

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



**Doctorado en Ciencias
en Oceanografía Física**

**La interacción entre dipolos y vientos Tehuano en el Golfo de
Tehuantepec: observaciones y modelación numérica**

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

Presenta:

Mauro Wilfrido Santiago García

Ensenada, Baja California, México
2020

Tesis defendida por

Mauro Wilfrido Santiago García

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra

Director de tesis

Miembros del comité

Dr. Armando Trasviña Castro

Dr. Rubén Castro Valdez

Dr. Julio Sheinbaum Pardo



Dr. José Gómez Valdés

Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Rufina Hernández Martínez

Directora de Estudios de Posgrado

Mauro Wilfrido Santiago García © 2020

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta **Mauro Wilfrido Santiago García** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física.

La interacción entre dipolos y vientos Tehuano en el Golfo de Tehuantepec: observaciones y modelación numérica

Resumen aprobado por:

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra
Director de tesis

El Golfo de Tehuantepec (GOTEH) es una región con influencia de vientos, intensos e intermitentes conocidos como vientos Tehuano o Nortes, capaces de desarrollar dipolos de mesoescala; dos vórtices de signo opuesto que podrían fortalecerse y propagarse. Sin embargo, diversas observaciones han mostrado el desarrollo persistente del vórtice anticiclónico; mientras que, la formación del remolino ciclónico es poco evidente. Los mecanismos que pueden inhibir la generación del vórtice ciclónico son poco entendidos. Nuestra investigación analiza el efecto de la secuencia de eventos de vientos Tehuano en la formación y la evolución de dipolos en el Golfo de Tehuantepec: observaciones y modelación numérica. El efecto de los vientos sobre los vórtices se evalúa mediante el bombeo de Ekman, incluyendo la interacción entre el viento y el vórtice. Finalmente, la dispersión superficial se analiza a partir de un conjunto de derivadores superficiales. Los vientos Tehuano pueden detonar dipolos sobre la circulación preestablecida del GOTEH. Los eventos de vientos (Tehuano) subsecuentes fortalecen la parte anticiclónica del dipolo en su propagación hacia el suroeste; mientras que, la parte ciclónica tiende a confinarse al este del golfo durante la etapa intensa del viento. Una vez que el viento se debilita, el vórtice se propaga hacia el oeste alcanzando la parte central del golfo. En esta posición, la influencia de otros eventos de vientos Tehuano sobre el vórtice lo disipa, asociado al flujo en chorro que se genera por acción directa del viento. El bombeo de Ekman en el interior del vórtice anticiclónico puede alcanzar $\sim -2 \text{ m d}^{-1}$ y $\sim 1 \text{ m d}^{-1}$ para el vórtice ciclónico, i.e., durante un evento de viento Tehuano; un efecto asimétrico que favorece el desarrollo de los vórtices del dipolo. En ausencia de estos vientos, los flujos verticales en el interior de los vórtices son opuestos; positivos para remolino anticiclónicos y negativos para ciclónicos cuyas magnitudes son de $O(0.1) \text{ m d}^{-1}$. Las propiedades de la dispersión superficial se analizan con base en la estadística de una partícula: escalas Lagrangianas, coeficientes de difusividad y la dispersión absoluta. En términos globales, la escala Lagrangiana temporal (espacial) fue de ~ 2.5 días (~ 50 km) y el coeficiente de difusividad varió entre 6 y $14 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. La dispersión en el intervalo $0.25 < t < 2.5$ días, exhibió un régimen balístico, donde la dispersión crece cuadráticamente con el tiempo y entre $3 < t < \sim 30$ días, la dispersión fue proporcional al tiempo, i.e., el régimen de caminata aleatoria.

Palabras clave: interacción océano-atmósfera, bombeo de Ekman, dispersión superficial en un dipolo

Abstract of the thesis presented by **Mauro Wilfrido Santiago García** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Physical Oceanography

The interaction between dipoles and Tehuano winds in the Gulf of Tehuantepec: observations and numerical modeling

Abstract approved by:

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra
Thesis Director

The Gulf of Tehuantepec (GOTEH) is a region influenced by strong and intermittent winds known as Tehuano or Nortes, winds capable of developing mesoscale dipoles; two vortices of opposite sign that could be strengthened and propagated. However, several observations have shown a persistent development of the anticyclonic vortex, while little evidence exists on the formation of the cyclonic vortex. The mechanisms that could inhibit the generation of the cyclonic vortex are not well understood. Our research analyzes the effect of the sequence of Tehuano wind events on the formation and evolution of dipoles in the Gulf of Tehuantepec: observations and numerical modeling. Winds effects inside eddies were evaluated by Ekman pumping, including the eddy-wind interaction. Finally, the surface dispersion was analyzed from a set of surface drifters. Tehuano winds events can detonate dipoles on the pre-established circulation of the GOTEH. Subsequent (Tehuano) wind events strengthen the anticyclonic side of the dipole as it propagates southwestward, while the cyclonic side tends to confine itself on the east of the gulf during the intense wind stage. Once the wind weakens, the cyclonic vortex propagates westward, reaching the central part of the gulf. In this position, the influence of other Tehuano wind events on the vortex dissipates it, associated with the jet flow generated by the direct action of the wind. During a Tehuano wind event, the Ekman pumping inside the anticyclonic vortex could reach $\sim -2 \text{ m d}^{-1}$ and $\sim 1 \text{ m d}^{-1}$ for the cyclonic vortex; an asymmetric effect that favors the development of the dipole vortices. In the absence of these winds, the vertical flows inside the vortices are opposite; positive for anticyclonic eddies and negative for cyclones, which magnitudes are $O(0.1) \text{ m d}^{-1}$. The properties of surface dispersion are analyzed from single-particle statistics: Lagrangian scales, diffusivity coefficients, and absolute dispersion. On average, the Lagrangian temporal (spatial) scale was ~ 2.5 days (~ 50 km), and the diffusivity coefficient varied between 6 and $14 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. The dispersion in the interval $0.25 < t < 2.5$ days, exhibited a ballistic regime, where the dispersion grows quadratically with the time, and between $3 < t < \sim 30$ days, the dispersion was proportional to time, i.e., the random walk regime.

Keywords: ocean-atmosphere interaction, Ekman pumping, surface dispersion inside a dipole

Dedicatoria

*A mis padres
A Zyania*

Agradecimientos

Al Dr. Alejandro F. Parés Sierra por dirigir esta investigación y todo el apoyo brindado durante esta etapa de aprendizajes y en especial, su amistad.

A los doctores: Armando Trasviña, Julio Sheinbaum y Rubén Castro por sus comentarios constructivos y aportes de ideas que enriquecieron la investigación; surgen más dudas que respuestas sobre la dinámica del golfo.

Al CICESE por la oportunidad de formar parte de su comunidad y contribuir en mi desarrollo profesional y personal en sus aulas, embarcaciones y proyectos diversos que enriquecieron mi desarrollo.

A mi querida familia, por toda esa entrega, dedicación, gentileza que han mostrado conmigo en los muchos senderos de esta vida, muchas gracias.

A Zyania por ensañarme a tener momentos amargos y dulces y ayudarme a divertirme mientras trabajaba (dictado).

A los amigos de siempre: Aldo, Froy, Abraham, Meño, Inda, Felipe, Fu, Pancho, Camilo, Lalo, Chilango, Tati, Erick, René, Lenin, Manuel, Adriana, Ana Laura, Ross, Isabel, Miriam, Laura, Jessica, Mariana, ..., a todas esas generaciones que tuvimos el privilegio de convivir y de vez en cuando, mantener esas conversaciones sin rumbo alguno.

A los grupos de trabajo: al grupo Chenekes, a los Tigres Acechantes A.C., al grupo Canek por compartir sus conocimientos, experiencias en los salones de clase o en altamar. A los clubes de esparcimiento: al club del café, del dominó, del ajedrez y del billar, que duraron lo suficiente para dejar huellas.

A Lupita Pacheco por todos los apoyos que brindó durante mi estancia en el DOF. A Elsa y a Lety que siempre mantienen un lugar agradable para laborar.

A los profesores de DOF por sus aportaciones a la formación profesional, en algunos casos al personal y a sus maratónicas clases y tareas intensas que a más de uno vieron renacer a Tonatiuh por segunda vez.

A los grupos de resistencia: Siguiendo tus pasos y voces en resistencia; que nos recuerdan que nuestro mundo no es una “realidad aparte” y nos alientan a tomar un papel más activo para un futuro mejor.

A l@s mexican@s que me brindaron la oportunidad de llevar acabo el doctorado a través de una beca otorgada por el CONACyT. Así como al soporte del proyecto 201441 del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM).

Tabla de Contenido

Resumen en español	i
Resumen en inglés	ii
Dedicatoria	iii
Agradecimientos	iv
Lista de figuras	vii
Lista de tablas.....	x
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1. Los vientos Tehuanos	1
1.2. Efecto de los vientos sobre la dinámica del Golfo de Tehuantepec	2
1.3. Objetivos	5
1.3.1. General	5
1.3.2. Particulares.....	5
Capítulo 2. Metodología	6
2.1. Campos de viento y corrientes superficiales	6
2.2. Identificación de Tehuanos	6
2.3. Derivadores superficiales	6
2.4. Detección de vórtices.....	7
2.5. Bombeo de Ekman	8
2.6. Modelación numérica	10
2.7. Dispersión superficial	12
2.7.1. Escalas Lagrangianas	14
2.7.2. Dispersión y difusividad absoluta.....	16
2.7.3. Análisis de dispersión	17
Capítulo 3. Resultados	18
3.1. El desarrollo de dipolos y su evolución	18
3.2. Característica de remolinos.....	23
3.3. Bombeo de Ekman en el interior de los remolinos.....	24
3.4. Bombeo de Ekman global en el interior de remolinos.....	28

3.5. Generación, propagación libre y forzado de un dipolo: modelo numérico	31
3.6. Escalas Lagrangianas	34
3.6.1. Escalas Lagrangianas temporal y espacial	34
3.6.2. Dispersión y difusión absoluta	37
Capítulo 4. Discusiones	40
4.1. Generación y propagación de dipolos.....	40
4.2. Bombeo de Ekman en el interior de remolinos	43
4.3. Dispersión superficial en condiciones de vientos Tehuano	46
4.3.1. Regímenes de dispersión.....	46
4.3.2. Difusividad	47
Capítulo 5. Conclusiones	50
Literatura citada	52
Anexos	58

Lista de figuras

Figura	Página
<p>La circulación dipolar trazada por derivadores durante condiciones de vientos Tehuano. Las trayectorias de derivadores en rojo (azul) trazan al remolino anticiclónico (cyclónico). Los vectores muestran el campo medio del viento y las elipses de varianza asociadas para el período de 25-jun a 15-julio del 2000. La escala en gris muestra la orografía de la región (m) obtenida de GEBCO (GEBCO_08 Grid, versión 20100927). Los datos de derivadores fueron obtenidos del experimento Lagrangiana realizado por Trasvina y Barton (2008) y los campos de viento de la base de datos del CCMP.....</p>	1
<p>2 Serie de derivadores superficiales. (a) Trayectorias de 30 derivadores liberados en el Golfo de Tehuantepec y (b) sus períodos de registro.....</p>	7
<p>3 La configuración del modelo ROMS. (a) Forzamiento superficial en forma de abanico, (b) la condición inicial: un océano estratificado y en reposo, (c) la distribución de las capas sigma en la vertical y (d) la forma de la función (temporal) que modula la intensidad del viento.....</p>	12
<p>4 Trayectorias de derivadores superficiales en el GOTEH bajo condiciones de vientos Tehuanos. (a) un dipolo trazado por una serie de derivadores, (b) la transferencia de derivadores de la parte ciclónica a la parte anticiclónica del dipolo, (c) atrapamiento efectivo de derivadores en el interior del vórtice anticiclónico y (d) la interacción con otro remolino anticiclónico generado en el Golfo de Tehuantepec, cuya periferia es trazada por un derivador. La barra de colores indica la rapidez de desplazamiento de los derivadores ($m s^{-1}$). Los polígonos trazan el remolino anticiclónico identificado a partir del campo geostrófico (diario) correspondiente al período indicado.....</p>	14
<p>5 Campos de viento (vectores negros), corriente geostrófica (vectores grises) y bombeo de Ekman (W_{tot}; escala rojo-azul) promediados cada cuatro días para un período de 24 días, cubriendo etapas de desarrollo y erosión del primer dipolo trazado principalmente por derivadores superficiales. Las elipses de variabilidad se calcularon a partir de la desviación estándar de los componentes de velocidad del viento. (a) Los puntos (negros) indican las posiciones iniciales de los derivadores; la mayoría inicializa el 26 de junio. (b) Desarrollo de dipolos bajo condiciones de viento de Tehuano. (c-d) La parte ciclónica del dipolo se erosiona. (e-f) El remolino anticiclónico se fortalece. (g) Rapidez del viento a lo largo de una sección zonal del GOTEH ($\sim 94-95^\circ O$, $15^\circ N$). Los eventos de viento Tehuano se muestran con áreas sombreadas y las líneas punteadas verticales indican los períodos correspondientes a los paneles (a-f). Las líneas en colores indican trayectorias de derivadores ($m s^{-1}$)...</p>	20
<p>6 Campos de viento (vectores negros), corriente geostrófica (vectores grises) y bombeo de Ekman (W_{tot}; escala rojo-azul) promediados cada cuatro días para un período de 24 días, cubriendo etapas de desarrollo y propagación del segundo dipolo. Las elipses de variabilidad se calcularon a partir de la desviación estándar de los componentes de velocidad del viento. (a-b) Bajo condiciones Tehuano, el remolino anticiclónico se desarrolla ($\sim 96^\circ O$, $\sim 15^\circ N$); mientras que, el ciclónico se mantiene sobre la parte oeste del golfo. (c) El dipolo se desarrolla completamente y un derivador traza su estructura. (d-f) Los vórtices se fortalecen y se propagan. (g)</p>	

	La rapidez del viento sobre una sección zonal del GOTEH (~94-95° O, 15° N). Los eventos de viento Tehuano se muestran con áreas sombreadas y las líneas punteadas verticales indican los períodos correspondientes a los paneles (a-f). Las líneas en colores indican trayectorias de derivadores (m s ⁻¹)	21
7	Campos de viento (vectores negros), corriente geostrófica (vectores grises) y bombeo de Ekman (W_{tot} ; escala rojo-azul) promediados cada cuatro días para un periodo de 24 días, cubriendo etapas de desarrollo y propagación del tercer dipolo. Las elipses de variabilidad se calcularon a partir de la desviación estándar de los componentes de velocidad del viento. (a) El dipolo se desarrolla en la etapa de máxima intensidad del viento. (b-c) Los vientos Tehuano son persistentes y el dipolo se fortalece. (d) Durante un periodo (corto) de vientos débiles, el vórtice ciclónico domina la circulación del GOTEH. (e) el viento se reintensifica y la estructura del vórtice ciclónico desaparece. (g) La rapidez del viento sobre una sección zonal del GOTEH (~94-95° O, 15° N). Los eventos de viento Tehuano se muestran con áreas sombreadas y las líneas punteadas verticales indican los períodos correspondientes a los paneles (a-f).....	22
8	Propiedades integrales de los vórtices de dipolos. (a-c) Los vórtices anticiclónicos (ciclónicos) son indicados por la letra A (C) seguido por el número del dipolo. El primero dipolo fue identificado por inspección visual a partir de campos de velocidad de derivadores y corrientes geostróficas. El remolino A1 fue detectado por el algoritmo de Nencioli el 5 de junio. Para el segundo y tercer dipolo, la detección fue exitosa para las fechas indicadas. Las propiedades de los vórtices se presentan como: (d-f) energía cinética (EKE), (g-i) vorticidad relativa, (j-l) tamaño, (m-o) rapidez de traslación y (p-r) la rapidez del viento, donde los vientos Tehuano son indicados por las áreas sombreadas. (d-l) Los parámetros están normalizados por el valor máximo registrado para cada variable.....	25
9	Velocidades verticales en el interior de los vórtices del segundo dipolo en condiciones de vientos Tehuano y post-Tehuano. (a-e) La estructura espacial del componente lineal, (f-j) no lineal y (k-o) total del bombeo de Ekman en el interior de los vórtices del dipolo (m d ⁻¹). Los campos geostróficos (viento) se muestran con vectores en gris (negro). Los remolinos fueron normalizados por su radio	27
10	El promedio azimutal para el remolino A2 (C2) evaluado para cada componente del bombeo de Ekman durante tres etapas del viento: (a-b) viento Tehuano, (c-d) periodo de relajación del viento Tehuano y (e-f) post-Tehuano (ver Figura 6). Las barras indican la desviación estándar para W_{tot}	28
11	Bombeo de Ekman global en el interior de remolinos: (a) A1, (b) A2, (c) A3, (d) C2 y (e) C3 calculados a partir de la ecuación 5. (f) La rapidez del viento en la región de máxima intensidad (~94-95° O, 15° N), donde los vientos Tehuano son indicados por las áreas sombreadas. El bombeo de Ekman global para W_{tot} durante los eventos de viento Tehuano son indicados entre paréntesis.....	30
12	Generación y propagación libre y forzado de un dipolo mediante modelación numérica. (a) Estructura del dipolo y su propagación libre; (b) la propagación del dipolo bajo condiciones de vientos Tehuano-idealizados (ver figura 3); la parte ciclónica del dipolo se erosiona y desaparece. Las líneas (negras y blancas) muestran las trayectorias de los vórtices anticiclónicos (A) y ciclónicos (C). Los círculos	

	(rojos/blancos) indican las posiciones de los centros de los vórtices para los días indicados en los paréntesis. (c, d) La evolución de la altura de la superficie libre del mar y (e, f) la temperatura de los vórtices: anticiclónico y ciclónico fueron evaluadas sobre una sección zonal, bajo condiciones de propagación libre. (g-j) Análogamente, la evolución de las propiedades de los vórtices se muestra en condiciones de forzamiento intermitente del viento. Las líneas discontinuas horizontales (g-j) indican las etapas de máxima intensidad del viento (ver figura 3).....	32
13	Propagación del dipolo bajo condiciones de viento realista (modelo numérico). (a) Estructura y posición (puntos en blanco) del dipolo para el día 17, la línea gris indica el recorrido del vórtice ciclónico hasta su disipación en el día 25 (punto rojo), mientras que el remolino anticiclónico se propaga hasta el día 42 (último día de simulación). (b) la parte anticiclónica del dipolo se fortalece, mientras que, la parte ciclónica se erosiona para el día 27. (c, d) La evolución de la altura de la superficie libre del mar y (e, f) la temperatura de los vórtices: anticiclónico y ciclónico fueron evaluadas sobre una sección zonal. (g) Viento promedio en la región de máxima intensidad ($\sim 94-95^\circ$ W, 15° N). Las líneas discontinuas horizontales (c-f) indican las etapas de máxima intensidad del viento mostradas en g.....	33
14	La dispersión absoluta global: zonal (línea sólida) y meridional (línea discontinua) vs. el tiempo (a). Los ejes horizontal y vertical están dadas sobre una escala log-log. Las líneas envolventes indican los límites de confianza al 90%. Los ajustes a la ley de potencia (15) se estiman en el intervalo de 0.25-2.50 y 3-30 días. Los números próximos a las líneas (rojas) indican el exponente (a_1) de la ley de potencia. (b) Número de segmentos utilizados para calcular la dispersión absoluta como una función del tiempo.....	38
15	Como en la figura 14 pero para el período del dipolo. Los ajustes a la ley de potencia (15) se estiman en el intervalo de 0.25-2.50 y 3-20 días.....	38
16	Como en la figura 14 pero para el período del remolino anticiclónico.....	39
17	Evolución temporal del campo de viento y la circulación en el Golfo de Tehuantepec antes y durante el desarrollo del primer dipolo.....	58
18	Evolución temporal del campo de viento y la circulación en el Golfo de Tehuantepec antes y durante el desarrollo del segundo dipolo.....	59
19	Evolución temporal del campo de viento y la circulación en el Golfo de Tehuantepec antes y durante el desarrollo del tercer dipolo.....	60

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Escalas Lagrangianas en el Golfo de Tehuantepec usando dos conjuntos de datos (derivadores con períodos de vida mayor a 10 días): 23 derivadores disponibles para el golfo (global) y 17 derivadores de los 23 que trazaron un dipolo. Cada conjunto de datos está separado en dos etapas: período del dipolo y del remolino anticiclónico.....	35
2	Escalas Lagrangianas en el Golfo de Tehuantepec usando un conjunto de segmentos independientes de 8 días. Las segmentaciones se obtuvieron a partir de derivadores disponibles para el golfo (global) y para los que trazaron al dipolo. La serie de segmentos se dividen dos etapas: período del dipolo y del remolino anticiclónico	36
3	Escalas Lagrangianas en el Golfo de Tehuantepec usando un conjunto de segmentos independientes de 8 días para los vórtices del dipolo.....	36
4	Difusividad para los casos: global, período del dipolo y del remolino anticiclónico calculados con la ecuación (16). Entre paréntesis se presenta la difusividad (media) obtenida a partir de las escalas Lagrangianas.....	39

Capítulo 1. Introducción

1.1. Los vientos Tehuanos

El Golfo de Tehuantepec (GOTEH) es una de las pocas regiones del mundo con influencia de vientos, intensos e intermitentes, capaces de producir un enfriamiento superficial intenso (Stumpf, 1975; Stumpf y Legeckis, 1977), una alta productividad (Robles-Jarero y Lara-Lara, 1993) y bajo ciertas condiciones pueden generar un dipolo; dos vórtices de signo opuesto que podrían fortalecerse y propagarse (Trasviña y Barton, 2008)(figura 1).

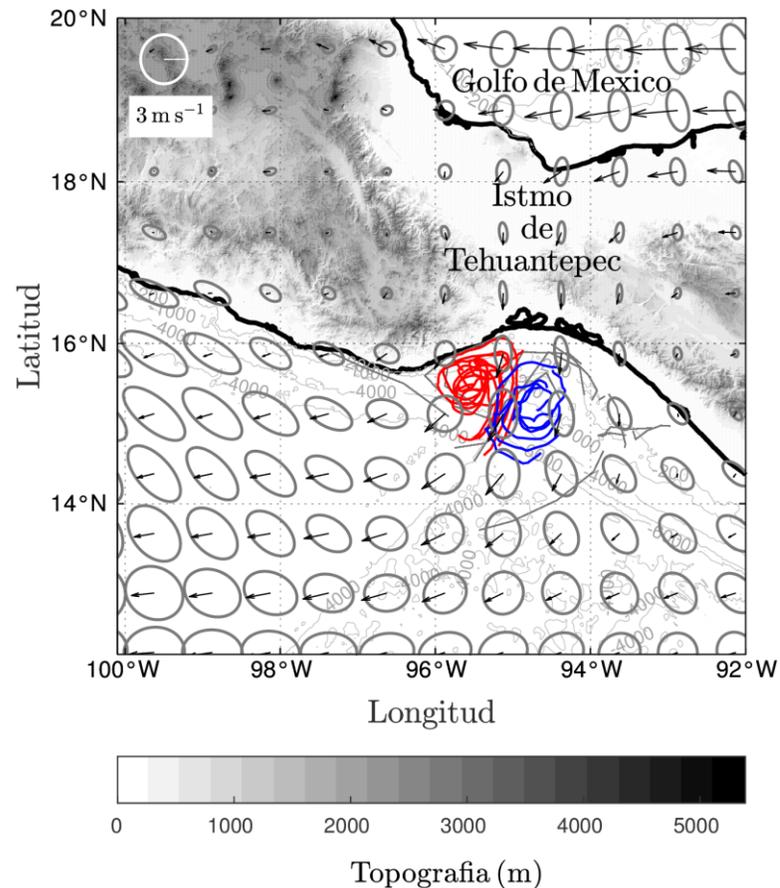


Figura 1. La circulación dipolar trazada por derivadores durante condiciones de vientos Tehuano. Las trayectorias de derivadores en rojo (azul) trazan al remolino anticiclónico (ciclónico). Los vectores muestran el campo medio del viento y las elipses de varianza asociadas para el período de 25-jun a 15-julio del 2000. La escala en gris muestra la orografía de la región (m) obtenida de GEBCO (GEBCO_08 Grid, versión 20100927). Los datos de derivadores fueron obtenidos del experimento Lagrangiana realizado por Trasviña y Barton (2008) y los campos de viento de la base de datos del CCMP.

Los eventos de vientos sucesivos son denominados Tehuanos o Nortes y se presentan a lo largo del año. Estos vientos son más frecuentes e intensos entre otoño-invierno, asociados al paso de frentes fríos que arriban al Golfo de México (GoM) y al del sistema de alta presión que se forma en Norteamérica y se desplaza hacia el GoM. Estas condiciones atmosféricas de escala sinóptica producen un gradiente de presión entre el Golfo de México y el Golfo de Tehuantepec, generando vientos que son bloqueados por la Sierra Madre (altitud ~ 2200 m) pero son canalizados a través de una discontinuidad de la cadena montañosa en el Istmo de Tehuantepec (figura 1), donde los vientos atraviesan y soplan sobre el GOTEH (Romero-Centeno et al., 2003; Steenburgh et al., 1998). En primavera-verano, el gradiente de presión se produce por la expansión del sistema de alta presión de Azores-Bermudas sobre el Golfo de México (Romero-Centeno et al., 2007).

La duración típica de los vientos Tehuanos fluctúa entre 2 a 6 días, tiene una rapidez media de ~ 20 m s^{-1} (máximo 35 m s^{-1}) y períodos de calma de ~ 10 días (Romero-Centeno et al., 2003; Steenburgh et al., 1998). Una vez que el viento atraviesa el Istmo de Tehuantepec, el viento sopla sobre el GOTEH en forma de abanico, donde la máxima magnitud del viento tiende a ubicarse sobre la región central del golfo (Eric D. Barton et al., 1993; Trasiña et al., 1995). La trayectoria del eje del viento sobre el Golfo de Tehuantepec tiene una componente inercial; el viento vira hacia el oeste al alejarse a la costa y tiende hacia el balance geostrófico $\sim 10^\circ$ N (Chelton et al., 2000). Los vientos también presentan trayectorias no inerciales, i.e. vira hacia el este en condiciones de huracanes (Bourassa et al., 1999) o como una etapa de transición, i.e. cuando los vientos Tehuanos se establecen sobre un viento persistente hacia el este.

1.2. Efecto de los vientos sobre la dinámica del Golfo de Tehuantepec

Una de las primeras investigaciones sobre la influencia del viento en el GOTEH fue realizada por Hurd (1929), quien describió el proceso de la generación de los vientos por gradientes de presión, así como su influencia sobre la rugosidad superficial del Golfo de Tehuantepec.

Las observaciones más detalladas sobre el efecto del viento en la dinámica del GOTEH fueron documentados a través de imágenes satelitales. Los vientos producen un enfriamiento superficial intenso (~ -8.0 °C) sobre un área en forma de una “coma”; emerge de la cabeza del golfo y se extiende más allá de 450 km hacia fuera de la costa, revelando la estructura de un remolino anticiclónico al oeste del eje del viento (Stumpf, 1975; Stumpf y Legeckis, 1977).

Las primeras mediciones directas de la respuesta del golfo a los vientos Tehuano fueron realizadas en invierno de 1989. Las observaciones mostraron que los vientos Tehuano inducen una circulación asimétrica en el GOTEH: un remolino anticiclónico grande e intenso se desarrolló en la parte oeste del golfo; mientras que, un remolino ciclónico pequeño y débil se identificó sobre la parte este del golfo, estas estructuras fueron detectadas por un conjunto de observaciones con correntímetros. El vórtice anticiclónico también se identificó en la topografía dinámica de la superficie libre con una anomalía en la elevación de la superficie (>20 cm), mientras que el vórtice ciclónico fue poco visible (Barton et al., 1993; Trasviña et al., 1995). El desarrollo de dipolos también se ha documentado en verano, estos son poco estables y desaparecen en pocos días (Flores-Vidal et al., 2011; Trasviña y Barton, 2008).

La generación de remolinos en el Golfo de Tehuantepec también ha sido asociada a otros mecanismos, como las inestabilidades del flujo medio (Liang et al., 2012; Willett et al., 2006), la propagación de ondas de Kelvin a lo largo de la costa que inestabilizan las corrientes costeras generando remolinos (Zamudio et al., 2006). Sin embargo, el forzamiento del viento de alta frecuencia es posiblemente el principal forzante en la variabilidad costera y de mesosescala (Flores-Vidal et al., 2011), así como en la detonación de dipolos en el Golfo de Tehuantepec (Amador et al., 2006; Flores-Vidal et al., 2011; Liang et al., 2012; Trasviña y Barton, 2008; Willett et al., 2006).

La formación de dipolos en el Golfo de Tehuantepec está asociada a los vientos Tehuanos y al bombeo de Ekman (Amador et al., 2006; Willett et al., 2006). La dinámica fundamental de la circulación bipolar está basada en el bombeo de Ekman, asociado al esfuerzo del viento que produce un transporte de Ekman asimétrico bajo el eje del viento, esto es, una convergencia (divergencia) a la derecha (izquierda) del eje que produce un hundimiento (elevación) de la pycnoclina, y al alcanzar el balance geostrófico genera un remolino anticiclónico (ciclónico) (Willett et al., 2006). Ambos remolinos podrían propagarse; sin embargo, existe poca evidencia respecto a la presencia del remolino ciclónico en el GOTEH basado en observaciones directas, imágenes satelitales y modelación numérica.

La estadística de remolinos en el GOTEH indica que el desarrollo de los vórtices ocurre principalmente en otoño, invierno y primavera (Gonzalez-Silvera et al., 2004a; Müller-Karger y Fuentes-Yaco, 2000). Los remolinos anticiclónicos son más numerosos, pequeños e intensos comparados con los ciclónicos (Müller-Karger y Fuentes-Yaco, 2000). Palacios y Bograd, (2005) reportaron una generación de 2 a 6 (un promedio de 3.5) remolinos anticiclónicos por año. Zamudio et al., (2006) mostraron resultados similares usando datos de altimetría satelital y modelación numérica. En contraste, Gonzalez-Silvera et al., (2004) reportaron 14 vórtices donde la mayoría fueron remolinos ciclónicos, los cuales fueron

identificados con imágenes satelitales durante noviembre de 1998 a marzo de 1999. Sin embargo, algunos vórtices podrían no estar asociados con los vientos Tehuano debido a la región de formación ($<12^\circ$ N). Típicamente, los remolinos tienen radios entre 90 y 250 km, velocidades tangenciales que pueden exceder a 1 m s^{-1} y rapidez de traslación entre 2 y 16 km d^{-1} (Gonzalez-Silvera et al., 2004a; Müller-Karger y Fuentes-Yaco, 2000; Stumpf y Legeckis, 1977; Trasviña y Barton, 2008).

La formación de remolinos ciclónicos durante eventos de vientos Tehuanos podría ser inhibida por algunas características particulares del GOTEH, como los procesos de abordamiento (McCreary et al., 1989), la interacción del vórtice con la plataforma continental (Velázquez-Muñoz et al., 2014) o la presencia de un flujo hacia el polo (siguiendo la costa), cuya particularidad es la presencia de agua poco densa que se extiende sobre la costa este del golfo con una extensión de $\sim 100 \text{ km}$ (Barton, et al., 2009). Sin embargo, bajo ciertas condiciones el remolino ciclónico podría desarrollarse y propagarse. Müller-Karger y Fuentes-Yaco (2000) basándose en imágenes satelitales sugieren que la formación del remolino ciclónico es más probable cuando en condiciones de vientos Tehuanos débiles, se presenta un evento de viento intenso y de corta duración.

La formación de dipolos en el Golfo de Tehuantepec ha sido documentada con simulaciones numéricas bajo condiciones idealizadas (Bañuelos et al., 2011; McCreary et al., 1989); mientras que, las observaciones directas son escasas (Trasviña y Barton, 2008). El efecto de los eventos de vientos Tehuano sobre los dipolos en el GOTEH aún no ha sido analizado con suficiente detalle y pueden jugar un papel importante en la dinámica del golfo. El objetivo principal de esta investigación fue evaluar el efecto de la secuencia de eventos de vientos Tehuano en la formación y la evolución de dipolos en el Golfo de Tehuantepec mediante observaciones y modelación numérica.

La tesis está estructurada en las siguientes secciones principales: 1) la detección de vórtices de dipolos y su evolución en condiciones de vientos Tehuano y no Tehuano, 2) el bombeo de Ekman en el interior de los remolinos, 3) el efecto de los vientos en la estructura de los remolinos: modelación numérica y 4) la dispersión superficial en el interior de un dipolo en condiciones de vientos Tehuano a partir de la estadística de partículas individuales (derivadores superficiales).

1.3. Objetivos

1.3.1. General

- Avanzar en el conocimiento del efecto de los vientos Tehuano en la generación y la propagación de dipolos en el Golfo de Tehuantepec mediante observaciones y modelación numérica.

1.3.2. Particulares

- Analizar la formación y la evolución de dipolos generados y modificados posteriormente por eventos de vientos Tehuano.
- Cuantificar el bombeo de Ekman en el interior de remolinos en condiciones de vientos Tehuano y post-Tehuano en el Golfo de Tehuantepec.
- Analizar la formación y la evolución de dipolos generados y modificados posteriormente por eventos de vientos Tehuano: experimentos numéricos.
- Evaluar la dispersión superficial en el Golfo de Tehuantepec mediante la estadística de partículas individuales: derivadores superficiales.

Capítulo 2. Metodología

2.1. Campos de viento y corrientes superficiales

Los datos de viento fueron obtenidos del Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind Velocity Product for Meteorology and Oceanographic Applications (CCMP) (Atlas et al., 2011). La resolución espacial (temporal) del producto es de $0.25 \times 0.25^\circ$ (6 h). Los campos de corrientes fueron obtenidos de la base de datos GEKCO (Sudre et al., 2013), producto desarrollado en el Centro de Estudios Topográficos del Océano y la Hidrósfera (CTOH, por sus siglas en inglés). El campo de la velocidad superficial incluye las componentes geostróficas y de Ekman. Las componentes geostróficas son derivadas de la altimetría (AVISO) y las corrientes de Ekman fueron estimadas a partir de los datos de viento de Quikscat. La resolución espacial (temporal) del producto es de $0.25 \times 0.25^\circ$ (diario).

2.2. Identificación de Tehuanos

Los vientos Tehuanos soplan sobre el Golfo de Tehuantepec con máxima intensidad en la región central del golfo ($\sim 98^\circ$ O, $\sim 15^\circ$ N). Observaciones de la hidrodinámica costera muestran que los pulsos de viento con rapidez (persistencia) $> 7 \text{ m s}^{-1}$ ($> 2 \text{ d}$) pueden detonar la circulación dipolar (Flores-Vidal et al., 2011). En esta investigación, un Tehuano es definido como viento proveniente del sector norte ($\tau_y > 1.5\tau_x$) con rapidez (duración) $> 6 \text{ m s}^{-1}$ ($> 2 \text{ d}$). Estas características se evaluaron sobre una serie temporal de viento, construido con el valor promedio diario del viento sobre una sección zonal en la región de máxima intensidad de los vientos Tehuanos.

2.3. Derivadores superficiales

Los datos de derivadores superficiales provienen del experimento Lagrangiano realizado por Trasviña y Barton (2008) entre junio-agosto del 2000. El experimento fue diseñado para caracterizar la Corriente Costera de Costa Rica mediante un conjunto de 30 derivadores, anclados a 15 m de profundidad y liberados en el Golfo de Tehuantepec (figura 2). Los datos de la posición fueron adquiridos y procesados

por el Drifting Bouy Data Assembly Center (DAC) siguiendo la metodología descrita por Hansen y Poulain (1996). La señal inercial contenida en la serie de datos fue extraída mediante el filtrado descrito por Sudre et al. (2013); esto es, las posiciones fueron suavizadas sobre una ventana de 72 h, posteriormente la rapidez y la dirección fueron calculadas a partir de dos posiciones consecutivas en intervalos de 6 h.

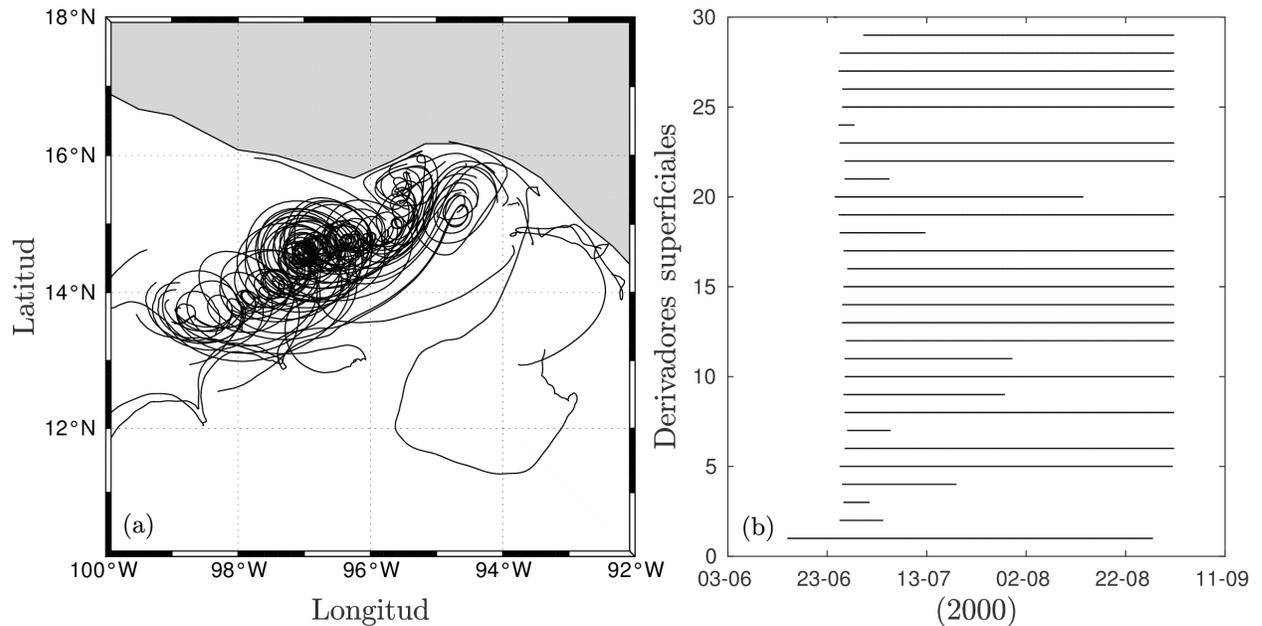


Figura 2. Serie de derivadores superficiales. (a) Trayectorias de 30 derivadores liberados en el Golfo de Tehuantepec y (b) sus períodos de registro.

2.4. Detección de vórtices

Los vórtices fueron identificados sobre los campos de corrientes superficiales obtenidos de GEKCO. Los remolinos fueron identificados mediante un algoritmo desarrollado por Nencioli et al., (2010), método que se basa en las características del campo de velocidad asociados con remolinos de mesoescala (Dickey et al., 2008), tales como la velocidad mínima en la vecindad del centro del remolino y el perfil de la velocidad tangencial; incrementa del centro hacia la periferia casi linealmente hasta alcanzar un máximo y posteriormente decae.

El método de detección de remolinos impone cuatro restricciones sobre la geometría del campo de velocidad: (1) un cambio de signo de la velocidad meridional a lo largo de una sección este-oeste; (2) una inversión de la velocidad zonal sobre una sección norte-sur; (3) un mínimo local de la rapidez en el centro del remolino y (4) un sentido constante de la rotación de los vectores a lo largo de los cuatro

cuadrantes del remolino. El borde del remolino es definido como la función corriente cerrada más externa del centro del remolino. El algoritmo también identifica la trayectoria del remolino. La estructura de los remolinos del dipolo fue analizada a lo largo de sus trayectorias para cuantificar su energía cinética, vorticidad relativa, rapidez de traslación y bombeo de Ekman. Únicamente remolinos con radio >40 km fueron considerados.

2.5. Bombeo de Ekman

El efecto del viento sobre la profundidad de la termoclina puede ser evaluada a través del bombeo de Ekman (W_{tot}). En remolinos de mesoescala, la vorticidad relativa puede llegar a ser del mismo orden de magnitud comparado con el parámetro de Coriolis (f). Para el GOTEH, el número de Rossby ($Ro=\zeta/f$) es de ~ 0.2 (Chang et al., 2012). Cuando Ro no es pequeño, el bombeo de Ekman depende de la vorticidad total (Mahadevan et al., 2008; Stern, 1965). El bombeo de Ekman fue estimado considerando las componentes lineal y no lineal (Gaube et al., 2015),

$$W_{tot} = W_c + W_\zeta \quad (1)$$

$$W_c = \frac{1}{\rho(f + \zeta)} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad (2)$$

$$W_\zeta = \frac{1}{\rho(f + \zeta)^2} \left(\tau_x \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \tau_y \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) \quad (3)$$

donde $\rho = 1020 \text{kgm}^{-3}$ es la densidad del agua superficial, $f = 2\Omega \sin(\phi)$ es el parámetro de Coriolis para la latitud ϕ y Ω la razón de rotación de la Tierra, τ_x (τ_y) es la componente zonal (meridional) del esfuerzo del viento y ζ es la componente vertical de la vorticidad.

El esfuerzo del viento fue estimado a partir de la base de datos de CCMP usando la formulación que incluye la interacción océano-atmósfera,

$$\tau = \rho_a C_D (u_a - u_o) |u_a - u_o| \quad (4)$$

donde $\rho_a = 1.2 \text{kgm}^{-3}$ es la densidad del aire; C_D es el coeficiente de arrastre definido por Ocampo-Torres et al. (2011); u_a es la velocidad del viento promedio (diario) a 10 m; y u_o es la velocidad de la corriente superficial.

La inclusión de las corrientes superficiales en el cálculo del esfuerzo superficial produce variaciones en el flujo de Ekman (convergencia/divergencia) y consecuentemente en el bombeo de Ekman (Martin y Richards, 2001; McGillicuddy, 2015). La interacción entre un campo de viento uniforme y un remolino anticiclónico simétrico, produce un esfuerzo superficial que es intensificado sobre la región donde los campos de velocidad del vórtice y del viento son opuestos; mientras que, el esfuerzo es reducido sobre la región donde los campos de velocidad tienen la misma dirección, el rotacional del esfuerzo del viento resultante induce una divergencia en el centro del remolino anticiclónico (Dewar y Flierl, 1987; Martin y Richards, 2001; McGillicuddy, 2007) y convergencia en el interior de remolinos ciclónicos (Gaube et al., 2015); efecto conocido como el bombeo de Ekman lineal (2). En consecuencia, la componente lineal tiende a atenuar a los vórtices (ciclónicos/anticiclónicos). Recientemente, Li et al. (2014) mostraron que la forma del remolino y la dirección del viento impacta en el bombeo de Ekman en el interior de remolinos anticiclónicos; el bombeo es intensificado cuando el vórtice y el viento están orientados en dirección paralela.

La vorticidad superficial es otro factor que impacta en el bombeo de Ekman. La interacción entre el esfuerzo del viento y el gradiente de vorticidad de la corriente superficial genera un dipolo de hundimiento/levantamiento en el interior de remolinos, efecto conocido como bombeo de Ekman no lineal (W_z). La ubicación de las celdas de levantamiento/hundimiento depende del patrón del viento (McGillicuddy, 2007).

El impacto neto del movimiento vertical en el interior de los remolinos se evaluó utilizando el promedio azimutal de las componentes de bombeo de Ekman. Finalmente, las componentes de bombeo de Ekman se integraron en el interior del vórtice,

$$(W_c, W_\zeta, W_{tot})_{eddy} = \frac{1}{A} \int_A (W_c, W_\zeta, W_t) dA \quad (5)$$

donde A es el área del remolino. El resultado representa el bombeo de Ekman global en el interior del remolino.

El bombeo de Ekman de mesoescala se obtuvo mediante la sustracción de la señal de gran escala a las estimaciones directas del bombeo de Ekman (1). La señal de gran escala del bombeo de Ekman se estimó mediante un filtrado espacial Hanning, usando una escala de longitud de corte de 6° x 6° de longitud y latitud, respectivamente. Parámetros similares se usaron en filtros espaciales para estudiar la variabilidad del transporte de calor meridional inducida por procesos de mesoescala (Zhao et al., 2018) o el bombeo de Ekman asociado a remolinos de mesoescala (Gaube et al., 2015).

2.6. Modelación numérica

El modelo Regional Ocean Modeling System (ROMS) fue configurado para analizar el efecto de los vientos Tehuano sobre la formación y la evolución de dipolos en el Golfo de Tehuantepec.

El ROMS es un modelo de superficie libre, no lineal, tridimensional e hidrostático y de coordenadas sigma. El modelo emplea el método de discretización de diferencias finitas, sobre una malla Arakawa-C, para resolver las ecuaciones primitivas de la dinámica oceánica (Shchepetkin y McWilliams, 2005). Los procesos de mezcla vertical fueron parametrizados con el esquema de capa límite “non-local K-profile” (KPP) (Large et al., 1994).

La configuración del modelo incluyó una malla horizontal regular de ~ 5x5 km de resolución en todo el dominio (Fig. 3a). Para la malla vertical se definieron 40 capas sigma, las cuales se distribuyeron con mayor resolución en la superficie (20 capas entre 0 y 100 m de profundidad) usando los siguientes parámetros de estiramiento: $\Theta_s=6$, $\Theta_b=0$ y $hc=5$. Las fronteras del modelo se definieron abiertas para el este, el sur y el oeste, mientras que para el norte sigue la costa del Golfo de Tehuantepec. La batimetría fue interpolada sobre la malla horizontal a partir de la base de datos GEBCO. La morfología del fondo marino incluye la plataforma continental y parte del talud, la cual fue definida hasta los 1500 m de

profundidad, donde el fondo es plano. Las simulaciones inicializaron con un océano en reposo y una estratificación vertical realista; un perfil de temperatura (salinidad) fue extraída para el GOTEH a partir de la base de datos de World Ocean Atlas (WOA) para el mes de julio, cuya estructura térmica superficial se muestra en la figura 3b.

El forzamiento superficial consiste en un viento con estructura en abanico; la rapidez máxima del viento fue de $\sim 12 \text{ m s}^{-1}$. La intensidad del campo del viento fue modulada temporalmente por una función de la forma $\text{intensidad} = \exp(-(\text{Teh})^4)$ donde Teh corresponde a la duración del viento ($-4 < \text{Teh} < 4$). La función fue modificada de tal forma que la intensidad del viento fuera suficiente para generar un dipolo. Una vez generado el dipolo, el viento es inexistente; el dipolo se propaga libremente. Para el caso de la inclusión de forzamiento del viento sobre los vórtices, la función “intensidad” se define en la serie temporal con la que el campo de viento se multiplica, esto es, centrado en los días 19 y 29, como se muestra en la figura 3d.

Finalmente, el efecto de vientos con alta variabilidad espaciotemporal sobre los vórtices fue evaluado. Los datos de viento de alta resolución: espacial ($\sim 3 \text{ km}$) y temporal (horarios) fueron obtenidos de la base de datos obtenidos por Larrañaga-Fu (2018) mediante modelación numérica. El campo de viento captura eventos de viento Tehuano en el Golfo de Tehuantepec, resultados que fueron consistentes con los vientos obtenidos de una boya instalada a 20 km fuera de la costa del GOTEH. A partir de esta base de datos, el modelo ROMS fue forzado con datos de viento cada 6 h e interpolados espacialmente sobre la malla del modelo. Para este experimento, el modelo inicializa con el dipolo desarrollado, es decir, a partir de la salida del modelo con forzamiento idealizado.

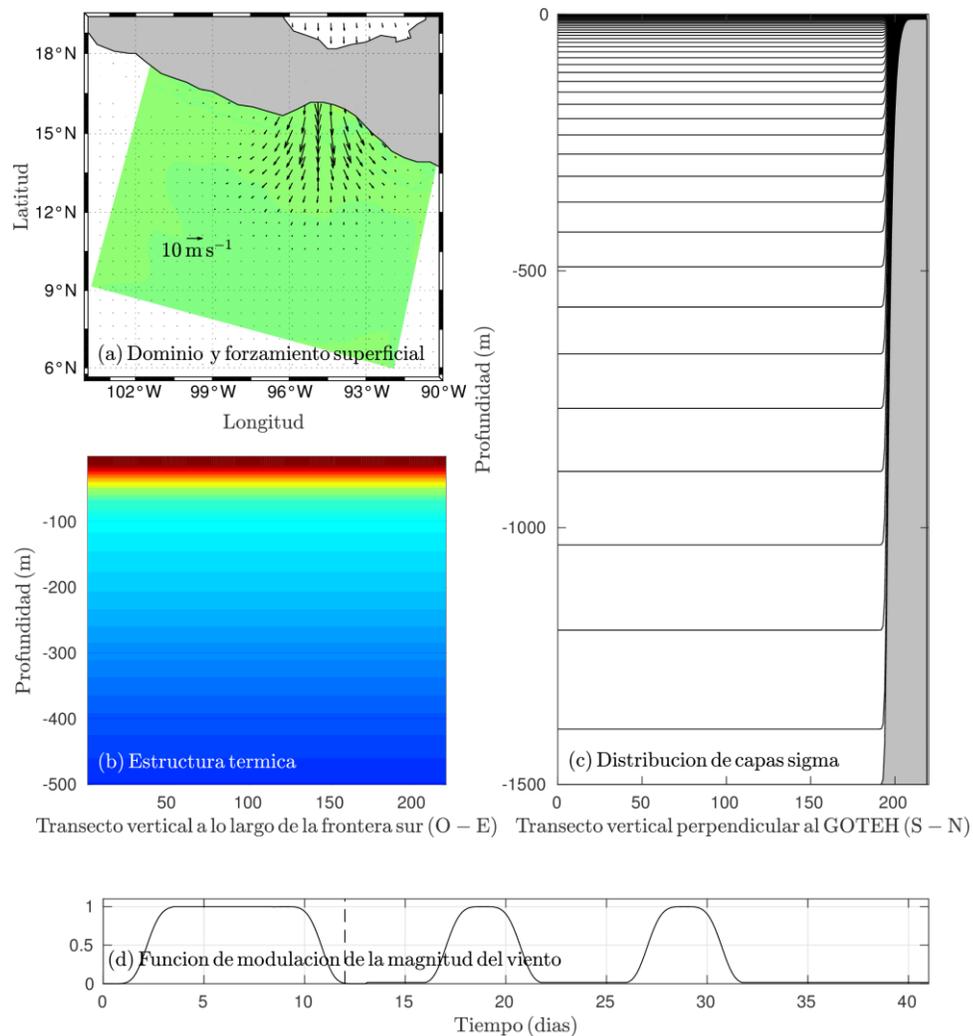


Figura 3. La configuración del modelo ROMS. (a) Forzamiento superficial en forma de abanico, (b) la condición inicial: un océano estratificado y en reposo, (c) la distribución de las capas sigma en la vertical y (d) la forma de la función (temporal) que modula la intensidad del viento.

2.7. Dispersión superficial

El estudio de la dispersión de trazadores (partículas o sustancias) inmersos en flujos turbulentos resulta elemental para entender y predecir el destino de las propiedades físicas, químicas y biológicas en el océano y la atmósfera. La dispersión es un proceso complejo debido a la amplia variedad de escalas espaciotemporales involucradas en la dinámica de flujos geofísicos turbulentos (Zavala Sansón, 2015). La dispersión en el océano y la atmósfera ha sido estudiada mediante la liberación de cuerpos de deriva (globos meteorológicos, derivadores superficiales) o sustancias que son advectadas por el flujo en el que

están inmersos (LaCasce, 2008). Las propiedades de la dispersión son obtenidas a partir de estadísticas de la distribución de los cuerpos de deriva obtenidas por uno o varios experimentos, que generalmente son realizados sobre diferentes períodos. Esto permite obtener una estadística global de la dispersión (Poulain y Niiler, 2002; Sansón et al., 2018), sobre escalas estacionales (Zavala Sansón, 2015) o sobre regiones con dinámica particular (Lumpkin y Flament, 2001). Algunas métricas para el estudio de la dispersión son: la estadística de partículas individuales, y la estadística de pares de partículas (Poulain y Niiler, 2002; Zavala Sansón, 2015).

En este trabajo se analizó la estadística de una partícula: escalas temporal y espacial Lagrangiana, dispersión absoluta y la difusividad en el interior de un dipolo en el Golfo de Tehuantepec en condiciones de vientos Tehuano. Las escalas Lagrangianas espacial y temporal del flujo turbulento son medidas con la función de autocovarianza de las velocidades residuales para cada derivador (Taylor, 1922); escalas sobre las cuales los derivadores aún contienen información sobre su trayectoria pasada. Posteriormente se estimó la dispersión absoluta, como una medida representativa de la separación cuadrática de un derivador con respecto a su posición inicial. Finalmente, se calculó la difusión absoluta como un parámetro que indica que tan rápido los derivadores son dispersados.

Existen dos etapas importantes en la distribución de los derivadores superficiales en el GOTEH en condiciones de vientos Tehuanos. En la primera etapa, durante un período de tres semanas, los derivadores describen la estructura de un dipolo (figuras 1, 4a); posteriormente, la parte ciclónica del dipolo se erosiona y los derivadores que lo trazaron se transfieren a la parte anticiclónica del dipolo (figura 4b). En la segunda etapa, la parte anticiclónica del dipolo se fortalece y atrapa efectivamente los derivadores que lo contienen durante un periodo de ~5 semanas, como esquemáticamente se muestra en la figura 4c-d. Durante el período de vida de los derivadores (~8 semanas), los eventos de vientos Tehuano se presentan, como lo documentaron Trasviña y Barton (2008). La dispersión superficial se analizó en las dos etapas descritas previamente. En la sección de resultados, la primera y la segunda etapa se denominan períodos del dipolo y del remolino anticiclónico, respectivamente.

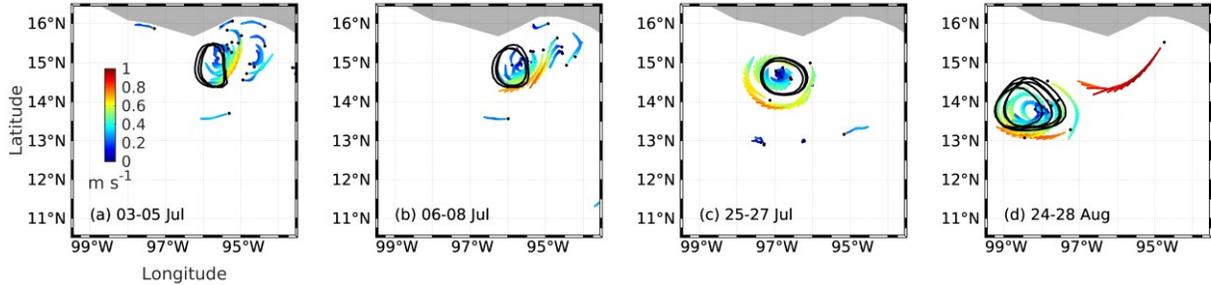


Figura 4. Trayectorias de derivadores superficiales en el GOTEH bajo condiciones de vientos Tehuanos. (a) un dipolo trazado por una serie de derivadores, (b) la transferencia de derivadores de la parte ciclónica a la parte anticiclónica del dipolo, (c) atrapamiento efectivo de derivadores en el interior del vórtice anticiclónico y (d) la interacción con otro remolino anticiclónico generado en el Golfo de Tehuantepec, cuya periferia es trazada por un derivador. La barra de colores indica la rapidez de desplazamiento de los derivadores (m s^{-1}). Los polígonos trazan el remolino anticiclónico identificado a partir del campo geostrófico (diario) correspondiente al período indicado.

2.7.1. Escalas Lagrangianas

Las escalas Lagrangianas se estiman para cada trayectoria de los derivadores advectadas por el flujo residual. El flujo residual fue obtenido mediante la sustracción de un flujo medio Lagrangiano (Poulain y Niiler, 2002; Zavala Sansón, 2015),

$$u_i^{l(t)} = u_i(t) - \frac{1}{T} \int_0^T u_i(t) dt, \quad (6)$$

donde u_i son las componentes horizontales de la velocidad, zonal ($i=1$) y meridional ($i=2$); t es el tiempo y T es el periodo sobre el cual se obtiene el promedio, usualmente corresponde al tiempo de vida de los derivadores. Otra forma de obtener el flujo medio es mediante la sustracción del promedio Euleriano estimado a partir de una serie de datos de derivadores sobre un área geográfica predefinida. Por ejemplo, a partir de 30 mediciones de derivadores sobre un área de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (Sansón et al., 2018). Sin embargo, el número de mediciones de derivadores frecuentemente es limitado para una región dada y la definición del área a promediar también están sujetas a incertidumbres (LaCasce, 2008).

La “memoria” de un derivador está contenida en la función de autocovarianza definida como,

$$R_{ii}(\tau, t_0, \vec{x}_0) = \frac{1}{T} \int_{t_0}^T u_i'(t, \vec{x}_0) u_i'(t + \tau, \vec{x}_0) dt \quad (7)$$

donde t es el tiempo, t_0 y \vec{x}_0 son el tiempo y la posición inicial, τ es el desfase en el tiempo de dos posiciones consecutivos (6 h). Siguiendo la teoría de Taylor (1922), los flujos son supuestos como estacionarios, homogéneos y sin fronteras. En consecuencia, la función de autocovarianza no depende de la posición ni del tiempo. Por lo tanto, la varianza de la velocidad residual es la función de autocovarianza con desfase igual a cero,

$$R_{ii}(0) = \frac{1}{T} \int_0^T u_i'^2(t) dt = R_{ii0} \quad (8)$$

El período de integración debe ser apropiado para considerar aquellos derivadores con autocovarianzas “grandes” y además obtener una velocidad Lagrangiana media representativa definida en (6). Para este análisis se consideró $T=45$ días. Para derivadores con períodos de vida menores a 45 días, el período de integración corresponde a la longitud de registro del derivador.

La escala temporal es definida como,

$$T_i^k = \frac{1}{R_{ii0}} \lim_{n \rightarrow \infty} \int_0^t R_{ii}(\tau) d\tau \quad (9)$$

La escala corresponde al período en la que la velocidad del derivador está bien autocorrelacionada y es interpretada como el periodo en la cual la partícula “recuerda” su trayectoria. El límite superior de la integral (9) corresponde a $t=t_z$, donde la función de autocorrelación cruza por primera vez el cero (Poulain y Niiler 2002; Zavala Sansón, 2015).

La escala de longitud Lagrangiana se define como,

$$L_i^k = R_{ii0}^{1/2} T_i^k \quad (10)$$

y la escala de difusividad como,

$$K_i^k = \frac{(L_i^k)^2}{T_i^k} = R_{iio} T_i^k \quad (11)$$

Las escalas Lagrangianas medias son calculadas a partir del conjunto de los 23 derivadores,

$$(\overline{T}_i, \overline{L}_i, \overline{K}_i) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (T_i^k, L_i^k, K_i^k) \quad (12)$$

Para incrementar el número de grados de libertad se consideran subdivisiones en las trayectorias de los derivadores separados por 8 días, período que resulta razonable dado que las escalas temporales son de ~2.5 días (Tabla 1), esto es, los derivadores pueden considerarse independientes. Un total de 148 segmentos fueron obtenidos, a partir de estos segmentos se calcularon las escalas Lagrangianas (Tabla 2).

2.7.2. Dispersión y difusividad absoluta

La dispersión absoluta es una medida de la separación cuadrática representativa de una partícula con respecto a su posición inicial. La dispersión absoluta es calculada usando los segmentos independientes de 8 días,

$$\overline{A}_i^2(t) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N [x_i^k(t) - x_i^k(t_0)]^2 \quad (13)$$

Donde x_i^k es la posición de la partícula k en dirección i, t_0 es el tiempo en que la partícula es liberada. Para flujos con turbulencia homogénea, estacionaria y sin fronteras, la dispersión absoluta presenta dos regímenes: balístico, donde la dispersión crece proporcional a t^2 para tiempos cortos comparados a la escala temporal Lagrangiana ($t \ll \overline{T}_i$) y para tiempos largos ($t \gg \overline{T}_i$), el régimen es estándar o de caminata aleatoria, donde la dispersión crece linealmente con el tiempo (Taylor, 1922).

La difusión absoluta se define como la evolución temporal de la dispersión,

$$\overline{K}_i(t) = \frac{1}{2} \overline{A}_i^2(t) \quad (14)$$

La difusividad indica que tan rápido los trazadores son dispersados.

2.7.3. Análisis de dispersión

Las propiedades de la dispersión en el Golfo de Tehuantepec se analizan de manera global, i.e., usando todos los datos disponibles (ver figura 2). Posteriormente, la dispersión se analiza en dos etapas importantes: período del dipolo y período del vórtice anticiclónico. El período del dipolo contiene información de las primeras tres semanas de la serie de datos, etapa en que se presenta el dipolo. Posteriormente, los derivadores que trazan a la parte ciclónica del dipolo son transferidos a la parte anticiclónica, como se describió previamente. El período del vórtice anticiclónico comprende las últimas cinco semanas de la serie de datos. Finalmente, se evaluó la dispersión en el interior del dipolo, i.e., únicamente se consideraron los derivadores que trazaron al dipolo; un conjunto de 17 derivadores de los 23 disponibles.

Capítulo 3. Resultados

3.1. El desarrollo de dipolos y su evolución

Los vientos Tehuanos son capaces de modificar la circulación del GOTEH y generar dipolos, proceso que se describe a continuación para tres etapas: pre-, durante y post-Tehuano.

La circulación previa a los eventos de viento en el Golfo de Tehuantepec fue ciclónica, débil y situada sobre la región central y este del golfo. Esta circulación fue favorecida por una circulación anticiclónica, alargada con orientación SO-NE localizada al SE del GOTEH, estructuras que se muestran en la figura 17, la cual se incluyó en la sección de anexos. Bajo estas condiciones, los vientos Tehuano se presentan y fortalecen la circulación ciclónica del golfo. Mientras que, la circulación anticiclónica (con orientación S-N) tiende a desarrollarse en la parte oeste del golfo (figura 5a-b). La dimensión del vórtice ciclónico fue de ~ 50 km de radio, estimado por inspección visual de acuerdo en las trayectorias de derivadores y al campo geostrófico (figura 5b). La duración del vórtice ciclónico fue muy corta (~ 4 días). Durante los períodos de vientos (Tehuano) persistentes, los derivadores que trazaron el remolino ciclónico fueron incorporados a la parte anticiclónica del dipolo (figura 5c-e). Esta erosión del vórtice coincidió con la atenuación del vórtice en el campo geostrófico (figura 5b-c). En contraste, la parte anticiclónica del dipolo fue fortaleciéndose. La distribución y la rapidez de los derivadores indican que el vórtice incrementa en tamaño e intensidad durante su propagación (figura 5c-f). Algunos derivadores alcanzan velocidades de $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$ en la región central del golfo.

El segundo dipolo se desarrolló sobre una circulación ciclónica, aparentemente inducido por dos vórtices anticiclónicos que se ubicaron en ambos extremos del golfo (ver la sección anexos; figura 18). Estos vórtices generaron un flujo sinuoso hacia el este, cuando alcanza el extremo oriental del GOTEH, una parte del flujo penetra hacia el interior del golfo siguiendo la línea de costa y favoreciendo la circulación ciclónica del golfo. Bajo estas condiciones, los vientos Tehuano tienden a establecerse sobre el golfo (figura 6a). Posteriormente, el viento se intensifica y tiende a ser más estable, como lo muestran los campos medios y sus elipses de variabilidad (figura 6b). En esta etapa, el vórtice ciclónico se mantiene sobre la costa este del golfo y se fortalece; mientras que, sobre la parte oeste del GOTEH, la circulación anticiclónica tiende a estructurarse con centro en $\sim 96^\circ \text{ O}$ y $\sim 14.5^\circ \text{ N}$ (figura 6b). El dipolo se desarrolló completamente en la etapa más intensa del viento Tehuano (figura 6c). Los vórtices del dipolo fueron trazados por un derivador que recorrió la periferia del vórtice ciclónico hasta incorporarse al flujo en chorro que se genera

en la región central del golfo y finalmente, trazó la periferia de la parte anticiclónica del dipolo (figura 6c). Una vez desarrollado el dipolo, la estructura se propagó en ausencia de vientos Tehuanos por un período de ~40 días.

El tercer dipolo se desarrolló sobre una circulación anticiclónica que fue favorecida por la presencia de un vórtice ciclónico al SO del GOTEH, la influencia de un evento Tehuano reintensifica al vórtice e inicializa el desarrollo del vórtice ciclónico sobre la costa este del golfo (ver anexos; figura 19). El dipolo es completamente desarrollado en la fase más intensa del viento (figura 7a). Posteriormente, el campo de viento tiende a atenuarse, pero se mantiene persistente; el vórtice anticiclónico se propaga; mientras que, el ciclónico se mantiene sobre la región este del golfo (figura 7b-c). Durante un período corto, el viento se debilita ($\sim 5 \text{ m s}^{-1}$) y el vórtice ciclónico tiende a dominar la circulación del GOTEH, como se muestra en la figura 7d. Un evento Tehuano se desarrolla y aparentemente rompe la estructura del vórtice ciclónico (figura 7e-f).

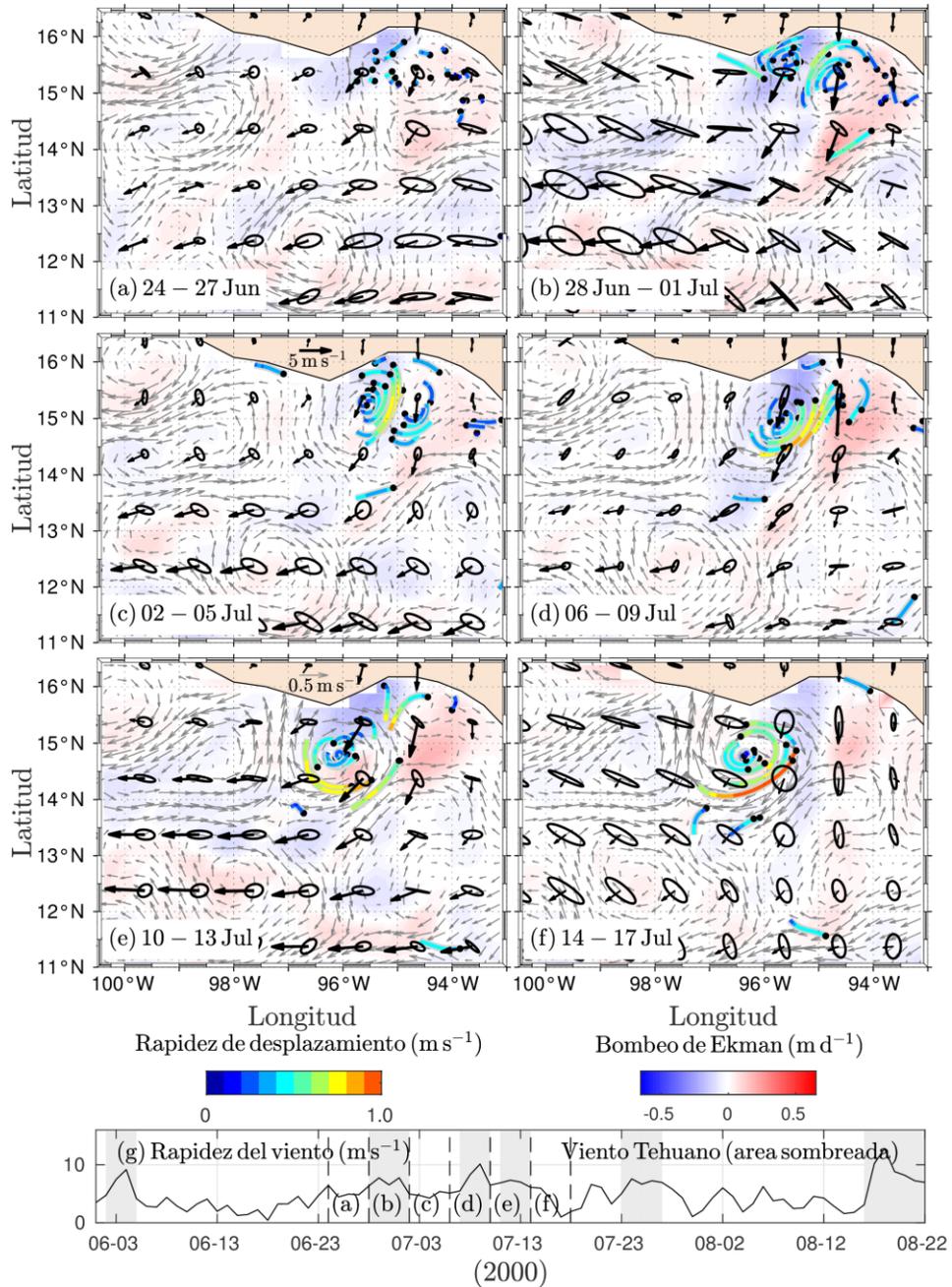


Figura 5. Campos de viento (vectores negros), corriente geostrófica (vectores grises) y bombeo de Ekman (W_{tot} ; escala rojo-azul) promediados cada cuatro días para un periodo de 24 días, cubriendo etapas de desarrollo y erosión del primer dipolo trazado principalmente por derivadores superficiales. Las elipses de variabilidad se calcularon a partir de la desviación estándar de los componentes de velocidad del viento. (a) Los puntos (negros) indican las posiciones iniciales de los derivadores; la mayoría inicializa el 26 de junio. (b) Desarrollo de dipolos bajo condiciones de viento de Tehuano. (c-d) La parte ciclónica del dipolo se erosiona. (e-f) El remolino anticiclónico se fortalece. (g) Rapidez del viento a lo largo de una sección zonal del GOTEH (~94-95° O, 15° N). Los eventos de viento Tehuano se muestran con áreas sombreadas y las líneas punteadas verticales indican los periodos correspondientes a los paneles (a-f). Las líneas en colores indican trayectorias de derivadores ($m s^{-1}$).

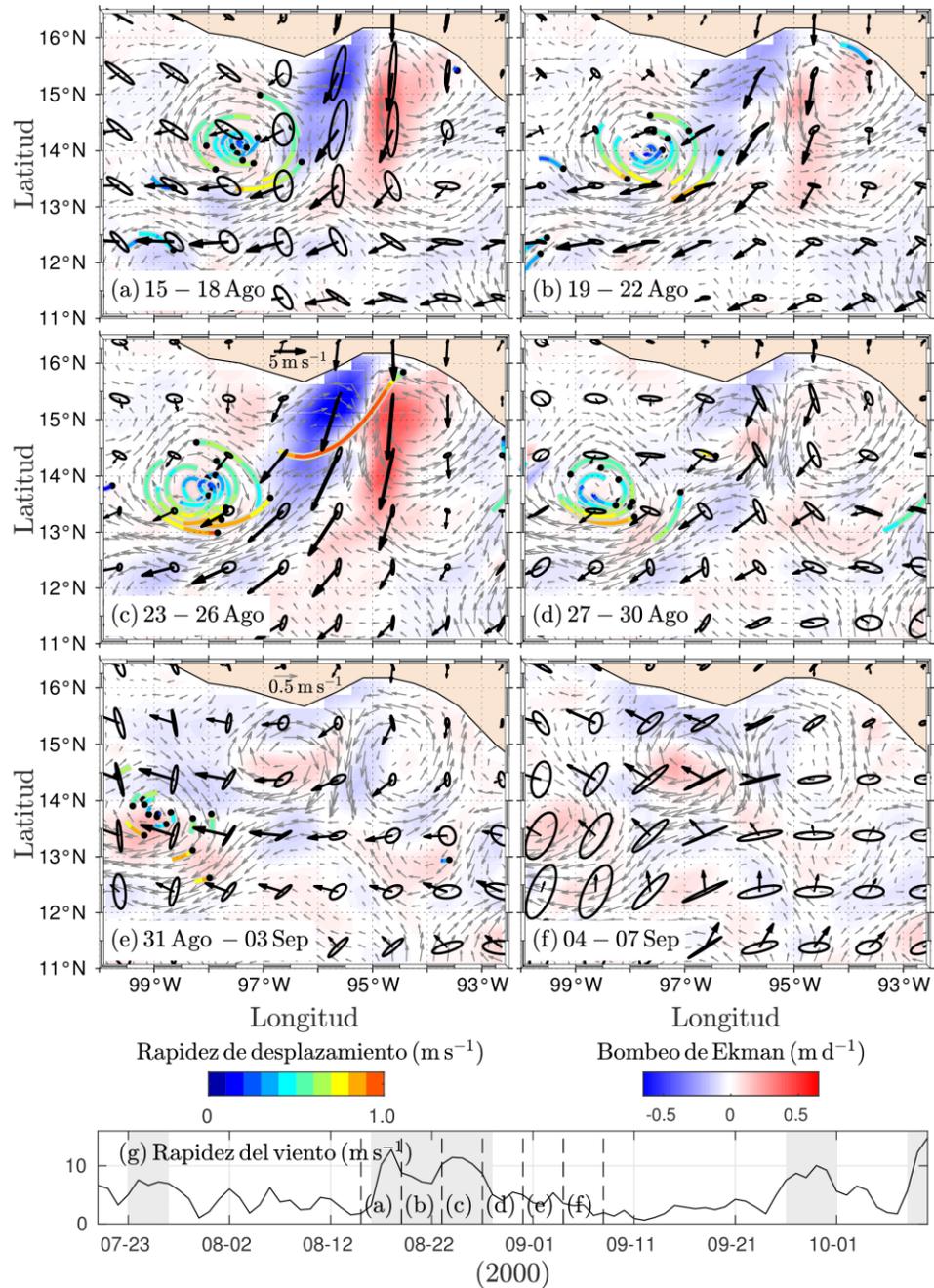


Figura 6. Campos de viento (vectores negros), corriente geostrófica (vectores grises) y bombeo de Ekman (W_{tot} ; escala rojo-azul) promediados cada cuatro días para un periodo de 24 días, cubriendo etapas de desarrollo y propagación del segundo dipolo. Las elipses de variabilidad se calcularon a partir de la desviación estándar de los componentes de velocidad del viento. (a-b) Bajo condiciones Tehuano, el remolino anticiclónico se desarrolla ($\sim 96^\circ\text{O}$, $\sim 15^\circ\text{N}$); mientras que, el ciclónico se mantiene sobre la parte oeste del golfo. (c) El dipolo se desarrolla completamente y un derivador traza su estructura. (d-f) Los vórtices se fortalecen y se propagan. (g) La rapidez del viento sobre una sección zonal del GOTEH ($\sim 94\text{-}95^\circ\text{O}$, 15°N). Los eventos de viento Tehuano se muestran con áreas sombreadas y las líneas punteadas verticales indican los periodos correspondientes a los paneles (a-f). Las líneas en colores indican trayectorias de derivadores (m s^{-1}).

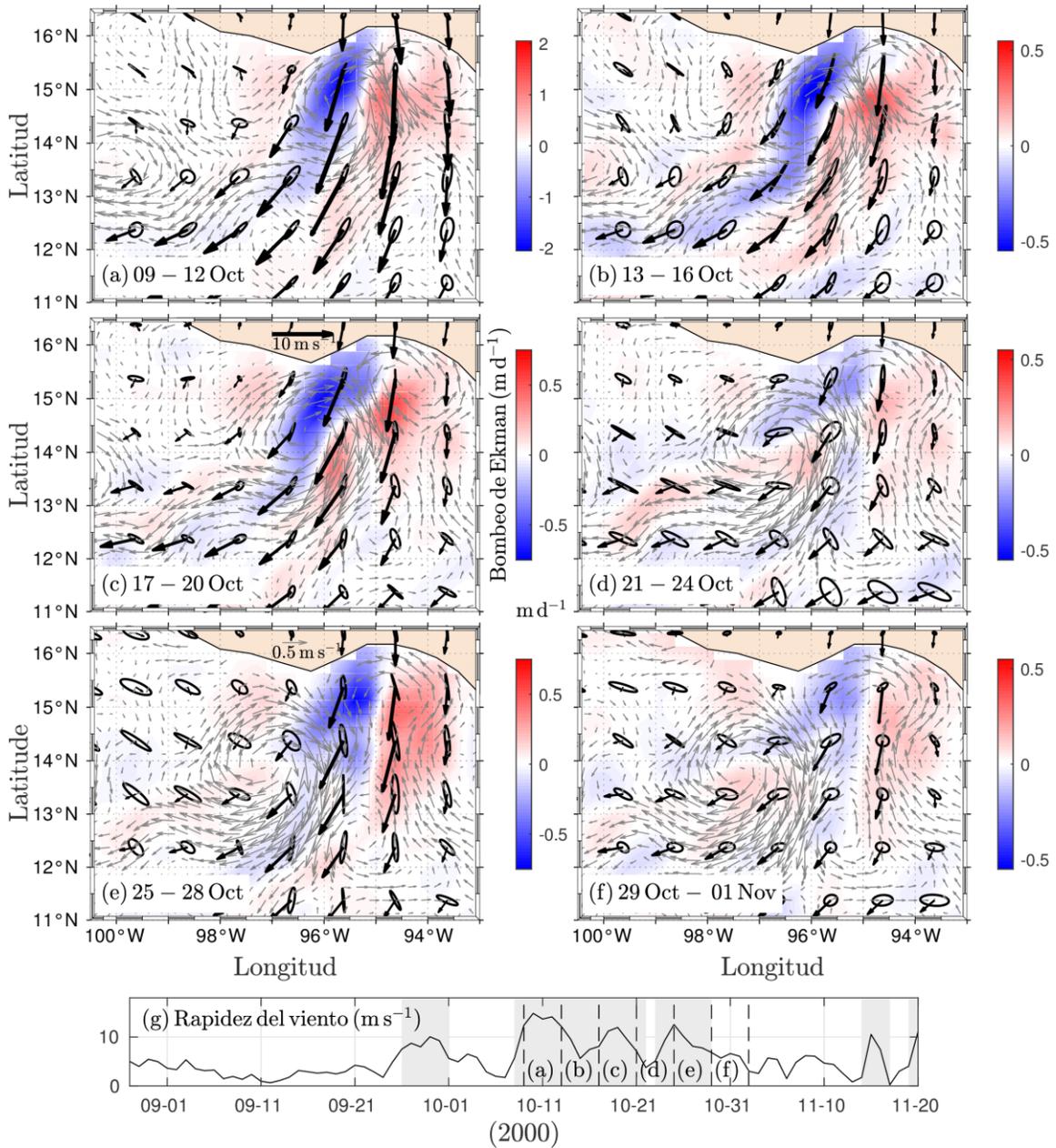


Figura 7. Campos de viento (vectores negros), corriente geostrófica (vectores grises) y bombeo de Ekman (W_{tot} ; escala rojo-azul) promediados cada cuatro días para un periodo de 24 días, cubriendo etapas de desarrollo y propagación del tercer dipolo. Las elipses de variabilidad se calcularon a partir de la desviación estándar de los componentes de velocidad del viento. (a) El dipolo se desarrolla en la etapa de máxima intensidad del viento. (b-c) Los vientos Tehuano son persistentes y el dipolo se fortalece. (d) Durante un periodo (corto) de vientos débiles, el vórtice ciclónico domina la circulación del GOTEH. (e) el viento se reintensifica y la estructura del vórtice ciclónico desaparece. (g) La rapidez del viento sobre una sección zonal del GOTEH ($\sim 94-95^\circ \text{O}$, 15°N). Los eventos de viento Tehuano se muestran con áreas sombreadas y las líneas punteadas verticales indican los periodos correspondientes a los paneles (a-f).

3.2. Característica de remolinos

Las propiedades de los vórtices de dipolos, i.e., remolino anticiclónico A1 y ciclónico C1 para el primer dipolo y así sucesivamente, son descritos en términos de la evolución de parámetros integrales, como la energía cinética, vorticidad relativa y tamaño (radio del vórtice). La intensidad del remolino fue evaluada por la energía cinética y la vorticidad relativa. Los parámetros fueron normalizados por los valores máximos registrados para cada parámetro.

El primer dipolo fue detectado por inspección visual como se describió previamente (sección 3.1). Únicamente el remolino anticiclónico fue detectado alrededor del 5 de julio (figura 8a). El remolino A1 se fortaleció en las primeras etapas de su desarrollo, cuando se presentaron dos eventos de vientos Tehuano. En su traslación hacia fuera de la costa, la energía cinética del remolino decrece ligeramente alrededor del 10 de agosto (figura 8d). El segundo dipolo se desarrolla durante un evento de viento Tehuano persistente (~12 días), que mostró una distribución bimodal en la rapidez de viento con un valor mínimo ~23 agosto (figura 8q). En la etapa de re-intensificación del viento se desarrolla la parte anticiclónica del dipolo (figura 8b). Ambos vórtices se fortalecieron bajo condiciones de vientos Tehuano como se muestra en la energía cinética (figura 8e). Una vez que los vientos cesan, los vórtices del dipolo se propagan; inicialmente ambos vórtices se desplazan hacia el oeste. Posteriormente, el anticiclónico hacia el suroeste y el ciclónico hacia el oeste. Sin embargo, el remolino ciclónico se atenúa hasta desaparecer debido a su interacción con la costa oeste del golfo; mientras el anticiclónico se propaga libremente.

El tercer dipolo se desarrolló a partir de la presencia de un remolino anticiclónico en el GOTEH, el cual se propagó hacia el SO (figura 8c). El remolino ciclónico fue inestable, la estructura frecuentemente se deformó durante las etapas de re-intensificación de los vientos y se re-estructuraba durante los períodos de relajación. Para capturar las propiedades del remolino en periodos de “no detección”; a partir de la posición del centro del remolino, usamos una interpolación lineal para completar la serie de seguimiento del vórtice C3, definiendo un radio de 50 km (radio promedio del vórtice). El remolino A3 evolucionó en condiciones de vientos más intensos y sus propiedades de energía cinética (figura 8f), vorticidad (figura 8i) y tamaño (figura 8l) fueron consistentemente mayores comparados a los anticiclones descritos previamente.

En general, la rapidez de traslación varió entre 2 y 15 km d⁻¹. La rapidez de propagación del remolino anticiclónico fue más intensa en condiciones de vientos Tehuano. Por ejemplo, la rapidez de traslación del remolino A1 incrementó de 8 a 13 km d⁻¹ (figura 8m). Un patrón similar se observó para el

remolino A3 (figura 8o). Mientras que, la rapidez de traslación de los remolinos ciclónicos es restringida; cuando los vientos Tehuano se presentan el vórtice se confina sobre la costa este del golfo, como lo muestran las trayectorias de los remolinos C2 (figura 8b) y C3 (figura 8b). En el caso del vórtice C2, una vez que el viento cesa, el remolino se propaga y su rapidez de traslación incrementa de ~ 2 a ~ 12 km d⁻¹.

3.3. Bombeo de Ekman en el interior de los remolinos

En general, la estructura de un dipolo en el bombeo de Ekman es el rasgo característico del efecto de los vientos Tehuano sobre el GOTEH; una zona de hundimiento (levantamiento) de la termoclina se establece en la parte oeste (este) del golfo, donde las velocidades verticales pueden alcanzar una magnitud de ~ -2.0 (~ 1.0) m d⁻¹, como se muestra en la figura 7a. En estas condiciones se puede desarrollar un dipolo con el vórtice anticiclónico (ciclónico) en la región oeste (este) del golfo.

La estructura espacial de las componentes lineal y no lineal del bombeo de Ekman fue evaluada para los vórtices del segundo dipolo a manera de ilustrar la interacción entre el viento y el remolino. Para este dipolo, el vórtice ciclónico fue más longevo comparado con los otros vórtices ciclónicos. También se evaluó la importancia relativa de las componentes del bombeo de Ekman total en tres etapas: bajo condiciones de vientos Tehuano, durante el período de relajación de los vientos y para la etapa post-Tehuano.

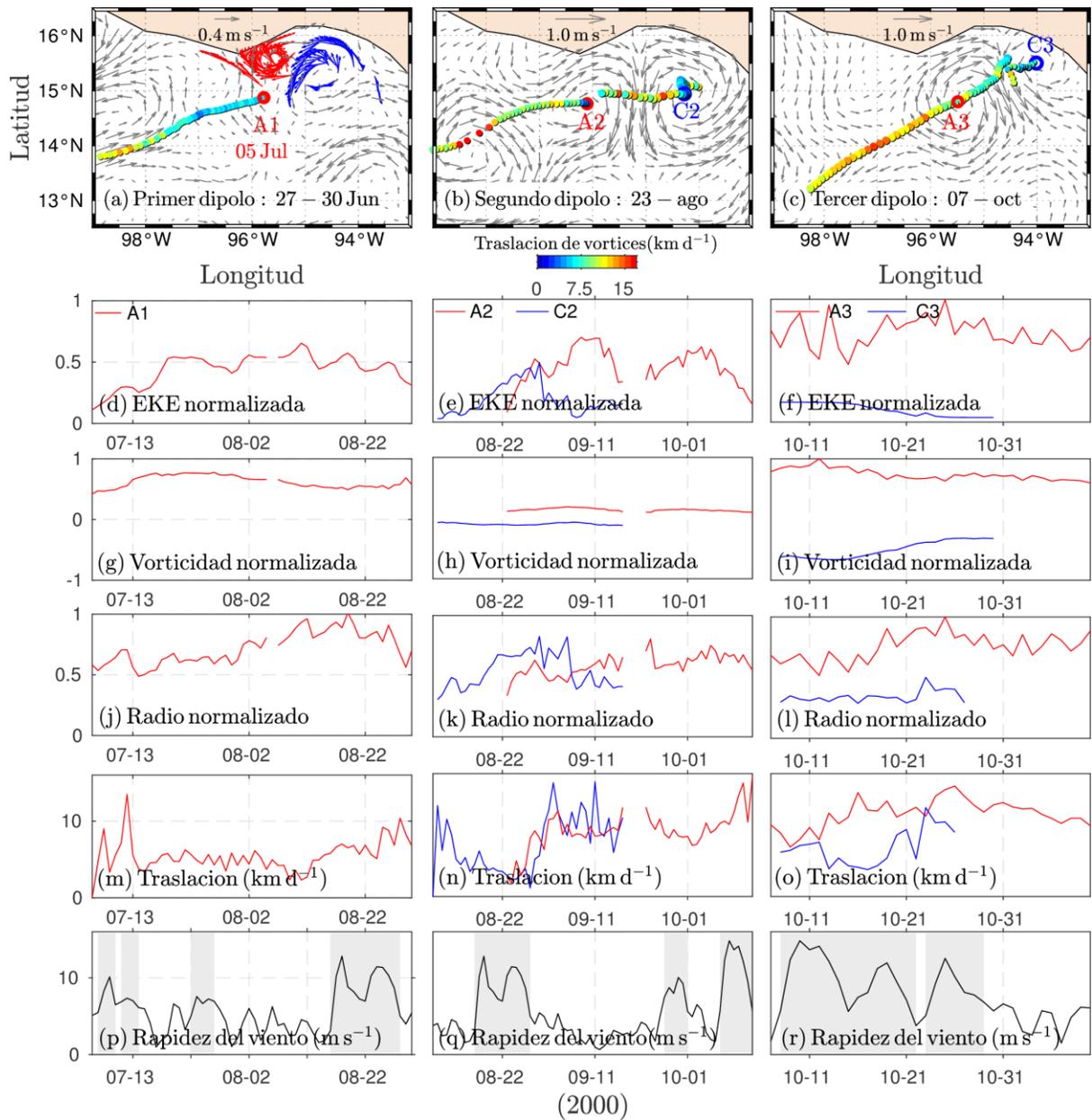


Figura 8. Propiedades integrales de los vórtices de dipolos. (a-c) Los vórtices anticiclónicos (cyclónicos) son indicados por la letra A (C) seguido por el número del dipolo. El primero dipolo fue identificado por inspección visual a partir de campos de velocidad de derivadores y corrientes geostróficas. El remolino A1 fue detectado por el algoritmo de Nencioli el 5 de junio. Para el segundo y tercer dipolo, la detección fue exitosa para las fechas indicadas. Las propiedades de los vórtices se presentan como: (d-f) energía cinética (EKE), (g-i) vorticidad relativa, (j-l) tamaño, (m-o) rapidez de traslación y (p-r) la rapidez del viento, donde los vientos Tehuano son indicados por las áreas sombreadas. (d-l) Los parámetros están normalizados por el valor máximo registrado para cada variable.

La componente lineal del bombeo de Ekman produce un hundimiento que predomina en la etapa de vientos Tehuano (figura 9a-b) y cuando el viento cesa, el levantamiento es predominante para el remolino anticiclónico (figura 9c-e). Este patrón fue opuesto para el remolino ciclónico; el levantamiento (hundimiento) fue predominante en condiciones de vientos Tehuano (post-Tehuano). Bajo la influencia de vientos Tehuano, la componente no lineal mostró una estructura bimodal en el interior del remolino anticiclónico, donde la zona de hundimiento fue localizada en la región norte del vórtice (figura 9f-g). En el período post-Tehuano, la estructura bimodal persistió, pero fue de menor magnitud (figura 9h-j). Para el vórtice ciclónico, la estructura espacial no mostro un patrón definido. En general, el levantamiento fue localizado sobre la región este del remolino con mayor intensidad durante el período de vientos Tehuano (figura 9f-g). La estructura y la magnitud de las componentes del bombeo de Ekman indican que la componente lineal es el principal factor para el bombeo de Ekman total (figura 9k-o).

Para evaluar el impacto neto de las velocidades verticales en el interior de los vórtices, se calculó un promedio azimutal para cada componente del bombeo de Ekman para tres etapas: bajo condiciones de vientos Tehuano (figura 10a-b), durante el período de relajación del viento (figura 10c-d) y post-Tehuano (figura 10e-f; ver figura 6). Los resultados muestran que las máximas velocidades verticales se localizaron en el núcleo del remolino y que la componente lineal dominó en el bombeo de Ekman total. También se observó un cambio de signo en la velocidad vertical en el interior del remolino anticiclónico; el flujo vertical cambia de negativo (hundimiento) a positivo (levantamiento), esto ocurre entre el período de vientos Tehuano hacia la etapa post-Tehuano. Un patrón similar se observó en el interior del remolino ciclónico; el flujo vertical cambia de positivo (condiciones Tehuano) a negativo (post-Tehuano).

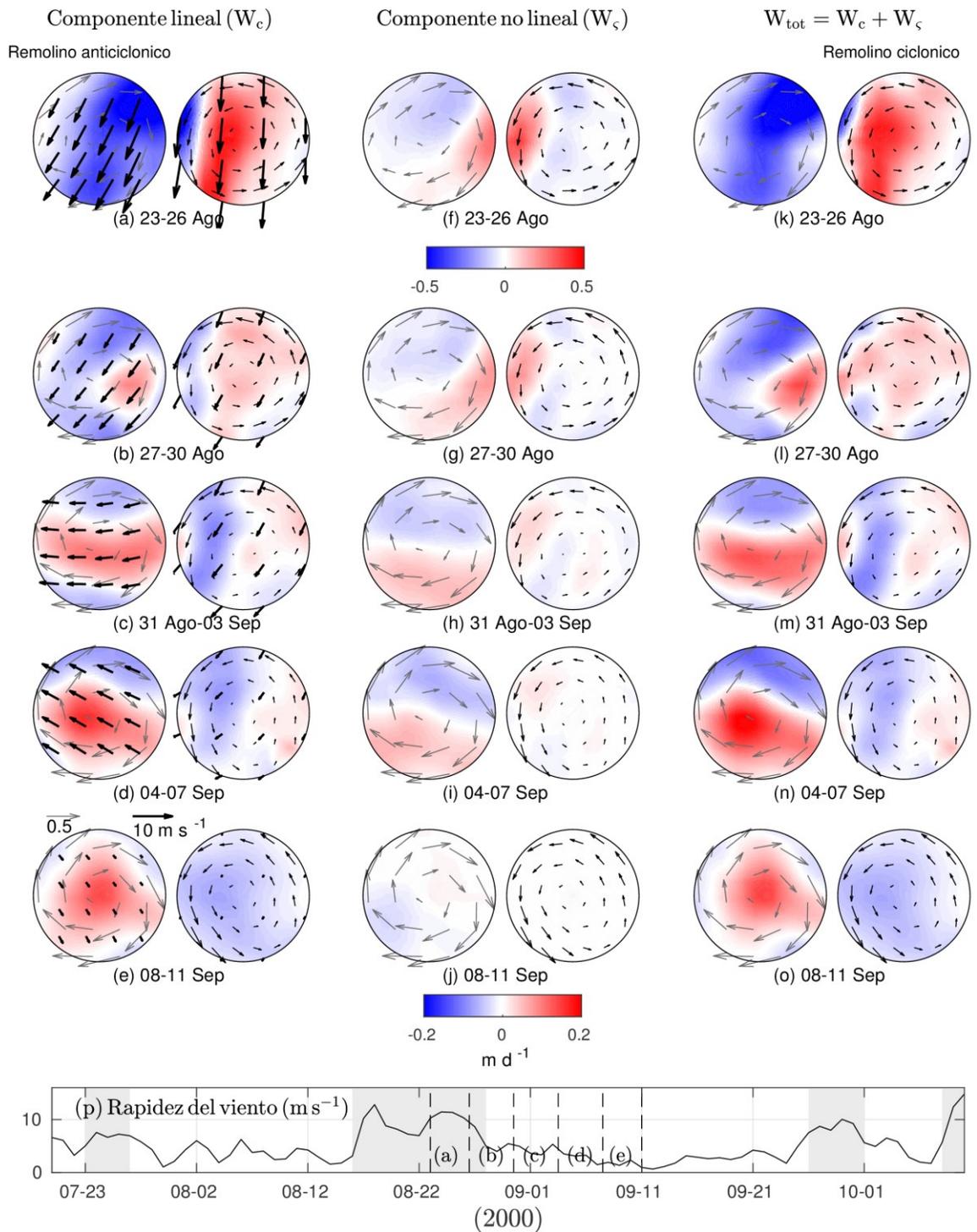


Figura 9. Velocidades verticales en el interior de los vórtices del segundo dipolo en condiciones de vientos Tehuano y post-Tehuano. (a-e) La estructura espacial del componente lineal, (f-j) no lineal y (k-o) total del bombeo de Ekman en el interior de los vórtices del dipolo ($m d^{-1}$). Los campos geostroáficos (viento) se muestran con vectores en gris (negro). Los remolinos fueron normalizados por su radio.

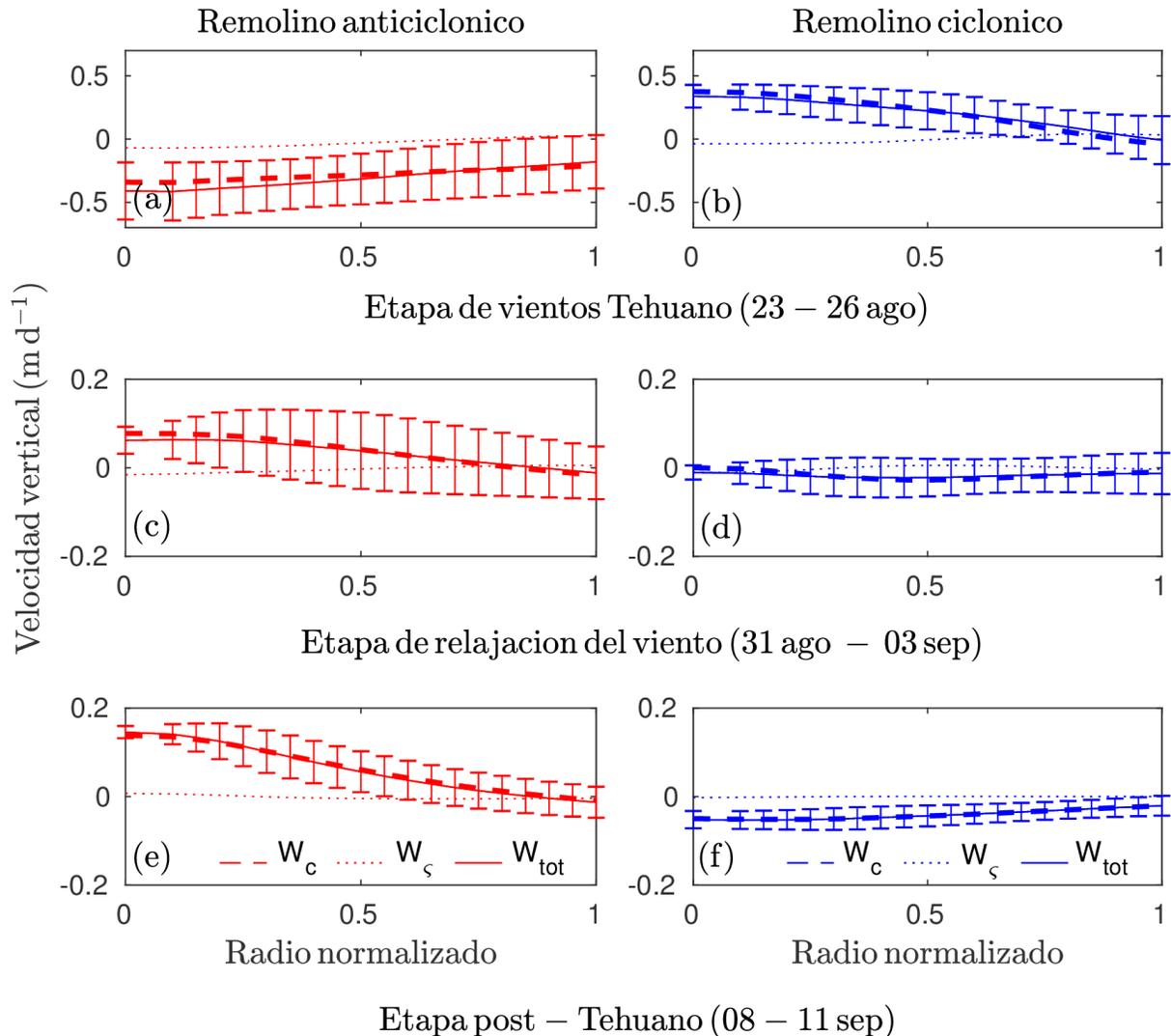


Figura 10. El promedio azimutal para el remolino A2 (C2) evaluado para cada componente del bombeo de Ekman durante tres etapas del viento: (a-b) viento Tehuano, (c-d) periodo de relajación del viento Tehuano y (e-f) post-Tehuano (ver Figura 6). Las barras indican la desviación estándar para W_{tot} .

3.4. Bombeo de Ekman global en el interior de remolinos

El bombeo de Ekman global es una medida de la velocidad vertical neta en el interior de un remolino. En general, en condiciones de forzamiento de vientos Tehuano, el bombeo de Ekman global en el interior de remolinos anticiclónicos fue negativo (hundimiento), mientras que para remolinos ciclónicos fue positivo (levantamiento). Lejos de la influencia de vientos Tehuano o en ausencia de éstos, la relación fue opuesta y más débil (figura 11).

Los vientos Tehuano producen hundimiento en el interior de los vórtices anticiclónicos. Para los remolinos A1, A2 y A3, la velocidad vertical neta alcanzó magnitudes de ~ -0.1 (figura 11a), ~ -0.4 (figura 11b) y $\sim -2.0 \text{ m d}^{-1}$ (figura 11c), respectivamente. Las velocidades verticales más intensas coincidieron con las etapas de vientos fuertes (figura 11f); patrón que fue muy evidente para los remolinos A2 y A3. Una vez que el viento cesa, el levantamiento (velocidades positivas) predomina en el interior de remolinos (velocidades verticales de $\sim 0.1 \text{ m d}^{-1}$).

En condiciones de vientos Tehuano, las velocidades verticales positivas fueron dominantes en el interior de remolinos ciclónicos. Estas velocidades alcanzaron $\sim 0.4 \text{ m d}^{-1}$ bajo condiciones de vientos intensos ($\sim 12 \text{ m s}^{-1}$; Figura 11d-e). La velocidad vertical decrece conforme el viento se debilita (figura 11f). En ausencia de vientos Tehuano, la velocidad vertical fue negativa en los vórtices ($\sim -0.1 \text{ m d}^{-1}$).

El efecto de los vientos Tehuano sobre el desplazamiento de la termoclina, i.e., bombeo de Ekman total dentro de los vórtices, fue evaluado integrando el flujo vertical durante los periodos de vientos Tehuano. Los resultados indicaron que los desplazamientos pueden alcanzar $\sim -7.4 \text{ m}$ (hundimiento) para los remolinos anticiclónicos y $\sim 2 \text{ m}$ para los vórtices ciclónicos (figura 11).

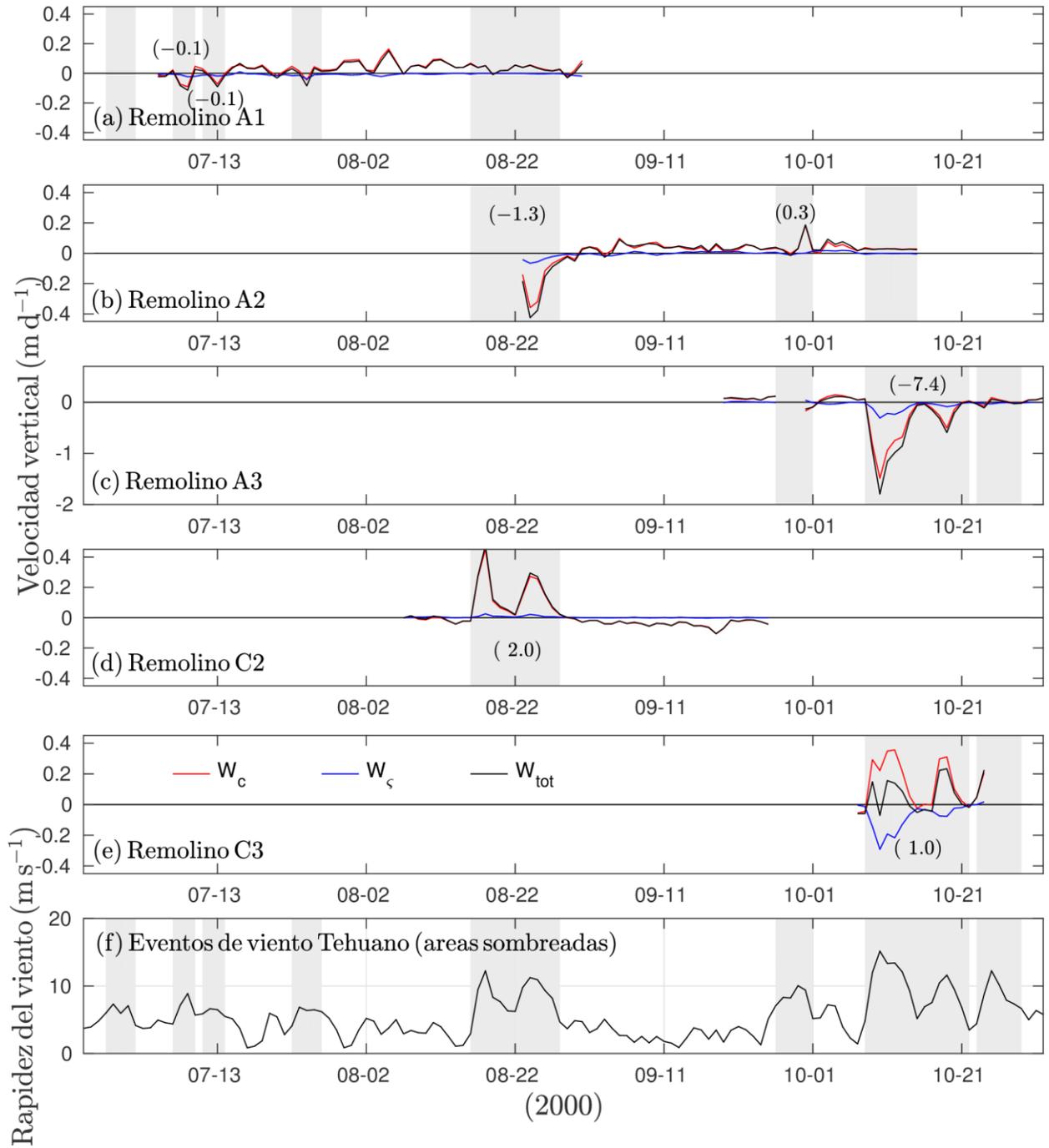


Figura 11. Bombeo de Ekman global en el interior de remolinos: (a) A1, (b) A2, (c) A3, (d) C2 y (e) C3 calculados a partir de la ecuación 5. (f) La rapidez del viento en la región de máxima intensidad ($\sim 94\text{--}95^\circ \text{O}$, 15°N), donde los vientos Tehuano son indicados por las áreas sombreadas. El bombeo de Ekman global para W_{tot} durante los eventos de viento Tehuano son indicados entre paréntesis.

3.5. Generación, propagación libre y forzado de un dipolo: modelo numérico

El dipolo se desarrolló completamente alrededor del día 12, cuando el viento cesó (ver figura 3d). Los vórtices del dipolo son asimétricos; las velocidades superficiales (promedio entre 0 y -20 m) del remolino anticiclónico alcanzan $\sim 0.5 \text{ m s}^{-1}$ comparado con velocidades de $\sim 0.2 \text{ m s}^{-1}$ para el remolino ciclónico (figura 12a). Ambos vórtices se propagan en ausencia de vientos; el anticiclónico hacia el suroeste y el ciclónico hacia el este, trazando una trayectoria que sigue la forma de la línea de costa, aunque su estructura es poco estable alrededor del día 40 de simulación (figura 12a).

La evolución de la altura de la superficie libre del mar y la temperatura superficial de los vórtices se analizaron sobre un transecto zonal del remolino (figura 12c-j). El domo que se forma en el remolino anticiclónico alcanza alturas de $\sim 0.07 \text{ m}$ y tiende a aplanarse con el tiempo (figura 12c), esta tendencia también fue observada para el vórtice ciclónico (figura 12d). La temperatura en la parte anticiclónica del dipolo mostro heterogeneidad en su etapa de formación. Posteriormente, el vórtice fue homogenizando su estructura térmica con el tiempo (figura 12e). Mientras que, la parte ciclónica del dipolo fue más fría en la etapa de desarrollo y tiende a hacia el calentamiento (figura 12f).

El efecto de los pulsos de vientos (idealizados) sobre los vórtices producen aumento de la elevación de la superficie libre del remolino anticiclónico como lo muestra la figura 12g; dos máximos relativos alrededor de los días 20 y 30, que correspondieron a la etapa de atenuación de los eventos de viento (ver figura 3). Para el remolino ciclónico, la intensificación de la caída de la superficie libre no fue tan evidente (figura 12h). Bajo la presencia del primer evento de viento Tehuano, el vórtice pierde su estructura asociado al primer evento de viento (\sim día 19). Una vez que el viento cesa, el vórtice se reestructura por un periodo corto (~ 4 días), donde aparentemente la caída de la superficie libre ha sido re-intensificada (figura 12 h). En condiciones de vientos Tehuano, la temperatura del vórtice anticiclónico disminuye ligeramente en el núcleo (figura 12i), mientras que, para el remolino ciclónico, la intensificación del enfriamiento no es muy clara (figura 12j). El efecto de los vientos (realistas; figuras 13a-b) sobre los vórtices muestran un patrón similar al observado con los pulsos de viento idealizados, aunque los efectos fueron más intensos, consistente con la intensidad del viento que alcanzó $\sim 15 \text{ m s}^{-1}$ (figura 13g). La presencia de eventos de viento Tehuano produce un incremento en la altura de la superficie libre del vórtice anticiclónico de ~ 0.07 a 0.12 m durante los eventos más intensos que ocurrieron alrededor de los días 26-28 (figura 13c). La caída de la superficie libre en el remolino ciclónico es apreciable durante su corto tiempo de vida (figura 13d). Mientras que, el enfriamiento (relativo) del vórtice anticiclónico con el tiempo fue más evidente en comparación con los experimentos descritos previamente (figura 13e). De

forma similar, el remolino ciclónico fue más frío en comparación con los experimentos descritos (figura 13f).

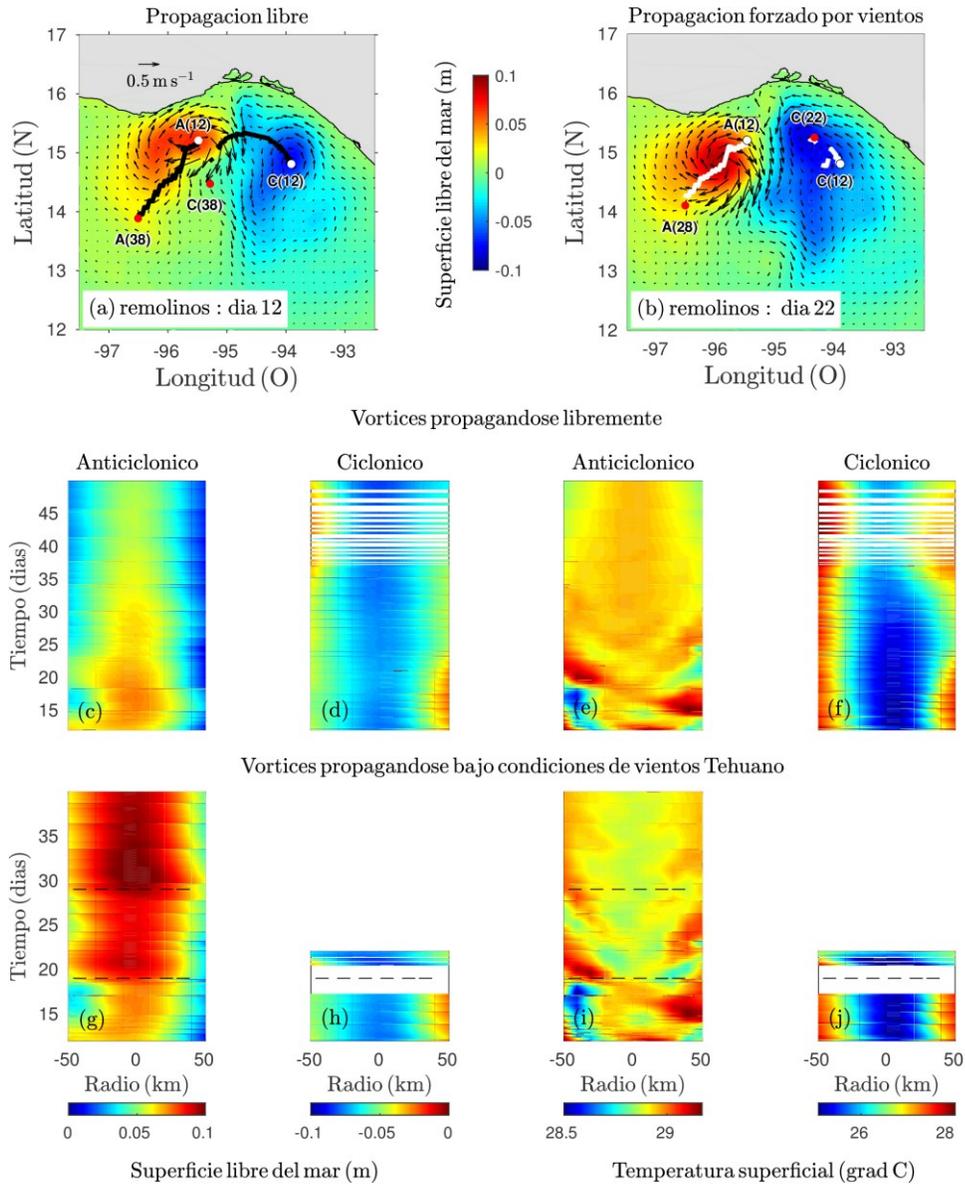


Figura 12. Generación y propagación libre y forzado de un dipolo mediante modelado numérico. (a) Estructura del dipolo y su propagación libre; (b) la propagación del dipolo bajo condiciones de vientos Tehuano idealizados (ver figura 3); la parte ciclónica del dipolo se erosiona y desaparece. Las líneas (negras y blancas) muestran las trayectorias de los vórtices anticiclónicos (A) y ciclónicos (C). Los círculos (rojos/blancos) indican las posiciones de los centros de los vórtices para los días indicados en los paréntesis. (c, d) La evolución de la altura de la superficie libre del mar y (e, f) la temperatura de los vórtices: anticiclónico y ciclónico fueron evaluadas sobre una sección zonal, bajo condiciones de propagación libre. (g-j) Análogamente, la evolución de las propiedades de los vórtices se muestra en condiciones de forzamiento intermitente del viento. Las líneas discontinuas horizontales (g-j) indican las etapas de máxima intensidad del viento (ver figura 3).

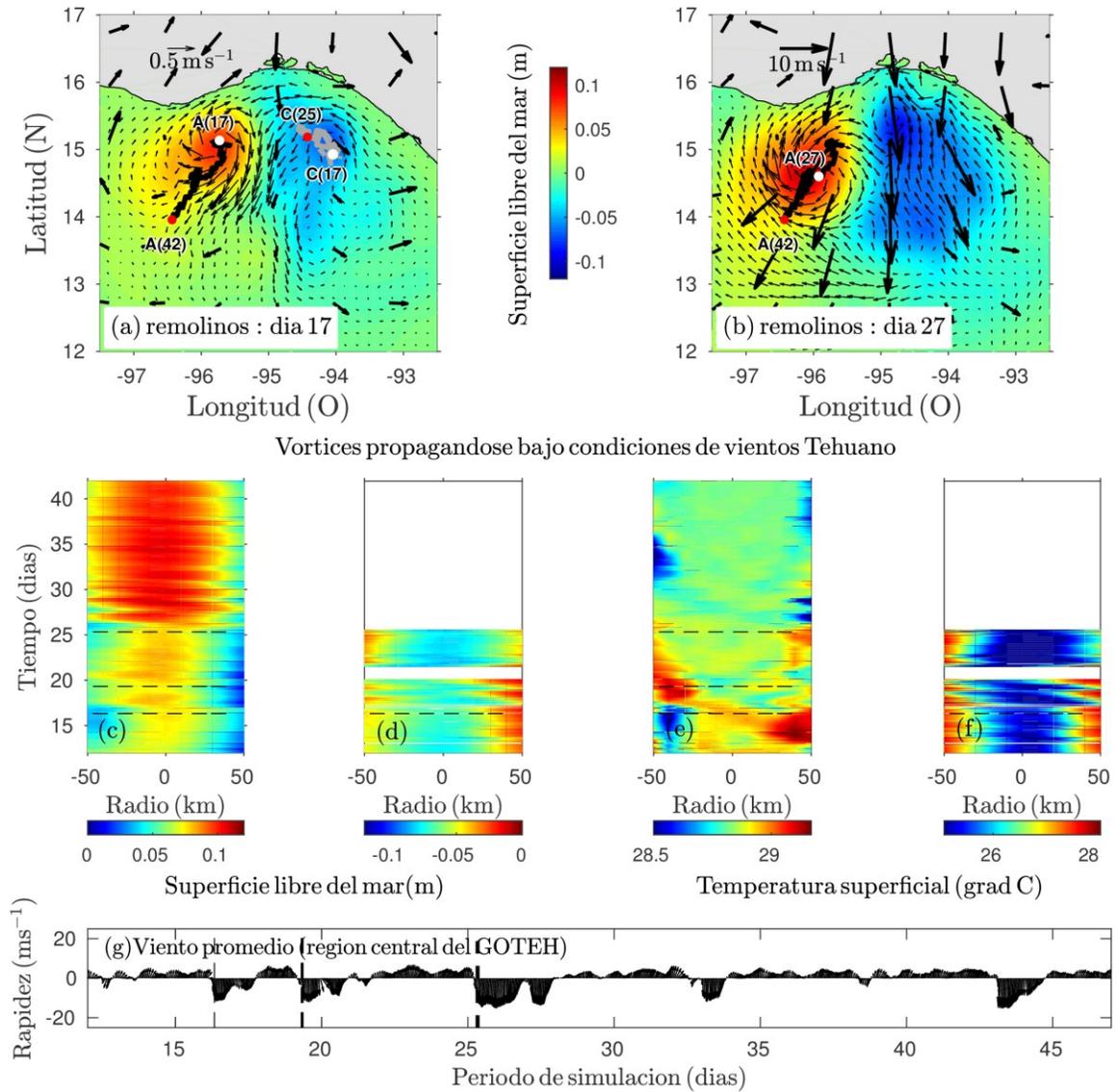


Figura 13. Propagación del dipolo bajo condiciones de viento realista (modelo numérico). (a) Estructura y posición (puntos en blanco) del dipolo para el día 17, la línea gris indica el recorrido del vórtice ciclónico hasta su disipación en el día 25 (punto rojo), mientras que el remolino anticiclónico se propaga hasta el día 42 (último día de simulación). (b) la parte anticiclónica del dipolo se fortalece, mientras que, la parte ciclónica se erosiona para el día 27. (c, d) La evolución de la altura de la superficie libre del mar y (e, f) la temperatura de los vórtices: anticiclónico y ciclónico fueron evaluadas sobre una sección zonal. (g) Viento promedio en la región de máxima intensidad ($\sim 94-95^\circ$ W, 15° N). Las líneas discontinuas horizontales (c-f) indican las etapas de máxima intensidad del viento mostradas en g.

3.6. Escalas Lagrangianas

Las escalas Lagrangianas son calculadas usando el conjunto de derivadores disponibles para tres casos: global, períodos del dipolo y del vórtice anticiclónico. Posteriormente, las escalas Lagrangianas son estimadas usando los segmentos independientes de 8 días. La dispersión y la difusividad absoluta son estimadas con el conjunto de segmentos independientes.

3.6.1. Escalas Lagrangianas temporal y espacial

Las escalas Lagrangianas (medias) globales calculadas a partir de 23 derivadores mostraron escalas temporales similares; la componente zonal es relativamente mayor a la meridional (2.53 vs. 1.70; Tabla 1). Este patrón es más contrastante para la escala espacial (50.16 vs. 28.21 km) y la difusividad (13.98 vs. $6.71 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$). La difusividad zonal es dos veces mayor a la meridional. La predominancia en magnitud de la escala Lagrangiana zonal sobre la meridional también se observó en los períodos del dipolo y del vórtice anticiclónico. Los valores de la desviación estándar son importantes y muestran la inhomogeneidad de los datos de derivadores.

Si se consideran únicamente a los derivadores inmersos en la estructura del dipolo, la difusividad zonal (meridional) es mayor que el obtenido con las escalas globales, i.e., un incremento de 13.98 (6.71) a 18.70 (8.65) $\times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (Tabla 1), este incremento también fue consistente para el período del dipolo. Estos resultados indican que la difusividad en el interior de la estructura dipolar es mayor comparada con la región circundante.

En general, las escalas Lagrangianas globales calculadas con 148 segmentos fueron menores a los reportados previamente y consistentes con el patrón descrito, i.e., las componentes zonales fueron mayores a los meridionales. En particular, la difusividad zonal fue un orden de magnitud mayor a la meridional (Tabla 2). Para evaluar la robustez de las mediciones se variaron la longitud de los segmentos ($T=10$ y 20 días), los resultados fueron similares a los que se presentan usando 148 segmentos independientes de 8 días.

Para el período del dipolo se analizaron las escalas Lagrangianas en el interior de los vórtices anticiclónico y ciclónico. Las escalas Lagrangianas estimadas para el vórtice ciclónico fueron al menos dos

veces mayor comparadas a las escalas correspondientes al vórtice anticiclónico. En particular, la difusividad en el remolino ciclónico fue un orden de magnitud mayor a la difusividad del remolino anticiclónico para ambas componentes (Tabla 3). Resultados que aportan indicios sobre el efecto asimétrico de los vientos Tehuano sobre la dispersión superficial del Golfo de Tehuantepec. Sin embargo, el número de segmentos independientes usados para el análisis (~24 para cada vórtice) podría indicar un submuestreo de datos para la estadística de la dispersión Lagrangiana.

Tabla 1. Escalas Lagrangianas en el Golfo de Tehuantepec usando dos conjuntos de datos (derivadores con períodos de vida mayor a 10 días): 23 derivadores disponibles para el golfo (global) y 17 derivadores de los 23 que trazaron un dipolo. Cada conjunto de datos está separado en dos etapas: período del dipolo y del remolino anticiclónico.

	Global (23 derivadores)		Dipolo (17 derivadores)	
	<i>Zonal (i=1)</i>	<i>Meridional (i=2)</i>	<i>Zonal (i=1)</i>	<i>Meridional (i=2)</i>
Ti (días)	2.53 ± 0.37	1.70 ± 0.48	2.61 ± 0.35	1.47 ± 0.24
Li (km)	50.16 ± 27.05	28.21 ± 12.31	61.78 ± 23.49	31.70 ± 12.80
Ki (10 ⁷ cm ² s ⁻¹)	13.98 ± 12.38	6.71 ± 5.52	18.70 ± 12.04	8.65 ± 5.58
Período Tehuano				
Ti (días)	2.44 ± 0.42	1.75 ± 0.60	2.46 ± 0.43	1.48 ± 0.25
Li (km)	44.66 ± 22.62	27.98 ± 11.76	53.54 ± 19.13	31.46 ± 11.77
Ki (10 ⁷ cm ² s ⁻¹)	11.27 ± 9.08	6.50 ± 5.11	14.62 ± 8.76	8.35 ± 5.05
Período Post-Tehuano				
Ti (días)	1.72 ± 0.52	1.63 ± 0.44		
Li (km)	36.38 ± 17.87	29.77 ± 14.28		
Ki (10 ⁷ cm ² s ⁻¹)	11.07 ± 9.56	7.71 ± 6.60		

Tabla 2. Escalas Lagrangianas en el Golfo de Tehuantepec usando un conjunto de segmentos independientes de 8 días. Las segmentaciones se obtuvieron a partir de derivadores disponibles para el golfo (global) y para los que trazaron al dipolo. La serie de segmentos se dividen dos etapas: período del dipolo y del remolino anticiclónico.

Global (23 derivadores)			Dipolo (17 derivadores)	
148 segmentos			113 segmentos	
	Zonal	Meridional	Zonal	Meridional
Ti (días)	2.28 ± 0.50	1.77 ± 0.61	2.16 ± 0.26	1.53 ± 0.26
Li (km)	48.17	± 31.06 ± 15.52	53.97 ± 23.82	33.54 ± 16.50
	24.98			
Ki (10 ⁷ cm ² s ⁻¹)	14.54	± 7.88 ± 6.80	17.68 ± 12.55	9.52 ± 6.98
	12.48			
Período Tehuano				
63 segmentos				
Ti (días)	2.12 ± 0.55	1.54 ± 0.54	2.63 ± 0.43	1.35 ± 0.30
Li (km)	42.22	± 26.09 ± 14.43	48.40 ± 22.87	28.92 ± 14.89
	24.26			
Ki (10 ⁷ cm ² s ⁻¹)	12.16	± 6.63 ± 6.26	15.15 ± 12.02	8.20 ± 6.51
	11.73			
Período Post-Tehuano				
86 segmentos				
Ti (días)	1.72 ± 0.52	1.77 ± 0.54		
Li (km)	36.68	± 31.39 ± 16.18		
	19.70			
Ki (10 ⁷ cm ² s ⁻¹)	11.32 ± 9.82	8.09 ± 7.03		

Tabla 3. Escalas Lagrangianas en el Golfo de Tehuantepec usando un conjunto de segmentos independientes de 8 días para los vórtices del dipolo.

Dipolo				
Remolino anticiclónico (12 derivadores)			Remolino ciclónico (9 derivadores)	
24 segmentos			23 segmentos	
	Zonal	Meridional	Zonal	Meridional
Ti (días)	0.99	± 0.97 ± 0.11	2.35 ± 0.42	1.59 ± 0.24
	0.09			
Li (km)	19.57	± 17.90 ± 6.85	63.67 ± 21.91	37.73 ± 15.53
	6.89			
Ki (10 ⁷ cm ² s ⁻¹)	4.86	± 4.12 ± 2.43	22.24 ± 13.16	11.85 ± 7.26
	2.84			

3.6.2. Dispersión y difusión absoluta

La dispersión absoluta para los tres casos (global, períodos del dipolo y del vórtice anticiclónico) fue calculada a partir de la expresión (13) usando los segmentos independientes de 8 días. Las pendientes de las curvas de dispersión zonal y meridional globales muestran un crecimiento cercanamente cuadrático en los primeros días y posteriormente el crecimiento tiende a ser lineal (figura 14). A partir de la curva de dispersión se estima una ley de potencia,

$$\overline{A_i^2}(t) = b_i t^{a_i}, \quad (15)$$

donde los coeficientes a_i y b_i son obtenidos mediante un ajuste por cuadrados mínimos. Los valores de a_i son determinantes para definir los regímenes de la dispersión de acuerdo con la teoría de Taylor (1922). Las curvas de dispersión zonal y meridional en los tres casos son isotrópicas (figuras 14-16); el parámetro a_i fluctúa entre 1.87 y 2.10 para el intervalo $0.25 < t < 2.5$ días, i.e., el comportamiento es muy cercano al régimen balístico, donde la separación de la partícula es proporcional a t^2 .

Para $t > 3$ días, la dispersión corresponde a un régimen cercanamente estándar o de caminata aleatoria para ambas componentes en los casos: global ($0.82 < a_i < 1.27$) y período del vórtice anticiclónico ($0.80 < a_i < 1.36$). En el período del vórtice anticiclónico, la dispersión zonal es de régimen cercanamente estándar ($a_1 = 0.81$). Mientras que, para la componente meridional, el coeficiente ($a_2 = 0.51$) fue menor a 1 y corresponde a un régimen subdifusivo.

La difusión también se estima a partir de la ecuación (15) usando la ley de potencia evaluada para el régimen de caminata aleatoria, donde la difusividad es cercanamente constante. Para obtener un valor representativo se promedia la ecuación (15) en el intervalo $3 < t < 30$ días para los casos global y período del vórtice anticiclónico. Mientras que, para el período del dipolo se promedia en el intervalo $2 < t < 20$ días debido a la disponibilidad de segmentos.

$$K_i(t) = \frac{1}{2} a_i b_i t^{a_i-1} = \frac{a_i b_i}{2(t_{fin} - t_{ini})} \int_{t_{ini}}^{t_{fin}} t^{a_i-1} dt = \frac{b_i t_{fin}^{a_i} - t_{ini}^{a_i}}{2 t_{fin} - t_{ini}} \quad (16)$$

Los valores de difusión fueron comparables a los obtenidos con las escalas Lagrangianas (Tabla 1) y mostraron el mismo patrón; las componentes zonales fueron mayores a las componentes meridionales (Tabla 4).

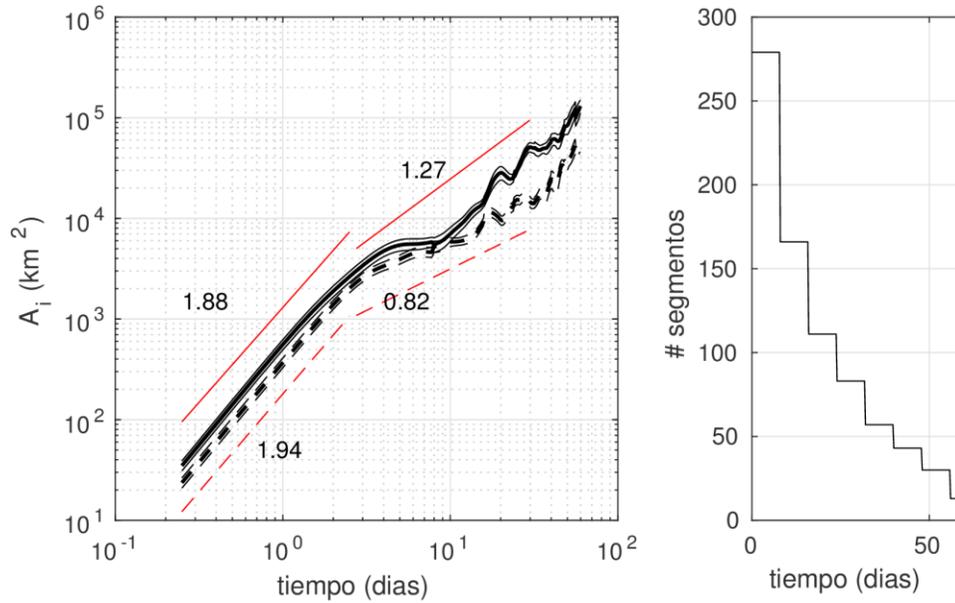


Figura 14. (a) La dispersión absoluta global: zonal (línea sólida) y meridional (línea discontinua) vs. el tiempo. Los ejes horizontal y vertical están dadas sobre una escala log-log. Las líneas envolventes indican los límites de confianza al 90%. Los ajustes a la ley de potencia (15) se estiman en el intervalo de 0.25-2.50 y 3-30 días. Los números próximos a las líneas (rojas) indican el exponente (α_i) de la ley de potencia. (b) Número de segmentos utilizados para calcular la dispersión absoluta como una función del tiempo.

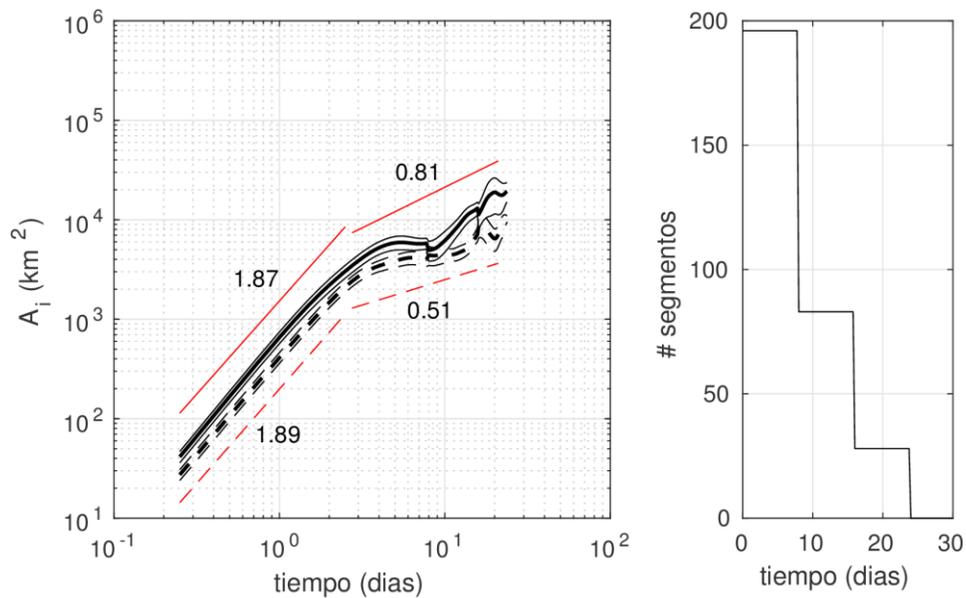


Figura 15. Como en la figura 14 pero para el período del dipolo. Los ajustes a la ley de potencia (15) se estiman en el intervalo de 0.25-2.50 y 3-20 días.

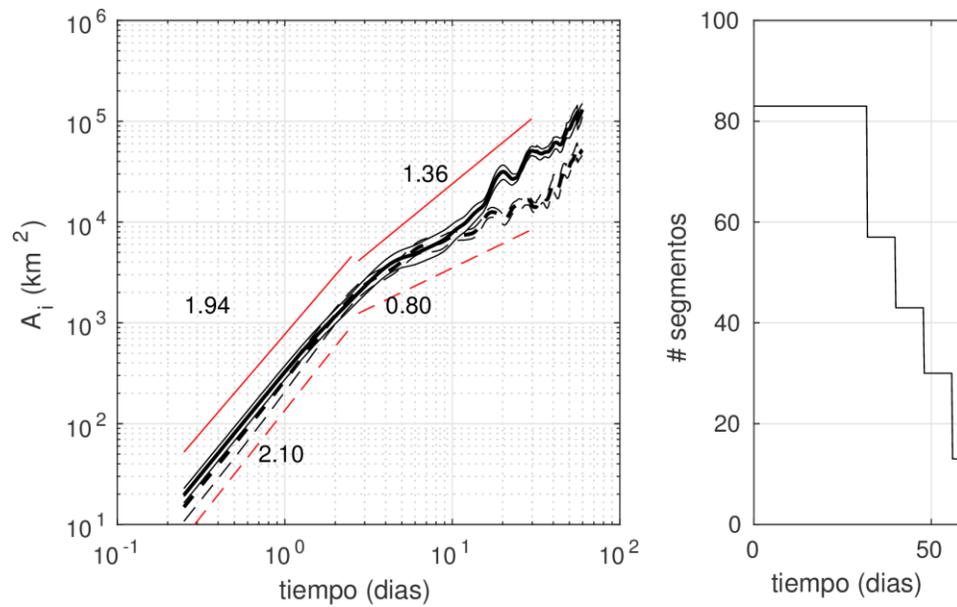


Figura 16. Como en la figura 4 pero para el período del remolino anticiclónico.

Tabla 4. Difusividad para los casos: global, período del dipolo y del remolino anticiclónico calculados con la ecuación (16). Entre paréntesis se presenta la difusividad (media) obtenida a partir de las escalas Lagrangianas.

	Zonal	Meridional
Global		
Ki ($10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$)	7.64 (13.98)	2.84 (6.71)
Periodo de vientos Tehuano		
Ki ($10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$)	3.89 (12.11)	
Post-Tehuano		
Ki ($10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$)	8.70 (11.07)	3.07 (7.71)

Capítulo 4. Discusión

La formación de remolinos en el GOTEH ha sido ampliamente documentado con imágenes satelitales (Gonzalez-Silvera et al., 2004; Müller-Karger y Fuentes-Yaco, 2000; Stumpf, 1975; Stumpf y Legeckis, 1977), observaciones directas (Barton et al., 1993; Flores-Vidal et al., 2011; Trasviña y Barton, 2008; Trasviña et al., 1995; Trasvina et al., 2003) y modelación numérica (Clarke, 1988; McCreary et al., 1989; Velazquez-Muñoz et al., 2014) . Sin embargo, el desarrollo de dipolos por vientos es muy escaso. En esta sección se discuten la generación de dipolos y su propagación bajo condiciones de vientos Tehuano, el efecto del viento en el bombeo de Ekman en el interior de los vórtices y la dispersión superficial en el Golfo de Tehuantepec.

4.1. Generación y propagación de dipolos

Los vientos Tehuano modifican la circulación preexistente del GOTEH y generan dipolos de mesoscala, asociados al rotacional del esfuerzo del viento y al bombeo de Ekman (Amador et al., 2006; Willett et al., 2006). En dos casos descritos, un vórtice del dipolo fue preexistente; durante el evento de viento Tehuano, el vórtice se intensifica y se detona la contraparte del remolino preexistente desarrollándose el dipolo. Tal es el caso del segundo dipolo, éste se desarrolló sobre una circulación ciclónica; los vientos intensificaron y confinaron la circulación ciclónica sobre la parte este del golfo; mientras que, la circulación anticiclónica se desarrolló al oeste (figura 18). El tercer dipolo se formó sobre una circulación anticiclónica; el vórtice se fortaleció con los vientos Tehuanos durante su propagación al SO, mientras que, el vórtice ciclónico se desarrolla sobre la costa este del golfo y se mantiene en su región de generación durante los eventos de vientos Tehuano, resultando en un dipolo con orientación SO-NE (figura 19).

La generación y propagación del vórtice anticiclónico es ampliamente documentado (Gonzalez-Silvera et al., 2004; Müller-Karger y Fuentes-Yaco, 2000; Stumpf, 1975; Stumpf y Legeckis, 1977). En contraste, la generación y el confinamiento del vórtice ciclónico por vientos Tehuano no ha sido analizado para el GOTEH. El confinamiento forzado por el viento es evidente en los campos de velocidad y en la traslación del centro del remolino (figura 8b-c); la propagación del vórtice es reducida ($\sim 2 \text{ km d}^{-1}$) durante los eventos de viento Tehuano, una vez que los vientos cesan, los remolinos pueden propagarse con una rapidez de $\sim 10 \text{ km d}^{-1}$. La generación y la restricción en la propagación de vórtices de mesoscala

asociados vientos se ha reportado en la Isla Panay (Amedo-Repollo et al., 2019) y en la Bahía de Panamá (Devis-Morales et al., 2008). Amedo-Repollo et al. (2019), reportó la generación de un remolino ciclónico de mesoescala al oeste de la Isla Panay (Filipinas) asociado al rotacional del esfuerzo negativo de los vientos del NE, que son persistentes (~6 meses). Ellos mostraron que el remolino se mantiene en la región de generación y su evolución fue modulada por los vientos, por ejemplo, la vorticidad fue máxima (mínima) en la etapa vientos fuertes (débiles). El mismo mecanismo de generación de remolinos se reporta en la Bahía de Panamá; los vientos del NE generan un remolino ciclónico con un domo pronunciado de la termoclina en invierno; mientras que, en verano los vientos del SO generan un vórtice anticiclónico con una depresión de la termoclina menos pronunciada comparado con el domo observado en invierno, cuando los vientos son más intensos (Devis-Morales et al., 2008).

El efecto de los vientos Tehuano sobre los vórtices del dipolo fue evidente en el patrón de dispersión de derivadores que trazaron el primer dipolo descrito en este trabajo. El dipolo fue descrito previamente por Trasviña y Barton (2008). Ellos mostraron que el dipolo se generó durante una etapa de intensificación de los vientos Tehuano. Posteriormente, el remolino anticiclónico se fortaleció y propagó, mientras que el ciclónico se disipó. La disipación del vórtice fue asociada a dos factores: la termoclina somera en el golfo (~25 m) y el levantamiento de la termoclina asociado a los remolinos ciclónicos, estructura que podría exponerse a los procesos de superficie, como la mezcla intensa durante los eventos de viento Tehuano (Trasviña y Barton, 2008).

Los resultados de nuestra investigación indican que la secuencia de los eventos Tehuano sobre los vórtices ciclónicos juega un papel clave en la disipación del vórtice, que puede ser explicado por dos factores: la propagación hacia el oeste, i.e., hacia la región central del golfo y su posterior exposición a múltiples eventos de viento. Durante la generación del dipolo, la parte ciclónica se mantiene sobre la región este del golfo y durante la etapa de relajación del viento, el vórtice se propaga hacia el oeste, debido al efecto beta y la auto-advección (Cushman-Roisin, 1994; Dewar y Flierl, 1987). Para los vórtices ciclónicos del primer (figura 5b) y del tercer (Figura 7d) dipolo, estos llegaron a situarse sobre la región central del GOTEH. Bajo condiciones de vientos Tehuano, el vórtice ciclónico del primer dipolo se disipa, como lo muestra el patrón de dispersión de derivadores (figura 5c-f). De forma similar ocurre con la parte ciclónica del tercer dipolo; la circulación cerrada se rompe (figura 7e-f).

La disipación de remolinos ciclónicos en la región central puede asociarse con la corriente en chorro que se genera durante los vientos Tehuano; emerge de la cabeza del golfo y se extiende a cientos de kilómetros fuera de la costa. Además, los múltiples y sucesivos vientos Tehuano pueden intensificar tal

efecto. En general, la intermitencia entre los vientos Tehuano puede durar entre 3 y 10 días (Ocampo-Torres et al., 2011; Romero-Centeno et al., 2007; Steenburgh et al., 1998). La suposición que los vórtices ciclónicos pueden disiparse por acción directa de la corriente en chorro resulta muy consistente con la estructura de la corriente en chorro generada por los vientos. Trasviña et al. (1995) mostraron que la corriente en chorro puede alcanzar magnitudes de $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$ y una profundidad entre 40 y 50 m en condiciones de vientos Tehuano (con rapidez $< 15 \text{ m s}^{-1}$). Además, durante la etapa más intensa del viento, la capa mezclada se profundiza rápidamente en la región central, la cual se asoció a procesos de abordamiento debido al corte de velocidades en el interior de la corriente en chorro. Resultados similares fueron reportados por Hong et al. (2018), quienes evaluaron el enfriamiento del GOTEH asociado al flujo de calor en la superficie y al esfuerzo del viento. Ellos encontraron que el esfuerzo del viento induce un mayor enfriamiento en la capa de mezcla asociado a la divergencia de Ekman en la superficie, mecanismo que contribuye de forma significativa en el desarrollo de la lengua de agua fría que se desarrolla bajo el eje principal del viento Tehuano. Estos procesos pueden contribuir potencialmente en la disipación del remolino ciclónico en el GOTEH.

Otras características particulares del Golfo de Tehuantepec se han asociado al proceso de atenuación de la parte ciclónica del dipolo, tales como procesos de abordamiento (McCreary et al., 1989), la presencia de una plataforma continental extensa ($\sim 100 \text{ km}$) en la región este del golfo (Velazquez-Muñoz et al., 2014). Así como la presencia de un flujo boyante de baja salinidad y cálida con dirección hacia el polo siguiendo la costa. En invierno, el flujo se ha observado como una estructura persistente que podría inhibir la producción de remolinos ciclónicos como lo han sugerido (E. D. Barton et al., 2009). Sin embargo, bajo ciertas condiciones, el dipolo se desarrolla y los vórtices se propagan.

Müller-Karger y Fuentes-Yaco (2000), basándose en imágenes satelitales, sugieren que la formación de vórtices ciclónicos es más probable cuando un período de vientos de baja intensidad es seguido por un evento de viento fuerte y más corto. Nuestra investigación documenta la generación y propagación de un dipolo en ausencia de vientos tehuano. Posteriormente, el remolino ciclónico se atenúa hasta desaparecer por la interacción entre la costa y el remolino. Esta interacción podría ser otro factor en la inhibición de la producción del remolino ciclónico en el Golfo de Tehuantepec.

El desarrollo y la propagación del segundo dipolo en ausencia de vientos Tehuano (figura 6) también dan soporte al planteamiento descrito arriba, i.e., la disipación de vórtices ciclónicos asociados al efecto de los eventos de vientos (Tehuano) posteriores a la formación del dipolo. Los resultados numéricos idealizados muestran la generación de un dipolo y la propagación de sus vórtices en ausencia de vientos.

Mientras que, bajo condiciones de vientos Tehuano (idealizado y realista), el remolino ciclónico se atenúa hasta desaparecer. En contraste, el remolino anticiclónico se fortalece (figuras 12 y 13). La reintensificación del vórtice anticiclónico por vientos Tehuano se ha observado en la altura del nivel del mar sobre la escala sub-estacional, Chang et al. (2012) reportan que el fortalecimiento del vórtice puede durar entre dos o tres semanas. Los resultados numéricos con vientos realistas muestran resultados similares; los vientos revigorizan al vórtice anticiclónico durante un período de al menos 30 días. La trayectoria inercia de los vientos Tehuano y su extensión fuera de la costa resulta elemental en el fortalecimiento del vórtice anticiclónico, como ha sido puntualizado por (Clarke 1988) y Velázquez-Muñoz et al. (2014).

Las etapas de reintensificación de los vórtices anticiclónicos son observados en los parámetros extraídos a partir de los campos geostroficados. Por ejemplo, la intensidad del vórtice anticiclónico A3 es mayor comparada con A1 y A2, asociada a la producción de vorticidad negativa en la estructura del vórtice por la influencia de vientos Tehuano más fuertes (figura 8). La producción de vorticidad relativa negativa en el golfo en condiciones de vientos Tehuano se ha observado en la circulación costera con datos de radar (Velázquez-Muñoz et al., 2011). El mismo mecanismo se ha propuesto para la Bahía de Santa Bárbara, una región dominada por el rotacional del esfuerzo del viento positivo, como posible consecuencia, los remolinos ciclónicos son más intensos que los remolinos anticiclónicos, particularmente en la superficie (Dong et al., 2012).

4.2. Bombeo de Ekman en el interior de remolinos

El bombeo de Ekman asociado con la interacción remolino-viento es otro factor que puede jugar un papel importante en el desarrollo y la evolución de dipolos. Bajo condiciones de vientos Tehuano, las velocidades verticales dentro del vórtice ciclónico podrían alcanzar $\sim 0.4 \text{ m d}^{-1}$ (upwelling). Mientras que, para el remolino anticiclónico la velocidad vertical podría alcanzar $\sim -2 \text{ m d}^{-1}$ (downwelling). Las magnitudes reportadas son consistentes con las estimaciones realizadas sobre campos de viento estacionales del GOTEH. Xie et al. (2005) reportó velocidades verticales de $O(\pm 0.8) \text{ m d}^{-1}$ en la climatología de invierno (ene-abr) cuya estructura espacial fue dipolar; hundimiento (elevación) en la región oeste (este) del GOTEH. Resultados similares se reportan en la Bahía de Panamá con velocidades verticales de $\sim 2 \text{ m d}^{-1}$ en invierno (sobre una circulación ciclónica), cuando los vientos promedios son de $\sim 8 \text{ m s}^{-1}$. Vientos con magnitudes similares para los eventos Tehuanos que se reportan en esta investigación. Gaube et al. (2015) reportan que la inclusión de la vorticidad de relativa en el denominador del bombeo de Ekman lineal (W_c)

es de 0 (10) % para el 80 % de los remolinos de latitudes medias. Por consiguiente, es de esperarse que las estimaciones sean comparables al incluir o excluir a la vorticidad relativa en el cálculo del bombeo de Ekman. Pero resulta importante la estimación del esfuerzo del viento considerando la interacción océano-atmósfera, como lo han mostrado varios trabajos, induce un movimiento vertical de la termoclina hacia la superficie en el interior de remolinos anticiclónicos e inclusive se ha planteado que pueden generar lentes intratermoclinicas (McGillicuddy, 2015).

Uno de los aportes de esta investigación fue describir la evolución del bombeo de Ekman en el interior de los remolinos, generados y posteriormente modificados por vientos Tehuano en el Golfo de Tehuantepec. A continuación, se discuten algunos factores que pueden explicar algunos patrones observados como la asimetría en los flujos verticales en el interior de los remolinos del dipolo.

La magnitud típica del bombeo de Ekman que incluye la interacción viento-remolino es de $\sim 0.1 \text{ m d}^{-1}$ (Gaube et al., 2015), la cual es consistente con la magnitud reportada en esta investigación (en ausencia de vientos Tehuano). La velocidad vertical se intensifica en condiciones de vientos Tehuano. Dado que el efecto del viento sobre la termoclina se puede estimar mediante el bombeo de Ekman, se puede deducir que, durante los vientos Tehuano, la termoclina se profundiza (eleva) en el interior de los remolinos anticiclónicos (cyclónicos) favoreciendo el desarrollo de los vórtices, el cual es más intenso en el vórtice anticiclónico que podría corresponder a la asimetría del viento Tehuano sobre el GOTEH, como se explica más abajo. En ausencia de vientos Tehuano, el bombeo de Ekman en el interior de los vórtices es opuesto al descrito previamente; un levantamiento (hundimiento) de la termoclina en remolinos anticiclónicos (cyclónicos) y consecuentemente, tienden a atenuar a los remolinos como se ha reportado en la literatura (Martin y Richards, 2001; McGillicuddy, 2007; McGillicuddy, 2015).

La trayectoria inercial de los vientos Tehuano y la vorticidad absoluta (ver ecuaciones 2 y 3) podrían explicar la asimetría del bombeo de Ekman en el interior de los vórtices; el bombeo de Ekman es más intenso en remolinos anticiclónicos comparados a los cyclónicos.

Los vientos siguen una trayectoria inercial sobre el GOTEH; viran hacia el oeste al alejarse de la costa y gradualmente se ajustan al balance cuasi-geostrófico alrededor de los 10° N donde llegan a ser vientos del este (Chelton et al., 2000). El viento imparte un rotacional del esfuerzo del viento (negativo) sobre la región oeste del golfo y resulta más intensa comparado con el rotacional del esfuerzo del viento (positivo) que se genera sobre la parte este del golfo. Consecuentemente, existe una preferencia en la producción de vorticidad negativa en el golfo durante los vientos Tehuano, como se ha reportado para la

región costera (Velázquez-Muñoz et al., 2011). Por lo tanto, la intensificación del bombeo de Ekman en el interior de vórtices anticiclónicos comparados a los ciclónicos puede estar asociado a un incremento del rotacional del esfuerzo del viento negativo sobre el vórtice y por la reducción de la vorticidad absoluta ($f + \zeta$), ambos factores intensifican el hundimiento en el interior de los vórtices. Mientras que, para el vórtice ciclónico, la vorticidad absoluta reduce el bombeo de Ekman (positivo).

Durante la propagación del vórtice anticiclónico, otros eventos Tehuano pueden presentarse e intensificar el bombeo de Ekman como se ha descrito previamente. Este efecto podría extenderse sobre los vórtices sobre escalas espaciales de 200 km (fuera del GOTEH) y temporales de ~ 4 semanas, como lo sugieren nuestros resultados y el trabajo de Chang et al. (2012), quienes observaron reintensificación del vórtice anticiclónico en su propagación fuera de la costa por períodos entre dos y tres semanas. Durante la etapa del relajamiento del viento, el rotacional del esfuerzo del viento decrece y consecuentemente también el bombeo de Ekman.

La importancia relativa entre la componente lineal y no lineal del bombeo de Ekman fue evaluada. Los resultados indicaron que la parte lineal fue la componente principal en el bombeo de Ekman (figuras 10 y 11), es decir, el rotacional del esfuerzo del viento induce un mayor bombeo comparado con el bombeo generado por la interacción entre el esfuerzo del viento y el gradiente de vorticidad. Estos resultados fueron consistentes con lo reportado para vórtices de mesoescala (McGillicuddy, 2007; McGillicuddy et al., 2008). McGillicuddy et al. (2007) encontraron que las velocidades verticales estimados con la liberación de un trazador en el interior de un remolino anticiclónico, resultó excepcionalmente consistente con la predicción del modelo lineal de la interacción viento-remolino en la mayor parte de las observaciones; mientras que, el hundimiento en el interior de remolinos ciclónicos fue predicha por el modelo, en este caso no se realizaron experimentos de liberación de trazadores. Posteriormente, McGillicuddy et al. (2008) estimaron la contribución de la parte no lineal del bombeo de Ekman, y confirmaron la predominancia de la componente lineal en los vórtices descritos. Además, reportaron que la máxima velocidad vertical está situada en el centro de los vórtices, tal como se observó en este trabajo para los vórtices del segundo dipolo, bajo condiciones de vientos Tehuano y post-Tehuano (figuras 9 y 10).

Recientemente, Amedo-Repollo et al. (2019) basándose en mediciones directas y satelitales, documentaron la generación y la evolución de un vórtice ciclónico estacional generado por vientos, donde las velocidades verticales estimadas fueron de $\sim 15 \text{ m d}^{-1}$, tal desplazamiento de la termoclina fue consistente con la estructura hidrográfica del vórtice. Ellos puntualizaron que el efecto acumulativo del rotacional del esfuerzo del viento juega un papel clave en la generación del vórtice ciclónico. Un

mecanismo similar podría esperarse sobre la costa este del Golfo de Tehuantepec; en condiciones de viento de Tehuano, el remolino ciclónico se desarrolla y se mantiene al este del golfo. En la etapa de relajación de los vientos, el vórtice se mueve hacia el oeste exponiéndose a la influencia de otros vientos Tehuano, que pueden re-intensificar a la corriente en chorro (velocidad de $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$) y potencialmente erosionar al vórtice, proceso que aún no ha sido analizado y que es relevante en procesos dinámicos y biológicos. Por ejemplo, entender el mecanismo de transporte entre los remolinos de dipolos bajo diferentes escenarios de vientos Tehuano. Basándonos en el patrón de dispersión de los derivadores, se podría inferir que el transporte de materiales del vórtice ciclónico son advectadas al lado anticiclónico del dipolo, proceso que posiblemente sea persistente en el GOTEH asociado a los eventos frecuentes de vientos Tehuano.

Los vientos Tehuano juegan un papel importante en la dinámica del GOTEH (Amador et al., 2006; Flores-Vidal et al., 2011; Liang et al., 2012; Trasviña y Barton, 2008; Willett et al., 2006), la productividad biológica (Färber-Lorda et al., 1994; Färber-Lorda et al., 2004; Gonzalez-Silvera et al., 2004b; Robles-Jarero and Lara-Lara, 1993), flujos de CO_2 entre el océano y la atmósfera (Chapa-Balcorta et al., 2015). Para avanzar en la comprensión de la dinámica compleja del golfo y sus efectos en los ecosistemas marinos, la implementación de la modelación numérica es una herramienta potencial para analizar las interacciones entre el océano y la atmósfera como se ha realizado en otras regiones (Renault et al., 2016; Seo et al., 2016).

4.3. Dispersión superficial en condiciones de vientos Tehuano

Los regímenes de dispersión reportados en este trabajo son contrastados con otras investigaciones y la difusividad es discutida en el contexto de vórtices de mesoescala.

4.3.1. Regímenes de dispersión

La dispersión absoluta siguió un régimen cercanamente balístico, i.e., $\overline{A_i^2}(t) t^{a_i} \propto t^{a_i}$ donde a_i varió entre 1.87 y 2.10 en un periodo < 2.5 días para los tres escenarios: (1) dispersión en el interior de un dipolo, (2) en el interior del vórtice anticiclónico y (3) global, que considera los escenarios (1) y (2). La

dispersión para $t < \overline{T}_i$ (donde \overline{T}_i es el período temporal Lagrangiano) no corresponde exactamente a $\overline{A_i^2}(t) \propto t^2$, como lo han documentado diversos trabajos (Lumpkin y Flament, 2001; Sansón et al., 2018; Zavala Sansón, 2015). La discrepancia se ha asociado a algunos factores como errores de mediciones, el efecto de los tiempos de decorrelación de cuerpos de deriva sobre el promediado de la dispersión o la presencia de remolinos (Elhmaïdi et al., 1993; Zavala Sansón, 2015).

Para períodos mayores a 3 días, la dispersión sigue un régimen cercanamente estándar $\overline{A_i^2}(t) \propto t$ para los casos: global y período del remolino anticiclónico, donde la difusión zonal (meridional) fue de $7.46 (2.85) \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ y $8.70 (3.07) \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, respectivamente. Resultados similares a los valores obtenidos usando las escalas Lagrangianas, que mostraron el mismo patrón, la difusividad zonal fue mayor a la meridional.

4.3.2. Difusividad

La difusividad calculada con las escalas Lagrangianas reportada en esta investigación, i.e., difusividad zonal (meridional) de $11.06 \pm 9.88 (8.97 \pm 7.33) \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ es comparable con los reportados para regiones con corriente intensas (Lumpkin y Flament, 2001; Mariano et al., 2016). En particular, regiones dominadas por vórtices de mesoescala generados por vientos.

La interacción entre los campos de vientos y las islas de Hawái generan remolinos de mesoescala. Sobre las regiones donde se desarrollan los vórtices, Lumpkin y Flament (2001) reportaron valores de difusividad zonal (meridional) de $9.6 \pm 1.1 (7.3 \pm 0.6) \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ sobre la región dominada por el giro ciclónico y valores de $11.9 \pm 1.3 (6.6 \pm 0.4) \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ sobre la región donde se desarrolla el vórtice anticiclónico. En ambos casos, la difusividad zonal es mayor a la meridional como los resultados que se muestran aquí. La predominancia de la difusividad zonal sobre la meridional se discute más abajo en términos del confinamiento de la dispersión en vórtices y la influencia de fronteras.

Las regiones semicerradas dominadas por remolinos de mesoescala como el mar Adriático y el Golfo de California, la difusividad es menor comparado a nuestros resultados, i.e., entre $1 < K_i < 3 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (Falco et al., 2000) y $\sim 1.5 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (Zavala Sansón, 2015), respectivamente. En verano, en la región sur del Golfo de California se ha documentado un tren de remolinos de mesoescala con sentido alternado, cuyas dimensiones corresponden a la anchura del golfo (Figueroa et al., 2003; Lavín et al., 2014, 2013);

mientras que, la región norte es dominada por un remolino estacional (Lavín et al., 1997); ciclónico en verano, cuando su capacidad de atrapamiento y retención de partículas es alta (Santiago-García et al., 2014). En general, el atrapamiento de trazadores (derivadores) en el interior de los remolinos por períodos de días o semanas inhibe la dispersión. La subdifusividad a lo largo del Golfo de California en verano se ha asociado a la presencia de remolinos descritos previamente (Zavala Sansón, 2015). Además, la geometría de la cuenca limita la dispersión, i.e., la escala longitudinal es mucho mayor que la transversal. En consecuencia, la dispersión en la dirección transversal es saturada (i.e., la curva de dispersión se aproxima asintóticamente a un valor fijo) en pocos días comparado con la dispersión a lo largo del golfo.

La geometría del remolino anticiclónico, único vórtice identificado por el algoritmo de Nencioli et al. (2010), también puede jugar un papel importante en la dispersión en su interior. En general en condiciones de Tehuanos, el remolino anticiclónico es elíptico con el eje mayor orientado en dirección meridional, geometría aparentemente asociado con la presencia de costa (figura 4a-b). En esta etapa, las componentes de las escalas Lagrangianas son similares (Tabla 3). Por ejemplo, las componentes de difusividad para el vórtice anticiclónico son muy idénticas $O(10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1})$. Mientras que en el interior del remolino ciclónico la difusividad es de $O(10^8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1})$, donde la componente zonal es dos veces mayor a la componente meridional. Estos resultados muestran el efecto asimétrico de los vientos Tehuano sobre la dinámica superficial del Golfo de Tehuantepec, como se ha documentado sobre la respuesta hidrodinámica del golfo por vientos Tehuano (Trasviña et al., 1995). Sin embargo, el número de segmentos independientes usados para el análisis, i.e., ~24 segmentos para cada vórtice, podría sugerir algunas consideraciones sobre la robustez estadística de estos resultados. Al analizar el conjunto de derivadores en el interior del dipolo, la difusividad media zonal es mayor a la meridional (Tabla 2), como es de esperarse debido a la magnitud de la difusividad en el interior del remolino ciclónico domina en el conjunto (ciclónico/anticiclónico).

En el período del vórtice anticiclónico, el remolino tiende a aumentar su radio y muestra una estructura elipsoidal con el eje mayor en dirección zonal, aparentemente asociado a la presencia de la costa (figura 4b). Análogo al efecto de las fronteras de los mares marginales, la forma de los vórtices también podría definir patrones en la dispersión y la difusividad de los derivadores. En este período, la difusividad zonal es un orden de magnitud mayor a la meridional (ver Tabla 2). Esto es consistente con la geometría elíptica del remolino, donde el eje mayor del vórtice tuvo una orientación zonal.

Los efectos del confinamiento, i.e., tamaño del espacio físico (sólido) y la geometría del dominio sobre la dispersión son analizados por Flores Ramírez y Zavala Sansón (2019) mediante simulaciones

numéricas bajo un flujo turbulento bidimensional. Ellos encontraron que la saturación de la dispersión absoluta depende de las escalas características de la geometría del dominio y de la posición inicial de las partículas. A medida que las partículas llenan el dominio, las curvas de dispersión se aproximan asintóticamente a un valor fijo. Un análisis similar (numérico) podría resultar interesante para evaluar la dispersión en el vortice anticiclónico generado en el GOTEH, como lo muestran las trayectorias de derivadores aparentemente es una estructura que retiene de forma efectiva a los derivadores superficiales por un período de 2 meses. Recientemente, Hasson et al. (2019) reportaron que los remolinos generados en el GOTEH pueden trazarse por una anomalía de salinidad superficial persistente por períodos de 12 meses y que puede atrapar aguas del golfo y advectarla más allá de 40° de longitud.

Esta investigación analiza la dispersión superficial en el Golfo de Tehuantepec bajo condiciones de vientos Tehuano, uno de los principales forzantes de alta frecuencia que generan dipolos. Los patrones de la dispersión de derivadores mostraron que, en condiciones de vientos Tehuano, el remolino anticiclónico se fortalece y el vórtice ciclónico se erosiona. En estas condiciones, el remolino anticiclónico atrapa y transporta efectivamente el conjunto de derivadores que inicialmente se distribuyeron en la mayor parte del golfo (figura 2a). El remolino anticiclónico generado por vientos Tehuanos podría ser un mecanismo de transporte efectivo de propiedades: físicos, químicos y/o biológicos del golfo hacia fuera de la costa. La generación de otros dipolos en el Golfo de Tehuantepec puede modificar la dispersión en el interior de un remolino anticiclónico que se localiza ~300 km fuera de la costa, como se observa en la figura 4d.

Los aportes de esta investigación resultan útiles desde el punto de vista conceptual y de aplicaciones prácticas. Por ejemplo, la distribución de partículas en el océano comúnmente es modelada a partir de la ecuación de advección-difusión en un sistema Euleriano, donde el flujo es separado en dos partes: gran escala, responsable de la advección y una parte estocástica asociada a procesos de difusión turbulenta (Proehl et al., 2005), donde la difusión es definida pero generalmente no se justifica. Por lo tanto, las propiedades de dispersión reportadas en este trabajo sirven de base para fines de comparación con los resultados numéricos desde el punto de vista del análisis de dispersión con la estadística de partículas individuales. En términos de aplicación permiten avanzar en el estudio de procesos de dispersión en el océano, como el transporte de larvas de organismos marinos (Lequeux et al., 2018; Soria et al., 2013), rutas preferenciales de parcelas de agua que arriban a regiones de surgencia (Rivas y Samelson, 2010) o posibles escenarios de dispersión de contaminantes bajo diferentes condiciones dinámicas del océano (Sansón et al., 2016).

Capítulo 5. Conclusiones

Esta investigación aporta una descripción detallada sobre la formación de dipolos y su evolución bajo la presencia o ausencia de vientos Tehuano, así como el efecto del viento en el interior de los vórtices del dipolo; evaluado mediante el bombeo de Ekman. Finalmente, la dispersión superficial en el Golfo de Tehuantepec fue analizada mediante la estadística de partículas individuales.

Los vientos Tehuano son capaces de detonar un dipolo a partir de una circulación ciclónica/anticiclónica preexistente en el GOTEH. Los eventos de vientos (Tehuano) subsecuentes tienen el efecto de fortalecer la parte anticiclónica del dipolo; mientras que, la parte ciclónica aparentemente se disipa debido al flujo en chorro que se genera por el viento. Sin embargo, un análisis más exhaustivo podría dilucidar dicho proceso.

El bombeo de Ekman en el interior de los vórtices puede alcanzar $\sim -2 \text{ m d}^{-1}$ (hundimiento de la termoclina) para remolinos anticiclónicos y $\sim 1 \text{ m d}^{-1}$ (levantamiento de la termoclina) para ciclónicos. Bajo condiciones de vientos Tehuano, el bombeo de Ekman favorece el desarrollo de los vórtices. En ausencia de estos vientos, los flujos verticales son opuestos; positivos para remolino anticiclónicos y negativos para ciclónicos cuyas magnitudes son de $O(0.1) \text{ m d}^{-1}$, consistente con lo reportado en la literatura.

La dispersión en el intervalo $0.25 < t < 2.5$ días, exhibió un régimen cercanamente balístico, y entre $3 < t < \sim 30$ días la dispersión corresponde a un régimen cercanamente estándar. Las estimaciones de la difusividad ($7.88 < K_i < 14.54 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$) corresponden a valores reportados para regiones dominados por remolinos de mesoescala generados por vientos. En término global, la difusividad zonal podría llegar a ser el doble en magnitud comparado con la componente meridional.

Las escalas Lagrangianas en el interior de los vórtices del dipolo son contrastantes. En el vórtice anticiclónico, las componentes zonal y meridional de las escalas Lagrangianas son muy similares y fueron menores comparados con las escalas Lagrangianas del remolino ciclónico, donde las componentes zonales son notablemente mayores a las componentes meridionales, en particular, la difusividad zonal es un orden de magnitud mayor a la componente meridional. Esta asimetría en los vórtices puede resultar por el efecto del forzamiento del viento que también es asimétrico. Sin embargo, el número de los segmentos podría indicar un submuestreo.

La geometría de los remolinos podría imponer un patrón de la dispersión en el interior de los

vórtices. El remolino anticiclónico fue predominantemente elíptico con el eje mayor orientado zonalmente, durante esta etapa, la difusividad zonal fue mayor que la meridional. Bajo condiciones de vientos Tehuano, el remolino anticiclónico atrapa y transporta efectivamente el conjunto de derivadores del golfo de Tehuantepec hacia el interior del océano.

Literatura citada

- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., Magaña, V. O. 2006. Atmospheric forcing of the Eastern Tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69, 101–142. doi:10.1016/j.pocean.2006.03.007
- Amedo-Repollo, C. L., Flores-Vidal, X., Chavanne, C., Villanoy, C. L., Flament, P. 2019. Low-frequency surface currents and generation of an island lee eddy in Panay Island, Philippines. *Journal of Physical Oceanography*, 49(3), 765–787. doi:10.1175/JPO-D-17-0191.1
- Atlas, R., Hoffman, R. N., Ardizzone, J., Leidner, S. M., Jusem, J. C., Smith, D. K., Gombos, D. 2011. A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(2), 157–174. doi:10.1175/2010BAMS2946.1
- Barton, E. D., Argote, M., Brown, J., Kosro, M., Lavin, M., Robles, J., Smith, R., Trasviña, A., Velez, H. 1993. Supersquirt: dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography*, 6(1), 23–30. doi:10.5670/oceanog.1993.19
- Barton, E. D., Lavín, M. F., Trasviña, A. 2009. Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Continental Shelf Research*, 29(2), 485–500. doi:10.1016/j.csr.2008.12.003
- Chang, C. H., Xie, S. P., Schneider, N., Qiu, B., Small, J., Zhuang, W., Taguchi, B., Sasaki, H., Lin, X. 2012. East Pacific ocean eddies and their relationship to subseasonal variability in Central American wind jets. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(10), 1–20. doi:10.1029/2011JC007315
- Chapa-Balcorta, C., Hernandez-Ayon, J. M., Durazo, R., Beier, E., Alin, S. R., López-Pérez, A. 2015. Influence of post-Tehuano oceanographic processes in the dynamics of the CO₂ system in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(12), 7752–7770. doi:10.1002/2015JC011249
- Chelton, D. B., Freilich, M. H., Esbensen, S. K. 2000. Satellite observations of the wind jets off the Pacific Coast of Central America. Part I: case studies and statistical characteristics. *Monthly Weather Review*, 128(7), 1993–2018. doi:10.1175/1520-0493(2000)128<1993:SOOTWJ>2.0.CO;2
- Clarke, A. J. 1988. Inertial wind path and sea surface temperature patterns near the Gulf of Tehuantepec and Gulf of Papagayo. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93(C12). doi:10.1029/JC093iC12p15491
- Cushman-Roisin, B. 1994. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. Prentice Hall. New Jersey.
- Bañuelos, D.A., Velázquez-Muñoz, A. F. 2011. Forced dynamics by wind normal to the boundary. En: J. Kaplan, Medina, A. (Eds.), *Experimental and computational fluid mechanics, environmental science and engineering*. Springer International Publishing, Switzerland. pp. 307-313.
- Devis-Morales, A., Schneider, W., Montoya-Sánchez, R. A., Rodríguez-Rubio, E. 2008. Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight. *Geophysical Research Letters*, 35(20). doi:10.1029/2008GL035172
- Dewar, W. K., Flierl, G. R. 1987. Some effects of the wind on rings. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 17. doi:10.1175/1520-0485(1987)017<1653:SEOTWO>2.0.CO;2
- Dickey, T. D., Nencioli, F., Kuwahara, V. S., Leonard, C., Black, W., Rii, Y. M., Bidigare, R. R., Zhang, Q. 2008. Physical and bio-optical observations of oceanic cyclones west of the island of Hawaii. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 55(10–13), 1195–1217. doi:10.1016/j.dsr2.2008.01.006

- Dong, C., Lin, X., Liu, Y., Nencioli, F., Chao, Y., Guan, Y., Chen, D., Dickey, T., McWilliams, J. C. 2012. Three-dimensional oceanic eddy analysis in the Southern California Bight from a numerical product. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(1), 1–17. doi:10.1029/2011JC007354
- Elhmaïdi, D., Provenzale, A., Babiano, A. 1993. Elementary topology of two-dimensional turbulence from a Lagrangian viewpoint and single-particle dispersion. *Journal of Fluid Mechanics*, 257, 533–558. doi:DOI: 10.1017/S0022112093003192
- Falco, P., Griffa, A., Poulain, P.-M., Zambianchi, E. 2000. Transport properties in the Adriatic Sea as deduced from drifter data. *Journal of Physical Oceanography*, 30(8), 2055–2071. doi:10.1175/1520-0485(2000)030<2055:TPITAS>2.0.CO;2
- Färber-Lorda, J., Lavín, M. F., Guerrero-Ruiz, M. a. 2004. Effects of wind forcing on the trophic conditions, zooplankton biomass and krill biochemical composition in the Gulf of Tehuantepec. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51, 601–614. doi:10.1016/j.dsr2.2004.05.022
- Färber-Lorda, J., Lavin, M. F., Zapatero, M. A., Robles, J. M. 1994. Distribution and abundance of euphausiids in the gulf of tehuantepec during wind forcing. *Deep-Sea Research Part I*, 41(2), 359–367. doi:10.1016/0967-0637(94)90008-6
- Figueroa J.M., Marinone S.G., Lavín M.F. (2003) A Description of Geostrophic Gyres in the Southern Gulf of California. In: Velasco Fuentes O.U., Sheinbaum J., Ochoa J. (eds) *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Springer, Dordrecht.
- Flores-Vidal, X., Durazo, R., Chavanne, C., Flament, P. 2011. Coastal circulation in the absence of wind in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: High-frequency radar observations. *Ciencias Marinas*, 37(2011), 493–512. doi:10.7773/cm.v37i4A.1911
- Flores Ramírez, L. M., Zavala Sansón, L. 2019. Two-dimensional turbulence dispersion in a closed domain: Influence of confinement and geometry. *AIP Advances*, 9(3), 35302. doi:10.1063/1.5081848
- Gaube, P., Chelton, D. B., Samelson, R. M., Schlax, M. G., O’Neill, L. W. 2015. Satellite observations of mesoscale eddy-induced Ekman pumping. *Journal of Physical Oceanography*, 45(1), 104–132. doi:10.1175/JPO-D-14-0032.1
- Gonzalez-Silvera, A., Santamaria-Del-Angel, E., Millán-Nuñez, R., Manzo-Monroy, H. 2004a. Satellite observations of mesoscale eddies in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo (Eastern Tropical Pacific). *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(6–9), 587–600. doi:10.1016/j.dsr2.2004.05.019
- Gonzalez-Silvera, A., Santamaria-Del-Angel, E., Millán-Nuñez, R., Manzo-Monroy, H. 2004b. Satellite observations of mesoscale eddies in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo (Eastern Tropical Pacific). En *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2004, 51(6–9), pp. 587–600. doi:10.1016/j.dsr2.2004.05.019
- Hansen, D. V, Poulain, P.-M. 1996. Quality control and interpolations of WOCE-TOGA drifter data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13(4), 900–909. doi:10.1175/1520-0426(1996)013<0900:QCAIOW>2.0.CO;2
- Hasson, A., Farrar, J. T., Boutin, J., Bingham, F., Lee, T. 2019. Intraseasonal variability of surface salinity in the Eastern Tropical Pacific associated with mesoscale eddies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(4), 2861–2875. doi:10.1029/2018JC014175
- Hong, X., Peng, M., Wang, S., Wang, Q. 2018. Simulating and understanding the gap outflow and oceanic response over the Gulf of Tehuantepec during GOTEX. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 82, 1–19. doi:https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2018.01.003

- Hurd, W. E. 1929. Northerns of the Gulf of Tehuantepec. *Monthly Weather Review*, 57(5), 192–194. doi:10.1175/1520-0493(1929)57<192:NOTGOT>2.0.CO;2
- LaCasce, J. H. 2008. Lagrangian statistics from oceanic and atmospheric observations. In J. B. Weiss & A. Provenzale (Eds.), *Transport and Mixing in Geophysical Flows: Creators of Modern Physics*. doi:10.1007/978-3-540-75215-8_8
- Large, W. G., McWilliams, J. C., Doney, S. C. 1994. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4), 363–403. doi:10.1029/94RG01872
- Larrañaga Fu, M. J. 2018. Estudio numérico de la interacción oleaje-corrientes bajo condiciones de viento intenso. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. xiv, 71 hojas.
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Cabrera, C., Godínez, V. M., Amador-Buenrostro, A. 2014. Surface circulation in the Gulf of California in summer from surface drifters and satellite images (2004–2006). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(7), 4278–4290. doi:10.1002/2013JC009345
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Godínez, V. M. 2013. Mesoscale eddies in the southern Gulf of California during summer: Characteristics and interaction with the wind stress. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(3), 1367–1381. doi:10.1002/jgrc.20132
- Lavín, M. F., Durazo, R., Palacios, E., Argote, M. L., Carrillo, L. 1997. Lagrangian Observations of the Circulation in the Northern Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*, 27(10), 2298–2305. doi:10.1175/1520-0485(1997)027<2298:LOOTCI>2.0.CO;2
- Lequeux, B. D., Ahumada-Sempoal, M. A., López-Pérez, A., Reyes-Hernández, C. 2018. Coral connectivity between equatorial eastern Pacific marine protected areas: A biophysical modeling approach. *PLoS ONE*, 13(8), 1–16. doi:10.1371/journal.pone.0202995
- Li, J., Qi, Y., Jing, Z., Wang, J. 2014. Enhancement of eddy-Ekman pumping inside anticyclonic eddies with wind-parallel extension: Satellite observations and numerical studies in the South China Sea. *Journal of Marine Systems*, 132, 150–161. doi:10.1016/j.jmarsys.2014.02.002
- Liang, J. H., McWilliams, J. C., Kurian, J., Colas, F., Wang, P., Uchiyama, Y. 2012. Mesoscale variability in the northeastern tropical Pacific: Forcing mechanisms and eddy properties. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(7), 1–13. doi:10.1029/2012JC008008
- Lumpkin, R., Flament, P. 2001. Lagrangian statistics in the central North Pacific. *Journal of Marine Systems*, 29(1–4), 141–155. doi:10.1016/S0924-7963(01)00014-8
- Mahadevan, A., Thomas, L. N., Tandon, A. 2008. Comment on “Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms”. *Science*, 320(5875), 448b–448b. doi:10.1126/science.1152111
- Mariano, A. J., Ryan, E. H., Huntley, H. S., Laurindo, L. C., Coelho, E., Griffa, A., Özgökmen, T. M., Berta, M., Bogucki, D., Chen, S. S., Curcic, M., Drouin, K. L., Gough, M., Haus, B. K., Haza, A. C., Hogan, P., Iskandarani, M., Jacobs, G., ... Wei, M. 2016. Statistical properties of the surface velocity field in the northern Gulf of Mexico sampled by GLAD drifters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(7), 5193–5216. doi:10.1002/2015JC011569
- Martin, A. P., Richards, K. J. 2001. Mechanisms for vertical nutrient transport within a North Atlantic mesoscale eddy. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 48(4–5), 757–773. doi:10.1016/S0967-0645(00)00096-5

- McCreary, J. P., Lee, H. S., Enfield, D. B. 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(1), 81–109. doi:10.1357/002224089785076343
- McGillicuddy, D. J. 2007. Eddy / wind interactions stimulate mid-ocean plankton blooms. *Science*, 1021(May), 1021–1027. doi:10.1126/science.1136256
- McGillicuddy, D. J. 2015. Formation of intrathermocline lenses by eddy–wind interaction. *Journal of Physical Oceanography*, 45(2), 606–612. doi:10.1175/JPO-D-14-0221.1
- McGillicuddy, D. J., Ledwell, J. R., Anderson, L. a. 2008. Response to comment on “Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms”. *Science*, 320(5875), 448c–448c. doi:10.1126/science.1148974
- Müller-Karger, F. E., Fuentes-Yaco, C. 2000. Characteristics of wind-generated rings in the eastern tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 105(C1), 1271. doi:10.1029/1999JC900257
- Nencioli, F., Dong, C., Dickey, T., Washburn, L., McWilliams, J. C. 2010. A vector geometry-based eddy detection algorithm and its application to a high-resolution numerical model product and high-frequency radar surface velocities in the Southern California Bight. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(3), 564–579. doi:10.1175/2009JTECHO725.1
- Ocampo-Torres, F. J., García-Nava, H., Durazo, R., Osuna, P., Díaz Méndez, G. M., 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 Meteorology*, 138(3), 433–451. doi:10.1007/s10546-010-9561-5
- Palacios, D. M., Bograd, S. J. 2005. A census of Tehuantepec and Papagayo eddies in the northeastern tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, 32(23), 1–4. doi:10.1029/2005GL024324
- Poulain, P.-M., Niiler, P. P. 2002. Statistical analysis of the surface circulation in the California Current System using satellite-tracked drifters. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 19. doi:10.1175/1520-0485(1989)019<1588:saotsc>2.0.co;2
- Proehl, J. A., Lynch, D. R., McGillicuddy, D. J., Ledwell, J. R. 2005. Modeling turbulent dispersion on the North Flank of Georges Bank using lagrangian particle methods. *Continental Shelf Research*, 25(7), 875–900. doi:https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.09.022
- Renault, L., Molemaker, M. J., McWilliams, J. C., Shchepetkin, A. F., Lemarié, F., Chelton, D., Illig, S., Hall, A. 2016. Modulation of wind work by oceanic current interaction with the atmosphere. *Journal of Physical Oceanography*, 46(6), 1685–1704. doi:10.1175/JPO-D-15-0232.1
- Rivas, D., Samelson, R. M. 2010. A Numerical modeling study of the upwelling source waters along the Oregon coast during 2005. *Journal of Physical Oceanography*, 41(1), 88–112. doi:10.1175/2010JPO4327.1
- Robles-Jarero, E. G., Lara-Lara, J. R. 1993. Phytoplankton biomass and primary productivity by size classes in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Plankton Research*, 15(12), 1341–1358. doi:10.1093/plankt/15.12.1341
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A., O’Brien, J. J. 2003. Isthmus of tehuatepec wind climatology and ENSO signal. *Journal of Climate*, 16(15), 2628–2639. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<2628:IOTWCA>2.0.CO;2
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Raga, G. B. 2007. Midsummer gap winds and low-level circulation over the eastern tropical Pacific. *Journal of Climate*, 20(15), 3768–3784. doi:10.1175/JCLI4220.1

- Sansón, L. Z., Pérez-Brunius, P., Sheinbaum, J. 2016. Surface relative dispersion in the southwestern Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 47(2), 387–403. doi:10.1175/jpo-d-16-0105.1
- Sansón, L. Z., Sheinbaum, J., Pérez-brunius, P. 2018. Single-particle statistics in the southern Gulf of Mexico. (May), 139–150.
- Santiago-García, M. W., Marinone, S. G., Velasco-Fuentes, O. U. 2014. Three-dimensional connectivity in the Gulf of California based on a numerical model. *Progress in Oceanography*, 123, 64–73. doi:10.1016/j.pocean.2014.02.002
- Seo, H., Miller, A. J., Norris, J. R. 2016. Eddy–wind interaction in the California Current System: dynamics and impacts. *Journal of Physical Oceanography*, 46(2), 439–459. doi:10.1006/jmbi.1996.0843
- Shchepetkin, A. F., McWilliams, J. C. 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347–404. doi:https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002
- Soria, G., Cinti, A., Marinone, S. G., Munguia-Vega, A., Torre-Cosio, J., Lavín, M. F., Moreno-Báez, M. 2013. Dynamic connectivity patterns from an insular marine protected area in the Gulf of California. *Journal of Marine Systems*, 129, 248–258. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.06.012
- Steenburgh, W. J., Schultz, D. M., Colle, B. a. 1998. The Structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Monthly Weather Review*, 126, 2673–2691. doi:10.1175/1520-0493(1998)126<2673:TSAEOG>2.0.CO;2
- Stern, M. E. 1965. Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex. *Deep-Sea Research*, 12(November 1964), 355–367. doi:10.1016/0011-7471(65)90007-0
- Stumpf, H. G. 1975. Upwelling Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 5, 383–388. doi:10.1175/1520-0485(1975)005<0383:SDOUIT>2.0.CO;2
- Stumpf, H. G., Legeckis, R. V. 1977. Satellite observations of mesoscale eddy dynamics in the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 7. doi:10.1175/1520-0485(1977)007<0648:SOOMED>2.0.CO;2
- Sudre, J., Maes, C., Garçon, V. 2013. On the global estimates of geostrophic and Ekman surface currents. *Limnology and Oceanography: Fluids and Environments*, 3(1), 1–20. doi:10.1215/21573689-2071927
- Taylor, G. I. 1922. Diffusion by continuous movements. *Proceedings of the London Mathematical Society*, s2-20(1), 196–212. doi:10.1112/plms/s2-20.1.196
- Trasviña, A., Barton, E. D. 2008. Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(5), 587–607. doi:10.1016/j.dsr.2008.02.002
- Trasviña, A., Barton, E. D., Brown, J., Velez, H. S., Kosro, P. M., Smith, R. L. 1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. *Journal of Geophysical Research*, 100(C10), 20649. doi:10.1029/95JC01283
- Trasvina, A., Barton, E. D., Vélez, H. S., Brown, J. 2003. Frontal subduction of a cool surface water mass in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Geofísica Internacional*, 42(1), 101–114.
- Velazquez-Muñoz, F. A., Martínez, J. A., Durazo, R. 2014. Numerical simulation of ocean response by offshore wind stress events. In J. Klapp & A. Medina (Eds.), *Experimental and computational fluid mechanics*. doi:10.1007/978-3-319-00116-6_7
- Velázquez-Muñoz, F., Martínez, J. A., Chavanne, C., Durazo, R., Flament, P. 2011. Wind-driven coastal circulation in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Ciencias Marinas*, 37, 443–456.

- Willett, C. S., Leben, R. R., Lavín, M. F. 2006. Eddies and tropical instability waves in the Eastern Tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 218–238. doi:10.1016/j.pocean.2006.03.010
- Xie, S.-P., Xu, H., Kessler, W. S., Nonaka, M. 2005. Air–Sea interaction over the Eastern Pacific Warm Pool: Gap winds, thermocline dome, and atmospheric convection. *Journal of Climate*, 18(1), 5–20. doi:10.1175/JCLI-3249.1
- Zamudio, L., Hurlburt, H. E., Metzger, E. J., Morey, S. L., O’Brien, J. J., Tilburg, C., Zavala-Hidalgo, J. 2006. Interannual variability of Tehuantepec eddies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(December 2005), 1–21. doi:10.1029/2005JC003182
- Zamudio, L., Hurlburt, H. E., Metzger, E. J., Morey, S. L., O’Brien, J. J., Tilburg, C., Zavala-Hidalgo, J., Le Bars, M., McClain, C. R., Christian, J. R., Signorini, S. R., Lewis, M. R., Asanuma, I., Turk, D., Dupouy-Douchement, C., Palacios, D. M., Bograd, S. J., Foley, D. G., ... Gruber, N. 2006. Numerical simulation of ocean response by offshore wind stress events. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(7), 1–4. doi:10.1007/978-3-319-00116-6_7
- Zavala Sansón, L. 2015. Surface dispersion in the Gulf of California. *Progress in Oceanography*, 137, 24–37. doi:10.1016/j.pocean.2015.04.008
- Zhao, J., Bower, A., Yang, J., Lin, X., Penny Holliday, N. 2018. Meridional heat transport variability induced by mesoscale processes in the subpolar North Atlantic. *Nature Communications*, 9(1), 1124. doi:10.1038/s41467-018-03134-x

Anexos

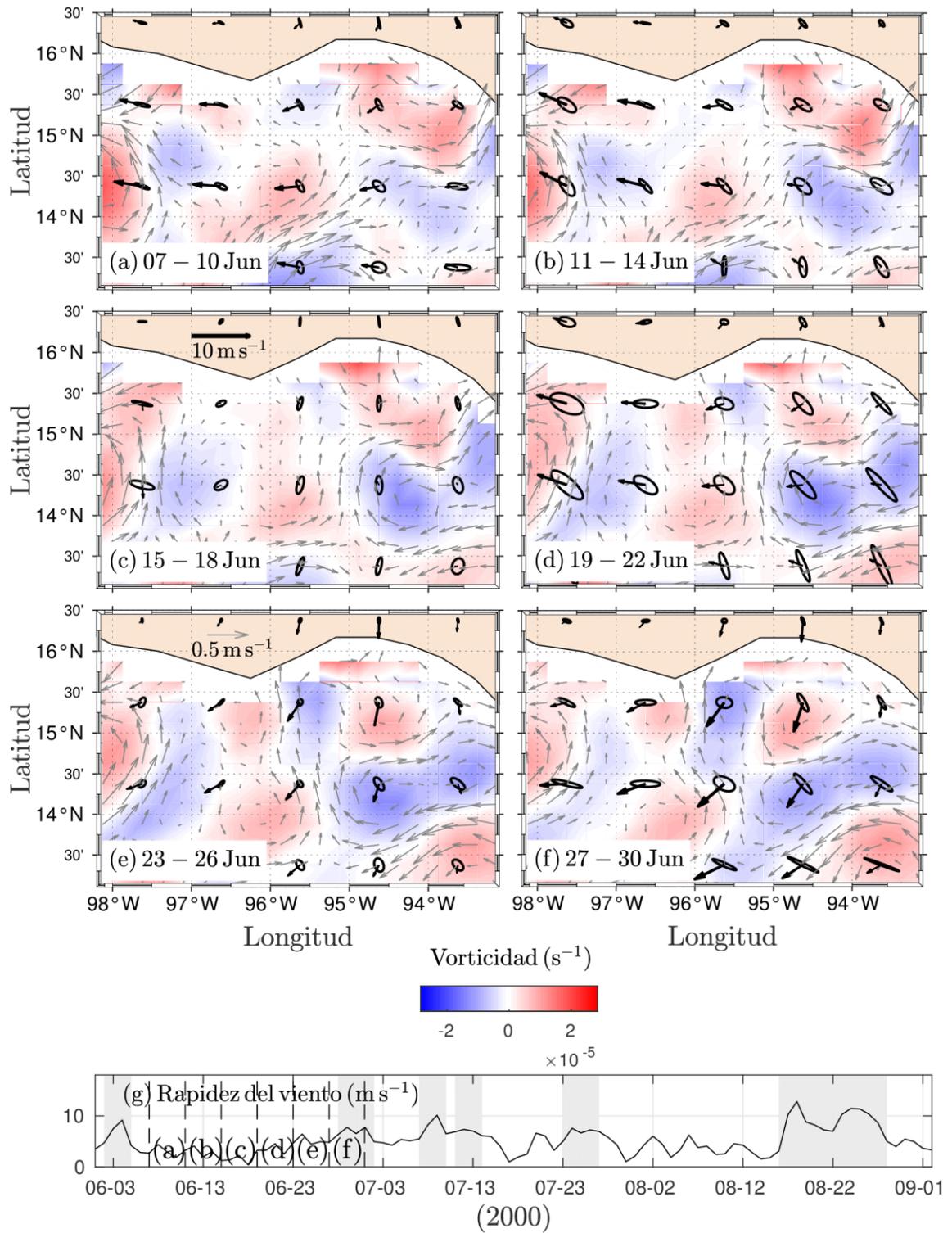


Figura 17. Evolución temporal del campo de viento y la circulación en el Golfo de Tehuantepec antes y durante el desarrollo del primer dipolo.

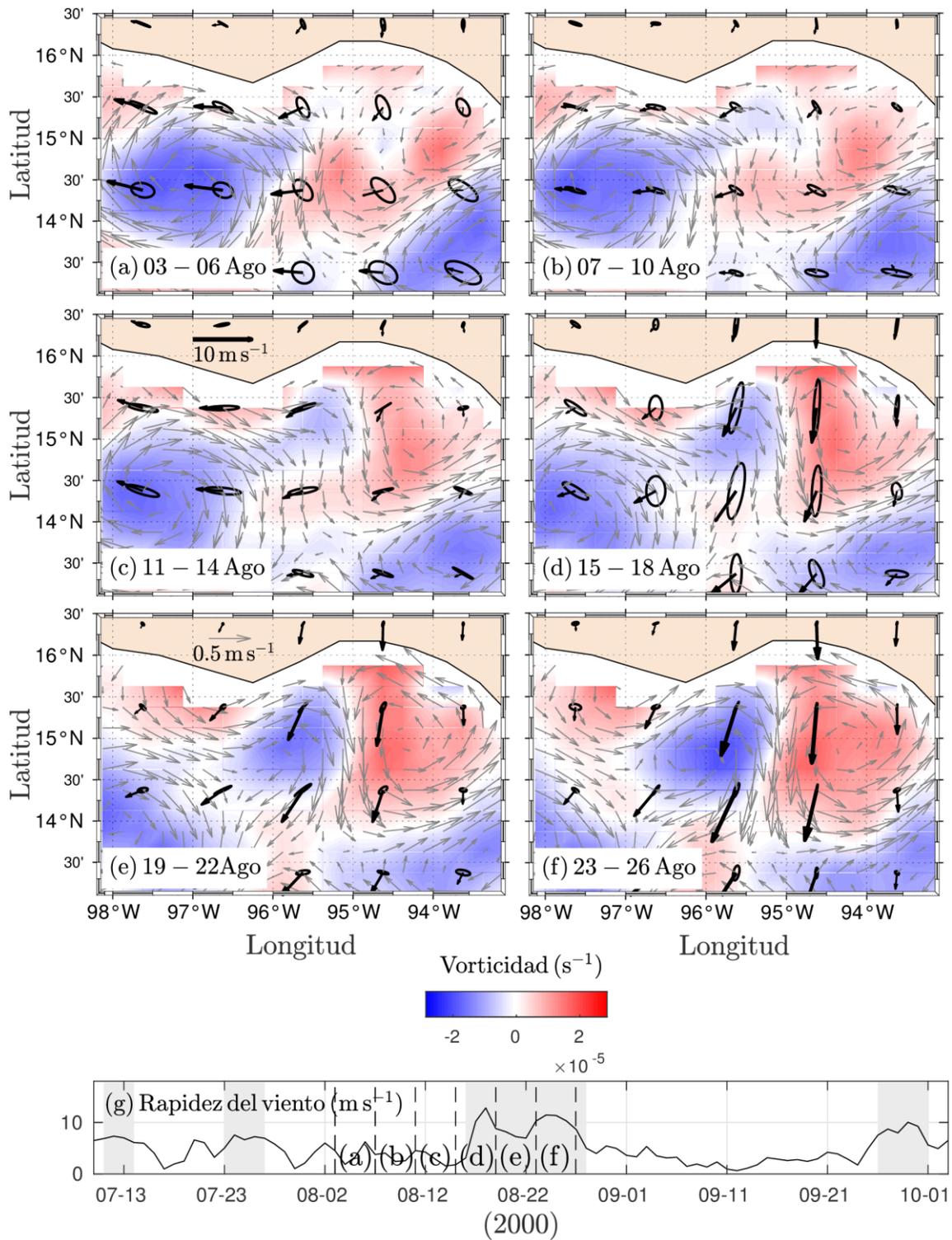


Figura 18. Evolución temporal del campo de viento y la circulación en el Golfo de Tehuantepec antes y durante el desarrollo del segundo dipolo.

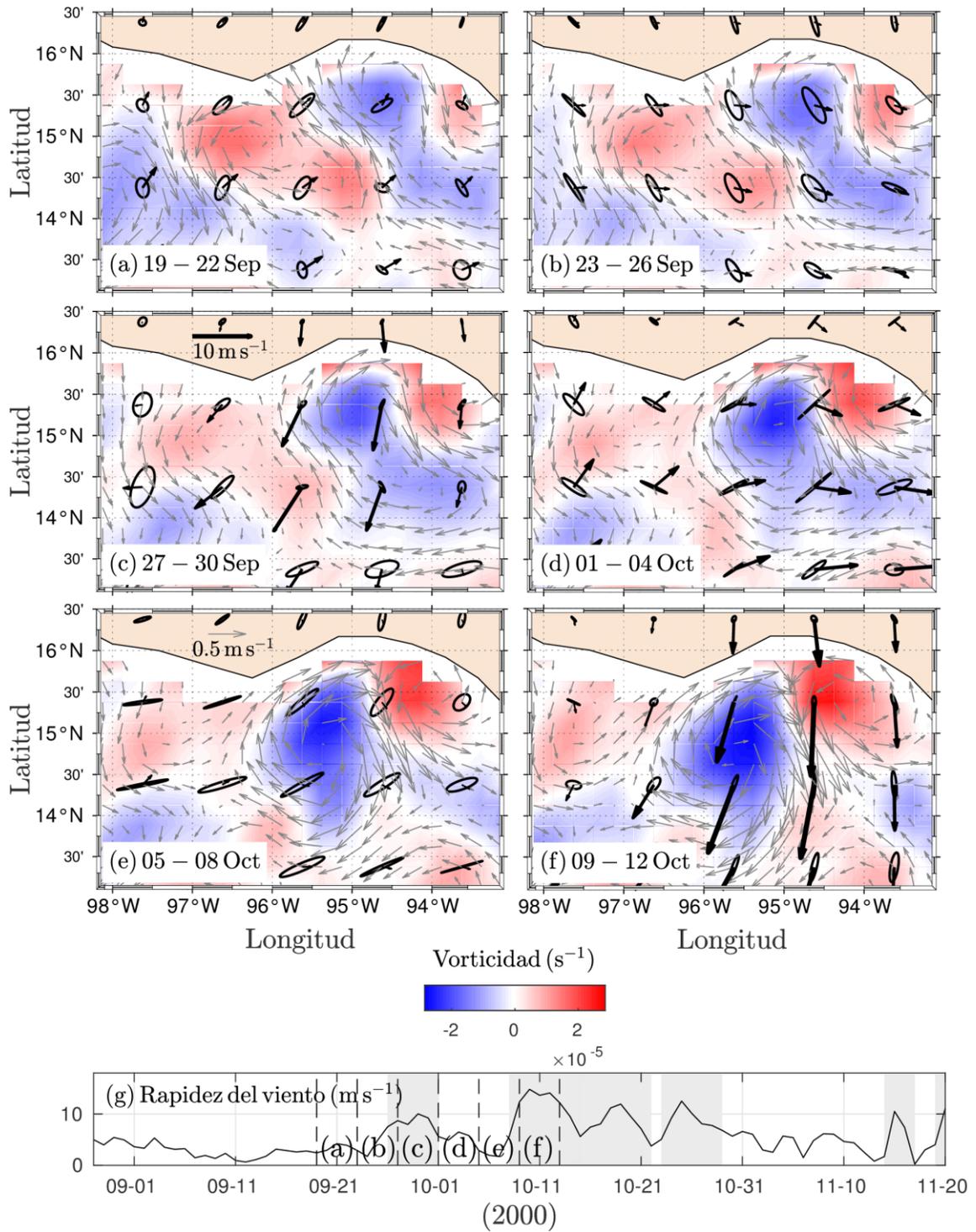


Figura 19. Evolución temporal del campo de viento y la circulación en el Golfo de Tehuantepec antes y durante el desarrollo del tercer dipolo.