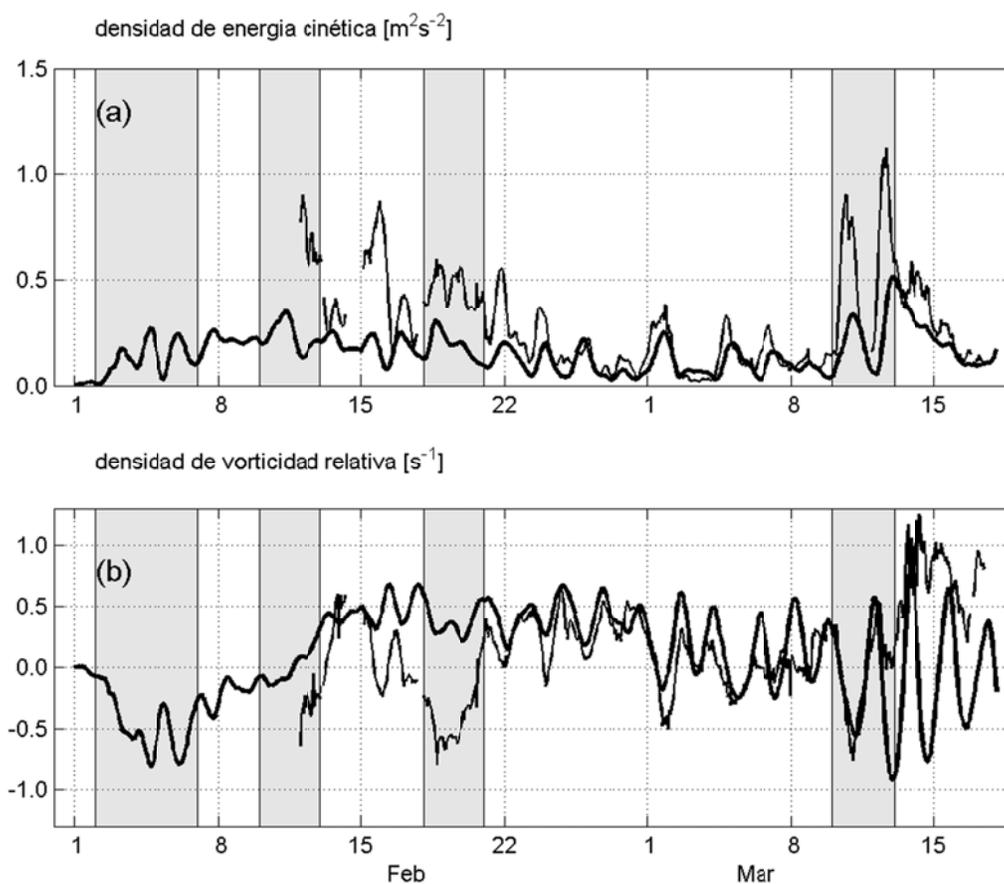


Figura 15. Serie de tiempo de la densidad de (a) Energía Cinética y (b) Vorticidad Relativa durante 2005. En ambos casos, línea gruesa del modelo y línea delgada de las mediciones.

La vorticidad relativa superficial también es reproducida de manera satisfactoria por el modelo. Se puede notar que los datos muestran incrementos de ω negativa en los tres eventos de viento donde se tienen mediciones (figura 14b). En el caso del modelo, la ω es negativa durante el primero y último lapso de eventos de viento. Entre los eventos del 10 y 21 febrero no se aprecia buena correlación entre la vorticidad del modelo y de las observaciones ya sea en la E_k o en la ω , debido a que el modelo aún está en el periodo de inicialización (spinup). Después del día 22, la correlación mejora considerablemente. Se puede ver en la figura 14(b) que la ω del modelo es coherente con las variaciones de ω en las observaciones, las cuales muestran una alta variabilidad temporal que es bien representada por el modelo. Durante los eventos del 10 al 13 de marzo, los incrementos en ω presentan un comportamiento similar a los de E_k , ya que ambos incrementos son menores durante el primer evento que es más intenso y de 2 días de duración. El segundo evento dura solo un día y es apreciablemente menor que el primero, sin embargo los incrementos en E_k y en ω (negativa) son mayores. A diferencia de la E_k que es en general subestimada por el modelo numérico, la ω es mejor representada por el modelo. En este caso es posible suponer que las diferencias entre observaciones y resultados del modelo se deben a la falta de otros forzamientos en el modelo, sin embargo, hay que resaltar el gran parecido entre ambos.

4.3 Nivel de mar.

Un rasgo sobresaliente del GT es la formación de numerosos remolinos asociada con los vientos intensos, los cuales se pueden identificar como domos o depresiones circulares en el nivel del mar. En la figura 15(a y b) se muestra el promedio temporal correspondiente a los últimos 25 días de simulación del 20 de febrero al 18 de marzo de la anomalía del nivel del mar del producto AVISO (www.aviso.oceanobs.com) y la elevación de la superficie tomada del modelo. En ambos casos se forma una depresión frente al GT y una elevación al Oeste. La elevación en el modelo coincide con la zona de formación de los numerosos remolinos anticiclónicos que se desprenden justo de esta zona. Por otra parte, la elevación correspondiente en las observaciones satelitales está desplazada hacia el oeste, hacia fuera de la costa y es más intensa. Esta elevación aparentemente es producida por un remolino anticiclónico que ya está formado el 1 de febrero con posición y tamaño muy parecidos al obtenido con el modelo numérico, y que se desplaza hacia el oeste. Hacia el sur en los datos satelitales podemos ver la influencia del paso de remolinos anticiclónicos generados en el Golfo de Papagayo. Simultáneamente, un remolino formado en Papagayo, entra en el dominio de la figura 15(a) por el lado este y viajando hacia el oeste. Este remolino tarda aproximadamente dos meses en cruzar el dominio mostrado, de tal manera que al tomar el promedio temporal se observa la huella de su paso como una zona de elevación. El modelo numérico (figura 15b) también forma un remolino en el Golfo de Papagayo, pero su propagación es más lenta que en las observaciones (figura 15a). Resulta curioso que las series de tiempo (no mostradas) de las observaciones de nivel del mar en puntos cercanos al GT no muestran una relación aparente con los eventos de viento mostrados en la figura 12(b). A lo largo de la costa las observaciones muestran una depresión en el nivel del mar,

la cual no está presente en el modelo. Debido al corto periodo de inicialización del modelo (spinup) no esperamos que se reproduzcan características residuales ni en la circulación ni en el nivel del mar. Por otro lado, como ya se mencionó, el continuo paso de remolinos generados al sur del GT, enmascara la comparación. Aunado a lo anterior, las condiciones de frontera abiertas, sobre todo en el sur y este no introducen energía en el dominio numérico, de tal manera que el paso continuo de ondas atrapadas a la costa procedentes del sur (Zamudio et al. 2006), así como la presencia de corrientes locales de baja frecuencia, alteran la estadística de las observaciones y no están contenidas en el modelo. Es interesante resaltar también que si bien el modelo genera remolinos, la velocidad de traslación de estos resulta mucho más lenta que la observada y requiere una investigación futura.

4.4 Temperatura superficial del mar.

Un efecto evidente del viento en el GT es el enfriamiento producido en la superficie del mar. En la parte inferior de la figura 15 se muestran el campo medio de temperatura superficial del mar del producto GOES (*JPL Physical Oceanography DAAC*) (figura 15c) y el de temperatura superficial tomado del modelo (figura 15d), ambos entre el 20 de febrero y el 18 de marzo, durante los últimos 25 días de simulación. Tanto el modelo como los datos de satélite muestran un enfriamiento en la superficial justo por debajo del eje del viento, el cual es para ambos de aproximadamente 4°C menor que el agua de alrededor. En ambos casos se observa en el lado esta una lengua delgada de agua cálida que se extiende a lo largo de la costa hacia el parte norte del GT. Las dimensiones de la mancha de agua fría en el modelo y las observaciones son

similares, aunque en el modelo está un poco desplazada hacia el este. El desplazamiento puede ser atribuido a la falta de corrientes de gran escala, las cuales como era de esperarse, no se alcanzan a generar en el modelo durante el periodo simulado, o consiste en un forzamiento remoto, de tal manera que aparecería a partir de una condición de frontera realista.

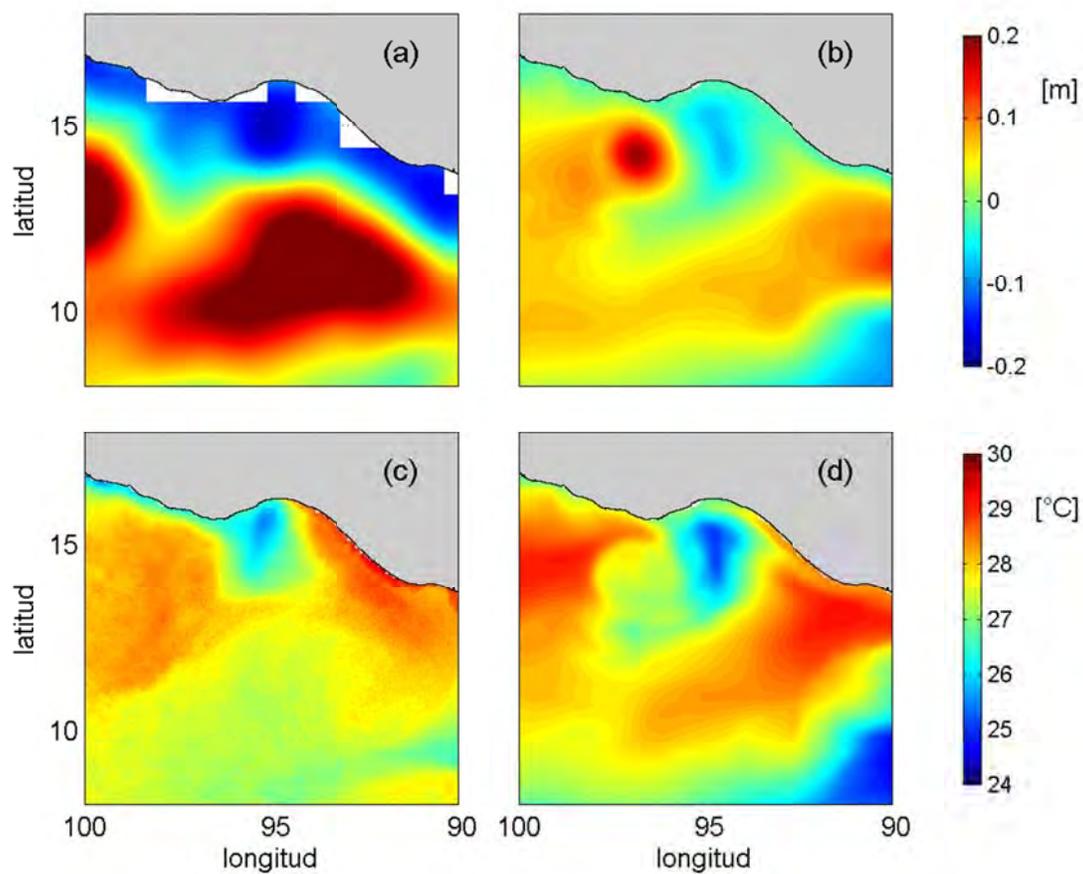


Figura 16. Promedio temporal de nivel del mar del producto AVISO (a) y del modelo (b) y promedio temporal de temperatura superficial del producto GOES (c) y del modelo (d). Todos los promedios se calcularon entre el 20 de febrero y el 18 de marzo de 2005.

5. Circulación general.

5.1 Dinámica superficial.

En las secciones anteriores mostramos que el modelo reproduce razonablemente algunas de las observaciones de corrientes superficiales y densidad de energía cinética así como de vorticidad relativa. Los cambios temporales y la distribución espacial de temperatura superficial y nivel del mar también se ven bien representados por el modelo. En esta sección se describen aspectos observados en la circulación general obtenida del modelo, y que han sido reportados por Barton et al. (1993), Trasviña et al. (1995), entre otros a través de observaciones. En la figura 16 se muestran los mapas del promedio diario de temperatura (columna izquierda en figura 16) y nivel del mar (columna derecha en figura 16) obtenidos con el modelo numérico para los días 3, 8 y 13 de marzo de 2005. En ambos casos se sobreponen flechas negras del promedio diario de la corriente superficial.

El primer rasgo a señalar es la presencia de un remolino anticiclónico con forma circular bien definida, cuyo centro está cerca de 97°W , 14°N . Tiene un diámetro aproximado de 200 km que se desplaza lentamente hacia el suroeste, a $\sim 2.0 \text{ km d}^{-1}$ en promedio. Este valor de velocidad de propagación es menor a los 3.5 km d^{-1} reportados por Trasviña y Barton (2008) o los 3.3 km d^{-1} reportados por McCreary et al. (1989). Este remolino se puede observar claramente en la temperatura superficial (figura 16 a-c) y en el nivel del mar (figura 16 d-f). Cabe señalar que el remolino anticiclónico se formó durante los primeros días de febrero y no se observó la formación de otros remolinos similares. En el lado este, se pueden observar algunos patrones de

circulación ciclónica, pero no llegan a organizarse para formar un remolino. Al igual que lo señalado por Trasviña et al. (1995), el remolinos anticiclónico se forma con agua cálida que provienen del oeste, fuera del Golfo (ver figuras 16a-c). En la parte central se puede apreciar una zona con un enfriamiento en la temperatura superficial, la cual es estirada alrededor del remolino.

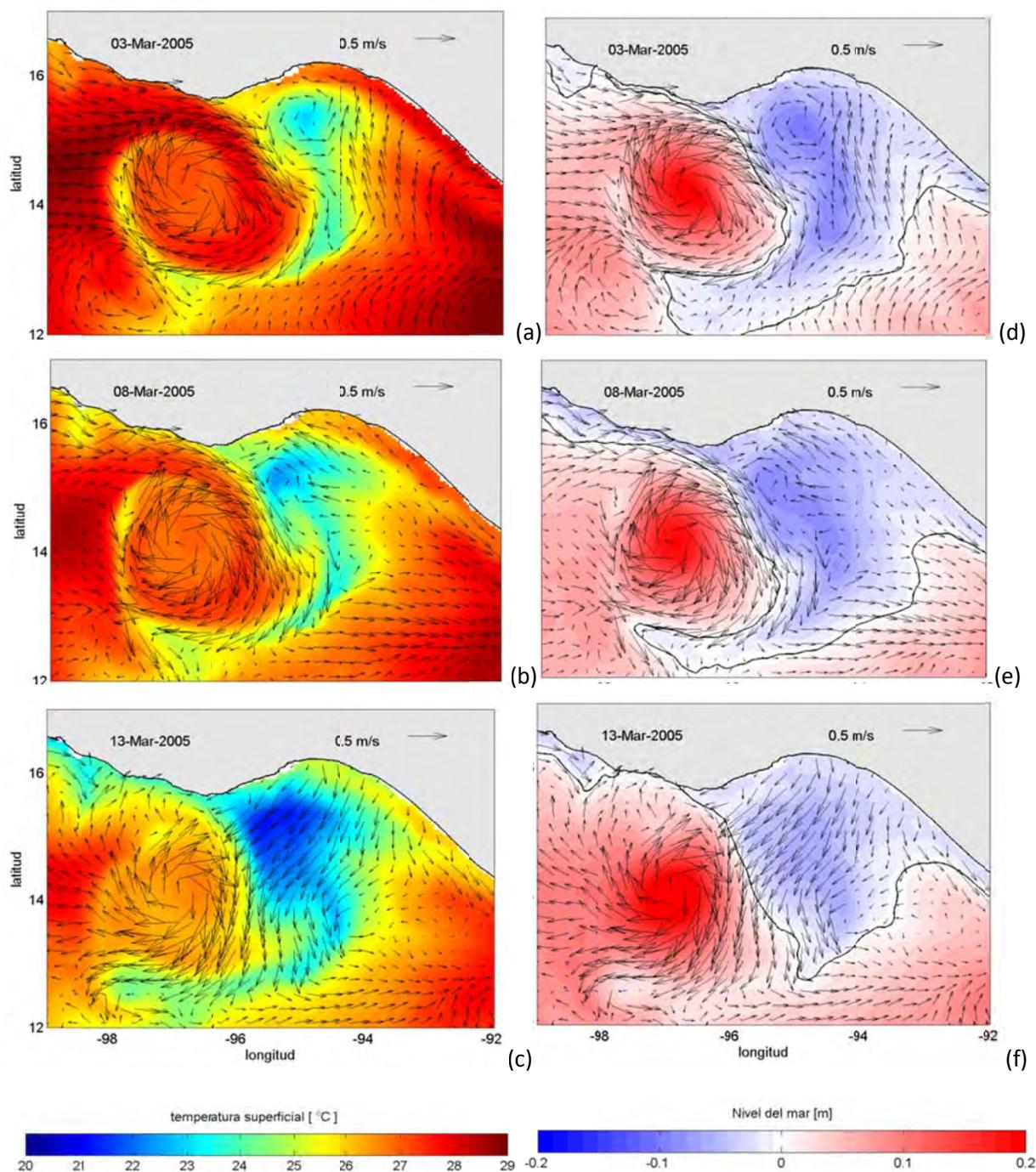


Figura 17. Promedios diarios de temperatura en el lado izquierdo y de nivel del mar en el lado derecho. En ambos casos se sobreponen flechas negras de la velocidad de la corriente superficial.

En la figura 16(a-b) se puede distinguir una entrada de agua cálida del este hacia la parte norte del golfo. En el nivel del mar (figuras 16d-e) se distingue una depresión que cubre la parte central del Golfo donde la circulación es ciclónica (la cual permanece por poco tiempo) y se extiende hacia la costa este, causando un gradiente de presión asociado a la corriente costera mencionada.

Después de los eventos consecutivos al final de la simulación, los rasgos de temperatura y corriente superficial muestran algunos cambios significativos. En la figura 16(c) se puede notar un enfriamiento de $\sim 2^{\circ}\text{C}$ en la zona de influencia del viento acompañado de un cambio de dirección de las corriente que ahora van hacia el suroeste. Asociado a esta disminución de temperatura superficial y cambio en la dirección de la corriente, en la figura 16(f) se puede ver que la depresión en el nivel de mar disminuye de tamaño.

Los resultados aquí mostrados sobre el desarrollo del remolinos anticiclónico (figura 16a-c) puede ser comparados con la figura 3 del trabajo de Barton et al. (1993). Ellos muestran observaciones de temperatura superficial y mediciones de corriente para identificar un remolino anticiclónico con las mismas características del que obtuvimos con el modelo. En ninguno de los dos casos se observa la formación de un remolino ciclónico en el este, por lo que continúa la interrogante acerca de qué factores intervienen en la respuesta asimétrica en el GT y evitan que se desarrolle el remolino ciclónico en el lado este, lo cual será más ampliamente discutido en la sección 5.

No solo la formación de remolino anticiclónico y la notoria asimetría son los principales rasgos que se reproducen adecuadamente en el modelo. En el trabajo de Barton et al. (2009) mencionan la presencia de una corriente costera persistente que entra al golfo por el este, mientras que en el

lado Oeste la corriente costera es muy variable. En nuestros resultados observamos los mismos patrones en ambos extremos del golfo. En el lado oeste encontramos una corriente débil, de aproximadamente 0.20 a 0.25 ms^{-1} de velocidad superficial en promedio, mientras que al este es un poco mayor, alcanzando valores entre 0.3 y 0.4 ms^{-1} . Para comparar las características entre los datos reportados por Barton et al. (2009) y los resultados del modelo, calculamos el transporte producido por las corrientes costeras generadas. Al oeste el transporte es débil, con alrededor de 0.1 Sv , mientras que al este el transporte es mucho mayor, fluctuando entre 0.55 y 0.92 Sv . Este resultado es muy similar al reportado por Barton et al. (2009), en donde obtienen un valor de 0.87 Sv con observaciones de ADCP y de 0.5 a 0.7 Sv mediante cálculos de velocidad geostrofica. Resulta sorprendente que la acción del viento en el Golfo de Tehuantepec genere una corriente tan parecida a la observada, por lo que es muy importante estudiar más a fondo esta corriente costera para esclarecer los factores que la originan.

5.2 Dinámica interior.

Hacia el interior del océano también hay una respuesta debida al forzamiento por el viento (Barton et al. 1993; Trasviña et al. 1995). Esto causa afloramiento de agua sub-superficial con menor temperatura y gran cantidad de concentración de clorofila, como ha sido reportado por varios autores (Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000; McClain et al. 2002; Gonzalez-Silvera et al. 2004), quienes describen la importancia del transporte que producen los remolinos generados por la acción del viento. Es importante, entonces, entender los mecanismos que llevan agua hacia la superficie la cual puede ser atrapada por el remolino anticiclónico.

En esta simulación, encontramos que al igual que en la superficie, el interior del océano también responde con rapidez al forzamiento por viento. En las figuras 17 se muestra la estructura vertical de temperatura y componente meridional de la velocidad en una sección paralela a la costa a lo largo de 15°N . Similarmente, en la figura 18 se muestran la temperatura y la componente zonal de la velocidad, en este caso a lo largo de una sección normal en 95°W . Durante el periodo de calma relativa del viento entre el 3 y 8 de marzo (figuras 17a y b), se mantiene un levantamiento de isotermas, de tal manera que afloran las isotermas de $22\text{--}23^{\circ}\text{C}$ hasta la superficie. Asociado a este levantamiento, la componente de velocidad meridional (v) en la misma sección paralela a la costa, muestra un flujo hacia el sur, centrado en 96°W con flujos opuestos en los extremos. El flujo del lado oeste está limitado hasta los 100 metros de profundidad, mientras que en el lado este es más débil pero se extiende desde la superficie hasta los 250 metros. Los resultados analíticos mostrados en el capítulo 2 usando un modelo analítico lineal de $1\frac{1}{2}$ capas muestran mucha similitud con estos resultados numéricos para el caso en que se presenta una respuesta asimétrica del océano. Es notorio que el movimiento vertical de las isotermas y el ancho del afloramiento es mayor al este de 96°W hasta la costa, mientras que hacia el oeste las isotermas prácticamente mantienen su posición siendo más angosta la zona del hundimiento entre 97.5 y 96°W . De igual forma, el comportamiento de la componente meridional de la corriente muestra las mismas características de la solución analítica del capítulo 2. Se puede notar que el flujo hacia fuera de la costa (tono azul en figuras 17d-f) está centrado al este del eje del viento que se encuentra en $\sim 95^{\circ}\text{W}$. Las secciones de temperatura y velocidad meridional pueden ser comparadas con las mediciones mostradas en las figuras 7 y 9 de Barton et al (2009) en donde se describen rasgos similares a los mostrados aquí para mediciones en invierno.

La sección vertical de corriente zonal (figura 18d-e) que corresponde a los días de calma relativa del viento, muestran que al norte, la corriente zonal es hacia el oeste (negativa) desde las capas sub-superficiales hasta los 250 metros de profundidad. Al sur de 15°N la corrientes es principalmente al este (positiva). En temperatura, para los mismos días de calma (figura 19a-b) muestra dos lugares donde afloran las isotermas, en 13.5 y 15°N . Después de los dos eventos de viento del 10 al 12 de marzo las condiciones en el interior cambian de forma considerable. Se puede notar en la figura 18(c) un afloramiento muy amplio, desde 13.5° hasta 15.5°N . Al mismo tiempo, en la figura 18(f) se puede notar que la corriente superficial en los primeros 50 metros tiene una fuerte componente zonal que se dirige hacia el oeste (negativa). Al igual que para la sección paralela a la costa, podemos tomar como referencia de nuestros resultados la figura 10 de Barton et al (2009).

Estos resultados muestran nuevamente que la intensidad de los eventos de viento es tan alta, que su influencia también se ve reflejada en el interior del océano en poco tiempo. Otro aspecto importante que podemos ver en el modelo, es que las condiciones generadas en el interior a partir de los eventos de viento se mantienen durante periodos de tiempo largos, lo cual también es señalado por Barton et al. (2009) al mencionar que encuentran patrones persistentes. Esto nos permite proponer que dichas características en temperatura y corriente son propias de la dinámica del golfo, por lo menos en invierno, cuando el principal forzamiento es el viento y no solo durante los eventos de viento. Podemos suponer entonces, que los eventos de viento refuerzan estos rasgos en temperatura y corrientes desplazando las isotermas y forzando la corriente hacia fuera de la costa, como fue mencionado. Una vez que termina el evento de viento, el proceso de relajación en el interior debe ser largo, de tal forma que los Nortes no permiten un cambio significativo de estas condiciones.

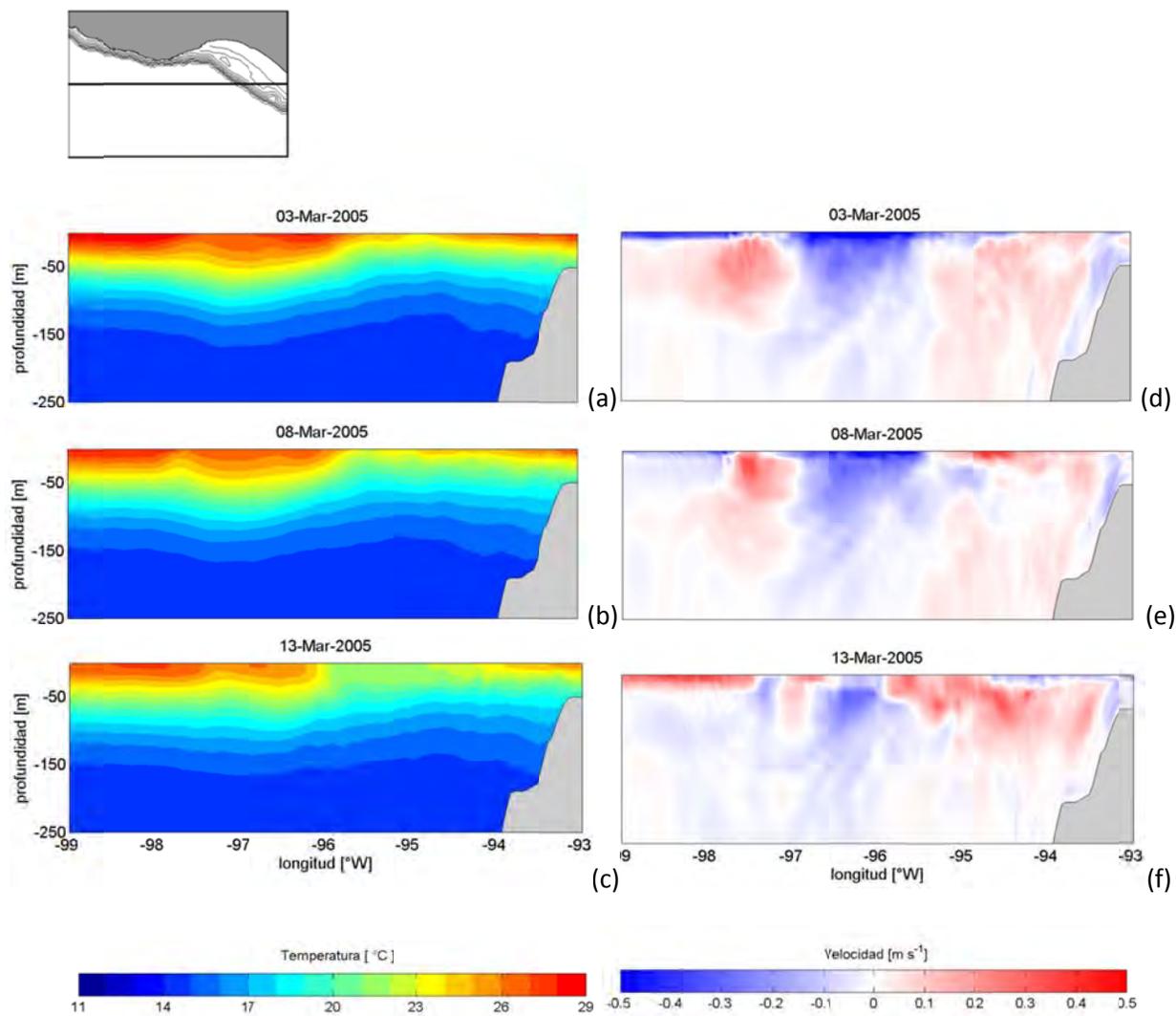


Figura 18. Sección zonal a lo largo de 95°W de temperatura (a-c) y componente meridional de velocidad (d-f).

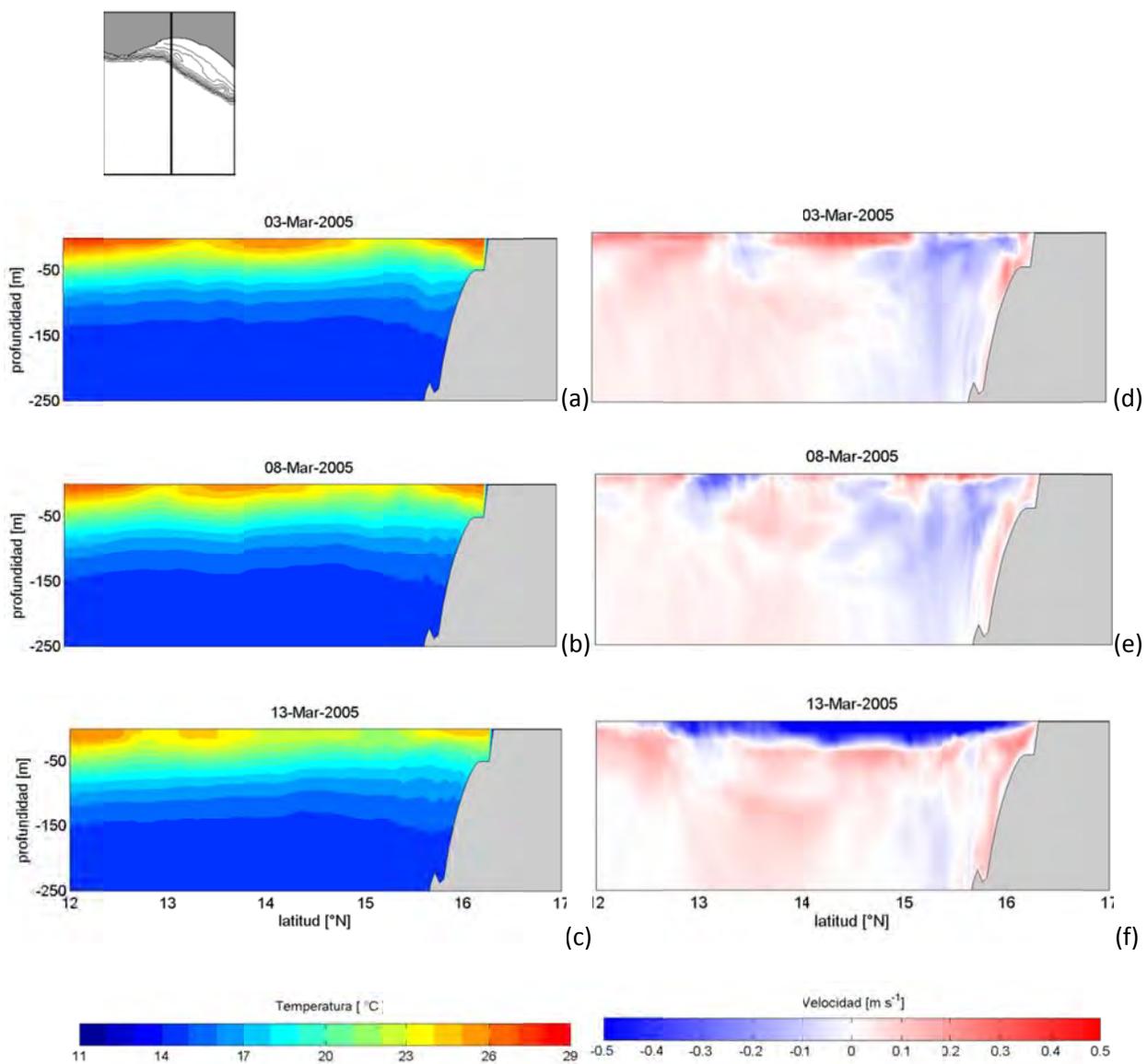


Figura 19. Sección meridional a lo largo de 95°W de temperatura (a-c) y componente zonal de velocidad (d-f).

6. Balance de términos.

En esta sección se presenta un intento para incorporar nuevos elementos al diagrama conceptual de la respuesta del océano por los flujos de viento normal a la costa. La explicación básica de esta respuesta del océano a los eventos de viento en el Golfo de Tehuantepec (Lavín et al. 1992; Willet, 2001) ha considerado viento estacionario y únicamente en dirección normal a la costa. También se ha considerado que el gradiente de presión está en balance geostrófico, y no contribuye directamente a la circulación inducida por el viento.

En esta sección se analizan los balances predominantes promediando temporalmente los términos de las ecuaciones para el modo externo del modelo a lo largo de una línea paralela a la costa (línea discontinua en figura 12a). Un modelo numérico más robusto como el utilizado en este trabajo nos permite revisar el balance de términos de las ecuaciones de momento para simulaciones realistas. Las ecuaciones de momento integradas en la vertical o ecuaciones de aguas someras son

$$\begin{aligned} \frac{\overbrace{\partial U}^{temp}}{\partial t} + U \frac{\overbrace{\partial U}^{adv_c}}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - \overbrace{fV}^{cori} + g \frac{\overbrace{\partial \eta}^{gpr}}{\partial x} - \frac{\overbrace{\tau_x^s}{surf}}{\rho h} + \frac{\overbrace{\tau_x^f}{botm}}{\rho h} - \overbrace{dif_x}^{diff} &= 0 \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\tau_y^s}{\rho h} + \frac{\tau_y^f}{\rho h} - dif_y &= 0 \end{aligned} \quad (1)$$

En estas ecuaciones (U , V) son las componentes de la velocidad y son funciones de la posición horizontal y el tiempo, f es el parámetro de Coriolis, η es la elevación de la superficie del mar y g , la aceleración de la gravedad.

En un primer experimento (no mostrado) en donde usamos fondo plano ($H_o = 1,000$ m), los términos del balance geostrófico (*cori* y *grpr*) del modo externo muestra una ligera asimetría a lo largo de una línea paralela a la costa. Los términos advectivos por otro lado, son claramente asimétricos, siendo importantes solo en el lado donde se forma el remolino anticiclónico.

Una vez que incorporamos en el modelo la topografía ($h(x,y)$), el balance de términos cambia considerablemente. Resulta obvio de la figura 19, que hay un balance asimétrico. Los términos más importantes durante la simulación siguen siendo Coriolis y el gradiente de presión. La figura 19(a) muestra este balance en dirección paralela a la costa (línea roja: Coriolis y línea cian: Gradiente de Presión). Se puede notar que ambos términos tienen cambios de signo en 95.5°W y 93.5°W . Al oeste de 94.5°W la profundidad es grande (figura 19b), ya que la plataforma se angosta hacia el norte del GT. Los cambios topográficos, aunados a la corriente costera que se propaga hacia el Norte a lo largo de la costa (figura 16), parecen comprimir al remolino ciclónico formado al este del GT, como se puede ver en el balance de términos mostrado en la figura 19(a), de 94.5°W al este. Al oeste, el remolino anticiclónico está limitado por la presencia de la costa, aunque la profundidad sigue siendo grande, y parece “esprimirse” hacia el suroeste, donde la profundidad aumenta rápidamente. Al desplazarse hacia aguas profundas, lo más probable es que por conservación de vorticidad potencial (vortex stretching) el remolino se intensifique, sin impedimentos topográficos ni corrientes que lo alteren.

Aunque el balance geostrófico domina, no es idéntico a cero, por lo que también se muestra como un solo término que llamaremos *GEOS* ($= cori + grpr$) el cual resulta comparable con los demás términos de segundo orden, como se muestra en la figura 20.

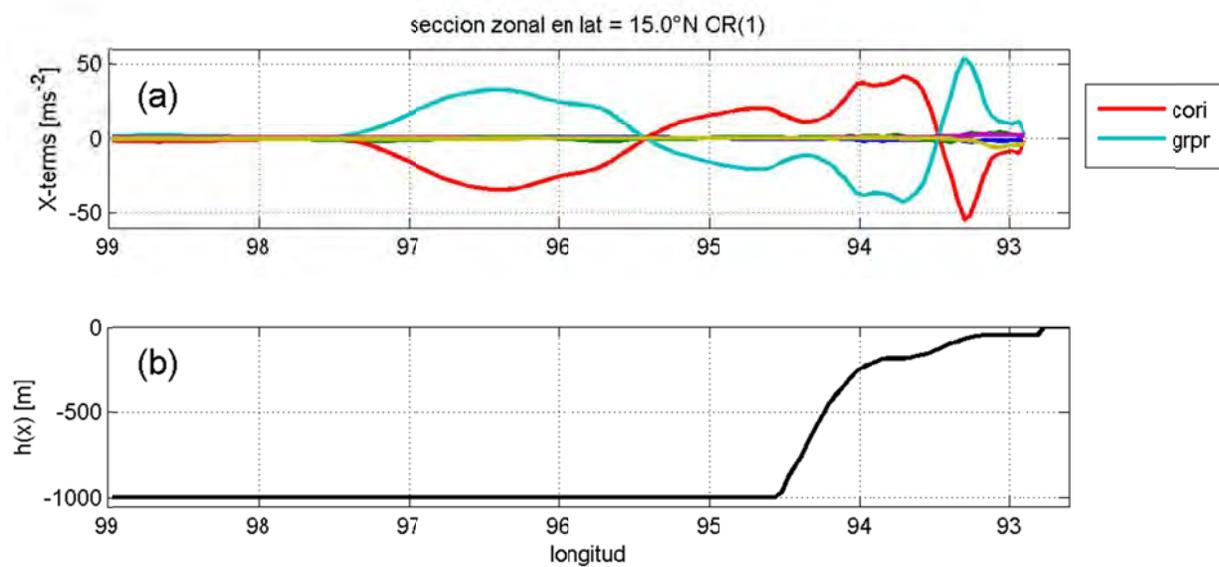


Figura 20. Promedio temporal de los términos en dirección zonal a primer orden para los últimos 25 días de simulación. Los demás términos son de menor orden de magnitud y se muestran con detalle en la figura 20. En (b) se muestra el perfil de batimetría a lo largo de 15°N.

Cuando el balance es puramente geostrófico los términos de Coriolis y del gradiente de presión, *cori* y *grpr* en (1), respectivamente se cancelan, y los demás términos deben ser cero. Pero si el balance no es exacto, los términos ageostróficos deben balancearse entre sí, como ha sido analizado en otros trabajos (Gan y Allen, 2005). El resto de los términos de (1) que se muestran en la figura 20 son: aceleración (*temp*); advección y difusión horizontal (*advc*); esfuerzo en la superficie (*surf*) y esfuerzo en el fondo (*botm*). Se incluye también el término que resulta de la suma de Coriolis y el gradiente de presión (*GEOS*).

Se puede notar en la figura 20 que los términos a segundo orden tienen un balance muy diferente en ambos lados del golfo. En la parte donde se localiza el remolino anticiclónico, entre 98° y 95°W el término *advc* balancea el término *GEOS* en dirección meridional (figura 20b), mientras que en dirección zonal hay una ligera contribución de los términos *temp* y *surf* (figura 20a). Sobre la plataforma continental en el lado este, todos los términos en dirección zonal (figura 20a) se vuelven importantes, lo cual indica una zona muy activa y compleja, mientras que en dirección meridional, los términos más importantes son *advc* y *GEOS*, con una menor participación de los términos *temp*, *surf* y *botm*. En la parte media, entre 95.5 y 94°W, que es donde actúa el viento durante los Nortes, los términos son menores en ambas direcciones, por lo que podemos considerar que el balance geostrófico es más puro.

Resulta interesante notar que el esfuerzo en la superficie o viento (*surf*), en promedio es no significativo enfrente de Tehuantepec, pero es importante en ambos lados. Al oeste de 96°W la componente del viento paralela a la costa domina sobre la componente perpendicular, mientras que al este de 95°W ambas componentes son significativas. Este es un resultado importante, sobre todo porque en la mayoría de los trabajos la atención está centrada en el esfuerzo del viento perpendicular a la costa. En el capítulo 2 se muestra que la componente zonal del viento

juega un papel. Cuando es positiva en el este y negativa en el oeste, produce asimetría en la respuesta del océano. La figura 20 muestra para ambas componentes, un viento residual a ambos lados del chorro de viento.

El esfuerzo del viento es más intenso entre 93°W y 94.5°W , donde el viento está produciendo aceleración (*temp*) principalmente, mientras que los términos **GEOS** y *advc* están balanceados entre sí. Es aquí además el único lugar donde la disipación de fondo (*botm*) es significativa. Esto muestra que la batimetría es fundamental en la dinámica del GT, ya que resalta la fricción, lo cual no ocurre al oeste, donde hay más profundidad.

En resumen, el balance de términos muestra una clara asimetría en dirección paralela a la costa. Se pueden identificar tres zonas con diferente tipo de balance: 1. Al oeste el balance entre **GEOS** y *advc* es moderado y tienen contribución de *temp* y *surf* solo en dirección zonal. 2. La parte central (entre 95.5° y 94.5°W), donde los términos son menores, haciendo que el balance geostrófico sea más puro. 3. Al este, sobre la plataforma continental donde se forma una corriente costera, todos los términos son importantes.

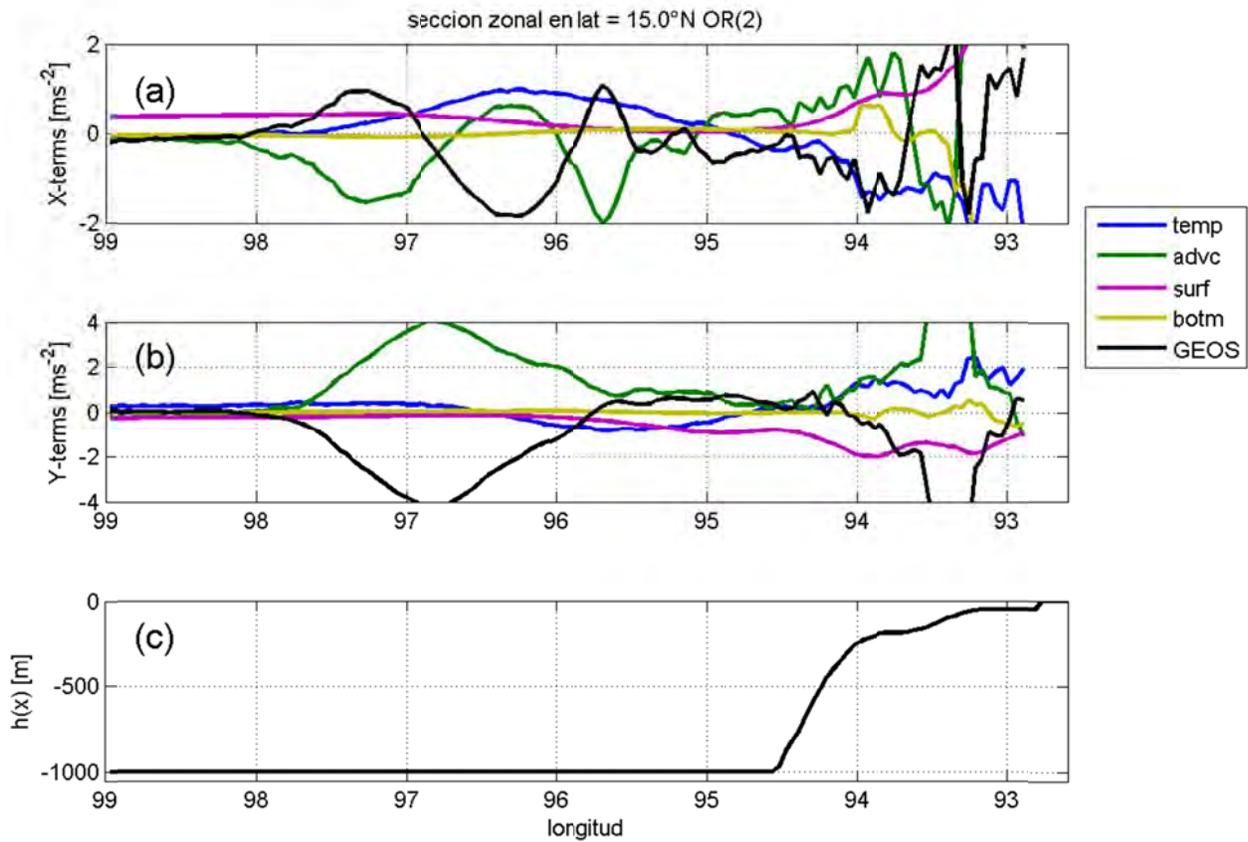


Figura 21. Promedio temporal de los términos en dirección (a) zonal y (b) meridional a segundo orden para los últimos 25 días de simulación. En (c) se muestra el perfil de batimetría a lo largo de 15°N.

7. Experimentos con viento delimitado

Como se mencionó en la sección 3.2, las variaciones de la energía cinética integrada en la zona de cobertura de los radares muestran, en los datos como en el modelo, que la respuesta dinámica de las corrientes puede ser inversamente proporcional a la intensidad del viento. En particular, para los eventos de viento del 10 al 13 de marzo (ver figura 12b), el segundo evento de menor intensidad produce mayor cambio en la densidad de energía cinética (ver figura 14b). Debido a lo anterior, resurge la pregunta acerca de cómo es la respuesta del océano cuando se presentan dos eventos de viento consecutivos, los cuales pueden ser de diferente duración o intensidad. Con el fin de investigar que efecto tiene la duración de los eventos, así como la respuesta del océano a eventos consecutivos, en esta sección se muestran los resultados de una serie de experimentos en los que forzamos el modelo con un viento delimitado. La influencia del viento es localizada en el área donde la correlación vectorial entre el viento en todo el dominio con el punto de máxima variabilidad es mayor a 0.4, (ver figura 22). Esto define la zona del sistema de vientos del norte o Tehuanos, la cual se extiende como una lengüeta desde el GT hasta 11°N, y de 98 hasta 93°W.

Para evaluar la inyección de energía cinética (E_k) sobre el océano, integramos la E_k en todo el dominio usando $E_k = \iiint \frac{1}{2} \rho_o (u^2 + v^2) dV$, donde ρ_o , es la densidad de referencia y (u, v) , las componentes de la velocidad tridimensional.

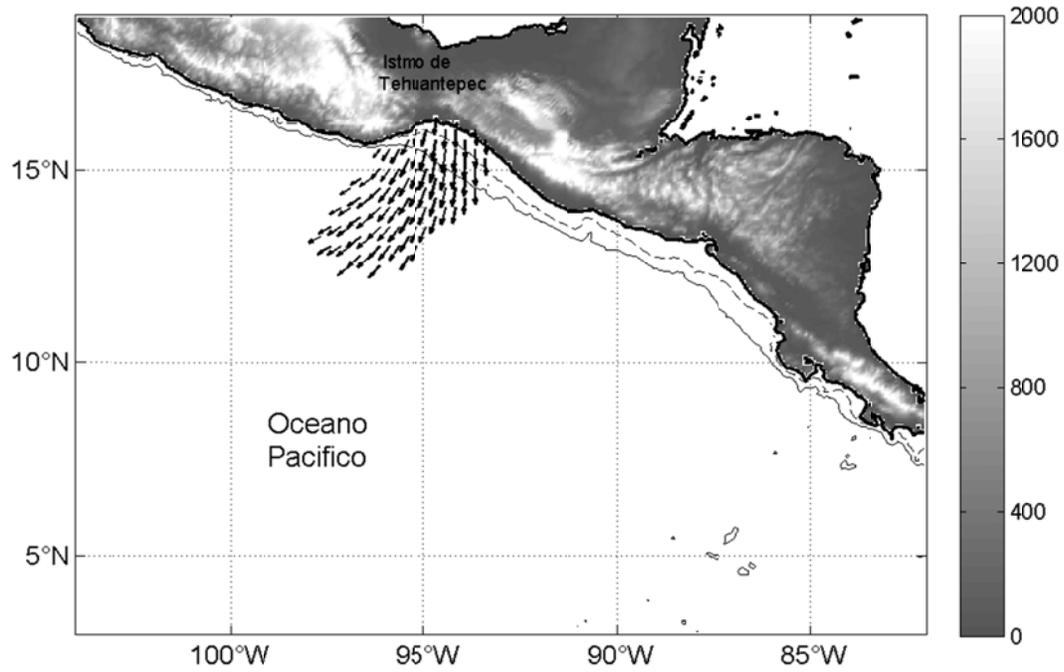


Figura 22 Dominio del modelo donde se define la zona del sistema de vientos del norte o Tehuanos para los experimentos con viento delimitado.

En la primera serie de experimentos se realizaron seis simulaciones con diferentes valores de duración del evento de viento, (T_w), desde 1 hasta 6 días. En la figura 21 se puede apreciar como la E_k aumenta desde cero hasta un máximo, para después empezar a oscilar con un periodo alrededor del inercial (~ 2 días). Los valores máximos de E_k mostrados en la tabla 2 y las curvas de la figura 21 muestran que el evento con $T_w = 2$ días introduce la mayor E_k al sistema y produce las máxima amplitud de las oscilaciones inerciales (línea verde en figura 21).

Para $T_w = 1$ y 3 estas oscilación inercial es moderada, y para $T_w \geq 4$ decae en amplitud de tal manera que para un evento de 6 días no hay oscilaciones después del evento. Esto parece indicar que las oscilaciones son generadas mientras el viento aumenta, y posteriormente decaen, siempre y cuando no sean amortiguadas por el evento mismo. Resulta interesante que solo para $T_w = 4$ días, el máximo de E_k se alcanza justo a la mitad del evento (ver tabla 2), es decir, la E_k y el viento aumentan y disminuyen en fase. Para los eventos con $T_w < 4$ días, la E_k sigue aumentando aun cuando la magnitud del esfuerzo del viento está disminuyendo. Solo para el evento con $T_w = 5$ días encontramos que el máximo de E_k se presenta antes de $T_w/2$.

Lo anterior muestra que la onda “quiere ser inercial” y trata de alcanzar su máximo en un tiempo lo más cercano a 2 días, por lo que continua creciendo en eventos menores a 4 días. Para el evento de 5 días, se “resiste” a aumentar más, y antes de la mitad del evento, decae. Solo el evento de 6 días no entra en esta explicación, pero seguramente pertenece a otro régimen de comportamiento.

Debido a que los eventos de viento en Tehuantepec se presentan frecuentemente, y muchas veces un evento es precedido por otro con pocas horas de diferencia, la segunda serie de experimentos consistió en agregar un segundo evento (E2) de igual duración ($T_w=2$ días) e intensidad ($|\tau| = 1$

Nm^{-2}) que el primer evento (E1). Se realizaron cinco experimentos en los que variamos el tiempo de retraso entre los eventos, δt , desde 0.0 cada 0.25 hasta 1.0 periodo inercial T_f . La E_k integrada en todo el dominio para estos experimentos se muestran en la figura 22. Las líneas verticales discontinuas indican donde inicia el segundo evento E2 en cada caso a partir de que termina E1. A simple vista podemos identificar dos tipos de comportamiento de E_k :

Amplificado: Si el segundo evento inicia con $\delta t = 0.0T_f$, $0.25T_f$ ó $1.0T_f$ (líneas azul, verde y magenta en figura 22), el E2 causa un aumento considerable de E_k y se mantienen oscilando en un nuevo nivel de equilibrio.

Amortiguado: Cuando $\delta t = 0.5T_f$ ó $0.75T_f$ (líneas roja y cian en figura 22) E_k disminuye por la acción de E2. (En el caso de $\delta t = 0.75T_f$, el máximo en 5.5 días está fuera de la duración de E2).

La línea negra discontinua en la figura 22 muestra la oscilación inercial sin forzamiento durante el periodo inercial posterior a E1, la cual nos sirve para identificar una condición inicial de E_k al inicio del E2 para cada caso. Se puede notar que para los eventos amplificados la condición inicial de E_k tiene pendiente positiva o sero, mientras que para los del tipo amortiguado es negativa. Este comportamiento es análogo al de un oscilador forzado (salvo que en el océano las oscilaciones inerciales se propagan fuera de la zona de formación) y permite determinar el efecto que tendrá el segundo evento dependiendo del tiempo transcurrido a partir del término del evento anterior. Este resultado es importante, ya que se muestra que no solo la intensidad y duración de los eventos determina su importancia. Es muy frecuente observar eventos consecutivos, e incluso que un nuevo evento empiece cuando aún no termina el anterior. También puede sugerir que un evento débil pueda ser amplificado dependiendo de las condiciones iniciales que se encuentre. Estos resultados ayudan a responder por qué es inversamente proporcional la respuesta de la

energía cinética debido a los dos eventos del 10 al 13 de marzo (figura 14a). Como se mostró en la sección 3.2, el segundo evento (de menor intensidad y duración que el primero) produce mayor aumento de E_k en los datos y en el modelo puesto que inicia en cuanto termina el primero.

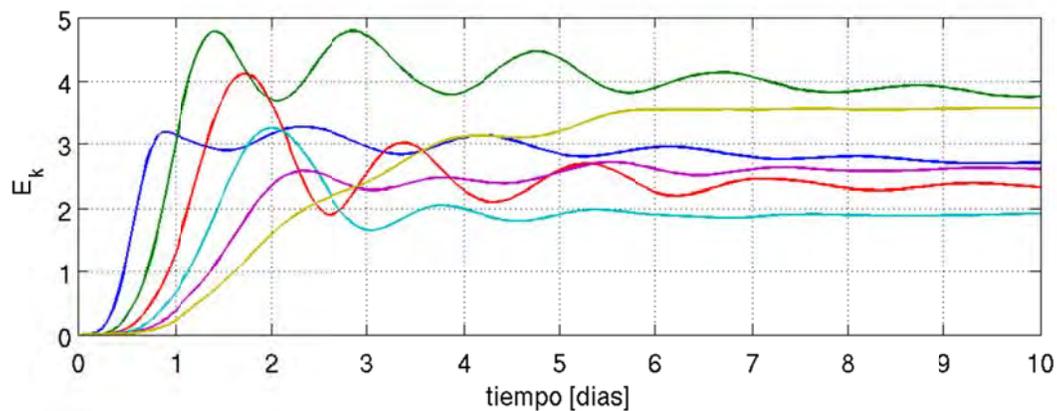


Figura 23. Variación temporal de la energía cinética integrada en todo el dominio para diferente duración de eventos, desde 1 hasta 6 días. ($T_w = 1$ azul; $T_w = 2$ verde; $T_w = 3$ rojo; $T_w = 4$ cian; $T_w = 5$ morado; $T_w = 6$ amarillo).

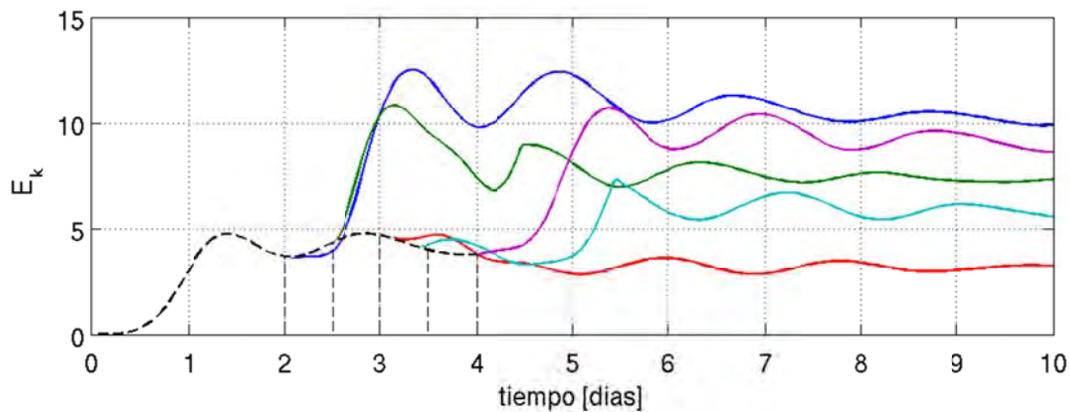


Figura 24. Variación temporal de la energía cinética para los experimentos con dos eventos de viento y diferente retraso δt de: i) $T_f/4$ (línea verde); ii) $T_f/2$ (línea roja), iii) $3 T_f/4$ (línea cian) y iv) T_f (línea magenta). En todos los casos, la duración de ambos eventos, es de dos días. La línea azul corresponde al caso de retraso cero. El T_f se toma en 14.47°N y es igual a $1.73 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ (≈ 2 días).

Tabla 2. Valores máximos de Energía Cinética ($Kg\ m^2\ s^{-2} \times 10^{19}$) integrada en todo el dominio durante el evento de viento con distinta duración T_w para los experimentos con viento delimitado.

	$T_w = 1$ día	$T_w = 2$ días	$T_w = 3$ días	$T_w = 4$ días	$T_w = 5$ días	$T_w = 6$ días
E_k máxima durante evento	3.18	4.78	4.11	3.25	2.58	4.61*
Tiempo del máximo de E_k (días)	0.91	1.41	1.75	2.00	2.33	----

* Valor alcanzado después del evento.

8. Conclusiones y Comentarios.

En este capítulo utilizamos un modelo numérico tridimensional con una configuración realista para investigar la dinámica forzada por el esfuerzo del viento en el Golfo de Tehuantepec. A diferencia de trabajos anteriores donde el campo de viento es simétrico y varía suavemente en el tiempo, en este estudio utilizamos por primera vez un forzamiento que contiene una significativa variabilidad temporal por la presencia de intensos eventos de viento en dirección normal a la costa. Además, la configuración del modelo incluye la línea de costa y la variación de la batimetría desde 50 metros en la costa hasta la profundidad de 1000 m.

Los resultados muestran que a partir del reposo, en sólo 20 días se establecen los principales rasgos de la circulación que se observan en el GT durante invierno, lo cual destaca la importancia que tiene el efecto del viento sobre la dinámica local. Se observa la formación de dos corrientes costeras que fluyen hacia la parte norte del GT. En el lado E la corriente es persistente hacia el polo, con un ancho aproximado de 100 km y velocidad superficial promedio de $0.3 - 0.4 \text{ ms}^{-1}$. El transporte para esta corriente costera es de $0.55 - 0.92 \text{ Sv}$, que está de acuerdo con el valor reportado por Barton y Trasviña (2009) usando datos de ADCP. En el lado W, la corriente costera tiene una variabilidad asociada a los eventos de viento y presenta cambios de signo: positivo durante el inicio del evento y negativo o muy bajo después de los eventos. Los valores más importantes del transporte en este lado alcanzan 0.1 Sv hacia la parte norte del golfo.

Después del 20 de febrero es posible identificar una estructura anticiclónica de aproximadamente 200 km de diámetro en el lado oeste del GT, la cual está formada por una incursión de agua cálida. Esta estructura anticiclónica se mueve a baja velocidad ($\sim 2.0 \text{ km d}^{-1}$) en comparación con

los remolinos observados en Tehuantepec, por lo que podemos suponer que las condiciones ambientales de corriente y vorticidad juegan un papel importante en la deriva de los remolinos.

El balance de términos en las ecuaciones del modo externo del modelo, muestra que los términos geostroóficos dominan la dinámica en el GT, los cuales tienen una notoria asimetría a lo largo de una sección paralela a la costa. Esta asimetría es influenciada por la plataforma continental en el lado este del golfo, donde se forma una corriente costera en dirección al norte. A segundo orden, lo demás términos se balancean en el oeste, donde se observa la formación del remolino anticiclónico y al este, sobre la plataforma continental. Estos resultados permiten proponer que la plataforma continental evita la formación del remolino ciclónico en el lado este del golfo. En el lado opuesto, donde la profundidad disminuye rápidamente, el efecto del viento induce la formación de un remolino anticiclónico que no encuentra obstáculos para desarrollarse.

Usando un campo de viento delimitado se realizaron una serie de experimentos para estudiar el efecto que producen eventos de diferente duración y eventos consecutivos. Los pulsos de viento que se presentan en el Golfo de Tehuantepec producen una respuesta oscilatoria con frecuencia inercial. El periodo de viento que más energía introduce al sistema es $T_w = 2$ días, lo cual corresponde a una frecuencia inercial en latitud 14.47°N . Por otra parte, cuando dos eventos de viento se presentan con un retraso temporal, el aumento de la E_k por el segundo evento es importante si el retraso es menor a la mitad del periodo inercial, mientras que si el retraso es entre $\frac{1}{2}$ y un periodo inercial, la variación de E_k es prácticamente nula. De esta forma, se establecen un criterio que determinan la respuesta del océano en función de la duración y tiempo entre eventos de viento.

Conclusiones Generales.

En esta tesis se presenta un estudio de la circulación de mesoescala en el Golfo de Tehuantepec (GT) forzada por el viento. Se utilizaron observaciones de corrientes y temperatura superficial para analizar la variabilidad temporal del océano en un periodo donde se presentan fuertes eventos de viento. Los resultados muestran que la circulación costera en invierno después de un evento Tehuano se organiza de manera persistente en un flujo que va de este a oeste, lo cual provoca la entrada de una masa de agua cálida al GT. Esta corriente que entra por el este es muy persistente durante el periodo de observaciones y está asociada con una zona de baja variabilidad hacia el este frente a la costa.

Durante el inicio de los eventos de viento la corriente costera superficial se desvía hacia el suroeste y está asociada con un descenso en la temperatura superficial por debajo del eje del viento. Conforme se desarrollan dichos eventos, la corriente del lado oeste se invierte de tal forma que genera convergencia costera con la corriente que entra por el este. Ambas corrientes convergen en la parte norte del Golfo y fluyen hacia el sur por debajo del eje del viento. En el lado oeste se aprecia parte de la formación de una estructura anticiclónica que captura una mancha de agua fría producto de la surgencia y la mezcla producidas por el viento, mientras que en el lado opuesto no se aprecia la formación de su contraparte ciclónica, por lo menos no dentro del área de cobertura de los sistemas de RAF.

Los resultados que se presentan aquí apoyan la hipótesis planteada de que la asimetría entre las características de ambos remolinos es producida, o al menos intensificada, por la presencia de la corriente costera observada, la cual no ha sido considerada en trabajos anteriores donde se discute sobre la formación y evolución de los remolinos. Los resultados de los cálculos de correlación, indican que la energía cinética de la corriente superficial está bien relacionada con la

variabilidad del esfuerzo del viento durante todo el periodo de mediciones y durante los Nortes. Sin embargo, en ausencia de eventos de viento, la correlación es mucho mayor utilizando sólo la componente zonal del esfuerzo, lo cual nos permite suponer una acción directa sobre la circulación, al debilitar la corriente costera que va hacia el oeste y por tanto producir una disminución en la energía cinética. Por otra parte, la vorticidad relativa sólo tiene correlaciones altas con la componente normal a la costa, el rotacional y la divergencia del esfuerzo del viento durante todo el periodo de mediciones y durante los Nortes, lo cual implica que los aumentos significativos observados en la vorticidad relativa negativa se producen durante los eventos de viento. A partir de esto resultados podemos señalar que la circulación costera en el Golfo de Tehuantepec está también relacionada con la componente zonal del esfuerzo del viento. Por otra parte, la importancia aparente de la divergencia del esfuerzo del viento nos sugiere la influencia de otros mecanismos implicados, además del bombeo y el transporte de Ekman así como la mezcla turbulenta, que son bastante atractivos para ser estudiados en un futuro para tener un entendimiento completo de los procesos que producen el enfriamiento observado en la superficie.

Utilizando un modelo analítico lineal de $1\frac{1}{2}$ capas se estudió la respuesta del océano ante un viento normal a la costa. Reteniendo la componente del esfuerzo del viento en dirección paralela a la costa logramos una representación realista para simular un campo de viento que puede ser inercial o en forma de abanico. Encontramos que un viento inercial no produce asimetría en la respuesta del océano, mientras que un perfil en forma de abanico si lo hace. Las características de asimetría que se obtienen al incluir en el modelo un viento en forma de abanico, sugieren que el viento produce corrientes superficiales con mayor vorticidad negativa (anticiclónica) en el lado Oeste. En el lado Este, también se genera vorticidad positiva (ciclónica) aunque es un poco

más débil en magnitud que en el lado Oeste. Entre otras causas, esta preferencia anticiclónica, característica únicamente de la forma del viento coincide con las diferencias de tamaño e intensidad entre los remolinos que forman el dipolo reportadas en la literatura. A partir del forzamiento para el viento en forma de abanico, se obtuvo una solución del corrimiento de la asimetría encontrada. En términos de las componentes del esfuerzo del viento, se puede determinar la raíz del desplazamiento de la interfaz y el punto de máxima velocidad hacia fuera de la costa, los cuales siempre son negativos.

En este trabajo utilizamos un modelo numérico tridimensional con una configuración realista para investigar la dinámica forzada por el esfuerzo del viento en el GT. A diferencia de trabajos anteriores donde el campo de viento es simétrico y varía suavemente en el tiempo, en esta tesis utilizamos por primera vez un forzamiento que contiene una significativa variabilidad temporal por la presencia de intensos eventos de viento en dirección normal a la costa. Además, la configuración del modelo incluye la línea de costa y la variación de la batimetría desde 50 metros en la costa hasta la profundidad de 1000 m.

Los resultados muestran que en 20 días se establecen los principales rasgos de la circulación que se observan en el GT durante invierno, lo cual destaca la importancia que tiene el efecto del viento sobre la dinámica local. Se observa la formación de dos corrientes costeras que fluyen hacia la parte norte del GT. En el lado E la corriente es persistente hacia el polo, con un ancho aproximado de 100 km, velocidad superficial promedio de $0.3\text{--}0.4\text{ ms}^{-1}$ y un transporte de $0.55\text{--}0.92\text{ Sv}$. En el lado W, la corriente costera tiene una variabilidad asociada a los eventos de viento y presenta cambios de signo: positivo durante el inicio del evento y negativo o muy bajo después de los eventos. Los valores más importantes del transporte en este lado alcanzan 0.1 Sv hacia la cabeza del golfo.

Es posible identificar una estructura anticiclónica de aproximadamente 200 km de diámetro en el lado oeste del GT, la cual está formado por una incursión de agua cálida. Esta estructura anticiclónica se mueve a baja velocidad ($\sim 2.0 \text{ km d}^{-1}$) en comparación con los remolinos observados en Tehuantepec, por lo que podemos suponer que las condiciones ambientales de corriente y vorticidad juegan un papel importante en la deriva de los remolinos.

El balance de términos en las ecuaciones del modo externo del modelo, muestra que los términos geostroficados dominan la dinámica en el GT, los cuales tienen una notoria asimetría a lo largo de una sección paralela a la costa. Esta asimetría es influenciada por la plataforma continental en el lado este del golfo, donde se forma una corriente costera en dirección al norte. A segundo orden, los demás términos se balancean en el oeste, donde se observa la formación del remolino anticiclónico y al este, sobre la plataforma continental. Estos resultados permiten proponer que la plataforma continental evita la formación del remolino ciclónico en el lado este del golfo. En el lado opuesto, donde la profundidad disminuye rápidamente, el efecto del viento induce la formación de un remolino anticiclónico que no encuentra obstáculos para desarrollarse.

Usando un campo de viento delimitado se realizaron una serie de experimentos para estudiar el efecto que producen eventos de diferente duración y eventos consecutivos. Los pulsos de viento que se presentan en el GT producen una respuesta oscilatoria con frecuencia inercial. El periodo de viento que más energía introduce al sistema es $T_w = 2$ días, lo cual corresponde a una frecuencia inercial en latitud 14.47°N . Por otra parte, cuando dos eventos de viento se presentan con un retraso temporal, el aumento de la E_k por el segundo evento es importante si el retraso es menor a $\frac{1}{2}$ del periodo inercial, mientras que si el retraso es entre $\frac{1}{2}$ y un periodo inercial, la variación de E_k es prácticamente nula. De esta forma, se establecen un criterio que determinan la respuesta del océano en función de la duración y tiempo entre eventos de viento.

Referencias.

Atlas, R., R. N. Hoffman, S. C. Bloom, J. C. Jusem, and J. Ardizzone, 1996: A multiyear global surface wind velocity data set using ssm/i wind observations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 869–882.

Barton, E. D., M. L. Argote, J. Brown, P. M. Kosro, M. Lavín, J. M. Robles, R. L. Smith, A. Trasviña, and H. S. Vélez, 1993: Supersquirt: Dynamics of the gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography*, **6**, 23–30.

Barton E. D., Lavín M. F., Trasviña A. 2009: Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Cont. Shelf Res.*, **29**, 485–500.

Blumberg, A. F. and G. L. Mellor, A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, In *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, N. S. Heaps (Ed.), 1-16, *American Geophysical Union*, Washington, DC, 1987.

Bourassa, M. A., L. Zamudio, and J. J. O'Brien (1999), Noninertial flow in NSCAT observations of Tehuantepec winds, *J. Geophys. Res.*, **104(C5)**, 11,311–11,319

Clarke, A. J., 1988: Inertial wind path and sea surface temperature patterns near the gulf of Tehuantepec and gulf of Papagayo. *J. Geophys. Res.*, **93(15)**, 15 491–15 501.

Chelton, Dudley B., Michael H. Freilich, Steven K. Esbensen, 2000: Satellite observations of the wind jets off the pacific coast of central america. part i: case studies and statistical characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1993–2018.

Chelton DB, Esbensen SK, Schlax MG, Thum N, Freilich MH, Wentz FJ, Gentemann CL, McPhaden MJ, Schopf PS. 2001. Observations of Coupling between Surface Wind Stress and Sea Surface Temperature in the Eastern Tropical Pacific. *Journal of Climate*.

Flores-Vidal X, Durazo R, Flament P, Chavanne C. 2011. Circulación costera en ausencia de viento en el Golfo de Tehuantepec, México: Observaciones con radares de Alta Frecuencia. *Aceptado en Revista Ciencias Marinas*.

Gonzalez-Silvera A, Santamaria-del-Angel E, Millan-Nuñez R, Manzo-Monroy H. 2004. Satellite observations of mesoscale eddies in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo (Eastern Tropical Pacific). *Deep-Sea Res. II* **51**: 587–600.

Gurgel KW, Antonischki G, Essen HH, Schlick T. 2000. Wellen Radar (WERA): a new ground-wave HF radar for ocean remote sensing. *Coastal Eng.* **37**: 219–234.

Hoffman, R. N., 1984: SASS wind ambiguity removal by direct minimization. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1829–1852, part II: Use of smoothness and dynamical constraints.

Kessler WS. 2002. Mean Three-Dimensional Circulation in the Northeast Tropical Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* **32**: 2457 – 2471.

Large WG, Pond S. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.* **11**: 324–336.

Lavín, M. F., J. M. Robles, M. L. Argote, E. D. Barton, R. Smith, J. Brown, M. Kosro, A. Trasviña, H. S. Vélez, and J. García., 1992: Física del golfo de Tehuantepec. *Ciencia y Desarrollo*, **103**, 98–108.

McClain CR, Christian JR, Signorini SR, Lewis MR, Asanuma I, Turk D, Dupouy-Douchement C. 2002. Satellite ocean-color observations of the tropical Pacific Ocean, *Deep-Sea Res. II* **49**: 2533–2560.

McCreary J.P., H. S. Lee, and D. B. Enfield, 1989. The response of the coastal ocean to strong offshore winds: With application to circulations in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo. *J. of Marine Res.* **47**, 81 – 109.

Mellor, G. L. and T. Yamada 1982, Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. and Space Phys.*, **20(4)**, 851-875.

Müller-Karger FE, and Fuentes-Yaco C. 2000. Characteristics of wind-generated rings in the eastern tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* **105(C1)**: 1271–1284.

Palacios, D. M. and S. J. Bograd 2005, A census of Tehuantepec and Papagayo eddies in the northeastern tropical Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, **32**.

Paduan, J, Cook M. 2004. HFRadarmap toolbox for MATLAB, Nav Postgrad. Sch., Monterey, Calif. (Available at <http://www.oc.nps.navy.mil/radlab/HFRadarmapToolbox/>)

Roden, G. I., 1961: On the wind driven circulation in the Gulf of Tehuantepec and its effect upon surface temperatures. *Geofis. Int.*, **1 (3)**, 55–76.

Romero-Centeno, R., J. Zavala-Hidalgo, A. Gallegos, and J. J. O'Brien, 2003: Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *Journal of Climate*, **16(15)**, 2628–2639.

Steenburgh, W. J., D. M. Schultz, and B. A. Colle, 1998: The structure and evolution of gap outflow over the gulf of Tehuantepec, Mexico. *Monthly Weather Review*, **126**, 2673–2691.

Stumpf HG. 1975. Satellite Detection of Upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* **5**: 383–388.

Stumpf HG, Legeckis RV. 1977. Satellite Observations of Mesoscale Eddy Dynamics in the Eastern Tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* **7**: 648–658.

Sun, F., and J.-Y. Yu (2006), Impacts of Central America gap winds on the SST annual cycle in the eastern Pacific warm pool, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06710.

Trasviña, A. and E. Barton, 2008: Summer circulation in the Mexican Tropical Pacific. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **5**, 5, 587–607.

Trasviña, A., E. D. Barton, J. Brown, H. S. Velez, P. M. Kosro, and R. L. Smith, 1995: Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. *J. Geophys. Res.*, **100**, 20,649–20,663.

Umatani, S., T. Yamagata, 1991: Response of the Eastern Tropical Pacific to Meridional Migration of the ITCZ: The Generation of the Costa Rica Dome. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 346–363.

Velázquez-Muñoz, F. A., J. A. Martínez, C. Chavanne, R. Durazo and P. Flament. 2011-A. Circulación costera forzada por el viento en el Golfo de Tehuantepec, México. Capítulo 1. *Aceptado en Revista Ciencias Marinas*.

Velázquez-Muñoz, F. A., J. A. Martínez, and R. Durazo. 2011-B, Respuesta asimétrica por viento normal a la costa en el Golfo de Tehuantepec, México. *Capítulo 2*.

Velázquez-Muñoz, F. A., J. A. Martínez, and R. Durazo. 2011-C, Estudio numérico de la circulación forzada por el viento en el Golfo de Tehuantepec, México. *Capítulo 3*.

Willett, C. S., R. R. Leben, and M. F. Lavín, 2006: Eddies and tropical instability waves in the eastern tropical pacific: A review. *Progress in Oceanography*, **69**, (2-4), 218 – 238. A Review of Eastern Tropical Pacific Oceanography.

Wirtky, K. 1965. Surface currents of the Eastern Tropical Pacific ocean. *Inter-American Tropical Tuna Commission Bulletin* **9** (5): 271–304.

Zamudio, L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger, S. L. Morey, J. J. O'Brien, C. Tilburg, and J. Zavala-Hidalgo. 2006, Interannual variability of Tehuantepec eddies, *J. Geophys. Res.*, 111, C05001, 21.