

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



**DINÁMICA COSTERA DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC Y SU
INTERACCIÓN CON EL PACÍFICO TROPICAL ORIENTAL**

T E S I S

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

PRESENTA

XAVIER FLORES VIDAL

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO A 18 DE JULIO DEL 2011.

Resumen

La circulación costera del Golfo de Tehuantepec (GT) está fuertemente influenciada por chorros de viento que pasan a través de una depresión orográfica en la sierra madre del sur de México. Diversos estudios han reportado la formación de grandes remolinos (50-200 km) en la superficie oceánica del GT como un reflejo directo del chorro de viento. Sin embargo, algunos aspectos como la estructura vertical de los remolinos, las condiciones dinámicas del GT en ausencia del viento y la influencia de corrientes geostróficas del Pacífico Tropical Oriental sobre la circulación costera del GT, han sido escasamente abordados. El presente trabajo utiliza principalmente datos medidos con Radares de Alta Frecuencia (HFR por sus siglas en inglés), para estudiar la dinámica costera del GT. Se presenta un método para mejorar la precisión e incrementar la confiabilidad de las mediciones. Los resultados obtenidos dan pie a una nueva opción en calibración de HFR. Enseguida, se aborda de manera general el estudio de la circulación del GT. Se reporta la presencia de una corriente costera compuesta por aguas cálidas provenientes del sur-este y se propone un valor umbral mínimo de la magnitud del esfuerzo del viento, por encima del cual se observa una dinámica típica de remolinos generados por el viento. Para estudiar la influencia aislada del viento sobre la circulación del GT se utilizó una función de transferencia para separar la componente de la circulación ageostrófica de la geostrófica. La circulación ageostrófica pareció estar influenciada exclusivamente por el viento, sin presentar evidencias de otros procesos que pudieran ser de relevancia (*e.g.* frontogénesis o inestabilidades de la capa de mezcla). Se encontró también que durante eventos con magnitud de esfuerzo de viento de $\approx 0.35 \text{ Nm}^{-2}$ ($\approx 0.5 \text{ Nm}^{-2}$) la termoclina fue desplazada hacia la superficie desde $\approx 40 \text{ m}$ ($\approx 60 \text{ m}$) de profundidad en unas cuantas horas. Adicionalmente, se estudia la circulación sub-inercial del GT, donde destaca la presencia de oscilaciones con periodo cercano a 4 días asociadas a la corriente costera de agua cálida proveniente del sur-este. Se encontró que estas oscilaciones tienen coherencia espectral al 95 % de confianza con el viento en el Golfo de Panamá. La profundidad de la termoclina contiene las mismas oscilaciones (≈ 4 días de periodo). Se propone que las oscilaciones inerciales generadas por los chorros de viento en Panamá ($f_i=0.25 \text{ cpd}$), pudieran propagarse hacia el norte en forma de ondas atrapadas a la costa y ser detectadas en el Golfo de Tehuantepec ($\sim 1200 \text{ km}$ al norte de Panamá). De esta manera el presente estudio complementa el estado actual de conocimiento sobre la circulación costera del GT, además de incluir el uso de herramientas nuevas como lo son los HFR.

Abstract

Coastal circulation at the Gulf of Tehuantepec (GT) is strongly influenced by gap winds in the southwest of Mexico. Most of the existing literature focuses on the wind jet and on the wind generated eddies (50 – 200 km of diameter). However, the vertical structure of these eddies, the coastal circulation in absence of wind, and the influence of large scale geostrophic currents, are still partially undocumented. The present work used High Frequency Radars (HFR) to study the coastal dynamics at the inner GT. Firstly, we present a method to calibrate HFR receivers-arrays by using ships echoes detected within the HFR Doppler spectra. The results improve the HFR's currents estimations and proposed this method as a new option on HFR calibrations. Secondly, we study the coastal circulation at GT. The presence of a relatively warm easterly coastal current is reported. The wind generated eddies are studied in relationship with the wind-stress magnitude, a value is established as the limit over which the typical eddy generation process starts. With the purpose of isolate the wind influence, a transfer function was applied between the wind stress and the surface current, in this fashion the ageostrophic variability was extracted from the total surface variability. In turn the quasi-geostrophic variability was also obtained. The ageostrophic dynamic was entirely driven by the wind with no evidences of other process (*e.g.* frontogenesis or instabilities of the mixed layer). It was also found that under wind stress of $\approx 0.35 \text{ Nm}^{-2}$ ($\approx 0.5 \text{ Nm}^{-2}$) the thermocline was pumped up from $\approx 40 \text{ m}$ ($\approx 60 \text{ m}$) depth within a few hours. Additionally, the sub-inertial motions were studied. An oscillation of ≈ 4 days of period was observed in relationship with the the previously reported easterly warm current. Spectral coherence (95 % of confidence limit) between these oscillations and the wind at Panama Gulf was observed. The thermocline depth also showed the same oscillations (≈ 4 days of period). Inertial oscillations generated by the wind at the Gulf of Panama ($f_i \approx 0.25$), may behave as coastal trapped waves which travels towards the pole for more than $\approx 1200 \text{ km}$ and reach the GT. Using new technologies (HFR) this work complements the studies of the coastal circulation at the inner Gulf of Tehuantepec.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

**DINÁMICA COSTERA DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC Y SU INTERACCIÓN
CON EL PACÍFICO TROPICAL ORIENTAL**

T E S I S

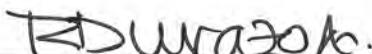
que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

PRESENTA

XAVIER FLORES VIDAL

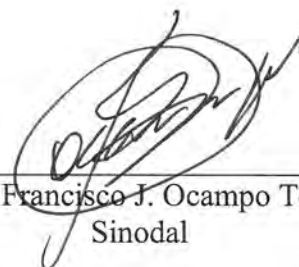
APROBADA POR:



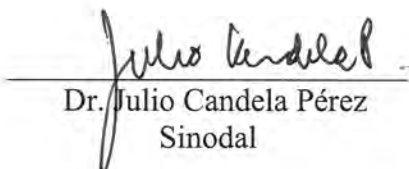
Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Director



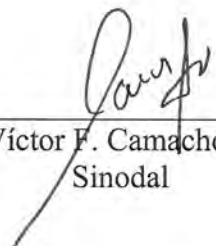
Dr. Pierre Flament
Sinodal



Dr. Francisco J. Ocampo Torres
Sinodal



Dr. Julio Candela Pérez
Sinodal



Dr. Víctor F. Camacho Ibar
Sinodal

Ensenada, B.C. México a 18 de Julio de 2011

Este Trabajo esta Dedicado a la Fuerza Interminable de la Convicción Humana, Fuerza Única que Materializa Sueños y Trae Paz a la Razón Humana.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a mi amigo Reginaldo Durazo, a quien debo mi formación académica, su ejemplo como académico y como persona me han mostrado siempre el camino a seguir. Su interminable paciencia y calidad humana son un verdadero ejemplo para mi. Una vez más,
GRACIAS *chief*.

A mi madre Rocio por su infinito amor y apoyo a cada uno de mis sueños.

A la familia Vidal-Barradas, a cada uno de mis tíos, primos, sobrinos y en especial a mis abuelos que con su ejemplo iluminan y dirigen mi vida.

A la familia Moreno-Luce y Flores-Mavil por su amor, ejemplo y la fuerza que le imprimen a mi vida.

A mi hermano Luis, quien a pesar de ser menor que Yo, me da un ejemplo constante de madurez y fuerza.

A mi hermana Katia, que siempre me escucha y comparte mis tristezas y alegrías.

En especial a Mayra Hernandez por su amor, paciencia y apoyo durante la etapa terminal de este trabajo. Gracias por permitirme caminar y crecer junto a ti. Gracias por tu ejemplo de amor, humildad y fuerza ante la vida. Gracias por tu locura y por aguantar mis malos humores ;)

A mis sinodales Paco Ocampo, Julio Candela y Victor Camacho, quienes con amabilidad y entusiasmo me brindaron su tiempo durante los procesos de revisión de este trabajo.

Al Prof. Pierre Flament quien confió en mi y desinteresadamente me entrenó durante dos años. Su entusiasmo científico es un ejemplo a seguir.

Al Dr. Cedric Chavanne, quien amablemente me instruyó en el uso de radares HF y aportó ideas iniciales para la realización de este trabajo.

A Michael Brown, Yannek Meunier, Victoria Futch, Jacob Cass, Derek Young, Charina Repollo, Tyson Hilmer y Ken Constantine, todos miembros del Radar Laboratory de la Universidad de Hawaii. Gracias por su amistad y apoyo.

Gracias a mis amigos Vladimir, Hector, Cesar, Anita, Irvin, Kena, Jenny, Samanta, Lorena, Guillermo y a todos los amigos que de una u otra forma me apoyaron durante esta etapa.

Gracias a los programas COGOTE (# U40822-F), PEGOTE (#323) e INGOTEPA (85108), todos iniciativa del Dr. Reginaldo Durazo quien impulsa el uso de Radares HF en México.

Al Concejo Nacional de Ciencia y Tecnología CONACyT, y al Project On Government Oversight's (POGO) fellowship program, por las becas proporcionadas. Su apoyo económico hizo posible la realización de este trabajo.

Gracias al personal docente, directivo y administrativo de la Universidad Autónoma de Baja California UABC y de la Facultad de Ciencias Marinas FCM.

Contenido

I. Introducción	1
I.1. Objetivo	3
I.2. Justificación	4
I.3. Área de Estudio	5
II. Capítulo 1. High Frequency Radars: Beam bearing calibrations using ships as reflectors	9
Literatura citada	19
Pies de figuras	21
Figuras	22
III. Capítulo 2. Circulación costera en ausencia de viento en el Golfo de Tehuantepec, México:	
Observaciones con radares de Alta Frecuencia	26
Literatura citada	45
Pies de figuras	46
Figuras	47
IV. Capítulo 3. Ageostrophic and quasi-geostrophic circulation in the Gulf of Tehuantepec, México:	
HF Radio measurements	55
Literatura citada	79
Pies de figuras	81
Figuras	83
V. Capítulo 4. Evidence of a coastal-shelf arrested wave in the Gulf of Tehuantepec, México	96
Literatura citada	114
Pies de figuras	116
Figuras	118
VI. Conclusiones	126
VI.1. Futuras líneas de investigación	128
Literatura general citada	129

Índice de figuras

Figura

Pagina

Figura 1. El área de estudio se indica por el recuadro rojo (Golfo de Tehuantepec). La depresión orográfica en la cadena montañosa (Paso de Chivela) se indica por la flecha negra. Adicionalmente se muestran dos depresiones orográficas más, en el Golfo de Papagayo y en el Golfo de Panamá. La batimetría se representa por contornos de línea continua. Para efectos prácticos únicamente se indican las isobatas de 100 y 1000 m de profundidad. La barra de color indica elevaciones orográficas (positivas con respecto al nivel medio del mar NMM). La batimetría se expresa en números negativos con respecto al NMM. Topografía y batimetría están expresadas en metros.

..... 8

I

Introducción

La dinámica oceánica del Golfo de Tehuantepec resulta de gran interés científico debido principalmente al fuerte efecto del viento en la zona. Durante más de cincuenta años el Golfo de Tehuantepec (GT) se ha estudiado de manera multidisciplinaria. El GT ha sido caracterizado como una zona de surgencias, en las cuales se han reportado cantidades importantes de biomasa después de cada evento de viento del norte o Tehuano (Färber-Lorda *et al.* 2004). Los eventos Tehuanos, son vientos en forma de chorro normales a la costa que se originan debido al gradiente de presión entre el Océano Atlántico y el Océano Pacífico (Steenburgh *et al.* 1998, Romero-Centeno *et al.* 2003), y es el principal factor que modifica la dinámica oceánica del GT. Desde los años sesenta (Brandhors, 1958; Roden, 1961 y Blackburn, 1962) el efecto de los Tehuanos sobre la circulación oceánica fue estudiado mediante mediciones *in situ*. Recientemente el uso de tecnologías nuevas como CTD (Perfiladores de temperatura, conductividad y presión, por sus siglas en inglés), ADCP (perfiladores acústicos de corrientes, por sus siglas en inglés) e instrumentos a bordo de satélites geoestacionarios, han permitido una mejor descripción del efecto de los Tehuanos. McCreary *et al.* (1989) y Steenburgh *et al.* (1998) estudiaron el efecto asimétrico del viento Tehuano, que origina la formación de un remolino anti-ciclónico bien definido del lado oeste del eje del viento y uno ciclónico menos definido del lado este.

Los autores asociaron esta asimetría principalmente a los efectos inerciales debido a la rotación de la tierra (Coriolis) y a la conservación de vorticidad potencial. En la década pasada, Trasviña *et al.* (2003, 2008) y Barton *et al.* (2009) estudiaron los mecanismos de formación de los remolinos ciclónicos y anticiclónicos, y presentaron evidencia del gradiente presión impuesto por el viento Tehuano sobre la superficie oceánica. Los autores indicaron que durante el desarrollo de un Tehuano, el nivel del mar en la superficie oceánica del GT disminuye, lo que origina un levantamiento de la termoclina en la porción oriental del GT y un hundimiento en la porción occidental. Una vez que el Tehuano cesa, el sistema se compensa mediante corrientes que convergen en la zona previamente afectada por el viento, dando lugar a un remolino anticiclónico (porción oeste) y ciclónico (porción este) (Barton *et al.* 1993, 2009, Trasviña *et al.* 1995, 2003, 2006). Los remolinos anti-ciclónicos han sido frecuentemente observados y tienden a viajar largas distancias (>1000 km) hacia el oeste. Por el contrario los remolinos ciclónicos no son comunes de observar y se argumenta que tienen una vida relativamente corta sin propagarse fuera del GT (Trasviña *et al.* 2008, Palacios *et al.* 2005). Algunos estudios sugieren que el efecto dinámico de la circulación inducida por el viento en el GT, va más allá de los remolinos y corrientes oceánicas asociadas. Melville *et al.* (2005) mostró evidencias de modificaciones en los campos de oleaje asociados al efecto de las corrientes originadas por el viento. El viento Tehuano origina por un lado oleaje local hacia el sur (mar adentro) con un “fetch” suficiente para desarrollar olas de ≈ 2.5 m, mientras que el oleaje remoto o libre, hacia el norte (hacia la costa) originado principalmente por tormentas lejanas, desarrolla olas de ≈ 1.5 m (García-Nava *et al.* 2009). Los procesos y mecanismos de interacción entre olas-olas y olas-corrientes en el GT, es un campo de estudio que se encuentra en desarrollo por el grupo de oleaje del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) (Ocampo-Torres *et al.* 2011).

La dinámica costera del GT no está controlada únicamente por los vientos Tehuanos. El gradiente de densidad vertical y la presencia de una plataforma continental abrupta dan lugar a ondas internas que se propagan por el GT (Filonov *et al.* 2000). Adicionalmente, la circulación del GT en épocas del año

donde no existen eventos de viento intenso, ha sido poco abordada. Barton *et al.* (2009) reportaron una corriente costera que se propaga hacia el polo, compuesta por aguas cálidas provenientes de América Central. Los autores explican la presencia de ésta corriente como una componente de la circulación de gran escala del Pacífico Tropical Oriental, asociada a la Corriente de Costa Rica. Zamudio *et al.* (2001, 2006), reportaron mediante simulaciones numéricas, una corriente similar a la observada por Barton *et al.* (2009), y la explicaron como propagación de una onda atrapada a la costa que genera a su vez inestabilidades baroclínicas que desarrollan remolinos positivos en ausencia de viento.

El presente trabajo utiliza observaciones realizadas con radares de alta frecuencia (HFR, por sus siglas en inglés), perfiladores acústicos (ADCP, por sus siglas en inglés), cadenas de termógrafos, perfiladores de temperatura, salinidad y densidad (CTD, por sus siglas en inglés) y datos obtenidos con instrumentación a bordo de satélites para estudiar la dinámica costera en el GT bajo dos diferentes escenarios: la circulación superficial en presencia y en ausencia de eventos de viento intenso. En particular se aborda el estudio de la corriente costera descrita por Barton *et al.* (2009), para identificar su origen, su persistencia dentro del GT, y su alcance espacial fuera del GT. De manera similar, se estudia la dinámica de remolinos costeros que ocurren en el GT y que no están asociados al campo de vientos.

A continuación se presenta el objetivo puntual de este trabajo, una justificación y una breve descripción del área de estudio.

I.1. Objetivo

Estudiar la dinámica costera del GT bajo la influencia de vientos intensos del norte (Tehuano) y en ausencia de los mismos, además de identificar la posible conectividad de los procesos costeros con la dinámica de gran escala del Pacífico Tropical Oriental.

I.2. Justificación

El reciente desarrollo de la tecnología permite realizar mediciones oceánicas con una alta resolución espacial y temporal, lo que permite estudiar procesos que sólo son observables cuando la resolución del muestreo los captura. Los Radares de Alta Frecuencia (HFR), han sido propuestos como herramientas de medición de corrientes oceánicas superficiales desde hace ≈ 50 años (Crombie 1955, Barrick 1977, Lipa *et al.* 1983, Gurgel *et al.* 1999). Sin embargo, su carácter de prototipos los ha mantenido al margen como instrumentos oceanográficos. Con radares HFR es posible muestrear áreas de $\approx 20,000 \text{ km}^2$ (200 km mar adentro desde la costa), con resolución espacial de hasta 500 m, y de manera sinóptica cada 15 minutos. Esta habilidad exclusiva de los HFR, los convierte en las herramientas ideales para estudiar fenómenos costeros (< 100 km de la costa), donde la resolución de los datos obtenidos con satélites no es suficiente. En la zona costera los procesos dinámicos tienen una variabilidad temporal típica de horas a unos cuantos días y espacial del orden de cientos de metros a kilómetros. Aunque las mediciones clásicas de perfiladores acústicos (ADCP), boyas a la deriva, e instrumentos abordo de vehículos no tripulados, pueden cubrir dichos fenómenos costeros, siguen siendo mediciones que carecen de carácter sinóptico implícito y en algunos casos de la resolución espacial necesaria. La literatura existente al momento, muestra que los procesos dinámicos del Golfo de Tehuantepec (GT) ocurren en la zona costera con variabilidad temporal de horas a días y espacial del orden de kilómetros, por lo que en este estudio se utilizan principalmente datos de radares HFR para mejorar el conocimiento acerca de los procesos costeros dentro del Golfo de Tehuantepec.

I.3. Área de Estudio

El Golfo de Tehuantepec (fig. 1) se encuentra ubicado en el Pacífico Tropical Oriental, en la costa de los estados de Oaxaca y Chiapas, en el sur-oeste de México. Su porción más al norte alcanza los $\approx 16.2^\circ\text{N}$ y su extensión longitudinal va de los $\approx 93^\circ\text{W}$ a los 96°W . La composición de sus aguas ha sido identificada como una combinación de masas de agua provenientes de América Central y de la Zona de Convergencia Inter-Tropical (Alvarez *et al.* 1989, Barton *et al.* 2009). Su característica más notable es la presencia de fuertes vientos del norte, conocidos localmente como Tehuanos, que pasan en forma de chorro a través del paso de Chivela (depresión en la cadena montañosa) e inciden directamente sobre la superficie oceánica. Los Tehuanos más intensos han sido reportados durante invierno, con velocidades de viento máximas de $\approx 35\text{ ms}^{-1}$ y duraciones típicas de 1 a 5 días (Romero-Centeno *et al.* 2003). Durante la época de verano-otoño los Tehuanos son atípicos y cuando se presentan lo hacen con menor intensidad ($\approx 15\text{ ms}^{-1}$) que en invierno, aunque con mucho mayor duración (5 a 15 días).

La plataforma continental del GT se extiende $\approx 100\text{ km}$ mar adentro con una profundidad promedio de 100 m , para después incrementar drásticamente hasta 1000 m de profundidad en un “escalón” que divide la zona oceánica de la costera. La figura 1 muestra los rasgos orográficos y batimétricos del GT.

La circulación oceánica adyacente al GT ha sido abordada en varios estudios (Wyrтки 1965, 1967, Chelton *et al.* 2000(a,b), Umatani *et al.* 1991, Kessler 2002, 2006, Lavín *et al.* 2006b, Brenes *et al.* 2008). Las descripciones de las corrientes de mesoescala en el Pacífico Tropical Oriental (PTO) muestran principalmente una corriente geostrofica que fluye hacia el polo en la frontera este del PTO. La mayoría de los estudios relacionan esta corriente con la Corriente de Costa Rica (CCR). En particular, Wyrтки (1965) sugiere una variabilidad anual de la CCR, misma que se debilita entre noviembre-abril y vira al sur en latitudes que alcanzan el GT, mientras que durante los meses de mayo-octubre se intensifica, alcanza el GT y continua hacia el polo. Kessler (2006) muestra evidencias más

concretas de que la incursión de la CCR hacia el noroeste del GT nunca sucede, debido al núcleo de la alberca de agua cálida (centrado en $\approx 16^\circ\text{N}$) del PTO y su circulación geostrófica anticiclónica asociada a una termoclina más profunda. El autor hace también una descripción estacional de la CCR (relacionada con la migración de la Zona de Convergencia Inter-Tropical), caracterizada por una retracción hacia el sur de 15°N durante primavera-verano, y por una intensificación y desplazamiento hacia el norte (16°N) durante otoño (figura 7 de Kessler, 2006). Lavín *et al.* (2006b) sugieren que las diferencias entre los esquemas propuestos por Wyrski (1965) y Kessler (2006), podrían deberse a una desconexión entre la CCR y la corriente costera que fluye hacia el polo frente a las costas de los estados de Michoacán, Colima y Jalisco.

A pesar del estado actual de conocimiento sobre las corrientes costeras en el GT y la circulación de mesoescala en el PTO, los procesos que ligán estas dos regiones aún requieren atención.

A lo largo de este trabajo se desarrollan cuatro capítulos o temas principales, cada uno de ellos en respuesta a las necesidades del objetivo del presente trabajo.

En el capítulo uno, los datos son calibrados de acuerdo a las necesidades de los mismos y con las herramientas disponibles. Como resultado, la calidad de los datos incrementó significativamente. Este capítulo será sometido a *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, debido a su relevancia en el control de calidad necesario para datos obtenidos con Radars de Alta Frecuencia.

En el capítulo dos, la circulación costera general del GT fue estudiada. El efecto del viento sobre las corrientes costeras fue estimado, definiendo un valor umbral en el que el esfuerzo del viento genera enfriamiento de la superficie y modifica el flujo medio. Las condiciones costeras en ausencia de viento fueron caracterizadas por la presencia de una corriente que viaja hacia el oeste, paralela a la costa y compuesta de aguas relativamente cálidas y menos saladas. Este capítulo ha sido aceptado para su publicación en la revista *Ciencias Marinas* del Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California.

En el capítulo tres, con la finalidad de aislar el efecto del viento de la variabilidad encontrada en el GT, se extrajo mediante una función de transferencia, la variabilidad ageostrofica de los datos de HFR. Esto permitió a su vez estudiar la variabilidad cuasi-geostrofica del GT. Los resultados muestran que la variabilidad ageostrofica de las corrientes superficiales responde al viento, aunque otros procesos pudieran existir (*i.e.* frontogenesis). Este capítulo será sometido a *Journal of Physical Oceanography*.

El capítulo cuatro, estudia la variabilidad sub-inercial de las corrientes medidas en el GT. Se encuentran evidencias de una onda atrapada a la costa que viaja hacia el polo y que oscila con un periodo cercano al periodo inercial del Golfo de Panamá. Análisis de coherencia sugieren que dicha onda atrapada a la costa podría tener su origen en Panamá y viajar transportando sal y calor desde Centro América (7 °N) hasta el Golfo de Tehuantepec (16 °N). Este capítulo será sometido a *Geophysical Research Letters*.

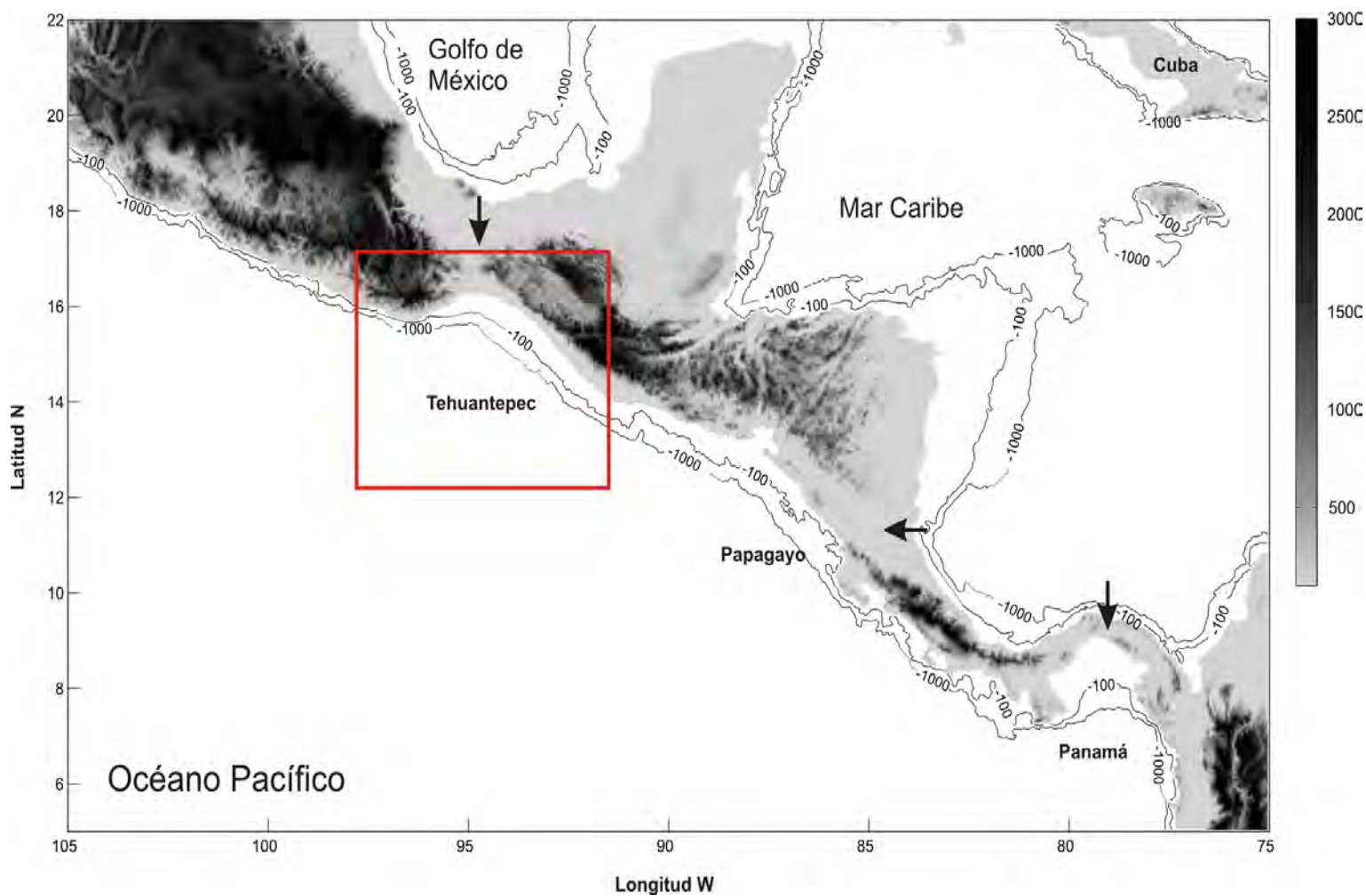


Figura 1. El área de estudio, Golfo de Tehuantepec, se indica por el recuadro rojo. La depresión orográfica en la cadena montañosa (Paso de Chivela) se indica por la flecha negra. Adicionalmente, se muestran dos depresiones orográficas más, en el Golfo de Papagayo y en el Golfo de Panamá. La batimetría se representa por los contornos de línea continua. Para efectos prácticos únicamente se indican las isobatas de 100 y 1000 m de profundidad. La barra de color indica elevaciones orográficas (positivas con respecto al nivel medio del mar NMM). La batimetría se expresa en números negativos con respecto al NMM. La topografía y la batimetría están expresadas en metros.

II

**MANUSCRIPT TO BE SUBMITTED TO JOURNAL OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC
TECHNOLOGY**

Capítulo 1. High Frequency Radars: Beam steering calibrations using ships as reflectors.

X. Flores-Vidal¹, C. Chavanne², P. Flament³ and R. Durazo¹

1. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California.

Carretera Tij-Ens km 107, Ensenada B.C., 22860, México.

2. School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, UK.

3. Department of Oceanography, School of Ocean and Earth Science and Technology,

University of Hawaii. 1000 Pope Road, Honolulu Hawaii, 96822 USA.

Abstract

Linear phase-array receivers offer advantages in azimuthal radial resolution over squared arrays. The radial azimuth resolution is related to the number of antenna elements and to the electromagnetic wave length. Typically 16 and 32 antenna arrays offer beam resolution of ~ 7 and 3 degrees respectively, at working frequencies near 16 MHz, achieving a unique spatial coverage over coastal areas of $\sim 5000 \text{ km}^2$. However, miss-calibrated phases among antenna elements cause uncertainties in the direction of the beam-steering, resulting in unreliable ocean surface currents and waves estimations. The present work uses ship echoes within the Doppler spectrum as measured by oceanographic High Frequency Radars, to correctly estimate the phase-lag between receiver antenna-elements. It is shown that a remarkably improvement is achieved after correctly adjusting the phase-lag of each antenna, making useful otherwise corrupted ocean backscattering.

Keywords: antenna, steering, phase, ship, echo

1. Introduction

High Frequency Radars (HFR) have recently become a powerful tool for remotely measuring ocean surface currents, waves and wind. HFRs have the ability to sample coastal areas from a few kilometers up to ~350 km offshore, at working frequencies of ~4 MHz. The transmitted signal propagates along the conductive sea surface and is reflected by resonant ocean's surface gravity waves with exactly half the wavelength transmitted [*Crombie, 1955*]. Two discrete main bands, each one surrounded by side bands, characterize the most energetic signals on the backscattered Doppler spectra. The main bands or first order Bragg-scatter lines, are Doppler shifted (a fraction of Hertz above and below the transmitted signal) by ocean currents that travel (overlaid on the surface gravity waves) radially toward or away from the radar. The phase speed of the resonant ocean waves can be computed straightforward from the dispersion relation for ocean gravity waves, and thus the Doppler shifted Bragg lines can be used to compute the speed of the incoming or outgoing radial currents traveling overlaid on the surface gravity waves. Second order scattering generates side bands. There are several techniques to compute wave parameters from this second order Bragg lines which include hydrodynamic and electromagnetic interactions [*Hasselmann, 1971*], as well as transfer functions and inversion of a nonlinear integral wave-equation [*Barrick, 1977*]. Retrieving the ocean's wave spectrum and wave height requires second order Bragg lines with large Signal to Noise Ratios (SNR) [*Teague 1997, Gurgel 1999*]. HFRs do not respond directly to the wind. Nevertheless, a raised response on the signals scattered by ocean waves in response to the wind have been used to estimate direction, and in some cases, wind speed near the ocean surface [*Long and Trizna 1973, Steward and Barnum 1975, Shearman and Wyatt 1982*].

Among the techniques used to estimate the radial distance from which the sea-echo signal is coming, the most common is the use of a Frequency Modulated Continuous Wave (FMCW) as transmitted signal. FMCW is a continuous linearly swept pulse. The range resolution is then given by

$ct/2$, where c is the speed of light and t is the pulse width or bandwidth of the transmitted signal.

Steering of the receiver array could be achieved by direction-finding or beam-forming techniques. Both are post-processing digital techniques which require calibrations of gain and phase responses for each antenna element into the receiver array in order to accurately steer the array. Without such calibrations standard beam forming techniques can result in undesirable directivity (or steering) of the receiver array, or extremely broadening of the main beams.

Changes in the surroundings, such as construction of buildings, roads, or power electric lines could affect the propagation and absorption of the electromagnetic wave [Krim and Viberg 1996]. These changes not only could made the Doppler spectrum noisier, but also may introduce phase variations that affect the beam-forming, and as a consequence affect the radial ocean's current estimations.

Ideally, bi-static or transponder calibrations [Fernandez et al., 2003, 2006; Krim and Viberg, 1996] must be run as often as possible to account for any major changes that potentially could change the electromagnetic propagation. However, neither bi-statics or transponder calibrations were made for the case for the case of study presented in this work; the Gulf of Tehuantepec (GT) Mexico. The HF Radar sites at the GT were quite remote and the area was not safe for the personnel, due to local military surveillance and maneuvers. Furthermore, the phasing cables between the receiver's antennas and the analog to digital converter modules were dramatically phase-shifted due to longterm sun exposure.

In order to correctly determine the steering of the receiver phase-array and therefore the radial currents measured by the HF-Radars, the present work uses ships-echoes in the Doppler spectrum to determine the phase response for a 12-antenna phase-array. The next section introduces the data set and explains the applied method. Section 3 shows the improvement of the beam forming, and the estimation of radial currents. Section 4 summarizes the results and suggests further actions to avoid unknown beam steering angles.

2. Data and Methods

Due to its unique dynamics, the coastal ocean of the Gulf of Tehuantepec has brought the attention of many oceanographers and scientists [*Brandhors* 1958, *Blackburn* 1962, *Steenburgh et al.* 1998, *Romero-Centeno et al.* 2003, *Barton et al.* 2009, *Trasviña et al.* 1995, 2003, 2008, *Zamudio et al.* 2001, 2006, *Ocampo-Torres et al.* 2011]. From 2005 to 2008, two HFR sites were installed in the GT coast (fig. 1). The sites were originally 16-antenna phase-arrays at a working frequency of 16.3 MHz with 150 kHz bandwidth, yielding 1 km of spatial resolution and a maximum range of ~ 120 km. The angular or azimuthal resolution is roughly defined as λ/D (radians), where λ is the wavelength (18.4 m at 16.3 MHz) of the electromagnetic transmitted signal and D is the total length of the phase-array (138 m for 16 elements-array with a $\lambda/2$ spacing), yielding an angular resolution of ~ 7 degrees (0.13 radians). This theoretical angular resolution only applies for the direction perpendicular to the antenna-array and is only achieved if the beam pattern is the ideal. Imperfections on the beam pattern can arise due to non calibrated gains between the array-elements and to the windowing applied during the signal processing. Commonly, theoretical resolution degrades in a factor of two at wide beam-steering angles of 60 degrees, which in turn defines the angular limit of aperture (± 60).

In the sites, flooding caused by storms and sea turtles biking and digging on the phasing cables damaged some of the antenna-elements. Also, an undocumented antenna-channel swapping originated the original cable-phase calibrations to be useless, making the correct beam steering impossible to achieve. The proper correction of these kind of problems could be obtained by conducting transponder runs with a ship at a known bearing and distance. Given the bearing and the phase of the transponder signal, that is the direction of arrival (DOA), phase corrections can be incorporated to each antenna-channel over the linear array [*Fernandez et al.*, 2003, 2006]. However, transponder runs were not conducted during our operations. Instead, we use ships of opportunity [*Fernandez et al.*, 2006; *Ishan et al.*, 1999] as sources of echoes with sufficient strength or SNR greater than 20 dB.

In contrast with typical transponder runs, the ship-echo method needs to handle two main issues: the manual and/or visual identification of the ship echoes with SNR > 20 dB in the backscatter Doppler shift spectrum (*Gurgel and Schlick, 2005*), and the unknown bearing of the ship. In order to tackle the first issue, we performed visual examination of the Doppler spectra, locating approximately 100 ships spread over three years of HFR data. For the second issue, since we can find as many ships as needed, we treated the problem as an over-estimated system of equations in its matrix form and solved it using a simple multivariate regression on the least square sense.

Assuming the problem as a vector model, where the ship's echo DOA (or bearing relative to the linear array) is the vector $\hat{S}_j = \pi \sin(\theta_j)$ with j as the j_{th} ship ($j = 1, 2, \dots, M$), and the DOA vector $\hat{\phi}_i$ for every N_{th} antenna ($i = 1, 2, 3, \dots, N$), we can state the problem as;

$$P = \sum_j^M \sum_i^N (\phi_{i,j} - (i-1)\hat{S}_j - \hat{\phi}_i) \quad (1)$$

where $\phi_{i,j}$ is the actual phase detected for every antenna from every ship signal.

Solving for each antenna's phase the solution is given by

$$\frac{\partial P}{\partial \phi_N} = \sum_j^M \phi_{N,j} - (N-1)\hat{S}_j - \hat{\phi}_N = 0 \quad (2)$$

$$\hat{\phi}_N + (N-1)\sum_j^M \hat{S}_j = \sum_j^M \phi_{N,j} \quad (3)$$

Solving for every ship's echo (DOA) the solution is given by

$$\frac{\partial P}{\partial S_M} = \sum_i^N (\phi_{M,i} - (i-1)\hat{S}_M - \hat{\phi}_i)(i-1) = 0 \quad (4)$$

$$\sum_i^N \hat{\phi}_i(i-1) + \hat{S}_M \sum_i^N (i-1)^2 = \sum_i^N (i-1)\phi_{i,M} \quad (5)$$

The coefficients (or phases for every DOA) to solve equations 3 and 5 can be obtained by a matrix regression with matrices,

$$Y = \begin{pmatrix} \sum_j \phi_{1,j} \\ \sum_j \phi_{2,j} \\ \vdots \\ \sum_j \phi_{N,j} \\ \sum_i (i-1)\phi_{i,1} \\ \sum_i (i-1)\phi_{i,2} \\ \vdots \\ \sum_i (i-1)\phi_{i,M} \end{pmatrix} \quad (6)$$

and

$$X = \begin{pmatrix} M & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \ddots & 0 & 0 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & \ddots & 0 & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & M & (M-1) & (M-1) & (M-1) & (M-1) \\ 0 & 1 & \dots & (N-1) & (M-1)^2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & \dots & (N-1) & 0 & \ddots & 0 & 0 \\ 0 & 1 & \dots & (N-1) & 0 & 0 & \ddots & 0 \\ 0 & 1 & \dots & (N-1) & 0 & 0 & 0 & (M-1)^2 \end{pmatrix} \quad (7)$$

which can be solved as

$$\mathbf{B} = \mathbf{X}^{-1} \cdot \mathbf{Y} \quad (8)$$

The matrix \mathbf{B} will be then the phase at every antenna and the bearing angle for every the ship. In other words, the calibration values of the phase-array is constituted for the least square regression of M ship's echoes and its phase at N antennas.

This technique can potentially reduce or even eliminate the need for transponder runs. It could also allow periodically phase corrections that could result in more accurate current, wave, and wind estimations. Lastly, this technique can also provide the ship's position.

3. Results

Two HFR sites were installed to map total surface currents in the Gulf of Tehuantepec. Although we applied the methodology described above to the two sites, here we only present as case of study the eastern site (STM) since it was the most prone to changes in antenna-phases. Figure 1a shows the typical range-frequency-domain Bragg scatter contour of a beam steering at zero degrees (normal to the array). First order peaks are well defined ($\text{SNR} > 20 \text{ db}$) for both negative and positive Doppler shift frequencies. Second order Bragg scatter can be barely seen, while a frequency-independent negligible interference ($\text{SNR} < 20 \text{ db}$) at every ten Range-Cells (RC) can be noticed. So far, the Doppler spectrum at figure 1a is not evidence of a misplaced beam-steering, and this is because the Bragg-scatter is well sampled at every RC but is steering at unknown bearing. Figure 1b is evidence of the previous statement, once beams are formed from -60 to 60 degrees (relative to the linear phase-array) and radial currents are computed, the resulting plot showed azimuthal swapped beam-patterns which give non-sense radial currents.

As explained on section 2, HFR systems installed in the GT lost their calibrations one year after the original deployment and operators were not able to run either phasing-box, bi-static or transponder calibrations in the field afterwards. In order to recover more than two years of miss-calibrated data and make it useful, we used ship-echoes as potential references to estimate the real phase lag between antenna-elements. Following *Gurgel and Schlick* [2005], visual identification of potential ships-echoes was made at as many as possible Doppler spectra. Some conditions had to be taken into account to correctly determine a peak on the spectrum as a ship echo. The echo must be seen in between two or three RC's and into a few degrees of beam steering, and not at all over as is more commonly seen from interferences. Potential ship-echoes near zero Doppler frequency suggest that the ship is not moving. A ship-echo moving at the same speed as ocean currents will overlay on the first order Bragg lines. Problems on estimating the oceans currents due to the presence of ship echoes have been studied by

Gurgel and Schlick [2005]. Finally, moving ships should have a Doppler shift different from zero, but in a temporal evolution should be seen moving throughout different beam steering. Figure 2a shows one ship echo (with SNR > 20 db) located at zero Doppler frequency shift and centered at RC 12. This ship-echo was detected with a bearing of 30 degrees relative to the linear array (zero is normal to the array, 185 degrees north), at 0:00 hours UTC time on August 13. Figure 2b shows then that at the same instant but in a beam direction of zero degrees the ship echo is not discernible. By 15:30 UTC the same day, other (or maybe the same) ship was detected moving near by the same RC 12 (18 km offshore), but at a bearing of 5 degrees (fig. 2c). Figure 2d shows then a beam steering at 30 degrees for the same time with no potential ship echoes. About 100 potential ship echoes (with SNR > 20 db) were detected following the conditions stated. Phases at each channel were extracted from the original Doppler file for the corresponding RC. Finally, the over estimated set of equations was solved in the least-squares sense to find the real phase lag between antenna channels (see section 2).

The same data file presented in figure 1 but phase corrected is depicted in figure 3. Once correction applied, Bragg lines (beam steering at zero degrees) are narrower than before and the SNR is improved. The low interference observed over the whole frequency domain is not seen anymore, probably because the SNR improvement. The most striking improvement are the resulting radial currents, which look now with a nice smooth azimuthal variability. As expected for this HFR site located at the wind axis, currents must be strongly wind-driven towards the south at the center of the GT with two compensating counter currents (northward) at each side of the wind axis [*Barton et al.* 2009].

From an statistics point of view, cross correlation between radial currents of two radar sites must be positive for certain areas where both systems will detect any ocean currents in agreement (incoming or outgoing) and negative for places where both systems will see opposite radial directions. The geographic areas of expected negative or positive cross correlations are only in function of the radar sites geometry. A theoretically spatial pattern can be obtained by the cosine of the radial angles formed by the two radar sites. Figure 4a shows the cosine of the angles formed by the two radial grids from

each radar site. Coherent radial currents measured at each site should show similar spatial patterns in a cross correlation basis. Figure 4b illustrate the incorrect spatial pattern of about two months of radial currents cross correlation between the two radar sites. After being corrected by the method proposed in this work, the figure 4c show the improvement of the spatial pattern cross-correlation.

4. Concluding remarks

Miss-calibrated radar phase arrays could potentially result on partial or total loss of difficult to obtain data. This work presents a simple but robust statistical method to find real phase lags between antenna elements. The results show significant improvement on the beam steering and SNR, hence on the radial current estimations. Additionally, improvements on the SNR may improve the detection of second order Bragg peaks, what certainly should add accuracy to wave spectrum and wave height estimations. Furthermore, this method is only limited to find ship echoes among the Doppler spectra files. Hence, it may be applied as often as possible to account for major changes on the environment that may affect the electromagnetic wave propagation and its arrival phase among the receiver antennas.

Acknowledgments

Xavier Flores-Vidal was supported by CONACyT (Mexican Council of Science), PhD scholarship and complementary international scholarship ref: 207824. We would like to thank POGO international fellowship program for the additional stipend. This work was entirely conducted at the Radar Laboratory (RADLAB) of the University of Hawaii. Dr. K.W. Gurgel and WERA team kindly provided the software to process HFR data, and additional software to find ships. Jeffrey D. Paduan and Daniel M. Fernandez, kindly provided the standing point for this work. CONACyT provided support through scientific initiatives U40822-F and 18905, while Universidad Autónoma de Baja California contributed with additional funding through internal programs 321 and 363. Universidad el Mar (UMAR) and Secretaría de Marina (SEMAR), kindly provided personnel during the HFR installation and logistics.

References

- Barrick, D. E., Evans, M. W., and Weber, B. L. 1977. Remote sensing of the troposphere *Science*, 198, 138.
- Barton, E., M. Lavin, and A. Trasviña (2009), Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter, *Continental Shelf Research*, 29(2), 485–500.
- Crombie, D. D. 1955, *Nature*, 175, 681
- Fernandez, D., J. Vesecky, and C. Teague (2003). Calibration of HF Radar Systems with ships of opportunity, IEEE, doi:0-77803-7929-2
- Fernandez, D., J. Vesecky, and C. Teague (2006). Phase correction of small-loop HF radar system receive arrays with ships of opportunity, *Journal of Oceanic Engineering*, 31(4), 919–921.
- Gurgel, K., and T. Schlick (2005), Hf radar wave measurements in the presence of ship echoes, problems and solutions, *IEEE Oceans*, 2, 937–941.
- Gurgel, K., G. Antonischki, H. Enssen, and T. Schlick (1999), Wellen radar wera: A new ground-wave hf radar for ocean remote sensing, *Coastal Engineering*, 37, 219–234.
- Hasselmann, K. (1971) Determination of ocean wave spectra from Doppler radio return from the sea surface. *Nature*, 229, 16-17.
- Ishan, S., A. Gray, Y. Abramovich, and S. Anderson (1999), Receiver array calibration using disparate sources, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 47, 496–505.
- Krim, H., and M. Viberg (1996), Two decades of array signal processing, *IEEE Signal Processing Magazine*, 6, 67–94.
- Long, A.E. And D.B. Trizna (1973). Mapping of North Atlantic winds by HF radar sea backscatter

- interpretation. *IEEE Trans Antennas Propag.* AP-21, 680-685.
- Romero-Centeno, R., J. Zavala, A. Gallegos, and J. O'Brien (2003), Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal, *Journal of Climate*, 16, 2628–2639.
- Shearman, E.D., and L.R. Wyatt (1982). Dekametric radar for surveillance of sea-state and oceanic winds. *J. Navig.* 35, 397-409.
- Stewart, R.H., and J.R. Barnum (1975). Radio measurements of oceanic winds at long ranges: an evaluation. *Radio Sci.* 10, 853-857.
- Teague, C., F. Vesecky and D. Fernandez (1997), HF Radar Instruments, past to present. *Oceanography*, 10(2) 40-44.
- Trasviña, A., and E. Barton (2008), Summer mesoscale circulation in the Mexican Tropical Pacific, *Deep-Sea Research. Part 1*, 55(5), 587–607.
- Trasviña, A., E. Barton, J. Brown, H. Vélez, and R. Smith (1995), Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, México: Asymmetric circulation, *Journal of Geophysical Research*, 100, 20,649–20,663.
- Trasviña, A., E. Barton, H. Vélez, and J. Brown (2003), Frontal subduction of cool surface water mass in the Gulf of Tehuantepec, México, *Geofísica Internacional*, 42, 101–114.
- Zamudio L, Leonardi P, Meyers S, O'brien J. 2001. *Geophys. Res. Lett.* 28:1,13-16. doi:10.1029/2000GL011814
- Zamudio, L., H. Hurlburt, E. Metzger, S. Monrey, J. OBrien, C. Tilburg, and J. Zavala (2006), Interannual variability of the Tehuantepec eddies, *Journal of Geophysical Research*, 111: doi:10.1029/2005JC003182.

Figure Captions

- Figure 1. (a) Backscatter power vs range cell, for a beam steered normal to the receivers linear-array, measured in the Gulf of Tehuantepec by HFR at a working frequency of 16.3 MHz. (b) Spatial domain of the eastern (named STM) HFR site. Radial currents beams have an erratically azimuthal distribution due to an uncalibrated phased array.
- Figure 2. Fourteen minutes (2048 samples) of data acquisition at STM radar's site on August 13, 2006 at 0:00 UTC: (a) Backscatter power vs range cell, beam steered at 30 degrees. A potential ship echo is marked by the red circle at $\sim RC=12$, $f=0$ Hz. (b) Backscatter power vs range cell, beam steered at 0 degrees where the ship echo is not discernible. Fourteen minutes (2048 samples) of data acquisition at STM radar's site on August 13, 2006 at 15:00 UTC: (c) Backscatter power vs range cell, beam steered at 5 degrees. Other ship-echo is observed at $\sim RC=12$, $f=-0.5$ Hz. The frequency shift suggest a target moving towards the radar. (d) Backscatter power vs range cell, beam steered at 30 degrees, where the ship echo was no longer observed at that bearing.
- Figure 3. Same data file plotted in figure 1 but after phase-lag corrections at each receiver have been applied. (a) Backscatter power vs range cell, for a beam steered normal to receivers linear-array. Narrower first order Bragg lines and an increase on the SNR are observed. (b) Radial currents beams. Azimuthal coherence within the radial beams was accomplished after the calibration.
- Figure 4. Radial currents cross correlation between the two HFR sites. (a) Theoretical cross-correlation spatial pattern as computed by the cosine of the angle between the two radial grids. (b) cross-correlation of uncalibrated radial currents. (c) cross-correlation of radial currents after the calibration values determined by the ship echoes have been applied.

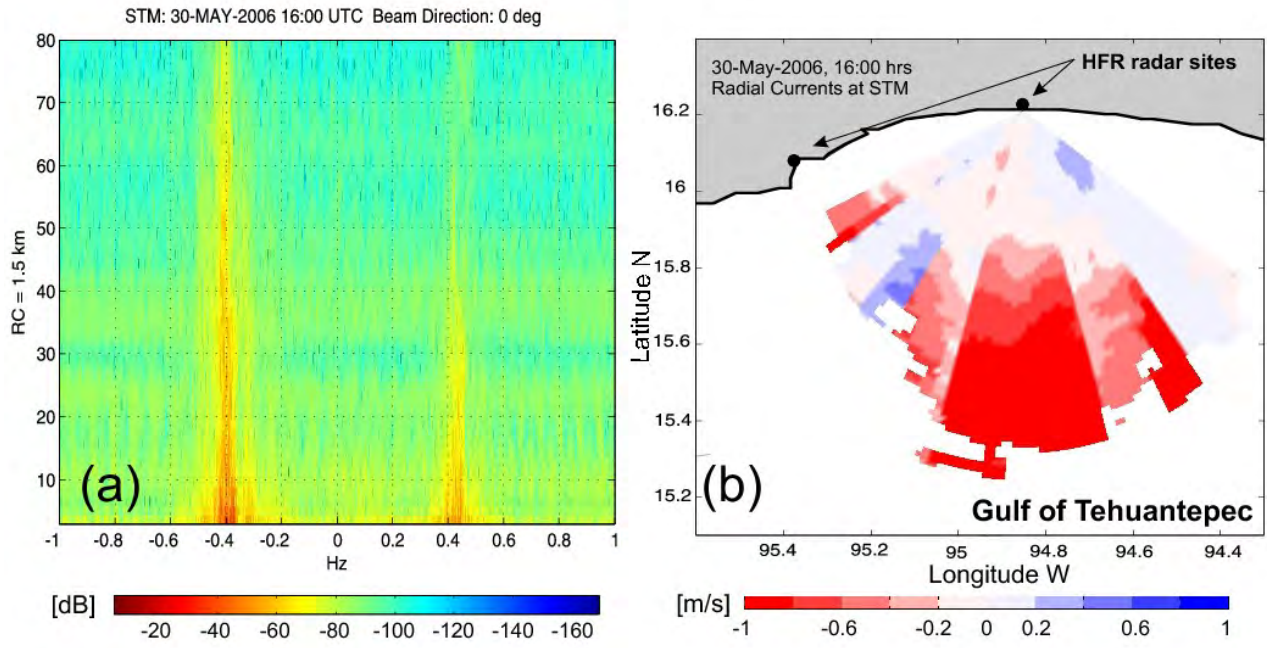


FIGURE 1

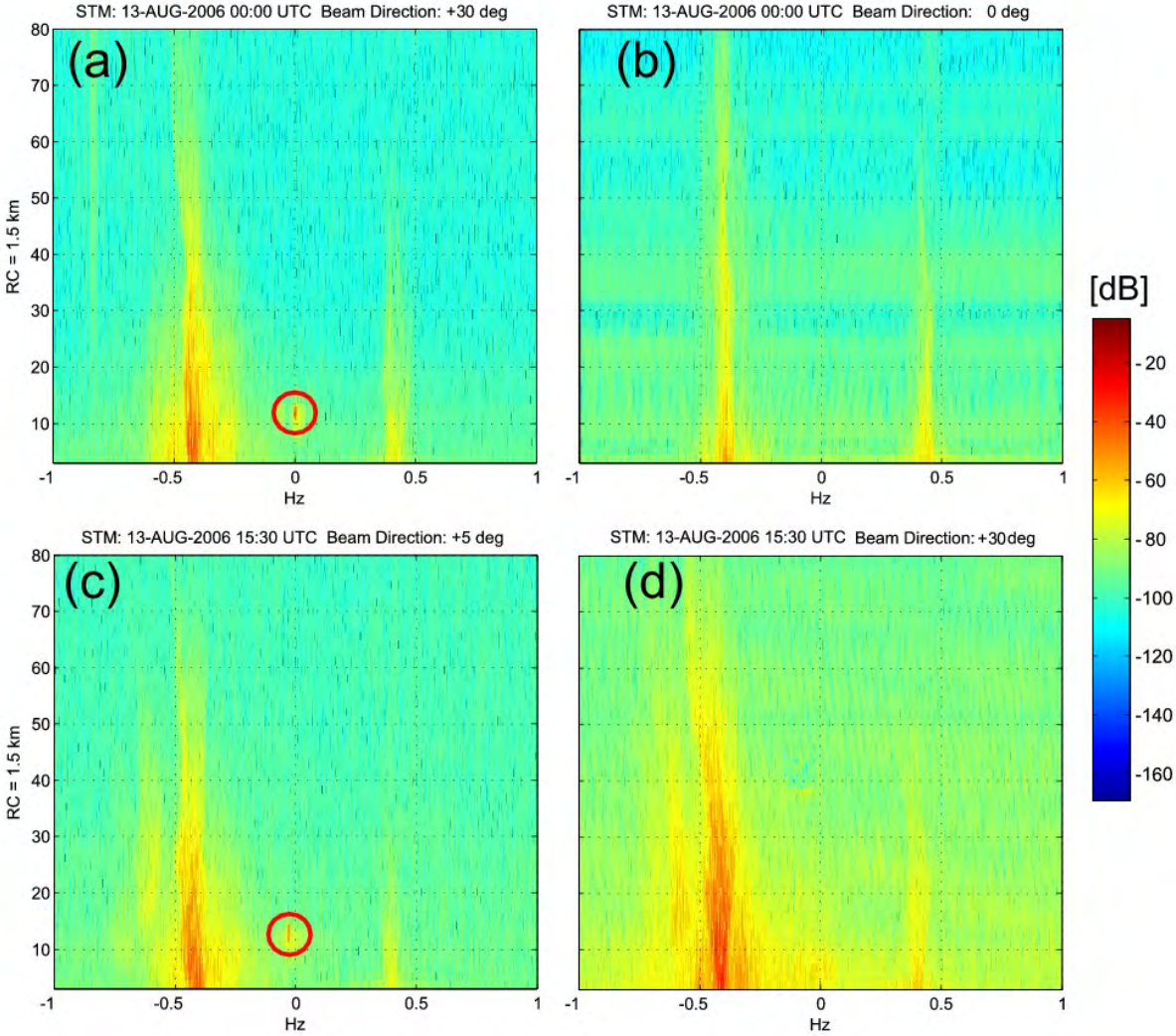


FIGURE 2

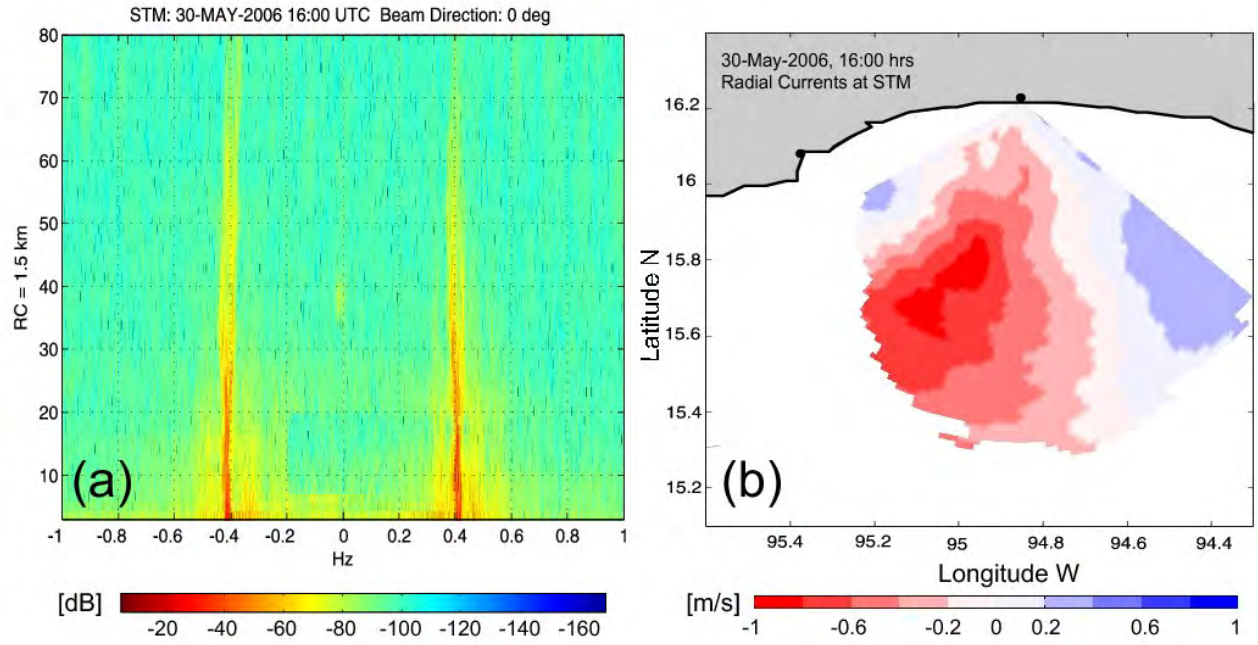


FIGURE 3

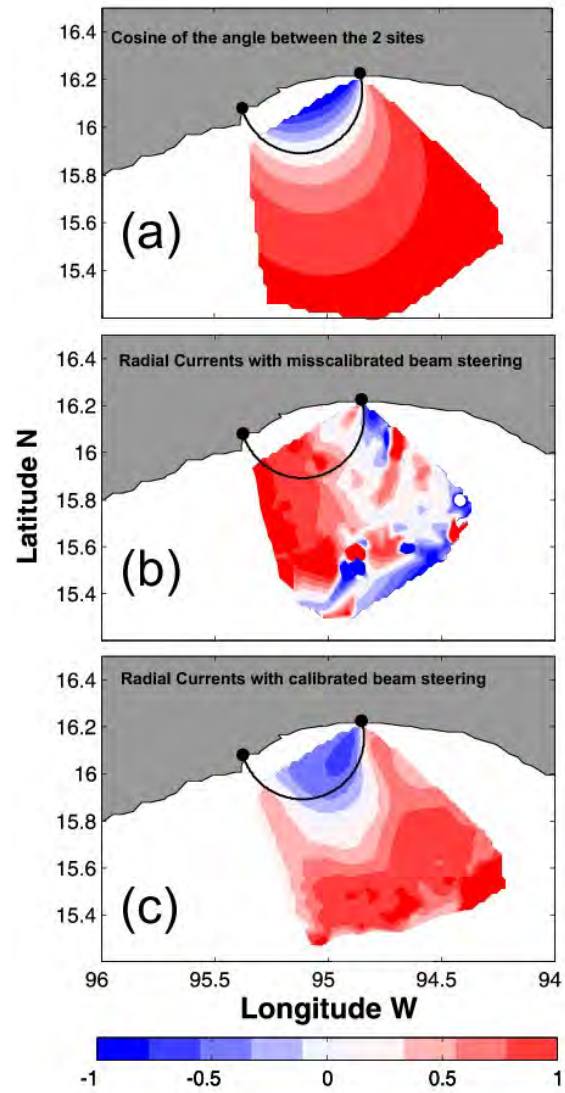


FIGURE 4

III

MANUSCRIPT ACCEPTED AT CIENCIAS MARINAS

Capítulo 2. Circulación costera en ausencia de viento en el Golfo de Tehuantepec, México: Observaciones con radares de Alta Frecuencia.

Coastal circulation under low wind conditions in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: High Frequency Radar Observations.

X. Flores-Vidal¹, C. Chavanne³, R. Durazo¹, P. Flament².

1. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Km 107 Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada CP 22860, Baja California México.

2. Department of Oceanography, University of Hawaii, 1000 Pope Rd., Honolulu, Hawaii 96822 USA.

3. School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, UK.

ABSTRACT

Using High Frequency Radars, ocean surface currents were mapped every hour over an area of $\approx 5,000$ km² in the inner Gulf of Tehuantepec. The coastal circulation pattern (≈ 100 km offshore) was studied during spring, summer and autumn 2006. The spring circulation was similar to the typical winter circulation, in which the circulation is forced by northerly wind outbursts (> 8 ms⁻¹) locally known as Tehuanos. Although in spring Tehuano events are less common than in winter, they are perfectly capable in modifying the sea surface by triggering cyclonic and anticyclonic eddies of ≈ 50 -200 km of diameter. Under low wind conditions, the ocean circulation showed a quasi-permanent westward coastal current (≈ 50 cms⁻¹). Although during summer the Tehuano winds were absent, eddies were mapped and likely linked with the commonly observed coastal current traveling towards the west. Autumn was influenced by steady northerly winds with speeds of ≈ 12 ms⁻¹ that remained over the region by ≈ 15 days. These conditions allowed us to study the competition between the wind induced circulation and the more intense (≈ 100 cms⁻¹) westward coastal current during this period. The origin of such coastal current could be related to a coastal trapped flow, composed by low salinity tropical waters. The northwestward excursion of the observed coastal current is discussed, and the three-dimensional implications are studied by means of the Ekman theory and vorticity conservation.

Key words: Eddies, Coastal Current, Radar, Wind.

RESUMEN

Utilizando radares de alta frecuencia HFR se obtuvieron datos de corrientes superficiales en un área de $\approx 5,000 \text{ km}^2$ dentro del Golfo de Tehuantepec, con los cuales se estudian los patrones de circulación costera ($\approx 100 \text{ km}$ desde la costa) durante primavera, verano y otoño de 2006. Se encontró que la circulación de primavera es similar a la circulación típica de invierno, influenciada por chorros de viento intenso del norte ($> 8 \text{ ms}^{-1}$) perpendicular a la costa y en forma de pulsos conocidos localmente como Tehuanos. Aunque menos comunes que en invierno, los Tehuanos de primavera generan grandes remolinos ($\approx 50\text{-}200 \text{ km}$ de diámetro) ciclónicos y anticiclónicos. En ausencia de vientos Tehuanos se observó una corriente costera de $\approx 50 \text{ cms}^{-1}$ hacia el oeste. Durante verano no se observaron Tehuanos, aunque si remolinos ciclónicos que pudieran estar relacionados con la presencia de la corriente costera hacia el oeste. Durante los meses de otoño se observó un evento de viento del norte que aunque no superó los $\approx 12 \text{ ms}^{-1}$, fue continuo y persistente durante casi 15 días. Estas condiciones de otoño permitieron observar una competencia continua entre el efecto del viento y la corriente costera hacia el oeste en su etapa más intensa ($\approx 100 \text{ cms}^{-1}$). Se sugiere que el origen de la corriente costera puede deberse a la presencia de un flujo de agua cálida y ligera, atrapado a la costa y compuesto por aguas tropicales. Se discute la incursión de la corriente costera hacia el noroeste del Golfo, y se estudian las implicaciones tridimensionales de los campos de corriente superficial medidos utilizando criterios clásicos de Ekman y conservación de vorticidad.

Palabras Clave: Remolino, corriente costera, radar, viento

1. INTRODUCCIÓN

Los sistemas fríos de alta presión atmosférica que se originan en América del Norte se desplazan hacia el sur (latitudes tropicales) y propician fuertes gradientes horizontales de presión entre el Golfo de México y los aires relativamente cálidos de baja presión del Océano Pacífico. Los vientos del Atlántico pasan hacia el Pacífico a través del Paso de Chivela en el Istmo de Tehuantepec, Oaxaca, México, y producen un viento intenso ($> 10 \text{ ms}^{-1}$) del norte en forma de chorro, con duración típica de 2 a 6 días y comúnmente durante el invierno (Steenburgh *et al.* 1998, Romero-Centeno *et al.* 2003). Estos chorros de viento conocidos localmente como Tehuanos, producen modificaciones importantes en la superficie oceánica del Golfo de Tehuantepec (GT). Los primeros cruceros oceanográficos en la zona, realizados entre 1955 y 1965 (Brandhors 1958, Roden 1961, Blackburn 1962) consiguieron mostrar la presencia de un remolino anticiclónico en el flanco oeste del eje del chorro de viento. A partir de la década de los noventa, el grueso de las investigaciones enfocadas a la hidrodinámica del GT han relacionado la presencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos con el forzamiento del viento (Barton *et al.* 1993, 2009, Trasviña *et al.* 1995, 2003, 2008, Ballesterro 2004).

El efecto de los Tehuanos sobre la superficie del océano se considera el fenómeno principal que origina los remolinos de mesoescala en la superficie oceánica del GT. El proceso físico se basa en bombeo de Ekman y el rotacional del esfuerzo del viento. Trasviña *et al.* (2003, 2008) y Barton *et al.* (2009), sugieren que una vez desarrollado un Tehuano la respuesta del océano es rápida, con un descenso del nivel del mar que está en fase con la escala temporal de variación del viento. El abordamiento en la capa superficial ocasiona un descenso en temperatura de hasta $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en menos de un día. El agua que emerge a la superficie cerca de la costa se transporta en chorros de agua fría hasta cientos de kilómetros mar adentro. Al cesar el viento, se desarrollan remolinos anticiclónicos de mesoescala (100-500 km) que se propagan hacia el suroeste.

Algunos trabajos han sugerido que el origen y propagación de estos remolinos no es exclusivo de los fuertes vientos del norte (Tehuanos) durante el invierno. Trasviña *et al.* (2008) utilizaron boyas a la

deriva, liberadas durante una campaña de verano, y reportaron la dinámica de un dipolo (remolino anticiclónico y su par ciclónico) generado bajo condiciones de vientos débiles ($\approx 8 \text{ ms}^{-1}$) pero persistentes. Zamudio *et al.* (2001, 2006) reportaron simulaciones numéricas que describen la circulación de mesoescala teórica esperada para el GT y suroeste de la costa Mexicana. Aunque su trabajo fue numérico y no resolvió la zona costera ($< 50 \text{ km}$), los autores destacaron la presencia de remolinos en ausencia de viento, que parecieron desprenderse debido a inestabilidades baroclínicas producto de una corriente hacia el polo paralela a la costa, misma que atribuyeron a la propagación de ondas atrapadas en la costa. Barton *et al.* (2009) observaron una corriente de agua cálida aparentemente atrapada a la costa (50 km) que incursionó dentro del Golfo después de un evento Tehuano. Los autores caracterizaron hidrográficamente esta corriente costera como aguas relativamente cálidas de baja densidad y de menor salinidad provenientes de América Central.

A pesar del estado actual de conocimiento sobre las corrientes costeras del GT, su variabilidad estacional continua sin ser completamente abordada. Por otro lado, existe una necesidad por comprender mejor los procesos que ligan la dinámica local (costera) del GT con la dinámica oceánica del Pacífico Tropical Oriental. En este trabajo se usan mapas horarios de la corriente superficial dentro del GT, obtenidos con radares de alta frecuencia (HFR, por sus siglas en ingles), para estudiar su circulación costera durante tres épocas del año: primavera, verano y otoño de 2006. Dos de las épocas estudiadas fueron caracterizadas por la ausencia prolongada de vientos Tehuanos. En la siguiente sección se detallan brevemente las características de los datos y los análisis realizados a los mismos. En la sección 3 se presentan los resultados sobre la circulación costera observada durante los tres periodos estudiados, y por último la sección 4 discute las conclusiones principales.

2. METODOLOGIA

Los radares de alta frecuencia HFR miden el corrimiento Doppler de una señal electromagnética transmitida hacia el océano de manera continua y reflejada por el mismo. El corrimiento Doppler de

dicha señal que es coherente con las ondas gravitatorias en la superficie oceánica, se utiliza para estimar la velocidad radial de la corriente (alejándose o acercándose al transmisor) en el primer metro de la superficie del océano (Gurgel *et al.* 1999, Chapman *et al.* 1997, Lipa y Barrick 1983). Con un mínimo de dos estaciones de radar es posible calcular corrientes totales referidas a un sistema coordinado norte-sur, este-oeste. En este trabajo se utilizaron dos estaciones de HFR en arreglo lineal (Gurgel *et al.* 1999), que permitieron obtener datos de corrientes superficiales en un área ideal de cobertura de 100 km x 50 km ($\approx 5,000 \text{ km}^2$) frente a las costas de Salina Cruz, Oaxaca (fig. 1). Las estaciones HFR operaron durante tres campañas de mediciones en primavera, verano y otoño de 2006, a una frecuencia de 16.3 MHz con un pulso modulado de 100 kHz y 0.32 s. Esto permitió obtener una resolución radial de 1.5 km y un rango máximo de ≈ 120 km (Gurgel *et al.* 1999). Cada sitio fue habilitado con 12 canales o antenas receptoras, que permitieron una resolución radial de ≈ 10 grados en azimut. La malla cartesiana de mediciones ($[dx,dy]=5$ km) se muestra en la figura 1. Las mediciones se realizaron en ciclos de repetición cada treinta minutos, cada medición constó de 11.6 minutos de datos ó 2048 muestras, lo que implicó un error en la velocidad medida por debajo de 2.5 cms^{-1} . Las series de tiempo de corriente superficial en cada nodo de la malla cartesiana, fueron suavizadas con un promedio corrido de 4 muestras (2 hr) y remuestreadas a intervalos de 1 hr. Se eligió este procedimiento sencillo debido a que la variabilidad temporal de interés en este trabajo es superior a doce horas, por lo que un promedio corrido de cuatro muestras (dos horas) elimina altas frecuencias (con periodos menores a 1 hora) consideradas ruido, sin comprometer la potencia de la señal en los periodos de interés (> 12 horas). Como parte también del control de calidad de datos, las mediciones lejanas a la costa (> 100 km mar adentro) fueron descartadas ya que proveen una señal de retorno ruidosa durante el amanecer y el atardecer, debido a variaciones en la ionósfera durante dichos periodos que afectan la propagación de la señal electromagnética que emite el radar HFR (Chavanne *et al.* 2007). Por último, también se eliminaron aquellos nodos en la malla cartesiana que tuvieron series de tiempo con menos del 60% de su cobertura temporal.

Después de aplicar los controles de calidad descritos, el porcentaje de cobertura espacial de los datos se muestra en la figura 1 (contorno de línea sólida). Se presenta también la ubicación de cada sitio de radar, la batimetría (línea quebrada) y la topografía (línea punteada). Los datos de primavera y verano mostraron típicamente un porcentaje de cobertura del 80 al 100%, mientras que los datos de otoño alcanzaron un máximo de 50%. Esto ocurrió debido al deterioro natural de las antenas y cables instalados en la playa causado por la exposición a los rayos del sol y la humedad, que los hizo susceptibles a interferencias y afectó el rango de medición.

Aledaño al sitio este (fig. 1), se instaló una estación meteorológica que midió las condiciones de viento justo en el eje del chorro que pasa a través de las montañas. Estas mediciones fueron complementadas con datos obtenidos por el satélite QuikSCAT, que provee datos con resolución espacial de 0.2 grados y temporal de 1 día. Aunque la resolución de esta herramienta disponible al dominio público no es adecuada para resolver la dinámica local del GT, se utiliza en este trabajo únicamente como una fuente de datos complementaria, ya que aunque no es posible discernir variaciones de corta escala temporal (menores a un día), sí refleja eventos de chorro intensos (Tehuano) durante las diferentes campañas de medición. Con la finalidad de obtener un dato de viento representativo de las condiciones en el interior del GT se promediaron espacialmente los valores de viento de QuikSCAT en cuatro celdas dentro del área de cobertura de los radares HFR (recuadros de línea gruesa en la figura 1). Posteriormente se construyeron series de tiempo compuestas por este dato representativo que permitieron caracterizar la variabilidad del viento en el GT durante los períodos de medición.

La temperatura superficial del océano medida por satélites geoestacionarios fue obtenida de los productos GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites) y PODAAC (*Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*), disponibles al dominio público en <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst>. La resolución espacial de este producto es de 6 km con series datos horarios.

3. RESULTADOS

Los vientos Tehuanos pueden definirse como pulsos de vientos provenientes del norte que pasan a través del paso de Chivela en la cordillera montañosa de Tehuantepec. En este estudio se denominan vientos Tehuanos a todos aquellos vientos del norte cuya magnitud supere los 8 ms^{-1} ($\tau_y \approx 0.2 \text{ Nm}^{-2}$), siempre y cuando su componente zonal sea mucho menor que la meridional (al menos en un factor de dos). Para cada periodo de mediciones de corrientes dentro del GT, se muestran en la figura 2 las series de tiempo del esfuerzo del viento meridional o hacia el sur (τ_y) estimado a partir de datos derivados de QuikSCAT (QS, línea gris) y la estación meteorológica (WS, línea negra). La similitud en las series ($R^2=0.84$) permite complementar los registros de la estación meteorológica en periodos donde ésta no obtuvo datos. Los vientos en primavera (fig. 2a) reflejaron condiciones similares a las que se reportan típicamente en la temporada de invierno (Steenburgh *et al.* 1998, Romero-Centeno *et al.* 2003). Se registraron tres eventos Tehuanos con vientos que sobrepasaron los 0.2 Nm^{-2} ($\approx 8 \text{ ms}^{-1}$) de esfuerzo en dirección sur (marcados con áreas sombreadas), mientras que el esfuerzo en la dirección zonal o este-oeste (τ_x) fue despreciable y por lo tanto no se muestra en la figura 2. El primer evento se observó del 24 al 26 de marzo, con esfuerzo de 0.76 Nm^{-2} ($\approx 20 \text{ ms}^{-1}$). Posteriormente, los eventos registrados el 3 de abril (duración de ≈ 1.5 días) y el 10 de abril (duración de ≈ 4 días), no excedieron magnitudes de $\tau_y \approx 0.25 \text{ Nm}^{-2}$ ($\approx 10 \text{ ms}^{-1}$). Durante los meses de verano (fig. 2b) se registró sólo un evento similar a un Tehuano el día 31 de julio, con $\tau_y \approx 0.2 \text{ Nm}^{-2}$ ($\approx 8 \text{ ms}^{-1}$). Los vientos similares en magnitud al evento del 31 de julio, registrados al inicio (12 de julio) y al final (9 de agosto) del mismo periodo, se caracterizaron por tener esfuerzos similares en ambas componentes (zonal y meridional), por lo que no son considerados eventos Tehuanos. En otoño (fig. 2c) se observó un evento con características similares a los Tehuanos de invierno-primavera ($\tau_y > 0.2 \text{ Nm}^{-2}$) pero extraordinariamente largo (≈ 15 días).

La variabilidad estacional del viento observada en la figura 2 podría estar relacionada con la ubicación geográfica y duración de los centros de alta y baja presión entre el Atlántico y el Pacífico.

Las condiciones de verano y otoño se caracterizan por la presencia de centros de baja presión cuasi-estacionarios que podrían favorecer la ocurrencia de eventos Tehuanos de larga duración, contrario a los meses de invierno y primavera. Por otro lado, se podría pensar que al no observarse eventos Tehuanos considerables durante verano, los remolinos en la superficie oceánica del GT serían difíciles de observar, permitiendo así caracterizar la circulación costera del GT en ausencia de viento.

Los rasgos principales de la circulación oceánica durante primavera se muestran como mapas de corrientes superficiales en la figura 3. Los resultados se presentan como mapas promedio de seis horas debido a que el presente trabajo describe únicamente la dinámica de corrientes costeras con variabilidad temporal mayor a doce horas. Mapas promedio de seis horas capturan la variabilidad debida a señales diurnas, inerciales y mayores, sin subestimar la magnitud de las corrientes con variabilidad temporal mayor a doce horas.

Los campos de corriente en primavera (fig. 3) exhiben las condiciones observadas durante los tres Tehuanos medidos en este periodo. Las corrientes asociadas con la evolución temporal del evento Tehuano del 24 de marzo (fig. 3a, b, c) indican la dependencia de las mismas al esfuerzo del viento. Durante el estado más desarrollado del evento (25 de marzo, fig. 3a) se distingue una corriente hacia el sur en la misma dirección del viento, la cual continúa más allá de los 50 km con una componente hacia el oeste con cierta curvatura inercial. Conforme el viento disminuyó su intensidad (fig. 3b), la corriente hacia el sur se debilitó y desarrolló una segunda componente hacia el este que dio origen a una bifurcación que se reorganizó como una circulación anticiclónica en el flanco oeste del chorro del viento ($\approx 95.2^\circ$ W) y ciclónica en su flanco este ($\approx 94.8^\circ$ W). Se han reportado remolinos anticiclónicos al oeste de 95.2° W [Barton *et al.* 2009, Trasviña *et al.* 2003, 2008], el límite occidental de la cobertura de los HFR, lo que permite argumentar que la circulación anticiclónica observada al oeste del eje del viento ($\approx 95^\circ$ W, fig. 3b) podría formar parte de un remolino anticiclónico fuera del área de cobertura de los HFR.

Con el fin de evaluar la distribución espacial de temperatura superficial (SST, por sus siglas en

ingles) asociada a estos campos de corrientes, se presenta en la figura 4 la temperatura superficial obtenida de los productos GOES-PODAAC. En la figura 4a se muestran las condiciones de temperatura oceánica asociadas a los campos de corriente presentados en la figura 3b.

La circulación del 28 de marzo (fig. 3c), cuando el esfuerzo del viento disminuyó de $\approx 0.7 \text{ Nm}^{-2}$ a 0.1 Nm^{-2} los tres días posteriores al evento del 24 de marzo, ilustra como la circulación anticiclónica y la fracción de agua cálida retenida (fig. 4a), salieron del área de cobertura de los HFR dejando atrás una circulación ciclónica con un núcleo de agua fría asociado. En el límite oriental de la cobertura de los HFR, se aprecia la entrada de agua relativamente cálida que incide directamente con la circulación ciclónica de la parte central del GT.

Durante el evento de corta duración del día 4 de abril (fig. 3d) se observó la presencia de una Corriente Costera hacia el Oeste (CCO) de $\approx 100 \text{ km}$ de ancho, cuya estructura no fue perturbada por el débil viento Tehuano de ese día ($\tau_y \approx 0.2 \text{ Nm}^{-2}$, duración ≈ 1.5 días). Hacia el final de dicho evento, la circulación reflejó un remolino ciclónico (fig. 3e). La figura 4b (9 de abril) muestra algunos rasgos importantes: la CCO presente durante y después del evento del 4 de abril (figs. 3d y 3e), un flujo de agua cálida proveniente del este (*i.e.* la CCO) y un núcleo de agua relativamente fría (centrada en 15.4° N y 95.1° W) asociado posiblemente al remolino ciclónico observado en la figura 3e, después de ser advectado hacia el suroeste por la CCO.

Después de casi cuatro días de calma, otro evento Tehuano el 9 de abril generó nuevamente un remolino anticiclónico (y su débil contra parte ciclónica), después de ejercer un esfuerzo de $\tau_y \approx 0.25 \text{ Nm}^{-2}$ durante dos días continuos (fig. 3f, 11 de abril). De la misma manera que los eventos descritos anteriormente, la figura 3f muestra el efecto del esfuerzo directo del viento Tehuano sobre las corrientes oceánicas del GT.

Resultados similares fueron reportados por Velázquez *et al.* (en prensa) durante una campaña de invierno, lo que muestra que la variabilidad y respuesta oceánica a los Tehuanos podría ser persistente durante la época de invierno-primavera.

Con el propósito de indagar un poco más sobre la respuesta oceánica ante la variabilidad del forzamiento Tehuano, la figura 5 muestra la evolución temporal de las corrientes y temperatura superficial sobre un transecto meridional en 94.8° W (ligeramente al este del eje del viento) después de aplicar un filtro de Lanczos pasa-bajas con $f_c=72$ horas. Se muestra además el esfuerzo del viento asociado al periodo, en donde los eventos Tehuanos son marcados por el área sombreada. Es importante notar en la figura 5a (primavera) que únicamente los eventos Tehuanos que sobrepasaron el valor umbral de $\tau_y \approx 0.25 \text{ Nm}^{-2}$ fueron capaces de enfriar la superficie oceánica y generar gradientes de temperatura mayores a 5°C en menos de un día. Sin embargo, únicamente los eventos del 25 de marzo y 9 de abril modificaron de manera considerable la CCO. Tan pronto como el viento se debilitó ($\tau_y < 0.25 \text{ Nm}^{-2}$) la CCO se restableció cercana a la costa ($\approx 30 \text{ km}$) con un flujo de agua cálida asociado. Después del evento Tehuano del 25 de marzo, la CCO reforzó la circulación ciclónica observada en la porción oriental del GT y el núcleo de agua fría asociada al centro de esta circulación ciclónica se propagó hacia el sur a razón de 5 km por día entre el 28 de marzo y el 3 de abril (línea quebrada en la figura 5a).

En conjunto, los resultados mostrados en las figuras 3, 4a,b y 5a, sugieren que los eventos Tehuanos menores a dos días, o con esfuerzo del viento menor de $\tau_y \approx 0.25 \text{ Nm}^{-2}$, fueron incapaces de modificar y reagrupar en forma de remolinos la aparentemente permanente CCO (fig. 3d). Cuando el Tehuano excedió el valor umbral propuesto de $\tau_y \approx 0.25 \text{ Nm}^{-2}$ las corrientes se reorganizan hacia el suroeste en la región occidental del GT (figs. 3a y 3f) y junto con la fracción de agua cálida retenida de la CCO y el parche de agua fría generada por el mismo viento (fig. 4a) se establecen condiciones propicias para la generación de un remolino anticiclónico en el límite oeste del GT y su contraparte ciclónica en la porción este (figs. 3b, 3e y 5a).

Es importante notar que los remolinos observados (ciclónicos o anticiclónicos) no se presentaron durante la fase de crecimiento del Tehuano (*i.e.* fig. 3a), sino durante su atenuación (*e.g.* figs. 3c, 3e). Este resultado es consistente con las observaciones de Trasviña *et al.* (2003, 2008), quienes sugirieron

la formación de dos corrientes a lo largo de la costa (hacia el oeste en la región oriental y hacia el este en la región occidental) que convergen y compensan la depresión de la superficie oceánica originada por el esfuerzo del viento, y que dan lugar a un remolino anticiclónico y su par ciclónico a cada lado del eje del viento, justo cuando el viento se debilita.

La circulación de verano durante julio y agosto de 2006 se presenta en la figura 6. Las figuras 6a y 4c muestran un remolino ciclónico (frío) medido el 19 de julio y observado después de un periodo de 6 días en ausencia de viento (ver, fig. 2b). A diferencia del remolino ciclónico observado en primavera (fig. 3e), la estructura ciclónica del 19 de julio pareció deberse a la CCO y no al esfuerzo directo del viento. Esta estructura se desplazó hacia el oeste a lo largo de la costa con la isóbata de ≈ 100 m como su límite norte (fig. 6b) y salió (o se disipó) del área de cobertura de los HFR en ≈ 2 días, en contraste con la estructura ciclónica medida en primavera, la cual se desplazó hacia el suroeste y salió del área de cobertura en ≈ 6 días (e.g. fig. 5a).

Durante verano las corrientes costeras (≈ 50 km de la costa) fueron de menor intensidad ($\approx 20 \text{ cms}^{-1}$), mientras que al sur de 15.5° N la CCO fue más intensa ($\approx 50 \text{ cms}^{-1}$) que en la costa (figs. 6c, 6d, 6f y 5b). Esto último desarrolló una contracorriente hacia el este cerca de la costa (fig. 6d, 6f y 5b) y dio lugar a una circulación anticiclónica después del 26 de julio, en contraste con la circulación ciclónica de primavera. La figura 5b, muestra dos pulsos de agua relativamente cálida, asociados únicamente con intensificación en la circulación anticiclónica los días 29 de julio y 3 de agosto. Estos pulsos se observaron con un intervalo de ~ 5 días, y sin evidencia de algún forzamiento externo. En una investigación en proceso se muestran evidencias acerca de la existencia de oscilaciones con periodos cercanos a 5 días, las cuales podrían ser explicadas como ondas generadas topográficamente. Dichas oscilaciones podrían jugar un papel importante en la generación de los pulsos de agua cálida asociados con la circulación anticiclónica observada en las figuras 6d y 5b.

Es importante notar que bajo estas condiciones de la CCO ($\approx 25 \text{ cms}^{-1}$) cerca de la costa, un evento de viento de corta duración (1 día) con esfuerzo de $\tau_y \approx 0.2 \text{ Nm}^{-2}$, fue capaz de generar un pequeño

remolino anticiclónico (≈ 10 km de diámetro) en la porción oeste del GT (fig. 6e), lo que muestra las condiciones débiles e inestables de la CCO durante verano. Lo anterior fue observado también durante el verano por Trasviña *et al.* (2008), quienes reportaron la ausencia de la corriente hacia el oeste y la presencia de remolinos generados por un viento débil ($\tau_y \approx 0.2 \text{ Nm}^{-2}$) pero persistente.

La circulación de otoño de 2006 se presenta en la figura 7. En ésta época, un viento persistente de $\approx 12 \text{ ms}^{-1}$ ($\tau_y \approx 0.35 \text{ Nm}^{-2}$) se observó por casi 15 días (ver fig. 2c). La respuesta del campo de corrientes ilustra por un lado la manera en que las corrientes superficiales al oeste de $\approx 95^\circ \text{ W}$ se reorganizaron como un flujo hacia el suroeste cerca de la costa (fig. 7a) en respuesta al forzamiento del chorro de viento Tehuano, y por otro, como la CCO parece dominar totalmente la dinámica cuando el viento se debilita hacia el valor umbral de $\tau_y \approx 0.25 \text{ Nm}^{-2}$ (fig. 7b). Adicionalmente, se ilustra como la CCO se intensificó ($\approx 100 \text{ cms}^{-1}$) al este de 95° W (en comparación con verano y primavera), e incidió directamente sobre la circulación generada por el viento (figs. 7a, 7c y 4d). Esta convergencia propicia la formación de un remolino ciclónico (frío) justo en la zona de incidencia entre la CCO y las corrientes hacia el sur originadas por el viento (figs. 7c y 4d). Ante el debilitamiento del viento después del 10 de octubre (fig. 5c), la CCO se intensificó de nuevo ($\approx 100 \text{ cms}^{-1}$) e incursionó hasta la frontera oeste de la cobertura de los HFR (figs. 7d, 7e, 7f). La CCO observada en el presente trabajo, *i.e.* un flujo de agua cálida costera que se debilita y desplaza hacia el sur de 15.5° N durante verano y que se intensifica e incursiona hasta la frontera norte del GT durante primavera y otoño, es consistente con estudios previos (Barton *et al.* 2009). Esto sugiere que puede ser un rasgo característico y tal vez permanente del GT.

La figura 8 muestra el flujo medio de primavera, verano y otoño de 2006, y sus respectivas elipses de variabilidad al 95% de confianza. La circulación promedio de primavera 2006 (fig. 8a) ilustra tres rasgos interesantes controlados por dinámicas diferentes: la incursión hacia el oeste cerca de la cabeza del GT de un flujo moderado ($\approx 50 \text{ cms}^{-1}$) que parece ser la CCO, una corriente hacia el suroeste en la porción occidental del GT generada por el esfuerzo del viento, y una recirculación hacia el noreste en la

porción suroriental. Esta recirculación converge con el flujo costero hacia el oeste en la cabeza del GT, y genera una circulación ciclónica en esta región oriental del GT. La región central del GT (15.5° N, 94.8° W) parece ser el área donde la CCO incide sobre la zona influenciada por el viento (porción oriental del GT) que da lugar a una rotación anticiclónica en las elipses de variabilidad (elipses azules). El efecto de convergencia de la CCO con las corrientes de chorro generadas por el viento, genera un vector de corriente promedio que no es significativo para la varianza observada, pero que describe una rotación de las elipses de variabilidad en sentido contrario al resto del sistema.

Durante el período de verano (fig. 8b) los efectos del viento (en la costa) y de la CCO (al sur de 15.5° N), se pueden inferir al observar las zonas donde el vector de corriente promedio es mayor que la varianza. Las zonas donde el vector corriente promedio no fue significativo y donde las elipses de variabilidad presentaron rotación anticiclónica (azul), fueron más extensas. Esto sugiere que en verano la circulación por viento en la cabeza del GT y la CCO al sur de 15.5° N, podrían estar desconectadas, lo que podría implicar una dinámica distinta o un tercer forzamiento en el centro del GT. Por último, aunque el flujo medio de otoño (fig. 8c) muestra la CCO como el proceso dominante en todo el GT, con velocidades medias $>50 \text{ cms}^{-1}$, el cambio en el sentido de rotación de las elipses en la misma zona que primavera y verano (fig. 8a y b), muestra la región donde las corrientes inducidas por el viento (hacia el suroeste) y CCO, convergen.

Hasta ahora, se ha mostrado al viento y a la CCO como los mecanismos que dominan la circulación en el interior del GT. Sin embargo, existen periodos donde ambos forzamientos son débiles o inexistentes (fig. 8b) y es precisamente bajo estas condiciones cuando es posible observar otros procesos que ocurren dentro del GT. Tal es el caso de las corrientes producidas por la marea, un mecanismo que se supone es de poca relevancia y que no se ha cuantificado hasta el momento dada la fuerte dinámica producida por el viento. El análisis armónico de las series de tiempo de velocidad de la corriente (Emery y Thomson 2001) para cada estación del año (figs. 8d, 8e y 8f) muestra que el porcentaje de varianza explicada por la marea es relativamente bajo para las tres épocas, siendo el

verano (fig. 8e) la época en que el mayor porcentaje ($\approx 15\%$) de variabilidad es explicado por la marea. Aunque el porcentaje de varianza explicada por la marea es relativamente pequeño durante los tres periodos reportados en este trabajo, el incremento que se observa durante el verano en la porción central del GT, cuando los dos forzamientos principales (viento y CCO) son débiles, sugiere la existencia de una tercera dinámica en la zona, la marea. La amplitud promedio de K1 para el periodo de verano fue de $\approx 10 \text{ cms}^{-1}$, mientras que para primavera y otoño fue de $\approx 5 \text{ cms}^{-1}$. La amplitud promedio de M2 fue de $\approx 3 \text{ cms}^{-1}$, sin presentar una diferencia importante entre los tres periodos. Si se supone que el movimiento de la marea sobre un cambio significativo en la batimetría produce ondas internas de gran amplitud que se manifiestan por el desplazamiento vertical de la termoclina, y que durante verano las condiciones del GT son más estratificadas debido a la poca mezcla inducida por el viento, se podría argumentar que las figuras 8e y 5b son evidencia de la intensificación de las corrientes debidas a procesos relacionados con la marea, el escalón abrupto en la topografía y la estratificación del GT. Sin embargo, el describir y cuantificar de manera formal el pequeño aporte de la marea requiere series de tiempo más largas y continuas.

4. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Durante invierno la circulación costera en el GT está fuertemente influenciada por los vientos Tehuanos que causan un descenso en el nivel de la superficie oceánica, un ascenso de la termoclina, y por lo tanto mezcla y surgencias importantes en la zona. La modificación de la superficie oceánica se compensa por corrientes que convergen en la región al debilitarse el viento, proceso que da lugar a un remolino ciclónico en la porción este del GT y su contra parte anticiclónica en el flanco oeste (McCreary *et al.* 1989, Barton *et al.* 1993, 2009, Trasviña *et al.* 1995, 2003, 2008). El remolino anticiclónico es más longevo (semanas-meses) y tiende a viajar grandes distancias hacia el suroeste (Trasviña *et al.* 2008, Palacios *et al.* 2005), mientras que la contra parte ciclónica ha sido menos estudiada debido a su estructura aparentemente débil e inestable (Barton *et al.* 1993, 2009, Trasviña *et*

al. 1995, 2003, 2008). Trabajos que estudien la variabilidad de las corrientes costeras (<50 km de la costa) no asociadas al viento, son escasos. Sin embargo, Barton *et al.* (2009) reportaron indicios de una corriente costera (≈ 50 km mar adentro) que viaja hacia el noroeste sin llegar más allá de 96° W.

El presente trabajo utiliza datos de corrientes obtenidos con Radares HF durante primavera, verano y otoño, y estudia la dinámica del GT bajo la influencia de los típicos pulsos de viento del norte o Tehuanos, y durante periodos prolongados en ausencia de los mismos. Se encontró que los vientos Tehuanos redireccionaron las corrientes costeras (0-100 km mar adentro) hacia el sur cuando el esfuerzo del viento superó los $\tau_y \approx 0.2 \text{ Nm}^{-2}$ ($\approx 8 \text{ ms}^{-1}$) sobre la superficie oceánica. Conforme el Tehuano persistió e intensificó, las corrientes tomaron una trayectoria hacia el oeste (a la derecha del viento). Al debilitarse el viento, la corriente hacia el suroeste desarrolló un remolino anticiclónico en la porción oeste del GT ($> 95^\circ$ W), mientras que la porción este del GT ($< 95^\circ$ W) pareció estar alimentada por una Corriente Costera hacia el Oeste (denominada en este trabajo CCO). Resultados similares obtenidos a partir de los mismos sistemas HFR, fueron reportados por Velázquez *et al.* (en prensa) para una campaña de invierno.

En ausencia de viento la CCO incursionó de manera persistente al GT. Este flujo de agua cálida que proviene del sureste y viaja hacia el polo, podría generar inestabilidades baroclínicas que pudieran ocasionar remolinos (no relacionados con el viento) como los observados en las figuras 4c, 5b, 6a y 6d. La CCO seguramente modifica la profundidad e inclinación de la termoclina (picnoclina), haciéndola más profunda cerca de la costa y más somera mar adentro (figs. 5a,b). La dinámica asociada a estos gradientes de presión costa-océano y al escalón abrupto entre la plataforma continental y el océano profundo (de 100 a 1000 m de profundidad en ≈ 100 km mar adentro, ver fig 1), podrían generar ondas atrapadas a la costa y remolinos positivos debido a la conservación de vorticidad potencial. Una hipótesis similar fue sugerida por Zamudio *et al.* (2006) para explicar la presencia de remolinos simulados numéricamente, en ausencia del forzamiento de viento.

Otro mecanismo adicional para la generación de remolinos ciclónicos podría ser el simple

incremento en la latitud de un volumen de agua que proviene de latitudes tropicales (flujo superficial de agua cálida y menos salada, *i.e.* CCO), que involucra un alargamiento de la columna de agua y una fuente de rotación ciclónica justo al alcanzar su posición más al norte en el GT ($\approx 16^\circ$ N). El cizallamiento horizontal de la CCO pudiera explicar también los remolinos ciclónicos no asociados al viento. Si se supone que la CCO está compuesta por un flujo de agua de menor densidad restringido a ≈ 50 km de la costa frente al GT, éste es capaz de generar un corte horizontal de la velocidad con las aguas mar adentro (al sur) y generar una circulación ciclónica (figs. 3e, 5, 6a y 7f). La vorticidad positiva (circulación ciclónica) implica un levantamiento de la termoclina que origina una disminución de su vorticidad relativa y obliga a estas estructuras a moverse hacia el norte para conservar su vorticidad potencial (figuras 6a y 6b). Debido a la presencia de la costa en el norte del GT, la migración de los remolinos ciclónicos dentro del GT no ocurre, por lo que estos podrían quedar restringidos a su latitud de formación. Adicionalmente, debido a la poca profundidad de la termoclina dentro del GT (30-50 m), ésta se expone a la superficie en el orden de días dentro de un remolino ciclónico, lo que seguramente condiciona también la vida corta de éstos y los confina dentro del GT.

Los remolinos anticiclónicos por su parte obedecen a una dinámica distinta, ya que tienden a aumentar la profundidad de su termoclina (subducción) que produce a su vez un incremento en su vorticidad relativa; para que su vorticidad potencial se conserve estos deben desplazarse hacia el sur. Una vez que salen de la zona de influencia del viento y debido a los valores de vorticidad escalada con el parámetro de Coriolis ($\zeta/f=Ro$; *Numero de Rossby* < 1) y a sus dimensiones ($\approx 50 - 200$ km), estas estructuras podrían alcanzar una rotación de cuerpo sólido y viajar como ondas de Rossby típicas de latitudes medias. Trasviña *et al.* (2008) y Palacios *et al.* (2005) muestran algunas trayectorias de estos remolinos anticiclónicos que se desplazan cerca de los 10° N hacia el suroeste por varios cientos de kilómetros.

Como se ha mencionado, tanto durante eventos Tehuanos como en ausencia de ellos, se observa de manera persistente una corriente costera hacia el oeste (CCO) dentro del GT. En primavera la CCO

pareció atenuarse durante los Tehuanos con $\tau > 0.25 \text{ Nm}^{-2}$ pero reapareció al cesar el viento. Durante verano, la CCO se debilitó ($\approx 25 \text{ cms}^{-1}$) dentro del GT, pero se intensificó ($\approx 50 \text{ cms}^{-1}$) al sur de 15.5° N . En concordancia con el presente estudio, Trasviña *et al.* (2008) reportaron condiciones de verano dentro del GT, identificaron la débil estructura de la corriente costera y sugirieron que bajo esas condiciones un evento Tehuano débil pero persistente, fue capaz de generar un remolino anticiclónico que se propagó hacia el suroeste. En otoño y en ausencia de viento, la CCO ocupó toda el área de cobertura de los HFR (0-100 km de la costa) y exhibió sus velocidades máximas medidas ($\approx 100 \text{ cms}^{-1}$). Es posible que durante eventos de viento del norte muy intensos o muy prolongados, la CCO sea desplazada hacia el sur o a mayores profundidades. Sin embargo, se requieren datos de la estructura vertical de densidad durante el desarrollo de un Tehuano, que brinden evidencia del hundimiento de la CCO.

Si se supone que la CCO observada en este trabajo es la misma identificada como una componente de la Corriente de Costa Rica por Barton *et al.* (2009), esto pudiera representar evidencia de la persistente incursión de la Corriente de Costa Rica en el GT y de su relación con la generación de remolinos en ausencia de viento. El paso o generación de ondas atrapadas a la costa, debido al escalón abrupto en la topografía entre el GT y el océano profundo, queda ahora como una futura línea de investigación. Si el paso de remolinos ciclónicos que viajan hacia el oeste, justo entre las isóbatas de 100 y 1000 m (figs. 5b y 6a), está relacionado con ondas baroclínicas atrapadas a la costa que se propagan hacia el polo, se podría pensar que los remolinos anticiclónicos observados en la zona del GT y que viajan al oeste cercanos a 10° N (Trasviña *et al.* 2008, Palacios *et al.* 2005), se propagan como ondas de Rossby que se desprenden de la onda atrapada a la costa. Corroborar la aseveración anterior requiere series de tiempo largas (> 1 año) y continuas, de variables oceánicas que coadyuven a la identificación de ondas atrapadas a la costa viajando hacia el polo. Por último, es importante resaltar la necesidad de contar con mayor información sobre los patrones de corrientes entre el GT y Cabo Corrientes (20° N), de tal forma que se logre estudiar la incursión al norte de la CCO observada en éste

trabajo. Esto a su vez podría permitir conectar de una manera integral los patrones y procesos producto de la dinámica ecuatorial oriental (*i.e.* Corriente de Costa Rica, Contra Corriente Norecuatorial y Corriente Norecuatorial), con los patrones y procesos producto de la dinámica de sistemas de surgencia de frontera oriental (Corriente de California) y de mares marginales como el Golfo de California.

AGRADECIMIENTOS

Xavier Flores-Vidal contó con el apoyo de CONACYT, beca de posgrado 2006-2010 y beca-mixta 2007 para una estancia de investigación en las instalaciones del *Radar Laboratory* de la Universidad de Hawaii. Agradecemos también al programa *POGO International Fellowship 2008* por la beca complementaria brindada. De manera especial se agradece la colaboración y participación de personal académico y estudiantes de la Universidad del Mar, campus Puerto Ángel, en las labores de instalación y operación de los radares HF. Su ayuda fue crucial en el éxito de las operaciones de campo. Agradecemos el apoyo logístico del personal adscrito a la Estación de Investigación Oceanográfica de la SEMAR en Salina Cruz, Oax. Los recursos para este trabajo fueron proporcionados por el CONACyT a través de los proyectos de ciencia básica U40822-F y 85108. Recursos adicionales fueron proporcionados por los programas 323, 341 y 361. Agradecemos a los revisores anónimos por el tiempo brindado y las sugerencias que mejoraron significativamente la calidad de este trabajo.

REFERENCES

- Ballestero D, Coen JE. 2004. Generation and propagation of anticyclonic rings in the Gulf of Papagayo. *Int. J. Remote Sensing*. 25:11:2217–2224.
- Barton E, Argote ML, Brown J, Kosro PM, Lavin M, Robles JM, Smith RM, Trasvina A, Velez HS. 1993. Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanogr*. 6:23–30.
- Barton E, Lavín M, Trasviña A. 2009. Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Cont. Shelf Res*. 29: 485–500.
- Blackburn M. 1962. An oceanography study of the Gulf of Tehuantepec. Fish Wildl. Serv. Spec. Sci. Rep. Fish. 404,28p.
- Brandhors W. 1958. Thermocline topography, zooplankton standing crop, and mechanisms of fertilization in the eastern tropical Pacific. *J. Cons. Int. Explor. Mer*. 24:16–31.
- Chapman R, Shay L, Graber H, Edson J, Karachintsev A, Trump C, Ross D. 1997. On the accuracy of HF Radar surface current measurements: Intercomparisons with ship-based sensors. *J. Geophys. Res*. 102: 18,737–18,748.
- Chavanne C, Janekovic I, Flament P, Poulain PM, Kuzmic M, Gurgel KW. 2007. Tidal currents in the northwestern Adriatic: High-Frequency Radio observations and numerical model predictions, *J. Geophys. Res*. 112: 148–166.
- Emery W, Thomson R. 2001. Data analysis methods in physical oceanography. Elsevier Science B.V. 2nd edition 638pp.
- Gurgel K, Antonischki G, Enssen H, Schlick T. 1999. Wellen radar wera: A new ground-wave HF Radar for ocean remote sensing, *Coast. Eng*. 37:219–234.
- Lipa B, Barrick D. 1983. Least squares methods for the extraction of surface currents from CODAR crossed-loop data. *IEEE J. Oceanic Eng*. 8:226 – 253.
- McCreary J, Lee S, Enfield B. 1989. The response of the coastal ocean to strong offshore winds: With application to circulations in the gulfs of Tehuantepec and Papagayo, *J. Mar. Res*. 47:81–109.
- Palacios D, Bograd S. 2005. A census of Tehuantepec and Papagayo eddies in the northeastern tropical Pacific. *Geophys. Res. Lett*. 32:L23606. doi:10.1029/2005GL024324.
- Roden G. 1961. On the wind-driven circulation in the Gulf of Tehuantepec and its effect upon the surface temperatures. *Geophys. Int*. 1:55–72.
- Romero-Centeno R, Zavala J, Gallegos A, Obrien J. 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Clim*. 16:2628–2639.
- Steenburgh W, Schultz DM, Colle BA. 1998. The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, México. *Month. Weath. Rev*. 126:2673–2691.
- Trasviña A, Barton E. 2008. Summer mesoscale circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep-Sea Res*. I 55:587–607.
- Trasviña A, Barton E, Brown J, Vélez H, Smith R. 1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, México: Asymmetric circulation. *J. Geophys. Res*. 100:20,649–20,663.
- Trasviña A, Barton E, Vélez H, Brown J. 2003. Frontal subduction of cool surface water mass in the Gulf of Tehuantepec, México. *Geofis. Int*. 42:101–114.
- Velázquez-Muñoz FA, Martínez JA, Chavanne C, Durazo R, Flament P. (en prensa). Circulación costera forzada por el viento en el Golfo de Tehuantepec. *Ciencias Marinas*
- Zamudio L, Leonardi P, Meyers S, O'brien J. 2001. *Geophys. Res. Lett*. 28:1,13-16. doi:10.1029/2000GL011814
- Zamudio L, Hurlburt H, Metzger E, Morey S, O'brien J, Tilburg C, Zavala J. 2006. Interannual variability of the Tehuantepec eddies. *J. Geophys. Res*. 111: doi:10.1029/2005JC003182.

- Figura 1. Golfo de Tehuantepec (GT) y arreglo experimental. Se ilustra la posición de los dos sitios de radar HFR instalados, y su porcentaje de cobertura (contornos continuos) sobre la malla cartesiana de mediciones (puntos grises), cuyas dimensiones son $\{dx,dy\}=5\text{km}$. Se ilustra también la ubicación del puerto de Salina Cruz, y de una estación meteorológica instalada cerca del eje principal del chorro de viento, además de cuatro celdas (cuadros negros) tomadas de QuikSCAT para estimar el viento. Los contornos con línea quebrada representan la batimetría. Los contornos punteados en el continente representan la topografía. Se observa el paso de Chivela en las montañas y el escalón en la batimetría (de 100 m a 1000 m de profundidad en $\approx 100\text{ km}$).
- Figura 2. Series de tiempo del esfuerzo del viento medidos en la costa del GT durante (a) primavera, (b) verano y (c) otoño de 2006. La línea negra representa los datos medidos por la estación meteorológica (WS), la línea gris los datos obtenidos de QuikSCAT (QS). Las letras con flechas, hacen referencia a eventos que se describen a detalle en las figuras 3, 6 y 7. Los asteriscos indican el periodo en el cual se midieron datos con HFR. Las áreas grises indican los periodos donde el esfuerzo del viento hacia el sur $[\tau_y]$ superó los 0.2 Nm^{-2} o eventos Tehuanos.
- Figura 3. Mapas de velocidad superficial durante primavera. Cada mapa está compuesto por un promedio de seis horas. Los contornos de color indican la vorticidad relativa escalada con el parámetro de Coriolis (ζ/f). En cada mapa se indican; el tiempo central del promedio, la escala gráfica de los vectores de corriente, el esfuerzo del viento $[\text{N m}^{-2}]$ y su dirección (convención oceanográfica).
- Figura 4. Temperatura superficial Oceánica y corrientes superficiales. (a) Efecto dinámico de las corrientes al finalizar un viento Tehuano de $\approx 20\text{ ms}^{-1}$ (0.76 Nm^{-2}) durante invierno. (b) Corriente costera hacia el oeste compuesta por aguas cálidas que incursionan en el GT durante periodos sin influencia de viento. (c) Durante verano y en ausencia de viento, se observan remolinos ciclónicos que levantan la termoclina y originan surgencias o enfriamientos costeros. (d) Convergencia de la circulación originada por un viento Tehuano de $\approx 10\text{ ms}^{-1}$ (0.25 Nm^{-2}) y de la corriente costera hacia el oeste operando en su etapa más intensa $\approx 100\text{ cms}^{-1}$ durante el otoño.
- Figura 5. Transecto meridional en 94.8° W , ligeramente al este del eje del chorro de viento Tehuano. Se muestra la temperatura y las corrientes superficiales después de aplicar un filtro de Lanczos pasa-bajas con $f_c=72\text{ hrs}$, para (a) primavera, (b) verano y (c) otoño. Como referencia se muestra el esfuerzo del viento asociado a cada periodo, los eventos Tehuanos son marcados por el área sombreada.
- Figura 6. Idem figura 3 para verano.
- Figura 7. Idem figura 3 para otoño.
- Figura 8. Flujo medio (vectores) sobre elipses de variabilidad de la corriente al 95% de confianza. Las elipses en color rojo (azul) indican rotación ciclónica (anticiclónica). (a) primavera, (b) verano y (c) otoño. Porcentaje de variabilidad explicado por la marea y calculado mediante un análisis armónico aplicado en cada nodo (puntos grises) o serie de tiempo dentro de la malla de cobertura de los HFR. (d) primavera, (e) verano y (f) otoño.

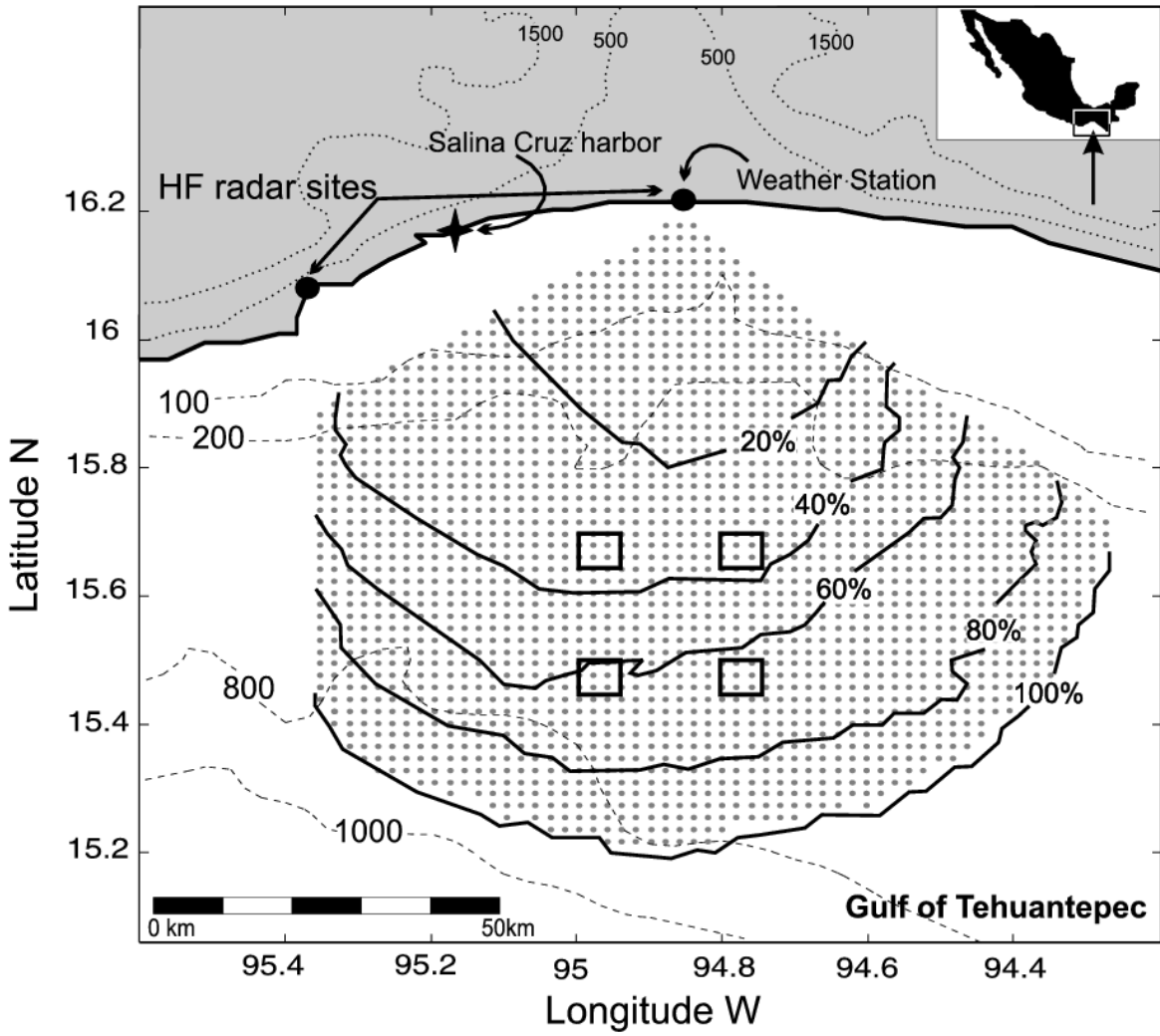


FIGURA 1

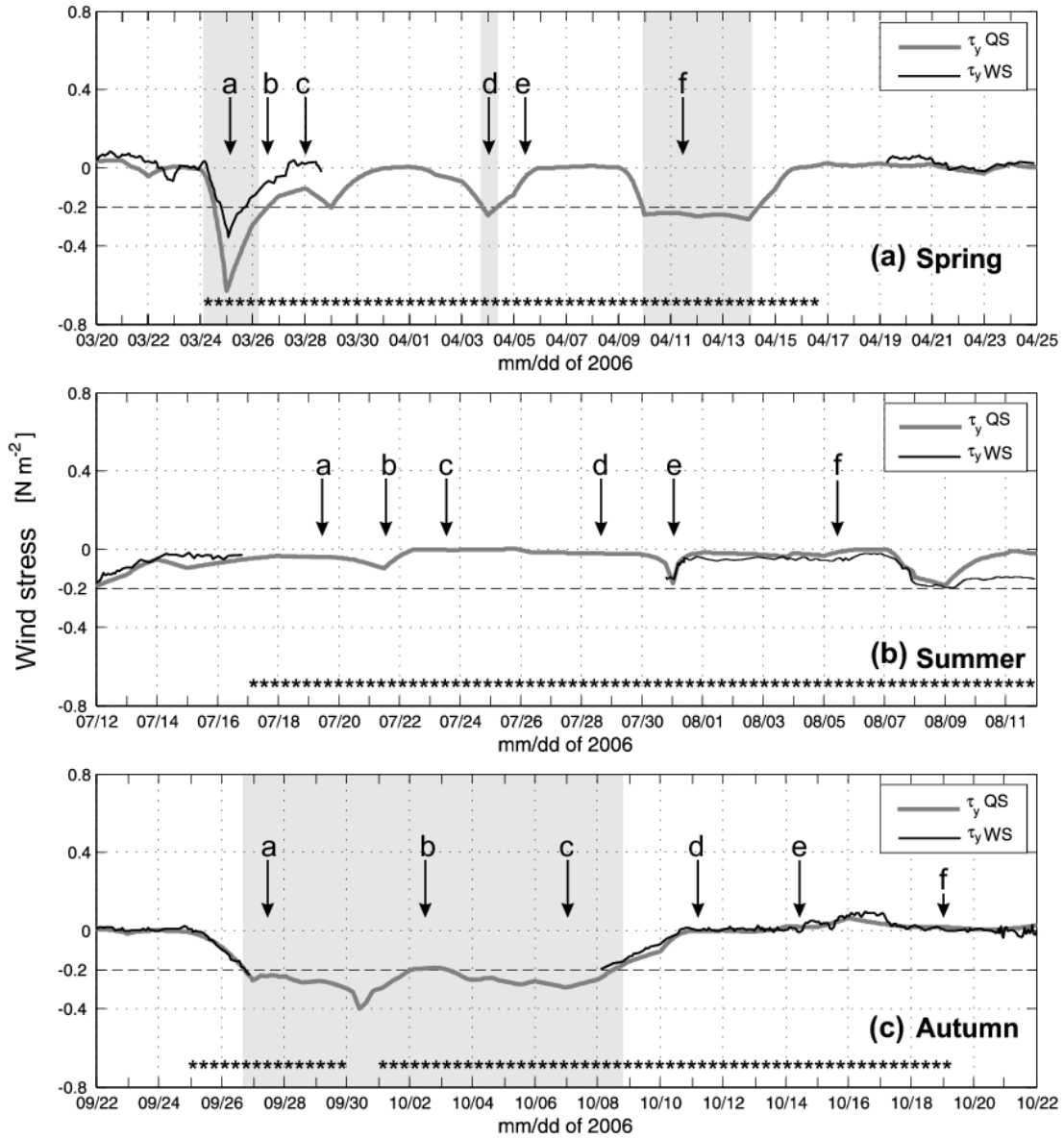


FIGURA 2

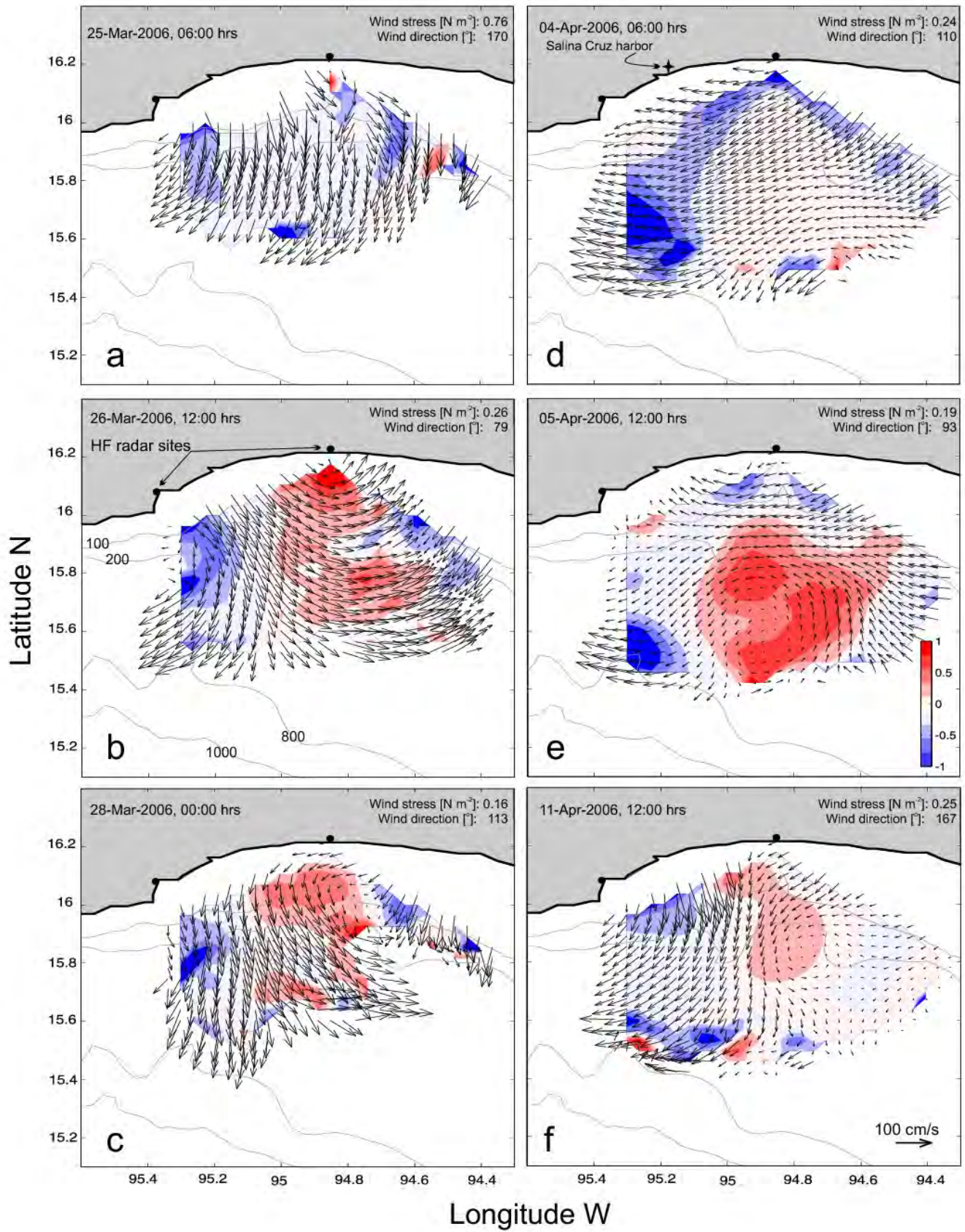


FIGURA 3

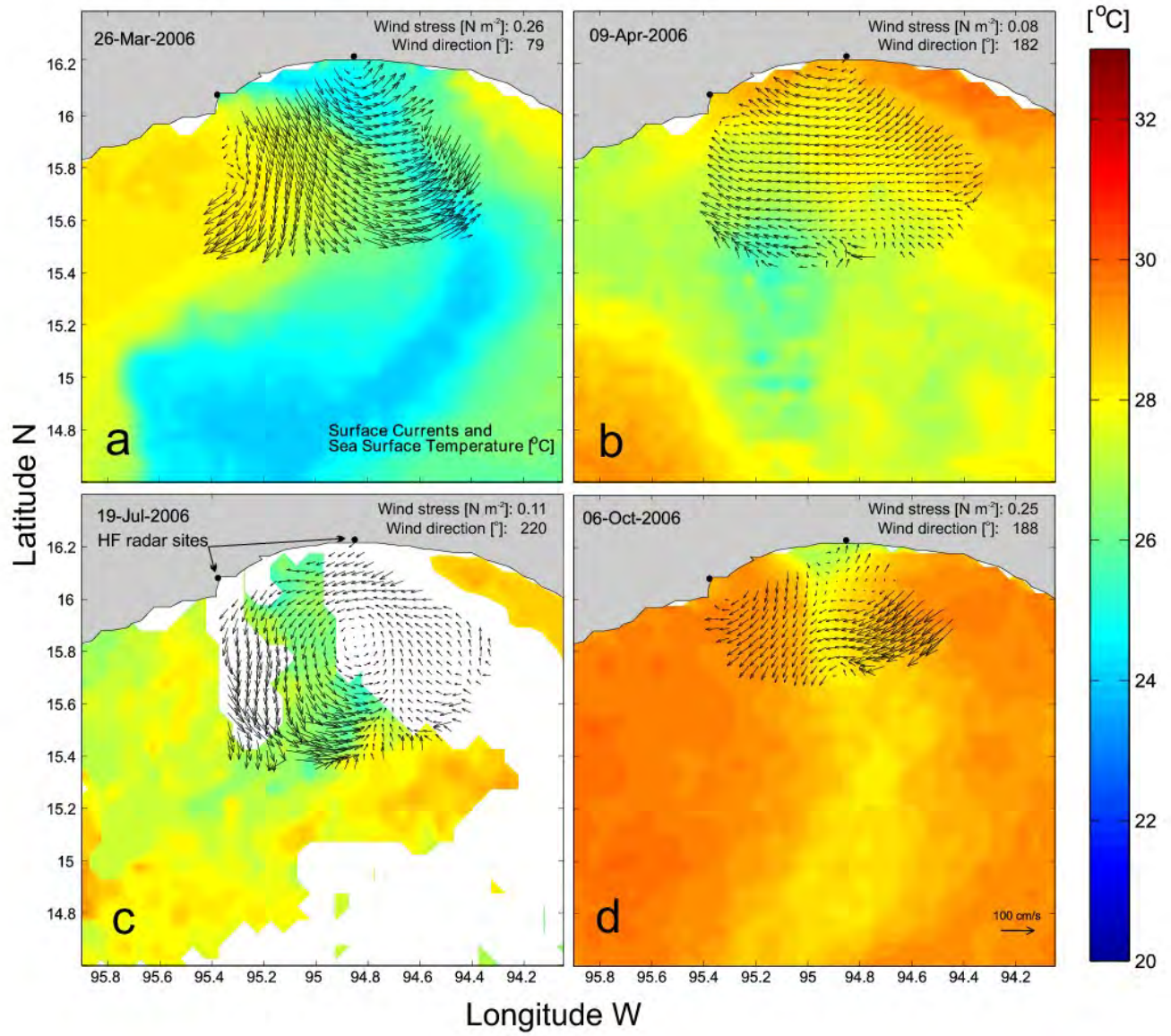


FIGURA 4

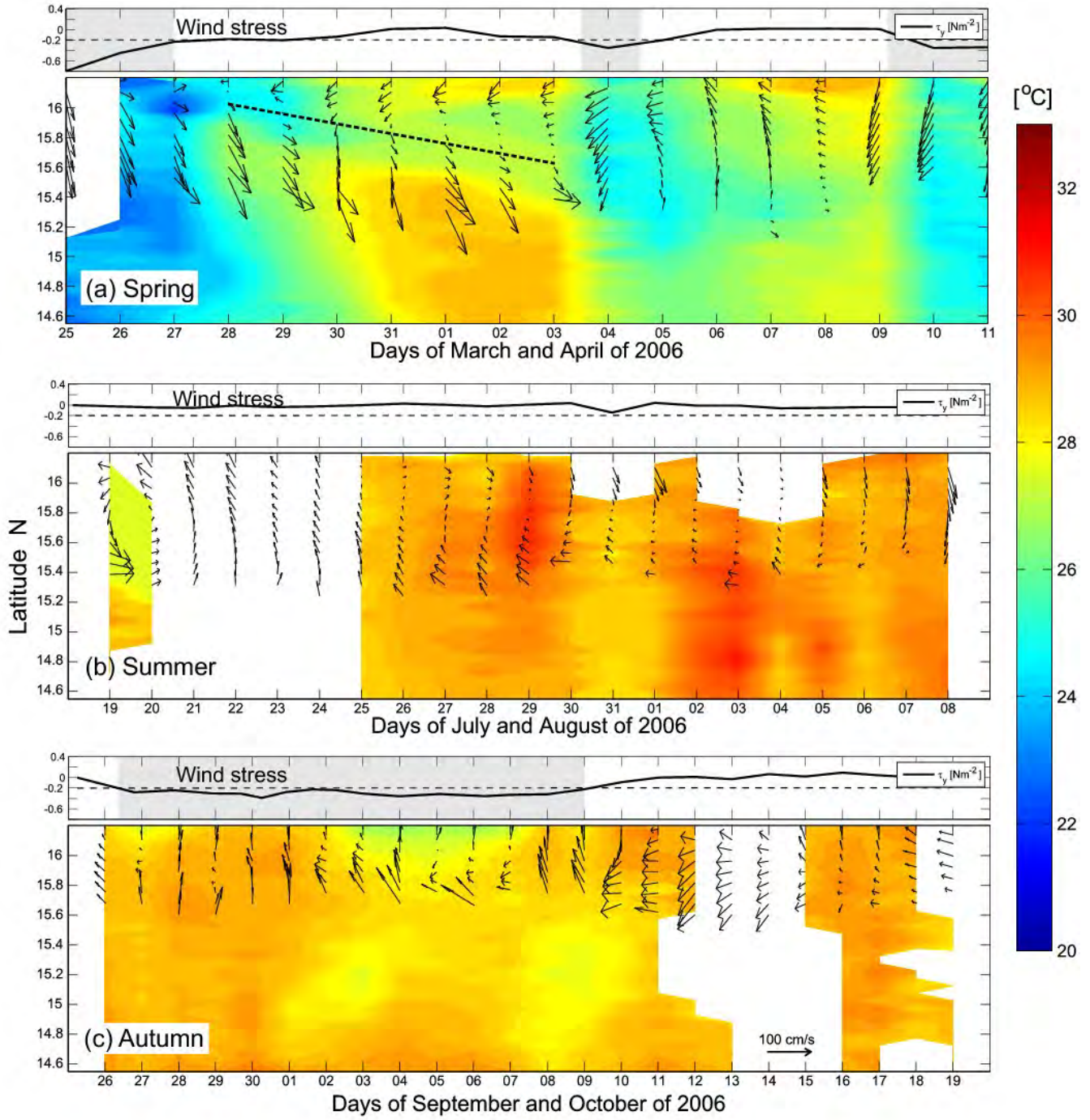


FIGURA 5

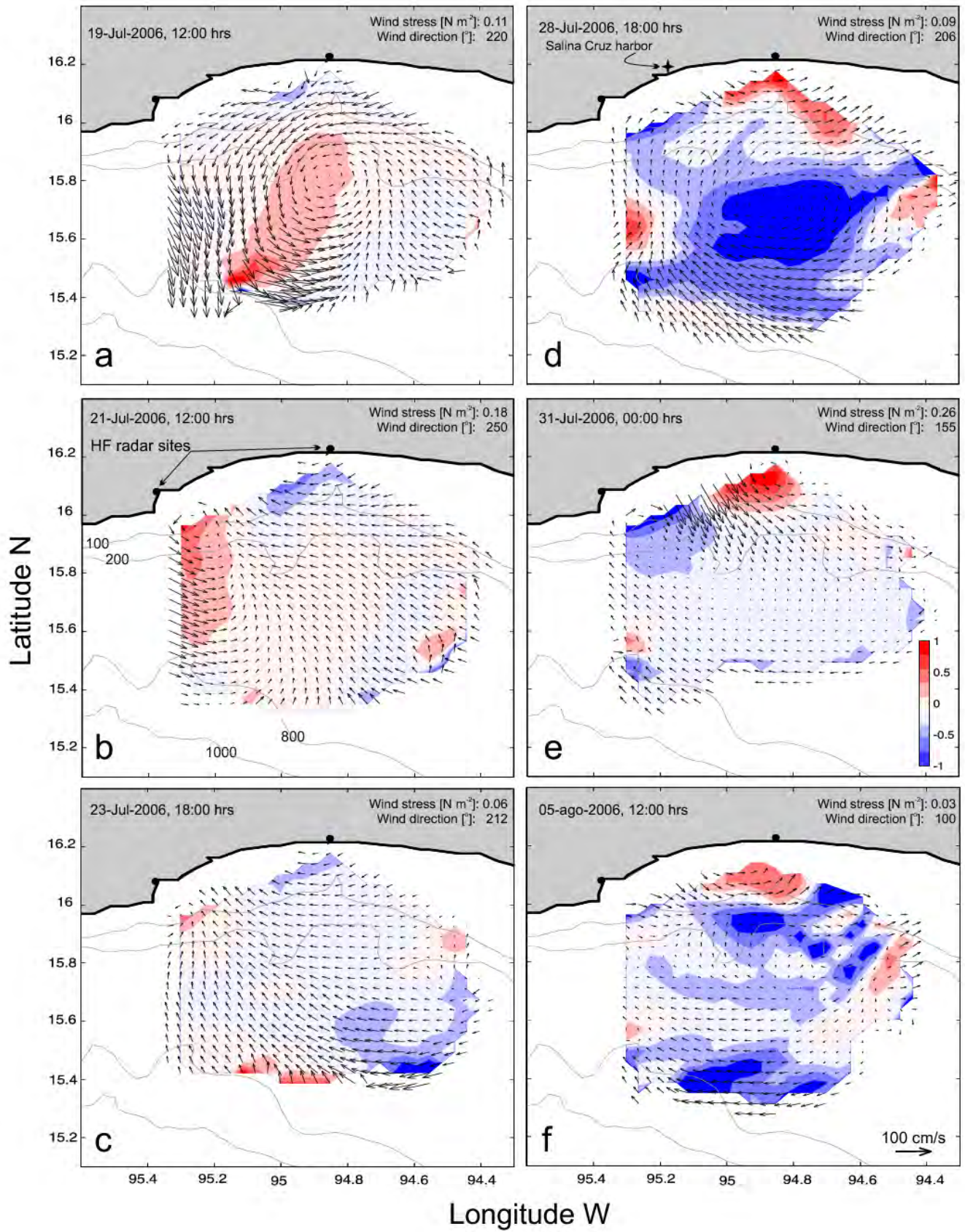


FIGURA 6

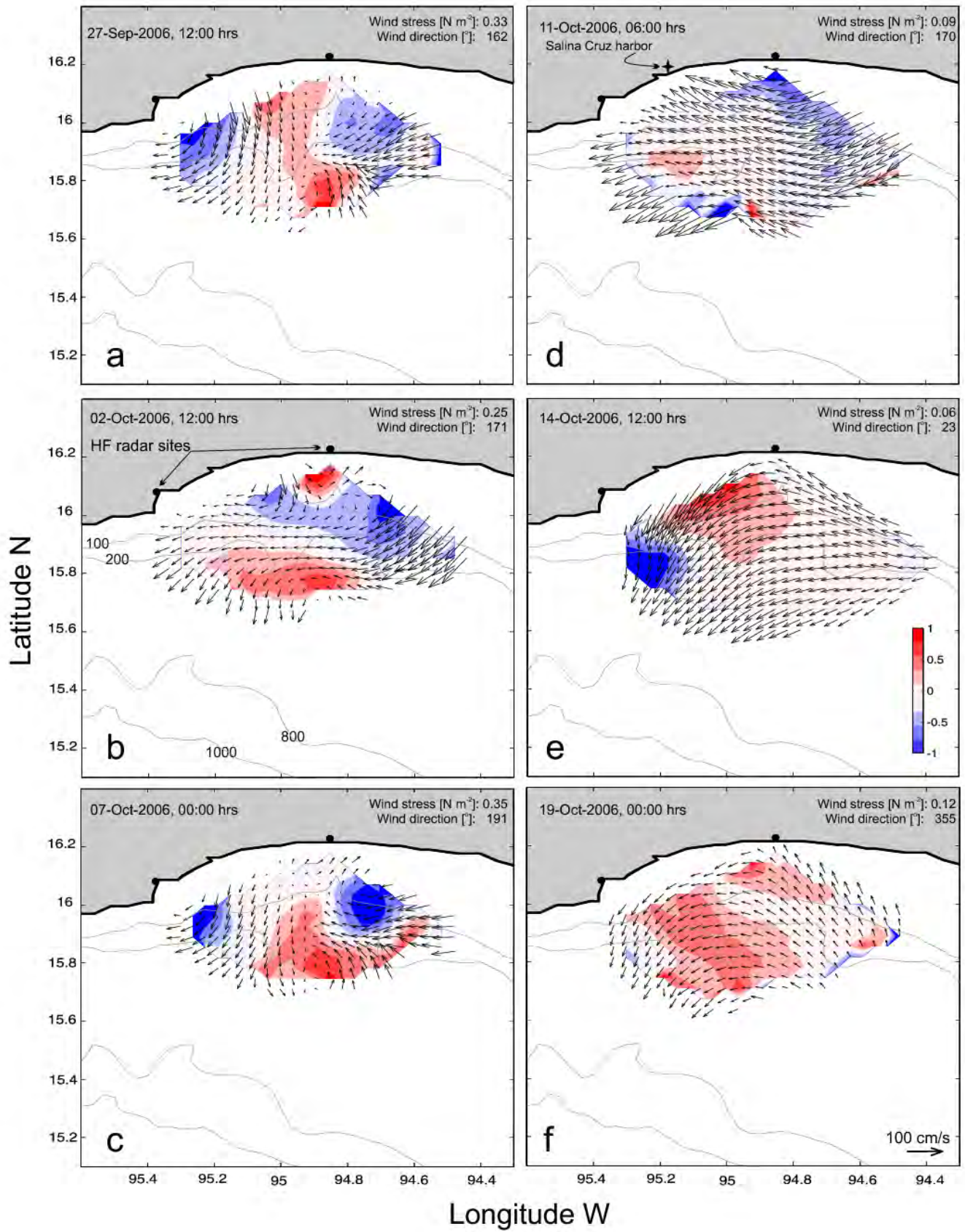


FIGURA 7

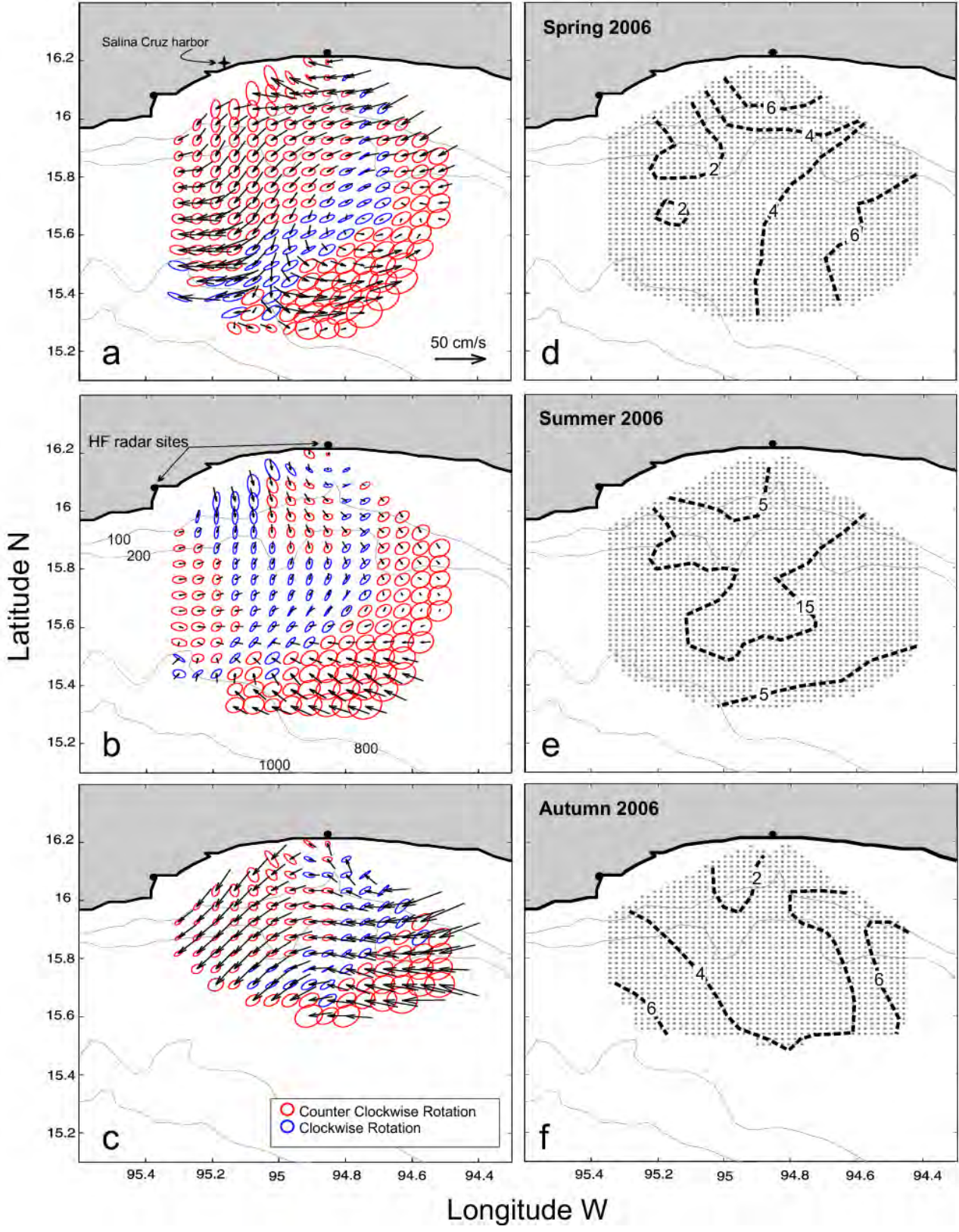


FIGURA 8

IV

MANUSCRIPT TO BE SUBMITTED TO JOURNAL OF PHYSICAL OCEANOGRAPHY

Capítulo 3. Ageostrophic and quasi-geostrophic circulation in the Gulf of Tehuantepec, México: HF Radio measurements.

X. Flores-Vidal¹, C. Chavanne³, R. Durazo¹ and P. Flament²

1. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma del estado de Baja California.
Carretera Tij-Ens km 107, Ensenada B.C., 22800, Mexico.
2. Department of Oceanography, School of Ocean and Earth Science and Technology,
University of Hawaii. 1000 Pope Road, Honolulu Hawaii, 96822 USA.
3. School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, UK.

Abstract

The Gulf of Tehuantepec GT is characterized by wind outbursts that blow through a gap in the Mexican mountain chain. Using High Frequency Radios HFR ocean surface currents at the inner GT were mapped every half hour. In this work we study the ageostrophic or wind driven dynamics as measured by the HFR. While for wind-stress less than 0.25 Nm^{-2} the mean flow was not modified, for wind stress between 0.25 and 0.5 Nm^{-2} a dipole-like structure was observed with diameter between 40 and 80 km each. The anticyclonic eddie was located in the western side of the GT, and apparently was advected towards the southwest. The cyclonic eddie was in the eastern side and disappear after a few hours of its formation. The vertical structure of these eddies was measured using a thermistor chain moored at the inner GT. During wind events of $\approx 0.5 \text{ Nm}^{-2}$ the thermocline was pump up from ≈ 60 m depth within a few hours. Wind outburst with wind-stress $> 0.6 \text{ Nm}^{-2}$ reflected no eddies within the radar's foot print, instead the flow was toward the south. These could be evidence for bigger scale eddies that the HFR were unable to map. Using a transfer function between the wind-stress and the surface currents, we extracted the wind-stress component from the surface currents. In this fashion we separated the ageostrophic and the quasi-geostrophic currents. The ageostrophic current moved most of the time towards the west, in agreement with the expected Ekman transport, while the quasi-geostrophic component was southward, apparently defined by the offshore pressure gradient imposed by the wind-stress. The sum of the two components gives a mean flow towards the south-west, coincident with the path that the anticyclonic eddies follows. On the other hand, under periods of calm winds, both the ageostrophic and quasi-geostrophic components were westward, penetrating the inner GT and intensifying (decreasing) during autumn (summer). The importance of these westward currents is found in the relationship with the Costa Rica Current and the Costa Rica Dome, and may be evidence of the interaction between the Eastern Tropical Pacific Ocean and the coastal dynamic in the GT .

Key words: ageostrophic, geostrophic, wind, stress

1. Introduction

The eddy triggering mechanism in the Gulf of Tehuantepec (GT), México is relatively well known and understood. It consists of strong, intermittent, offshore winds locally known as “Tehuantepecers” or “Tehuanos” that strongly modify the local ocean's dynamics. These winds originate from an atmospheric pressure gradient between the Atlantic and Pacific Oceans and blow throughout a mountain gap in the Mexican Sierra Madre. This and other gap winds (Papagayo and Panama Gulfs) in the Eastern Tropical Pacific (ETP) have been identified since the early sixties [Rodén, 1961; Wyrski, 1965].

Gap winds in the ETP produce a wind jet that commonly behaves according to Rossby number, V/fL , where V is the along-gap wind speed, f is the *Coriolis* parameter, and L is the along-gap length. This number is usually $\ll 1$ [Overland, 1984]. Using a numerical model, Steenburgh *et al.* [1998] showed that for the GT, the wind jet traces an inertial path with anticyclonic curvature (towards the west) produced by the *Coriolis* acceleration. Bourassa *et al.* [1999] analyzed a set of data measured with a NSCAT scatterometer and found results in agreement with Steenburgh *et al.* [1998]. Romero-Centeno *et al.* [2003] conducted a statistical analysis of the winds in the GT based on a 31-year period of reconstructed data. Their observations showed that the long-term monthly mean wind speed and frequency of occurrence of Tehuantepecers have a strong bi-modal seasonal signal with maximum values during December-January, minimum during May-June, and a second weaker maximum in July.

During winter, the GT circulation is characterized by the presence of oceanic cyclonic and anticyclonic eddies (≈ 100 km in diameter near shore), which are related to the commonly observed wind outbursts in winter (Tehuanos). Most of the time, clockwise (anticyclonic) eddies originated near shore on the west side of the wind jet axis, are advected towards the southwest (≈ 250 km offshore), following an inertial trajectory [McCreary *et al.*, 1989; Trasviña *et al.*, 1995; Zamudio *et al.*, 2006]. At the edge of these mesoscale structures, patches of cold water (16 to 20°C) extending offshore up to \approx

200 km have been observed while their surrounding water is relatively warm (28 to 30°C) [Roden, 1961; McCreary *et al.*, 1989; Trasviña *et al.*, 1995; Chelton *et al.*, 2000a; Trasviña *et al.*, 2003]. These anticyclonic eddies are sometimes accompanied by its commonly short-lived cyclonic (counter clockwise) pair. For the cyclonic eddies to last long and develop, requires building a dome in a shallow and strong pycnocline, which is in turn limited by the reduced thickness of the mixed layer at the center of the dome that may reach the surface and expose the core of the vortex. In contrast, anticyclonic eddies have a greater chance of survival because their intensification is accompanied by the deepening of the pycnocline [Trasviña *et al.*, 2003; Trasviña and Barton, 2008; Barton *et al.*, 2009] and their displacement to larger depths (*i.e.* south-west).

Periods free of Tehuantepecers have been poorly documented. Zamudio *et al.* [2006] reported some eddy activity in summer and argued that cyclonic eddies found during weak wind conditions could be generated by freely propagating baroclinic coastally trapped waves capable of triggering baroclinic instabilities. Trasviña and Barton [2008] conducted an experiment designed to characterize the summer (free of Tehuanos) circulation, and found no evidences of the CRC or any other similar mesoscale current reaching the inner GT, as had previously been suggested by Wyrтки [1965]. Instead, they found eddy activity, and reported this as wind generated eddies in summer.

To the best of our knowledge, the Tehuano-free geostrophic circulation in the inner GT has not been previously documented. In this work we used hourly surface currents data taken with HFR (domain of 50 km \times 100 km), to estimate the ageostrophic circulation and in turn the quasi-geostrophic component, under two periods free of Tehuanos and three periods under typical Tehuanos conditions. Each of these periods were data series of \sim 1-2 months. In the next section the HFR data characteristics are described. Section 3 presents the ageostrophic and quasi-geostrophic estimation method. Section 4 describes the main results while section 5 summarizes and discusses the findings.

2. High-Frequency Radio measurements

High Frequency Radars (HFR) or radios, measures the Doppler shift of Bragg-scattered electromagnetic waves, which come from the ocean after being reflected by ocean's surface gravity waves with half the wavelength of the HFR's emitted signal (*Lipa and Barrick* [1983], *Chapman et al.* [1997], *Gurgel et al.* [1999]). The Doppler shift in frequency is used to compute the velocity towards or away from the radar site in a radial grid pattern. With two or more HFR sites it is possible to compute a total vector current by least squares fitting its zonal and meridional components [*Lipa and Barrick*, 1983; *Paduan and Cook*, 2003].

Two frequency-modulated continuous wave [*Gurgel et al.*, 1999] radar systems were installed on the GT shoreline in the state of Oaxaca, México (Fig. 1). The first site was installed right on the wind axis and the second one about 50 km to the west; we will refer to the two sites as the east and west site, respectively. Figure 1 shows the bathymetry and topography of the GT, the HFR sites location and the corresponding overlapping area or radar's footprint. Note the gap in the mountain chain where outbursts of northerly winds (Tehuanos) blow throughout; also note the step in bathymetry from 100 m to 1000 m depth.

The HFRs were operated at 16.3 MHz with 100 kHz chirp width, yielding a range of ≈ 120 km and a spatial resolution of 1.5 km [*Gurgel et al.*, 1999]. A chirp length of 0.34 s and an average time of 11.6 minutes on a repeat cycle every half hour were programmed, yielding an error ≤ 3 cm/s. In order to avoid interference between sites, both radars operated in a coordinate mode, that is one was measuring while the other one was in standby mode. Each site operated in beam forming mode [*Gurgel et al.*, 1999] with 16 channels (receiver antennas in linear array) for the measurements made in winter 2005, and 12 channels for spring, summer and autumn of 2006 and winter 2008. The average azimuthal resolution for 16 and 12 channels was $\approx 15^\circ$ and the average maximum range was about 80 km.

Data time coverage (top half figure), and spatial coverage (bottom half figure) of the five available

periods; winter 2005, spring, summer and autumn 2006, and winter 2008, are summarized in figure 2. Note that the longer uninterrupted periods of data acquisition were winter 2005 and 2008 (Fig. 2a), with about two months of data each, while the remaining periods were about one month of data each. The spatial coverage (Fig. 2b) shows large percentages (≈ 70 -100%) for winter 2005, spring and summer 2006, and low percent coverage (≈ 40 -60%) for autumn 2006 and winter 2008.

Further quality control was applied to each data set by removing those grid cells with a value of GDOP larger than 0.5 [Chapman *et al.*, 1997; Lipa and Barrick, 1983; Gurgel *et al.*, 1999]. Additionally, since measurement ranges increased erratically (~ 20 km) from sunset to sunrise, presumably due to diurnal variations of ionospheric propagation and absorption (as observed by Chavanne *et al.* 2007), we removed those observations obtained at long ranges (≈ 80 -120 km), which represented less than 10% of the data in this study. Lastly, time series for a grid node were rejected if data return was less than 80% of series length. This enabled us to avoid fake behaviors in our data analysis caused by gaps in the time series.

Additional instrumentation was available for the campaigns of 2005 and 2008. Table 1 lists the instruments installed in each campaign, while locations are indicated in Fig. 1. During 2005 one bottom mounted (20 m) Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) was installed at the shore between the west and east radar sites. The ADCP was programmed to measure vertical bins of 1 m at 1500 kHz. One anemometer was installed at the eastern radar site and one sonic anemometer (~ 7 m above sea level) was attached to a moored buoy in the middle of the HFRs coverage (as reported in Ocampo-Torres *et al.* 2011). To study the variability of the water column, a thermistor chain from 10 m to 100 m depth in ~ 5 m intervals, was attached to the anchor buoy during the 2008 field campaign.

Table 1: Instruments deployed along with the HF Radios

Instrument	Period	dt	Location
ADCP	Feb-Apr 2005	0.5 h	Shore at 20 m depth
Anemometer	Feb-Apr 2005 Feb-Mar 2008	0.5 h	ocean shore
Thermistors chain	Feb-Apr 2008	0.5 h	ocean

3. Ageostrophic and quasi-geostrophic estimation

Decomposition of a complex horizontal velocity vector $U(t) = u(t) + iv(t)$ where u and v represent the eastward and northward components of the current or wind, allow extracting its different frequency components associated with its angular velocity or rotary component ω . The Fourier transform for the angular velocity ω of the complex time series $U(t)$ can be written as,

$$U(t) = \sum_{(n=-\infty)}^{(+\infty)} U_{\omega} e^{(i\omega t)} \quad (1)$$

where $\omega = \frac{2\pi n}{d}$, d is the length of the data record, t is time and $i = \sqrt{-1}$. Note that the angular pulsation ω will be an integral positive (counter clockwise, CCW) or negative (clockwise, CW), multiple of $2\pi/d$. The coefficients U_{ω} are computed from the *sine* and *cosine* Fourier coefficients of $u(t)$ and $v(t)$, corresponding to the angular frequency [Gonella, 1972].

Rotary vector analysis of a single vector time series is useful for studying the driving frequencies as a function of its rotation sense. Furthermore, cross-spectra analysis of two vector time series U_1 and U_2 can provide the coherence and transfer function (or admittance) of the system. With two vector time series that are physically related to each other, we can define the similarity between them in terms of their circularity-polarized components.

The coherence squared (γ^2) gives an estimation of the linear relationship between U_1 and U_2 as

function of frequency; γ^2 is reduced by noise [Elipot and Gille, 2009]

$$\gamma(\omega^\pm) = \frac{|\langle \tilde{U}_1 \tilde{U}_2^* \rangle|^2}{\langle \tilde{U}_1 \tilde{U}_1^* \rangle \langle \tilde{U}_2 \tilde{U}_2^* \rangle} \quad (2)$$

The coherence phase ϕ_c gives the angular separation between the two vectors. Positive phase means that is U_1 is on the left of U_2 ,

$$\phi_c(\omega^\pm) = \arctan\left[\frac{\Im(\langle \tilde{U}_1 \tilde{U}_2^* \rangle)}{\Re(\langle \tilde{U}_1 \tilde{U}_2^* \rangle)}\right] \quad (3)$$

where \sim designates the Fourier transform and $*$ the complex conjugate.

If we think in a causal linear system, we can interpret the local wind stress vector $\tau^{(t)}$ as the input, and the ocean velocity vector $u(t)$ as the output. Gonella [1972] extends the Ekman theory by analyzing the response of the ocean surface layer dependent on frequency, to wind stress. The transfer function (or admittance) was defined then as,

$$H(\omega^\pm) = \frac{\langle \tilde{U}_2 \tilde{U}_1^* \rangle}{\langle \tilde{U}_1 \tilde{U}_1^* \rangle} \quad (4)$$

and gives the response of U_2 (or surface ocean currents) to the forcing U_1 (or τ), in terms of gain and phase [Gonella, 1972, Elipot and Gille, 2009, Arduin et al., 2009].

Using this approach, we analyzed the response of the surface currents as measured by the HFR to the wind stress forcing measured with a sonic anemometer at the center of the radar's footprint. With the lag corrected transfer function $H(\omega)$ at each grid point of the HFR domain, it was possible to estimate the gain and phase that the wind imposed on surface currents. Afterwards, synthetic wind stress time series at each grid point were constructed.

Wind over the ocean surface modulates much of the dynamics of the upper ocean. The relationship between the forcing and the resulting motions is well described by Ekman theory. Our purpose here is to evaluate Ekman theory in terms of measured variables. The linearized momentum balance equations can be written as

$$\partial \vec{U} \frac{(t, z)}{\partial t} + i f \vec{U}(t, z) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau(t, z)}{\partial z}, \quad (5)$$

where $\vec{U}(t, z)$ is the horizontal velocity forced by the wind stress $\tau(t, z)$ at the surface $z=0$, f is the Coriolis parameter and ρ the seawater density.

Gonella [1972] extended Ekman theory and showed agreement between theoretical solutions and data by using a complex analysis. The author studied the surface mass transport under wind stress forcing at infinite depth (frictionless) and finite depth (h) oceans, and found the inertial effect, the main deflection angle and its variation with depth, and the wind influenced depth or Ekman layer. More recent works such as *Elipot and Gille* [2009] and *Ardhuin et al.* [2009] showed similar results.

It is well known that the two main forces that accelerate fluid in the ocean are the horizontal pressure gradient and the vertical gradient of stress induced by the wind. The velocities due to the two different forces can be treated separately. The pressure forcing $[U_p, V_p]$ of the velocity satisfies,

$$\frac{\partial U_p}{\partial t} - f V_p = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad ; \quad \frac{\partial V_p}{\partial t} + f U_p = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (6)$$

that in the case of steady flow becomes the geostrophic velocity.

The stress forced part $[U_E, V_E]$ is confined to the layer in which the stress acts (Ekman layer); this part is called the Ekman or ageostrophic velocity,

$$U_E = \frac{\tau_y}{f\rho} \quad ; \quad V_E = \frac{-\tau_x}{f\rho}. \quad (7)$$

Thus, the surface ocean velocity can be expressed as the sum of the geostrophic part and the Ekman (ageostrophic) part,

$$U = U_p + U_E + noise \quad ; \quad V = V_p + V_E + noise \quad (8)$$

Using eq. 7 and the reconstructed wind stress time series at each HFR grid point we computed the ageostrophic $[U_E, V_E]$ currents for each data period. Then from eq. 8 we computed $[U_p, V_p]$ or the quasi-geostrophic currents. Section 4 shows the results of this methodology and section 5 discusses and compares it with previous studies.

The stress $[\tau_x, \tau_y]$ is zero outside the boundary layer (or Ekman layer), so the depth integration of eq. 7 across the mixed layer gives the Ekman transport $[\dot{U}_E, \dot{V}_E]$ that is balanced entirely by the Coriolis force. Its divergence is defined as the Ekman pumping or upwelling index,

$$\frac{\partial \dot{U}_E}{\partial x} + \frac{\partial \dot{V}_E}{\partial y} = \frac{\text{curl}(\boldsymbol{\tau})}{f \rho} \quad (9)$$

The definition of the Ekman layer depth, H_E , not only depends on the wind stress but also on the vertical viscosity. Using a physical model and measurements, *Ralph and Niiler* [1999] defined H_E as;

$$H_E = u_* / \beta f^{1/2}, \quad (10)$$

where $u_* = |\boldsymbol{\tau}|/\rho$ and β is a coefficient found by least squares fit to be $0.065 \text{ s}^{1/2}$. With the aim of estimating the Ekman or mixed layer thickness we used the approach of *Ralph and Niiler* [1999] to find H_E from our wind stress estimations based on the transfer function $H(\omega)$.

All the time series studied here have minimum lengths of 30 days, which allowed us to make segments of five days. With a sampling interval $dt = 1 \text{ h}$ leads to $N = 120$ points in time. The formal

Nyquist frequency is then $\frac{dt}{2} = 12 \text{ cpd}$ (cycles per day). In this study we focus our attention on

frequencies below 5 cpd . The frequency resolution is defined as $fr = \frac{1}{Ndt} = 0.2 \text{ cpd}$, which we believe

is adequately enough to study the main frequencies on the system (diurnal, semi-diurnal and inertial $f_i = 0.55 \text{ cpd}$). Finally, to reduce spectral side-lobe leakage we applied a *Blackman* window to each segment and the corresponding 95% confidence interval was obtained for each case.

4. Results

The hourly wind stress from measurements made in winter 2005 are shown in figure 3, the upper panel is the zonal (along the coast) component and the lower panel the cross shore or meridional component. The three different data sources, QuikSCAT (QS), sonic anemometer (at the ocean) and weather station (at the shore), captured seven strong northerly wind events or Tehuanos (indicated by gray shadow areas in the figure). The short-term variability, however, was not adequately resolved by the QuikSCAT measurements (bold gray line). Since winds become more intense as they leave the coast, we observed weaker (about 0.2 Nm^{-2}) values of meridional stresses measured at the shore (thin black line) compared to those measured at the ocean (bold black line).

The prevailing conditions for 2006, depicted in figure 4, illustrate short (less than five days) wind outbursts from late autumn to spring (gray shadow areas). In contrast, from summer to early autumn only two northerly wind events were observed; they were less intense ($\sim 0.2 \text{ Nm}^{-2}$) and lasted longer (~ 15 days) than commonly winter Tehuanos.

In order to further analyze the wind time series, rotational power spectra are plotted in figure 5 for data measured in winter 2005 and summer 2006. Both spectra were computed by using time series of the same length (60 days), centered in the months of February and July, respectively. The black and gray continuous lines are the winter spectrum at the shore and the ocean, respectively (see Fig. 1 for location). During this period both instruments (shore and ocean) reflected the same behavior. Four high power bands were evident: semi-diurnal (SD) and diurnal (D) with mainly CW rotation, and inertial band (f_i) with preferred CCW rotation, and a six day band with equivalent energy in the two senses. The six-day and inertial bands may be explained by the Tehuantepecers events, which may produce an inertial oscillation with CCW component. It has been theoretically demonstrated that the wind jet follows an inertial path through the ocean [Steenburgh *et al.*, 1998]. This path also follows a CW rotation and may be reflected as the six day CW band.

Phase and coherence between the wind stress measured at the shore and at the ocean ($\approx 15 \text{ km}$ offshore, Figs. 5b and 5c), provide further insights about winter wind variability. The coherence (Fig. 5c) between both time series was significant from -2 to 2 cpd , with maximum coherence at low frequencies. At these coherent frequencies, the corresponding time lag was less than 0.02 hr , and the phase (Fig. 5b) was very stable between both time series; a best-fit straight line suggests a negative trend (dash-dot line). The latter could be interpreted as the trajectory or spatial variability of the wind, which showed both negligible spatial variation and time lag inside the HF radar footprint.

During summer (Fig. 5a, dashed line) both the inertial and the six-day bands were absent and the main rotation of the system was CCW rotation (cyclonic) for diurnal and semi-diurnal bands. Although tehuantepecers have been observed in summer [Romero-Centeno *et al.*, 2003; Bourassa *et al.*, 1999], they are not common. It appears that the anticyclonic activity imprinted in winter is not present during summer presumably due to the effect of southwesterly winds that prevail during this season. Thus, we could characterize summer winds as a season where the cyclonic dynamics could be reinforced by steady, weaker, less frequent northerly winds, and the winter as a season where the anticyclonic rotary component is accompanied by shorter, stronger, and more frequent tehuantepecers.

The winter surface currents at the inner GT are illustrated in figure 6. Snapshots as averages of six hours are shown, date and time are indicated in the top-right corner of each plate. The letters in the lower-left corner of each plate correspond to the wind conditions marked accordingly in figure 3. Plate 6a depict the near shore ($\sim 100 \text{ km}$) currents conditions under weak winds ($\sim 3 \text{ ms}^{-1}$), showing a moderate ($\sim 0.5 \text{ ms}^{-1}$) almost homogeneous alongshore current towards the west. Three days later (Fig. 6b), a relatively weak Tehuano ($\sim 10 \text{ ms}^{-1}$) was capable of modifying the along shore surface currents by generating an offshore along the wind axis current ($\sim 95^\circ \text{W}$). These conditions prevailed during the wind event, increasing or decreasing the intensity of the offshore current in relation to wind speed. When the northerly wind ceased (Fig. 6c), two near shore ($\sim 10 \text{ km}$) currents flowing in opposite directions converged over the position of the wind axis ($\sim 95^\circ \text{W}$). As a result, one clockwise eddy

developed on the west side of the wind axis with a cyclonic counterpart circulation (not eddy) on the east. These results presented over plates 6a – 6c, resemble the dipole-like structure reported by [Trasviña and Barton, 2008], and represent the conditions before, during and after a Tehuano event of relative low intensity ($\sim 10 \text{ ms}^{-1}$).

During a well-developed stronger Tehuano event (fig. 6c, $\sim 15 \text{ ms}^{-1}$), surface currents show the same behavior as for the weak northerly wind in figure 6b, although with stronger currents ($\sim 1.2 \text{ ms}^{-1}$). When the northerly wind stops, the cyclonic counterpart and its westward associated current appears to imping the eastward flow producing a converging jet-shaped current along the wind axis with an apparently inertial curvature. Although the typical anticyclone eddy produced by Tehuanos was not mapped by the HFR during this event, SST satellite imagery (not shown) suggest that the negative eddy grow up further south of the radar's footprint, apparently due to the strong intense wind that brought the phenomenon into bigger scale. Two days of weak winds ($\sim 2 \text{ ms}^{-1}$) after the intense northerly wind depicted on plates 6d - 6e, reestablished the along shore coastal current (fig. 6f) and advected the cyclonic eddy towards the south. The presence of the along shore westward coastal current as soon as the wind stops, is a recurrent feature of the GT. Yet, its origin has to be determined.

Overall, the ocean response to northerly wind events recorded during winter showed a similar behavior to that described above. For those cases where tehuantepecers were extraordinarily strong ($\sim 25 \text{ ms}^{-1}$ or $> 1 \text{ Nm}^{-2}$), neither the generation of cyclonic or anticyclonic eddies were observed within the radar's footprint. We believe that under these conditions the scale of the phenomenon becomes too large and, therefore, is out of the radar's range. This is substantiated somehow due to the appearance of an eastward coastal current commonly observed at the southwest limit of the HFR domain during strong Tehuanos, a flow that may resemble the northern edge of a $\sim 200 \text{ km}$ anticyclone. Further measurements at lower frequencies (4-8 MHz) that will allow to measure up to 200 km of range would be required to confirm this statement.

Summer and autumn snapshots of surface circulation are shown in figure 7. The letters in the lower-left

corner of each plate correspond to the wind conditions marked by letters in figure 4. Under these weak wind conditions a strong ($\sim 1.2 \text{ ms}^{-1}$) westward along shore current follows the coastline and tends to form cyclonic circulation, generating some times cyclonic eddies. Figures 7a-b illustrate the rapid dissipation (1 day) of a cyclonic, non-wind-related eddy observed in the radar's footprint. Additional examples are shown during July (Fig. 7c) that depict the formation of one cyclonic gyre that remains within the radar range for almost two days to later leave the radar domain (not shown). Not only cyclonic eddies were mapped under weak wind conditions. Plates 7d-e show two wind unrelated anticyclonic eddy-like structures mapped ~ 3 days apart. The southward displacement (south of 15.4°N) of the westward alongshore coastal current, that could also reinforced the generation of the clockwise circulation is also evident in these figures. Plate 7f (autumn) shows the westward coastal current at its near shore northern position.

With the intention of analyzing further the summer and autumn circulation, figure 8 shows the east-west six-day low-passed surface currents over the transect A-A' (see figure 1). Summer of 2006 (Fig 8a) shows westward (eastward) inshore (offshore) currents before July 22 that resemble cyclonic-like circulation. After this date, eastward (westward) inshore (offshore) currents give place to anticyclonic-like circulation. During autumn (Fig. 8b) the westward current was homogeneously observed at the whole HFR domain. After October 10 the westward current was considerably intensified (from $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$ to 1 ms^{-1}).

Most of our knowledge of the dynamics of the ETP is related to the large scale characteristics of circulation which does not include the small scale of the GT. The most informative works about the circulation under no northerly wind forcing in the GT are those of *Trasviña and Barton* [2008] and *Barton et al.* [2009]. In the former, authors did not find any relevant coastal currents such as the one reported here, probably due to the Lagrangian nature of their study, which only captured positive and negative eddies events in the area. Interestingly, *Barton et al.* [2009] based on CTD geostrophic computations found a coastal current similar to the one described above, which they suggested was a

component of the CRC system.

The genesis of the observed alongshore, westward current is not well understood. Several studies [Kessler, 2002; Wyrski, 1965] associate this coastal flow with the CRC and the Costa Rica Dome (CRD). The seasonality suggested by Wyrski [1965] and Kessler [2002] associate the CRC intensification in summer and autumn respectively, with its incursion in the GT. Authors based their hypotheses in the northern expansion of the CRD due to summer heating and density gradients. Kessler [2002] shows geostrophic evidence of such a current, which should keep traveling towards the north along the shore until it reaches the head of the GT where it may be destroyed or weakened by the constant wind outburst events [Barton *et al.*, 2009]. Until now, we have provided evidence of the interaction between the westward flow and the strong offshore currents driven by the Tehuano wind. Based on our findings, we could argue that if these westward current is connected with the local wind stress, it will relax during summer and intensify during winter.

Further insight into the dynamics of ocean surface currents in the GT can be gained through rotary power spectra. Figure 9 is the rotary power spectra computed for each period of measurements by spatially averaging over the entire area of measurements. As reflected in the variability described above, energy of rotary power spectra derived from currents exhibit analogous variability as that derived from wind. Both the six-day and inertial bands appear during the winter season, being absent during spring, summer and autumn. Also, diurnal and semi-diurnal bands are important. In all seasons, the main rotary component was CW (anticyclonic) for bands with periods shorter than ~ 4 days, and CCW for longer periods, that show in some way the anticyclonic dynamics imposed by the wind with periods shorter than 4 days. Summer and autumn showed an energetic 10-day band with CCW (cyclonic) rotation; the peculiarity of this band is that it is not related to the wind but could be associated with the westward along-shore current, due to its rotation and longer period.

In order to evaluate the relative importance of forcing mechanisms such as local wind or remote geostrophy, we separate ocean velocity into their quasi-geostrophic and ageostrophic components.

Ageostrophic dynamics.

As seen in section 3, the total surface current measured by the HF Radar could be interpreted as the sum of the ageostrophic and geostrophic contributions [*Ralph and Niiler, 1999; Kessler, 2002; Elipot and Gille, 2009*]. The ageostrophic or wind-driven current is given by equation 7, which depends entirely on the wind-stress and Coriolis forces. Satellite estimated wind stress products do not provide good time and spatial resolution to make fair estimations of ageostrophic currents near the coast (~20 km). HF Radar wind estimations are still under development and although wind direction can be determined with good confidence, derivation of magnitude is still uncertain.

In order to estimate the linear relationship between currents and wind stress, we used here a transfer function $H(\omega^\pm)$ between the wind measured by the sonic anemometer at a single point and the ocean surface current measured by HF radars. The wind stress vector could be interpreted as the input of a causal linear system, where the output will be the ocean currents vector rotating exclusively with the wind stress at frequency ω^\pm . Relative to the stress vector, the current velocity vector will then have a constant deflection angle given by the phase [$\phi_c(\omega^\pm)$] of the complex number $\gamma(\omega^\pm)$. The absolute value of the transfer function $H(\omega^\pm)$ can then be interpreted as the scale of the wind speed to surface currents [*Gonella, 1972; Elipot and Gille, 2009; Ardhuin et al., 2009*]. With good estimates of $H(\omega^\pm)$ and $\phi_c(\omega^\pm)$, it is possible to extract the wind stress contribution to the ocean surface current. By using this approach, we infer the quasi-geostrophic component by removing the ageostrophic currents from the measured HF radar data. These techniques have several limitations, such as periods of weak winds and leakage from another variability outside the wind stress spectrum (*e.g.* advection, frontogenesis). However, it is also true that the GT is an ideal place to test these techniques because it is a system where 90% of the variability in ocean currents can be attributed to the wind, with only a small percentage of the total variability attributed to other process such as frontogenesis or mixed-layer

instabilities. The coherence $\gamma(\omega^\pm)$ adimensional number, phase $\varphi_c(\omega^\pm)$ in degrees and transfer function $H(\omega^\pm)$ between the ocean surface currents and wind-stress measured at the center of the HF-radar coverage is shown in figure 10. Seven control cell-points were tested (see figure 2 for its positions). The natural time lag between each control point and the anemometer position was corrected before computing the coherence phase, in such way that phase changes depicted in figure 10, are exclusively due to the angle formed between the wind-stress and the ocean current vectors. There is significant coherence between currents and the wind-stress averaged over 5 day segments ($\omega = 0$), semi-diurnal ($\omega = 2$), diurnal ($\omega = 1$), and lower frequencies ($\omega < 1$). Lower coherence at the inertial band ($-\omega_i$) could be related to the opposite sense between the wind-stress and the ocean currents at that frequency (fig. 9). Although smooth continuity on the phase from the range -1.2 to 1.2 *cpd* is noticed, there was a clear step at frequency $\omega = -f_i$, which is in accordance with the *Ekman* theory extension [Gonella, 1972]. This was also observed by *Elipot and Gille* [2009] and *Ardhuin et al.* [2009]. In general, the positive step in the phase over five day segments ($\omega = 0$) means that the ocean current vector formed a positive angle of $\approx 50^\circ$ with the wind-stress vector, that is ocean currents are on the right of the wind forcing [Ekman, 1905]. The magnitude of the transfer function was surprisingly stable at ≈ 20 *m/s*, between $\omega = 0$ and $\omega = 1.2$ *cpd*, periods which include $\approx 90\%$ of the surface currents variability.

The comparison between wind stress estimations made by the transfer function for the 2005 data set, and both QuikSCAT and the sonic anemometer winds is depicted in figure 11. There is surprisingly good correlation ($R = 0.82$) between the HFR estimated wind stress (transfer function) and wind stress measurements, particularly in the axis of maximum variability (τ_y). Although the QuikSCAT product is not good enough for reproducing the diurnal variability, it was used here as a reference and to evaluate the spatial behavior of winds inside the HFR coverage area. The same analysis was performed for every seasonal data set and we found different deflection angles and different wind scales for every season. Nevertheless, the correlation between our wind stress estimations (based on the transfer

function and HFR surface currents) and wind stress measurements was significant in all cases. Table 2 summarizes these results and Figs. 12 and 13 show their application.

Table 2: Transfer function gain $|H(\omega^\pm)|$ and coherence's phase $\phi_c(\omega^\pm)$ between wind-stress and surface ocean currents measured during five different seasons in the Gulf of Tehuantepec.

Season	$ H(\text{m/s}) $	ϕ_c
Winter 2005	20	50
Spring 2006	21	48
Summer 2006	10	55
Autumn 2006	19	50
Winter 2008	20	50

From Table 2 we can bring the attention to the increase of $\sim 5^\circ$ from winter to summer, which could be explained as a consequence of strong wind stress and mixing, leading to viscosity-reduced conditions during winter. This is in contrast to low wind stress and enhanced stratification during summer. Similar results have been described in experiments conducted by *Ardhuin et al.* [2009] and in theoretical derivations using one and two-layer models by *Gonella* [1972] and *Elipot and Gille* [2009]. Although wind-stress is not the only forcing that control vertical mixing, it can be used to estimate the Ekman layer depth and make an estimation of the wind-stress influence through the water column. Following *Ralph and Niiler* [1999] we estimated the Ekman layer depth H_E based on our wind stress computations. The results are illustrated in figure 12 as the HFR estimated mean flow and wind stress (first and second columns), a composite between the ageostrophic current and the upwelling index (third column), and the quasi-geostrophic current superimposed on the Ekman depth (fourth column), which is simply defined as the residual after extracting the ageostrophic part. Red arrows depict QuikScat winds. The area inside the green polygon represents the HF radar footprint. From top to bottom, row order corresponds to winter, summer, and autumn seasons, respectively.

During winter (Fig. 12 first row) mean currents reflect the influence of the seven tehuantepecers

shown in Fig. 3, with the HFR estimated wind stress (first row, second column) maximum variability along the y -axis, and magnitude increasing offshore. The resulting Ekman velocity and transport (first row, third column) were towards the west, with upwelling on the left side of the wind axis (looking down wind) and downwelling on the right side. Ekman layer depth and quasi-geostrophic currents for this period followed closely wind stress variability. Thus, mean winter conditions reflect a current towards the southwest (first column), controlled by its ageostrophic component towards the west and its slightly stronger geostrophic input towards the south. The pattern described by an increase in Ekman depth and the quasi-geostrophic currents suggests that the wind added an important component to the geostrophic dynamics by modifying the thermocline, originating a southward transport during the event and rectification towards the west after every Tehuantepecer.

Summer mean flow (Fig. 12 second row) differed significantly from that observed in winter. Current vectors describe an eastward current near shore (~ 20 km) and its westward counterpart far offshore (~ 80 km). The wind stress distribution (second row, second column) also differed from winter. Its axis of maximum variability was oriented in the east-west direction, and although the maximum magnitude was located near shore, it was five times smaller than that for winter and autumn (Figs. 12 first and third rows). This follows the results of wind stress and its rotary spectra shown in Figs. 4 and 5a. What is clear from the summer observations is that the wind contribution promotes upwelling and the deepening of the thermocline on the near shore area, despite its low stress magnitude $\sim 0.04 \text{ Nm}^{-2}$. In consequence, quasi-geostrophic currents tend to adjust to the Ekman or mixed layer, where the horizontal pressure gradient defines their circulation paths. The geostrophic component for summer was two-fold the ageostrophic one, which suggests that summer circulation in the GT is controlled mainly by geostrophic dynamics.

Finally, autumn season (Fig. 12 third row) depicted a strong alongshore westward current. The HFR's estimated wind stress (third row, second column) resembles the average wind field as in figure 4, where a 15-day long steady northerly wind prevailed. The wind jet axis was slightly tilted

counterclockwise related to winter. Hence, the ageostrophic current was mainly towards the southwest with almost twice the magnitude respect to the winter ageostrophic current but with a weaker upwelling index. The Ekman depth spatial distribution resemble the wind-axis position; this structure drives geostrophic currents towards the northwest (southeast) on its east (west) side. Autumn season was characterized by ageostrophic and geostrophic components of similar magnitude.

So far, we can define the seasonality of the GT as wind influenced. The transitions of wind forcing from winter-spring (tehuantepecers, CW rotary component) to summer-autumn (steady winds, CCW rotary component) were imprinted on the ocean circulation. Therefore, scenarios presented here suggest that the GT's circulation is based more on wind conditions than seasonality. Although it is true that wind variability is fairly well defined throughout the year (*Romero-Centeno et al.* 2003), Tehuanos-like winds can occur in summer and fall, which indicate that steady or calm wind conditions are not exclusive of summer and autumn. For this reason we should not dismiss the importance of the short-time dynamics, which is mainly driven by the wind.

As suggested by the changes in Ekman layer depth in response to wind speed, one can anticipate that northerly wind events modulate the ocean interior. In order to study the water column response to strong gap winds, we positioned a thermistor-chain during 28 days in winter 2008 (star symbol on Figs. 1 and 12). Time variability of the vertical temperature structure is shown in Figure 13. Estimated (HFR transfer function) and QuikSCAT measured wind stress are also plotted on figure 13 (upper plate) as reference for the Tehuano wind events. There were four northerly wind events, defined as $\tau_y > 0.2 \text{ Nm}^{-2}$, during this period; shadow areas and arrow symbols shown the beginning and end of every event. The time variability of the Ekman depth as computed for figure 12, is plotted along with the vertical temperature variation. For the four Tehuanos measured on this data set, Ekman depth increased as wind stress magnitude increased. The strongest event ($\tau_y \sim 0.4 \text{ Nm}^{-2}$) that occurred on February 27, pump up to the surface water from $\sim 60 \text{ m}$ depth. Positive Ekman pumping during events was followed by

downwelling as soon as the wind weakened, as is observed in the events of 11 and 26 February. The evolution of Ekman depth and temperature structure suggest that during Tehuanos, mechanic vertical mixing occurs just a few hours after events starts.

5. Summary and discussion

Using a transfer function between sea surface currents measured by HFR at the Gulf of Tehuantepec (GT) and the wind stress measured at one single location within the HFR domain, the present work shows two dimensional wind stress maps computed from the HFR surface currents and its time variability over the inner GT. Once the wind stress was defined, the wind driven (ageostrophic) currents as defined in eq. 7 were extracted from the measured total surface currents. The residual currents were then referred to as quasi-geostrophic currents.

Contrasting winter and summer circulations determined the seasonality of wind variability and its influence on ocean dynamics. Winter is a season where short (1-5 days) outbursts of northerly winds or Tehuanos were commonly observed. For all the Tehuanos observed, we found thermocline doming, upwelling and vertical mixing under the wind axis, as well as convergence (divergence) nearshore (offshore). Ocean response characterized by the generation of both clockwise and counterclockwise coastal eddies as soon as the wind ceased. After each Tehuano, two fronts were commonly observed at each side of the wind axis. Whether a monopole or dipole structure appeared, seemed to be the result of the Tehuano magnitude. For low wind stresses ($\tau_y \sim 0.2 \text{ Nm}^{-2}$) a dipole structure is usually observed, with the anticyclone eddy located on the west side of the wind axis and the cyclone one on the east side. The anticyclone eddy is advected towards the southwest of the radar footprint, while the cyclone one dissipated in a few hours. Tehuantepecers with wind stresses over $\sim 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ leaves a positive (cyclone) eddy near shore that although disappears in a matter of hours, covers almost the entire HFR's domain. Hints of the existence of the anticyclonic eddy under these conditions, only appears at the

edges of the radar footprint. Extreme events or mega tehuantepecers ($\tau_y > 1 \text{ Nm}^{-2}$) do not show any eddy activity in the inner Gulf and completely drives the sea surface currents towards the south. However, as soon as the wind ceases, there were evidences of an eastward current near shore which may depict the northern edge of a ~ 200 km diameter anticyclone. Satellite altimetry and SST maps are evidence of such larger scale eddies (Trasviña *et al.* 1995, 2008)

The temperature of the water column at the center of the HFR coverage (fig. 13), gives support to the next proposed dynamic. During any wind event with more than $\approx 0.2 \text{ Nm}^{-2}$ in the inner Gulf, Ekman pumping causes doming in the thermocline and upwelling is observed. In consequence, ocean lowering

and an increase in potential vorticity $\frac{\partial w}{\partial z} > 0$ should occur. Meanwhile the east and west lateral surrounding waters should experience the inverse phenomenon. Hence, right after the tehuantepecer the ocean compensates for the depression by using the lateral surrounding waters.

Although the influence of gap winds over the ocean might appear to be straightforward, the separation of ageostrophic and geostrophic components of the circulation performed here permits to study the underlying dynamics. Under Tehuano conditions, the wind generates a meridional pressure gradient, which drives southward geostrophic currents from high to low pressure gradients. The ageostrophic component is the Ekman transport, which was shown to be towards the right (looking down wind) or westward. The divergence of this flow depicted upwelling at the left and downwelling at the right of the wind axis, both with a monthly average of $\sim 5 \text{ m day}^{-1}$. Trasviña *et al.* [1995] computed an upwelling index of 80 m day^{-1} for one Tehuano event, while our result is based on an average of seven Tehuanos (fig. 3). The total flow is thus the sum of both the ageostrophic and geostrophic currents, which results in a southwesterly mean flow.

For Tehuanos-free conditions in summer, *i.e.* winds of $\sim 0.04 \text{ Nm}^{-2}$ ($< 5 \text{ ms}^{-1}$), the quasi-geostrophic pattern was recurrently anticyclonic, with an eastward current ($\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$) near the coast (~ 10 km), and

a westward current ($\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$) further offshore ($\sim 80 \text{ km}$). *Trasviña et al.* [2008] and *Zamudio et al.* [2006] reported anticyclonic eddies during summer. The former defined them as wind-generated, and the latter as coastally trapped wave generated. Here we offer another generation mechanism, a local geostrophic adjustment that may explain the presence of eddies under calm wind conditions.

Autumn dynamics was distinguished by an important contribution of the ageostrophic component to the mean circulation. Similar to winter dynamics, autumn experienced northerly wind stresses $> 0.2 \text{ Nm}^{-2}$, but unlike winter, the northerly events lasted longer (15-days). Westward Ekman transport and/or westward alongshore currents were the main feature during this season.

The results suggest that the wind may have two different effects on the mean ocean circulation at the inner GT: Ekman transport and Ekman pumping (*i.e.* lowering and doming of the thermocline). Ekman transport could be as strong as $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$ (monthly mean) and may strengthen the westward current observed. As soon as the wind stops, eddy activity is triggered to compensate the doming of the thermocline (due to Ekman pumping) and the sea level depression due to the wind stress.

The advection or propagation processes of the positive or negative eddies is out of the scope of this work. However, their movement may be defined by the mean flow or westward current and by the potential vorticity $\beta v = f \frac{\partial w}{\partial z}$ that states that $\frac{\partial w}{\partial z} < 0$ will vertically compress the water column and move it towards the equator. Thus, we can think that the anticyclone eddies will keep its relative vorticity by moving towards the southwest as has been suggested by *Trasviña and Barton* [2008].

Using the potential vorticity we also offer an explanation of the lateral fronts, which converged at the wind-influenced area after each Tehuano event. In contrast with the wind-influenced area during the Tehuano, surrounding waters (*i.e.* to the east and west of the wind axis) will experience $\frac{\partial w}{\partial z} > 0$, hence will gain potential vorticity and move towards the pole. The west side will find the coast and the east

side front will go over 16°N. With stronger winds the east front will dominate over the west front and converge into the radar footprint as one cyclonic eddie.

Our present work does not intent to resolve all questions about GT ocean dynamics; it rather shows the necessity of more research in the area. The genesis of the observed westward coastal current is still not well understood and although we offer evidence of its origin, it is possible that other mechanisms are also involved. *Barton et al.* [2009] provided evidences about the origin of a westward coastal current in terms of water masses, and associated it with the CRC. The connection of the local dynamics in the GT to the large-scale oceanic processes may be related to the strength of the observed westward current. The unobserved northward excursion of this current may bring new hypothesis about the convergence with the California Current and with the North Equatorial Current. On the other hand, the ocean response to mega Tehuanos ($> 1 \text{ Nm}^{-2}$) needs to be confirmed by using lower frequency, longer range HFRs.

Acknowledgments

Xavier Flores-Vidal was support by CONACyT (Mexican Council of Science), PhD scholarship and complementary international scholarship ref: 207824. We would like to thank POGO international fellowship program for the additional stipend. Dr. K.W. Gurgel and WERA team kindly provided the software to process HFR data. CONACyT provided support through scientific initiatives U40822-F and 18905, while Universidad Autónoma de Baja California contributed with additional funding through internal programs 321 and 363. Universidad el Mar (UMAR) and Secretaría de Marina (SEMAR), kindly provided personnel during the HFR installation and logistics.

References

Ardhuin, F., L. Marié, N. Rasclé, P. Forget, and A. Roland (2009), Observation and estimation of Lagrangian, stokes, and Eulerian currents induced by wind and waves at the sea surface,

- Journal of Physical Oceanography*, 39, 2820–2838.
- Barton, E., M. Lavin, and A.T (2009), Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter, *Continental Shelf Research*, 29(2), 485–500.
- Bourassa, M., L. Zamudio, and J. OBrien (1999), Noninertial flow in NSCAT observations of tehuantepec winds, *Journal of Geophysical Research*, 104, 11,311–11,319.
- Brenes, C., M. Lavin, and A. M. (2008), Geostrophic circulation between the Costa Rica dome and Central America, *Deep Sea Research I*, 55(5), 608–629.
- Chapman, R., L. Shay, H. Graber, J. Edson, A. Karachintsev, C. Trump, and D. Ross (1997), On the accuracy of hf radar surface current measurements: Intercomparisons with ship-based sensors, *Journal of Geophysical Research*, 102(C8), 18,737–18,748.
- Chavanne, C., I. Janekovi, P. Flament, P. Poulain, and M. Kuzmic (2007), Tidal currents in the northwestern Adriatic: High-frequency radio observations and numerical model predictions, *Journal of Geophysical Research*, 112, 148–166.
- Chelton, D., M. Freilich, and S. Esbensen (2000a), Satellite observations of the wind jets off the pacific coast of Central America. Part I: Case studies and statistical characteristics, *Monthly Weather Review*, 128, 1993–2018.
- Chelton, D., M. Freilich, and S. Esbensen (2000b), Satellite observations of the wind jets off the pacific coast of Central America. Part II: Regional relationships and dynamical considerations, *Monthly Weather Review*, 128, 2019–2043.
- Elipot, S., and T. Gille (2009), Ekman layers in the southern ocean: spectral models and observations, vertical viscosity and boundary layer depth, *Ocean Science*, 5, 115–139.
- Fofonoff, N. (1969), Spectral characteristics of internal waves in the ocean, *Deep Sea Research*, 16, 58–61.
- Gonella, J. (1972), A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series, *Deep Sea Research*, 19, 833–846.
- Gurgel, K., and T. Schlick (2005), Hf radar wave measurements in the presence of ship echoes, problems and solutions, *IEEE Oceans*, 2, 937–941.
- Gurgel, K., G. Antonischki, H. Enssen, and T. Schlick (1999), Wellen radar wera: A new ground-wave hf radar for ocean remote sensing, *Coastal Engineering*, 37, 219–234.
- Kessler, W. (2002), Mean three-dimensional circulation in the northeast tropical pacific, *Journal of Physical Oceanography*, 32, 2457–2471.
- Lavin, M., E. Beier, J. Gomez-Valdez, V. Godinez, and J. Garcia (2006a), On the summer poleward coastal current off SW Mexico, *Geophysical Research Letters*, 33. (Page numbers?)
- Lavin, M., P. Fiedler, J. Amador, L. Ballance, and J. Lorda (2006b), A review of eastern tropical pacific oceanography, *Progress in Oceanography*, 69, 391–398.
- Lipa, B., and D. E. Barrick (1983), Least squares methods for the extraction of surface currents from codar crossed-loop data: Application at ARSLOE, *IEEE J. Oceanic Eng.*, 8, 226–253.
- McCreary, J., S. Lee, and B. Enfield (1989), The response of the coastal ocean to strong offshore winds: With application to circulations in the gulfs of Tehuantepec and Papagayo, *Journal of Marine Research*, 47, 81–109.
- Mooers, C. (1973), A technique for the cross spectrum analysis of pairs of complex-valuated time series, with emphasis on properties of polarized components and rotational invariants, *Deep Sea Research*, 20, 1129–1141.
- Ocampo-Torres F J, Garcia-Nava H, Durazo R, Osuna P, Díaz-Mendez G M, and Graber H C. 2011. The INTOA Experiment: A Study of Ocean-Atmosphere Interactions Under Moderate to Strong Offshore Winds and Opposing Swell Conditions in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Boundary-Layer Meteorol.* 138:433–451. DOI 10.1007/s10546-010-9561-5
- Overland, J. (1984), Scale analysis of marine winds in straits and along mountainous coasts, *Monthly Weather Review*, 112, 2530–2534.

- Paduan, J., and M. Cook (2003), HF radarmap toolbox for Matlab, Nav. Postgrad. Sch., Monterey, California, Radiowave Oceanography the First International Workshop, University of Miami, Rosentiel School of Marine and Atmospheric Science, p. 11-16.
- Palacios, D., and S. Bograd (2005), A census of Tehuantepec and Papagayo eddies in the northeastern tropical Pacific, *Geophysical Research Letters*, 32. (Page numbers?)
- Ralph, E., and P. Niiler (1999), Wind-driven currents in the tropical pacific, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 2121–2129.
- Roden, G. (1961), On the wind-driven circulation in the gulf of Tehuantepec and its effect upon the surface temperatures, *Geophysical International*, 1, 55–72.
- Romero-Centeno, R., J. Zavala, A. Gallegos, and J. O'Brien (2003), Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal, *Journal of Climate*, 16, 2628–2639.
- Steenburgh, W., D. M. Schultz, and B. A. Colle (1998), The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, México, *Monthly Weather Review*, 126, 2673–2691.
- Trasviña, A., and E. Barton (2008), Summer mesoscale circulation in the Mexican tropical pacific, *Deep-Sea Research. Part 1*, 55(5), 587–607.
- Trasviña, A., E. Barton, J. Brown, H. Vélez, and R. Smith (1995), Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, México: Asymmetric circulation, *Journal of Geophysical Research*, 100, 20,649–20,663.
- Trasviña, A., E. Barton, H. Vélez, and J. Brown (2003), Frontal subduction of cool surface water mass in the Gulf of Tehuantepec, México, *Geofísica Internacional*, 42, 101–114.
- Wyrtki, K. (1965), Surface currents of the eastern tropical Pacific Ocean, *Inter-American Tropical Tuna Commission Bulletin*, 9, 271–304.
- Zamudio, L., H. Hurlburt, E. Metzger, S. Monrey, J. OBrien, C. Tilburg, and J. Zavala (2006), Interannual variability of the tehuantepec eddies, *Journal of Geophysical Research*, 111: doi:10.1029/2005JC003182.

Figure Captions

- Figure 1. Gulf of Tehuantepec, Mexico. Topography and bathymetry linked. The two bold circles at the shore shown the HFR's positions, the dashed-line polygon shows the radar's convined spatial coverage or radar's footprint, and the pointed-line shows the transect A-A'. Note the Chivela pass (gap in the mountain-chain from ≈ 2500 m to 200 m) and the step in the batimetry (from -1000 m to -100 m depth).
- Figure 2. Available surface currents data; time-coverage (top-half figure) and spatial-coverage (bottom-half figure) of five periods; winter of 2005, spring, summer and autumn of 2006, and winter of 2008. The square boxes marked as p1 to p7 are the control cell-points used during the HFR's wind-stress estimation.
- Figure 3. Sixty days of hourly wind stress measured between February and April of 2005. Wind stress τ_x (top) and τ_y (bottom) measured at the shore (east HFR site), at the ocean (star symbol on figure 1), and QuikSCAT QS (spatial average of available data inside the HFR's foot print). The "Tehuano" are mark by the shadow gray areas, and are defined in this work as $\tau_y < -0.2 \text{ Nm}^{-2}$. Letter-arrow symbols refers to the snapshots on figure 6. x ticks are every day.
- Figure 4. Full-year wind stress τ_x (top) and τ_y (bottom) measured during 2006, at the shore (east HFR site), and by Quikscat (spatial average of available data inside the HFR's foot print). The "Tehuano" are mark by the shadow gray areas, and are defined in this work as $\tau_y < -0.2 \text{ Nm}^{-2}$. Bold rectangles-boxes indicate HFR data acquisitions. Letter-arrow symbols refers to the snapshots on figure 7. Note the yearly variability on frequency and duration of the "Tehuano". x ticks are every 15 days.
- Figure 5. (A) Wind rotary power spectrum for winter (continuous lines) and summer (dashed lines). Winter spectrum was computed at the shore (black continuous line) and ~ 15 km offshore at the ocean (gray continuous line). Summer spectrum was computed only at the shore (dashed line). Bold lines depicts Clock Wise CW rotation and thin lines Counter Clock Wise CCW rotation. 95% of confidence interval narrows at higher frequencies with the increased number of degrees of freedom used. (B) Coherence's phase between the wind stress measured at the shore and at the ocean during winter. (C) Coherence between the wind stress measured at the shore and at the ocean during winter.
- Figure 6. Snap shots of typical winter surface circulation driven by "Tehuano". Date is displayed in the top-right corner of each plate and marked by the letter-arrow symbol on figure 3. Currents field is an average of six hours centers in the date displayed. Wind speed is shown in the top-left corner of each plate. Key color for speed vectors is located at the bottom-left corner of each plate.
- Figure 7. Idem fig. 6 for summer circulation.
- Figure 8. Low-pass filtered ($f_c=72\text{hr}$) currents along the shore, over the transect A-A' (see figure 1) for Summer (top) and Autumn (bottom). Key color is in (ms^{-1}). Ticks labels on axis-x are in time format mm/dd of 2006.

- Figure 9. Rotary power spectrum computed from the spatially averaged (over the HFR's domain) surface currents. Each trace depicts a particular season or data-set as indicated at the legend box. Bold lines refers to CW rotation and thin lines to CCW rotation. 95% confidence interval narrows at higher frequencies with the increased number of degrees of freedom used in the selected frequency ranges.
- Figure 10. Coherence's phase (top), coherence (middle) and transfer function (bottom), between the wind stress and the surface currents. Each line refers to the phase, coherence and transfer-function between the wind stress at one point ("p2" box-symbol at fig. 2) and the surface currents at seven locations ("p1-p7" boxes at fig. 2).
- Figure 11. Winter 2005 data-set. Zonal (top) and meridional (bottom) wind stress measured (thin black line) at the "p2" position (see fig. 2), obtained from QuikSCAT product (bold gray line), and estimated by the transfer function (bold black line) from HF radar's data.
- Figure 12. Surface mean flow (column one), wind stress (column two), ageostrophic currents along with upwelling (column three), and geostrophic currents along with Ekman layer depth (column four). Black vectors and small grid inside the green polygon are HF radar computations. Red arrows and coarse grid, comes from QuikSCAT product. Rows refers to three different seasons; winter 2005 (row one), summer 2006 (row two) and autumn 2006 (row three).
- Figure 13. Winter 2008 data-set. Top panel: Wind stress estimated from QuikSCAT (gray bold line) and estimated by the transfer function from HF radar's data (black bold line). Bottom panel: Vertical temperature distribution measured with a thermistors-chain moored at 16°N, 94.9°W (near "p2" box-symbol at fig. 2). Black bold line over the temperature contour is the Ekman layer depth as computed by eq. 10. "Tehuano" are marked by shadow areas, beginning and end of each event is marked by an arrow symbol.

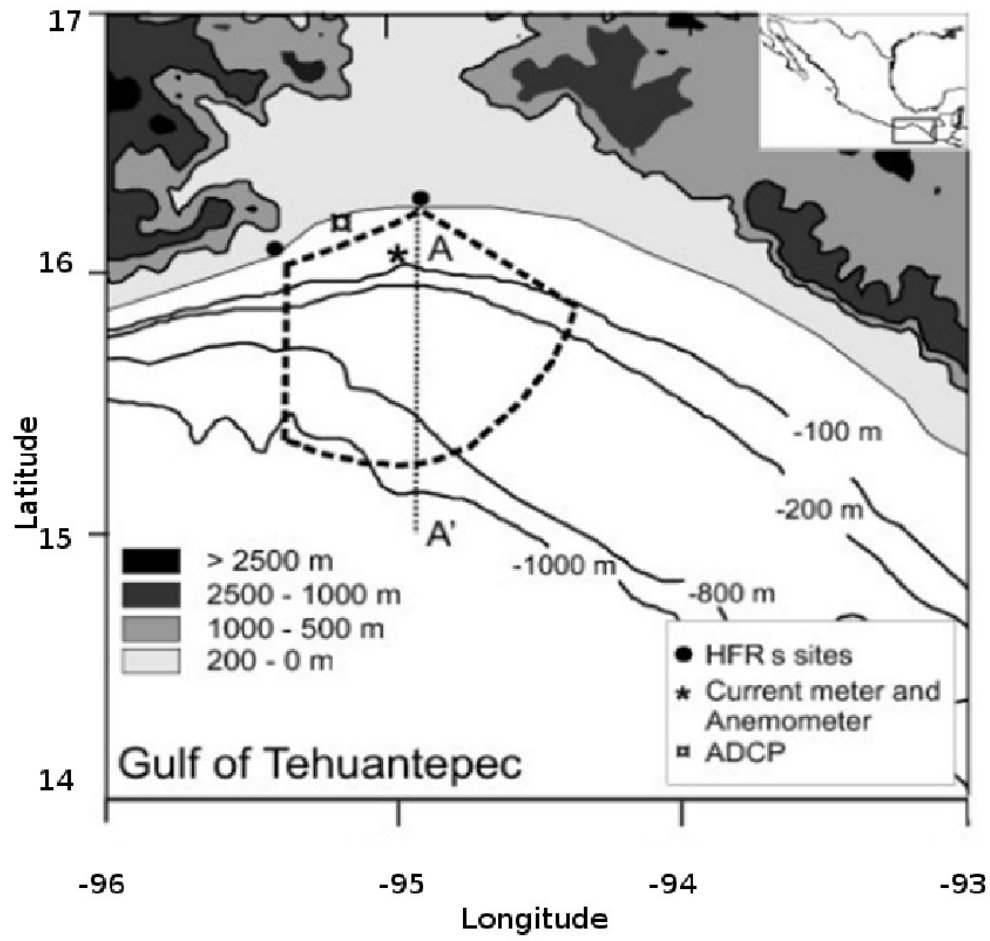


FIGURE 1

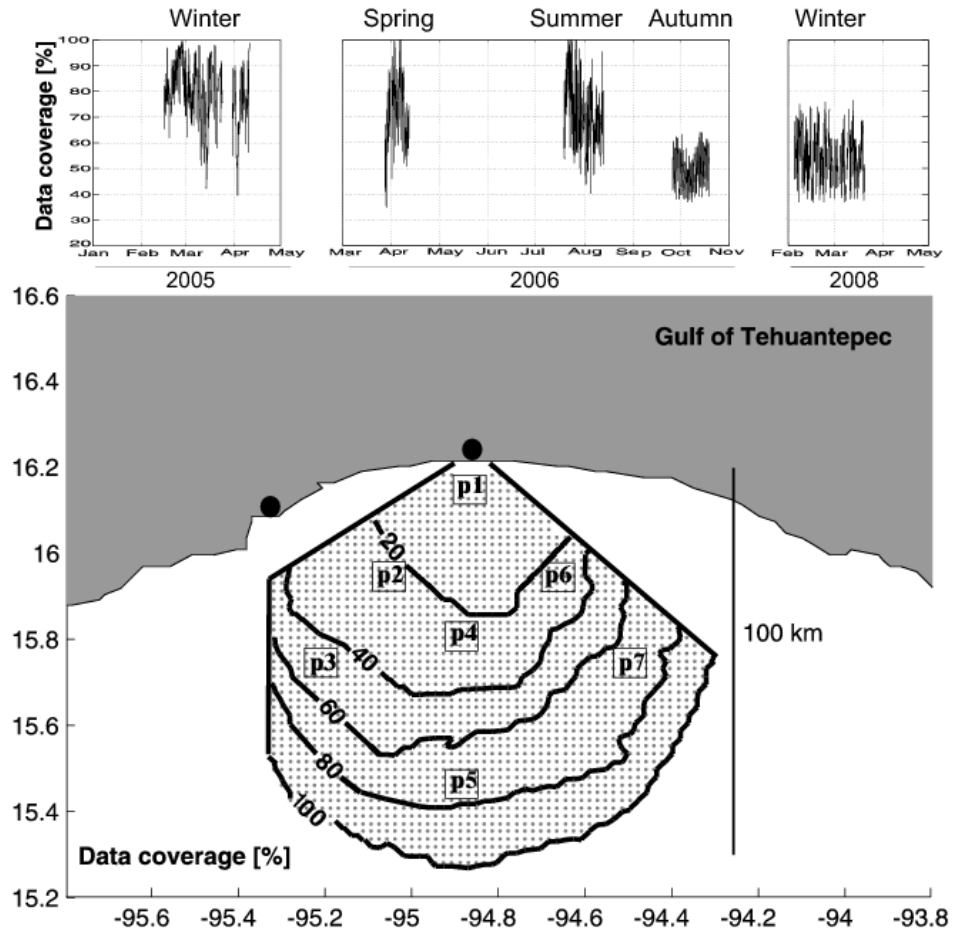


FIGURE 2

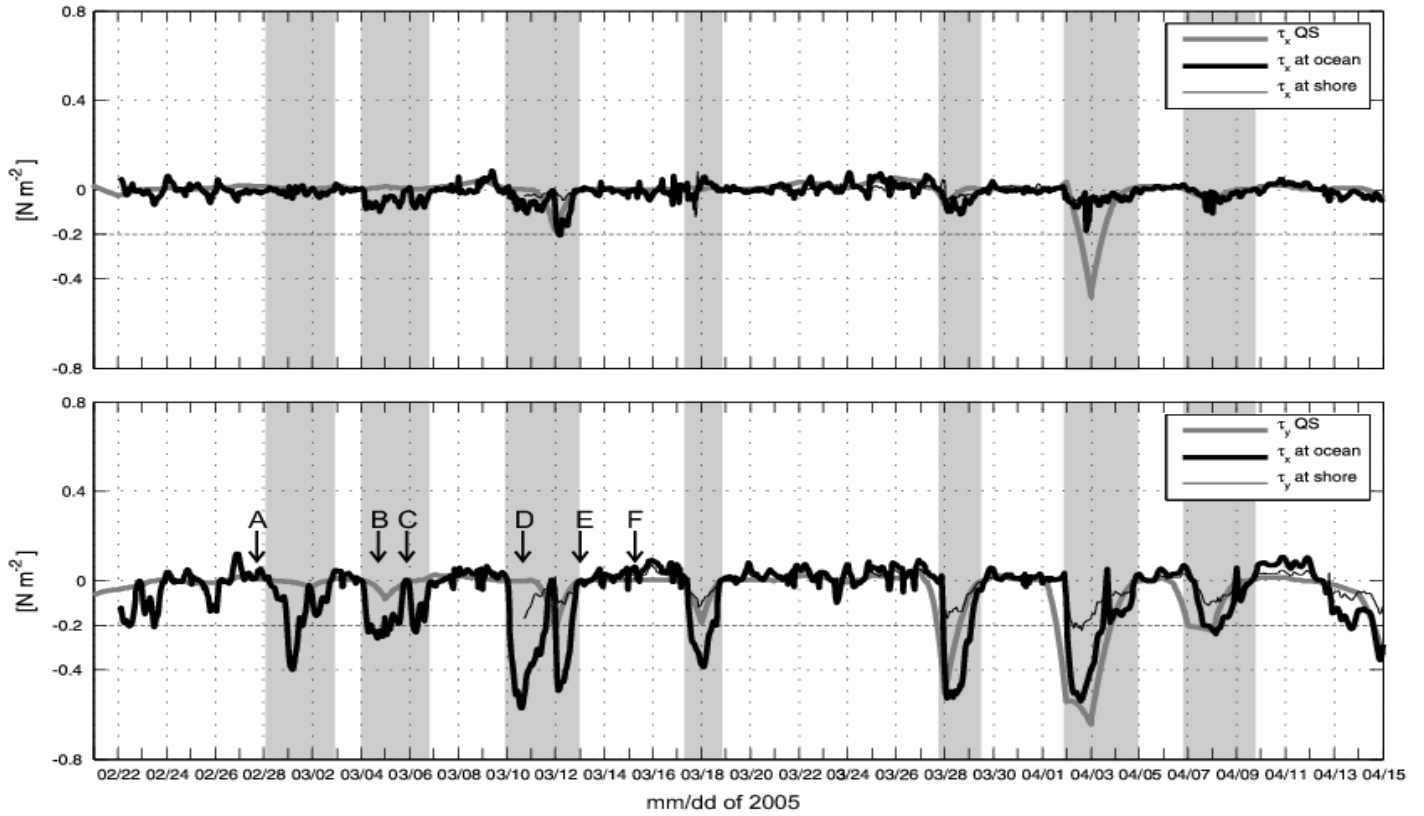


FIGURE 3

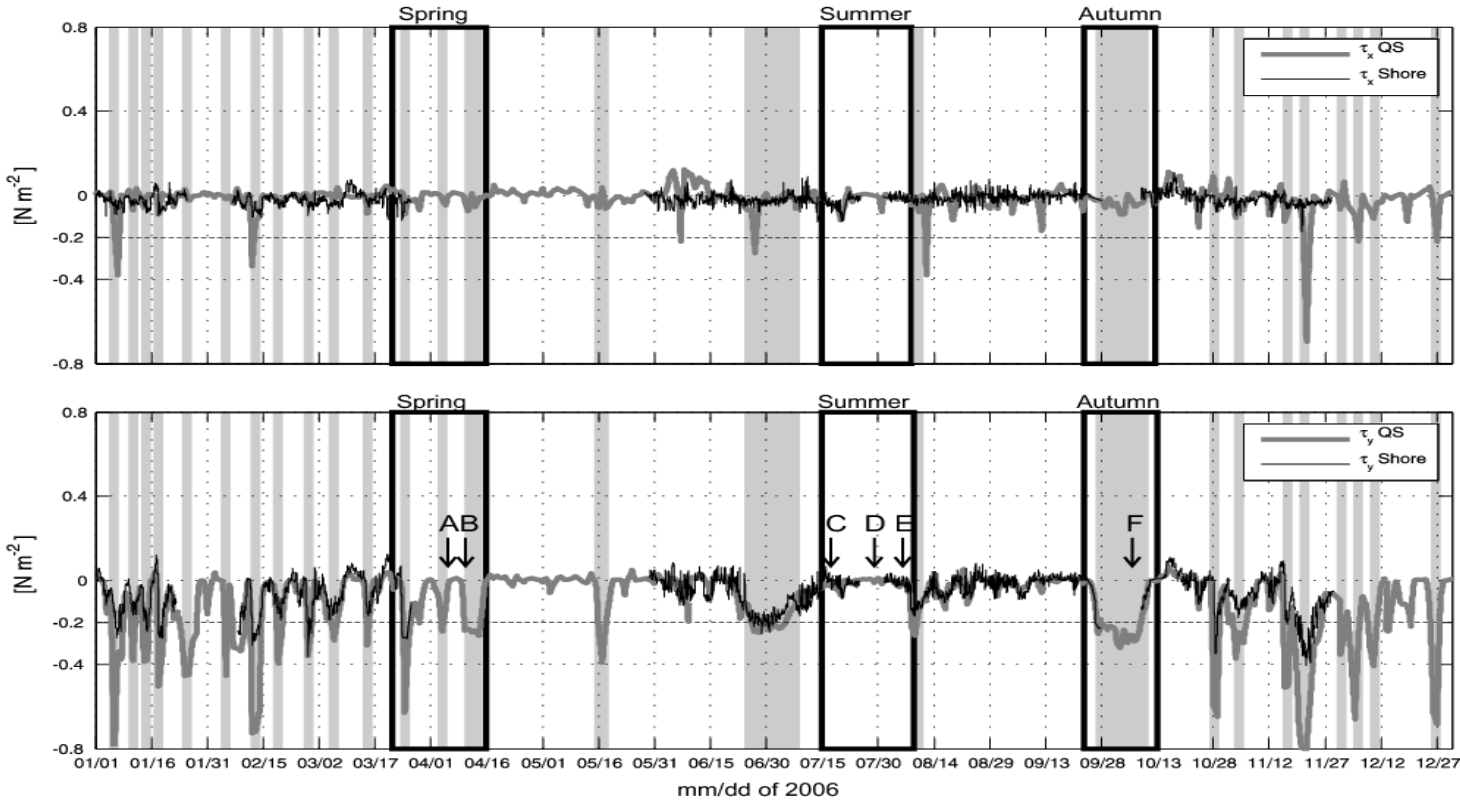


FIGURE 4

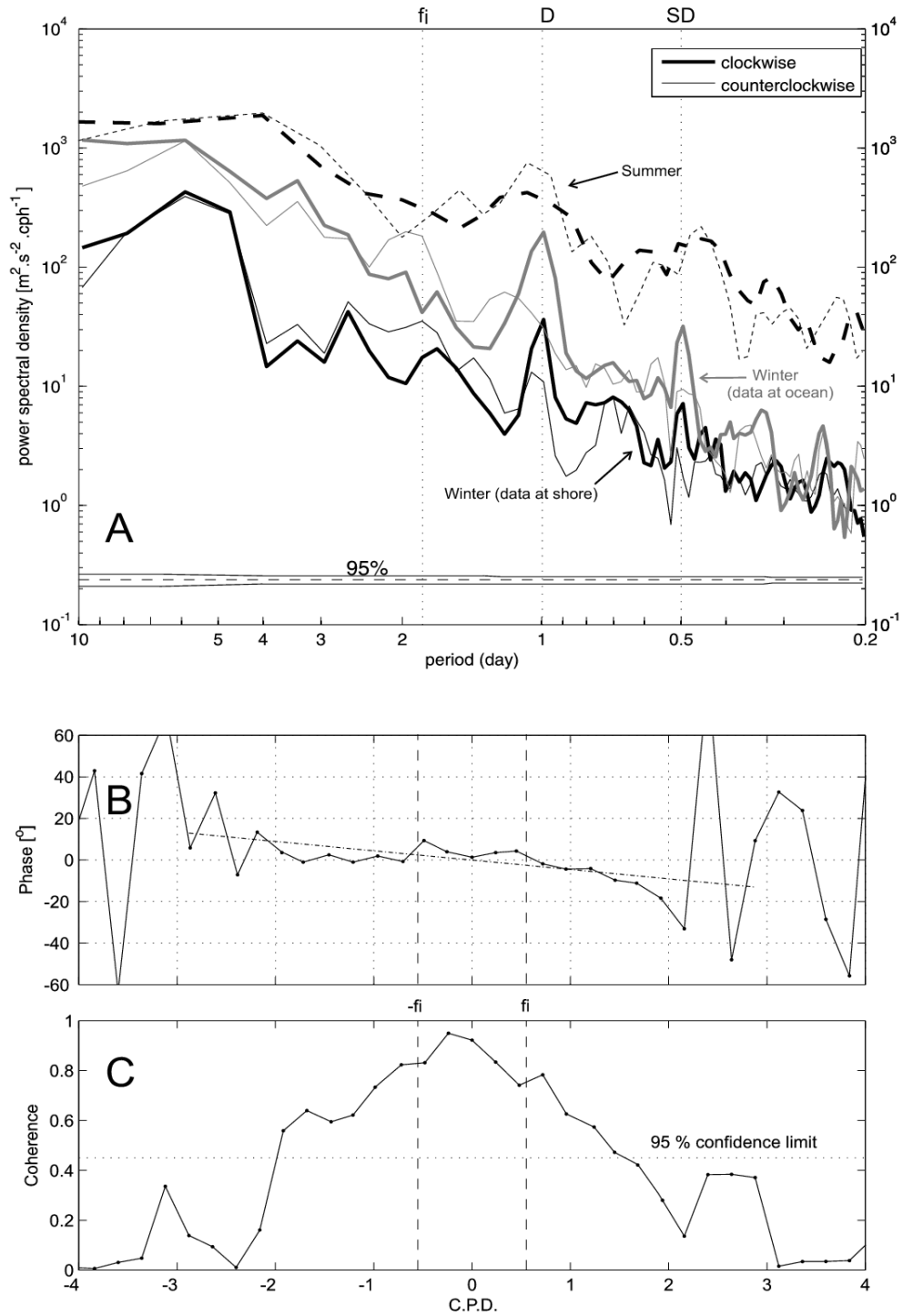


FIGURE 5

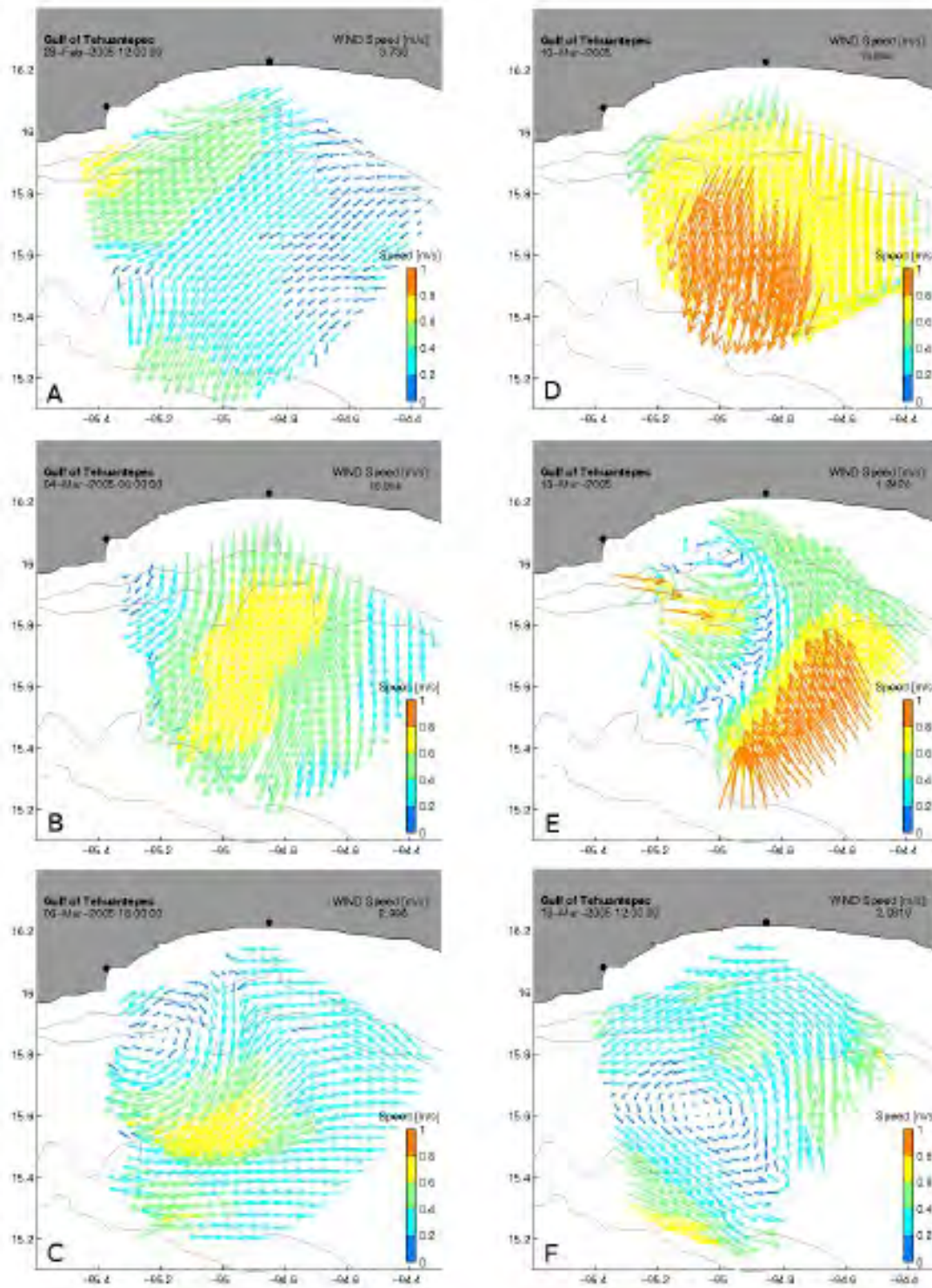


FIGURE 6

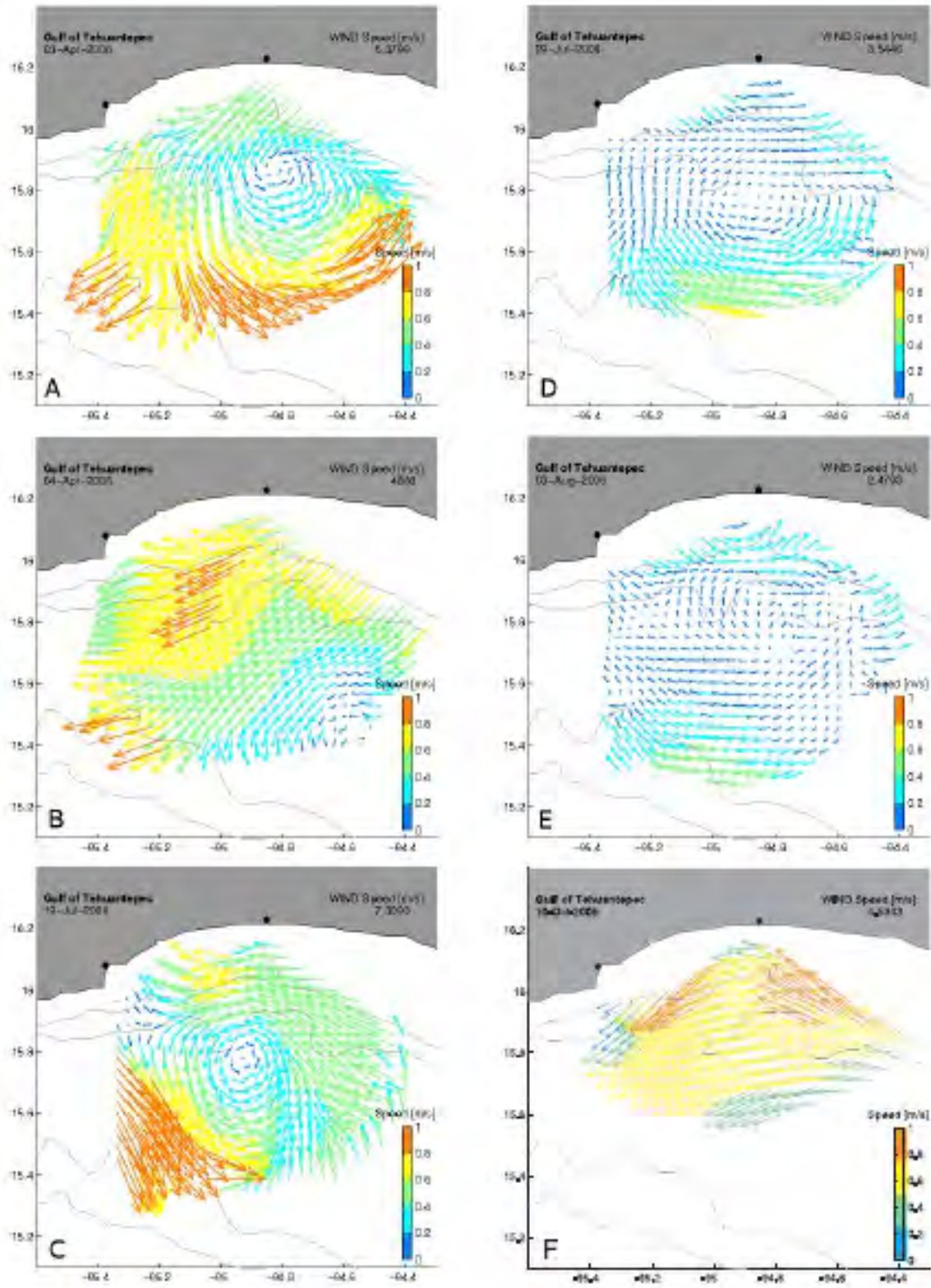


FIGURE 7

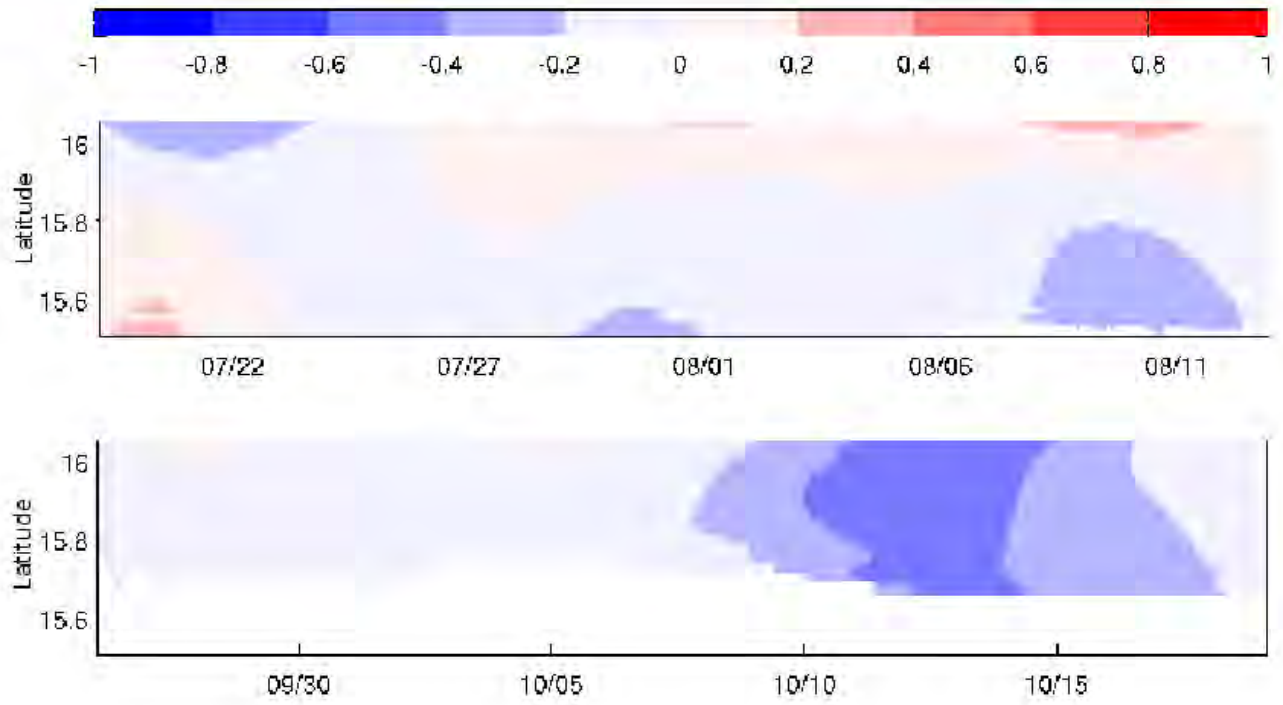


FIGURE 8

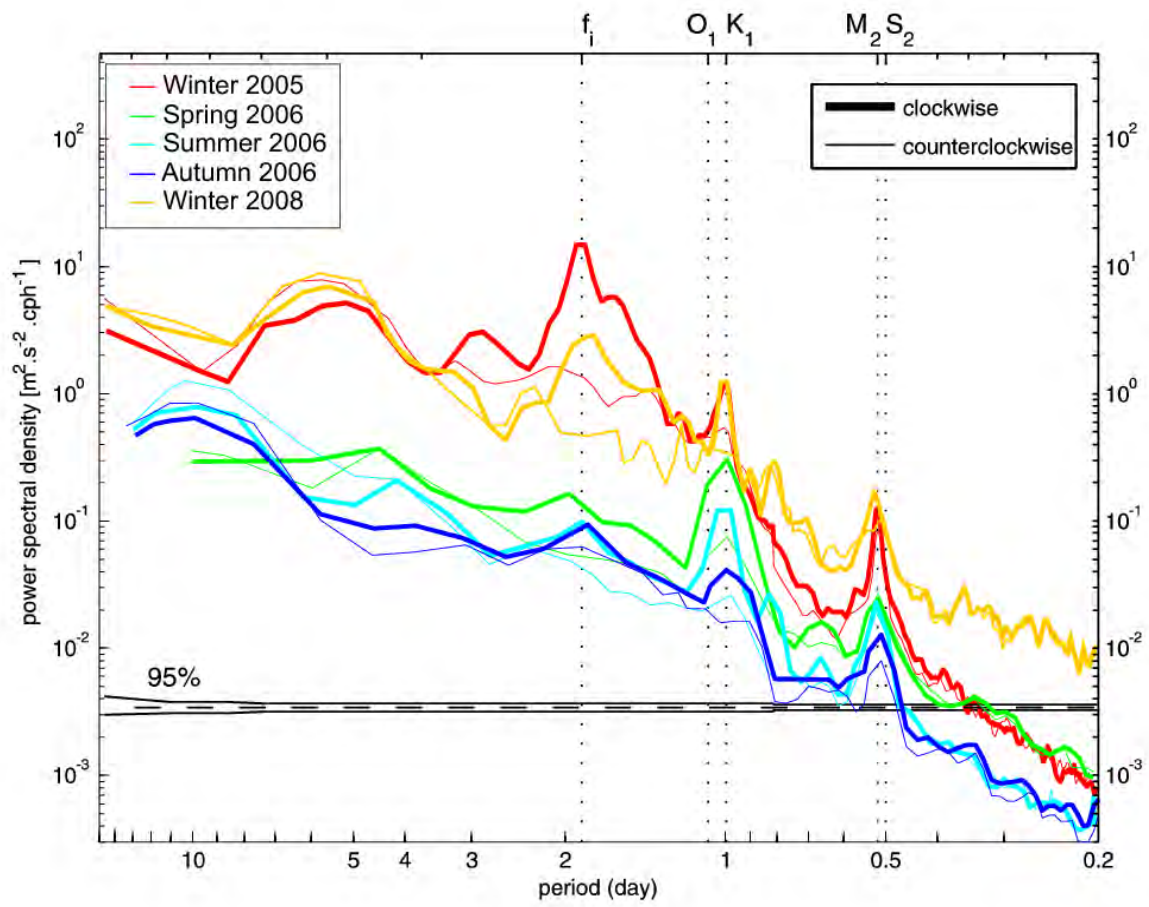


FIGURE 9

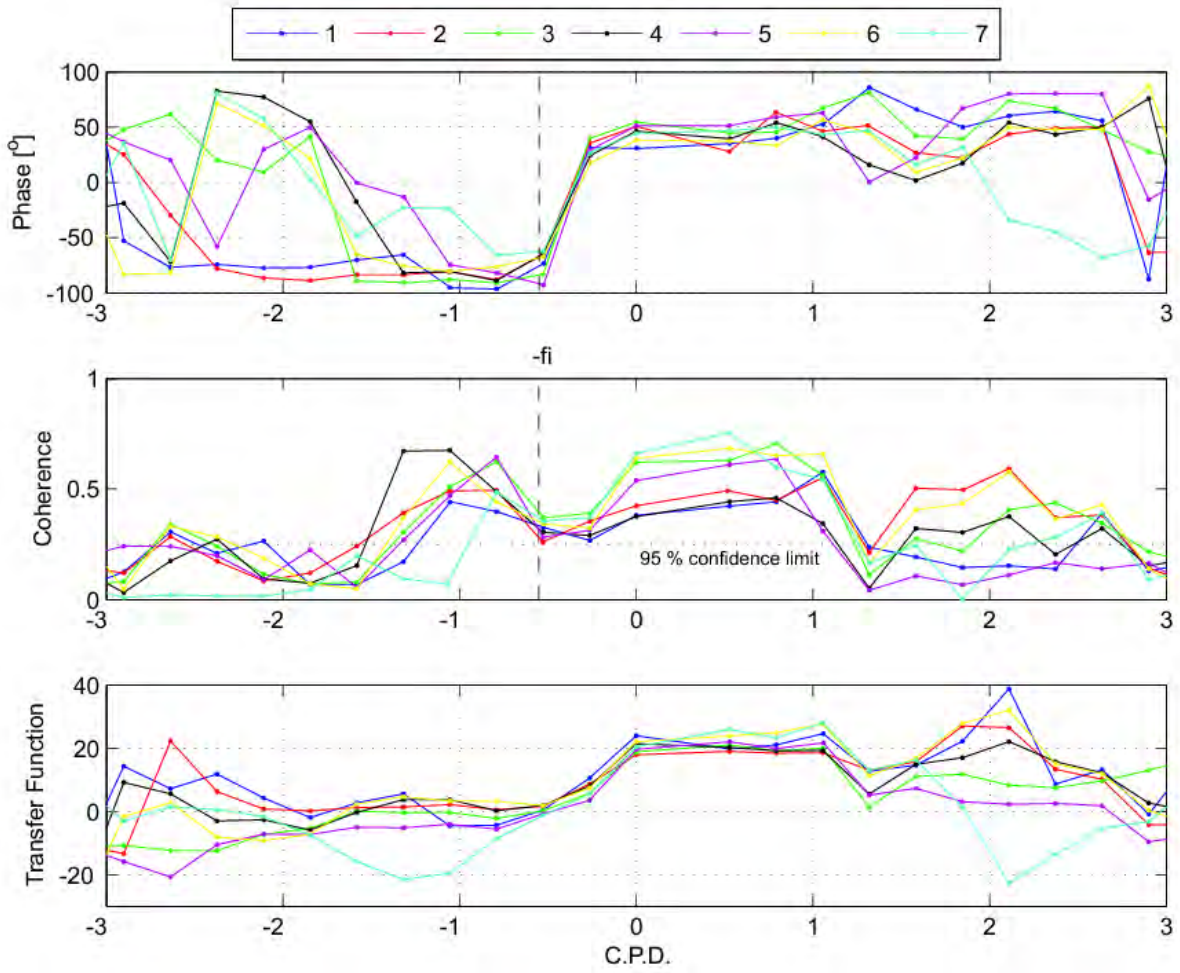


FIGURE 10

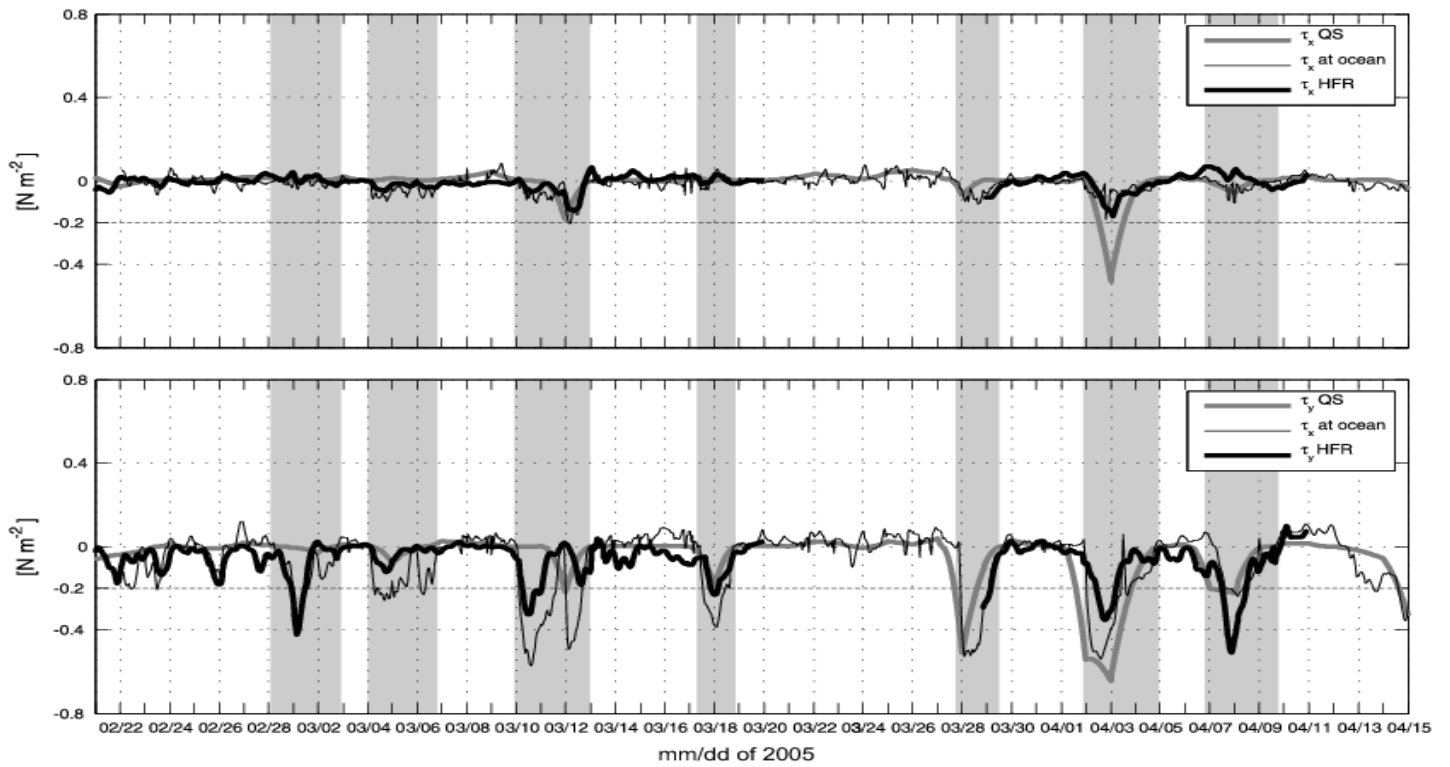


FIGURE 11

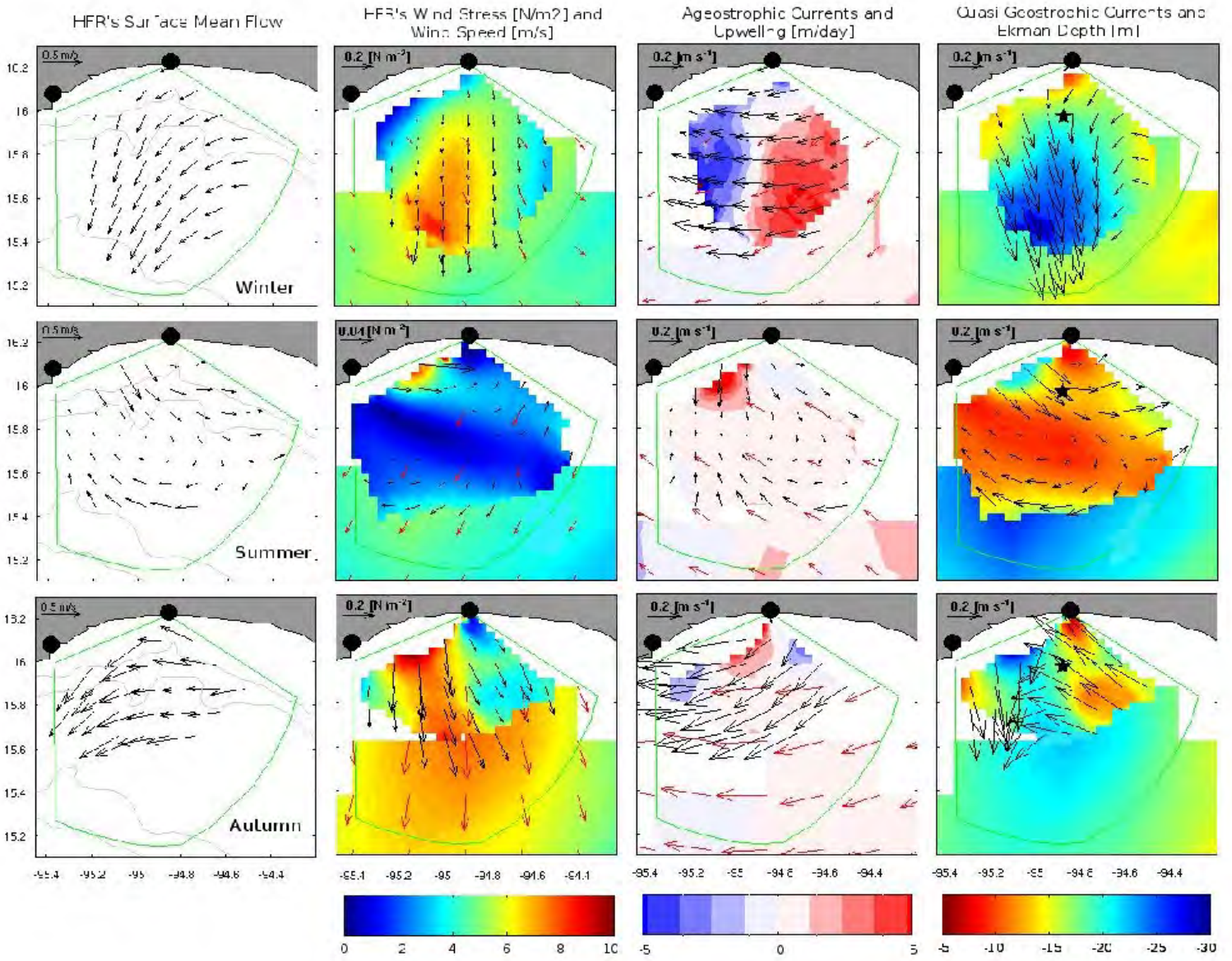


FIGURE 12

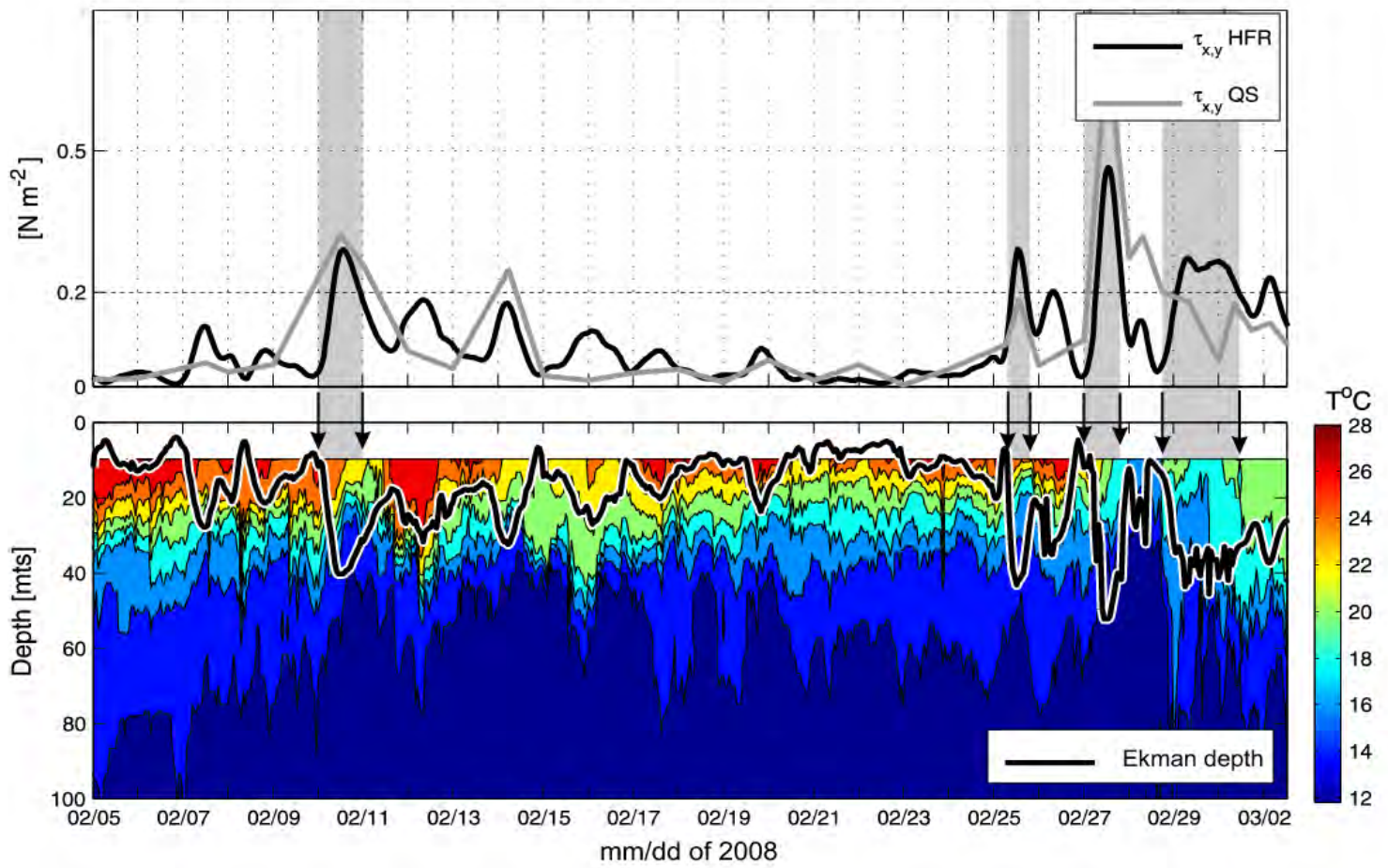


FIGURE 13

V

MANUSCRIPT TO BE SUBMITTED TO GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS

Capítulo 4. Evidence of a coastal-shelf trapped wave in the Gulf of Tehuantepec

X. Flores-Vidal¹, R. Durazo¹, C. Chavanne³, P. Flament⁴.

Tentative co-authors

C. Reyes², L. Zavala⁵, F.J. Ocampo-Torres⁵

Instituciones y direcciones:

1. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Km 107 Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada CP 22860, Baja California México.
2. Universidad del Mar UMAR, Puerto Ángel, San Pedro Pochutla CP 70902, Oaxaca México.
3. School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, UK.
4. Department of Oceanography, University of Hawaii, 1000 Pope Rd., Honolulu, Hawaii 96822 USA.
5. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, CICESE. Mexico.

ABSTRACT

Generation and propagation of coastally trapped waves (CTW) is a well studied process. However, CTW observations are limited by instrumentation technologies and time-spatial resolution, hence its complete understanding still limited. These waves are observed at low-mid latitudes and in the sub-inertial time domain, usually by sea level signals at the shore that record CTW traveling along the coast. Due to the coarse resolution of measurements, modern satellite techniques have not been able to distinguish such structures near the shore. Gridded satellite and reanalysis products have shown more accuracy in detecting CTW near the shore area. In this work we use High-Frequency Radars (HFR) measurements to analyze the sub-inertial dynamics over the Gulf of Tehuantepec, Mexico, an area strongly influenced by gap-winds. The sub-inertial frequency domain showed oscillations that may be explained by CTW traveling towards the pole. These oscillations showed significant coherence (95% of confidence) with gap winds in the Gulfs of Papagayo and Panama, more than with local winds. Thermocline vertical oscillations, measured with a moored thermistor-chain, showed the same agreement with Papagayo and Panama winds. The period of the observed CTW is ~4 days (the inertial-local period for Panama Gulf). Data presented here suggests that inertial oscillations generated near Panama travels northward trapped to the shore for about 1200 km and are detected as surface current pulses in the HFR installed at the Gulf of Tehuantepec. As showed by CTD profiles, these CTW could have an cross-shore scale of ~200 km with its upwelling core located at the shelf break. The implications of CTW on local climate is discussed.

Key words: Coastal, Trapped, Waves, Propagation, Wind.

RESUMEN

La generación y propagación de ondas atrapadas a la costa (OAC) es un proceso bien estudiado. Sin embargo, las observaciones de estas estructuras son limitadas por la instrumentación y por la resolución espacio-temporal de los muestreos. Observaciones de OAC siguen siendo necesarias para mejorar el entendimiento y estudio de las mismas. Las OAC se encuentran en el dominio de tiempo sub-inercial y se propagan por costas de latitudes medias-bajas. Observaciones de satélites directas no son suficientes para detectar estas estructuras, debido principalmente a su baja resolución espacial. Productos de re-análisis basados en observaciones de satélites e instrumentos instalados en la costa, han mostrado tener mayor capacidad de resolver las escalas espacio-temporales de las OAC. El presente trabajo utiliza datos de radares de alta frecuencia (HFR, por sus siglas en inglés) para estudiar la dinámica sub-inercial del Golfo de Tehuantepec, México. Mediante análisis espectrales se encontraron oscilaciones que pudieran ser explicadas como OAC viajando hacia el polo. Estas oscilaciones están en coherencia al 95% de confianza, con los vientos en los Golfos de Papagayo y Panamá. Mediciones de las oscilaciones verticales de la termoclina, muestran la misma coherencia. El periodo de las oscilaciones encontradas es de ~ 4 días, el periodo inercial-local de Panamá. Se propone que las oscilaciones inerciales generadas por los chorros de viento en Panamá, pudieran propagarse hacia el norte en forma de OAC y ser detectadas en el Golfo de Tehuantepec (~ 1200 km al norte de Panamá). Si nuestras aseveraciones son correctas la OAC podría tener una escala horizontal de ~ 200 km y viajar como una onda asociada a un levantamiento de la termoclina (anomalía negativa de nivel de mar) ubicado justo en la pendiente entre la plataforma continental y el océano profundo. Las implicaciones con el clima-local, debido a la relación océano-atmósfera que este tipo de ondas tienen, son discutidas.

Palabras Clave: Ondas, Pendiente-continental, propagación, viento

1. INTRODUCCIÓN

La pendiente de la plataforma continental y la componente del viento a lo largo de la costa son los principales factores que originan ondas o perturbaciones oceánicas que tienden a propagarse sobre la pendiente continental con la costa a la derecha (izquierda) en el hemisferio norte (sur) (Clarke 1977; Csanady 1977; Brink 1982, 1991). Estas ondas son conocidas como ondas de plataforma, ondas atrapadas a la costa (OAC) u ondas híbridas, debido a que cuentan con características tanto de ondas baroclínicas de Kelvin como de ondas barotrópicas de plataforma continental (Mysak 1968; Gill and Clarke 1974). Las OAC han sido ampliamente descritas de manera teórica y observacional por Allen (1975), Huthnance *et al.* (1978) y Brink (1991), entre otros. Las OAC son componentes importantes de la circulación subinercial (periodos del orden de días) en la zona costera. Una OAC es capaz de transportar cantidades considerables de agua y calor, desde latitudes bajas por más de ~2000 km a lo largo de la costa (hacia latitudes altas) (Merrifield 1992; Zamudio *et al.*, 2008). Aguas de latitudes medias-bajas generalmente son más cálidas, por lo que el transporte de calor oceánico producido por las OAC juega un papel importante en la relación oceánica con el clima regional local (Brink 1991; Jordi *et al.*, 2009).

La región comprendida entre el Golfo de Panamá y el Golfo de Tehuantepec en el Pacífico Tropical Oriental (PTO), se caracteriza por la presencia de remolinos geostroficados asociados a fuertes chorros de viento del norte que pasan del Océano Atlántico al Océano Pacífico a través de depresiones en la cadena montañosa (Brandhors 1958; Blackburn 1962; Steenburgh *et al.* 1998; Romero-Centeno *et al.* 2003). Además de los fuertes eventos de chorro, existen otros mecanismos físicos que pueden producir variabilidad oceánica. Datos de nivel de mar han permitido observar la propagación de ondas a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano por más de ~2000 km (Merrifield 1992; Christensen *et al.* 1983; Enfield y Allen 1983), y aunque la baja resolución espacial y temporal de los productos de altimetría satelital ha dificultado identificar estas estructuras, simulaciones numéricas (Zamudio *et al.*, 2002, 2006 y 2008) han mostrado evidencias de OAC que viajan desde el Golfo de Panamá (8 °N) hasta Cabo

Corrientes (20°N), sin ser afectadas por los fuertes chorros de viento en los Golfos de Papagayo y Tehuantepec. Aunque la presencia de este tipo de ondas en la región del Golfo de Tehuantepec ha sido sugerida por algunos autores (Trasviña A., Barton D., Zamudio L.), no existen evidencias observacionales que corroboren su existencia. El presente trabajo utiliza mediciones de corrientes superficiales realizadas con radares de alta frecuencia HFR de alta resolución espacial (5 km) y temporal (1hr), además de datos adicionales de termógrafos, CTD, ADCP y temperatura superficial oceánica, para documentar la presencia de oscilaciones sub-inerciales en la costa del GT, y estudiar su origen y las características de su propagación a lo largo de la costa oeste de México. Este estudio está motivado por los trabajos recientes de Barton *et al.* 2009, Flores-Vidal *et al.* 2011 y Velazquez *et al.* 2011, quienes han sugerido la presencia de una corriente compuesta por agua cálida, que viaja hacia el polo frente a las costas del Golfo de Tehuantepec.

En la siguiente sección se detallan las mediciones utilizadas en este estudio, la sección tres muestra evidencias que permiten proponer a las OAC como el mecanismo que explica la presencia de la variabilidad encontrada. En la sección cuatro se discuten los resultados encontrados. Por último la sección cinco presenta las conclusiones finales de este trabajo.

2. DATOS Y METODOS

El presente trabajo reporta datos medidos del 1 febrero al 31 marzo de 2008, por dos sitios de radar HFR (por sus siglas en inglés) instalados en costas del Golfo de Tehuantepec (GT), México. Los HFR midieron la variación de las corrientes superficiales (con $\sim 2.5 \text{ cm s}^{-1}$ de precisión) sobre una malla cartesiana de 5 km de resolución espacial y 1 hora de resolución temporal. Detalles técnicos de estas mediciones y en general de los HFR se pueden consultar en Barrick (1977), Gurgel (1999), Flores-Vidal *et al.* (2011) y Velazquez *et al.* (2011). De manera adicional a los datos de corrientes se instaló en el sitio (≈ 100 m de profundidad, Fig. 1) un anclaje compuesto por una cadena de termógrafos distribuidos en la vertical cada 5 metros hasta una profundidad de 100 m. En este mismo anclaje se

instaló un perfilador acústico de corrientes de 1200 kHz con el transductor orientado hacia abajo, que midió la estructura vertical de las corrientes hasta los ≈ 50 m de profundidad en celdas de 2 m. Estos datos fueron complementados con temperatura superficial oceánica (SST, por sus siglas en inglés) satelital y por un crucero oceanográfico en el que se midieron perfiles de temperatura, conductividad y presión (CTD). La ubicación del área del estudio se presenta en la figura 1, se muestra un acercamiento sobre la malla cartesiana de mediciones de los HFR y la ubicación del anclaje (termógrafos y ADCP).

La temperatura superficial del océano se obtuvo de datos que proveen satélites geoestacionarios GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellites*), disponibles en PODAAC (*Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*, <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst>). La resolución espacial y temporal de este producto es de 6 km y 1 hora, respectivamente. Los datos de viento fueron obtenidos 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 cada 6 horas, con resolución espacial de 25 km.

Es importante mencionar que los datos de CTD no fueron medidos dentro del periodo de mediciones de HFR, ADCP y termógrafos. A pesar de ello, debido a sus características geográficas medidas durante una campaña en junio de 2008 en ausencia de vientos de chorro (conocidos localmente como Tehuanos), los resultados que brindan se pueden considerar como característicos de la circulación del GT en ausencia de Tehuanos.

Salvo que otra cosa sea indicada, todos los datos en este trabajo fueron filtrados con un filtro Lanczos pasa-bajas con frecuencia de corte de 72 horas. Los análisis espectrales y de coherencia se realizaron de acuerdo a Gonella (1972) y Fofonoff (1969). Las longitudes mínimas de las series de tiempo analizadas permitió obtener segmentos o particiones espectrales de 10 días sobre una longitud total de 60 días, lo que indica $N=240$ y frecuencia de Nyquist de $1/2 dt = 12$ cpd (2 cpd para el viento). La resolución en frecuencia está definida como $f_r=1/Ndt$, esto es, $f_r = 0.1$ cpd. Con la finalidad de mejorar la calidad de los análisis espectrales se aplicó una ventana de Blackman a cada segmento o

partición espectral. Los correspondientes límites al 95% de confianza se presentan en cada figura.

3. RESULTADOS

Las condiciones típicas de los chorros de viento en los sitios de Tehuantepec (GT), Papagayo (PPG) y Panamá (PNM) se muestra para el periodo estudiado en este trabajo (febrero y marzo de 2008). Las elipses de variabilidad y el vector promedio del viento para las tres localidades. Cada elipse y vector promedio se calculó a partir del promedio espacial de cuatro celdas de la malla cartesiana obtenida del producto CCMP. El GT fue la localidad que presentó mayor excentricidad en la elipse de variabilidad, lo que sugiere una mayor influencia de la depresión orográfica al orientar el chorro de viento, mientras que la excentricidad de las elipses en PPG y PNM sugieren una mayor variabilidad espacial del chorro de viento. A pesar de estar aparentemente menos influenciado por la depresión orográfica, el chorro de viento en PPG presentó vientos de mayor intensidad (~ 6.5 m/s) con respecto a GT y PNM. La orientación de la elipse de variabilidad permitió rotar la dirección del viento para estudiar su efecto en función de su componente a lo largo de la costa y perpendicular a la misma. De esta manera, la dirección del viento fue rotada 10, 55 y 15 grados respectivamente para GT, PPG Y PNM, todos en sentido contrario al de las manecillas del reloj.

Con la finalidad de identificar y estudiar oscilaciones con frecuencias sub-inerciales, la figura 2a presenta el espectro rotacional de potencia obtenido a partir de las corrientes superficiales medidas con los HFR en el GT. El espectro fue calculado de la serie de tiempo construida al promediar de manera espacial todas las mediciones disponibles dentro de la malla cartesiana de mediciones. Es posible observar que todas las bandas energéticas supra-inerciales (local inercial, diurna y semi-diurna) oscilan con rotación anticiclónica (en el sentido de las manecillas del reloj), mientras que las frecuencias sub-inerciales lo hacen con rotación ciclónica (sentido contrario a las manecillas del reloj). En este dominio sub-inercial la banda de frecuencias correspondiente a periodos de ≈ 2.5 a 4.5 días es la más energética. La longitud de las series de tiempo no permite identificar con confianza estadística bandas con periodos

mayores a 10 días, aunque se aprecia un ligero incremento en energía espectral para periodos mayores de 8 días.

Dada la fuerte dominancia del esfuerzo del viento sobre la dinámica oceánica de cada localidad, la variabilidad sub-inercial observada en la banda de 2.5-4.5 días puede ser generada de forma local o remota. Con el objetivo de indagar sobre el origen de la variabilidad sub-inercial encontrada en los datos de HFR, la figura 2b muestra la energía espectral contenida en las series de tiempo de velocidad del viento para GT, PPG y PNM. En la figura se identifica con líneas verticales y los colores correspondientes, el periodo inercial-local para cada localidad, además de periodos diurnos y semi diurnos. Es notoria la presencia de bandas energéticas cercanas a periodos de oscilación inercial-local, tanto en el GT ($T_i=1.8$ días a 16 grados de latitud N) como en PPG ($T_i=2.6$ días a 11 grados de latitud N). Aunque la banda energética cercana a periodos de 4 días ($f=0.25$ cpd) se puede identificar en el viento de las tres localidades, se observa que esta es una frecuencia propia de las oscilaciones inerciales en latitudes cercanas a Panamá ($f_i=0.24$ cpd a 7 grados de latitud N).

La figura 3 muestra la evolución temporal de la corriente sub-inercial medida con los HFR sobre el transecto meridional indicado en la figura 1, sobrepuesta sobre la temperatura superficial oceánica obtenida de *GOES* (contornos de color). La figura 3 se complementa con las series de tiempo del esfuerzo del viento local en el GT (panel superior) y con la profundidad de la termoclína (panel inferior) estimada a partir de los datos de la cadena de termógrafos, definida como $\frac{dT}{dz} > 1^\circ C$, con $dz=10$ m. Los periodos en el que el viento fue capaz de modificar el flujo medio del GT se indican con áreas sombreadas. El valor de ≈ 0.2 Nm^{-2} del esfuerzo del viento representa el umbral en el que el viento redirige el flujo medio hacia el sur y origina remolinos de mesoescala (Flores-Vidal *et al.* 2011). La temperatura superficial oceánica da fundamento a este argumento y muestra que el enfriamiento de la superficie del GT, asociado a vientos Tehuanos, sucede únicamente al alcanzar el valor umbral propuesto.

Durante los eventos de viento cercanos al valor umbral, la profundidad de la termoclina (panel inferior) fue levemente modificada (≈ 10 m), mientras que para eventos fuertes, *i.e.* el 27 de febrero ($> 0.6 \text{ Nm}^{-2}$), la termoclina se expuso hasta la superficie. Es importante tener en cuenta que la profundidad de la termoclina estudiada en este trabajo, ha sido filtrada para estudiar exclusivamente variaciones sub-inerciales de largo periodo (> 2 días). En el dominio supra-inercial, *i.e.* periodos de 1.8 días hasta unas cuantas horas, se observa bombeo de agua desde ≈ 50 m de profundidad hasta la superficie durante eventos Tehuanos como el del día 27 de febrero (ver la profundidad de la termoclina sin filtrar en el panel inferior de la figura 3).

Fuera de periodos de viento intenso se observa sobre la plataforma continental (delimitada por la latitud de ≈ 15.75 °N, línea quebrada) una corriente costera del este que incursiona a la zona que está acompañada por aguas relativamente cálidas. Hacia el sur la temperatura superficial disminuye, para nuevamente incrementar hacia los 14.8 °N. Esta zona de transición se encuentra indicada en la figura por las líneas quebradas cercanas a 15.75 y 15.3 °N, que señalan las isobatas de 100 y 1000 m de profundidad. La variación de la temperatura superficial en esta región de la pendiente continental, podría ser un reflejo superficial de la dinámica geostrófica. Desafortunadamente, el dominio espacial de los HFR no permitió muestrear al sur de ≈ 15.5 °N (el rango máximo de alcance fue de ~ 80 km).

Debido a que la variabilidad sub-inercial de las corrientes en ausencia de vientos Tehuanos, parece estar caracterizada por una corriente de agua cálida que proviene del este, se utilizan datos de CTD obtenidos durante un crucero oceanográfico de 8 días en ausencia de vientos para brindar evidencias sobre la existencia de dicha corriente costera. La figura 4a muestra el campo de corrientes geostróficas superficiales (≈ 10 m) calculadas a partir de los datos de CTD, y el polígono que representa el área de cobertura de los HFR. Se observa que la corriente costera del este se restringe a la plataforma continental (profundidades menores de 500 m), mientras que al sur de la isobata de 1000 m es posible identificar una contracorriente del nor-oeste. Esta contracorriente oceánica está fuera del interés de este trabajo, sin embargo la temperatura superficial oceánica medida con el CTD sugiere que los

núcleos de agua relativamente cálida ubicados en latitudes de 14.8°N en la figura 3, podrían estar asociados con una contracorriente similar. El flujo promedio para el periodo medido por los HFR se muestra en la figura 4b donde se distingue con mayor detalle la distribución espacial de la corriente costera del este. Se puede observar que la corriente se restringe a ≈ 50 km de la costa y que parece desarrollar una circulación ciclónica. Esto último se aprecia también en la figura 4a, aunque con menor detalle debido a la resolución espacial del muestreo.

La estructura vertical de la variabilidad descrita se muestra en los tres transectos perpendiculares a la costa en longitudes que cubren el GT de este a oeste: 93°W , 95°W y 97°W . Para cada transecto se presenta la distribución vertical (0-200 m) de salinidad, temperatura y velocidad geostrófica normal al transecto. El transecto más oriental (Fig. 5a) muestra un núcleo de agua de baja salinidad restringido a la costa ($>14.25^{\circ}\text{N}$, ≈ 100 km de la costa). Asociado a dicho núcleo, la termoclina es más profunda (≈ 60 m) en la costa y más somera (≈ 30 m) mar adentro (14.25°N). Al sur de 14°N la termoclina incrementa su profundidad (≈ 50 m). Asociado a esta distribución vertical, las corrientes geostróficas viajan hacia el oeste cerca de la costa y hacia el este mar adentro. Dado que la pendiente entre la plataforma continental (≈ 100 m) y el océano profundo (más de 1000 m de profundidad) se encuentra entre 14 y 14.8°N para el transecto oriental (fig. 5a) y que en los transectos central (fig. 5b) y occidental (fig. 5c) dicha pendiente se ubica ligeramente al norte (ver batimetría y ubicación de los transectos en la figura 4a), es posible inferir que el agua de menor salinidad y relativamente cálida entra al GT por el sur-este en una zona costera de ≈ 100 km de ancho (fig. 5a), y se mezcla parcialmente con aguas más al norte al ingresar y desplazarse en el GT (fig 5b y 5c). El flujo geostrófico asociado a este núcleo de agua, es hacia el noroeste con magnitudes de 0.5 ms^{-1} y detectable hasta ≈ 100 m de profundidad. Hacia fuera de la costa el flujo pierde magnitud y profundidad. Para cada uno de los transectos, el flujo geostrófico hacia el noroeste desaparece y se invierte hacia el sureste en la cercanía de la isobata de 1000 metros (o 100 km de la costa).

La distribución vertical observada se puede complementar al analizar la evolución temporal de las

corrientes medidas con un ADCP y la temperatura del mar medida con la cadena de termógrafos, ambos instrumentos anclados durante ≈ 30 días (Fig. 6). La serie de tiempo del esfuerzo del viento (fig. 6a) muestra dos eventos Tehuanos de intensidad media ($\approx 0.2 - 0.5 \text{ Nms}^{-1}$) y un evento de intensidad alta ($>0.8 \text{ Nms}^{-1}$). La variabilidad vertical y temporal de las corrientes medidas con el ADCP (≈ 20 días) se representa en términos de sus componentes, a lo largo de la costa (Fig. 6b) y perpendicular a la costa (Fig. 6c), y en donde se ha sobrepuesto la variación temporal de la profundidad de la termoclina. Todos los datos, salvo el esfuerzo del viento, fueron filtrados con un filtro Lanczos pasa bajas con frecuencia de corte de 72 horas. Ambas componentes de las corrientes (Figs. 6b,c) muestran una estructura de corriente en dos capas durante los eventos Tehuanos. Esta característica es más notoria en la componente perpendicular a la costa (fig. 6c), la cual es en la misma dirección que el viento por encima de la termoclina y en dirección opuesta por debajo. El periodo de oscilación de la termoclina no fue aparentemente afectado durante los eventos Tehuanos, aunque si se observó un incremento en la amplitud de la oscilación. A pesar de la incursión de agua relativamente cálida después de cada evento Tehuano (fig. 6d), se puede observar después de los eventos del 10 y 14 de febrero una respuesta barotrópica en la corriente.

La energía espectral de los registros de temperatura (Fig. 7a) muestra cerca de la superficie (~ 10 m) dos picos energéticos en ~ 5 y 10 días, mientras que entre 20 y 40 m de profundidad, la profundidad aproximada de la termoclina, la banda con mayor energía está entre 2.5 y 4.5 días. Por ser una cantidad escalar, la variación de la temperatura no permite inferir más allá de las frecuencias mas energéticas. Sin embargo, el análisis rotacional espectral de las corrientes medidas con el ADCP permitieron inferir la naturaleza ciclónica o anticiclónica de la rotación de la corriente (Fig. 7b). Las oscilaciones con periodos cercanos a 4 días y ubicadas entre 20 y 40 metros de profundidad, giran en sentido anticiclónico, mientras que las oscilaciones en la superficie (10 m) con periodos cercanos a 8 días lo hacen con un sentido ciclónico.

Hasta el momento se han mostrado evidencias de la presencia de una corriente costera, compuesta

por aguas cálidas y de menor salinidad, que incursiona a la zona del GT con un periodo de oscilación de entre 2.5 y 4.5 días. Dicha corriente carece de una estructura baroclínica cerca de la costa, ocasionando en principio corrientes barotrópicas. Sin embargo, su origen aun no ha sido inferido.

Por sus características, la corriente costera parece ser remota e incursionar al GT cada vez que la dinámica local del mismo es lo suficientemente débil (*i.e.* en ausencia de vientos Tehuanos). Los candidatos directos para originar una perturbación oceánica que pudiera propagarse por la costa e incursionar al GT son los vientos en el Golfo de Papagayo y Golfo de Panamá, respectivamente (ver fig. 2b). Con la finalidad de inferir cual de estas localidades pudiera estar en relación con el origen de la corriente costera observada en el GT, se realizó un análisis de coherencia espectral (Gonella 1972, Fofonoff, 1969) entre: los vientos a lo largo de la costa en Tehuantepec (GT), Papagayo (PPG) y Panamá (PNM) *vs* la corriente a lo largo de la costa medida por los HFR (fig. 8a), la corriente perpendicular a la costa (fig. 8b), la temperatura superficial (fig. 8c) y la profundidad de la termoclina (8d). El mismo análisis se realizó para los vientos perpendiculares a la costa (Figs. 8e-h). En cada recuadro se indican las frecuencias inerciales locales, y el nivel de 95% de confianza. Se puede observar que los vientos locales (GT, línea azul) a lo largo de la costa tuvieron coherencia significativa con las corrientes a lo largo de la costa con periodos cercanos a 10 días (fig. 8b), e igualmente con variaciones de temperatura superficial y profundidad de la termoclina cercanas a 10 días (figs. 8c y 8d). Por su parte, el viento local perpendicular a la costa únicamente mostró coherencia significativa con las corrientes inerciales locales perpendiculares a la costa (fig. 8f). Los vientos en PPG a lo largo de la costa mostraron coherencia con corrientes a lo largo y perpendiculares a la costa que oscilan con periodos cercanos a 2.5 días y 4 días (figs. 8a y 8b), además con oscilaciones de temperatura superficial y profundidad de la termoclina cercanas a 2.5 días (figs. 8c y 8d). El viento perpendicular a la costa en PPG fue coherente en bandas cercanas a 10 días con las corrientes perpendiculares a la costa (fig. 8f), con la temperatura superficial (fig. 8g) y con la profundidad de la termoclina (fig. 8h). El viento a lo largo de la costa en PNM fue únicamente coherente con la profundidad de la termoclina para

oscilaciones cercanas al periodo inercial local de PNM. El viento perpendicular a la costa en PNM fue coherente con la corriente paralela a la costa que oscila con periodos cercanos al inercial local de PNM (fig. 8e) y con las oscilaciones cercanas a 10 días de temperatura superficial y de profundidad de la termoclina.

De la figura anterior se puede resumir que las variaciones sub-inerciales encontradas en las corrientes superficiales que oscilan con periodos de entre 2.5 y 4.5 días, tienen coherencia significativa con los periodos inerciales locales de PPG y PNM respectivamente, por lo que podrían ser perturbaciones originadas en esas localidades. En particular la temperatura superficial y las corrientes superficiales tienen mayor coherencia con PPG, mientras que la profundidad de la termoclina tiene mayor coherencia con la frecuencia inercial local de PNM (~ 0.24 cpd).

La tabla 1 muestra los resultados de una correlación cruzada entre la profundidad de la termoclina y las componentes del viento (a lo largo y perpendicular a la costa) para las tres localidades, GT, PPG y PNM. Los resultados de este análisis indican que existe un desfase de ~ 3 horas entre el viento local perpendicular a la costa y la profundidad de la termoclina, lo que muestra el efecto casi inmediato de los vientos Tehuanos al modificar la profundidad de la termoclina. El desfase entre las dos componentes del viento en PPG y la profundidad de la termoclina en GT fue similar y corresponde a un retraso de entre 115 y 120 h (~ 5 días). El desfase entre el viento (ambas componentes) en PNM y la profundidad de la termoclina fue de 140 - 145 h (~ 6 días).

Tabla 1. Correlación cruzada entre la componente a lo largo de la costa y paralela a la costa del viento en Tehuantepec, Papagayo y Panamá vs la profundidad de la termoclina

	Along-shore wind		Cross-shore wind	
	Lag (h)	R ²	Lag (h)	R ²
GT	25	-0.75	3	0.8
PPG	120	0.65	115	0.7
PNM	145	0.7	140	0.65

4. DISCUSIONES

Aunque existen pocos estudios sobre la propagación de ondas atrapadas a la costa (OAC) en el sureste de México, algunos trabajos han mostrado evidencias en datos de nivel de mar (Merrifield 1992, Christensen *et al.* 1983, Enfield y Allen 1983) y en simulaciones numéricas (Zamudio *et al.* 2002, 2006 y 2008) que muestran la presencia de dicho proceso. La generación de ondas costeras o de plataforma continental puede suceder en cualquier costa, con la única condición necesaria de su existencia la pendiente entre la plataforma continental y el océano profundo. La propagación de estas ondas es siempre con la costa a la derecha (izquierda) en el hemisferio norte (sur) (Gill y Clarke 1974, Allen 1974, Huthnance *et al.* 1986, Brink 1991) y debido a sus frecuencias típicas de oscilación (sub-inerciales) juegan un papel importante en la respuesta del océano a cambios en el clima local (Brink 1991). Otra de las características importantes de estas ondas es que una vez generadas transportan propiedades conservativas (*i.e.* sal, calor) por varios miles de kilómetros a lo largo de la costa. Su formulación teórica y muchas de sus propiedades han sido ampliamente estudiadas por Clarke (1977), Csanady (1977), Huthnance *et al.* (1986) y Brink (1982, 1991).

El esquema clásico de Wyrcki (1965) y Kessler (2002) sobre la circulación geostrofica del Pacifico Tropical Oriental (PTO), en particular la corriente que fluye hacia el polo cercana a la costa del suroeste de México y su relación con la Corriente de Costa Rica (CCR), ha sido difícil de observar hasta el momento (Trasviña *et al.* 2008, Barton *et al.* 2009). Zamudio *et al.* (2006), mostraron resultados de simulaciones numéricas y reportaron una corriente costera que viaja hacia el noroeste frente a las costas del GT. Aún cuando sus simulaciones numéricas no resolvieron la zona costera (~ 100 km), los autores atribuyeron esta corriente a ondas atrapadas a la costa generadas en el ecuador, y no a la corriente de Costa Rica. Tiempo después Zamudio *et al.* (2008) presentaron evidencias de que las OAC observadas viajando frente al GT eran originadas en Panamá y no en el ecuador como originalmente habían propuesto. Barton *et al.* (2009) utilizó datos de CTD medidos en dos cruceros oceanográficos e

identificó una corriente costera similar a la descrita por Zamudio *et al.* (2006). Barton *et al.* (2009) por su parte analizaron las masas de agua y sugirieron que esta corriente está compuesta por aguas provenientes de América Central y la explicaron como una componente de la CCR.

A pesar de estos estudios, la circulación costera (~100 km de la costa) en el suroeste de México sigue requiriendo atención. Los esquemas planteados por Wyrki (1965) y Kessler (2003) no han podido ser corroborados o descartados de manera formal y los recientes hallazgos de Zamudio *et al.* (2008) y Barton *et al.* (2009) requieren trabajos similares que los complementen. El presente trabajo identifica oscilaciones con características y frecuencias de oscilación similares a una OAC en datos de velocidad superficial medidos con Radares de Alta Frecuencia instalados en el Golfo de Tehuantepec. Datos adicionales de la evolución temporal de la estructura vertical de temperatura y velocidad (anclaje de termografos y ADCP), además del viento y la temperatura superficial oceánica obtenidos de productos satelitales, son utilizados para explicar la variabilidad encontrada.

Se encontró que la termoclina oscila con un periodo cercano a 4 días, en coherencia con las corrientes sub-inerciales observadas. Dichas oscilaciones tienen una componente rotacional ciclónica cerca de la superficie, y anticiclónica en la zona de la termoclina. Esto podría indicar que la OAC fue generada por una anomalía negativa en el nivel de mar, lo que estaría asociado a un levantamiento de la termoclina. La OAC se observa concomitantemente con una incursión de agua relativamente cálida y menos salada proveniente del sureste, misma que genera un hundimiento de la termoclina cerca de la costa (~ 50 km) y un levantamiento justo en la zona de la pendiente continental (figs. 4a y 5). Hacia mar adentro (200 km de la costa) se observó una contra corriente hacia el sureste asociada al hundimiento de la termoclina.

Los datos presentados en este trabajo son interpretados como una OAC que viaja utilizando la pendiente entre la plataforma continental y el océano profundo como una guía de onda. De acuerdo con la teoría (Gill y Clarke 1974, Allen 1974, Brink 1991), la OAC parece tener velocidades orbitales de rotación ciclónica, levantamiento de la termoclina y propagación hacia el polo. Por lo tanto, la corriente

costera (~ 50 km) de agua cálida de menor salinidad que proviene del este, podría ser parte de las velocidades orbitales asociadas al centro de la OAC. La generación de dicha estructura podría tener su origen en el ecuador o en algún punto intermedio entre el GT y el ecuador. Los fuertes vientos de chorro presentes en el Golfo de Panamá y Golfo de Papagayo, generan anomalías negativas de nivel de mar (Palacios y Bograd 2005, Zamudio *et al.* 2008) que podrían ser el origen de las OAC observadas en Tehuantepec. Mediante análisis de coherencia espectral el presente trabajo encuentra coherencia significativa entre las oscilaciones de la termoclina en el GT y el periodo inercial local de Panamá y Papagayo (fig. 8d). El retraso de máxima correlación entre las series de tiempo, indica un desfase de ~ 5 días para Papagayo y de ~ 6 días para Panamá. Estos resultados son consistentes con lo sugerido por Zamudio *et al.* (2008), quienes reportan OAC que son generadas por anomalías negativas en el nivel de mar impuesto por los eventos de chorros de viento en Panamá, y que se propagan hasta latitudes de $\sim 20^\circ\text{N}$ a lo largo de la costa sin ser modificadas por los chorros de viento en Papagayo y Tehuantepec. El presente trabajo encuentra evidencias de un proceso similar en el sentido de que los vientos de Tehuantepec no modifican el periodo de oscilación de la OAC pero si modifican su amplitud (fig. 6). Esto se podría explicar en función de la duración de los eventos de viento. Los eventos con duración menor al periodo de oscilación de la OAC no son capaces de generar una interferencia o afectar la frecuencia de oscilación de la OAC. El periodo natural de la OAC es el periodo inercial local de latitudes cercanas a Panamá, por lo que sería necesario un evento con duración mayor a ~ 4 días para observar una distorsión en la fase y/o frecuencia de la OAC. Las series de datos analizados aquí no presentaron ningún evento de viento con duración mayor a 2 días. Esto pudiera entonces explicar la sobrevivencia de las OAC al viajar hacia el polo y pasar por la zona de Papagayo y Tehuantepec.

Aunque el objetivo del presente trabajo no es elucidar acerca de la excursión al norte del GT de la OAC, las aseveraciones anteriores podrían implicar que los chorros de viento en Tehuantepec y Papagayo, podrían reforzar la OAC al incrementar su amplitud (fig. 6), favoreciendo su sobrevivencia por mas de 1200 km, y posiblemente su excursión hacia latitudes mayores a 16°N . Más aun, los

vientos en el GT que producen oscilaciones inerciales (Figs. 2a y 8f ,h) en la termoclina, podrían generar ondas locales que se pudieran propagar hacia el norte.

5. CONCLUSIONES FINALES

El presente trabajo muestra mediante datos de velocidad y temperatura oceánica medidos en el Golfo de Tehuantepec ($\sim 16^\circ\text{N}$), la propagación hacia el polo de una onda atrapada a la costa (OAC) que parece tener su origen en el golfo de Panamá ($\sim 7^\circ\text{N}$). La onda podría ser originada por una anomalía negativa impuesta por los eventos de viento intenso característicos de Panamá, y propagarse por la costa utilizando la pendiente entre la plataforma continental y el océano profundo como una guía de onda. Los eventos de vientos de chorro intensos típicos de Papagayo y Tehuantepec parecen no afectar la propagación de las OAC, sino que parecen reforzarla al incrementar ligeramente ($\sim 10\text{ m}$) su amplitud. El desfase de la máxima correlación entre el viento en Panamá y las oscilaciones de la termoclina frente a Tehuantepec sugieren un retraso de ~ 6 días. Esto implicaría una velocidad de propagación del orden de 200 km/día o $\sim 2\text{ ms}^{-1}$. Basados en datos de CTD medidos y datos de SST obtenida de productos satelitales, la OAC tiene una sección transversal de $\sim 200\text{ km}$. Estas dimensiones temporales y espaciales, son similares a las reportadas teórica y observacionalmente en diversos estudios realizados por Brink (1982, 1991) y Huthnance *et al.* (1986), entre otros.

Como una futura línea de investigación que coadyuve a un mejor conocimiento de los procesos costeros en la frontera oeste del PTO se propone la existencia de ondas similares generadas en el GT que viajen hacia el norte. Aunque existen evidencias de que las OAC encuentran su límite norte en latitudes del orden de 20°N (Zamudio *et al.* 2008), no existen reportes numéricos u observacionales que identifiquen oscilaciones al norte del GT viajando como OAC originadas en el GT o Papagayo.

Por último, es importante mantener en mente que las OAC transportan cantidades importantes de agua relativamente cálida por varios cientos de kilómetros hacia el norte, y que debido a su periodo de oscilación (~ 4 días) pueden ser capaces de modificar el clima local regional.

AGRADECIMIENTOS

Xavier Flores-Vidal contó con el apoyo de CONACyT, beca de posgrado 2006-2010 y beca-mixta 2007 para una estancia de investigación en las instalaciones del *Radar Laboratory* de la Universidad de Hawaii. Agradecemos también al programa *POGO International Fellowship 2008* por la beca complementaria brindada. De manera especial se agradece la colaboración y participación de personal académico y estudiantes de la Universidad del Mar, campus Puerto Ángel, en las labores de instalación y operación de los radares HF. Agradecemos el apoyo logístico del personal adscrito a la Estación de Investigación Oceanográfica de la SEMAR en Salina Cruz, Oax. Los recursos para este trabajo fueron proporcionados por el CONACyT a través de los proyectos de ciencia básica U40822-F y 85108. Recursos adicionales fueron proporcionados por los programas 323, 341 y 361.

REFERENCES

- Allen, J.S., 1975. Coastal Trapped waves in a stratified ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 5:300-325.
- Barrick, D. E., Evans, M. W., & Weber, B. L. 1977. Remote sensing of the Troposphere *Science*, 198, 138.
- Barton E, Lavín M, Trasviña A., 2009. Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Cont. Shelf Res.* 29: 485–500.
- Blackburn M., 1962. An oceanography study of the Gulf of Tehuantepec. *Fish Wildl. Serv. Spec. Sci. Rep. Fish.* 404,28p.
- Brandhors W., 1958. Thermocline topography, zooplankton standing crop, and mechanisms of fertilization in the eastern tropical Pacific. *J. Cons. Int. Explor. Mer.* 24:16–31.
- Brink, K. H., 1982. A comparison of long coastal trapped wave theory with observations off Peru. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 897–913.
- Brink, K. H., 1991. Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 23, 389–412.
- Christensen, N., Jr., De la Paz, R., Gutierrez G., 1983. A study of sub-inertial waves off the west coast of Mexico. *Deep-sea Res.*, 30:835-850.
- Clarke A. J., 1977. Observational and numerical evidence for wind-forced coastal trapped long waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 7:231-47.
- Csnady G.T., 1977. The arrested topographic wave. *J. Phys. Oceanogr.*, 6:47-62.
- Enfield, D. B. and Allen J.S., 1983. The generation and propagation of sea level variability along the Pacific coast of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1012–1033.
- Flores-Vidal, X., Chavanne C, Durazo R, Flament P., 2011. Coastal circulation under low wind conditions in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: High Frequency Radar Observations. *Ciencias Marinas (aceptado, en prensa)*.
- Fofonoff, N., 1969. Spectral characteristics of internal waves in the ocean, *Deep Sea Research*, 16, 58–61.
- Gill, A. E. and Clarke A. J., 1974. Wind-induced upwelling, coastal currents, and sea-level changes. *Deep-Sea Res.*, 21:325-245.
- Gill, A. E. and Schumann H. E., 1974. The generation of long shelf waves by the wind. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 83–90.
- Gonella, J., 1972. A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series, *Deep Sea Research*, 19, 833–846.
- Gurgel K, Antonischki G, Enssen H, Schlick T., 1999. Wellen radar wera: A new ground-wave HF Radar for ocean remote sensing, *Coast. Eng.* 37:219–234.
- Huthnance, J. M., 1978. On coastal trapped waves: Analysis and numerical calculation by inverse iteration. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 74–92.
- Jordi, A., Basterretxea G., Wang D.P., 2009. Evidence of sediment resuspension by island trapped waves. *Geophys. Res. Lett.* 36:doi.10.1029/2009GL040055.
- Kessler, W., 2002. Mean three-dimensional circulation in the northeast tropical pacific, *Journal of Physical Oceanography*, 32, 2457–2471.
- Liang, J.H., McWilliams J.C., Gruber N., 2009. High-Frequency response of the ocean to mountain gap winds in the northeastern tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, 114, C12005, doi:10.1029/2009JC005270.
- Merrifield, M., 1992. A comparison of long coastal-trapped wave theory with remote-storm-generated wave events in the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, 22:5-18.
- Mysak, L. A., 1968. Edgewaves on a gently sloping continental shelf of finite width. *J. Mar. Res.*, 26, 24–33.
- Palacios D, Bograd S., 2005. A census of Tehuantepec and Papagayo eddies in the northeastern tropical

- Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 32:L23606. doi:10.1029/2005GL024324.
- Romero-Centeno R, Zavala J, Gallegos A, Obrien J., 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Clim.* 16:2628–2639.
- Steenburgh W, Schultz DM, Colle BA., 1998. The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, México. *Month. Weath. Rev.* 126:2673–2691.
- Trasviña A, Barton E, Brown J, Vélez H, Smith R., 1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, México: Asymmetric circulation. *J. Geophys. Res.* 100:20,649–20,663.
- Trasviña A, Barton E, Vélez H, Brown J., 2003. Frontal subduction of cool surface water mass in the Gulf of Tehuantepec, México. *Geofis. Int.* 42:101–114.
- Trasviña A, Barton E., 2008. Summer mesoscale circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep-Sea Res.* I 55:587–607.
- Velázquez-Muñoz FA, Martínez JA, Chavanne C, Durazo R, Flament P., (2011). Circulación costera forzada por el viento en el Golfo de Tehuantepec. *Ciencias Marinas (aceptado, en prensa)*.
- Wyrtki, K., 1965. Surface currents of the eastern tropical *Pacific Ocean*, *Inter-American Tropical Tuna Commission Bulletin*, 9, 271–304.
- Zamudio L., Leonardi P, Meyers S, O'brien J., 2001. *Geophys. Res. Lett.* 28:1,13-16. doi:10.1029/2000GL011814 .
- Zamudio L., Hurlburt H, Metzger E, Morey S, O'brien J, Tilburg C, Zavala J., 2006. Interannual variability of the Tehuantepec eddies. *J. Geophys. Res.* 111: doi:10.1029/2005JC003182.
- Zamudio L., Metzger E.J., Hogan P.J., 2008. A note on coastally trapped waves generated by the wind at the Northern Bight of Panamá. *Atmósfera.* 21(3),241-248.

Pies de figura

- Figura 1. Sur-este de México y centro América, la cadena montañosa se representa por los contornos oscuros (elevaciones positivas sobre el nivel medio del mar). La plataforma continental es indicada por las isobatas de -100 y -1000 m de profundidad. La ubicación de los Golfos de Tehuantepec, Papagayo y Panamá respectivamente, se indica con una elipse de variabilidad de vientos y el vector promedio, para una serie de tiempo de 60 días. El área de estudio se muestra en un acercamiento al dominio espacial de cobertura de los HFR, los puntos grises indican los nodos de la malla cartesiana de mediciones [$dx,dy=5km$], la estrella roja muestra la posición del anclaje instalado, la línea roja un transecto zonal dentro de la malla de mediciones de los HFR.
- Figura 2. Espectros de potencia rotacional para (a) los datos de corrientes superficiales medidos por los HFR y (b) para los vientos en las localidades de Tehuantepec (línea azul), Papagayo (línea roja) y Panamá (línea verde). El límite de confianza al 95% es indicado en cada panel.
- Figura 3. Variación espacio-temporal de la corriente superficial medida sobre un transecto zonal dentro del área de cobertura de los HFR. Los vectores de velocidad son graficados sobre contornos de color que representan la temperatura superficial oceánica. Como referencia se muestra el esfuerzo del viento (panel superior) y la profundidad de la termoclina (panel inferior). Los eventos de viento intenso del norte o Tehuanos, son indicados por las áreas sombreadas.
- Figura 4. (a) Corrientes geostroficas estimadas a partir de perfiles de Temperatura, Conductividad y Presión (CTD, por sus siglas en ingles). Las estaciones de medición son indicadas por los círculos negros. (b) Flujo medio estimado por 60 días de mediciones horarias realizadas con Radares de Alta Frecuencia dentro del Golfo de Tehuantepec. La cobertura ideal de los radares se indica con el polígono de línea quebrada. La ubicación de las estaciones de radar es indicada con los dos círculos negros en la costa.
- Figura 5. Distribución vertical de salinidad, temperatura y velocidad geostrofica referida a 200 m de profundidad. (a) Transecto zonal en $\sim 93^\circ W$. (b) Transecto zonal en $\sim 95^\circ W$. (c) Transecto zonal en $\sim 97^\circ W$.
- Figura 6. (a) Serie de tiempo de ~ 30 días de esfuerzo de viento en el Golfo de Tehuantepec, los eventos de viento intenso mayores a $0.2 Nm^{-2}$ ($10 ms^{-1}$) son indicados por las áreas sombreadas. Variabilidad temporal sub-inercial de: (b) la corriente vertical a lo largo de la costa medida por un ADCP anclado en el Golfo de Tehuantepec. (c) la corriente vertical perpendicular a costa medida por el mismo instrumento. (d) temperatura vertical medida por una cadena de termografos instalados junto con el ADCP. La ubicación del anclaje es presentada en la figura 1.
- Figura 7. Variabilidad vertical del espectro de potencia extraído de: (a) la serie de tiempo de la cadena de termografos. (b) los perfiles de corriente medidos por el ADCP.

Figura 8. Análisis de coherencia espectral entre: Los vientos a lo largo de la costa en Tehuantepec (línea azul), Papagayo (línea roja) y Panamá (línea verde) *vs* (a) la corriente a lo largo de la costa medida por los HFR, (b) la corriente perpendicular a la costa, (c) la temperatura superficial. (d) la profundidad de la termoclina. Y los vientos perpendiculares a la costa (para las mismas localidades) *vs* (e) la corriente a lo largo de la costa, (f) la corriente perpendicular a la costa, (g) la temperatura superficial y (h) la profundidad de la termoclina.

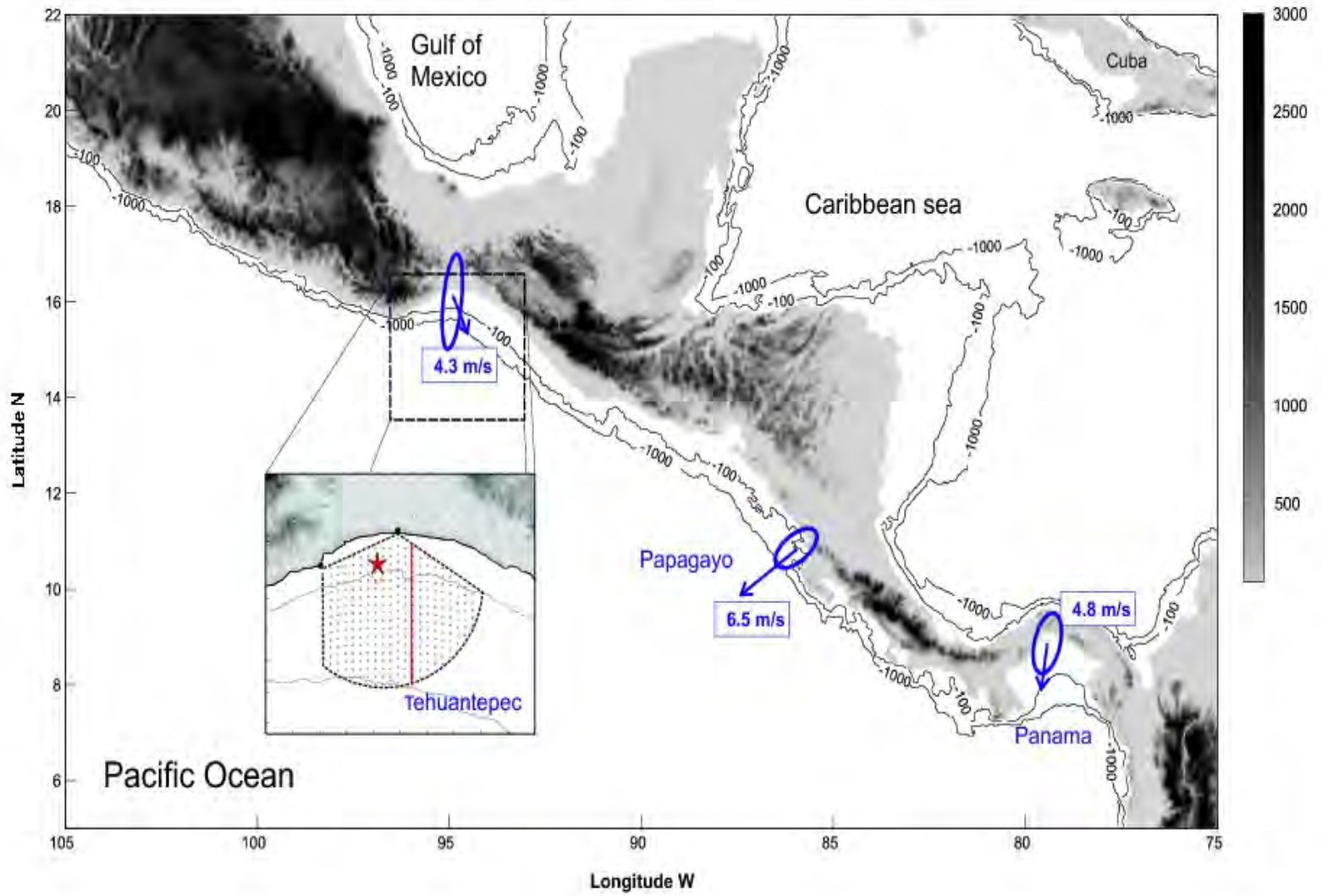


FIGURA 1

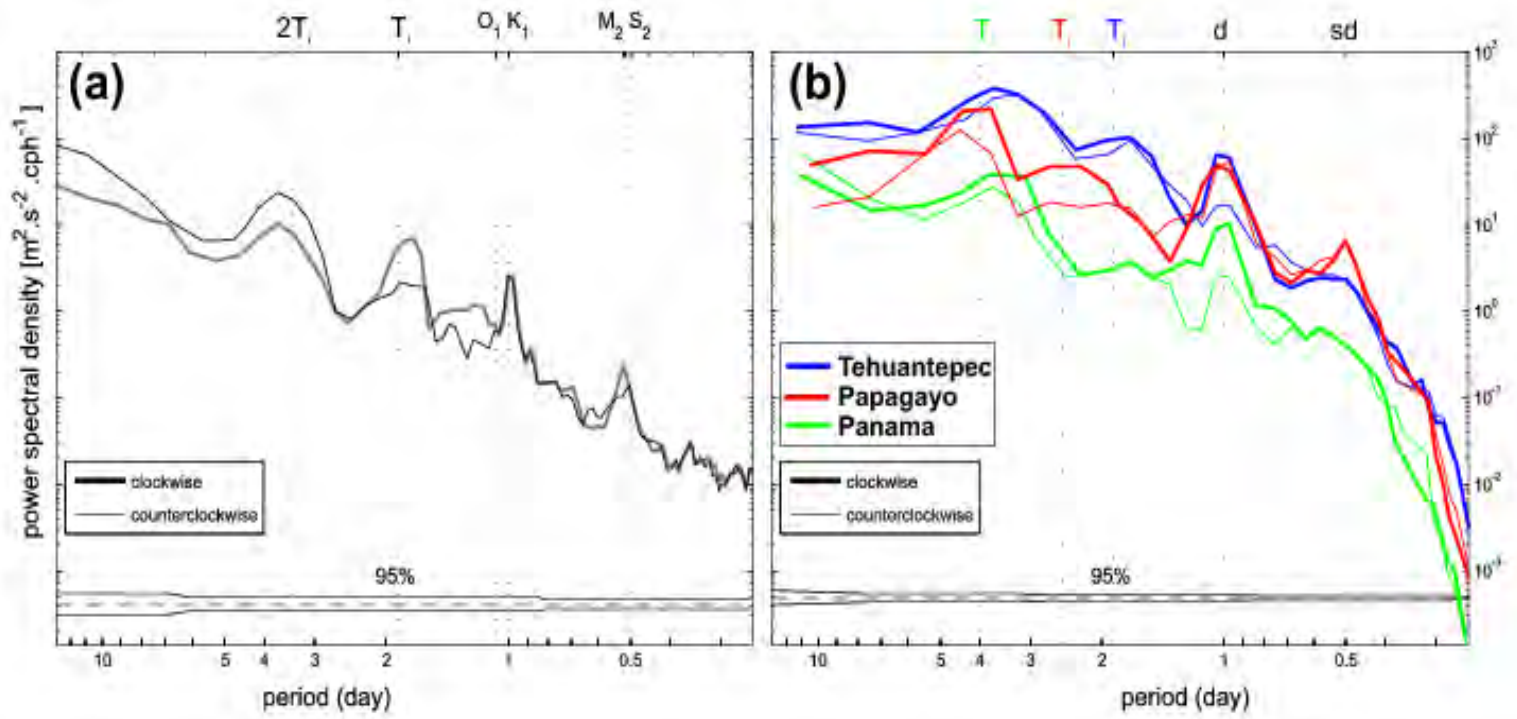


FIGURA 2

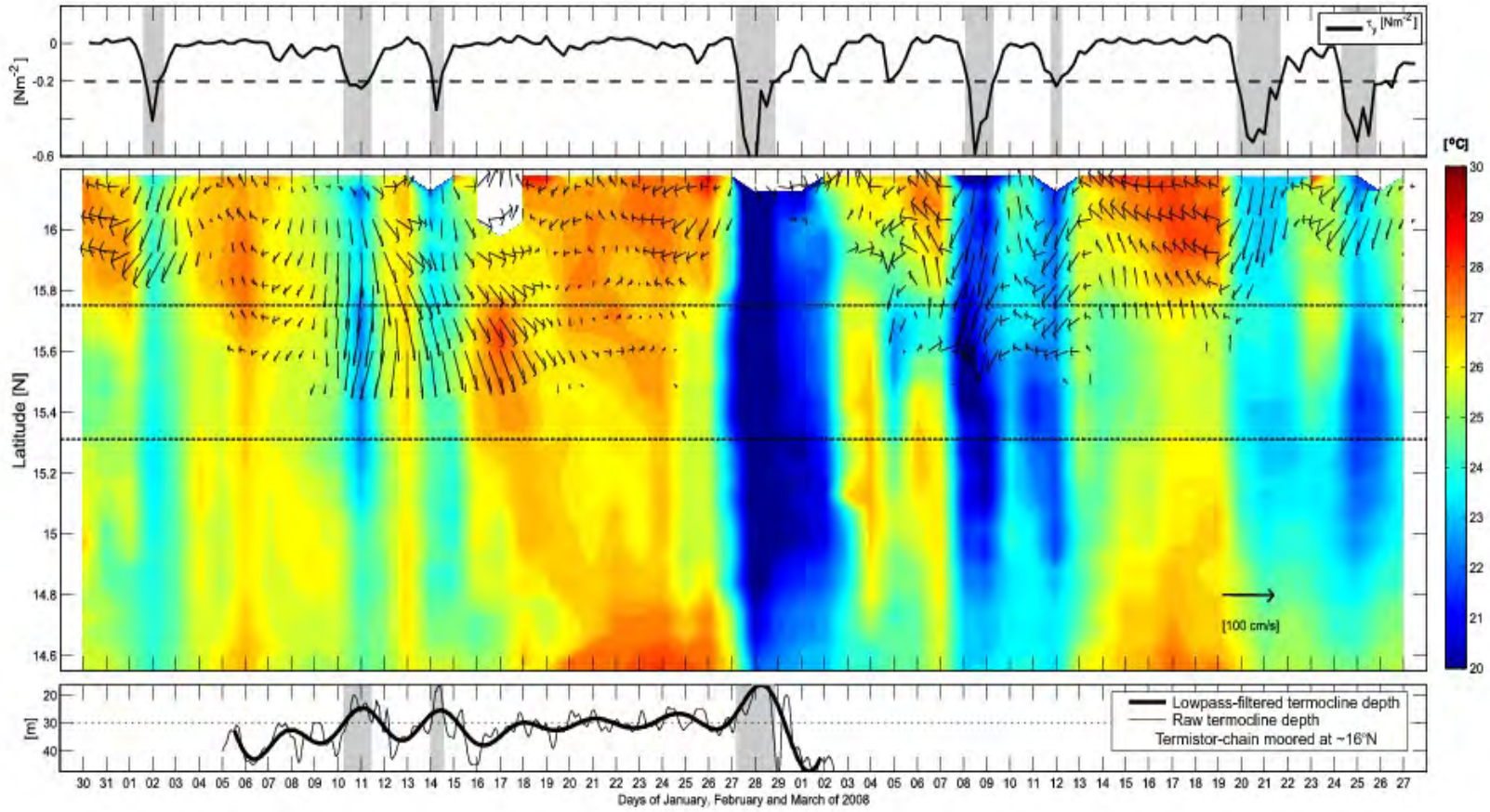


FIGURA 3

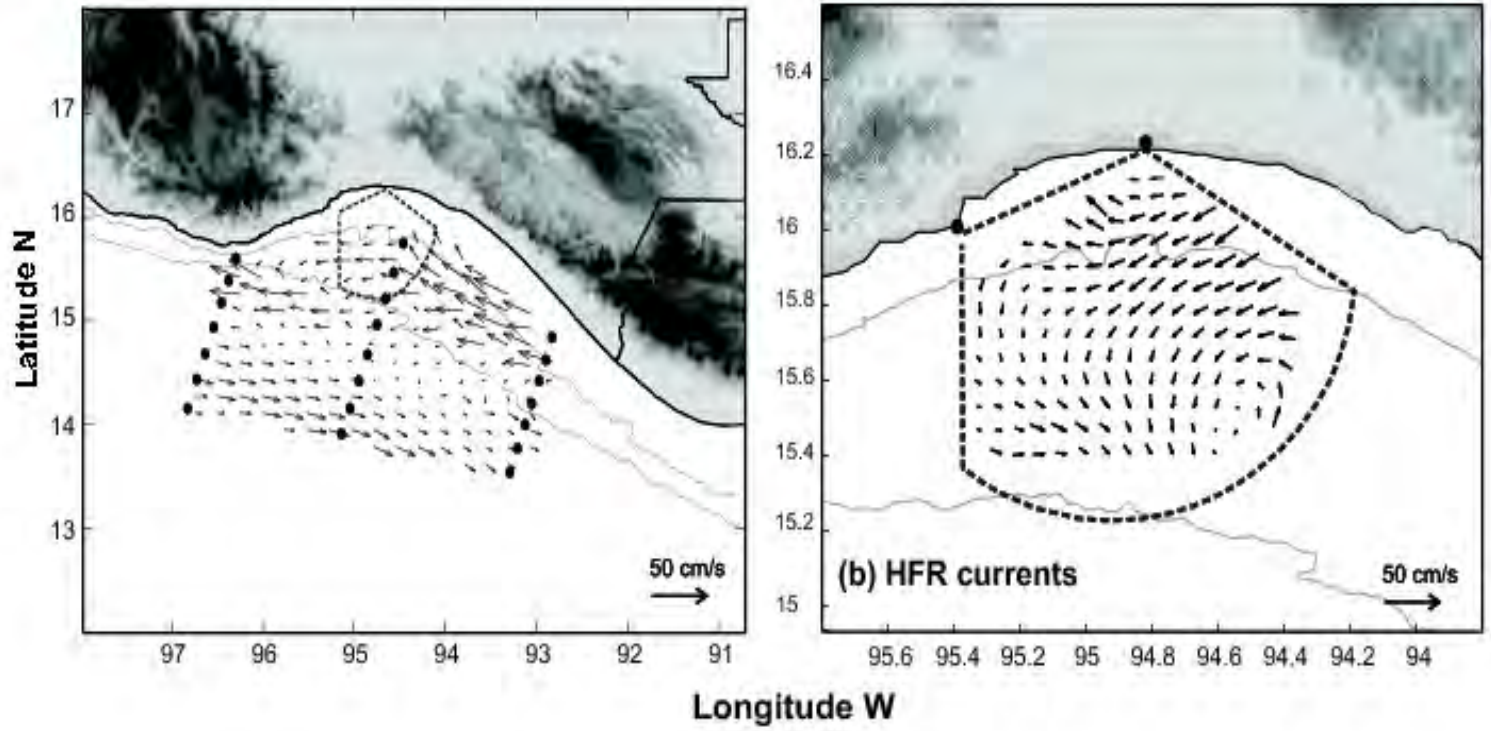


FIGURA 4

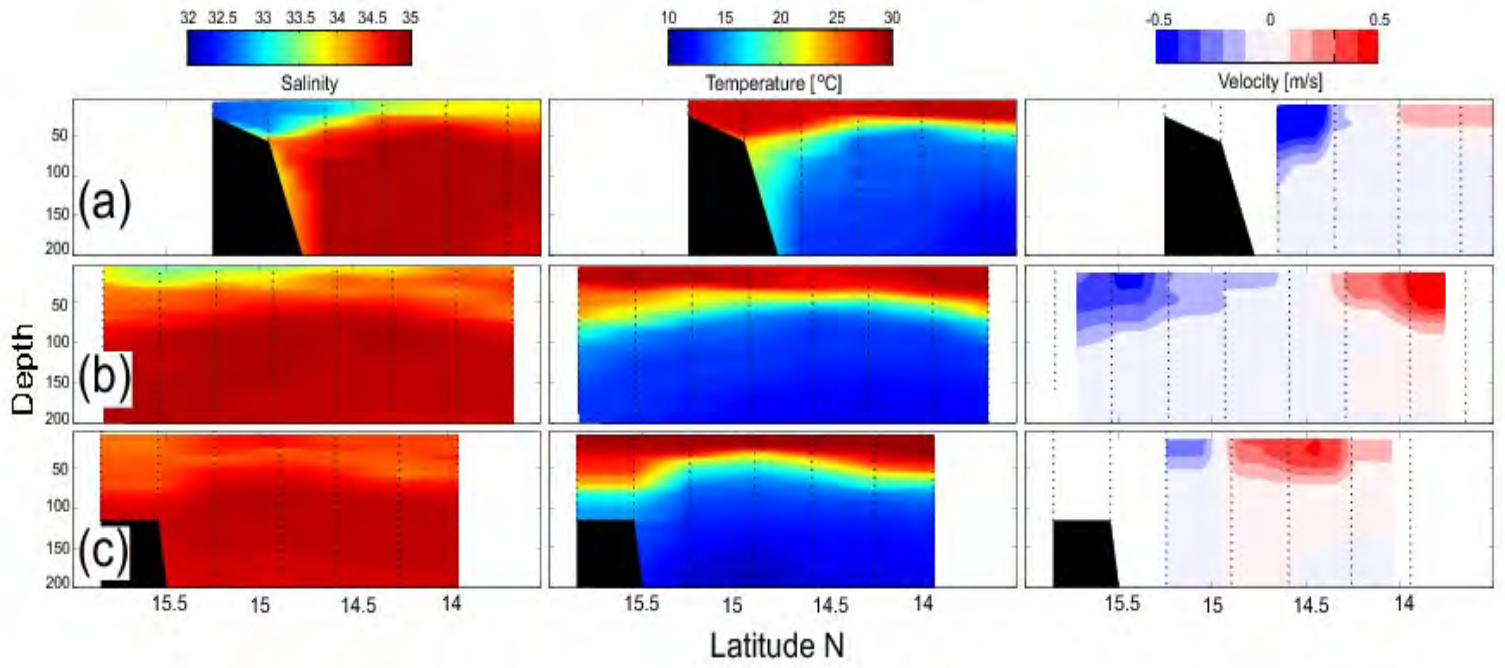


FIGURA 5

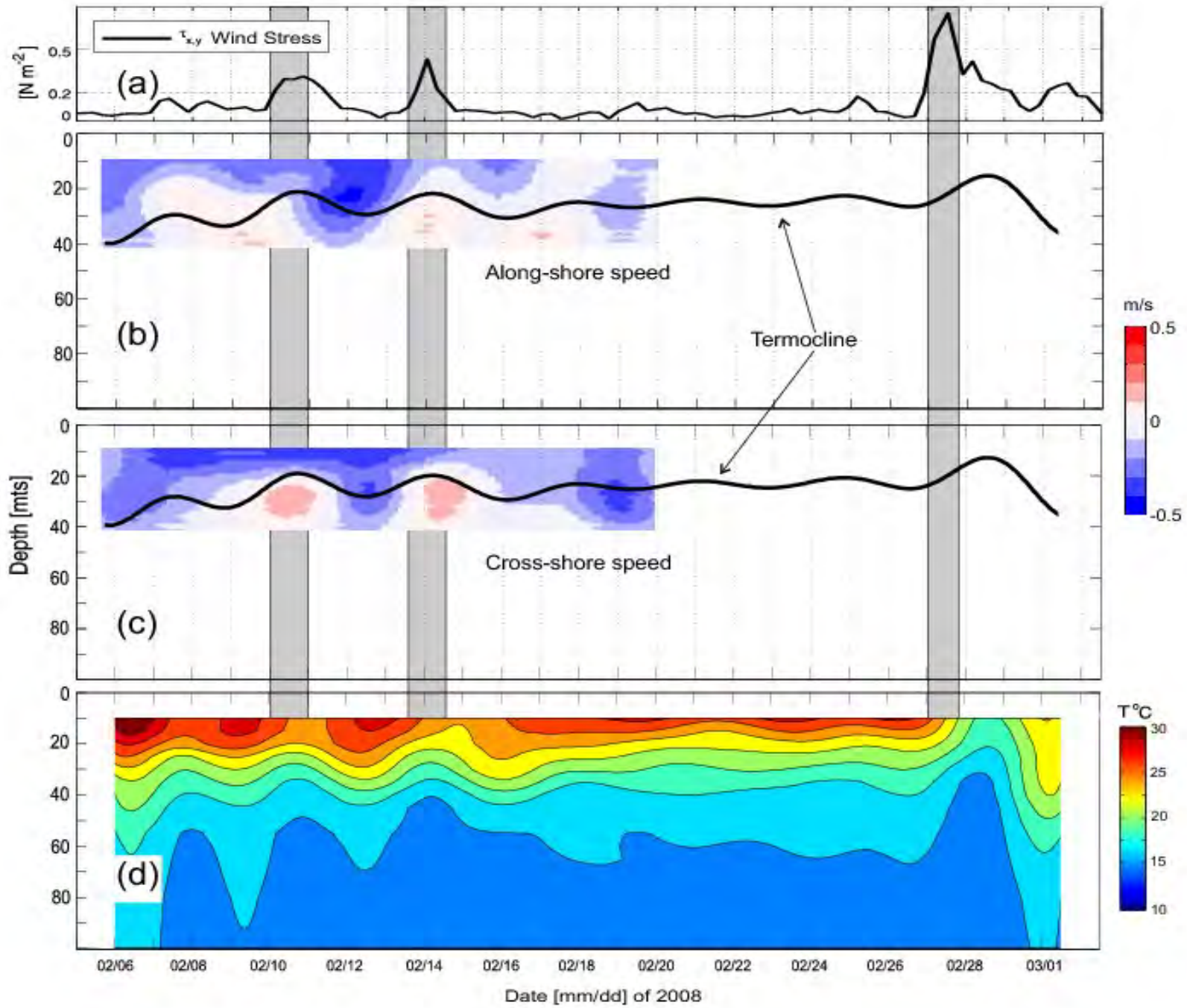


FIGURA 6

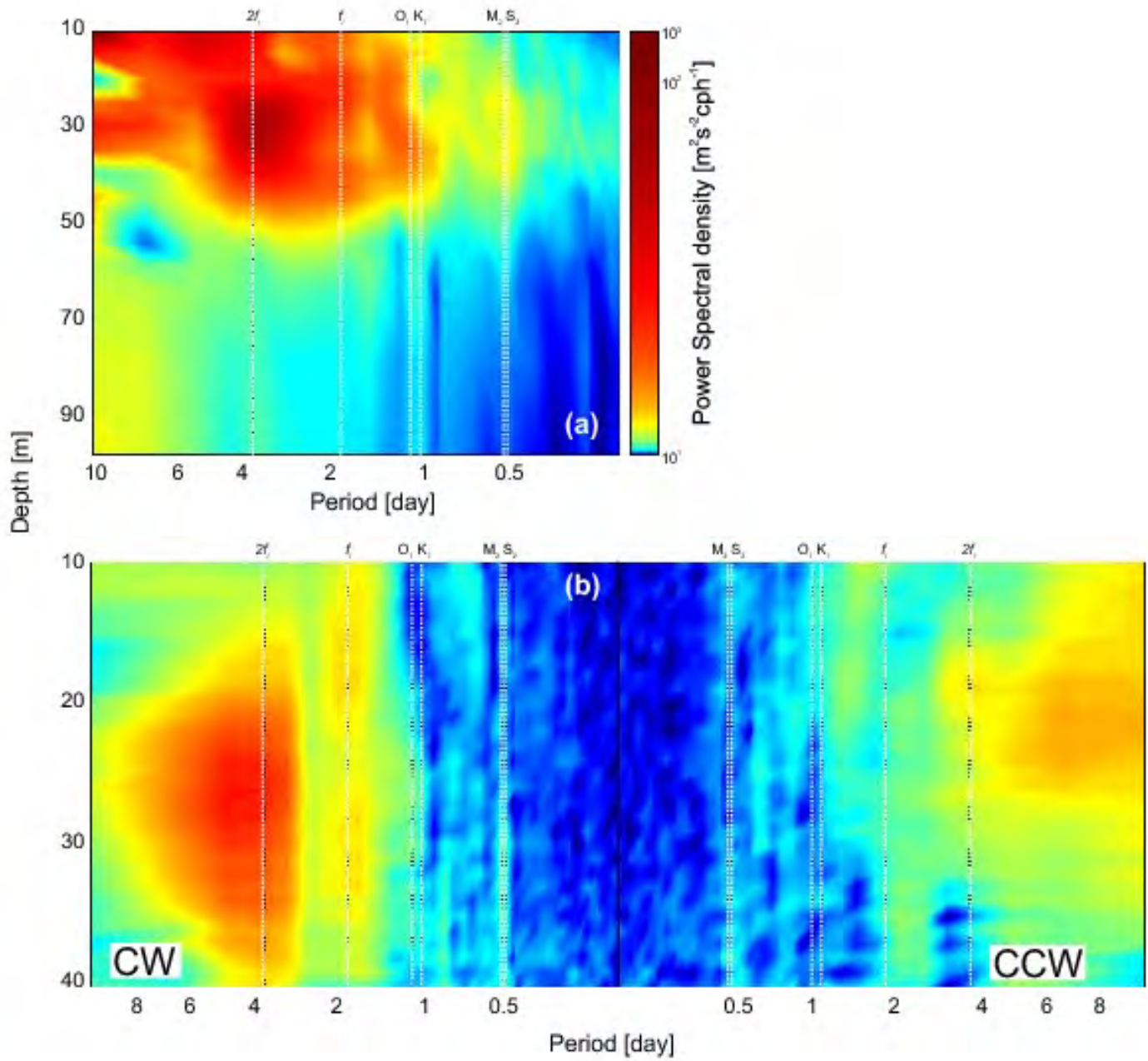


FIGURA 7

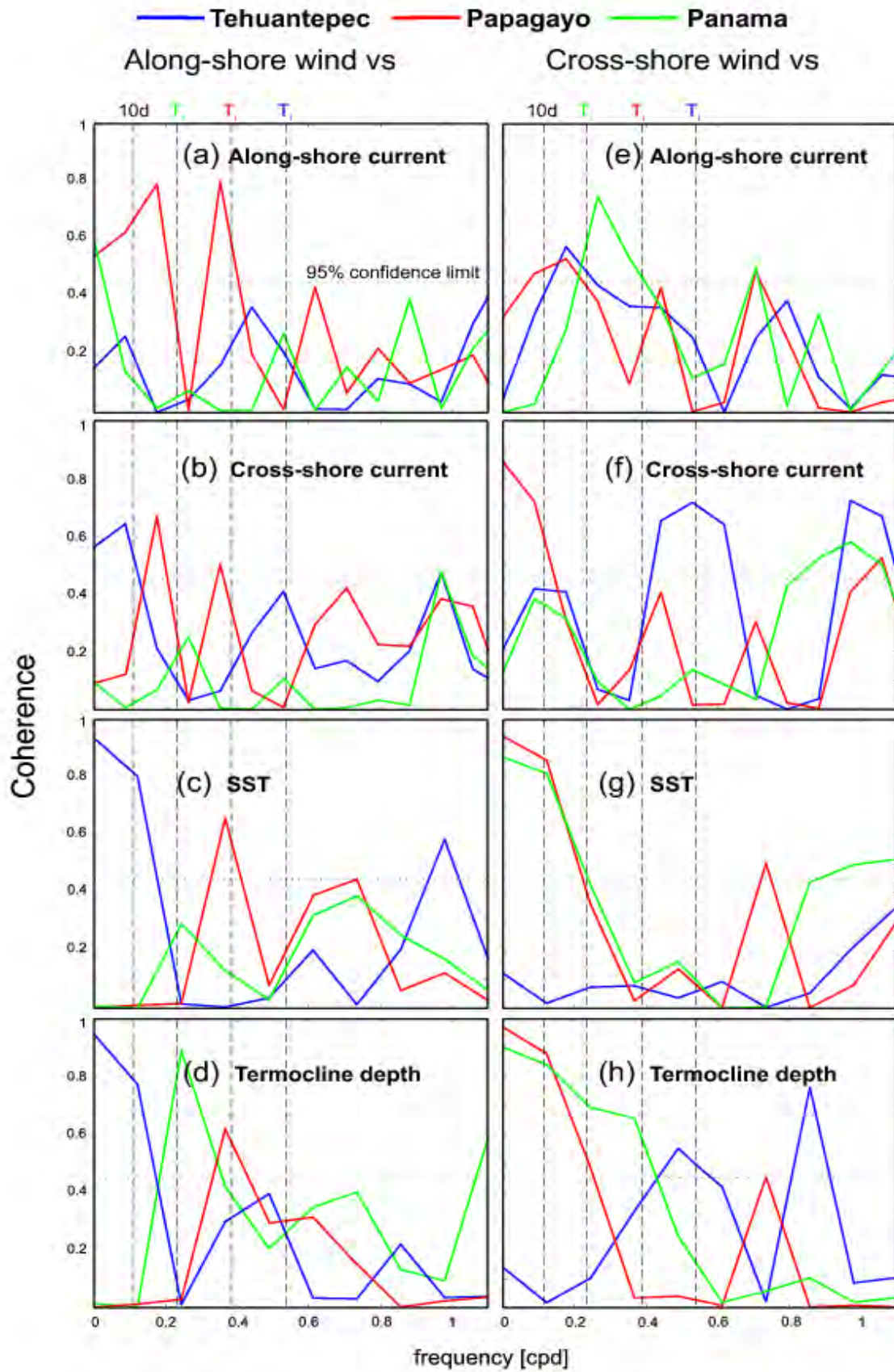


FIGURA 8

VI. Conclusiones

En este trabajo se analizaron datos obtenidos con tecnología novedosa que permitió avanzar en el conocimiento de la circulación costera del Golfo de Tehuantepec (GT). La longitud de las series de tiempo medidas por los Radares de Alta Frecuencia HFR, permitieron muestrear más de 15 eventos Tehuanos durante tres épocas de invierno entre 2005 y 2008, así como periodos prolongados en ausencia de vientos en verano y otoño.

El efecto directo del viento sobre la superficie oceánica del GT se estimó en función de la magnitud del esfuerzo del viento. Se propone un valor umbral de $\approx 10 \text{ ms}^{-1}$ ($\approx 0.25 \text{ Nm}^{-2}$) por encima del cual el flujo medio del GT se ve afectado por corrientes hacia el sur generadas por el viento. Los datos sugieren que el enfriamiento de la superficie oceánica y la variación significativa ($\approx 50 \text{ m}$) en la profundidad de la termoclina únicamente ocurre durante Tehuanos que sobrepasan el valor umbral. Los vientos entre ≈ 12 y 18 ms^{-1} ($\approx 0.35 \text{ Nm}^{-2}$) generaron un remolino anticiclónico y su par ciclónico de aproximadamente 50 km de diámetro cada uno. Ambos remolinos se observaron dentro del área de cobertura de los HFR ($\approx 100 \text{ km}$ desde la costa). Los vientos entre ≈ 18 y 22 ms^{-1} ($\approx 0.55 \text{ Nm}^{-2}$) generaron un remolino anticiclónico de aproximadamente 100 km de diámetro, mientras que su par ciclónico no fue detectado. Vientos superiores a $\approx 25 \text{ ms}^{-1}$ ($\approx 0.6 \text{ Nm}^{-2}$) generaron remolinos

anticiclónicos con escalas espaciales mucho mayores (≈ 200 km de diámetro) que dificultaron su mapeo completo con los HFR. Bajo estas condiciones los HFR únicamente detectaron la porción noreste de los remolinos anticiclónicos, como una corriente hacia el oeste. Las imágenes de temperatura superficial oceánica obtenidas de productos satelitales permitieron sustentar dicha observación. Durante los eventos más intensos ($>0.6 \text{ Nm}^{-2}$) se observó que el agua de ≈ 60 m de profundidad fue bombeada hacia la superficie en unas cuantas horas.

La circulación costera en ausencia de viento no había sido formalmente establecida al momento de la realización de este trabajo. Los datos obtenidos con HFR y complementados con instrumentos adicionales, demostraron la existencia de una corriente costera asociada con transporte de agua cálida proveniente del sureste. Dicha corriente incursiona en la zona del GT tan rápido como el viento Tehuano se debilita o desaparece. El área transversal que ocupa dicha corriente es de ~ 100 km y su profundidad es de ~ 200 m. A pesar de transportar agua menos salada y relativamente cálida, los datos de ADCP y CTD mostraron que es una corriente barotrópica. La frecuencia de oscilación de dicha corriente es del orden de 0.25 cpd, frecuencia que está en coherencia con los vientos en el Golfo de Panamá. Se propone que las oscilaciones inerciales originadas por el viento en Panamá pudieran generar ondas que viajan atrapadas a la costa hacia el norte por más de ~ 1200 km. Datos de CTD permiten sugerir que esta onda atrapada a la costa podría tener una sección transversal de ~ 200 km y viajar justo sobre la pendiente entre la plataforma continental y el océano profundo. De esta manera la onda podría viajar como una anomalía negativa del nivel de mar, generando a su paso un levantamiento en la termoclina justo en la zona de la pendiente continental, misma que funciona como guía de onda. Las velocidades geostroficas asociadas a la propagación de esta estructura, dan como resultado la corriente costera observada del sureste que transporta agua relativamente cálida y de menor salinidad. En buena relación con el esquema anterior, se observó una contra-corriente que proviene del noroeste en la zona profunda del océano.

Otros factores de menor importancia como la marea, fueron abordados durante el desarrollo del

presente trabajo. Ninguna otra variabilidad además de la corriente costera del sureste y el efecto de los Tehuanos pareció tener mayor trascendencia sobre las corrientes costeras del GT. Sin embargo, surgieron nuevas preguntas que ofrecen futuras líneas de investigación.

VI.1. Futuras líneas de investigación

La reacción oceánica y generación de remolinos con escalas superiores a los 200 km de diámetro durante “mega” Tehuanos (esfuerzo del viento con escalas cercanas o mayores a 30 ms^{-1} o 1 Nm^{-2}) requiere atención. Los HFR con frecuencias de operación menores a 12 MHz pueden muestrear hasta ~ 200 km de la costa y pudieran obtener mediciones de las condiciones costeras y oceánicas bajo mega Tehuanos.

Adicionalmente, series de tiempo más largas y continuas pudieran permitir resolver variabilidades estacionales y anuales en las condiciones medias (no Tehuanos) del GT. Esto permitiría también estimar con mayor certeza la hipótesis de ondas atrapadas a la costa viajando desde latitudes cercanas a Panamá y observar su relación con transporte de calor. Ondas de estas características suponen tener relación con variaciones atmosféricas, por lo que podrían influenciar o modificar el clima local regional.

La excursión hacia el norte de la corriente costera requiere atención ya que al momento se desconoce si viaja a latitudes mayores de 20°N . Asimismo, se requiere estudiar su posible interacción con otras corrientes bien definidas (*e.g.* la corriente de California).

Literatura General Citada

- Alvarez Sanchez Luis G., Badan Dagon Antoine R. F., Valle A. 1989. On coastal currents off Tehuantepec. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. Vol. 29, (PA: 68443)
- Barrick, D. E., Evans, M. W., & Weber, B. L. 1977. Remote sensing of the Troposphere *Science*, **198**, 138
- Barton E, Argote ML, Brown J, Kosro PM, Lavin M, Robles JM, Smith RM, Trasvina A, Velez HS. 1993. Supersquirt: Dynamics of the gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography* 6:23–30.
- Barton E, Lavín M, Trasviña A. 2009. Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Cont. Shelf Res.* 29: 485–500.
- Blackburn M. 1962. An oceanography study of the gulf of Tehuantepec. Fish Wildl. Serv. Spec. Sci. Rep. Fish. 404:28p.
- Brandhors W. 1958. Thermocline topography, zooplankton standing crop, and mechanisms of fertilization in the eastern tropical Pacific. *J. Cons. Int. Explor. Mer.* 24:16–31.
- Brenes C, Lavín M, Mascarenhas AM Jr. 2008. Geostrophic circulation between the Costa Rica dome and Central America. *Deep-Sea Res. I* 55: 608–629.
- Chelton D, Freilich M, Esbensen S. 2000a. Satellite observations of the wind jets off the pacific coast of central america. part I: Case studies and statistical characteristics. *Month. Weather Rev.* 128: 1993–2018.
- Chelton D, Freilich M, Esbensen S. 2000b. Satellite observations of the wind jets off the pacific coast of central america. part II: Regional relationships and dynamical considerations., *Month. Weather Rev.* 128: 2019–2043.
- Crombie, D. D. 1955, Doppler spectrum of sea echo at 13.56 Mc/s. *Nature*, 175:681-682.
- Färber-Lorda J., Lavin M. A., Guerrero M. A. (2004) Effect of the wind forcing on tht trophic conditions, zooplankton biomass and krill biochemical composition in the Gulf of Tehuantepec. *Deep-Sea Research II*, 51, 601-614.
- Filonov A E, Trasviña A. 2000. Internal Waves on the Continental Shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 50:4, p 531-548.
- Garcia-Nava H, Ocampo-Torres F J, Osuna P, and Donelan M A. 2009. Wind stress in the presence of swell under moderate to strong wind conditions. *J. Geophys. Res.*, 114, C12008, doi:10.1029/2009JC005389.
- Gurgel K, Antonischki G, Enssen H, Schlick T. 1999. Wellen radar wera: A new ground-wave HF Radar for ocean remote sensing, *Coast. Eng.* 37:219–234.
- Kessler W. 2002. Mean three-dimensional circulation in the northeast tropical pacific. *J. Phys. Ocean.* 32:2457–2471.
- Kessler W. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69:181–217.
- Lavin M, Beier E, Gomez-Valdez J, Godinez V, Garcia J. 2006a. On the summer poleward coastal current off SW Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 33:L02601. doi:10.1029/2005GL024686.
- Lavin M, Fiedler P, Amador J, Ballance L, Lorda J, Nunez AM. 2006b. A review of eastern tropical pacific oceanography. *Prog. Oceanogr.* 69:391–398.
- Lipa B, Barrick D. 1983. Least squares methods for the extraction of surface currents from CODAR crossed-loop data. *IEEE J. Oceanic Eng.* 8:226 – 253.
- Melville WK, L Romero, JM Kleiss. 2005. Extreme Waves in the Gulf of Tehuantepec. *Aha Hulikoa Proceedings* p. 23-28.

- Ocampo-Torres F J, Garcia-Nava H, Durazo R, Osuna P, Díaz-Mendez G M, and Graber H C. 2011. The INTOA Experiment: A Study of Ocean-Atmosphere Interactions Under Moderate to Strong Offshore Winds and Opposing Swell Conditions in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Boundary-Layer Meteorol.* 138:433–451. DOI 10.1007/s10546-010-9561-5
- Palacios D, Bograd S. 2005. A census of Tehuantepec and Papagayo eddies in the northeastern tropical Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 32:L23606. doi:10.1029/2005GL024324.
- Roden G, 1961. On the wind-driven circulation in the gulf of Tehuantepec and its effect upon the surface temperatures. *Geophys. Int.* 1:55–72.
- Romero-Centeno R, Zavala J, Gallegos A, Obrien J. 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Clim.* 16:2628–2639.
- Steenburgh W, Schultz DM, Colle BA. 1998. The structure and evolution of gap outflow over the gulf of Tehuantepec, México. *Mont. Weather Rev.* 126:2673–2691.
- Trasviña A, Barton E. 2008. Summer mesoscale circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep-sea Res.* 55(5):587–607.
- Trasviña A, Barton E, Brown J, Vélez H, Smith R. 1995. Offshore wind forcing in the gulf of Tehuantepec, México: Asymmetric circulation. *J. Geophys. Res.* 100:20,649–20,663.
- Trasviña A, Barton E, Vélez H, Brown J. 2003. Frontal subduction of cool surface water mass in the gulf of Tehuantepec, México. *Geophys. Int.* 42:101–114.
- Umatani S, Yamagata T. 1991. Response of the eastern tropical Pacific to meridional migration of the ITCZ: the generation of the Costa Rica Dome. *J. Phys. Ocean.* 21:346–363.
- Wyrtki K. 1965. Surface currents of the eastern tropical Pacific ocean. *Inter-American Tropical tuna Commission Bull.* 9:271–304.
- Wyrtki K. 1967. Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific ocean. *Int. J. Ocean. And Lim.* 1,2:117–147.
- Zamudio L, Leonardi P, Meyers S, O'brien J. 2001. *Geophys. Res. Lett.* 28:1,13-16. doi:10.1029/2000GL011814
- Zamudio L, Hurlburt H, Metzger E, Morey S, O'brien J, Tilburg C, Zavala J. 2006. Interannual variability of the Tehuantepec eddies. *J. Geophys. Res.* 111: doi:10.1029/2005JC003182.