



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas
Programa de Doctorado en Oceanografía



**Variabilidad espacio-temporal del viento superficial en la
Cuenca de Yucatán, Mar Caribe y sus implicaciones
dinámicas: observaciones y modelos numéricos.**

IVÁN ERNESTO PÉREZ SANTOS

CONCEPCIÓN-CHILE

2011

Profesor Guía: Wolfgang Schneider
Departamento de Oceanografía,
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas
Universidad de Concepción

Dirección de Postgrado

La Tesis Doctoral en Oceanografía “Variabilidad espacio-temporal del viento superficial en la Cuenca de Yucatán, Mar Caribe y sus implicaciones dinámicas: observaciones y modelos numéricos ” del Sr. *Iván Ernesto Pérez Santos*, realizada en el Departamento de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación:

Dr. Wolfgang Schneider
Profesor Guía
Universidad de Concepción, Chile

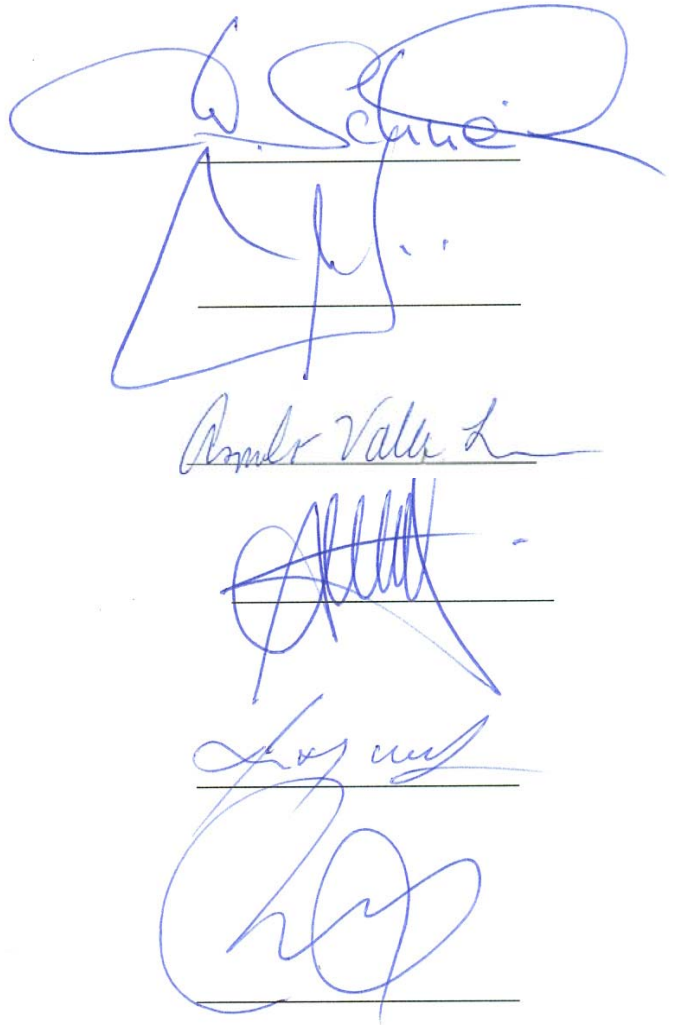
Dr. Marcus Sobarzo Bustamante
Miembro Comité de Tesis
Universidad de Concepción, Chile

Dr. Arnoldo Valle-Levinson
Miembro Comité de Tesis
University of Florida, USA

Dr. Aldo Montecinos
Miembro Comité de Tesis
Universidad de Concepción, Chile

Dr. Rene Garreaud Salazar
Evaluador Externo
Universidad de Chile

Dr. Ruben Escribano
Director (S) de Programa
Universidad de Concepción, Chile



Handwritten signatures of the evaluation committee members in blue ink, positioned to the right of the printed names. Each signature is written above a horizontal line.

Marzo 2011

Dedico esta tesis de doctorado en Oceanografía
a mi hermosa familia en Cuba, Chile y Canadá,
porque perdonaron todo el tiempo que les
quité y me inyectaron de energía
y motivación en todo
este largo camino.
A todos ustedes muchas gracias
y no me cansaré de repetirles cuanto los amo.



“El deber de un hombre está allí donde es más útil”. José Martí

Índice de contenidos

Agradecimientos.....	II
Curriculum Vitae.....	III
Resumen.....	V
Abstract.....	VII
1. Introducción general.....	3
1.1. Características geográficas de la región de estudio.....	3
1.2. Motivación.....	4
1.3. Circulación atmosférica y oceánica.....	8
1.3.1. Régimen de vientos.....	8
1.3.2. Circulación general de las corrientes en el Mar Caribe.....	11
1.3.3. Circulación superficial de las corrientes alrededor de Cuba.....	15
1.4. Estado del conocimiento y objetivo general.....	17
1.5. Hipótesis de trabajo y objetivos específicos.....	19
2. Materiales y métodos generales.....	20
2.1. Datos.....	20
2.1.1. Viento superficial.....	20
2.1.2. Clorofila-a satelital.....	22
2.1.3. Temperatura superficial del mar y profundidad de la capa de mezcla.....	23
2.1.4. Topografía dinámica obtenida de altimetría e hidrografía.....	24
2.1.5. Modelo de asimilación MERCATOR.....	26
2.2. Métodos.....	27
2.2.1. Variables derivadas del viento para los artículos 1 y 2.....	27
2.2.2. Análisis de ondeleta y de funciones ortogonales empíricas.....	28
2.2.3. Escalamiento de la ecuación de movimiento.....	28
2.2.4. Energías cinéticas y transporte de volumen.....	30
2.2.5. Corrientes geostróficas e identificación de masas de agua.....	31
2.2.6. Modelo biofísico.....	32
3. Artículo científico 1.....	35
3.1. Resumen del artículo 1: Variabilidad del viento superficial y sus implicaciones dinámicas en la Cuenca de Yucatán-Mar Caribe.....	35
3.2. Artículo 1: "Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin Caribbean Sea dynamics".....	37

3.3. Material suplementario.....	52
4. Artículo científico 2.....	56
4.1. Resumen del artículo 2: Respuesta de la clorofila-a durante el paso de eventos de escala sinóptica en la Cuenca de Yucatán-Mar Caribe.....	56
4.2. Artículo 2: "Satellite chlorophyll-a response during synoptic-scale events in the Yucatan basin, Caribbean Sea"	57
4.3. Material suplementario.....	86
5. Circulación y transporte en la Cuenca de Yucatán.....	87
5.1. Circulación superficial y transporte promedio.....	87
5.2. Promedio mensual de la circulación superficial.....	95
5.3. Transporte mensual de la contracorriente cubana con datos de modelo Mercator..	98
5.4. Material suplementario.....	102
6. Hidrografía y su relación con el viento y las corrientes marinas.....	106
6.1. Hidrografía de la región occidental de Cuba.....	106
6.2. Caso de estudio.....	109
6.2.1. Comportamiento vertical de la temperatura y la densidad del agua.....	109
6.2.2. Condiciones meteorológicas durante el muestreo.....	112
6.2.3. Corrientes geostróficas.....	115
6.3. Material suplementario.....	118
7. Acoplamiento físico-biológico.....	122
7.1. Descripción de los experimentos de liberación de partículas.....	122
7.2. Material suplementario.....	128
8. Discusión general y conclusiones.....	130
8.1. Mecanismos derivados del viento.....	130
8.2. Mecanismos relacionados con la circulación de las aguas.....	135
9. Referencias bibliográficas.....	141

Agradecimientos

Deseo comenzar agradeciendo al Dr. Tarsicio Antezana por divulgar la importancia del Postgrado de Oceanografía de la Universidad de Concepción en Latinoamérica. Él llegó a Cuba en el 2003 y nos contagió con la necesidad de aumentar el nivel científico en la región, hecho al que todos los doctorantes contribuimos cada año.

Al Dr. Wolfgang Schneider, quien me recibió en su laboratorio desde que puse los pies en esta tierra fría y húmeda pero llena de calor humano. Con Wolfgang trabajé en la serie de tiempo del Proyecto FONDAP-COPAS, aprendí el manejo de nuevos equipos, técnicas, herramientas de análisis y sobre todo, a escribir artículos de impacto para la ciencia de mi país. También me dio la posibilidad de conocer la Patagonia, a través del Proyecto COPAS-Sur Austral, llena de aventuras y recuerdos imposibles de borrar. Igualmente agradezco, al Dr. Marcus Sobarzo por guiarme en el trabajo de tesis y tener siempre su puerta abierta para mis consultas.

A los colegas-amigos del laboratorio de oceanografía de la antigua Cabina 5 y del actual edificio del Departamento de Oceanografía (Ivonne, Raúl, Luis, David, Andrea, Gonzalo y J. Garcés), igualmente muchas gracias por su paciencia y ayuda en la programación, debate y análisis de los resultados de la tesis.

No puedo dejar de mencionar a mis colegas en Estados Unidos, Nelson Melo en AOML-NOAA, me mostró que en el Océano no sólo predomina el color azul. A Inia Soto, por recibirme en la Universidad del Sur de la Florida en el laboratorio de Sensoramiento Remoto y enseñarme a procesar imágenes de color del agua. También, al Dr. Arnoldo Valle-Levinson, quien me recibió en la Universidad de Florida y me entregó nuevos conocimientos e ideas que ayudaron a mejorar la calidad y nivel científico de la tesis.

En la isla más bella del Caribe, agradezco a mis compañeros y amigos de GEOCUBA-Estudios Marinos, del departamento de Oceanografía y sobre todo a Lázaro Fernández por seguir ayudándome en la formulación de ideas y la redacción. Al Dr. Rafael Puga del Centro de Investigaciones Pesqueras, por mantener mi motivación en el tema y los debates constructivos y a Irma Alfonso por entregarme sus conocimientos sobre el ciclo de vida larval de la langosta *Panurilus argus*.

Agradezco a todas las organizaciones y proyectos que financiaron mis estudios de Doctorado: CONICYT, la Escuela de Graduados de la Universidad de Concepción, el programa MECESUP y el proyecto FONDAP-COPAS.

Curriculum Vitae

Iván Ernesto Pérez Santos.

Nacido el 20 de Febrero de 1970, Ciudad Habana, Cuba.

Educación

1990-1994: Ingeniero Hidrógrafo-Oceanógrafo, Escuela Naval, Cuba

2004-2006: Magíster en Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

2006-2011: Doctor en Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

Experiencia profesional

1994-2000: Jefe de grupo oceanográfico. GEOCUBA Estudios – Marinos, Cuba.

2001-2006: Investigador auxiliar. Centro de Investigaciones Pesqueras, Cuba.

Publicaciones (ISI)

Pérez-Santos, I., W. Schneider, A. Valle-Levinson, M. Sobarzo, I. Soto, J. Garcés-Vargas, R. Montoya-Sánchez, N. Melo and F. Muller-Karger. 2011. Satellite chlorophyll-a pattern during synoptic-scale events in Yucatán basin, Caribbean Sea. (Submitted to the Journal of Geophysical Research).

Pérez-Santos, I., W. Schneider, M. Sobarzo, R. Montoya-Sánchez, A. Valle-Levinson, and J. Garcés-Vargas. 2010. Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin - Caribbean Sea dynamics, *J. Geophys. Res.*, 115, C10052, doi:10.1029/2010JC006292.

G. Arencibia-Carballo , L. Orta-Arrazcaeta, N. Capetillo-Piñar, **I. Pérez**, R. Hernández, S. C. Gardner and A. Ortega-Rubio. 2005. Organochlorine Insecticide Residues in Nipe Bay, Cuba. *Bull. Environ. Contam. Toxicol.* (75-2), 304 – 307.

Publicaciones no-ISI (11) e Informes técnicos (33)

Actividades académicas (periodo del doctorado)

Formación

2006: Cursos fundamentales de Oceanografía Física, Química, Biológica y Geológica. Universidad de Concepción, Chile.

2006. Curso de Oceanografía Satelital. CICESE, México.

2007: Curso de ciclones tropicales. La Paz, México.

2008: Pasantía de investigación. AOML-NOAA, Miami, Universidad del Sur de la Florida, Tampa y Universidad de Florida en Gainesville, USA.

2009: Curso de verano. Mezcla en el Océano. Universidad de Concepción, Chile.

Cursos, conferencias y clases dictadas

- 2004-2009: Ayudante docente. Universidad de Concepción, Chile.
 2007: Ciclo de conferencia. Centro de Investigaciones Pesqueras, Cuba.
 2008: Curso de Ocean Data View. GEOCUBA Estudios Marinos, Cuba.
 2008: Conferencia. Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory. Miami, USA.
 2009: Mini-curso de Ocean Data View. ColacMarcuba, La Habana, Cuba.
 2010: Curso de Oceanografía integrada, Universidad Javeriana, Colombia.
 2010: Curso de Ocean Data View. INVEMAR, Colombia.
 2010: Conferencia en la Universidad de Magdalena, Colombia.

Dirección de tesis

- 2008: Tesis de pregrado (Titulado). Universidad de la Habana, Cuba.
 2010: Co-dirección tesis doctorado (En curso). Universidad Javeriana, Colombia.

Participación en congresos científicos

- 2006: Ponencia (1). Congreso XXVI de Ciencias del Mar, Chile
 2006: Ponencia (1) y póster (2). Congreso Marcuba, Cuba
 2007: Ponencia (1). Congreso ColacMar, Brasil.
 2007: Ponencias (2). Evento Pesca, Cuba
 2009: Ponencias (2) y póster (1). Congreso ColacMarcuba, Cuba
 2010: Ponencia (1). Congreso XXX de Ciencias del Mar, Chile

Participación en proyectos de investigación

- 2006: Técnico oceanógrafo. FONDAP-COPAS, RP-1. Universidad de Concepción, Chile.
 2009-2011: Técnico oceanógrafo. Proyecto Financiamiento Basal, COPAS Sur-Austral, Línea 4. Universidad de Concepción, Chile.

Becas otorgadas

- 2006: Beca Escuela de Graduados. Doctorado, Universidad de Concepción, Chile.
 2007: Beca CONICYT. Doctorado en Oceanografía, Chile.
 2008: Beca IAI. Asistencia a curso. La Paz, México.
 2008: Beca MECESUP. Pasantía de investigación en USA, Chile.
 2009: Beca CONICYT. Participación en congreso, Chile.
 2010: Beca CONICYT. Termino de tesis doctoral, Chile.
 2010: Beca COPAS. Termino de tesis doctoral, Chile.

Resumen

Variabilidad espacio-temporal del viento superficial en la Cuenca de Yucatán, Mar Caribe y sus implicaciones dinámicas: observaciones y modelos numéricos.

Iván Ernesto Pérez Santos
Programa de Doctorado en Oceanografía
Universidad de Concepción, 2011

Dr. Wolfgang Schneider, Profesor guía

Los vientos Alisios del Noreste dominan el régimen de vientos en el Mar Caribe durante todo el año. Estos son más intensos en invierno boreal (Enero-Marzo), cuando la alta presión subtropical del Atlántico norte y la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se mueven hacia el Ecuador. La intensidad del viento disminuye durante el verano cuando este sistema se aleja del Ecuador. El análisis del viento superficial (10 m de altura del nivel del mar) proveniente del satélite QuikSCAT durante 1999-2008, distinguió los vientos más intensos durante el otoño (Octubre-Diciembre, con máximos absolutos en Noviembre) en la Cuenca de Yucatán (CY), como consecuencia de la interacción océano-atmósfera. Se sugirió, que el colapso del pool de agua cálida del Atlántico (definido como TSM mayores a 28.5°C) en Octubre, generó un gradiente de presión entre el noroeste del Mar Caribe y el sureste del Golfo de México que intensificó los vientos superficiales durante Noviembre. Los procesos que dependieron directamente del viento, como el esfuerzo del viento y el transporte de Ekman (dirección predominante hacia el norte-noroeste), también mostraron sus mayores intensidades en este periodo. En el espacio, se destacó para todas las variables, un gradiente sur-norte con los mayores valores en el sur de la CY y los menores en la costa sur de Cuba.

El transporte de Ekman representó el 93% del transporte total de Ekman, mientras el bombeo de Ekman contribuyó con solo un 7%. Sin embargo, este último evidenció la importancia que tuvieron los eventos extremos (huracanes) en incrementar la clorofila-a (0.05 a 2.0 mg m⁻³) en la CY, debido a la fuerte advección vertical que produjeron (5-8 m² s⁻¹). Otros eventos de la escala sinóptica (frentes fríos, bajas extratropicales y ondas tropicales), también ocasionaron un rotor positivo del viento y generaron la mezcla en la columna de agua, aumentando ligeramente la concentración de clorofila-a (0.05-0.25 mg m⁻³). La escala sinóptica representó el 27.7% de la varianza total del viento con un periodo de 2-16 días durante los meses de otoño e invierno, principalmente.

Se realizaron cuatro experimentos de deriva de partículas, utilizando el modelo biofísico ICHTHYOP, acoplado con el modelo físico ROMS-Caribe noroeste. Los resultados mostraron la importancia del transporte de Ekman en generar retención de partícula en el norte de la CY. Aunque este proceso junto con el bombeo de Ekman negativo, favorecieron el hundimiento de las aguas al sur de Cuba, no lo produjeron. El hundimiento de las isotermas no ocurrió en el sector costero como se esperaba, sino entre los ~40-100 km de la costa, respondiendo al paso de los remolinos anticiclónicos, detectados con datos hidrográficos y estudiados con la altimetría (AVISO, 1993-2009) y las salidas del modelo de asimilación MERCATOR (2007-2009).

En promedio y durante la escala anual, se registró la presencia de cuatro remolinos de mesoescala; tres de tipo anticiclónico y uno ciclónico; con diámetros de 100-200 km. Su presencia fue cuasi permanente, disminuyendo solo durante Noviembre-Enero, junto con la circulación superficial, en correspondencia con el ciclo anual del transporte generado por las corrientes en el Mar Caribe. La mayor intensidad de las corrientes, energía cinética promedio y energía cinética turbulenta se registró durante el verano. Nuevamente la influencia del pool de agua cálida del Atlántico se hizo presente, produciendo un incremento de la temperatura superficial del mar en el centro de la CY que generó un gradiente de presión hacia la costa, intensificando las corrientes en sentido este. Se identificó la Contracorriente Cubana cuya extensión superficial llegó hasta Jamaica y no solo hasta la Isla de Caimán como se conocía. Su mayor intensidad se localizó en los primeros 250 m ($0.3-0.5 \text{ m s}^{-1}$) y su presencia se asoció siempre con el origen de los remolinos al sur de Cuba. Su transporte disminuyó a la mitad en su recorrido desde el Canal de Yucatán ($3.45 \pm 2.7 \text{ Sv}$) hacia el centro de la CY ($1.6 \pm 0.9 \text{ Sv}$).

El estudio de los mecanismos físicos en la CY permitió observar la asociación que existió entre el régimen de viento y las corrientes marinas en favorecer la retención/dispersión de partículas. La dirección permanente del transporte de Ekman hacia la costa de Cuba y la presencia cuasi permanente de los remolinos de mesoescala durante el periodo de salida de larvas de langosta *Panulirus argus* hacia la CY, estaría ayudando a su retención. Mientras, el incremento del transporte de Ekman y la disminución de la actividad de mesoescala en otoño, permitiría un asentamiento exitoso, teniendo en cuenta que la dispersión mostrada por los remolinos en los experimentos de deriva, puede ser una de las causas de la variabilidad interanual del reclutamiento, que pueda estar afectando las capturas.

Abstract

Surface wind variability in the Yucatan Basin, Caribbean Sea and its dynamic implications: observations and numerical models.

Iván Ernesto Pérez Santos
Programa de Doctorado en Oceanografía
Universidad de Concepción, 2011

Dr. Wolfgang Schneider, Advisor

The northeasterly trade winds dominate the wind regime in the Caribbean Sea year-round, but are most intense in winter when the North Atlantic Subtropical High and the Intertropical Convergence Zone move towards the Equator. Wind intensity declines in summer when this system moves away from the Equator. QuikSCAT satellite images from 1999 to 2008 were used to analyze surface winds (10 m above sea level) in the Yucatan Basin, which were most intense in autumn (absolute maximum in November) due to ocean-atmosphere interactions. This suggests that the collapse of the Atlantic warm pool (defined as water with sea surface temperature exceeding 28.5°C) in October generated a pressure gradient between the northwestern Caribbean Sea and southeastern Gulf of Mexico that intensified surface winds in November. Processes directly dependent on the wind such as wind stress and Ekman transport (in a predominantly north-northwest direction) were also most intense during this period. Spatially, all the variables showed a south-north gradient, with the highest values in the southern Yucatan Basin and the lowest on the south coast of Cuba.

The total Ekman transport was 93% Ekman transport and 7% Ekman pumping. Nonetheless, the latter revealed the importance of extreme events (hurricanes), which augmented chlorophyll-a (from 0.05 to 2.0 mg m⁻³) in the Yucatan Basin through their strong vertical advection (5-8 m² s⁻¹). Other events on the synoptic scale (cold fronts, extra-tropical lows, and tropical waves) also caused a positive wind stress curl and generated mixing in the water column, slightly elevating the chlorophyll-a concentration (0.05-0.25 mg m⁻³). The synoptic scale represented 27.7% of the total variance of the wind with a periodicity of 2 to 16 days, mainly in autumn and winter.

Four particle drift experiments done using the biophysical model, ICHTHYOP (using the physical model, ROMS, forced with winds from QuikSCAT), showed the importance of Ekman transport for generating particle retention in the northern Yucatan Basin. Although this process combined with negative Ekman pumping should favor the sinking of the waters south of Cuba, this was not observed. The isotherms did deepen in the coastal sector as expected but ~40 to 100 km offshore in response to the passage of anticyclonic eddies, which have been detected with hydrographic data and studied with altimetry (AVISO, 1993-2009) and the output of the MERCATOR assimilation model (2007-2009).

Annually, we recorded an average of four quasi-permanent mesoscale eddies (diameter: 100-200 km): three anticyclonic and one cyclonic. Per the annual transport cycle of the Caribbean Sea, these diminished from November to January along with the surface circulation. The surface currents, kinetic energy, and eddy kinetic energy were most intense in summer. Again, the influence of the Atlantic warm pool was felt, producing an increase in the sea surface temperature at the center of the Yucatan Basin and thereby generating a pressure gradient towards the coast, intensifying the surface currents in the eastern direction. The Cuban Countercurrent (CCC) was identified, although its surface portion reached Jamaica and not only Cayman Island as previously reported. This countercurrent was most intense ($0.3-0.5 \text{ m s}^{-1}$) in the first 250 m, and its presence was always associated with the origin of the eddies to the south of Cuba. The transport of the CCC was halved on its course between Yucatan Channel ($3.45 \pm 2.7 \text{ Sv}$) and the middle of Yucatan Basin ($1.6 \pm 0.9 \text{ Sv}$).

By studying the physical mechanisms in the Yucatan Basin, we were able to observe how the wind regime and marine currents were associated, favoring the retention/dispersal of particles. The constant shoreward direction of the Ekman transport towards Cuba and the quasi-permanent presence of mesoscale eddies during the reproduction period of the spiny lobster *Panulirus argus* in the Yucatan Basin aided their retention. The autumn increment in Ekman transport and drop in mesoscale activity allows successful settlement. It should be noted that the dispersal shown by the eddies in the drift experiments may be one of the causes of the interannual variability in recruitment affecting the catches.

1. Introducción general

1.1. Características geográficas de la región de estudio

La isla de Cuba es la mayor de las islas de las Antillas Mayores. Limita al norte con el Estrecho de Florida y el Canal Viejo de las Bahamas, al oeste con el Canal de Yucatán, al este con el Paso de los Vientos y al sur con el Mar Caribe. El Mar Caribe es un mar semicerrado con un área de 2 718 200 km², separada del Océano Atlántico por un arco de islas llamadas Antillas Mayores y Menores que se extienden de norte a sur por su parte este. En términos de su topografía se divide en cinco cuencas: La Cuenca de Granada, Venezuela, Colombia, Caimán y Yucatán. La profundidad media de éstas varía entre los 3000 y 5000 metros, las que se encuentran limitadas en sus bordes por cordilleras submarinas, como las de Caimán y Jamaica y más al sur y sureste por el arco de las Antillas Menores y el borde continental de América del sur (Figura 1.1).

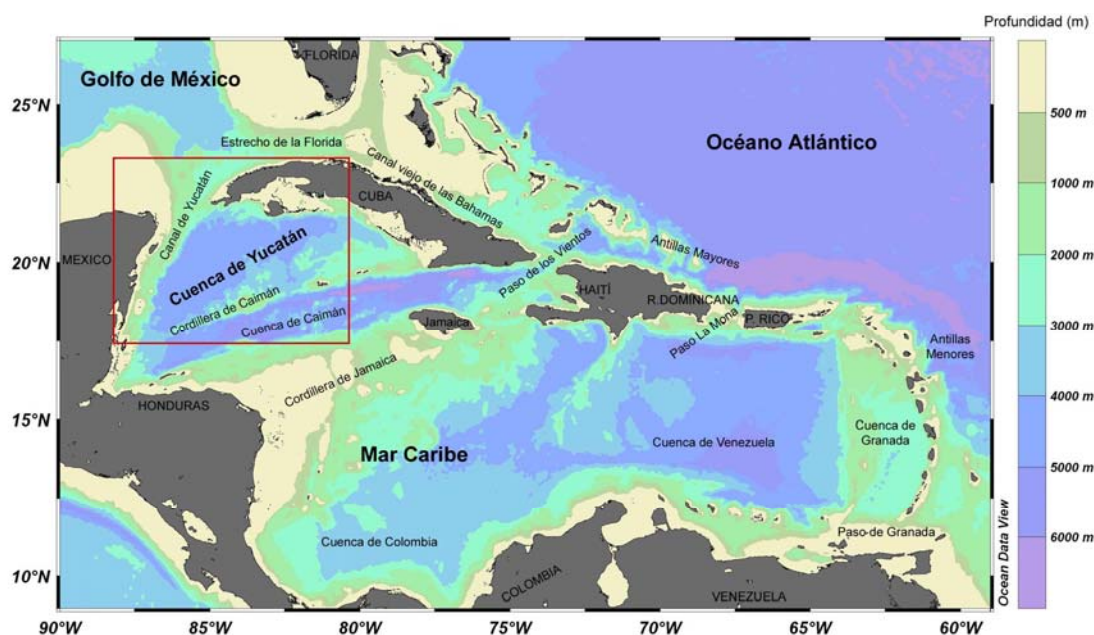


Figura 1.1. Geografía y batimetría del Mar Caribe. La macrolocalización del área de estudio se muestra en el recuadro rojo. La base batimétrica corresponde a ETOPO2 (Earth Topography Bathymetry) con una resolución de 2 minutos de arco.

El área de interés ubicada en el extremo noroeste del Mar Caribe, incluye a la Cuenca de Yucatán que tiene una longitud y ancho de 835 y 300 km aproximadamente y una profundidad máxima de 4600 metros (Figura 1.1). Al norte de la Cuenca de Yucatán

se encuentra el Golfo de Batabanó (Figura 1.2) que tiene una profundidad promedio de 6 metros y un área de 20 850 km². Al este de la Isla de Pinos la topografía muestra una caída abrupta del talud hasta los 4000 metros de profundidad a una distancia ~20 km de la costa, mientras hacia el oeste, la caída del relieve es mucho más suave, debido a la forma de arco que adoptan las isobatas, (Figura 1.2).

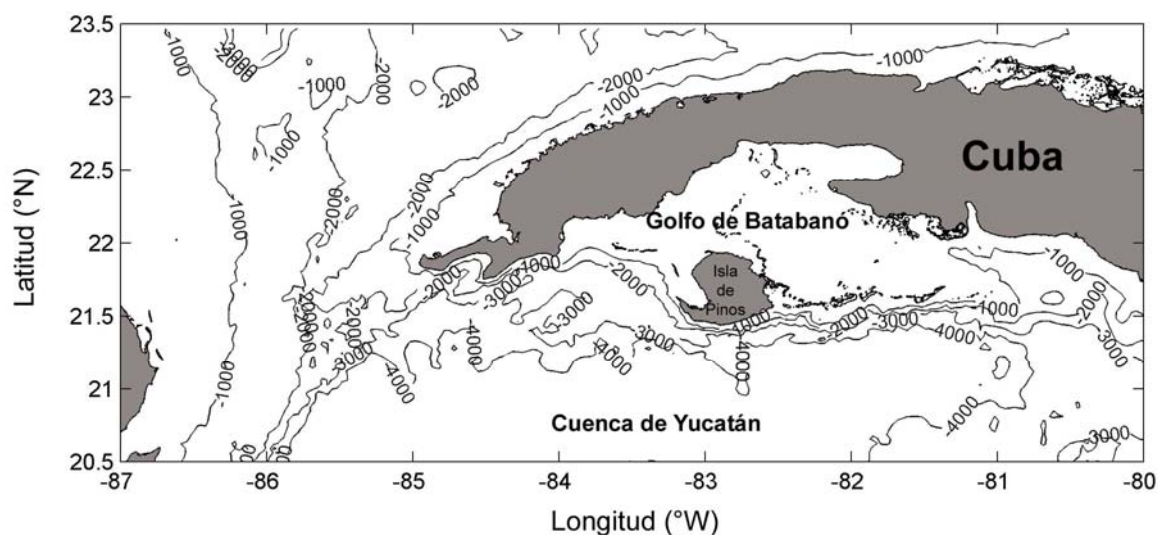


Figura 1.2. Características topográficas y batimétricas de la región occidental de Cuba. La base topográfica usada fue ETOPO2.

1.2. Motivación

Las pesquerías de la isla de Cuba están divididas en 4 zonas de pesca (Zona A, B, C, y D) distribuidas a lo largo de las costas norte y sur del archipiélago cubano (Figura 1.3a). La zona B es la de mayor importancia económica ya que representa el ~60% del total de las capturas de Cuba [Puga et al., 2005]. Las principales especies comerciales son los peces de plataforma como el pargo, los meros, júreles y otras migratorias como los bonitos y el atún de aleta negra. Sin embargo, las capturas de langosta (*Pannulirus argus*) son las que aportan los mayores ingresos económicos con menor costo de operación, [Puga et al., 1995]. Las capturas promedio entre 1978 y 1989 fueron de 7034 toneladas y entre 1990 y el 2002 decrecieron a 5005 toneladas, [Puga et al., 2005]. Durante uno de los últimos periodos evaluados (2003-2007), la zona B representó el 68% de las capturas nacionales, seguido de la zona A (17%), la zona D (12%) y por último la zona C (2%), [Puga et al., 2008].

Casi la totalidad de las especies que habitan en esta región realizan su ciclo de vida larval planctónico en las aguas oceánicas limítrofes al Golfo de Batabanó, abarcando periodos que van desde los 2 a los 8 meses. Una vez concluido este ciclo, las larvas, en su fase final, se reclutan en la plataforma y comienzan a desarrollar su ciclo de vida como

juveniles y adultos (Figura 1.3b)

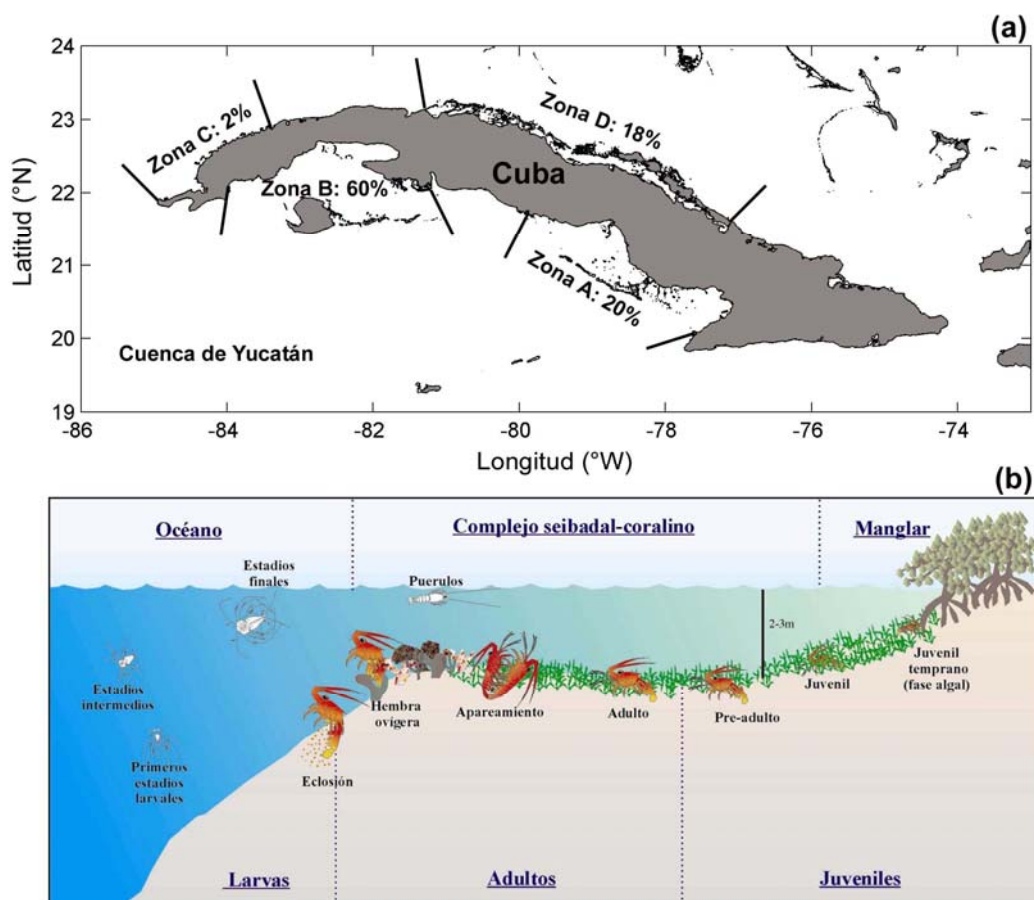


Figura 1.3. (a) Zonificación de las pesquerías en la Isla de Cuba. Las barras de color negro representan los límites aproximados entre las zonas de pesquerías realizadas cerca de la costa. (b) Esquema del ciclo de vida de la langosta para la zona B, observado a través de un corte vertical que incluye a la plataforma submarina del Golfo de Batabanó y su mar adyacente. Desde la fase larval hasta la de adultos transcurren aproximadamente 3 años.

Se postula que el transporte de Ekman en dirección hacia la costa, debido a la influencia de los vientos alisios [Hernández *et al.*, 1995; Hernández y Piñeiro, 2003] y la presencia de remolinos de mesoescala al sur del Golfo de Batabanó [Gómez, 1979; Siam y Hernández, 1981; Cruz-Izquierdo *et al.*, 1987 y García, 1991], son los dos mecanismos que permiten que la zona B obtenga los más altos niveles de reclutamiento y capturas de langostas que las otras zonas. Alfonso *et al.*, [1995] y Hernández *et al.*, [1995], elaboraron un esquema idealizado que relaciona el comportamiento promedio de las larvas con el transporte de Ekman y la respuesta de la columna de agua (Figura 1.4).

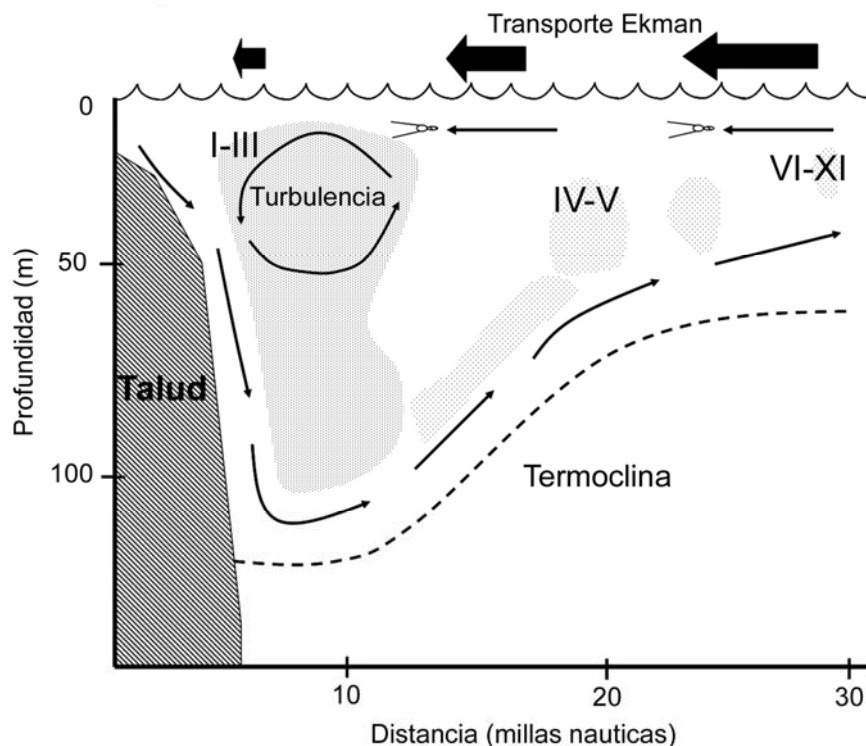


Figura 1.4. Esquema idealizado del comportamiento de los estadios larvales (I-XI) de langosta en la región suroccidental de Cuba (zona B). Las flechas negras gruesas representan la dirección y magnitud del transporte de Ekman y mientras las flechas negras finas señalan el recorrido de las larvas desde el borde del talud (estadios tempranos I-III) hasta mar afuera (estadios superiores, VI-XI). El área sombreada indica la densidad de larvas. Modificado de [Alfonso *et al.*, 1995; Hernández *et al.*, 1995].

Hernández *et al.* [1995], indican que el transporte de Ekman es mayor en Abril y menor en Septiembre, debido principalmente a cambios en la intensidad del esfuerzo del viento. La figura 1.5a, muestra el esquema hipotético propuesto por Hernández *et al.*, [1995] para el mes de Abril, en donde se señala que el mayor transporte de Ekman, aumenta el nivel medio del mar en la costa, hunde la termoclina más allá de los 150 metros y dirige las corrientes geostróficas hacia el oeste. En cambio para el mes de septiembre, el esfuerzo del viento y el transporte de Ekman disminuyen, descendiendo el nivel medio del mar en la costa y por lo tanto dirigiendo las corrientes geostróficas hacia el este (Figura 1.5b). Durante ambos periodos, existe un aporte de aguas densas de la plataforma (fechas blancas) hacia el océano, produciendo un efecto conocido como "Cascada", donde las aguas que salen con mayor densidad y material particulado producen un hundimiento de la termoclina. En ambos casos, el hundimiento de la termoclina estaría representado por la suma de ambos procesos.

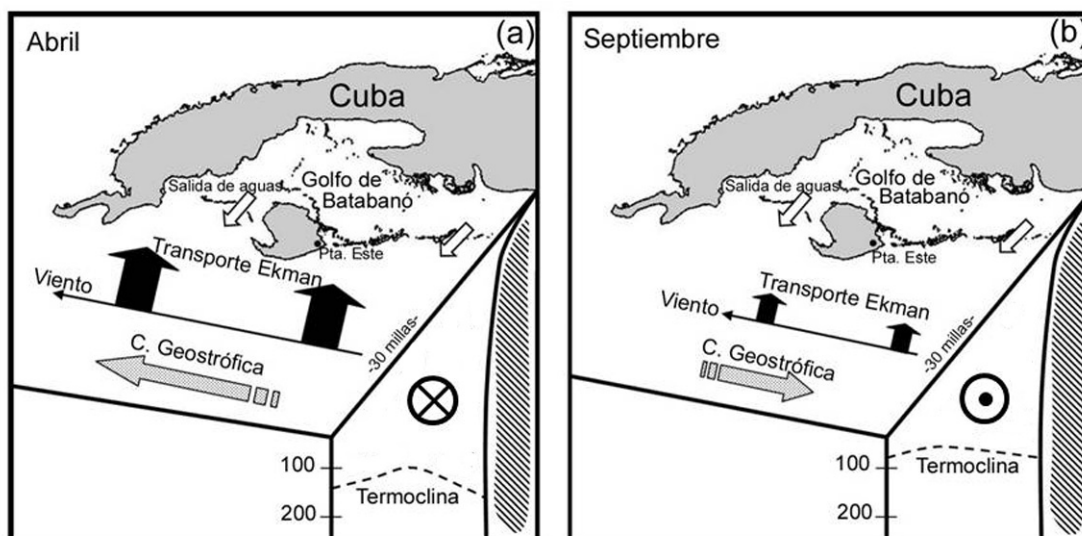


Figura 1.5. Esquema hipotético del transporte de Ekman y hundimiento de las aguas en la región suroccidental de Cuba, obtenido como resultado de muestreos hidrográficos realizados durante (a) Abril 1993, (b) Septiembre 1993. En b) el esquema es deducido de un menor esfuerzo del viento. Modificado de *Hernández et al.*, [1995].

La mayor densidad de larvas de langosta se han reportado entre los 25 y 50 metros de profundidad, las mismas que realizan migraciones verticales diarias de hasta 50 metros. En raras ocasiones se han encontrado por debajo de la termocline, estando siempre por encima de la isoterma de 26 °C (Figura 1.4 y Figura 1.5) [*Cruz-Izquierdo et al.*, 1987; *Alfonso et al.*, 1995]. Durante los meses de Marzo-Mayo se han presentado las mayores abundancias de los primeros estadios larvales, coincidiendo con el periodo de mayor producción de larvas (eclosión de huevos), mientras que de Septiembre- Noviembre han ocurrido las máximas abundancias de estadios finales [*Alfonso et al.*, 1991, 2000] (Figura 1.6). Este último periodo ha coincidido con el mayor reclutamiento de puérulos¹ [*Cruz et al.*, 1991, 2007].

¹ Nombre referido a la fase pelágica natatoria de transición entre el hábitat oceánico y el bentónico

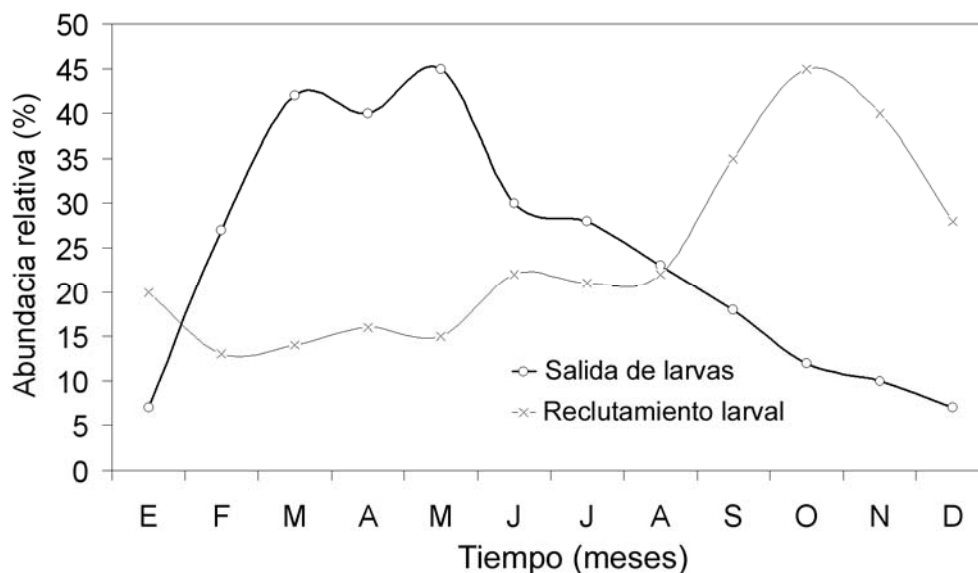


Figura 1.6. Curva hipotética que refleja la variación estacional de la salida de larvas (línea negra con círculos blancos) y el asentamiento de puérulos (línea gris con cruces), en la región suroccidental de Cuba. Modificado de *Alfonso et al.* [1991].

Muestreos hidrográficos y biológicos eventuales realizados entre 1966 y 1996 [Gómez, 1979; García, 1991], permiten postular que la combinación de estos dos mecanismos (transporte de Ekman hacia la costa y remolinos de mesoescala permanentes) hacen que esta región sea una de las mayores áreas de capturas de langosta del Caribe. Sin embargo, en los últimos 20 años ha habido una tendencia hacia la disminución de las capturas, atribuida a la variabilidad ambiental y a factores antropogénicos [Puga et al., 2008].

1.3. Circulación atmosférica y oceánica

1.3.1. Régimen de vientos

El régimen de vientos en el Caribe está determinado por la influencia que ejerce el centro de alta presión subtropical ubicado en el norte del Atlántico. Este centro de alta presión se localiza en torno a los 30°N, entre las Bermudas y las Azores; produciendo vientos del noreste en su borde sur (Figura 1.7) [Tomczak and Godfrey, 1994; Wang, 2007]. Los vientos en el Mar Caribe varían debido a la migración hacia el norte de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) [Muñoz et al., 2008], desde su posición más al sur en invierno (sobre la Cuenca del Amazonas, cerca del Ecuador) a su posición más al norte en el verano (cerca de la frontera de Costa Rica y Nicaragua, ~ 11°N) [Poveda et al., 2006].

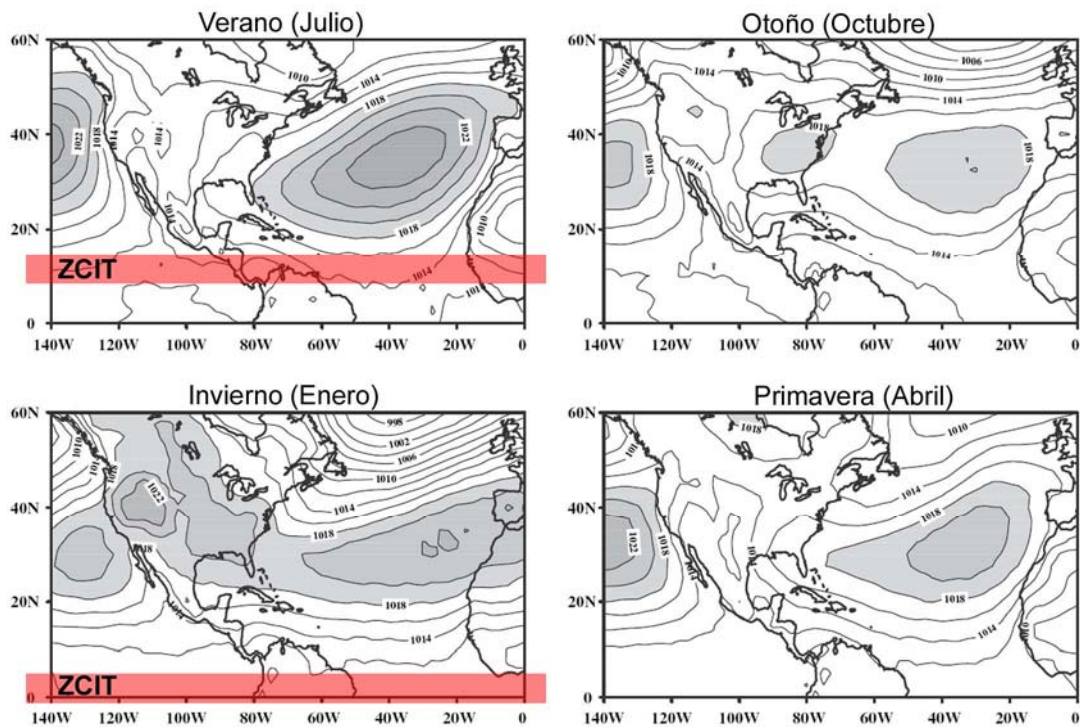


Figura 1.7. Climatología estacional de la presión atmosférica al nivel del mar, modificada de Wang [2007, Figura 4] . Las áreas sombreadas de color gris señalan las regiones con valores por encima de 1018 hPa. La banda roja transparente en Verano e Invierno, marca la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

Una vez que los vientos se acercan al Mar Caribe los Alisios del noreste se intensifican formando el chorro de bajo nivel del Caribe o la corriente de chorro de bajo nivel superficial (conocido en sus siglas en inglés como CLLJ- Caribbean low-level jet) entre $12,5^{\circ}\text{N}$ - $17,5^{\circ}\text{N}$ y 70°W - 80°W con velocidades del viento $>13\text{ m s}^{-1}$ en los 925 mb de presión al nivel del mar [Wang, 2007; Wang y Lee, 2007]. Durante la temporada invernal, el Mar Caribe recibe la influencia de los frentes fríos, los sistemas de baja presión extratropical y la alta presión continental de América del norte. En cambio, en el verano se destacan las ondas tropicales del este, las tormentas tropicales y los huracanes (Figura 1.8) [González, 1999, Wang, 2007; Serra et al., 2010].

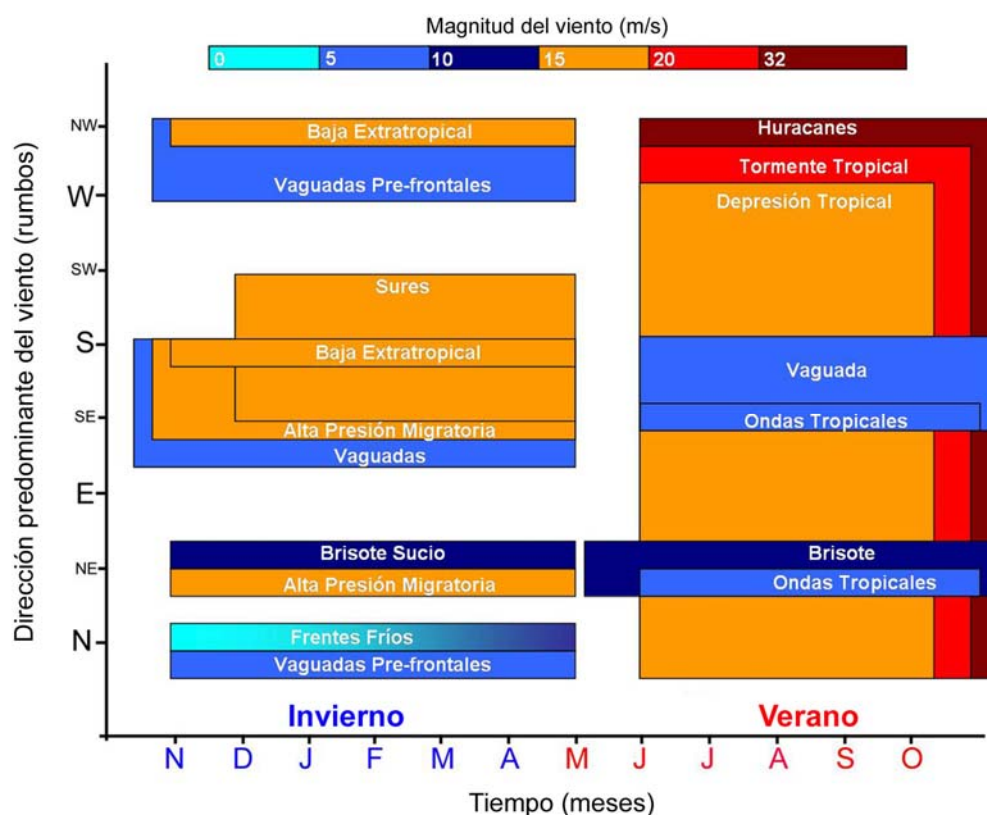


Figura 1.8. Resumen de los eventos meteorológicos de escala sinóptica que afectan el occidente de Cuba. Información tomada de *González* [2002].

Los frentes fríos afectan con mayor frecuencia la región suroccidental de Cuba y la Cuenca de Yucatán desde Octubre hasta Abril, aunque se han registrado eventos de este tipo en los meses de Septiembre, Mayo y algunos en Junio. Cada año pasan de 11 a 35 frentes fríos, con un promedio histórico por temporada invernal de 19.8 ± 4.9 [González, 1999]. La intensidad del viento varía entre 9 y 15 m s^{-1} , presentando un desplazamiento hacia el este y sureste, dirección en que disipan su energía [González, 2002]. Las ondas tropicales del este se observan de Mayo a Noviembre con un periodo de 4 a 8 días [Poveda, 2004]. *Sosa y Hernández* [1999], en un análisis de las ondas tropicales del este entre 1985-1989, encontraron que para la región del Mar Caribe occidental, Julio fue el mes con mayor frecuencia (en promedio una por semana). Estas ondas constituyen la génesis de los huracanes que pasan por el Atlántico Norte y el Mar Caribe durante la temporada anual (Junio - Noviembre) [Poveda, 2004].

Los huracanes son sistemas de baja presión de gran actividad lluviosa y eléctrica, cuyos vientos rotan en dirección anti-horaria en el hemisferio norte (velocidades mayores a 33 m s^{-1}). Si los vientos siguen aumentando se ordenan por categorías según la escala

Zaffir-Simpson donde los huracanes categoría 5 pueden tener vientos máximos promedios superiores a 67 m s^{-1} . La estructura térmica horizontal y vertical de las aguas al sur de Cuba durante los meses de Mayo a Noviembre; con temperaturas por encima de los 26°C , favorece su formación y desarrollo de este tipo de fenómenos [Mitrani y Días, 2005].

El paso de los huracanes altera las propiedades físicas de la superficie del mar, destacándose los cambios más mencionados y estudiados, la pérdida de calor, descenso de la temperatura del agua y el aumento puntual de las concentraciones de clorofila-a, [Melo et al., 2000; Babin et al., 2004; Walker et al., 2005 y Oey et al., 2007]. También se han reportado cambios y alteración del régimen de corrientes, elevación del nivel del mar y generación de ondas internas en el Golfo de México [Keen and Allen, 2000; Zervas et al., 2000; Hovis et al., 2004].

La Cuenca de Yucatán se encuentra dentro de la poza de agua cálida del Atlántico (conocido en su siglas en ingles como AWP-Atlantic warm pool) [Wang and Lee, 2007], que aparece durante el verano y otoño con temperaturas superficiales del mar superiores a $28,5^\circ\text{C}$ y que tiene un impacto significativo en la convección tropical [Wang and Enfield, 2001]. La interacción de la poza de agua cálida del Atlántico, la alta presión subtropical del Atlántico norte y el chorro de bajo nivel del Caribe en el verano, conducen a una reducción del cizalle vertical del viento en la troposfera, lo que favorece la formación e intensificación de los huracanes entre Agosto y Octubre [Wang and Lee, 2007].

1.3.2. Circulación general de las corrientes en el Mar Caribe

Del esquema de circulación general para el Océano Atlántico se deduce que la circulación superficial del Mar Caribe es hacia el oeste-noroeste (Figura 1.9a). En su recorrido primero pasa por el arco de la Antillas Menores como la Corriente del Caribe (CC), siguiendo al Canal de Yucatán, después por el Estrecho de Florida y por último finaliza su camino cuando las aguas salen al norte del Océano Atlántico transportadas por la Corriente del Golfo [Tomczak and Godfrey, 1994]. Estudios recientes utilizando derivadores, mostraron que las velocidades la CC son cercanas a 1 m s^{-1} , incrementándose al pasar por el Canal de Yucatán y el Estrecho de Florida [Centurioni and Niiler, 2003; Richardson, 2005] (Figura 1.9b y Figura 1.9c).

Al Mar Caribe entran dos flujos de aguas que pasan a través de 9 canales entre Cuba y Sudamérica. El primer flujo atraviesa el Paso de los Vientos y Mona provenientes del giro subtropical, mientras el otro se desplaza por el sur del Caribe debido al movimiento hacia el norte de la Corriente Norte del Brasil y la Corriente Ecuatorial del Norte (CEN). Por conservación de masa el transporte final a través del Estrecho de

Florida es de 28 Sv (Sverdrup, $Sv=10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). De ellos, 10 Sv pasaron por el sur, 8 Sv por las Antillas Menores y 10 Sv por las Antillas Mayores. Las contribuciones individuales más importantes pasan por el sur a través del Paso de Granada ($\sim 6 \text{ Sv}$) y en el norte por el Paso de los Vientos ($\sim 7 \text{ Sv}$), siendo éste último el de mayor importancia con un rango de variabilidad entre 3-9 Sv (Figura 1.10) [Johns et al., 2002].

El transporte de agua en el Mar Caribe posee un ciclo estacional bien marcado, reportándose las mayores fluctuaciones en la parte sur, con aproximadamente 6 Sv. De igual forma, se observa un ciclo intraestacional con periodos entre 1 y 3 meses, representando unos 2 Sv [Johns et al., 2002].

Los valores máximos del transporte ocurren de Febrero a Agosto con un valor absoluto en Abril, momento en que las velocidades de la Corriente de la Florida se hacen mayores. Los mínimos son de Septiembre a Diciembre con un mínimo absoluto en Octubre. Durante este último mes se desarrolla una celda de circulación ciclónica justamente al sur de las Antillas Menores en los 10°N que bloquea el flujo desde el sur del Atlántico y disminuye la entrada de agua al Mar Caribe en conjunto con el movimiento de la Zona de Convergencia Intertropical hacia 10°N , [Johns et al., 2002].

Aunque el flujo neto del Mar Caribe se orienta hacia el oeste, Andrade et. al., [2003] y Richardson [2005] reportaron que también existe una circulación a menor escala en la dirección este. Ésta se localizó al sur del giro de la Cuenca de Colombia, sur de la Española (Haití y República Dominicana) y región suroccidental de Cuba, distinguiendo flujos medios por encima de $0,30 \text{ m s}^{-1}$. Entre las causas que originan estos flujos, se plantea que son parte del borde superior de la circulación anticiclónica para el caso de Cuba y la Española y del borde inferior de la circulación ciclónica para la parte sur de la Cuenca de Colombia (Figura 1.10). Para esta zona se reportó un transporte de aproximadamente 6 Sv en dirección este, del cual gran parte se perdió en la circulación ciclónica, mientras 1 Sv siguió hacia el sur, se profundizó y continuó entre los 100 y 200 metros, saliendo del Caribe por las Antillas Menores, incorporándose a la Contra Corriente Subecuatorial (Figura 1.10).

Contrariamente a lo sucedido con el flujo neto, las mayores anomalías del nivel del mar y energía cinética de las corrientes, se asocian a una mayor formación de remolinos de mesoescala durante Septiembre a Noviembre, debido a la intensificación del giro subtropical del Atlántico norte y a la Celda Meridional de Retorno. Ambas contribuyen a la generación de giros anticiclónicos al este del Mar Caribe, que después se propagan en la misma dirección del flujo neto hacia el oeste-noroeste. La época de menor formación de remolinos de mesoescala es de Febrero a Mayo [Johns et al., 2002].

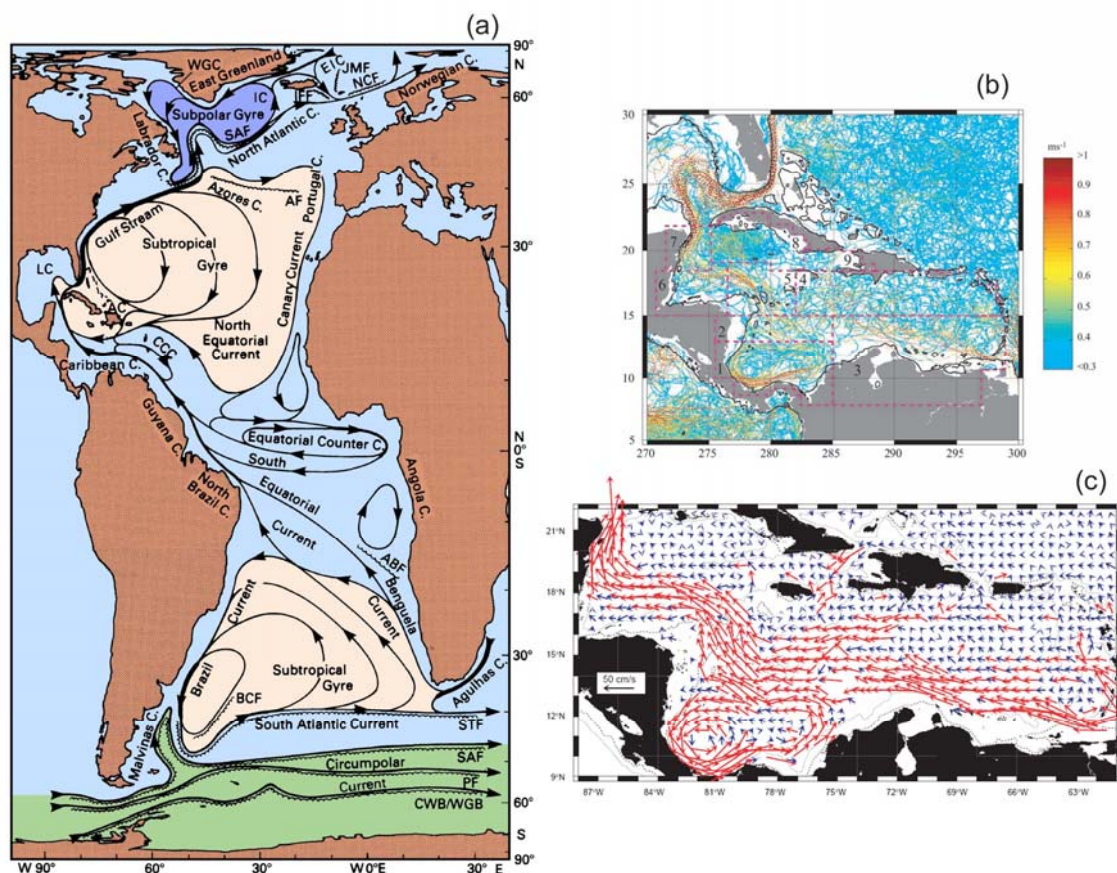


Figura 1.9. (a) Esquema de circulación general del Océano Atlántico [Tomczak and Godfrey, 1994] y (b) trayectoria de 157 derivadores entre 1996 y 2001 [Centurioni and Niiler, 2003]. (c) Vectores de la velocidad media de la corriente de 212 derivadores entre 1986-2003, con resolución espacial de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ [Richardson, 2005].

En la dinámica general del Mar Caribe, los remolinos de mesoescala ha jugado un papel importante, propagándose en la misma dirección del flujo neto desde el arco de las Antillas Menores hacia el Canal de Yucatán, con diámetros entre 100 y 700 km y una velocidad de traslación entre $0.05-0.2 m s^{-1}$. Altas concentraciones de clorofila-a se han asociado alrededor de los remolinos de mesoescala en las cercanías de las aguas que salen de los ríos Amazonas y Orinoco, ricas en nutrientes. Por otro lado, al actuar en los límites de las costas y aguas profundas, ayudan a la dispersión y retención de las poblaciones de larvas de peces y crustáceos [Richardson, 2005].

Entre las causas que generan los remolinos de mesoescala se ha planteado que se originan producto de la interacción del flujo principal del Mar Caribe con la topografía [Carton and Chao, 1999] y la inestabilidad barotrópica de las corrientes fuertes que atraviesan las Antillas Menores [Herburn, 1982]. Sin embargo, Sheinbaum et al. [2007]

atribuyeron la formación de remolinos a la inestabilidad barotrópica sólo a la Cuenca de Caimán, mientras que diagnósticos de la energía cinética sugirieron que la inestabilidad baroclínica fue el mecanismo que controló la variabilidad de los remolinos en la Cuenca de Venezuela-Colombia, unido a la inestabilidad de la CC [Andrade and Barton, 2000]. La Cordillera de Jamaica contribuye a que se disipe la energía cinética de los remolinos que se forman en el sur del Caribe, no llegando éstos a alcanzar la Cuenca de Caimán. Debido a esta barrera física, un gran número de huevos y larvas son retenidos en esta zona [Andrade and Barton, 2000].

Las investigaciones sugieren que los remolinos de mesoescala observados en la región suroccidental de Cuba, tienen diferentes fuentes y origen. Un grupo de autores plantean que:

- Se propagan desde el sur del Mar Caribe, atravesando todas las Cuencas en 180 días [Carton and Chao, 1999].
- Cruzan el Paso de los Vientos y se propagan por la costa sur de la isla de Cuba hasta el Canal de Yucatán [Andrade and Barton, 2000].
- No se relacionan con los remolinos que se propagan desde el sur del Mar Caribe, pues la cordillera de Jamaica contribuye a disipar su energía cinética [Andrade and Barton, 2000].
- Se forman al chocar con el borde sur de la Isla de Pinos [Richardson, 2005].
- Se transportaron desde la cordillera de Jamaica [Richardson, 2005].
- Son producidos localmente en la Cuenca de Caimán, impactan la Cuenca de Yucatán, siendo reforzados por la inestabilidad barotrópica de las corrientes profundas de Caimán [Jouanno et al., 2009].

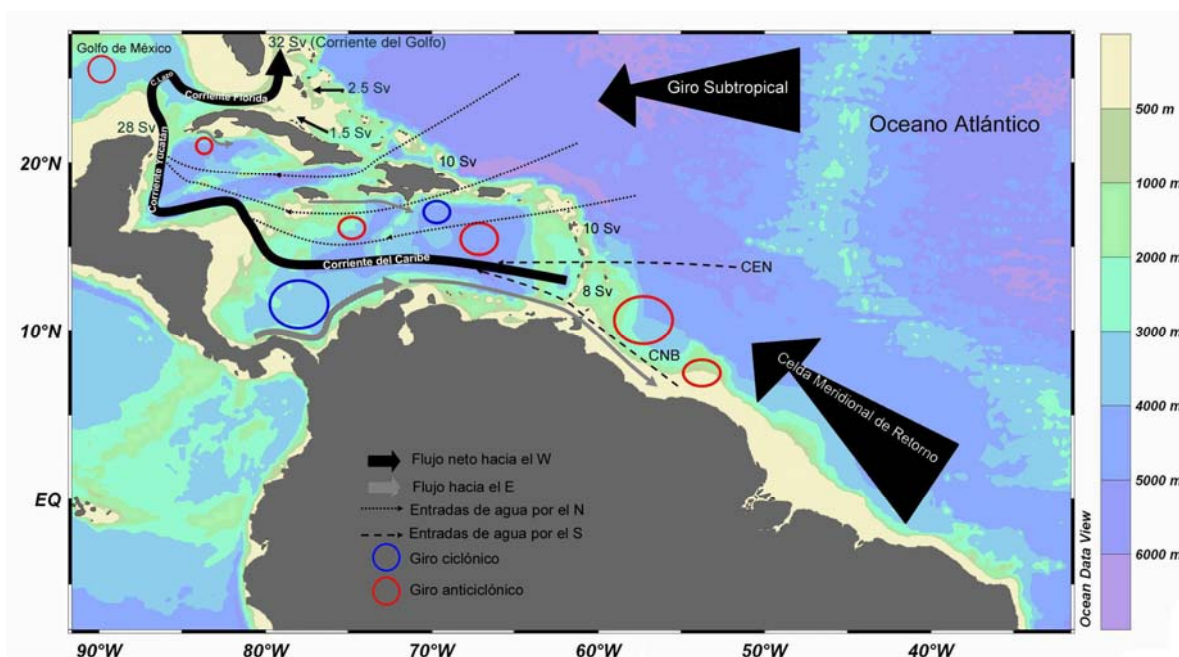


Figura 1.10. Esquema de circulación general y el transporte de volúmenes en el Mar Caribe, modificado de *Schmitz and McCartney* [1993]; *Johns et al.*, [2002]; *Andrade et al.*, [2003] y *Richardson* [2005].

1.3.3. Circulación superficial de las corrientes alrededor de Cuba

La circulación alrededor de Cuba, obtenida de datos hidrográficos, muestra en promedio una dirección variable hacia el este y oeste por ambas costas (Figura 1.11) [Gómez, 1979; Siam y Hernández, 1981 y García, 1991]. Sin embargo, algunas áreas destacan un comportamiento diferente: (1) al sur de la región oriental se observa la presencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos y cambios en la dirección de la corriente hacia el este y oeste, (2) por la parte central del Paso de los Vientos, las corrientes se dirigen hacia el Mar Caribe, mientras cerca a las costas de Cuba y Haití el flujo se orienta hacia el norte, (3) al norte de la región occidental se registra la presencia permanente de un giro anticiclónico, (4) en la región suroccidental se reporta un giro anticiclónico permanente y varios giros ciclónicos y (5) en el Canal de Yucatán el flujo neto es hacia el norte, con una contracorriente hacia el sur por su borde este, llamada la Contra Corriente Cubana (CCC).

La CCC fue observada por primera vez por *Emilson* [1971] mediante hidrografía y luego por *Sukhovey et al.*, [1980] mediante el fondeo de correntómetros en el Canal de Yucatán. *Gómez* [1979] también la observó a través de datos hidrográficos cerca de la costa occidental cubana, sin embargo, en ciertas ocasiones la encontró entre 10 y 20

millas, con una velocidad máxima de $1,05 \text{ m s}^{-1}$. Más tarde, *García et al.* [1991] localizó su profundidad en la columna de agua hasta los 200 metros, con una velocidad media entre $0,25-0,3 \text{ m s}^{-1}$ y máximos de $\sim 1,5 \text{ m s}^{-1}$. Por otro lado, *Abascal et al.*, [2003] usando igualmente datos in situ de corrientes en todo el Canal de Yucatán, corroboró el flujo superficial hacia el sur en el lado este del canal (velocidad media de $0,2 \text{ m s}^{-1}$), reportando además dos flujos sub-superficiales en esa misma dirección. El primero de estos flujos lo observaron en el lado este y se extendió desde los 600 metros hasta el fondo (~ 1700 metros), mientras el segundo lo observaron en el lado oeste desde los 800 metros hasta el fondo (2000 metros).

De su extensión superficial, *García et al.* [1991] encontró que durante los meses de invierno (Enero, Febrero y Marzo de 1989) la CCC se extendió desde el Cabo de San Antonio hacia el sureste, alejándose de la costa y plataforma suroccidental de Cuba y llegando a las Islas Caimán. Sin embargo, para el resto del año, su dirección fue hacia el este, moviéndose en forma paralela a la costa de la región suroccidental de Cuba.

Desde el comienzo de las investigaciones hidrográficas alrededor de Cuba en la época de 1960 (mencionado en *Hernández et al.*, [1995]; *Hernández y Piñeiro* [2003]) y hasta 1980-1990 [*Siam y Hernández*, 1981 y *García*, 1991], se ha reportado la presencia de un remolino anticiclónico al sur de la Isla de Pinos, en cuyo borde se destacan otros giros de menor tamaño, pero de carácter ciclónico. El remolino anticiclónico tuvo un diámetro $\sim 300 \text{ km}$ y el ciclónico de $\sim 10 \text{ km}$ (Figura 1.11). Ambos presentaron una estructura vertical bien formada hasta los 200 metros de profundidad. Se atribuye a este remolino anticiclónico gran parte de los procesos de hundimientos de las aguas en el límite costa-oceano mientras que a los remolinos ciclónicos como áreas de afloramientos.

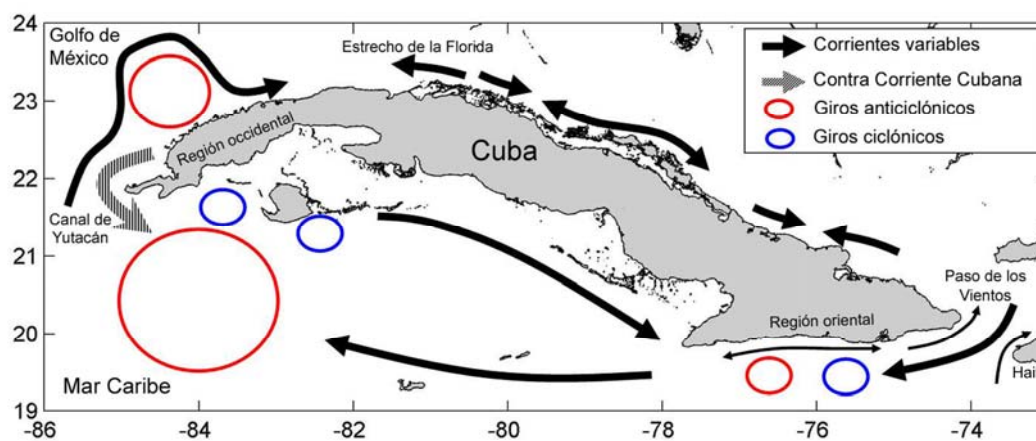


Figura 1.11. Esquema de circulación general superficial alrededor de Cuba, modificado de Gómez [1979]; *Siam y Hernández* [1981] y *García* [1991].

1.4. Estado del conocimiento y objetivo general.

Grandes esfuerzos de investigación se han realizado en la región suroccidental de Cuba en especial en la zona del Golfo de Batabanó, debido principalmente a que es la región de mayor productividad pesquera de Cuba. Los estudios han permitido conocer que esta zona tiene varios mecanismos (transporte de Ekman y remolinos de mesoescala) y procesos físicos (hundimientos, afloramientos, aumentos y disminución del nivel del mar, cambios de dirección en la corriente geostrófica, etc.) que la hacen muy interesante.

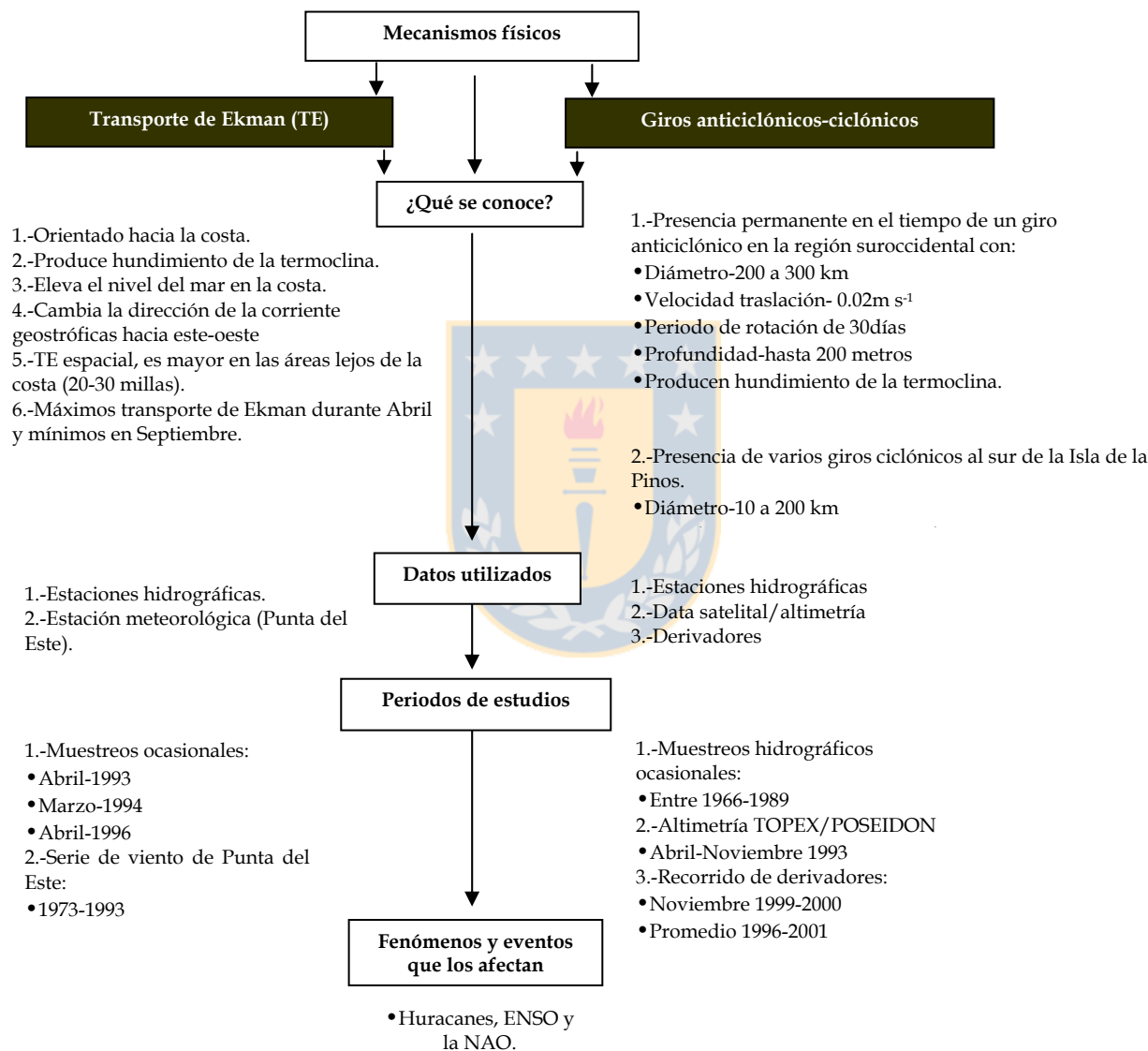


Figura 1.12. Síntesis sobre el estado del conocimiento de los mecanismos físicos observados y descritos en la región suroccidental de Cuba, citados en publicaciones nacionales e internacionales.

En este sentido, la figura 1.12 resume los principales antecedentes hasta ahora descritos. Este diagrama muestra el estado del arte del conocimiento en la región suroccidental de Cuba y facilita elaborar un mejor diseño de la investigación de acuerdo a las preguntas que se plantea y se responden en esta tesis:

1. ¿Dónde y cuándo se localizan los mayores valores del esfuerzo y rotor del viento?
2. ¿Es el transporte de Ekman o el bombeo de Ekman el proceso que domina el hundimiento de las aguas en la región suroccidental de Cuba?
3. ¿Es realmente el mes de Abril cuando el transporte de Ekman es mayor?
4. ¿Es el bombeo de Ekman el mecanismo responsable en producir la mezcla vertical y generar aumentos de la clorofila-a o es la influencia directa del viento?
5. ¿Tiene estacionalidad el giro anticiclónico observado al suroeste de Cuba o su posición es permanente durante todo el año?
6. ¿Qué papel juega la Contra Corriente Cubana en la generación de remolinos y hasta donde se extiende su posición en la Cuenca de Yucatán?
7. ¿Cómo se relaciona el comportamiento de los giros con el transporte y bombeo de Ekman durante el año?
8. ¿Cuál de todos los mecanismos estudiados debiera revestir mayor importancia para la retención y dispersión de partículas en la Cuenca de Yucatán?

Teniendo en cuenta la motivación, antecedentes y problemática planteada, se propone como objetivo general de la tesis:

- Determinar la variabilidad espacio-temporal de los mecanismos físicos que favorecen la retención/dispersión de partículas en la Cuenca de Yucatán, usando información satelital, in situ y de salidas de modelos físicos acoplados a un modelo biofísico.

1.5. Hipótesis de trabajo y objetivos específicos.

Hipótesis 1:

El Transporte de Ekman en la Cuenca de Yucatán, Mar Caribe, es el proceso que favorece el hundimiento de las aguas en la costa de la región suroccidental de Cuba.

Hipótesis 2:

El paso de eventos meteorológicos de escala sinóptica estimulan la producción primaria en las aguas oligotróficas del noroeste del Mar Caribe.

Hipótesis 3:

La formación de remolinos de mesoescala en la Cuenca de Yucatán es debido al paso de la Corriente del Caribe y al movimiento hacia el sur de la Contra Corriente Cubana.

Hipótesis 4:

El régimen de corrientes y la variabilidad de mesoescala producen una alta retención de partículas en la región suroccidental de Cuba.

Objetivos específicos:

1. Caracterizar el comportamiento del viento en la Cuenca de Yucatán usando datos satelitales y de estaciones meteorológicas costeras.
2. Determinar la distribución espacial y temporal del rotor del viento, bombeo de Ekman y transporte Ekman y cuantificar su aporte a la mezcla vertical.
3. Definir las características hidrográficas de las aguas en la región suroccidental de Cuba usando la información in situ de temperatura y salinidad de cruceros oceanográficos.
4. Determinar el ciclo anual del régimen de corrientes y el transporte en la Cuenca de Yucatán con énfasis en la región suroccidental de Cuba, mediante altimetría satelital y las salidas del modelo MERCATOR.
5. Determinar la dispersión/retención de partículas en condiciones climatológicas empleando un modelo biofísico.

2. Materiales y métodos generales

2.1. Datos

2.1.1. Viento superficial

Se usó el viento superficial obtenido del sensor Seawinds a bordo del satélite QuikSCAT, generado en el Jet Propulsion Laboratory y distribuido por CERSAT (Centre ERS d'Archivage et de Traitement - French ERS Processing and Archiving Facility). Este producto tiene una resolución temporal diaria y espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (Figura 2.1) y esta disponible en <http://www.ifremer.fr>. El error medio cuadrático de la velocidad del viento es menor a 1.9 m s^{-1} y el de la dirección es de 17° [Piolle and Bentamy, 2002]. El análisis del viento satelital abarcó el periodo desde el 20 de Julio 1999 al 16 de Julio 2008. Durante el 2001-2002 se presentaron un total de 31 días sin datos. Teniendo en cuenta este problema, el análisis de funciones ortogonales empiricas (FOE) se realizó a partir del 25 de Mayo 2001.

También se utilizó el producto de viento H-Wind de HRD (Hurricane Research Division), [Powell et al., 1998] debido a que el viento de QuikSCAT subestima la magnitud durante los eventos extremos [Donelan et al., 2004]. El producto H-Wind integra todas las observaciones disponibles cada 6 horas, relacionadas con el centro de la tormenta durante su traslado, con una resolución espacial de $6 \text{ km} \times 6 \text{ km}$. Estas observaciones incluyen la información proveniente de satélites, vuelos de aviones de la NOAA y Fuerza Aérea, barcos, boyas y plataformas de mediciones del viento in situ (<http://www.aoml.noaa.gov/hrd>). Esta base de datos se usó durante el paso del Huracán Iván (13 de Septiembre 2004, 0130 UTC) y del Huracán Wilma (20 Octubre 2005, 1330 UTC) por la Cuenca de Yucatán.

Se utilizaron mediciones in situ provenientes de estaciones meteorológicas costeras ubicadas en Punta del Este, Isla de Pinos, Cuba (EMPE, $21.6^\circ\text{N}/82.6^\circ\text{W}$) y dos estaciones meteorológicas automáticas de superficie (EMAS) en la Península de Yucatán, México (EMAS-Cancún, $21.2^\circ\text{N}/86.7^\circ\text{W}$ y EMAS-Chetumal, $18.5^\circ\text{N}/88.4^\circ\text{W}$). Además, se complementó la información con datos de la boya NOAA-42056 ($19.8^\circ\text{N}/85.1^\circ\text{W}$), (Figura 2.1). Se promediaron diariamente los registros trihorarios originales de EMPE, los registros cada 10 minutos de Chetumal, Cancún y de la Boya NOAA. La estación de Cancún no registró datos desde el 21/10/2005 al 17/01/2007 debido al paso del huracán Wilma por la Península de Yucatán, lo mismo que la boya de la NOAA durante los meses de Febrero y Marzo del 2006 y 2007. Tanto los datos de viento satelital, los in situ y la boya NOAA están referidos a una altura de 10 metros sobre el nivel del mar.

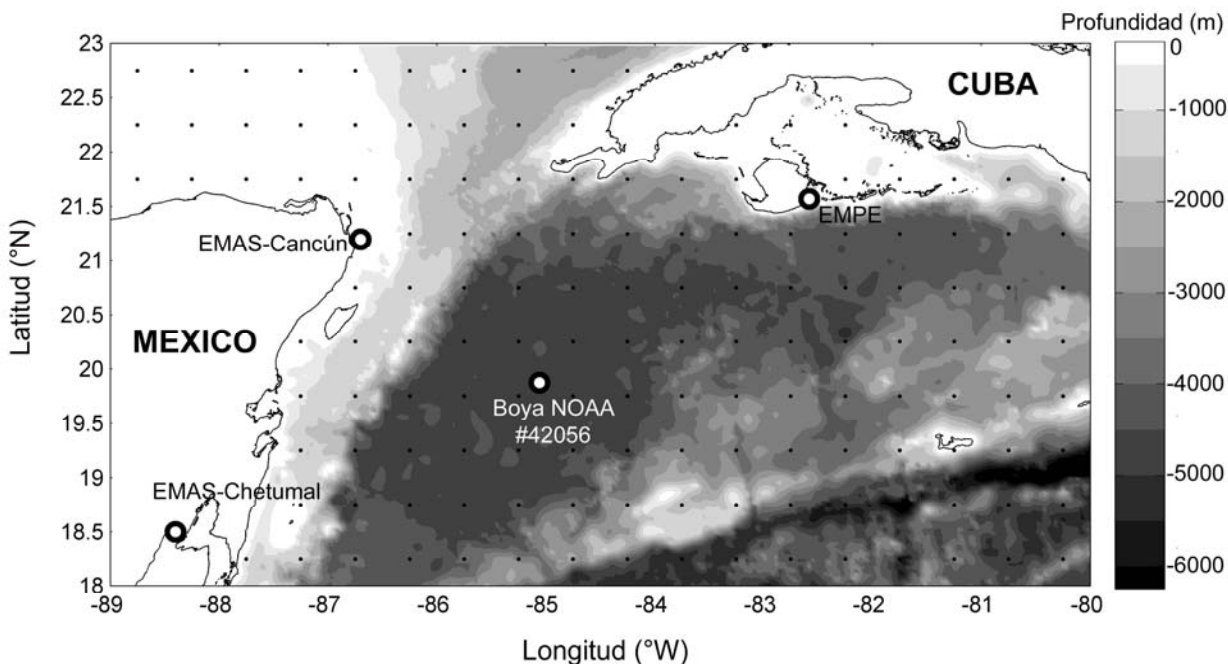


Figura 2.1. Localización de la grilla de datos del viento satelital-QuikSCAT (puntos negros pequeños) y las estaciones meteorológicas costeras, junto con la boya de la NOAA (círculos abiertos). En colores grises se muestra la base topográfica (ETOPO2).

Los datos de viento de las estaciones in situ mostraron una buena correlación con los de QuikSCAT (Figura 2.2). En la boya de la NOAA y en la EMAS-Cancún se obtuvieron los valores más altos de correlación con un nivel de significancia de 95%. Mientras en EMPE y en la EMAS-Chetumal la componente zonal fue menor en $\sim 2 \text{ m s}^{-1}$, debido supuestamente a problemas con la localización de las estaciones.

Los datos del viento QuikSCAT y las estaciones in situ (EMAS-Cancún y boya NOAA) fueron usados en el artículo 1(Capítulo 3) y solo QuikSCAT en el artículo 2 (Capítulo 4), donde además se empleo el producto de viento H-Wind de HRD. Por otro lado, los datos trihorarios de EMPE y los diarios de QuikSCAT se utilizaron en un caso de estudio presentado en el Capítulo 6.

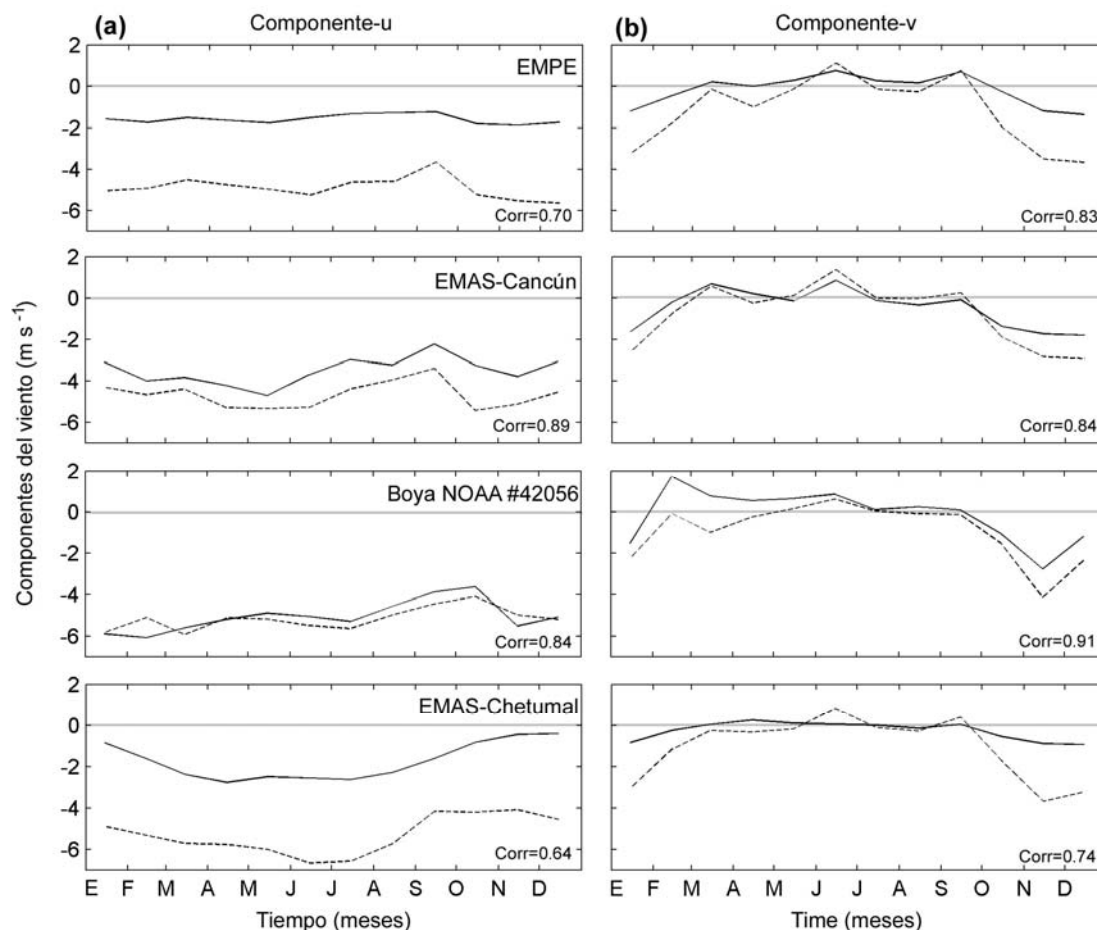


Figura 2.2. Promedio mensual de las series del viento medido in situ en las estaciones meteorológicas costeras (EMPE, EMAS-Cancún y EMAS-Chetumal en línea continua) y la boya NOAA #42056 (línea continua) junto con las series del viento satelital (línea discontinua) extraídas del punto más cercano a las estaciones EMAS y la boya, durante en el mismo periodo de tiempo. (a) Componentes zonales y (b) Componentes meridionales.

2.1.2. Clorofila-a satelital

En el artículo 2 (Capítulo 4), las imágenes de la clorofila-a (chl-a) derivadas de satélites se obtuvieron del sensor MODIS a bordo del satélite Aqua. MODIS-Aqua ofreció una imagen diaria de la zona de estudio (cuando la cobertura de nubes lo permitió) con una resolución espacial de 1 km² por píxel en el nadir. Los datos del nivel 1A de MODIS se obtuvieron de la NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) y fueron llevados al nivel 3 con el programa SeaDAS 5.1. Este procesamiento incluyó la calibración de la señal espectral, la corrección atmosférica [Gordon and Wang, 2004] y la aplicación de un algoritmo de banda empírica (OC3, O'Reilly et al., [2000]) para estimar la concentración

de chl-a en la superficie del océano. Las concentraciones de chl-a y los datos estadísticos para el área de 18°-22°N y 80°-86.5°W se obtuvieron mediante SeaDAS 6.1.

Las estimaciones de la chl-a satelital pueden ser influenciados por la reflexión del fondo en aguas poco profundas y claras, por la materia orgánica disuelta, sedimentos en suspensión y principalmente por fuentes terrígenas, dando lugar a errores en las estimaciones en torno a las zonas costeras. Para confirmar que los patrones de chl-a observados fueron floraciones de fitoplancton, se analizó el producto de fluorescencia. Este producto se procesó de manera similar a la chl-a según *Letelier and Abbott* [1996]. La fluorescencia proporcionó una buena estimación del fitoplancton, ya que a diferencia de la chl-a, no está influenciada por materia orgánica disuelta. Sin embargo, una sobreestimación puede ocurrir en zonas poco profundas o durante los eventos de resuspensión de sedimentos. Para efectos de este estudio, las zonas poco profundas o las que están cerca de la costa no se consideraron para la chl-a o análisis de fluorescencia (por ejemplo, el Golfo de Batabanó, Figura 1.2).

Para investigar la respuesta del océano a los fenómenos meteorológicos de escala sinóptica, se analizaron las imágenes diarias de chl-a y fluorescencia antes, durante y después de los huracanes Iván (2 hasta 24 septiembre, 2004) y Wilma (octubre 15-25 2005) y durante 2004 y 2005 para otros eventos meteorológicos de escala sinóptica, como los frentes fríos, sistemas de baja presión y ondas tropicales (Capítulo 4, Figura 2). Sólo una o dos imágenes; con menor cobertura de nubes; fueron seleccionadas con el objetivo de representar las distribución espacial de la chl-a de cada uno de los eventos de viento (Capítulo 4, Figuras 3 y 4).

2.1.3. Temperatura superficial del mar y profundidad de la capa de mezcla

La temperatura del mar en el nivel de superficie se obtuvo de la climatología mensual del Atlas global del océano (conocido por sus siglas en inglés, WOA-World Ocean Atlas) en su versión 2009 [*Locarnini et al.*, 2010]. Estos datos tienen una resolución espacial de 1°×1° y están disponibles en formato Ocean Data View (<http://odv.awi.de>).

Como complemento se utilizó el producto de alta resolución de la temperatura superficial del mar (TSM) proveniente de los satélites infrarrojos (AVHRR, Advanced Very High Resolution Radiometer) en el periodo 1993-2009. Este producto incorporó el método de interpolación óptima para mejorar la falta de datos cerca de la costa [*Reynolds et al.*, 2007] y está disponible con resolución temporal diaria y espacial de 1/4°, en <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/sst/griddata.php>.

Los datos superficiales de WOA fueron usados para representar la influencia de la poza de agua cálida del Atlántico noroeste en la Cuenca de Yucatán (Suplemento 3.4). Se

extrajeron series de tiempo de los datos WOA (2 series mensuales) y AVHRR (32 series diarias) en el área comprendida entre los 20°-21°N y 82°-84°W. Los registros de AVHRR se promediaron mensualmente (Figura 5.8).

Los datos de profundidad de la capa de mezcla se obtuvieron a partir de los perfiles climatológicos mensuales de la temperatura potencial [Monterey and Levitus, 1997]. La profundidad de la capa de mezcla representó el nivel donde la temperatura del agua cambio 0.5°C con respecto a la temperatura en superficie (Suplemento 3.4).

2.1.4. Topografía dinámica obtenida de altimetría e hidrografía

Se usó el producto de topografía dinámica (componente zonal-u y meridional-v de las corrientes geostóficas absolutas) obtenido de la base de datos en tiempo real y pasado de la misión múltiple de altímetros Ssalto/Duacs elaborada por CNES (Centre National d'Études Spatiales, Francia), (<http://www.aviso.oceanobs.com>). Este producto se obtuvo de los satélites Jason-1, T/P, Envisat, GFO, ERS-1 y 2 y Geos.

La topografía dinámica fue obtenida de la suma de las anomalías del nivel del mar más la topografía dinámica media de Rio05 [Río and Hernández, 2004], que combinó la data altimétrica de 7 años (1993-1999) de la misión GRACE y mediciones in situ (hidrográficas y derivadores). Además, se utilizó el producto de la altura absoluta del nivel del mar por encima del geoide (SSHG-Sea Surface Height Geoide, en sus siglas en ingles). La resolución temporal de ambos productos fue semanal y la espacial de 1/3°, abarcando el periodo de 1993 al 2009 (16 años).

Estos datos fueron usados en el artículo 2 (Capítulo 4, Figura 8) para demostrar la relación entre la dispersión y recorrido de los filamentos de chl-a con las corrientes superficiales. Mientras, en el Capítulo 5 se utilizaron para estudiar el comportamiento promedio y mensual de la contracorriente Cubana (CCC) y la formación de remolinos de mesoescala en la Cuenca de Yucatán (Figuras 5.2 y 5.6).

Los datos hidrográficos fueron obtenidos de los cruceros de investigación oceanográficos realizados alrededor de la Isla de Cuba a bordo del barco Ulises; por la empresa GEOCUBA-Estudios Marinos y el Centro de Investigaciones Pesqueras de Cuba (CIP). De estos cruceros se seleccionaron sólo las estaciones realizadas en la región noroccidental y suroccidental de Cuba, con el objetivo principal de detectar el paso de la CCC por el borde este del Canal de Yucatán, cerca del Cabo de San Antonio y además, estudiar el proceso de hundimiento de las aguas al este y oeste de la Isla de Pinos (Capítulo 6).

En total se obtuvieron 333 estaciones, realizadas en 11 cruceros desde Marzo 1994 hasta Abril 2005 (Tabla 2.1). En el periodo 1999 al 2005 las investigaciones estuvieron

detenidas. En los cruceros Ulises participaron investigadores de diferentes instituciones nacionales, recolectando no solo variables oceanográficas, sino también, meteorológicas, biológicas y químicas. Las mediciones se ejecutaron desde la superficie hasta como máximo los 1000 metros de profundidad y los transectos hidrográficos se realizaron perpendiculares a la línea de costa y hasta una distancia ~100 km costa afuera (Figura 2.3).

Tabla 2.1. Cruceros hidrográficos realizados en la región occidental de Cuba en el periodo 1994-2005.

Crucero	Fecha	No. Estaciones	Profundidad muestreo (m)	Zona de muestro	Observaciones
Ulises	Marzo/1994	49	0-400	Suroccidental	17 estaciones diarias y 8 estaciones cada 4-6 horas.
Ulises	Agosto/1995	22	0-150	Noroccidental	Mediciones en niveles estándares.
Ulises	Febrero/ Marzo1996	24	0-1000	Noroccidental	Mediciones en niveles estándares.
Ulises	Abril/1996	47	0-300	Suroccidental	22 estaciones diarias y 8 estaciones cada 3-6 horas.
Ulises	Septiembre/ 1996	24	0-1000	Noroccidental	Mediciones en niveles estándares.
Ulises	Febrero/ 1997	24	0-1000	Noroccidental	Mediciones en niveles estándares.
Ulises	Diciembre/ 1997	16	0-1000	Noroccidental	Mediciones en niveles estándares.
GEOCUBA	Septiembre/ 1998	23	0-800	Noroccidental	Mediciones cada un metro
GEOCUBA	Septiembre/ 1998	28	0-800	Suroccidental	Mediciones cada un metro
GEOCUBA	Mayo- Junio/1999	52	0-800	Noroccidental/ Suroccidental	Mediciones cada un metro
CIP	Abril/2005	24	0-400	Suroccidental	Mediciones cada un metro

En todos los cruceros Ulises las mediciones de temperatura y salinidad fueron realizadas por niveles estándares (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 175, 200, 250, 300, 400, 600, 800 y 1000 metros) hasta la profundidad máxima definida en cada muestreo. La temperatura del agua fue medida con termómetros de inversión protegidos de escala -2 a 35 °C con una precisión de ± 0.02 °C y para la corrección de las profundidades se ubicaron termómetros no protegidos en los niveles de 200, 400, 800 y 1000 metros. Las muestras de agua para salinidad se tomaron con Botellas Nansen de 1.3 litros de capacidad y se envasaron en frascos de vidrios de color ámbar de 250 ml. Estas se analizaron con un salinómetro Tsurumy Seiky, modelo E-2 con un rango de medición de

0 a 40 psu y precisión de ± 0.01 . En los cruceros de GEOCUBA y el CIP, se utilizó el CTD modelo ECM-12 de la Applied Microsystems LTD. Este CTD registró la profundidad, temperatura, salinidad del agua y la velocidad y dirección de la corriente, además internamente calculó la densidad específica y la velocidad del sonido en el agua, cada 1 metro de profundidad.

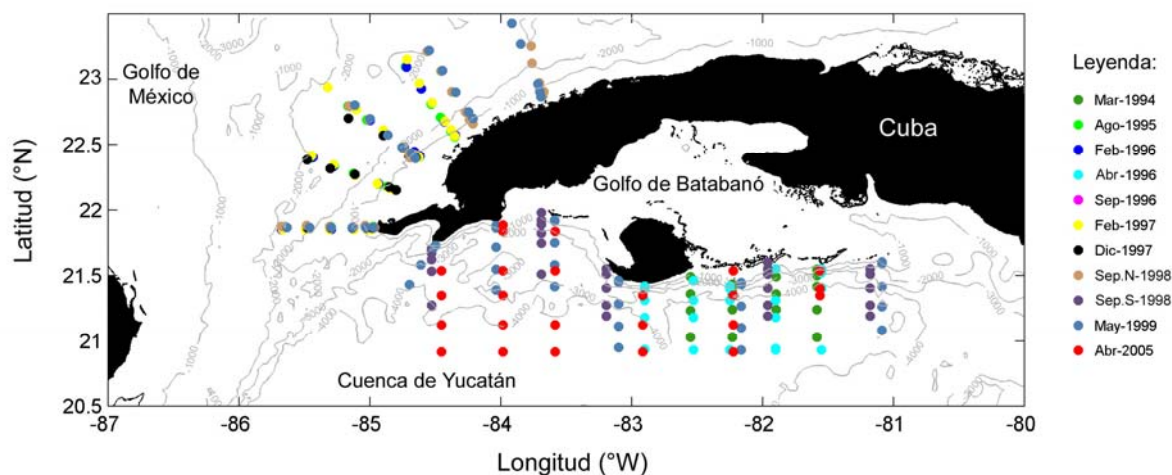


Figura 2.3. Posición de las estaciones hidrográficas realizadas desde Marzo 1994 a Abril 2005 en el norte de la Cuenca de Yucatán y sureste del Golfo de México. La topografía del relieve submarino obtenida de ETOPO2 fue representada con líneas de contornos de color gris con unidades en metros.

2.1.5. Modelo de asimilación MERCATOR

Con el objetivo de mejorar la resolución temporal y horizontal de los datos de corrientes marinas y contar además, con registros verticales de corrientes en toda la columna de agua, se usaron las salidas del producto PSY2V3R1 ATL12 del modelo de asimilación, MERCATOR (<http://www.mercator-ocean.fr>). Este modelo usa el sistema de asimilación SAM2V1 que asimila los datos de las anomalías del nivel del mar, la temperatura superficial del mar y perfiles de temperatura y salinidad. Como forzantes, el modelo utiliza el análisis operacional diario del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) para el periodo del 2000 - 2005, la climatología de temperatura y salinidad de *Levitus et al.*, [1998] y para la batimetría, combina los productos ETOPO2 y GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans).

Los datos de MERCATOR- PSY2V3R1 ATL12 obtenidos cubrieron todo el norte del océano tropical y Atlántico en una grilla de $1/12^\circ$, con una resolución temporal diaria en 43 niveles verticales, desde el 2007 al 2009 (1096 días). El dominio extraído para esta

tesis comprendió el noroeste de Mar Caribe y sureste de Golfo de México, entre los 75° - 92°W y los 14° - 29°N y se utilizaron los parámetros velocidad zonal y meridional de las corrientes marinas y la altura de la superficie del mar (SSH-Sea Surface Height, en inglés). En algunas ocasiones, ambos productos se representaron en una resolución espacial de 1/6° (Capítulo 5).

2.2. Métodos

2.2.1. Variables derivadas del viento para los artículos 1 y 2

Las componentes del esfuerzo zonal (τ_u) y meridional (τ_v) del viento se definieron como:

$$\tau_u = \rho_a C_d u U_{10}, \quad \tau_v = \rho_a C_d v U_{10}, \quad (1)$$

en donde, ρ_a es la densidad del aire (1.3 kg m^{-3}), C_d es el coeficiente de arrastre, u y v son las componentes zonal y meridional del viento y U_{10} es la magnitud del vector del viento a 10 metros de la superficie del mar.

Teniendo en cuenta que el promedio de variabilidad del viento satelital en la zona fue de 6.5 m s^{-1} , el coeficiente de arrastre se calculó usando la formulación propuesta por *Yelland and Taylor* [1996], donde el coeficiente de arrastre varía en función de la velocidad del viento, según:

$$C_d = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10}^2} \times 10^{-3}, \quad \text{para } U_{10} \leq 6 \text{ ms}^{-1}, \quad (2)$$

$$C_d = 0.60 + 0.070 \times U_{10} \times 10^{-3} \quad \text{para } 6 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10} \leq 26 \text{ ms}^{-1}, \quad (3)$$

Durante el paso de los huracanes Iván y Wilma el esfuerzo del viento fue calculado usando un coeficiente de arrastre constante de 2.8×10^{-3} [Donelan et al., 2004]. Cálculos preliminares mostraron que vientos mayores a 33 m s^{-1} los valores del coeficiente de arrastre se saturan y no aumentan más, debido a que las altas velocidades del viento limitan la rugosidad aerodinámica de la superficie del mar, reduciendo la reflectividad de las mediciones en la interfase aire-agua [Donelan et al., 2004].

El transporte superficial de Ekman, \vec{M} ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) fue calculado para cada punto de la grilla de datos del viento satelital por la expresión [Smith, 1968]

$$\vec{M} = \frac{\vec{\tau}}{\rho f}, \quad (4)$$

en donde $\vec{\tau}$ es el esfuerzo del viento, ρ es la densidad del agua (1025 kgm^{-3}) y $f = 2\Omega \sin(\varphi)$ es el parámetro de Coriolis. En el cálculo de la profundidad de la capa de Ekman superficial, D_E (en metros) se usó la expresión recomendada por *Pond and Pickard* [1983] para latitudes (φ) fuera de los $\pm 10^\circ$ del Ecuador,

$$D_E = \frac{4.3}{\sqrt{(\sin|\varphi|)}} U_{10}, \quad (5)$$

La velocidad del bombeo de Ekman, W_E (m s^{-1}) se calculó de acuerdo a la siguiente ecuación [*Smith*, 1968].

$$W_E = \frac{1}{\rho f} \nabla \times \vec{\tau} \quad (6)$$

en donde el $\nabla \times \vec{\tau}$ es el rotor del viento. El rotor del viento se obtuvo mediante diferencias finitas centradas de primer orden, significando la pérdida de un punto de la grilla cerca de la costa. Para solucionar este problema se aplicó el método de interpolación/extrapolación co-kriging en dos dimensiones [*Marcotte*, 1991].

Para cuantificar la importancia relativa del bombeo y transporte de Ekman en la región, las velocidades del bombeo de Ekman se integraron hasta $\sim 110 \text{ km}$ de la costa, en tres transectos ubicados al norte y este de la Península de Yucatán, México y la Isla de Pinos, Cuba (Capítulo 3, artículo 1, Figura 1). El objetivo de este cálculo fue obtener un transporte vertical ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) en cada punto de la grilla de los transectos seleccionados, siguiendo la metodología planteada por *Pickett and Paduan* [2003].

2.2.2. Análisis de ondeleta y de funciones ortogonales empíricas

En el artículo 1 (Capítulo 3, Figura 8) se aplicó un análisis de ondeleta del tipo Morlet [*Torrence and Compo*, 1998] al promedio diario de la componente zonal y meridional del viento de EMAS-Cancún y a cinco series de QuikSCAT (ver Capítulo 3, Figura 1 para su ubicación). Este análisis permitió distinguir los periodos dominantes de la escala sinóptica, así como describir la distribución horizontal de la energía cinética en toda la zona de estudio. El análisis de ondeleta se realizó desde 1/01/2001 al 31/12/2005.

Para determinar los modos de variabilidad que dominaron el comportamiento espacio-temporal del viento satelital (QuikSCAT) en la Cuenca de Yucatán, se realizó un análisis estándar de funciones ortogonales empíricas (FOE) [*Emery and Thomson*, 1998; *Kaihatu et. al.*, 1998], conocido también como análisis de componente principal (Capítulo 3, Figura 9). Primeramente, se organizó una matriz formada por 244 puntos de grilla.

Cada punto de grilla tuvo asociado una serie de tiempo diaria de la componente zonal y meridional del viento, en el periodo del 25 de Mayo 2001 al 16 de Julio 2008 (periodo con mejor calidad de datos). A todas las series se les removió la media y la tendencia lineal. Este método posibilita hacer una descripción más compacta de la variabilidad espacio-temporal del viento, permitiendo agrupar la varianza total en modos empíricos, donde la mayor parte de la varianza se localiza en los primeros modos. Además, se determinó el periodo del proceso que representa cada modo aplicando un espectro global a toda la serie de datos [Torrence and Compo, 1998].

2.2.3. Escalamiento de la ecuación de movimiento

Para cuantificar la influencia del esfuerzo del viento y el transporte vertical en la mezcla de la superficie del mar, presentada en el artículo 2 (Capítulo 4), se realizó un análisis de escala usando la ecuación de movimiento en el eje x :

$$x: \frac{\delta u}{\delta t} + u \frac{\delta u}{\delta x} + v \frac{\delta u}{\delta y} + w \frac{\delta u}{\delta z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta x} + fv + A_z \frac{\delta^2 u}{\delta z^2}, \quad (7)$$

donde el término en la parte izquierda de la ecuación representa las aceleraciones de flujo. El primer término del lado derecho denota el gradiente de presión horizontal, el segundo es la aceleración de Coriolis y la tercera indica los efectos de la fricción. En (7) u , v y w representan las componentes del flujo en la dirección este, norte y en la vertical, respectivamente; p es la presión, $f = 2\Omega \sin(\varphi)$ es el parámetro de Coriolis, en donde φ es la latitud y A_z el coeficiente de viscosidad vertical.

En (7) se tiene el interés particular de comparar los términos relacionados únicamente con el movimiento vertical para determinar el mecanismo dominante de la redistribución vertical de las propiedades dentro de la capa superficial. Los términos que se compararon son el transporte vertical y el coeficiente de viscosidad vertical:

$$w \frac{\delta u}{\delta z} = A_z \frac{\delta^2 u}{\delta z^2}, \quad (8)$$

Nótese que (8) no es una simplificación de (7) pero es una expresión que puede ser usada para comparar la importancia relativa de ambos términos. El término de la izquierda en (8) es el transporte vertical y escalado es WU/H , mientras el término de la derecha es el coeficiente de viscosidad vertical y escalado queda como $A_z U/H^2$, donde W , U y H representan valores típicos de los flujos verticales, horizontales y la profundidad de la capa superficial, respectivamente. La versión escala es entonces

$$wH = A_z, \quad (9)$$

La velocidad vertical representada por w , fue sustituida por el bombeo de Ekman (W_E) y H se sustituyó por la profundidad de la capa de Ekman superficial (D_E). Así

$$W_{ad} = W_E D_E, \quad (10)$$

donde W_{ad} ($m^2 s^{-1}$) en la parte izquierda de (8) y (9) representa el transporte vertical. Los valores positivos indican afloramiento, mientras los negativos indican hundimiento de las aguas. W_E se calculó igual que en (6).

Para el cálculo de la profundidad de la capa de Ekman superficial, D_E (metros) se usó la expresión (5). Una vez obtenido los valores de D_E , se estimaron los valores del coeficiente de viscosidad vertical, A_z ($m^2 s^{-1}$), de acuerdo a *Stewart* [2002]:

$$A_z = \frac{D_E^2 f}{2\pi^2}, \quad (11)$$

Después de resolver las ecuaciones (7-11), se obtuvo un valor del transporte vertical (W_{ad}), el coeficiente de viscosidad vertical (A_z) y de la profundidad de la capa de Ekman superficial (D_E) para cada punto de la grilla de datos QuikSCAT y el producto H-wind. Con estos valores se generaron tres series de tiempo, una que consideró el promedio de toda la región y dos puntos representativos localizados al suroeste de Cuba ($21.7^\circ N/83.7^\circ W$) y al sureste de la Península de Yucatán ($19.7^\circ N/87.2^\circ W$), (capítulo 4, figura 1). Estas zonas reciben la influencia de los eventos meteorológicos que pasan por la Cuenca de Yucatán [*Pérez-Santos et al.*, 2010].

2.2.4. Energías cinéticas y transporte de volumen

En el capítulo 5 se utilizaron los datos de la topografía dinámica en superficie de la altimetría (Capítulo 2.1.4) y las salidas del modelo de asimilación MERCATOR (Capítulo 2.1.5). Con estos datos se calculó la desviación estándar de la magnitud de la corriente, la energía cinética promedio (MKE) y la energía cinética turbulenta promedio (MEKE), (Figura 5.4). Para el cálculo de MKE y MEKE se usaron las siguientes expresiones:

$$MKE = \frac{1}{2}(u^2 + v^2) \quad (12)$$

$$MEKE = \frac{1}{2} \left[\langle (u - \bar{u})^2 \rangle + \langle (v - \bar{v})^2 \rangle \right], \quad (13)$$

donde $\langle \rangle$ indicó el promedio en el tiempo y (u) representó la componente zonal de las corrientes y (v) la componente meridional.

Se realizaron promedios mensuales con los datos diarios de MERCATOR (2007-

2009) y los semanales de la altimetría (1993-2009), obteniéndose el ciclo anual de las corrientes marinas en el nivel de superficie. Este análisis se complementó con la construcción de series de tiempo de la altura absoluta del mar por encima del geoide, de la componente zonal y meridional de la corriente y de la MKE y MEKE, utilizado sólo los productos de la altimetría. Las series de tiempo fueron extraídas en el área comprendida entre 20°-21°N y 82°-84°W y después se realizó el promedio mensual de las variables para el periodo 1993-2007 (Figura 5.8).

Usando los datos verticales (0-2000 metros) de u y v de MERCATOR, se calculó el transporte en el Canal de Yucatán (hacia el norte, Golfo de México y sur, Mar Caribe) y sur de la Isla de Pinos, Cuba (hacia el este). El transporte promedio y mensual durante 2007-2009, se obtuvo en dos secciones ubicadas en los 21.82°N (S1) y 83.04°W (S2), (Figura 5.5a).

2.2.5. Corrientes geostróficas e identificación de masas de agua

Para el cálculo de las velocidades geostróficas se aplicó el método geostrófico (Capítulo 6) propuesto por *Pond and Pickard* [1983], asumiendo que el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis están en balance. En este cálculo se utilizaron los perfiles de temperatura y salinidad del agua de los cruceros ejecutados en la región de estudio (Tabla 2.1) y las alturas dinámicas (unidades en cm dinámicos) fueron referidas al horizonte máximo de medición, asumiendo que en estos niveles el valor de la corriente es 0. Con el objetivo de mejorar la resolución espacial de los datos, se aplicó el método de interpolación/extrapolación co-kriging [*Marcotte*, 1991] (Figura 6.6).

La identificación de las masas de agua se realizó utilizando el siguiente criterio: el Agua superficial del Caribe (ASC) con densidad menor a 24.5 kg m⁻³, el Agua subsuperficial subtropical (ASS); o Agua de salinidad máxima; con densidades entre 24.5-26.3 kg m⁻³, el Agua central del Atlántico (ACA) con densidades entre 26.3-27.1 kg m⁻³ y el Agua intermedia Antártica (AIA), con densidades entre 27.1-27.6 kg m⁻³, [*Hernández-Guerra* 2000; *Rehein et al.*, 2005].

La construcción de los perfiles hidrográficos (temperatura, salinidad y densidad del agua), diagramas T/S y secciones de la columna de agua en forma longitudinal y transversal a la costa, fueron realizados con Ocean Data View. Este programa tiene incorporado el método de interpolación DIVA (Data Interpolating Variational Analysis). DIVA permite el análisis y la interpolación de los datos de forma óptima, comparable a la interpolación óptima (IO). A diferencia de la IO, DIVA también tiene en cuenta las costas y las características batimétricas, para estructurar y subdividir el dominio en el que se realiza la estimación. Los cálculos son altamente optimizados y se realizan sobre una

mallas de elementos finitos adaptada al dominio específico del grillado. DIVA fue desarrollado por la Universidad de Lieja (<http://modb.oce.ulg.ac.be/projects/1/diva>). Más detalles del método y su aplicación se pueden encontrar en *Troupin et al.*, [2010].

2.2.6. Modelo biofísico

Para determinar cuáles de los mecanismos físicos favorecieron la retención y dispersión de partículas en la Cuenca de Yucatán, se utilizó un modelo biofísico que acopló las salidas de un modelo físico (ROMS-Caribe noroeste) y un modelo IBM (Individual Based Model). El modelo biofísico utilizado fue el ICHTHYOP versión 2.2 (<http://www.brest.ird.fr/ressources/ichthyop>). Este modelo permite estudiar los efectos de los factores físicos y biológicos en la dinámica del ictioplancton [*Lett et al.*, 2008], incorporando los procesos más importantes que intervienen en la vida temprana del organismo. Siguiendo la motivación de la tesis (Capítulo 1.2) se modeló el comportamiento de larvas de la langosta espinosa *Pannulirus argus* en la región suroccidental de Cuba o norte de la Cuenca de Yucatán.

Una de las condiciones necesarias para que Ichthyop pueda acoplar los datos físicos es que éstos deben estar en coordenadas verticales sigma. Debido a esta exigencia, no se utilizaron las salidas del modelo físico MERCATOR (Capítulo 2.1.5), pues sus coordenadas verticales están en el sistema cartesiano. El problema fue resuelto, utilizando un modelo numérico, ROMS en 3D (Regional Ocean Model System) del tipo climatológico, corrido por 10 años. ROMS se estabilizó después del tercer año. A pesar, que el modelo reprodujo la circulación general de la zona de estudio, la Contracorriente Cubana (CCC) no se representó bien.

En la figura 2.4 se resume el funcionamiento del modelo biofísico, así como las condiciones y parámetros que usaron cada modelo (físico y el IBM) durante los experimentos de deriva de partículas (Tabla 2.2). El dominio seleccionado fue fijado por el modelo ROMS en los 15°-28°N y 80°-90°W. Para mayores detalles sobre el funcionamiento y base teórica de ROMS, refiérase a *Montes* [2010].

El modelo IBM-Ichthyop tiene acoplado varios submodelos: desove, movimiento, crecimiento, mortalidad y reclutamiento [*Lett et al.*, 2008]. Para los objetivos de esta tesis, fueron usados los submodelos de movimiento, crecimiento y mortalidad. En nuestro caso el movimiento de las larvas comenzó con la eclosión de los huevos y nacimiento de las larvas, pues las langostas no liberan los huevos como los peces, sino que lo retienen en su cola hasta lograr la maduración. Muestreos biológicos en la región suroccidental de Cuba registraron longitudes de ~1.5 mm de largo para los primeros estadios larvales, logrando alcanzar los ~23-28 mm en el estadio final (XI estadio), durante un periodo

aproximado de 6-8 meses [Cruz-Izquierdo *et al.*, 1987]. El cultivo de larvas de langosta *P. argus* en laboratorio entregó un tamaño de la última fase larval de 25.6-28.2 mm en un rango de tiempo entre 140-198 días, con un promedio de 174 días, es decir, 5.8 meses [Goldstein *et al.*, 2006].

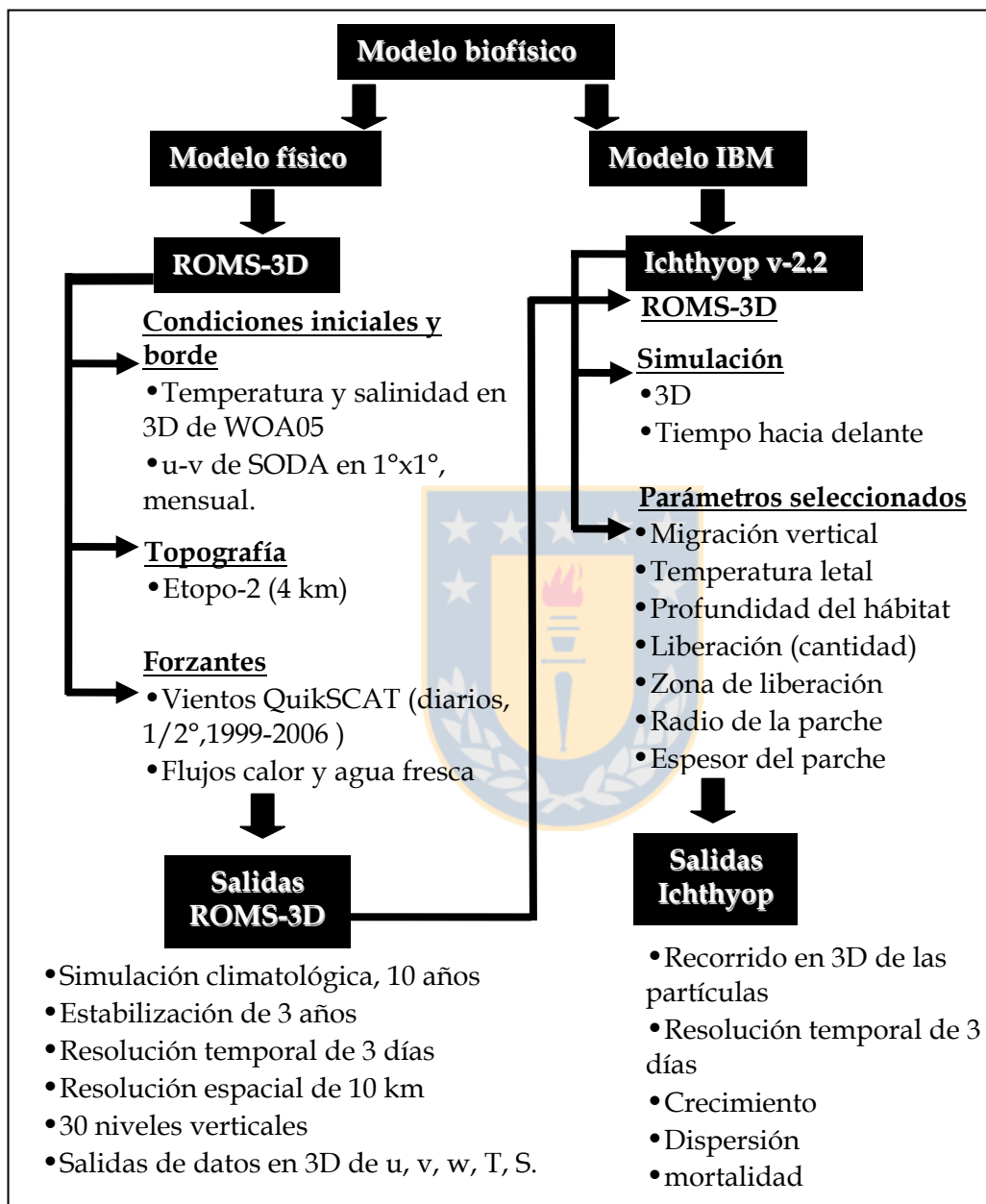


Figura 2.4. Esquema resumen del organigrama de trabajo utilizado para correr el modelo biofísico.

En el submodelo de movimiento se desarrollaron los procesos de advección y dispersión horizontal y vertical, y la migración vertical de las larvas. Mientras, en el submodelo de crecimiento la longitud de la larva (mm) aumentó linealmente con el tiempo, dependiendo de la temperatura del agua que se extrajo del modelo ROMS-3D.

Por último, y para estos experimentos la mortalidad dependió de la temperatura letal fijada. En los cultivos de larvas realizados por *Goldstein et al.*, [2006] la temperatura mínima fijada fue 25°C, coincidiendo con los resultados de campo de *Alfonso et al.*, [1995], donde las larvas de langosta se colectaron entre 25.3°-27.3°C. Sin embargo, en este mismo trabajo se citan los resultados de *Yeung and McGowan* [1991], en muestreos de larvas en aguas al sur de la Florida, donde observaron que las larvas cruzaron la termoclina, pero nunca se colectaron por debajo de la isoterma de 24°C. Para todos los experimentos la temperatura letal fijada fue entonces 24.5°C (Tabla 2.2). Además del experimento #1 que usó el año 10 de la simulación ROMS-3D se realizaron los experimentos #2 y #3, en los cuales sólo se cambió el periodo de tiempo seleccionado por los años climatológicos 9 y 8, respectivamente. Mientras, en el experimento #4 se redujeron los días de la simulación, se aumentó el número de partículas y se realizaron múltiples eventos de liberación cada 15 días (Tabla 2.2).

Tabla 2.2. Diseño de los experimentos de dispersión ejecutados con el modelo IBM-Ichthyop.

Variables y parámetros	Experimento #1	Experimento #4
• Dominio	15°-28°N/80°-90°W	15°-28°N/80°-90°W
• Temperatura, salinidad y densidad del agua	Modelo ROMS-3D	Modelo ROMS-3D
• Campo de velocidades (u , v , y w)	Modelo ROMS-3D	Modelo ROMS-3D
• Periodo de tiempo seleccionado	Año climatológico 10 de la simulación ROMS-3D	Año climatológico 10 de la simulación ROMS-3D
• Dirección de la simulación IBM	Hacia adelante	Hacia adelante
• Duración transporte	200 días (6.6 meses)	140 días (4.7 meses)
• Tipo de transporte	En 3D	En 3D
• Migración vertical	Profundidad en la mañana: 80 m Profundidad en la noche: 50 m	Profundidad en la mañana: 80 m Profundidad en la noche: 50 m
• Periodo del transporte	01/Marzo/año 10 al 20/Septiembre/año 10	01/Marzo/año 10 al 20/Julio/año 10
• Temperatura letal	24.5 °C	24.5 °C
• Crecimiento	Dependiente de la temperatura. Tomada de ROMS	Dependiente de la temperatura. Tomada de ROMS
• Número de partículas	20 000	100 000
• Profundad mínima de liberación	50 m	50 m
• Profundad máxima de liberación	100 m	100 m
• Eventos de liberación	1	10 (separados por 15 días)
• Número de parches	2	2
• Radio del parche	10 000 m	10 000 m
• Espesor de los parches	50 m	50 m
• Zonas de liberación	Zona-1: Oeste de la Isla de Pinos, Cuba (83.34°W/21.87°N) Zona-2: Este de la Isla de Pinos, Cuba (81.72°W/21.52°N)	Zona-1: Oeste de la Isla de Pinos, Cuba (83.34°W/21.87°N) Zona-2: Este de la Isla de Pinos, Cuba (81.72°W/21.52°N)

3. Artículo científico 1

3.1. Resumen del artículo 1: Variabilidad del viento superficial y sus implicaciones dinámicas en la Cuenca de Yucatán-Mar Caribe.

Los datos de viento superficial del satélite QuikSCAT (resolución temporal diaria y espacial de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$) y de estaciones meteorológicas costeras (EMAS-Cancún y boya NOAA-42056) se utilizaron para estudiar las escalas de tiempo que dominaron el régimen de vientos en la Cuenca de Yucatán-Mar Caribe durante la década 1999-2008. Además, estos datos fueron usados para cuantificar su importancia en la hidrodinámica, mediante la evaluación del transporte y el bombeo de Ekman.

El ciclo anual del esfuerzo del viento superficial en la Cuenca de Yucatán reveló características diferentes al régimen de vientos del Caribe. En promedio, el esfuerzo del viento fue más débil en la Cuenca de Yucatán que en el Caribe observándose un máximo relativo en Junio debido a la influencia de la rama sureste del chorro de bajo nivel del Caribe (CLLJ). Mientras, el esfuerzo del viento más fuerte se produjo en Noviembre, a diferencia del Caribe, donde los máximos fueron en Febrero y Julio. El máximo de Noviembre parece estar relacionado con el gradiente meridional de presión (atmosférica) creado entre el noroeste del Mar Caribe y el sureste del Golfo de México. Este gradiente estaría forzado por las diferencias originadas en la temperatura superficial del mar al producirse el colapso de la poza de agua cálida del Atlántico noroeste en Octubre. Esta característica mostró una nueva evidencia de la relación océano-atmósfera en la Cuenca de Yucatán que necesita una mayor investigación.

La variabilidad de escala sinóptica se detectó durante el otoño y el invierno, dejando a la primavera y el verano casi libre de estas actividades. Los vientos zonales fueron más energéticos al final del año, debido en gran parte a la influencia de los frentes fríos, mientras que los vientos meridionales con menos energía se destacaron a principio de año.

El análisis de funciones ortogonales empíricas (FOE) reveló el dominio de tres escalas de tiempo: la escala anual en el modo 1 (46,3% de la varianza total), la escala sinóptica en el modo 2 (27,7%) y la escala semi-anual en el modo 3 (6,4%). El modo 3 destacó la influencia de los eventos extremos (seis tormentas tropicales y nueve huracanes).

El transporte de Ekman fue el proceso que favoreció la surgencia costera en la plataforma norte de la Península de Yucatán en el ciclo estacional. El bombeo de Ekman también contribuyó a este proceso, aunque de manera menos significativa. En estas escalas de tiempo, el transporte de Ekman fue también el proceso que favoreció el

hundimiento en la región suroeste de Cuba. La dirección del transporte de Ekman hacia la costa de Cuba y al este de la Península de Yucatán debe favorecer la retención de los huevos de peces y larvas de crustáceos que nacen y se desarrollan en las aguas de la Cuenca de Yucatán y luego, se reclutan en la plataforma del Golfo de Batabanó y en el sistema de arrecifes de la región Mesoamericana. El reclutamiento se produce entre Septiembre y Noviembre [Alfonso *et al.*, 2000], cuando el transporte de Ekman es más fuerte.

La cuantificación del transporte total de Ekman distinguió una contribución del 93% del transporte de Ekman y de un 7% del bombeo de Ekman. Sin embargo, la surgencia inducida por el bombeo de Ekman persistió durante los eventos sinópticos, en especial en los fenómenos extremos (tormentas tropicales y huracanes). El paso de los huracanes favorece el transporte vertical de nutrientes, estimulando la producción primaria, pero la dispersión y mortalidad larval causada por estos eventos es un tema que debe estudiarse más a fondo.

3.2. Artículo 1: "Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin-Caribbean Sea dynamics".

Authors: Iván Pérez-Santos¹, Wolfgang Schneider²⁻³, Marcus Sobarzo³, Raúl Montoya-Sánchez², Arnoldo Valle-Levinson⁴, José Garcés-Vargas⁵

1. Programa de Postgrado en Oceanografía, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Campus Concepción, Calle Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, código postal: 4070043, Concepción, Chile, E-mail: ivanperez@udec.cl.
2. Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-oriental (COPAS), Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
3. Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
4. Department of Civil and Coastal Engineering, University of Florida, Gainesville, Florida, USA.
5. Instituto de Biología Marina "Dr. Jürgen Winter", Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin-Caribbean Sea dynamics

Iván Pérez-Santos,^{1,2} Wolfgang Schneider,^{2,3} Marcus Sobarzo,³
Raúl Montoya-Sánchez,² Arnoldo Valle-Levinson,⁴ and José Garcés-Vargas⁵

Received 19 March 2010; revised 21 June 2010; accepted 29 July 2010; published 26 October 2010.

[1] Sea surface wind data from the QuikSCAT satellite and two meteorological stations collected over 1 decade (1999–2008) were used to study the dominant time scales of the wind regime in the Yucatan basin. Wind data were used to quantify its implications on regional hydrodynamics by evaluating Ekman pumping and Ekman transport. The annual cycle of surface wind revealed different features than the Caribbean wind regime with a relative wind stress maximum observed in the Yucatan basin in June caused by the Caribbean low-level jet. The strongest wind stress occurred during November presumably due to the collapse of the Atlantic warm pool. This feature provides new evidence of the importance of local atmosphere-ocean coupling. Synoptic scale variability was detected during fall and winter, leaving spring and summer almost free from these activities. Empirical orthogonal functions revealed three dominant time scales of variability: an annual scale in mode 1 (46.3% of the total variance), a synoptic scale in mode 2 (27.7%), and a semiannual scale in mode 3 (6.4%). The third mode featured extreme pulses (six tropical storms and nine hurricanes). Ekman transport was found to contribute the most (93%) to total transport, whereas Ekman pumping contributed only 7%. However, upwelling induced by Ekman pumping persisted during some synoptic pulses, underscoring the importance of tropical storms and hurricanes. Offshore Ekman transport over the continental shelf north of the Yucatan Peninsula favored upwelling all year long. Onshore transport toward the coasts of southern Cuba and the eastern Yucatan Peninsula favored downwelling.

Citation: Pérez-Santos, I., W. Schneider, M. Sobarzo, R. Montoya-Sánchez, A. Valle-Levinson, and J. Garcés-Vargas (2010), Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin-Caribbean Sea dynamics, *J. Geophys. Res.*, 115, C10052, doi:10.1029/2010JC006292.

1. Introduction

[2] Momentum transfer from the atmosphere to the sea, through wind stress, allows mixing in the surface layer but can also favor vertical advection through Ekman transport and Ekman pumping [Bakun, 1973; Tomczak and Godfrey, 1994; Stewart, 2002]. In Ekman transport, equatorward wind stress along a western coastline produces offshore mass transport due to the Earth's rotation. Poleward winds produce

onshore transport. These transports can cause upwelling, bringing deeper nutrient-rich water upward, or downwelling, forcing surface coastal water downward to conserve mass [Pickett and Paduan, 2003]. In the Ekman pumping process, the wind stress curl causes divergence (convergence), which forces water upward (downward); this process corresponds to upwelling (downwelling) and a positive (negative) Ekman pumping velocity.

[3] Ekman transport directed toward the Gulf of Batabanó (western South Cuba) has been found to be important for lobster production (60% of the total national catch in Cuba) by attributing to the retention of larvae [Hernández and Piñero, 2003; Puga et al., 2005]. Relative high abundances of lobster larvae were also observed northeast of Yucatán Peninsula [Cruz et al., 1995], however, whether the retention mechanism is owing to Ekman transport and/or pumping yet has not been investigated. In comparison, Ekman pumping governs coastal upwelling in the California upwelling system and is more important than Ekman transport in that region [Pickett and Paduan, 2003].

[4] Chelton et al. [2004] analyzed the average divergence and wind stress curl of QuikSCAT satellite-borne

¹Programa de Postgrado en Oceanografía, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile.

²Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-Oriental, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile.

³Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile.

⁴Department of Civil and Coastal Engineering, University of Florida, Gainesville, Florida, USA.

⁵Instituto de Biología Marina "Dr. Jürgen Winter," Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

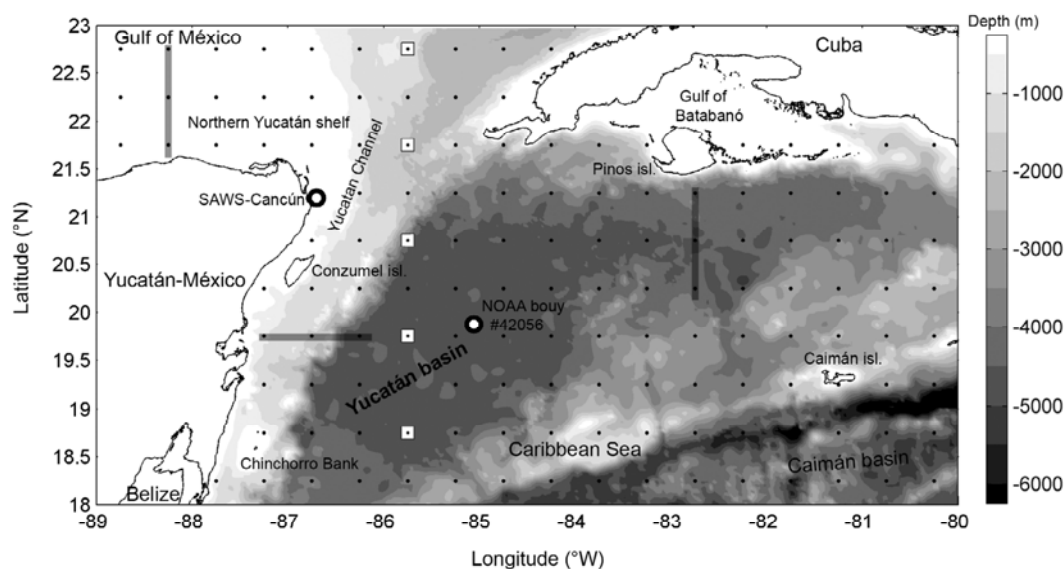


Figure 1. Grey-scale-coded bathymetry (ETOPO-8.2) of the study area. Small black dots mark the grid of the QuikSCAT wind product and open circles show the locations of in situ meteorological stations. Open squares depict QuikSCAT grid points where wavelet wind vector analysis was carried out. Three shaded lines perpendicular to coastlines show the transects selected for analyzing the relative importance of Ekman pumping and transport. The three lines correspond to southern Pinos Island and northern and southern Yucatan Peninsula, and their time series are shown in Figure 10.

winds on a global scale at 25 km horizontal resolution, emphasizing their role in the generation of downwelling and upwelling events, which are important processes in the dynamics, thermodynamics, and biology of the ocean's surface layer. Their study reveals an average negative wind stress curl ($0-1 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$) in most of the Yucatan basin but does not offer insight as to its variability on interannual time scales or less than 1 year. *Amador et al.* [2006] studied the average wind stress curl and monthly climatology described by *da Silva et al.* [1994], showing that wind curl generates upwelling in the southern area of the Venezuela and Colombia basin and downwelling in the central and northeastern areas of the Caribbean Sea. Despite these studies, little is known about the behavior of wind effects in the Yucatan basin, especially in the synoptic frequency domain.

[5] This study aims to characterize the spatial and temporal variability of the wind regime and the role that Ekman transport and Ekman pumping play in vertical advection within the Yucatan-Caribbean Sea. Satellite-borne and in situ near-surface wind measurements are used to accomplish this goal. This investigation seeks to determine whether Ekman pumping or Ekman transport is the physical mechanism that dominates the region's total flow transport, and within what time scales these processes are observed. The contribution of tropical storms and hurricanes to total wind stress variance is also addressed.

[6] The results of this study are structured in sections. In section 2, the average conditions of near-surface winds and their oceanographic implications are described. Section 3 scrutinizes the seasonal behavior of near-surface winds and their oceanic implications. Section 4 addresses the input of Ekman transport and Ekman pumping to the total transport.

The synoptic scale features of wind variability are reviewed in section 5, and finally, the variability of near-surface winds are presented in section 6.

2. Study Area

[7] This study concentrates in the Western Caribbean Sea between 18° and 23°N and between 80° and 89°W (Figure 1). The region encompasses the Yucatan and Caiman basins, the continental shelf north of the Yucatan Peninsula, and the northern portion of the Meso-American reef system (off the coast of southeastern Mexico and northern Belize). The Yucatan basin has a maximum depth of 4,600 m, and the depths of the continental shelf north of the Yucatan Peninsula vary between 20 and 200 m. The Gulf of Batabanó, located south of western Cuba, represents a shallow shelf zone with an average depth of 6 m [*Cerdeira-Estrada et al.*, 2008].

[8] The wind regime in the Caribbean is determined by the North Atlantic Subtropical High (NASH). Located between the Bermudas and the Azores, a high-air-pressure zone centered at around 30°N drives northeasterly trade winds on the southern side of its clockwise atmospheric circulation [*Tomczak and Godfrey*, 1994]. The winds over the Caribbean Sea vary owing to the northward migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) [*Muñoz et al.*, 2008], from its southernmost position in winter (over the Amazon basin, approximately the Equator) to its northernmost position in summer (Costa Rica-Nicaragua border, ~11°N) [*Poveda et al.*, 2006]. Once approaching the Caribbean Sea the northeasterly trades intensify forming the easterly Caribbean low-level jet (CLLJ) (between 12.5°–17.5°N

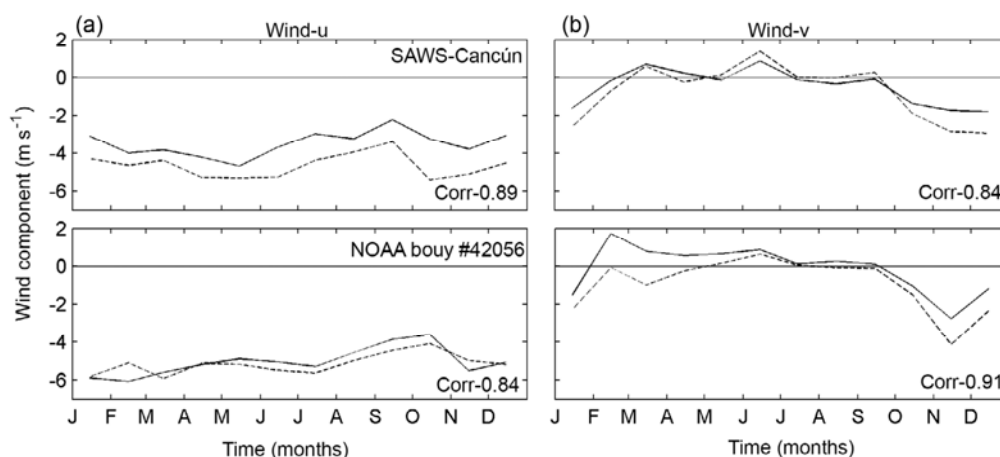


Figure 2. Long-term monthly means of (top) SAWS-Cancun and (bottom) NOAA buoy 42056 wind components ((left) zonal and (b) meridional) are drawn in solid lines and the closest QuikSCAT winds are shown in dashed lines.

and 70°–80°W) with wind speeds $> 13 \text{ m s}^{-1}$ at sea level pressures around 925 mb [Wang, 2007; Wang and Lee, 2007]. Caribbean winds are also influenced by cold fronts, extratropical low-pressure systems and the North American High (NAH) during the dry winter season and by easterly tropical waves, tropical storms, and hurricanes in the summer [González, 1999, Wang, 2007; Serra et al., 2010].

[9] The Yucatan basin is located inside of the Atlantic warm pool (AWP) [Wang and Lee, 2007], which appears during summer and early autumn with sea surface temperatures (SST) exceeding 28.5°C, and has a significant impact on tropical convection [Wang and Enfield, 2001]. The interaction of the AWP, the NASH, and the CLLJ in summer leads to a reduction of vertical wind shear in the troposphere, thus favoring the formation and intensification of hurricanes during August–October [Wang and Lee, 2007].

3. Methods

3.1. Wind Data

[10] Near-surface wind data were obtained from SeaWinds scatterometers mounted on the QuikSCAT satellite, produced by the Jet Propulsion Laboratory and distributed by CERSAT (French ERS Processing and Archiving Facility). Daily gridded ocean wind vectors with a spatial resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ were downloaded from <http://www.ifremer.fr>. The root mean squared errors of wind velocity and direction were specified to be less than 1.9 m s^{-1} and 17° , respectively [Piolle and Bentamy, 2002]. The analysis of satellite wind covered the period from 20 July 1999 to 16 July 2008. The database contained six gaps of various lengths within the years 2001–2002, ranging from 1 to 23 days and totaling 31 days, which were excluded in the computation of the long-term means. The time series were shortened for the empirical orthogonal functions (EOF) analysis, starting from 25 May 2001 in order to exclude the largest gap of 23 days; shorter gaps of a few days were interpolated.

[11] In situ wind measurements from a coastal weather station located on the Yucatan Peninsula, Mexico (Cancun,

21.2°N and 86.7°W, Surface Automatic Weather Station (SAWS), and from the NOAA-42056 buoy (19.8°N and 85.1°W) were also used (Figure 1). The station in Cancun operated well from January 2001 to September 2005 but did not record data from 21 October 2005 to 17 January 2007 because of damage from hurricane Wilma, which passed through the Yucatan basin. The NOAA buoy data covered the period from May 2005 to July 2008, with gaps from February to March 2006 and 2007. Both satellite winds and in situ data refer to a height of 10 m above sea level.

[12] Daily averages were computed from the 10 min records of the Mexican weather station and the NOAA buoy. Long-term monthly means were computed from the data sets of both meteorological stations and contrasted with the corresponding QuikSCAT products for the closest grid point considering the same period of data coverage as obtained by the meteorological stations (Figure 2). Those data correlated well (0.84–0.91) for both wind components, exhibiting the same annual cycles. Both data sets revealed similar long-term monthly means with the exception of the zonal QuikSCAT wind component next to SAWS-Cancun, which underestimated in situ winds by 1 m s^{-1} . Nevertheless, the QuikSCAT wind product matched in situ wind measurements fairly well.

3.2. Derived Variables

[13] The components of the zonal (τ_u) and meridional wind stress (τ_v) were defined as follows:

$$\tau_u = \rho_a C_d u U_{10}, \quad \tau_v = \rho_a C_d v U_{10}, \quad (1)$$

where ρ_a is air density (1.2 kg m^{-3}), C_d is a dimensionless drag coefficient, u and v are the zonal and meridional wind components, respectively, and U_{10} is the magnitude of the wind vector 10 m above sea level.

[14] Taking into account that the average satellite wind speed in the zone was 6.5 m s^{-1} , with an absolute maximum of 27.3 m s^{-1} , the drag coefficient was calculated using the formula proposed by Yelland and Taylor [1996], in which

the coefficient varies as a function of the wind velocity according to

$$C_d = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10}^2} \times 10^{-3}, \text{ for } U_{10} \leq 6 \text{ m s}^{-1}, \quad (2)$$

$$C_d = 0.60 + 0.070U_{10} \times 10^{-3} \text{ for } 6 \text{ m s}^{-1} \leq U_{10} \leq 26 \text{ m s}^{-1}. \quad (3)$$

[15] Ekman surface transport, M ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), was calculated for each grid point of the satellite wind field using the equation [Smith, 1968]

$$\vec{M} = \frac{\vec{\tau}}{\rho_w f}, \quad (4)$$

where $\vec{\tau}$ is the wind stress vector, ρ_w is the water density (1025 kg m^{-3}), and f is the Coriolis parameter. The depth of the surface Ekman layer, D_E (in m), was calculated as by Pond and Pickard [1983] for latitudes (φ) outside $\pm 10^\circ$ from the Equator

$$D_E = \frac{4.3}{\sqrt{(\sin|\varphi|)}} U_{10}. \quad (5)$$

Ekman pumping velocity, W_E ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), was calculated according to the following equation [Smith, 1968]:

$$W_E = \frac{1}{\rho_w f} \nabla \times \vec{\tau}, \quad (6)$$

where $\nabla \times \vec{\tau}$ is the wind stress curl. The wind stress curl was derived by first-order cross differencing of the wind stress field, which implies that no curl computation was possible for the grid points nearest the coast. This drawback was overcome by applying cokriging in two dimensions to the wind stress curl, thus allowing extrapolation toward the coast [Marcotte, 1991].

[16] To quantify the relative importance of Ekman pumping and transport in the region, Ekman pumping velocities were integrated up to ~ 110 km off the coast along three transects located to the north and east of the Yucatan Peninsula, Mexico, and Pinos Island, Cuba (Figure 1, shaded lines). The objective of this calculation was to obtain the vertical transport ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) for each selected transect and compare it with the Ekman transport obtained by (4) following the methodology proposed by Pickett and Paduan [2003].

3.3. Data Analysis

[17] A standard empirical orthogonal function (EOF) analysis [Emery and Thomson, 1998; Kaihatu et al., 1998] was performed to determine the modes of variability that dominated the spatiotemporal behavior of the wind field in the Yucatan basin. First, a matrix was formed with 244 grid points. Each grid point, in turn had daily time series of zonal and meridional components of satellite winds from 25 May 2001 to 16 July 2008 (the period with continuous data coverage). Prior to computing the EOFs, the long-term mean and linear trend were removed. This method enables a more compact description of the spatiotemporal variability of wind

such that the total variability can be grouped in empirical modes, with most of the variability appearing in the first mode.

[18] A Morlet wavelet was applied [Torrence and Compo, 1998] to several time series: the long-term daily means (1 January 2001 to 31 December 2005) of the zonal and meridional wind from the meteorological coastal station SAWS-Cancun; five time series of QuikSCAT winds located along 85.75°W ; and to the time-dependent coefficients of the three modes resulting from real vector EOF analysis of QuikSCAT wind fields. This wavelet analysis allowed distinction of the time and duration of the dominant periods of the synoptic scale. Further, the horizontal distribution of the wind power spectrum within the study region could be assessed. In some cases, the wavelet spectra were used to calculate time-averaged spectra over the entire sampling period; these are referred to as the global wavelet spectrum [Torrence and Compo, 1998].

[19] Statistical moments (means and standard deviations) of mean, seasonal or monthly long-term means were always estimated employing daily values (QuikSCAT winds) or daily means (in situ winds). The periods these statistical moments were based on are given in the next chapter. The longest time series in use comprises 8 years of measurements which does not allow the computation of climatological means owing to a limited probability distribution. Nevertheless, we expect the seasonal cycle to appear in the long-term seasonal-monthly means or averages presented.

4. Results

4.1. Mean Patterns of Near-Surface Wind Stress, Ekman Pumping, Ekman Transport, and Ekman Depth (20 July 1999 to 16 July 2008)

[20] The dominant wind stress direction in the entire region was east-northeasterly (Figure 3a). The wind stress magnitude decreased from the southern boundary (0.08 Pa) of the region of study to the north (0.06 Pa). Major variability, based on the standard deviation of the wind stress magnitude, occurred north of the Caimán Islands (0.08 Pa) and east of Cancun (0.07 Pa) (Figure 3b). Nonetheless, the wind stress standard deviation in these areas was large, i.e., on the same order as the long-term mean wind stress magnitude in the whole study region.

[21] On average, Ekman pumping was predominately negative, with maximum albeit weak downwelling intensity (-0.12 m d^{-1}) near the southwestern coast of Cuba (Figure 3c). Positive Ekman pumping could be observed in three zones: the northern Yucatan shelf, southeast of Caimán Island, and east of Cozumel Island (Figure 3c). The standard deviations exceeded the range of the mean values, highlighting two zones to the southeast and southwest of the Yucatan basin; the former coincided with the observed locations of maximum wind stress curl, and both agreed with the geographic positions at which hurricanes Wilma and Dean (southeast) and Charley and Iván (southeast) entered the Yucatan basin (Figure 3d) hereby intensifying Ekman pumping, e.g., hurricane Iván induced an upwelling velocity of 46 m d^{-1} . A total of nine hurricanes (categories I–V) and eight tropical storms passed through the study

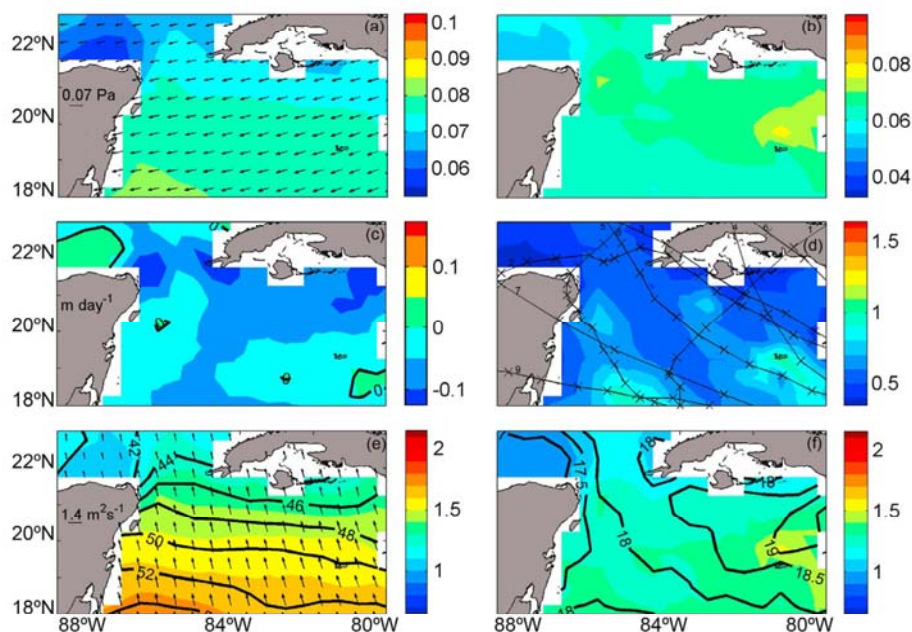


Figure 3. Long-term mean of daily wind stress (20 July 1999 to 16 July 2008) and derived parameters based on SeaWinds mounted on QuikSCAT. (a) Wind stress magnitude and vector (Pa), (b) standard deviation of wind stress magnitude (Pa) and (c) Ekman pumping velocity (m d^{-1}) and (d) its standard deviation. Fine black lines present the best track of hurricanes passing through the region in summer and fall. Black crosses indicate each hurricane's position every 6 h. (e) Surface Ekman transport magnitude (color coded, in $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) and vectors (arrows) and surface Ekman layer depth (black contour lines, in m) and (f) standard deviation of surface Ekman transport magnitude ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) and Ekman layer depth (m). Standard deviations are based on daily data. The color bars relate colors to wind stress magnitude and derived parameters and its standard deviation.

zone from 1999 to 2008. Table 1 identifies each storm by number, name, and classification.

[22] Long-term average Ekman transport was directed toward the north-northeast, diminishing from the southern border of the study region ($1.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) to the northern one ($1.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), as expected from the wind stress pattern.

Consequently, the Ekman surface layer depth followed this trend, shoaling from 54 m in the south to 44 m in the north (Figure 3e). The patterns of the standard deviations for both transport and surface layer depth matched those of wind stress owing to their close relationship (Figure 3f).

Table 1. List of Meteorological Events That Passed Through the Yucatan Basin From 20 July 1999 to 16 July 2008^a

Year	Cold Front Systems	Tropical Storms		Hurricanes			
		Name	Date	Names (Categories) ^b	Date	Wind Maximum (m s^{-1})	Atmospheric Pressure (mb)
1999	15	Irene	14 Oct				
2000	16	Helene	19 Sep				
2001	19			Michelle (IV) (1)	4 Nov	61.7	944
2002	13			Isidore (II) (2)	20 Sep	46.3	967
				Lili (II) (3)	1 Oct	46.3	971
2003	21	Claudette	10 Jul				
2004	21			Charley (I) (4)	12 Aug	41.2	984
				Iván (V) (5)	13 Sep	72.0	915
2005	22	Arlene	9 Jun	Dennis (IV) (6)	8 Jul	66.9	938
		Stan	1 Oct	Emely (V) (7)	17 Jul	72.0	929
				Wilma (IV) (8)	20 Oct	66.9	910
2006	17	Alberto	10 Jun				
2007	20	Barry	1 Jun	Dean (V) (9)	20 Aug	65.8	925
2008	20	Olga	14 Dec				
		—		—			

^aThe hurricane categories correspond to their state when passing through the Yucatan basin. Source: National Hurricane Centre, United States.

^bNumbers 1–9 give the order number of all hurricanes that passed through the study area. The hurricane tracks with corresponding numbers are shown in Figures 3d and 5, right.

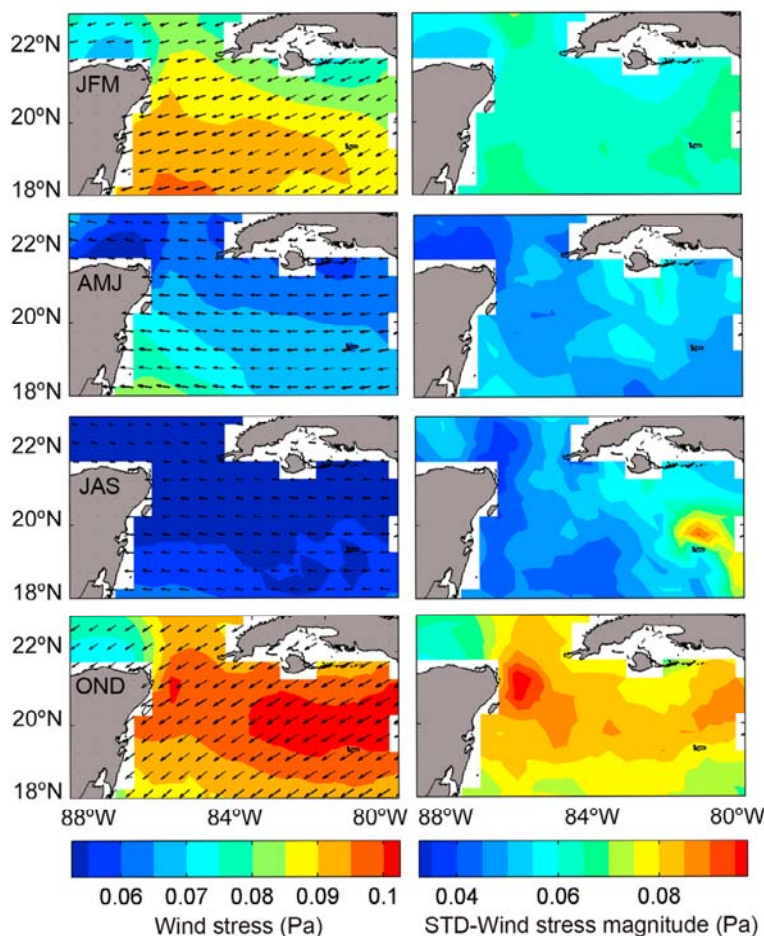


Figure 4. (left) Long-term seasonal mean of QuikSCAT wind stress vectors and wind stress magnitude (color contoured) and (right) color-contoured standard deviations of wind stress magnitude (STD) from 20 July 1999 to 16 July 2008. The color bars relate colors to wind stress magnitude and its standard deviation.

4.2. Seasonal Patterns of Near-Surface Wind Stress, Ekman Pumping, Ekman Transport, and Ekman Depth (20 July 1999 to 16 July 2008)

[23] To scrutinize the annual wind cycle, long-term means of seasonal wind stress, Ekman pumping and transport, and their standard deviations were analyzed. In general, the magnitude of the seasonal mean wind stress was greatest in fall (OND, about 90×10^{-3} Pa, the regional basin average for this season) and decreased steadily in the following seasons to 80×10^{-3} Pa (winter, JFM), 70×10^{-3} Pa (spring, AMJ), and 50×10^{-3} Pa (summer, JAS) (Figure 4, left). The long-term monthly mean wind stress magnitude peaked in November, reaching 120×10^{-3} Pa, whereas minimum values of 31×10^{-3} Pa were typical for July (Figure S1).¹ A meridional gradient of wind stress, diminishing from south to north, was observed from January to September; the meridional gradients ranged from 2.0 to 2.6×10^{-3} Pa per degree latitude. In contrast, the magnitude of the long-

term seasonal mean of wind stress in fall diminished from the center of the basin ($>100 \times 10^{-3}$ Pa) toward the north (6.1×10^{-3} Pa per degree latitude) and south (3.4×10^{-3} Pa per degree latitude). The long-term monthly mean for June was somewhat special, with maximum wind stress magnitudes ($>90 \times 10^{-3}$ Pa) located in the southwest zone. The wind stress direction was primarily from the northeast in fall and winter and from the east in spring and summer.

[24] The lower than regional average wind stress magnitudes found east of Pinos Island were caused by this Cuban island's characteristic orographic barrier for trade winds crossing it from the northeast. Standard deviations of seasonal mean wind stress magnitudes were less than those calculated for the long-term means for winter and spring. The large standard deviations observed in the long-term mean wind stress magnitude (Figure 3b) north of the Cayman Islands and east of Cancun were thus found to be associated with hurricanes passing through the region in summer and fall, respectively (Figure 4, right).

[25] The results of Ekman pumping (Figure 5, left) matched the average conditions (Figure 3c) during the first

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2010JC006292.

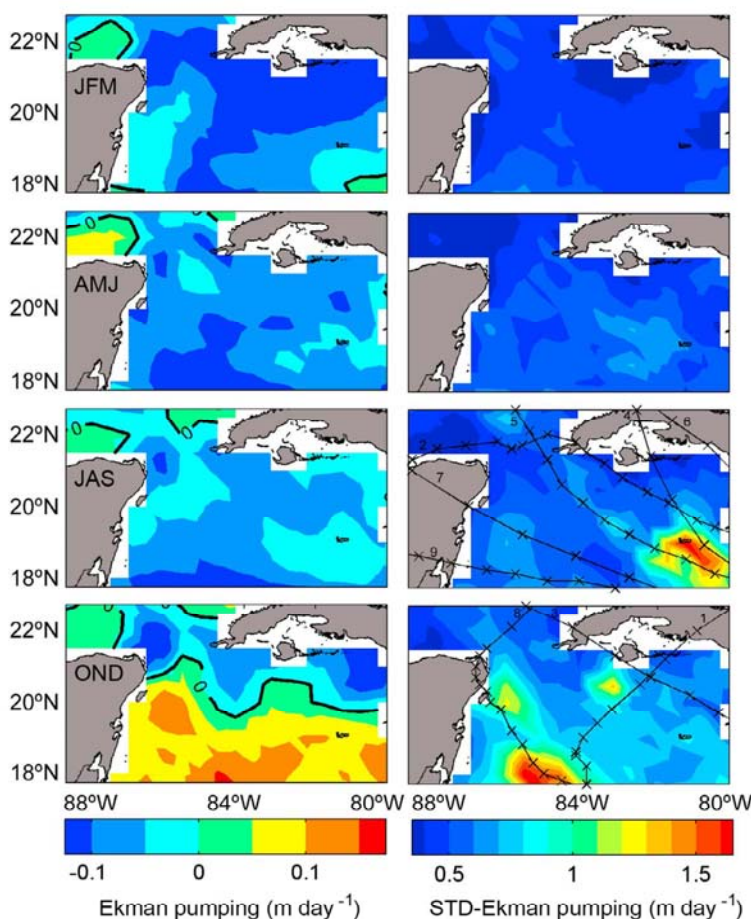


Figure 5. (left) Long-term seasonal mean of Ekman pumping (color contoured) and (right) color-contoured STD from 20 July 1999 to 16 July 2008. The color bars relate colors to Ekman pumping and its standard deviation. Fine black lines present the best track of hurricanes passing through the region in summer and fall. Black crosses indicate the hurricane's position every 6 h.

three seasons of the year (January–September), with negative values prevailing for the whole region. These conditions changed in fall, when, upward Ekman pumping dominated on average (0.03 m d^{-1}), with maximum values ranging from 0.1 to 0.18 m d^{-1} between 18° and 21°N . Two zones stood out for being negative or positive throughout the entire seasonal cycle of Ekman pumping. The negative zone was located southwest of Cuba and the Yucatan Channel, and the positive zone was found on the northern Yucatan shelf. However, when applying long-term monthly means for January, July, and December, slight downward Ekman pumping could be observed in the latter region (Figure S2). Moreover, south of Cuba and east of Pinos Island, Ekman pumping was close to zero.

[26] As in the long-term mean (Figure 3d), the standard deviations of the seasonal means of Ekman pumping remained high (Figure 5, right). The extremes observed in the long-term mean southeast and southwest of the study region only occurred in summer and fall, respectively. The sole factors responsible for these mean seasonal extremes were hurricane Iván (category V) in summer 2004 and hurricane Wilma (category IV) in fall 2005.

[27] The highest regional long-term seasonal mean Ekman transport and deepest Ekman layer depth (Figure 6, left) occurred in fall ($1.79 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and 53 m) and winter ($1.65 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and 52 m) in the Yucatan basin, as expected from the wind stress patterns. Maximum transport was found in the southwestern study region in fall. The direction of the Ekman transport in fall and winter was toward the northwest. In spring and summer, Ekman transport was toward the north, with ranges between 1.30 and $1.03 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and with Ekman layer depths between 46 and 40 m . Ekman layer depths shoaled by about 10 m from south to north throughout the year. Likewise, the Ekman transport decreased in the same direction, especially in summer. Although Ekman transport and depth were relatively weak and shallow in spring, exceptionally large transport ($1.70 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and a thick Ekman layer (52 m) were observed in June in the southern Yucatan basin (Figure S3). Standard deviations of seasonal mean Ekman transport (0.5 – $2.0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and layer depth (around 20 m) remained large, reflecting high variability, particularly in fall and around the Cayman Islands in summer related to hurricane events (Figure 6, right).

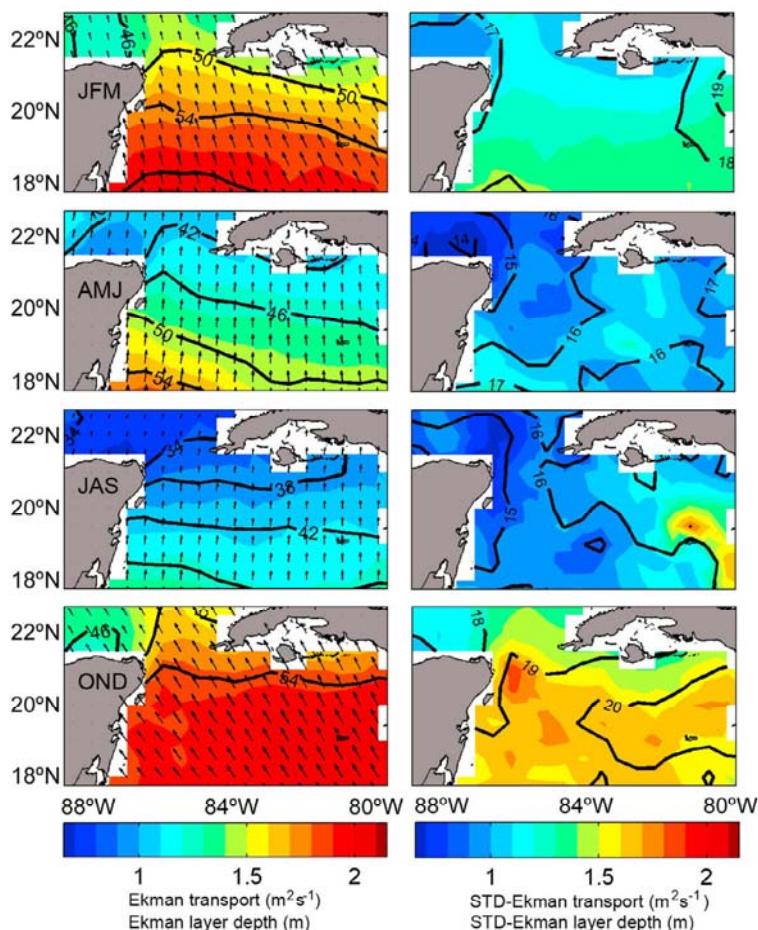


Figure 6. (left) Long-term seasonal mean of Ekman transport vectors and color contoured Ekman transport magnitude and surface Ekman layer depth (black contour lines, in m) from 20 July 1999 to 16 July 2008. (right) Color-contoured STD of Ekman transport magnitude and Ekman layer depth in black contour lines. The color bars relate colors to transport and its standard deviation.

[28] Ekman transport and pumping on seasonal time scales (Figures 5 and 6) showed favorable conditions for coastal upwelling north of the Yucatan Peninsula and for downwelling south of Cuba. In contrast, for the northern Meso-American reef system east of the Yucatan Peninsula, the Ekman transport direction was favorable for downwelling, whereas Ekman pumping favored upwelling in fall. This analysis does not allow determination of which of the two processes, Ekman transport or pumping, was dominant. This issue is addressed in section 4.3.

4.3. Total Transport Quantification

[29] In order to quantify the relative importance of Ekman pumping and transport and answer questions presented in section 4.2, both processes were compared in three transects within the study area (Figures 1 and 7). The long-term daily mean (1 January to 31 December, 20 July 1999 to 16 July 2008) of total transport (Ekman pumping and transport) in the northern zone of the Yucatan Peninsula (black line in Figure 7a) revealed positive, albeit variable, transport throughout the year (average $0.76 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Ekman transport

(blue line in Figure 7a) was the process that contributed the most to total transport (95%), favoring the dominance of permanent coastal upwelling conditions (Table 2). This was most pronounced from the end of September to October.

[30] To the east of the Yucatan Peninsula (Figure 7b), total transport was, on average, negative ($-0.29 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), although highly variable, with Ekman transport again being the process that contributed the most to total transport (93.1%) (Table 2). Negative Ekman transport (downwelling) was strongest from the middle of October to February and fluctuated around zero during the rest of the year. On the other hand, some days of positive total transport values, conditions that favor upwelling, were evident in March, April, June, July, September, and October (Figure 7b, gray-shaded areas). The greatest positive value ($2.93 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) appeared in October.

[31] The most negative average value of total Ekman transport ($-1.08 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) was found south of Pinos Island, Cuba (Figure 7c), where downwelling conditions prevailed during the entire period. These conditions were dominated by Ekman transport (91.6%), as compared to Ekman pump-

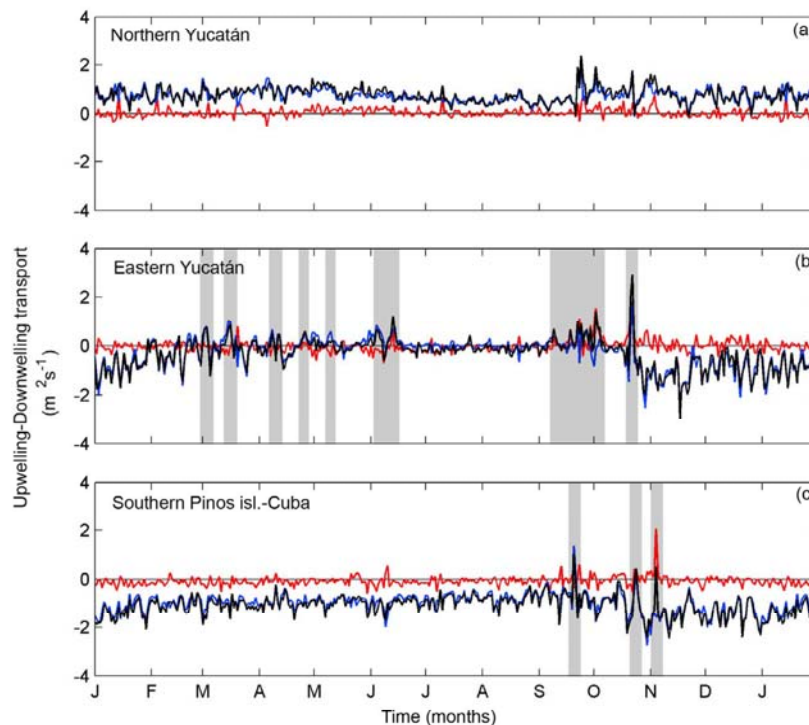


Figure 7. Cross-shore long-term daily means (20 July 1999 to 16 July 2008) of upwelling and downwelling estimates off the (a) northern and (b) eastern Yucatan Peninsula and (c) southern Cuba, (see Figure 1, shaded lines). Total upwelling-downwelling (black) is the sum of Ekman pumping (red) and Ekman transport (blue). The gray-shaded areas in Figures 7b and 7c indicate periods with the largest relative positive total Ekman transport values.

ing (8.4%) (Table 2). As was the case off the eastern Yucatan Peninsula, downwelling was strongest from mid-October to February, although some days were found to have positive transport values in September (absolute maximum of $1.03 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), late October, and early November, indicating upwelling-favorable periods dominated by Ekman pumping. Table 2 shows the quantification of these processes in detail, underscoring their great variability to the east of the Yucatan Peninsula and south of Pinos Island, as evidenced by the highest standard deviations.

4.4. Synoptic Scale of Wind Variability

[32] The large standard deviations associated with the long-term seasonal mean of wind stress motivated the wavelet analysis of long-term daily mean (1 January to 31 December) near-surface winds along the 85.75°W meridian based on QuikSCAT products and the SAWS Cancun meteorological station (Figure 1). The wavelet analysis along the selected meridian identified geographic differences in the frequency distribution of wind energy throughout the year. Periods with significant power ranged from 2 to 16 days for both wind components, although such periods were detected mainly in fall and winter, leaving spring and summer almost free from synoptic scale activities (Figure 8). Synoptic scale events were noticeable in zonal wind directions for the most part at the end of the year and, to a lesser extent, at the beginning of the year (Figure 8, left). In the meridional wind direction, on the other hand, the occurrence of power during

the year was reversed, and magnitude of power was less (Figure 8, right). Synoptic wind energy decreased from north to south for both components.

4.5. Variability of Near-Surface Winds (25 May 2001 to 16 July 2008)

[33] Variability of near-surface winds in the study area was addressed by means of real vector EOF analysis to daily data. The first three empirical modes with variances superior to 2.5% of the total variance were considered to be statistically significant according to *Overland and Preisendorfer*

Table 2. Statistics of Average Total Ekman Transport and Pumping From Long-Term Daily Means for 20 July 1999 to 16 July 2008

	Total Ekman Transport	Ekman Transport	Ekman Pumping
Northern Yucatan			
Average ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)	0.76	0.73	0.038
Percentage (%)	100	95.0	5.0
Standard deviation ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)	0.32	0.27	0.174
Eastern Yucatan			
Average ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)	-0.29	-0.27	-0.02
Percentage (%)	100	93.1	6.9
Standard deviation ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)	0.63	0.62	0.25
Southern Cuba			
Average ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)	-1.08	-0.99	-0.08
Percentage (%)	100	91.6	8.4
Standard deviation ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)	0.45	0.43	0.20

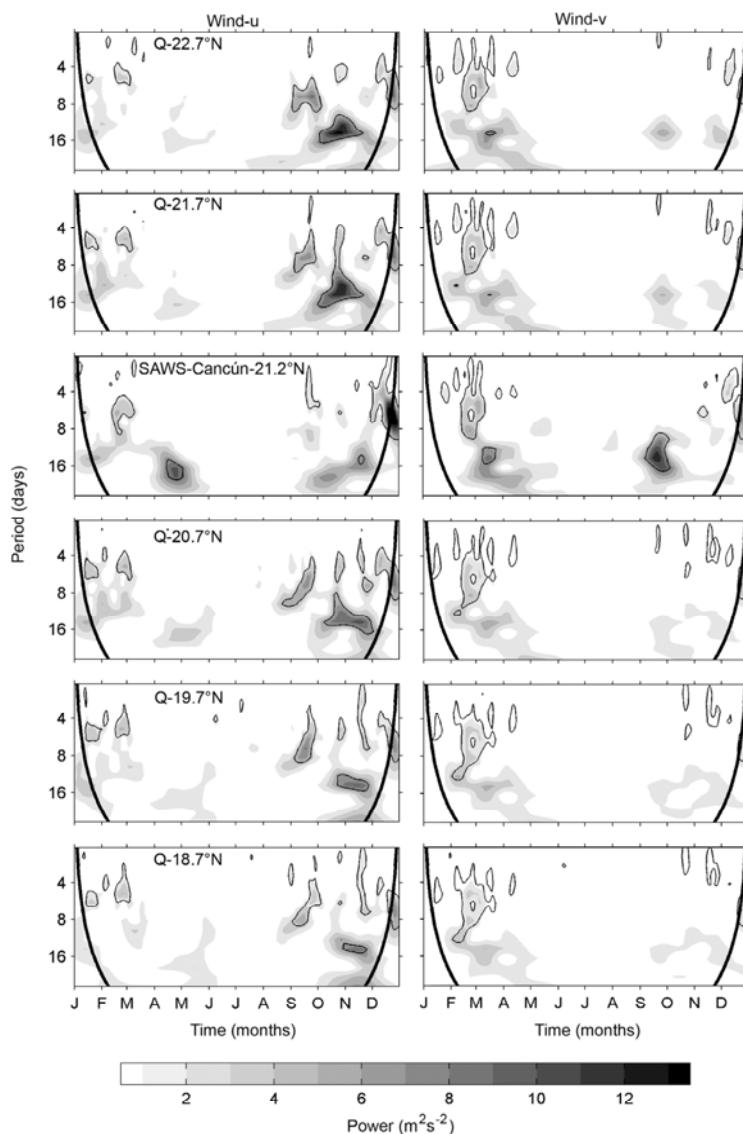


Figure 8. Morlet wavelet power spectrum applied to long-term daily means from QuikSCAT time series extracted along 85.75°W (2000–2007) and from the meteorological station SAWS Cancún (2001–2005) (see Figure 1). The (left) zonal and (right) meridional wind components are shown. The fine contour lines enclose regions of confidence levels greater than 95% for a red noise process with a lag 1 coefficient between 0.44 and 0.81, and the thick contour lines indicate the cone of influence. The color bar relates gray shades to power.

[1982]. The results of the first three empirical modes indicated that the first mode explained 46.3%, the second mode 27.7%, and the third mode 6.4% of the variability.

[34] The spatial structure of mode 1 (Figure 9a) showed a south-southwesterly wind field for positive time-dependent coefficients, i.e., mainly in spring and summer, and a wind field rotated by 180°, with north-northeasterly winds, mainly for fall and winter (Figure 9b). Southerly winds were produced either by extratropical low-pressure systems in winter, e.g., 27 February 2005 (Figure 10a), or easterly tropical waves in summer. Northerly winds were related to continental cold front systems, e.g., 10 March 2005 (Figure 10b).

The time-dependent coefficients for mode 1 (Figure 9b, gray line) showed greater variability and amplitude at the end and beginning of each year. Periods of prolonged positive or negative amplitudes were deduced from the low-pass-filtered (with a low-pass filter with a 30 day cutoff period) time-dependent coefficients (Figure 9b, black line). The time-dependent coefficients were mostly negative during fall and early winter and reversed to positive values during the rest of the year; changes of sign were much more frequent during the transition periods between both phases, especially from late winter to spring. The modulation of the time coefficients indicated annual variability with oscilla-

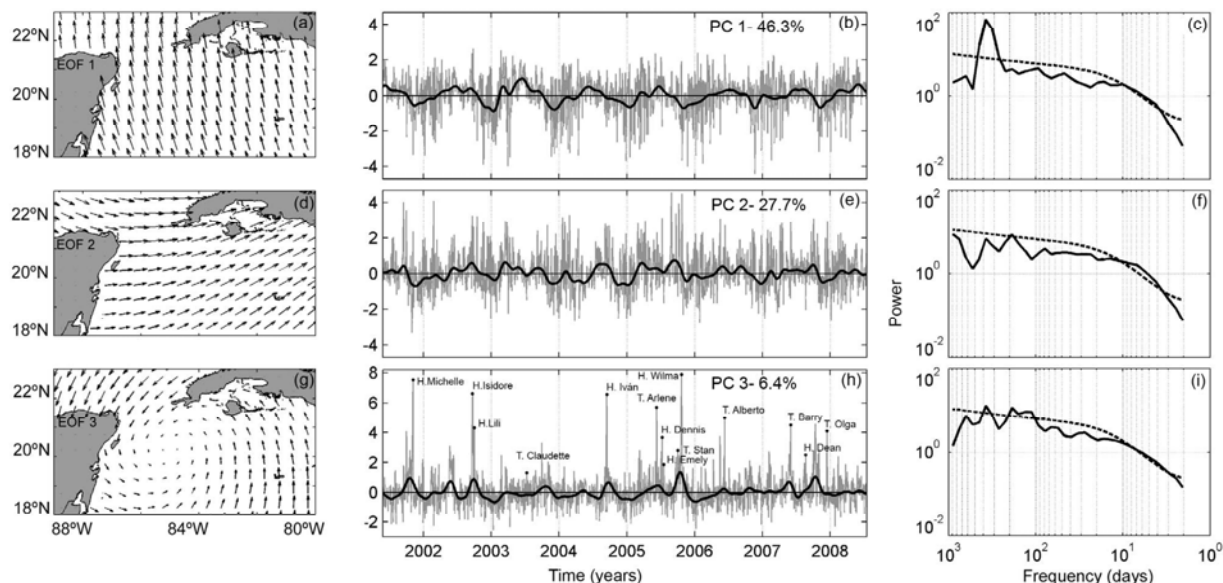


Figure 9. (a, d, and g) Normalized eigenvector patterns, (b, e, and h) normalized time series of time-dependent coefficients (gray lines) with 30 day low-pass-filtered time series (black solid lines), and (c, f, and i) global wavelet spectra (solid lines) with 95% significance estimates (dashed lines) for EOF modes from SeaWinds daily data on QuikSCAT from 25 May 2001 to 15 July 2008: mode 1 (Figures 9a–9c), mode 2 (Figures 9d–9f), and mode 3 (Figures 9g–9i).

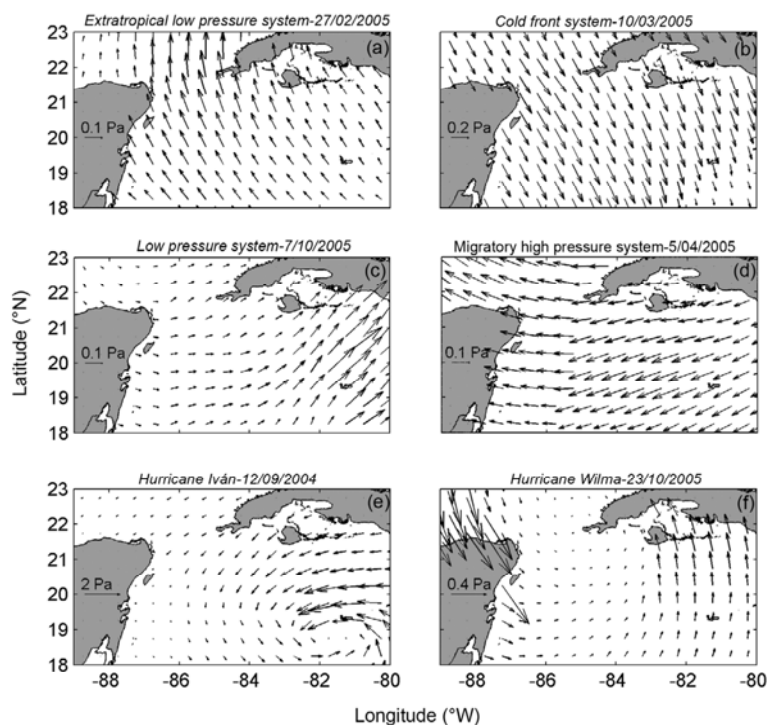


Figure 10. Snapshots of wind stress representing EOF eigenvector spatial structures for (a and b) mode 1, (c and d) mode 2, and (e and f) mode 3. Dates given in the format dd/mm/yyyy.

tions between spring and fall. A wavelet analysis was applied to the time series of coefficients used to compute a global spectrum. The spectral energy showed only one dominant (above the 95% significance level) peak, which occurred around the yearly period (Figure 9c), thus confirming the annual character of mode 1.

[35] The spatial structure of mode 2 (Figure 9d), depicted a mainly zonal wind pattern with westerlies (easterlies) for positive (negative) time-dependent coefficients, i.e., mostly in summer (fall) (Figure 9e). Westerly winds were related to low-pressure systems, e.g., 7 October 2005 (Figure 10c) and easterly winds to migratory high-pressure systems, e.g., 5 April 2005 (Figure 10d). Time-dependent coefficients of mode 2 (Figure 9e, gray line) also presented larger amplitudes and higher variability in fall and winter. The time-dependent coefficients were most of the time negative during fall and early winter and reversed to positive values during the rest of the year. In the semiannual frequency domain of the global wavelet spectrum of the time coefficients no significant peak above the 95% significance level was identified (Figure 9f). Nevertheless, when time averaging the wavelet spectra for only the 2004–2005 period, significant semiannual and annual peaks were detected (one each) that did not occur in other years. Significant energy, however, appeared in the global wavelet spectrum on the synoptic time scale in the band of 2–10 days.

[36] The spatial structure of the eigenvectors depicted clear cyclonic circulation (the positive part of mode 3) with the center of rotation located in the Yucatan basin (Figures 9g, 10e, and 10f). Time coefficients of mode 3 were characterized by a series of extreme amplitudes and general bimodal behavior (Figure 9h). The frequency content of the global wavelet spectrum of the time coefficients confirmed significant contributions on the annual and semiannual time scales (Figure 9i). Semiannual maxima were recorded during the first and second semester, with the latter period being far more energetic (Figure 9h).

5. Discussion

5.1. Temporal Variability of Wind

[37] Based on the EOF results for the wind fields in the study area and the wavelet analysis of long-term daily mean (1 January to 31 December) winds (Figures 4 and 9), the wind regime in the northwest region of the Caribbean Sea was dominated by annual (EOF modes 1 and 3), semiannual (EOF mode 3), and synoptic time scales (EOF mode 2 and wavelet analysis).

[38] Variations in the annual scale can be partly attributed to the general seasonal behavior of the northeasterly trade winds. These are strongest when the NASH together with the ITCZ are close to their southernmost position (from December to March) [Amador *et al.*, 2006]. Such positions cause pronounced sea surface pressure gradients between the Azores high- and the low-pressure zone over the eastern equatorial Pacific [Wang, 2007]. When this occurs, winds in the Yucatan basin also are strong and blow from the northeast (Figures 4 and S1). These northeasterly winds during winter are also sustained, especially in the northern Caribbean, by the developing of the NAH whose isobars then connect with those of the NASH [Wang, 2007].

[39] Once the ITCZ moves to its northernmost position in summer, the sea surface pressure gradient between the NASH and the low-pressure zone over Central America is lowest [Poveda *et al.*, 2006], forcing the trade winds in the Yucatan basin to be more zonal and weaker. This coincides with the onset of the AWP surrounding Cuba. An increase in SST is linked to a decrease in wind speed which in return diminishes latent heat flux and further increases SST, as shown by Wang and Enfield [2001] for the tropical North Atlantic. Thus the AWP contributes to the weak winds observed in the Yucatan basin in summer. Downward Ekman pumping, although weak, predominates in this period and contributes to maintain the warm condition (Figures 5 and S2). The observed meridional gradients in wind speed (south to north from January to September) can be attributed to the distance of local winds from the ITCZ in the south, with stronger trade winds closer to the ITCZ. Winds over the Yucatan basin are generally weaker than in the southern Caribbean Sea, except for November.

[40] Exceptional relative stronger winds during the calmer spring–summer period were observed in the southern Yucatan basin in June (Figure S1), which cannot be directly related to the meridional migration of the ITCZ. These winds are most likely associated with the semiannually (February and July) strengthening CLLJ occurring over the Colombia basin [Muñoz *et al.*, 2008], and show well in mode 2 of the EOF wind analysis. The CLLJ bifurcates in the western region of the Caribbean Sea into a southeasterly and a northeasterly branch with the former one being stronger in summer extending up to the Gulf States of the United States and thus impacting the Yucatan basin. The CLLJ then also is responsible to deepen the Ekman layer depths in June by 5 m and northward Ekman transport by $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Figure S3).

[41] The strongest winds over the Yucatan basin were observed in November just before the intensification of winds due to the southward migration of the ITCZ. We hypothesize that while SST declines in November and the AWP dies away ($\text{SST} < 28.5^\circ\text{C}$), the near sea surface atmosphere cools and horizontal pressure gradients increase thus contributing to stronger winds and enhanced latent heat flux which in turn accelerates SST cooling and favors a deepening of the mixed layer depth (Figure S4). This suggests a strong atmosphere–ocean coupling in the Yucatan basin.

[42] The bimodal behavior apparent on the semiannual scale of EOF mode 3 (Figure 9h) is related to meteorological events that move from south to north through the study region. The first period (spring) of maximum positive amplitude in the time coefficients coincided with the movement of the ITCZ toward the north and the passing of easterly tropical waves and extratropical low-pressure systems [Amador *et al.*, 2006]. The second period (fall), which by far exceeded the energy level of the first period, corresponded to the season of highest frequency and intensity of tropical storms and hurricanes in the North Atlantic. Both the spatial pattern of EOF mode 3 and the period of maximum positive time coefficient amplitudes, namely, late summer to early fall, linked mode 3 to hurricanes and tropical storms. In the northern hemisphere, tropical cyclone surface winds rotate counterclockwise and are known to pass through this region in summer to early fall. A total of six tropical storms and eight hurricanes were identified as pass-

ing through in the time coefficients (Figure 9h). The bimodal behavior was depressed in 2003 and 2006 (Figure 9h, low-pass-filtered time coefficients), corresponding to a reduced record of storms in those years, coinciding with moderate El Niño phases. Tropical cyclone activity is well known to be negatively correlated to ENSO [Vitart and Anderson, 2001; Tang and Neelin, 2004; McPhaden, 2008]. The 2004 hurricane period coincided with a weak El Niño phase and only Hurricane Ivan passed through the study area.

[43] Poveda *et al.*, [2006] also found a similar bimodal behavior to be associated with the movement of the ITCZ in the precipitation regime of the tropical Andes of Colombia. The number of tropical storms formed in the Caribbean Sea also demonstrates a bimodal distribution with peaks in June and October based on a climatological analysis that covered a period of 113 years (1886–1999) [Inoue *et al.*, 2002]. We attribute the lack of the June peak in our results to the short length of the time series analyzed (~10 years).

[44] Madden-Julian or tropical intraseasonal oscillations (MJO) with periods between 30 and 60 days were expected to be present in the QuikSCAT wind data [e.g., Madden and Julian, 1994]. The global spectrum of the time-dependent coefficients of mode 1 detected a peak around a period of 50 days, however, under the 95% significance level (Figure 9c) which most likely was associated with MJO. These tropical intraseasonal oscillations modulate the activity of hurricanes and tropical storms in the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea depending on the direction of MJO wind anomalies [Maloney and Hartmann, 2000]. Tropical storms are most likely in the Atlantic when convection associated with tropical intraseasonal oscillation is suppressed in the Pacific and enhanced in the Indian [Mo, 2000]. Three hurricanes and two tropical storms were registered during the 2005 hurricane season in the Yucatan basin when the pentad MJO index was mainly >1, but only one tropical storm occurred in 2003 when the index was ~0 (pentad MJO index obtained from http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_mjo_index/pentad.html).

[45] The greatest spectral power in synoptic variability (1–16 days) was detected in fall and winter (Figure 8). The main contributors were cold front systems originating over the North American continent, passing through the Gulf of Mexico, and entering the Yucatan basin [González, 1999]. The northern origin is evidenced by a decrease in power from north to south. On average, 18–19 cold front systems were reported annually from 1999 to 2008, out of a total of 184 in the whole period (Table 1). Cold front systems are associated with a low-pressure system that moves from the west of the Gulf of Mexico or from the southeastern United States through the Gulf of Mexico in eastward directions. These cold front systems involve a major change in meridional wind directions, but zonal directions, as well, and are related to periods of 2 to 16 days. Subsynoptic scale cold fronts are occasionally observed, too, associated with a major change in the meridional wind component only [Fernandez-Partagas and Mooers, 1975].

[46] Synoptic scale wind variability is further attributed to extratropical low-pressure systems (Figure 10a), low-pressure systems (Figure 10c), and migratory high-pressure systems (Figure 10d). Tropical waves significantly contribute to synoptic variability, mainly in fall.

5.2. Ekman Transport and Ekman Pumping Quantification

[47] The total transport offshore from the southern coasts of Cuba and the shelves east and north of the Yucatan Peninsula (Figure 7) were dominated by Ekman transport (93%), whereas Ekman pumping contributed only 7%. Even though the wind stress curl was always positive on the northern shelf of the Yucatan Peninsula on annual and seasonal scales (producing upwelling-favorable Ekman pumping), the magnitude of the latter scale surpassed the low intensity of the wind stress curl. Over the northern Yucatan shelf, Ekman transport dominated the total transport, facilitating the permanence of the coastal upwelling process during the whole year. Zavala-Hidalgo *et al.* [2006] reported colder surface waters for this area only in summer, and this evidence of coastal upwelling partly contradicts our analysis for the rest of the year. Perhaps the cold front systems mix the entire water column over the shelf in fall and winter. The upwelling dynamics of the northern Yucatan shelf are the opposite to those of the California upwelling process [Pickett and Paduan, 2003] and the continental shelf of Cabo Frio, Brazil [Castelao and Barth, 2006], where Ekman pumping (rather than Ekman transport) was found to dominate the upwelling of waters.

[48] In the Yucatan basin, favorable conditions for downwelling dominated and Ekman transport was again, on an annual scale, the process that contributed the most (92%) to the total. However, there were days when the total Ekman transport favored upwelling, with Ekman pumping dominating in almost all cases. In three periods (Figure 7), in the months of September, October, and November, Ekman pumping clearly stood out. These situations reflected the passing of tropical storms and hurricanes through the Yucatan basin, producing upwelling along their tracks (Table 1). Gierach and Subrahmanyam [2008] confirmed that, as hurricanes Rita, Katrina, and Wilma passed through the Gulf of Mexico, the areas where Ekman pumping induced maximum upwelling coincided with those at which surface cooling and increased chlorophyll *a* were recorded in the days following the storms.

6. Conclusion

[49] The annual cycle of surface wind stress over the Yucatan basin revealed different features than the Caribbean wind regime. On average, wind stress was weaker in the Yucatan basin than in the Caribbean. A relative wind stress maximum was observed in the Yucatan basin in June influenced by the southeasterly branch of the CLLJ, while strongest wind stress occurred during November; in the Caribbean winds peak in February and July. The November wind maximum seems to be related to horizontal pressure gradients between the northwest Caribbean and the southern Gulf of Mexico forced by SST differences created by the collapse of the AWP. This feature provides a new evidence of the importance of local atmosphere–ocean coupling that needs further investigation.

[50] Synoptic scale variability was detected during fall and winter, leaving spring and summer almost free from these activities. The zonal wind directions were more energetic at the end of the year largely due to the influence of

cold fronts systems, while the meridional winds were noticeable at the beginning of the year but with less energy.

[51] Ekman transport was the process that favored coastal upwelling on the northern shelf of the Yucatan Peninsula on annual and seasonal scales. Ekman pumping also contributed to this process, although in a less significant manner. For these time scales, Ekman transport was also the process that favored downwelling in the southwest region of Cuba. The direction of Ekman transport toward the coast of Cuba and to the east of the Yucatan Peninsula should favor the retention of crustacean eggs and larvae that are born and develop in the waters of the Yucatan basin and are later recruited over the Gulf of Batabanó shelf and in the reef system of the Meso-American region. Recruitment occurs from September to November [Alfonso *et al.*, 2000], when onshore Ekman transport is strongest.

[52] Furthermore, the study of transport on a daily time scale allowed quantification of the contribution and importance of Ekman pumping during synoptic events, especially extreme events (tropical storms and hurricanes), which contribute 7% of the variance in the total wind field. This process favors the vertical advection of nutrients, enabling increased primary production for the sustenance of marine life in the region. However, the dispersion and mortality caused by these extreme events during their passing is a subject that should be studied further.

[53] **Acknowledgments.** The wind data of the coastal meteorological station SAWS Cancun was provided by the Marine Secretary of Mexico. The cold front systems data were provided by the Institute of Meteorology of Cuba (Cecilia González Pedroso). Thanks to the National Hurricane Center and the National Data Buoy Center (NOAA), Florida, United States, for the storm and hurricane data and the NOAA 42056 buoy data. Thanks also to the National Commission of Scientific and Technological Investigation of Chile (CONICYT) for providing a doctorate scholarship for Iván Pérez to study Oceanography at the University of Concepcion, Chile (2006330027-6). The authors would also like to thank two anonymous reviewers. In addition, Ivonne Montes provided valuable critical comments and suggestions.

References

- Alfonso, I., M. P. Frias, and J. Baisre (2000), Distribución, abundancia y migración vertical de la fase larval de la langosta comercial *Panulirus argus* en aguas cubanas, *Rev. Inv. Mar.*, *21*(1–3), 23–32.
- Amador, J. A., J. A. Eric, G. L. Omar, and O. M. Victor (2006), Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review, *Prog. Oceanogr.*, *69*, 101–142, doi:10.1016/j.pcean.2006.03.007.
- Bakun, A. (1973), Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946–71, 32 pp., *NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-671*, NOAA, Silver Spring, Md.
- Castelao, R. M., and J. A. Barth (2006), Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L03602, doi:10.1029/2005GL025182.
- Cerdeira-Estrada, S., S. Lorenzo-Sánchez, A. Arecos-Mallea, and C. Martínez-Bayón (2008), Mapping of the spatial distribution of benthic habitats in the Gulf of Batabanó using Landsat-7 images, *Cienc. Mar.*, *34*(2), 213–222.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich, and R. F. Milliff (2004), Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds, *Science*, *303*, 978–983, doi:10.1126/science.1091901.
- Cruz, R., G. Jaime, E. d. L. Maria, and R. Puga (1995), La pesquería de la langosta espinosa (*Panulirus argus*) en el gran Caribe: Evaluación y pronóstico, *Rev. Cub. Inv. Pesq.*, *18*(2), 63–76.
- da Silva, A. M., C. C. Young, and S. Levitus (1994), *Atlas of Surface Marine Data 1994*, vol. 1, *Algorithms and Procedures*, NOAA Atlas NESDIS, vol. 6, 83 pp., NOAA, Silver Spring, Md.
- Emery, W. J., and R. E. Thomson (1998), *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, 634 pp., Pergamon, Oxford, U. K.
- Fernandez-Partagas, J., and C. N. K. Mooers (1975), A subsynoptic study of winter cold fronts in Florida, *Mon. Weather Rev.*, *103*(8), 742–744, doi:10.1175/1520-0493(1975)103<0742:ASSOWC>2.0.CO;2.
- Gierach, M. M., and B. Subrahmanyam (2008), Biophysical responses of the upper ocean to major Gulf of Mexico hurricanes in 2005, *J. Geophys. Res.*, *113*, C04029, doi:10.1029/2007JC004419.
- González, P. C. (1999), Climatología de los frentes fríos que han afectado a Cuba desde 1916–1917 hasta 1996–1997, *Rev. Cub. Met.*, *6*(1), 15–19.
- Hernández, B., and R. Piñeiro (2003), Hundimiento de las aguas al sur de Cuba, *Invest. Mar. Valparaíso*, *31*(1), 33–49, doi:10.4067/S0717-71782003000100005.
- Inoue, M., I. C. Handoh, and G. R. Bigg (2002), Bimodal distribution of tropical cyclogenesis in the Caribbean: Characteristics and environmental factors, *J. Clim.*, *15*, 2897–2905, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<2897:BDOTCI>2.0.CO;2.
- Kaihatsu, J. M., R. A. Handler, G. O. Marmorino, and L. K. Shay (1998), Empirical orthogonal function analysis of ocean surface currents using complex and real-vector methods, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *15*, 927–941, doi:10.1175/1520-0426(1998)015<0927:EOFAOO>2.0.CO;2.
- Madden, R. A., and P. R. Julian (1994), Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review, *Mon. Weather Rev.*, *122*, 814–837, doi:10.1175/1520-0493(1994)122<0814:OOTDIO>2.0.CO;2.
- Maloney, E., and D. L. Hartmann (2000), Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian oscillation, *Science*, *287*, 2002–2004, doi:10.1126/science.287.5460.2002.
- Marcotte, D. (1991), Cokriging with matlab, *Comput. Geosci.*, *17*(9), 1265–1280, doi:10.1016/0098-3004(91)90028-C.
- McPhaden, M. J. (2008), Evolution of the 2006–2007 El Niño: The role of intraseasonal to interannual time scale dynamics, *Adv. Geosci.*, *14*, 219–230, doi:10.5194/adgeo-14-219-2008.
- Mo, K. C. (2000), The association between intraseasonal oscillations and tropical storms in the Atlantic basin, *Mon. Weather Rev.*, *128*, 4097–4107, doi:10.1175/1520-0493(2000)129<4097:TABIOA>2.0.CO;2.
- Muñoz, E., A. J. Busalacchi, S. Nigam, and A. Ruiz-Barradas (2008), Winter and summer structure of the Caribbean low-level jet, *J. Clim.*, *21*, 1260–1276, doi:10.1175/2007JCLI1855.1.
- Overland, J. E., and R. Preisendorfer (1982), A significance test for principal components applied to a cyclone climatology, *Mon. Weather Rev.*, *110*, 1–4, doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0001:ASTFPC>2.0.CO;2.
- Pickett, M. H., and J. D. Paduan (2003), Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high resolution atmospheric model (COAMPS), *J. Geophys. Res.*, *108*(C10), 3327, doi:10.1029/2003JC001902.
- Piolle, J. F., and A. Bentamy (2002), *QuikSCAT Scatterometer Mean Wind Fields Products: User Manual*, 48 pp., Cent. ERS d'Arch. et de Trait., Plouzane, France.
- Pond, S., and G. L. Pickard (1983), *Introductory Dynamical Oceanography*, 2nd ed., 329 pp., Pergamon, Oxford, U. K.
- Poveda, G., P. R. Waylen, and R. S. Pulwarty (2006), Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *234*, 3–27, doi:10.1016/j.palaeo.2005.10.031.
- Puga, R., S. V. Hernández, J. M. López, and M. E. León (2005), Bioeconomic modelling and risk assessment of the Cuban fishery for spiny lobster *Panulirus argus*, *Fish. Res.*, *75*, 149–163, doi:10.1016/j.fishres.2005.03.014.
- Serra, Y. L., G. N. Kiladis, and K. I. Hodges (2010), Tracking and mean structure of easterly waves over the Intra-Americas Sea, *J. Clim.*, doi:10.1175/2010JCLI3223.1, in print.
- Smith, R. L. (1968), Upwelling, *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, *6*, 11–46.
- Stewart, R. H. (2002), *Introduction to Physical Oceanography*, 350 pp., Dep. of Oceanogr., Texas A&M Univ., College Station, Tex.
- Tang, B. H., and J. D. Neelin (2004), ENSO Influence on Atlantic hurricanes via tropospheric warming, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L24204, doi:10.1029/2004GL021072.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey (1994), *Regional Oceanography: An Introduction*, 422 pp., Pergamon, Oxford, U. K.
- Torrence, C., and G. P. Compo (1998), A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *79*, 61–78, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2.
- Vitart, F., and J. L. Anderson (2001), Sensitivity of Atlantic tropical storm frequency to ENSO and interdecadal variability of SSTs in an ensemble of AGCM integrations, *J. Clim.*, *14*, 533–545, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<0533:SOATSF>2.0.CO;2.
- Wang, C. (2007), Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate, *Clim. Dyn.*, *29*, 411–422, doi:10.1007/s00382-007-0243-z.
- Wang, C., and D. B. Enfield (2001), The tropical Western Hemisphere warm pool, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1635–1638, doi:10.1029/2000GL011763.

Wang, C., and S.-K. Lee (2007), Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L02703, doi:10.1029/2006GL028579.

Yelland, M., and P. K. Taylor (1996), Wind stress measurements from the open ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*, 541–558, doi:10.1175/1520-0485(1996)026<0541:WSMFTO>2.0.CO;2.

Zavala-Hidalgo, J., A. Gallegos-García, B. Martínez-López, and S. L. Morey (2006), Seasonal upwelling on the western and southern shelves of the Gulf of Mexico, *Ocean Dyn.*, *56*, 333–338, doi:10.1007/s10236-006-0072-3.

J. Garcés-Vargas, Instituto de Biología Marina “Dr. Jürgen Winter,” Universidad Austral de Chile, Avenida Inés de Haverbeck 9, Casilla 657, 5090000 Valdivia, Chile. (josegarcés@uach.cl)

R. Montoya-Sánchez, Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-Oriental, Universidad de Concepción, Campus Concepción, Calle Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, 4070043 Concepcion, Chile. (rmontoya@dgeo.udec.cl)

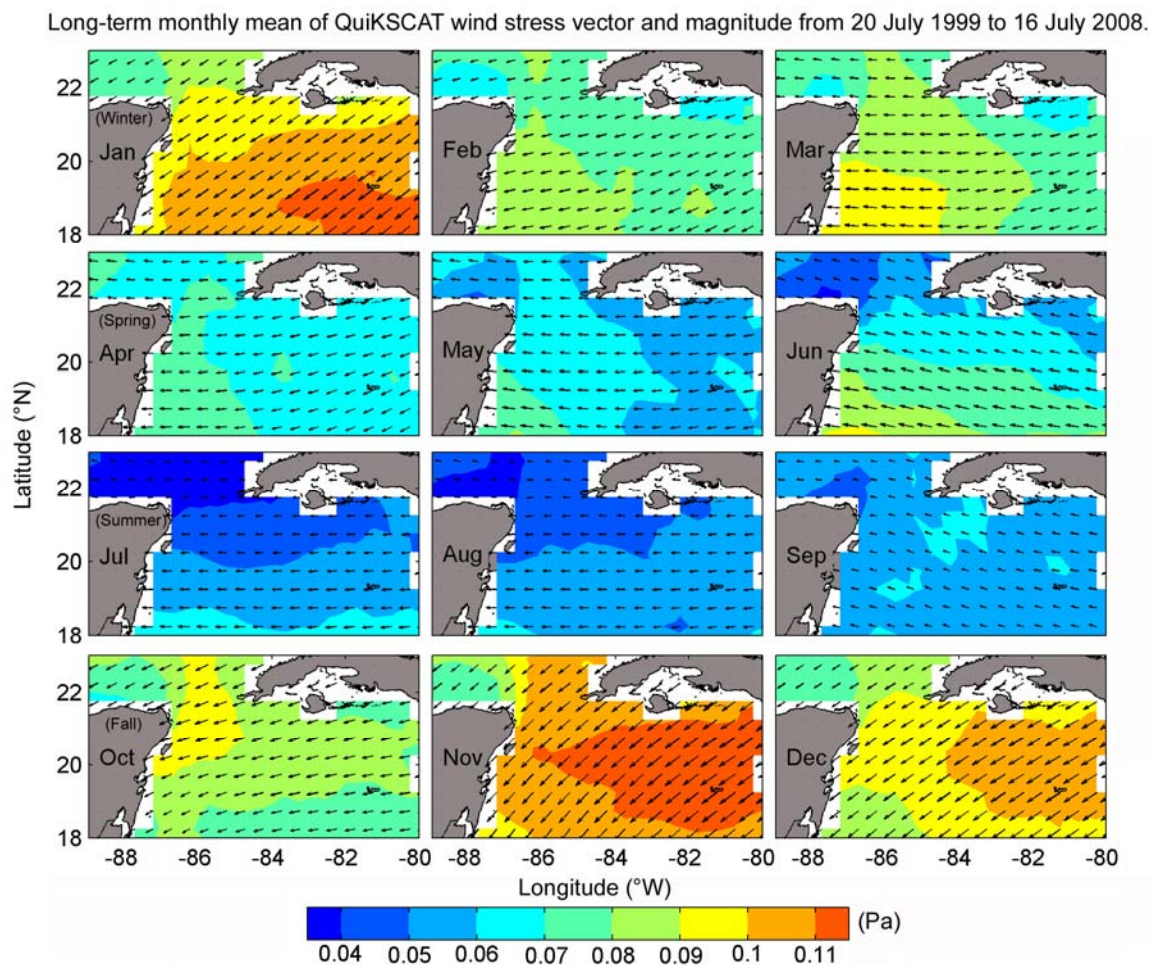
I. Pérez-Santos, Programa de Postgrado en Oceanografía, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Campus Concepción, Calle Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, 4070043 Concepcion, Chile. (ivanperez@udec.cl)

W. Schneider and M. Sobarzo, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Campus Concepción, Calle Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, 4070043 Concepcion, Chile. (wschneid@udec.cl; msobarz@udec.cl)

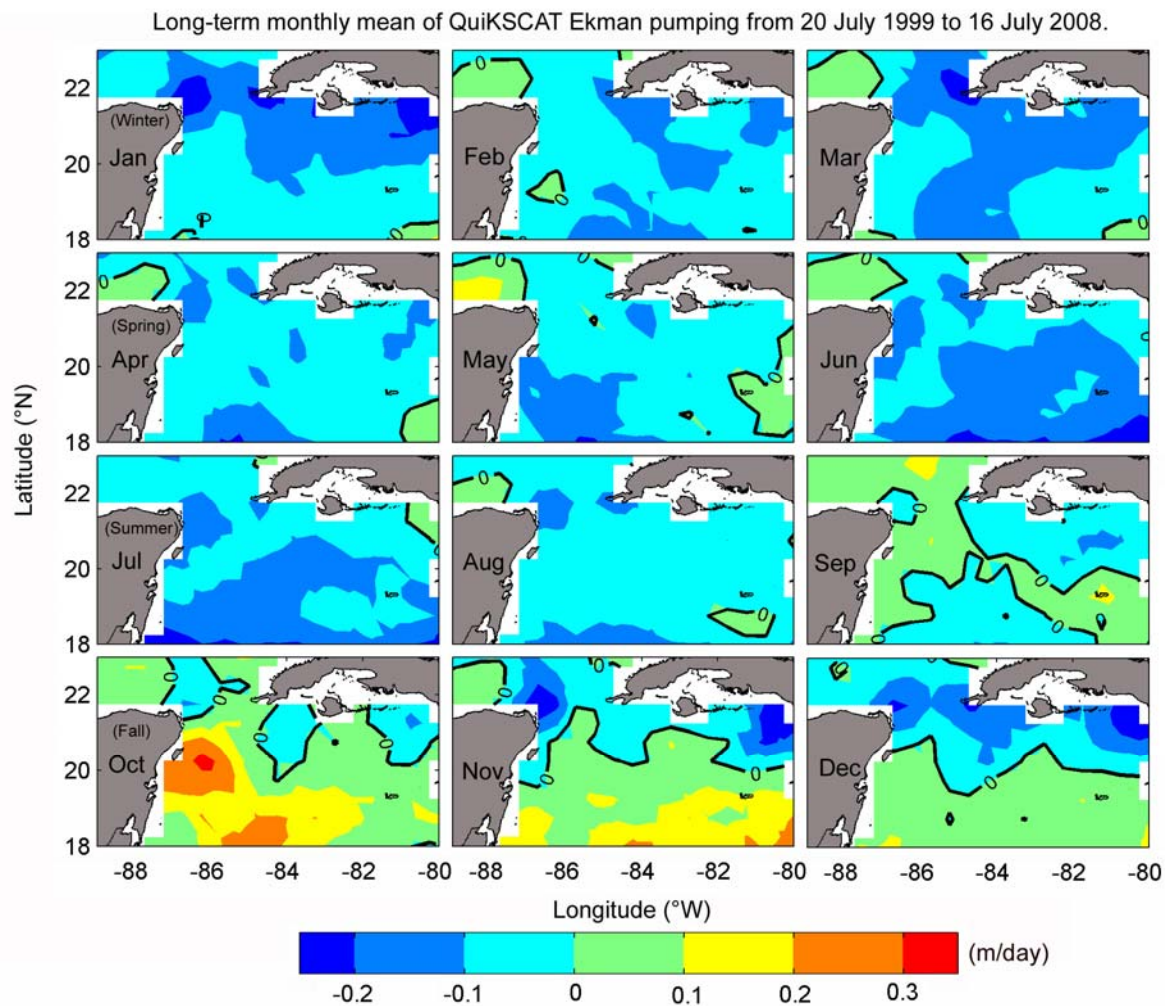
A. Valle-Levinson, Department of Civil and Coastal Engineering, University of Florida, Gainesville, FL 32611, USA. (amoldo@coastal.ufl.edu)

3.3. Material suplementario

Los suplementos del 3.1 al 3.4 corresponden al material extra que se adicionó en el artículo científico 1.

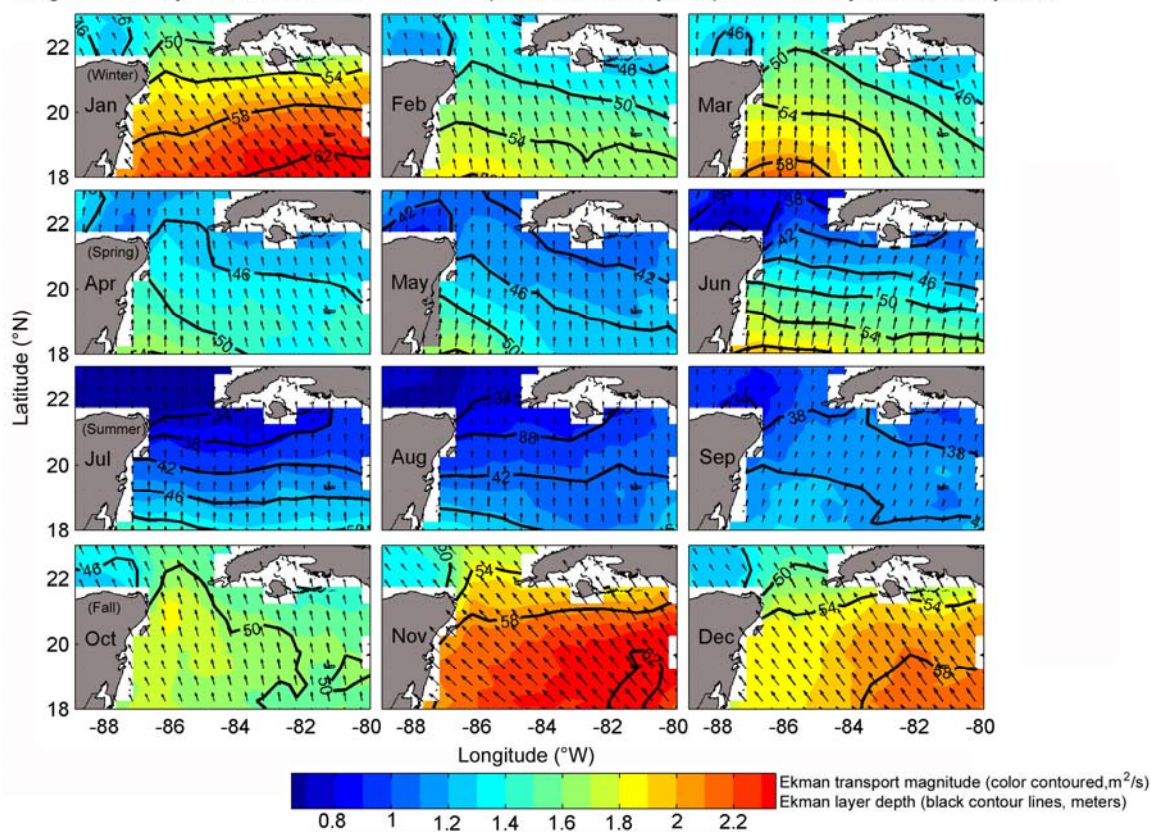


Supplement 3.1. Long-term monthly mean of QuikSCAT wind stress vectors and wind stress magnitude color contours from 20 July 1999 to 16 July 2008. The bottom color bars relate colors to wind stress magnitude.

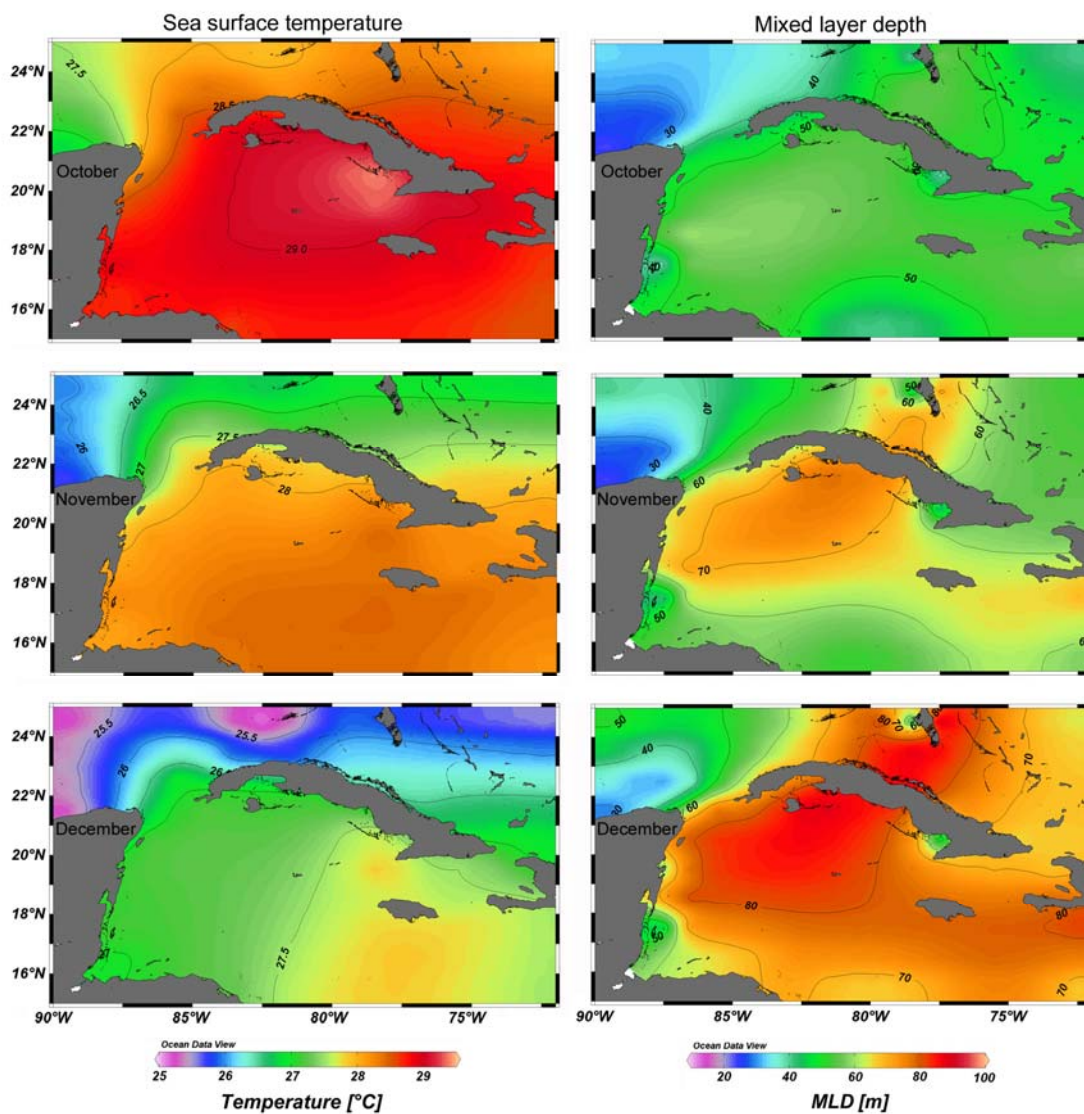


Supplement 3.2. Long-term monthly mean of Ekman pumping from 20 July 1999 to 16 July 2008. The bottom color bars relate colors to Ekman pumping.

Long-term monthly mean of QuikSCAT Ekman transport and Ekman layer depth from 20 July 1999 to 16 July 2008.



Supplement 3.3. Long-term monthly mean of Ekman transport vectors and color contoured Ekman transport magnitude, and surface Ekman layer depth (black contour lines, in meters) from 20 July 1999 to 16 July 2008. The bottom color bars relate colors to transport.



Supplement 3.4. Monthly climatology of SST (October to December, left column) color contoured from World Ocean Atlas 2009 [Locarnini *et al.*, 2010], and monthly climatology of mixed layer depth (October to December, right column) color contoured from NOAA Atlas NESDIS 14, [Monterey and Levitus, 1997] based on a temperature change from the ocean surface of 0.5°C . Both climatologies are available on a $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ grid resolution. Panels produced with Ocean Data View.

4. Artículo científico 2

4.1. Resumen del artículo 2: Respuesta de la clorofila-a durante el paso de eventos de escala sinóptica en la Cuenca de Yucatán-Mar Caribe.

El objetivo principal de este manuscrito fue describir la distribución de la clorofila-a en la escala sinóptica (periodo de 2 a 16 días), evaluando su respuesta a los vientos y las corrientes superficiales en la Cuenca de Yucatán, Mar Caribe. Con este fin, se analizaron un conjunto de imágenes diarias con resolución espacial de $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ del sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), en los momentos antes, durante y después del paso de eventos meteorológicos de escala sinóptica por la zona de estudio (18° - 23° N/ 80° - 89° W). Los datos de viento superficial fueron obtenidos del satélite QuikSCAT (resolución temporal diaria y espacial de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$) y del producto H-Wind (resolución temporal cada 6 horas y espacial de $6 \text{ km} \times 6 \text{ km}$) que, además de incluir el viento satelital, adiciona mediciones de viento in situ proveniente de boyas oceanográficas y de los vuelos realizados por los aviones de la NOAA. Las corrientes geostróficas superficiales, se obtuvieron de la base de datos altimétricos de AVISO (resolución temporal semanal y espacial de $1/3^{\circ}$). Usando los datos de viento, se realizó un análisis de escala de la ecuación de movimiento, cuantificándose el aporte del transporte vertical (producido por cambios en el rotor) y del coeficiente de viscosidad vertical, en la mezcla de la capa superficial del mar.

El análisis de las imágenes de clorofila-a reveló tres patrones (no incluyó las condiciones de chl-a baja, $\sim 0.03 \text{ mg m}^{-3}$): en el primero, se encontraron concentraciones de chl-a en el rango 0.05 - 0.12 mg m^{-3} , después del paso de los eventos sinópticos moderados (por ejemplo, un frente frío, una onda tropical del este y un sistema de baja presión). En el segundo patrón, se hallaron los máximos de chl-a (0.5 - 2.0 mg m^{-3}), después del paso de huracanes (Iván, 13 Septiembre 2004 y Wilma, 20 Octubre 2005) y en el tercero, fue observada la presencia de concentraciones altas de chl-a (0.3 - 1.5 mg m^{-3}) en forma de filamentos. Durante el paso de los eventos sinópticos moderados, la fricción del viento (coeficiente de viscosidad vertical) fue un orden de magnitud mayor que el transporte vertical favorable a la surgencia. A pesar de que ambos procesos actuaron juntos, la fricción del viento sería el proceso responsable en la explicación del primer patrón encontrado en la chl-a. Mientras, durante el paso de los huracanes, fue el transporte vertical el proceso que dominó la mezcla, siendo tres órdenes de magnitud mayor que los valores obtenidos durante los eventos moderados, explicando el segundo patrón mostrado por la chl-a. Por último, el tercer patrón, fue asociado a los aportes de nutrientes desde tierra (Isla de Cuba) y del Golfo de Batabanó, que favorecieron el

origen de los filamentos de chl-*a*. La relación entre el viento, las corrientes marinas y la chl-*a* favorecen la conectividad entre la región suroccidental de Cuba y la cuenca de Yucatán, ayudando al desarrollo de la vida marina en la región.

4.2. Artículo 2: “Satellite chlorophyll-a response during synoptic-scale events in the Yucatan basin, Caribbean Sea”.

Authors: Iván Pérez-Santos¹, Wolfgang Schneider², Arnoldo Valle-Levinson³, Marcus Sobarzo², Inia Soto⁴, José Garcés-Vargas⁵, Raúl Montoya-Sánchez⁶, Nelson Melo González⁷ and Frank Müller-Karger⁴.

1. Programa de Postgrado en Oceanografía, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Campus Concepción, Calle Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, código postal: 4070043, Concepción, Chile, E-mail: ivanperez@udec.cl.
2. Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Campus Concepción, Calle Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, código postal: 4070043, Concepción, Chile, E-mail: wschneid@udec.cl
3. Department of Civil and Coastal Engineering, University of Florida, Gainesville, FL 32611, USA. E-mail: arnoldo@coastal.ufl.edu
4. Institute for Marine Remote Sensing, College of Marine Science, University of South Florida, St. Petersburg 33701, FL, USA. E-mail: isoto@mail.usf.edu; carib@marine.usf.edu
5. Instituto de Biología Marina "Dr. Jürgen Winter", Universidad Austral de Chile, Avenida Inés de Haverbeck 9, Casilla 567, código postal: 5090000, Valdivia, Chile, E-mail: josegarcés@uach.cl,
6. Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-oriental (COPAS), Universidad de Concepción, Campus Concepción, Calle Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, código postal: 4070043, Concepción, Chile, E-mail: rmontoya@dgeo.udec.cl
7. Physical Oceanography Division, NOAA/AOML/PhOD-RSMAS/CIMAS, 4301 Rickenbacker Causeway Miami, 33149-1026 FL, USA. E-mail: nelson.melo@noaa.gov

Abstract

Daily images collected with the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer sensor on the NASA Aqua satellite were used to describe chlorophyll-a concentrations (chl-a) before, during, and after synoptic-scale meteorological pulses in the Yucatan Basin, Caribbean Sea. The relative influence of eddy viscosity and vertical transport in the mixing of the sea surface layer was quantified with wind data from the QuikSCAT satellite. During moderate synoptic events (e.g., cold fronts, easterly tropical waves, low pressure systems with wind speeds of 9-15 m s⁻¹ sustained over 2 days), mixing caused by eddy viscosity ($10 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) was an order of magnitude higher than upward advection ($0.3 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). During hurricanes (e.g., Iván, September 2004, and Wilma, October 2005), upward advection ($5000 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) dominated mixing of the upper water column and was nearly three orders of magnitude higher than during moderate meteorological events. Background chl-a concentrations of 0.03-0.08 mg m⁻³ were observed during the July-October period. During synoptic weather events, three patterns of chlorophyll concentration changes were found: first, chl-a concentrations in the range of 0.05-0.12 mg m⁻³ followed moderate meteorological events; second, significantly higher regional chl-a concentrations (0.5-2.0 mg m⁻³) after the passage of hurricanes; and third, the formation of chl-a filaments (0.3-1.5 mg m⁻³) south of Cuba owing to terrestrial discharge. The patterns illustrate how winds and, ocean currents facilitate connectivity between different parts of the Yucatan Basin.

Key words: Satellite chlorophyll-a, wind mixing, vertical transport, surface currents, Yucatan Basin

1. Introduction

Satellite-derived chlorophyll-a concentrations based on the ratio of sea water-leaving radiances obtained by ocean color sensors are a widely used indicator of phytoplankton biomass in the oceans, and have been applied to study the temporal and spatial variability of highly productive upwelling systems [e.g., *Peláez and McGowan*, 1986; *Montecino et al.*, 2004; *Morales et al.*, 2007; *McClain*, 2009] as well as the functioning of oligotrophic systems [e.g., *Babin et al.*, 2004]. Maximum chlorophyll-a (chl-a) concentrations in upwelling systems are reached when the availability of nutrients and solar radiation to phytoplankton are optimized, whereas higher winter chl-a levels in oligotrophic regions are believed to be caused by the break-up of thermal stratification and increased mixing by the wind, resulting in the availability of nutrients from the subsurface layer [*Svedrup*, 1953; *Müller-Karger et al.*, 1991; *Melo et al.*, 2000; *Babin et al.*, 2004; *Behrenfeld*, 2010].

By analyzing satellite-derived chl-a from the Coastal Zone Color Scanner (CZCS) *Müller-Karger et al.* [1991] obtained the first multi-year series of monthly mean surface chl-a concentrations for the oligotrophic Gulf of Mexico and the northwestern Caribbean Sea. Enhanced chl-a concentrations were observed from December to February (>0.18 mg m⁻³) and lower concentrations were found in May and June (<0.06 mg m⁻³). Moreover, the deepening/shoaling of the mixed layer was found to be the main factor controlling seasonality. Also utilizing the CZCS, *Melo et al.* [2000] further examined these patterns of phytoplankton concentrations in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico, and the Sargasso Sea, and discovered that maximum chl-a concentrations were associated with the passage of cold front systems that increased vertical turbulence.

From October to April, cold fronts from the northwest frequently enter and affect the region of southwestern Cuba and the Yucatan Basin, although such fronts have been registered occasionally in May, June, and September. There are, on average, about 11 to 35 cold fronts every year, with a historic mean of 19.8 ± 4.9 for the winter season [*González*, 1999]. These fronts are associated with wind speeds of 9 to 15 m s⁻¹. Easterly tropical waves are another synoptic event known to affect this region. These occur in the tropical North Atlantic from June to November and might generate hurricanes [*Serra et al.* preprint, 2010].

Andréfouët et al. [2002] and *Soto et al.* [2009] observed that winds and precipitation associated with hurricane Mitch (October 1998) led to large river plumes with extensions in the order of 300 km in the Gulf of Honduras, detected as higher concentrations of chl-a pigments in ocean color satellite images. Their results demonstrated the role of river plumes in the connectivity of different parts of these

regions, including remote coral reef systems, due to the transport of larvae, pathogens, genetic diversity or pollutants, nutrients, and colored dissolved organic matter.

Different studies have characterized chl-a distributions at the seasonal scale in the western Caribbean Sea, including the Yucatan Basin, and have documented the importance of these distributions for population connectivity. This area is known to have high synoptic variability due to synoptic weather patterns, including moderate (e.g., cold fronts, easterly tropical waves, low pressure systems) and extreme (hurricanes) meteorological events [Pérez-Santos *et al.*, 2010]. The objective of this manuscript is to describe chl-a distributions in the Yucatan Basin at synoptic time-scales and assess their response to winds and surface currents. Daily satellite-derived chl-a images and monthly mean chl-a concentrations (both from MODIS, MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer sensor), daily and hourly wind data from the Quick Scatterometer satellite (QuikSCAT) and from the H-wind product of the HRD (Hurricane Research Division), and geostrophic surface currents derived from altimetry were analyzed to quantify the impact of severe weather patterns on regional phytoplankton dynamics.

The results of this article are structured in four sections. The first quantifies the contribution of wind mixing (as parameterized from vertical eddy viscosity A_z) and Ekman pumping (vertical transport W_{ed}) in the Yucatan Basin from 1999 to 2008. In the second section, the impacts of the passage of moderate and extreme synoptic-scale meteorological events on water column mixing are evaluated. The chl-a distribution related to those events is presented in the third section. Finally, the last section deals with the relationship between circulation and chl-a filament trajectories.

2. Methods

The study area covers the region between 18°-23°N and 80°-89°W (Figure 1). For a detailed description of this study area including geographic features, bathymetry, wind regimes, and its general oceanography, see Pérez-Santos *et al.* [2010].

2.1. Seawind on QuikSCAT and H-wind data

Surface wind data obtained from the Sea-Winds scatterometers mounted on the QuikSCAT satellite were used to calculate wind stress and wind curl. The data were produced by the Jet Propulsion Laboratory and distributed by CERSAT (Centre ERS d'Archivage et de Traitement - French ERS Processing and Archiving Facility). Daily gridded ocean wind vectors with a spatial resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ were downloaded from <http://www.ifremer.fr>. The root mean squared errors of wind velocity and

direction were specified to be less than 1.9 m s^{-1} and 17° , respectively [Piolle and Bentamy, 2002]. The analysis of satellite wind covered the period from 20 July 1999 to 16 July 2008.

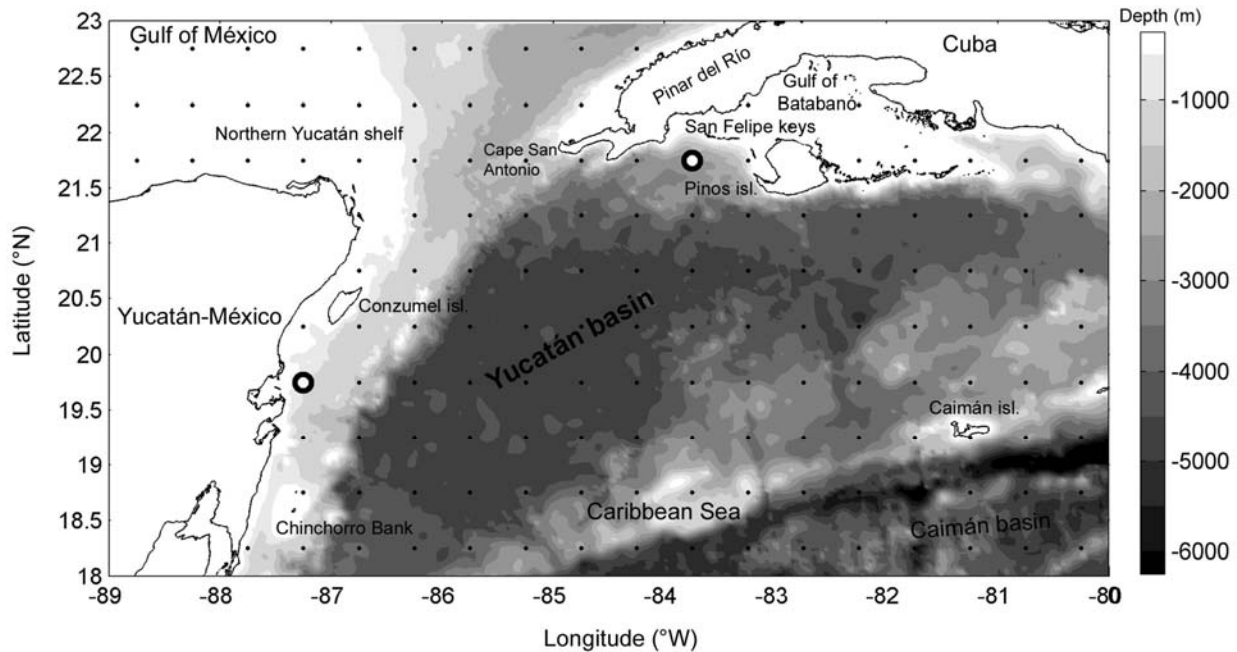


Figure 1. Bathymetric map (ETOPO-8.2) of the study area. Black dots represent the QuikSCAT wind product grid. Black circles show the locations where the strength of vertical transport, W_{ad} , and vertical eddy viscosity, A_z , were computed. Bathymetry is shown in grey shading according to the grey-scale bar on the right-hand side of the figure.

The H-Wind product of the HRD [Powell et al., 1998] was used because QuikSCAT scatterometers underestimate the magnitude of wind during extreme events [Donelan et al., 2004]. The H-Wind product integrates all the available observations every six hours related to the storm center, with a spatial resolution of $6 \times 6 \text{ km}$. These observations included information from satellites, flights of National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) and Air Force planes, and in situ wind measurement from buoys and platforms (<http://www.aoml.noaa.gov/hrd>). This database was used during the passage of hurricanes Iván (13 September 2004, 0130 UTC) and Wilma (20 October 2005, 1330 UTC) through the Yucatan Basin.

2.2. Scaling of the equations of motion

To quantify the influence of wind stress and vertical transport on the mixing of the sea surface layer, a scaling analysis was applied to the momentum equation in the x axis (positive eastward):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (1)$$

where the terms on the left-hand side of the equation represent flow accelerations. The first term on the right-hand side denotes the horizontal pressure gradient, the second is Coriolis acceleration, and the third indicates frictional effects. In (1): u , v , and w represent flow components in the east, north, and vertical directions, respectively; p is pressure; ρ is water density; $f = 2\Omega \sin(\varphi)$ is the Coriolis parameter, in which φ is latitude; and A_z is the vertical eddy viscosity.

There is particular interest in comparing the terms in (1) related only to vertical motion in order to determine the dominant mechanism responsible for the vertical redistribution of properties within the surface layer without considering the terms related to horizontal motion or horizontal gradients. The terms to be compared, then, are vertical transport and vertical eddy viscosity:

$$w \frac{\partial u}{\partial z} = A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2)$$

Note that (2) is not a simplification of (1) but an expression that can be used to compare the two terms to assess their relative strength. The term on the left in (2), vertical transport, scales as WU/H ; and the term on the right, vertical eddy viscosity, scales as $A_z U/H^2$, where W , U , and H are typical values for vertical flow, horizontal flow, and depth of the upper layer, respectively. The scaled version of (2) yields:

$$WH = A_z \quad (3)$$

The vertical scaled velocity, W , can be represented by the Ekman pumping velocity (W_E) and H as the depth of the surface Ekman layer (D_E). Thus, the left-hand side of (3) reads:

$$W_{ad} = W_E D_E \quad (4)$$

where W_{ad} ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) represents vertical transport. Positive values denote upwelling and negative values indicate downwelling. W_E was calculated according to *Smith* [1968] from the wind stress curl:

$$W_E = \frac{\nabla \times \vec{\tau}}{\rho f}, \quad (5)$$

where $\nabla \times \vec{\tau}$ is the wind stress curl. The wind stress curl was obtained through first-order finite centered differences. Co-kriging extrapolation [*Marcotte*, 1991] was applied to increase the resolution of wind stress curl data near the coast.

Wind stress (τ), in turn, was calculated by means of a quadratic parameterization ($\tau_x = \rho_{\text{air}} C_d U_{10x} |U_{10s}|$ and $\tau_y = \rho_{\text{air}} C_d U_{10y} |U_{10s}|$ for the zonal (x-direction) and meridional (y-direction) components, respectively, where U_{10} is wind velocity at 10 m

height and U_{10s} the wind speed. Due to the variability of the satellite wind speed in the zone (6.5-27.3 m s⁻¹), the drag coefficient (C_d) was calculated as in *Yelland and Taylor* [1996]:

$$C_d = \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10s}} + \frac{7.7}{U_{10s}^2}\right) \times 10^{-3} \text{ for } , \quad (6)$$

$$C_d = (0.60 + 0.070U_{10s}) \times 10^{-3} \text{ for } 6ms^{-1} \leq U_{10s} \leq 26ms^{-1}$$

During hurricanes Iván and Wilma, wind stress was calculated using a constant drag coefficient of 2.8×10^{-3} [*Donelan et al.*, 2004]. These authors showed that at wind velocities greater than 33 m s⁻¹, the values of the drag coefficient are saturated and do not increase anymore because high wind velocities limit the aerodynamic rugosity of the sea surface, reducing the reflectivity of measurements at the air-water interface.

The equation recommended by *Pond and Pickard* [1983] was used to calculate the depth of the surface Ekman layer, D_E (meters) at latitudes (φ) beyond $\pm 10^\circ$ of the equator:

$$D_E = \frac{4.3}{\sqrt{(\sin|\varphi|)}} U_{10s} . \quad (7)$$

Once the values of D_E were obtained, the vertical eddy viscosity, A_z (m² s⁻¹), was estimated according to *Stewart* [2002]:

$$A_z = \frac{D_E^2 f}{2\pi^2} \quad (8)$$

Values for vertical transport (W_{ad}), vertical eddy viscosity (A_z), and Ekman surface layer depth (D_E) were obtained for each point on the grid data of QuikSCAT and H-wind wind products. Three time-series were generated with these values: one considered the average of the entire region and two representative points located to the southwest of Cuba (21.7°N and 83.7°W) and to the southeast of the Yucatan Peninsula (19.7°N and 87.2°W), (Figure 1). These zones are influenced by the passage of synoptic meteorological events through the Yucatan Basin [*Pérez-Santos et al.*, 2010]. The point of this analysis was to determine whether vertical transport or vertical eddy viscosity is more important in redistributing or incorporating properties (e.g., increasing chl-a) into the upper layer.

2.3. Satellite chl-a data

Satellite-derived chl-a concentration images were obtained from the MODIS sensor onboard the Aqua satellite. MODIS-Aqua provides a daily product of chl-a concentration (when cloud-cover permits) with a spatial resolution of approximately one square kilometer per pixel at nadir. Level 1A MODIS data were obtained from

NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) and processed to level 3 using SeaDAS 5.1 software. The satellite data processing included calibration of the spectral signal, atmospheric correction [Gordon and Wang, 1994], and implementation of an empirical band-ratio algorithm (OC3, O'Reilly *et al.*, [2000]) to estimate chl-a concentrations on the ocean surface. Chlorophyll-a concentrations and statistical moments for the Yucatan Basin between 18°N-22°N and 80°W/86.5°W were extracted using SeaDAS 6.1 software. Satellite chl-a estimates can be influenced by bottom reflection in very shallow or clear waters, and by colored dissolved organic matter (CDOM) and suspended sediments, mainly from terrigenous sources. These factors can lead to errors in chl-a estimations in coastal areas. In areas where river discharge is high, CDOM and detrital materials can cause overestimates in satellite chlorophyll-a.

To confirm that the chl-a patterns observed were indeed due to phytoplankton blooms, the fluorescence line height (FLH) products from MODIS-Aqua were also analyzed. These FLH products were processed similarly to chl-a products following *Letelier and Abbott* [1996]. FLH provides an estimate of phytoplankton fluorescence under sunlight, and unlike chlorophyll-a, it is not influenced by CDOM. However, overestimates of FLH can occur in shallow areas or during sediment resuspension events. For purposes of this study, shallow areas or those near the coast were not considered for the chl-a or FLH analysis (e.g., Gulf of Batabanó, Figure 1).

To investigate the ocean response to synoptic-scale meteorological events, daily chl-a concentration and FLH images were analyzed before, during, and after hurricanes Iván (2-24 September 2004) and Wilma (15-25 October 2005) and during other synoptic-scale meteorological events in 2004 and 2005, such as cold fronts, low-pressure systems, and tropical waves. We selected one or two relatively cloud-free images that best represented the chlorophyll-a distributions associated with each wind event for this paper. For better visualization of the chl-a distributions in the open ocean, the color scale of the images was stretched to enhance detectability in areas with low chlorophyll ($< 1 \text{ mg m}^{-3}$). Clouds were masked and represented in black. Monthly mean and area averaged chlorophyll concentrations were extracted from the "GIOVANNI/NASA" webpage: <http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/>.

2.4. Dynamic topography obtained from altimetry

We used the multiple missions of the Salto/Duacs altimetric products developed by the CNES (Centre National d'Études Spatiales), France, (<http://www.aviso.oceanobs.com/>). This database has a temporal resolution of seven days and a spatial resolution of $1/3^\circ$. For this work, the zonal and meridional

components of the absolute geostrophic currents were obtained from the MADT product (Map of Absolute Dynamic Topography). Dynamic topography represented the sum of the sea level anomaly (SLA) and mean dynamic topography of Rio05 [Rio and Hernández, 2004].

3. Results

3.1. Long-term daily mean analysis of vertical eddy viscosity, A_z , vertical transport, W_{adv} , and Ekman surface layer depth, D_E (1999-2008)

Wind-induced mixing and Ekman pumping mix part of the water column and can lead to the incorporation of nutrients from below the mixed layer to the surface, thereby stimulating primary production. To assess these processes of mixing, long-term daily means of vertical eddy viscosity, vertical transport, and Ekman surface layer depth were evaluated at each grid point of the QuikScat data set for the entire study area from July 1999 to June 2008. Those data were also used to calculate regional averaged time-series of long-term daily means. The regional averaged time-series for A_z peaked ($10-15 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) in November and December (Figure 2a, thick black line). Starting in January, A_z diminished reaching its lowest value around the beginning of September ($\sim 3 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), after which it increased again. The annual cycles of A_z were similar for southern Cuba (Figure 2b) and eastern Yucatan (Figure 2c), but also showed secondary relative maxima in June ($10-12 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) that endowed A_z with a semi-annual character. High frequency variability was observed in all three time-series, but was more pronounced around the end of the year, which is reflected in the larger standard deviations for this period (gray lines).

In general, vertical advective velocities, W_{adv} , were two orders of magnitude lower than those of A_z . No annual cycle could be observed in the averages for the whole region or for southern Cuba and eastern Yucatan (Figures 2 d-f). Several isolated maxima, at least one order of magnitude higher than the regional average, could be observed off southern Cuba (Figure 2e) in May/June ($0.8 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and October/November ($1.3 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$); these maxima were associated with large standard deviations partly related to single events rather than the seasonal pattern. To the east of Yucatan, these maxima occurred in September ($1.6 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and October ($1.4 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) (Figure 2f).

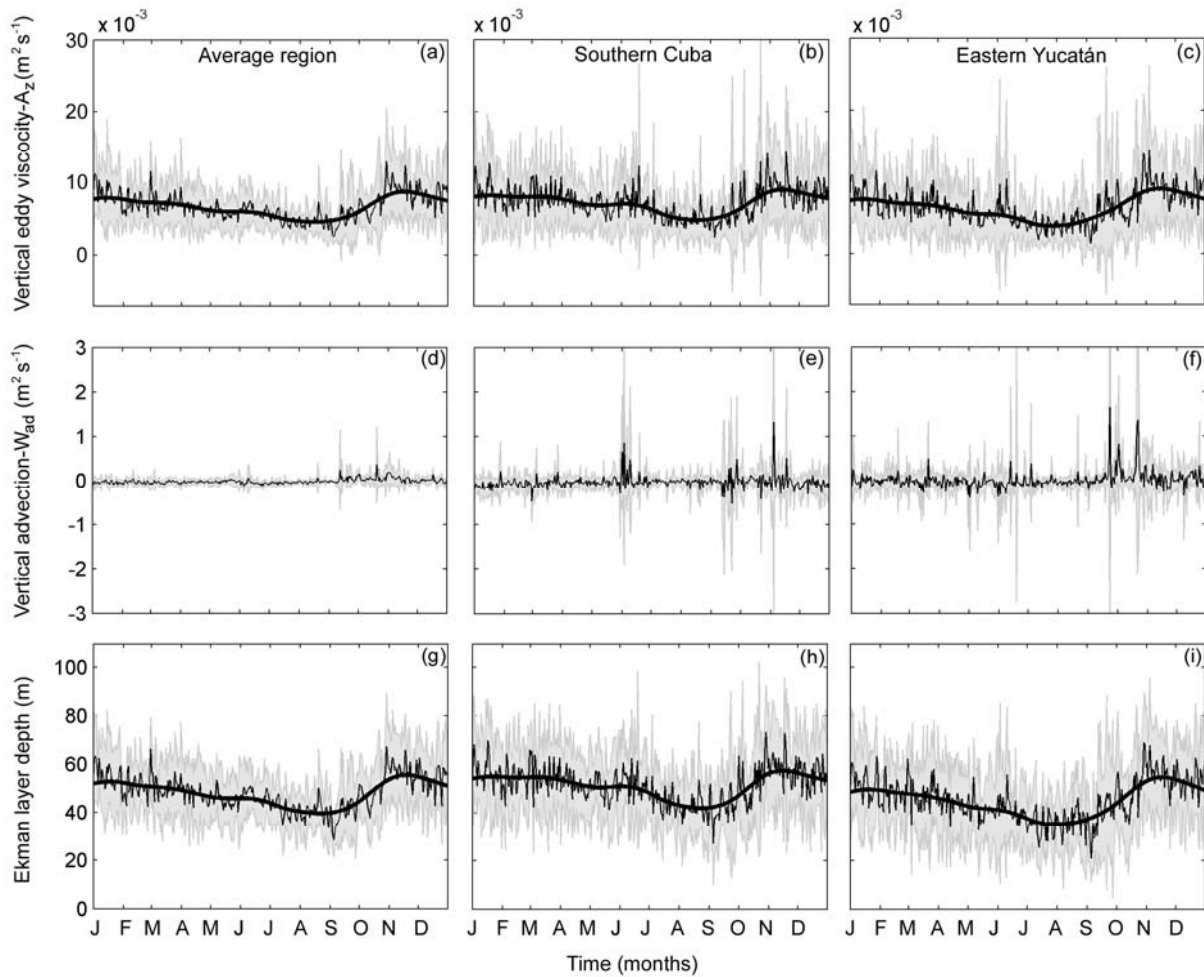


Figure 2. Time-series (20 July 1999-16 July 2008) of long-term daily means of (a-c) vertical eddy viscosity coefficient (A_z), (d-f) vertical transport (W_{ad}), and (g-i) surface Ekman layer depth (D_E) are shown as thin solid black lines. Thick solid black lines correspond to 30-day low-pass filtered time-series; gray lines represent standard deviations. Left column depicts the regional average including all QuikSCAT grid points. Central and right column correspond to southern Cuba and eastern Yucatan points highlighted as open circles in Figure 1, respectively.

The long-term daily means of Ekman surface layer depth, D_E , (Figures 2 g, h, i) behaved analogously to the results obtained for A_z , because both variables depend on the magnitude of the wind. The absolute minimum depths of D_E were between 23 m and 34 m in September, whereas maximum values varied from 65 m to 75 m in November. On average, vertical eddy viscosity, vertical transport, and Ekman layer depth south of Cuba were slightly below those of the regional mean, whereas they were

significantly larger east of the Yucatan Basin (Table 1).

Table 1. Statistics of time-series for A_z , W_{ad} , and D_E from 20 July 1999 to 16 July 2008.

Time-series	Wind speed (ms^{-1})	Wind stress (Pa)	A_z (m^2s^{-1})		W_{ad} (m^2s^{-1})		D_E (meters)	
	Mean	Mean	Mean ($\times 10^{-3}$)	Max ($\times 10^{-3}$)	Mean ($\times 10^{-5}$)	Max ($\times 10^{-3}$)	Mean	Max
Average region	6.55	0.07	6.7	31.5	-1.95	2.6	47.9	110.8
Southern Cuba	6.35	0.07	6.4	47.2	-3.97	12.0	44.8	131.5
Eastern Yucatán	6.90	0.08	7.3	58.1	-0.52	13.4	51.1	152.8

3.2. Analysis of W_{ad} , A_z , and D_E during synoptic-scale meteorological events: Case studies

Wind mixing and Ekman pumping only played a decisive role in mixing the upper water column in fall and winter and to a lesser extent in June and July. Five case studies were selected for those periods to compare the impact of W_{ad} , A_z , and D_E during the passage of typical moderate, regional, synoptic-scale meteorological events including a cold front system, an easterly tropical wave, a low-pressure system, and two extreme events: hurricanes Iván and Wilma (Figure 3).

Cold front system

The first cold front system of the 2004 fall season registered by the Cuban Meteorological Institute (ISMET) reached western Cuba (Pinar del Río) on November 5 and dissipated a few days later farther in the east (Figure 3a). During this event (7 November), winds were northerly with mean velocities of 8.7 m s^{-1} . Wind stress slightly increased to the south with maximum values of 0.28 Pa in the southern Yucatan Basin (Figure 4a), which resulted in a relatively high vertical eddy viscosity, A_z , of $23.1 \times 10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Figure 4b, Table 2). Zonal and meridional gradients associated with the wind stress field added up to a positive wind stress curl that resulted in positive W_{ad} values ($1.3 \times 10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) for most of the Yucatan Basin (Figure 4a), corresponding to extreme peaks as observed in the long-term daily mean time-series (not shown here). Nonetheless, these were still more than one order of magnitude less than the corresponding vertical eddy viscosities.

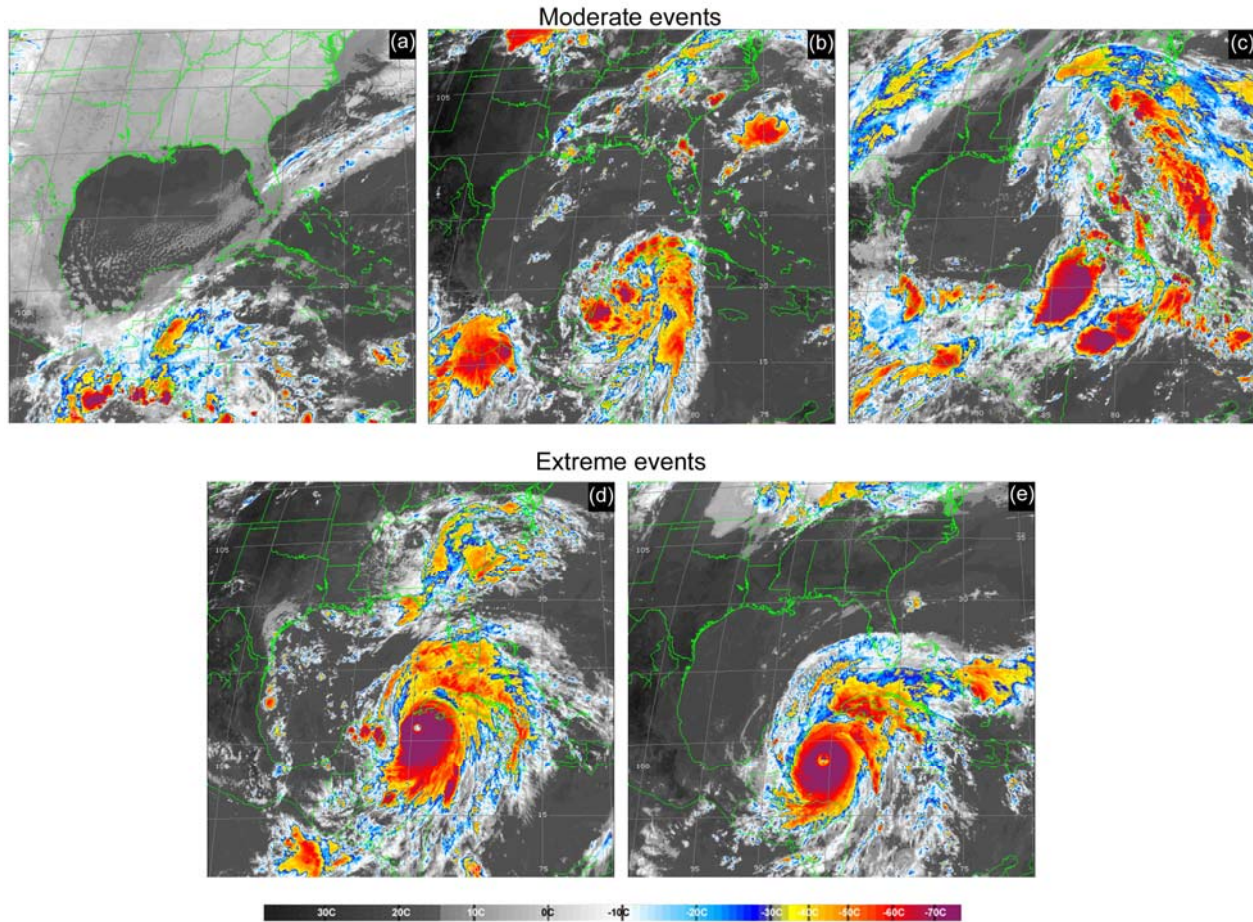


Figure 3. GOES-12 infrared images (channel 4) during different synoptic-scale meteorological events in the Yucatan Basin. (a) Cold front system (6 November 2004), (b) tropical wave (3 July 2005), (c) low-pressure system (6 October 2005), (d) hurricane Ivan (13 September 2004), and (e) hurricane Wilma (20 October 2005). Colors are related to temperature ($^{\circ}\text{C}$) via the horizontal color bar.

Easterly tropical wave

On 3-5 July 2005, during the passage of an easterly tropical wave through the Yucatan Basin, winds were even stronger (average of 9.4 m s^{-1} , Table 2), but from southeasterly directions (Figure 3b). Wind stress peaked at 0.49 Pa (Figure 4c), or A_z of approximately $33 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Figure 4d). Vertical advective velocities were upward in the central and eastern Yucatan Basin (Figure 4c) and the maximum velocities were much greater ($4.8 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) than any observed in the long-term mean, but remained low compared to those achieved by A_z . The maximum values were located in the western Yucatan Basin between Cozumel Island and the Chinchorro Banks.

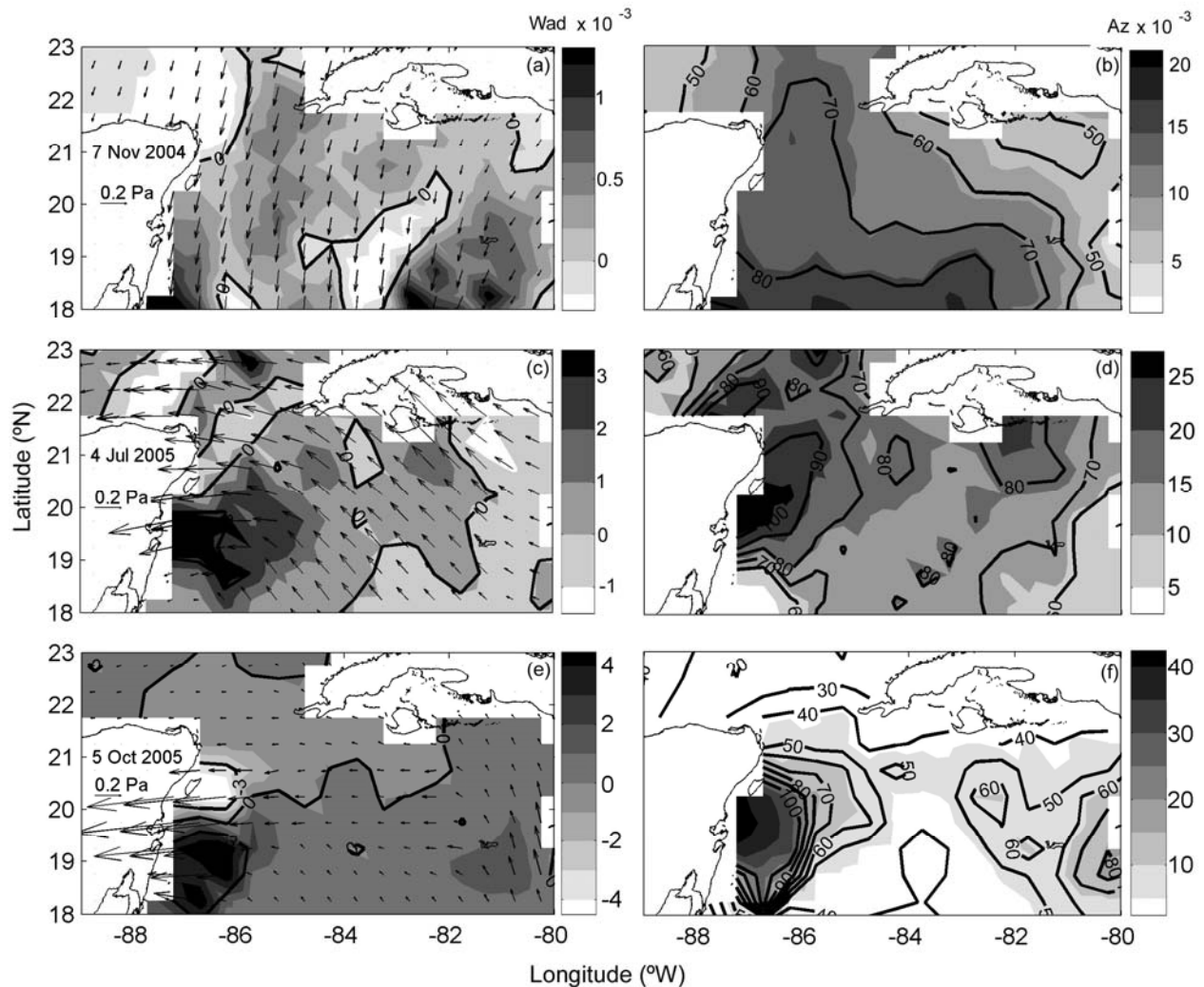


Figure 4. Vertical transport (W_{ad} , left column, grey shaded with zero black contour line) and vertical eddy viscosity coefficient (A_z , right column, grey shaded) in m^2s^{-1} , during moderate meteorological events: (a, b) during a cold front system (7 November 2004), (c, d) tropical wave (4 July 2005), and (e, f) low pressure system (5 October 2005). Black arrows in (a), (c), and (e) indicate wind stress vectors (Pa, a reference vector, is plotted on Yucatan Peninsula) and solid black contour lines in (b), (d), and (f) represent the surface Ekman layer depth (m).

Low-pressure system

A low-pressure system developed in the northwestern Caribbean Sea and western Cuba at the beginning of October 2005 (Figure 3c). This system passed over Pinar del Río (western Cuba) on 6 October 2005, in the form of a counterclockwise

atmospheric circulation. Mean wind speed was moderate (6.3 m s^{-1} , Table 2), although a local amplification (18.27 m s^{-1}) was observed east of the Yucatan Peninsula. Wind stress there peaked at a maximum of 0.75 Pa (Figure 4e), resulting in the highest A_z value ($\sim 45 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) within the category of moderate meteorological events (Figure 4f). Vertical advective velocities were upward south of 20° N only (Figure 4e) and the maximum velocities, also the highest among the moderate events, occurred locally east of Yucatan ($7.8 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$).

Table 2. Statistical characteristics of A_z , W_{ad} , and D_E during the passage of synoptic scale meteorological events through the Yucatan Basin.

Synoptic events	Date	Wind speed	Wind stress	A_z		W_{ad}		D_E	
		(ms^{-1})	(Pa)	($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	(meter)	(meter)
		Mean	Mean	Mean	Max	Mean	Max	Mean	Max
Cold front	7 Nov. 2004	8.7	0.12	10.7×10^{-3}	23.1×10^{-3}	0.18×10^{-3}	1.8×10^{-3}	63	103
Tropical wave	4 July 2005	9.4	0.15	12.9×10^{-3}	33.0×10^{-3}	0.35×10^{-3}	4.8×10^{-3}	67	115
Low-pressure system	5 Oct. 2005	6.3	0.07	6.5×10^{-3}	45.5×10^{-3}	0.2×10^{-3}	7.8×10^{-3}	46	135
Hurricane Ivan	13 Sept. 2004	68.5	15.7	0.058	0.64	0.018	8.4	138	506
Hurricane Wilma	20 Oct. 2005	57.6	11.1	0.053	0.45	0.017	5.4	140	440

Hurricanes

Along the track of hurricane Ivan (category 5, maximum wind speeds: 68.5 m s^{-1} , maximum wind stress: 15.7 Pa ; Table 2), vertical eddy viscosity, A_z , reached maximum values of $0.64 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. This is about three times larger than the regional long-term mean. Vertical advective velocities, W_{ad} , along the hurricane's track were an order of magnitude greater (maximum of $8.4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) than those of A_z , thereby reversing the relative importance of those terms compared to moderate events (Figure 5a). This reflects the mixing power of hurricanes.

During hurricane Wilma (category 4), similar wind mixing and Ekman pumping were observed. W_{ad} ($5.4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) was again several magnitudes larger than A_z ($0.45 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) when Wilma moved through the Yucatan Basin, with maximum speeds of 57.6 m s^{-1} and maximum wind stress of 11.1 Pa (Figure 5c and 5d, Table 2). As with hurricane Iván, the maximum values of W_{ad} and A_z were located around the eye of the hurricane, occupying an area of $\sim 100 \times 100 \text{ km}$ in the case of W_{ad} and an even larger area of $\sim 300 \times 300 \text{ km}$ for A_z (inlays Figures 5a and 5c).

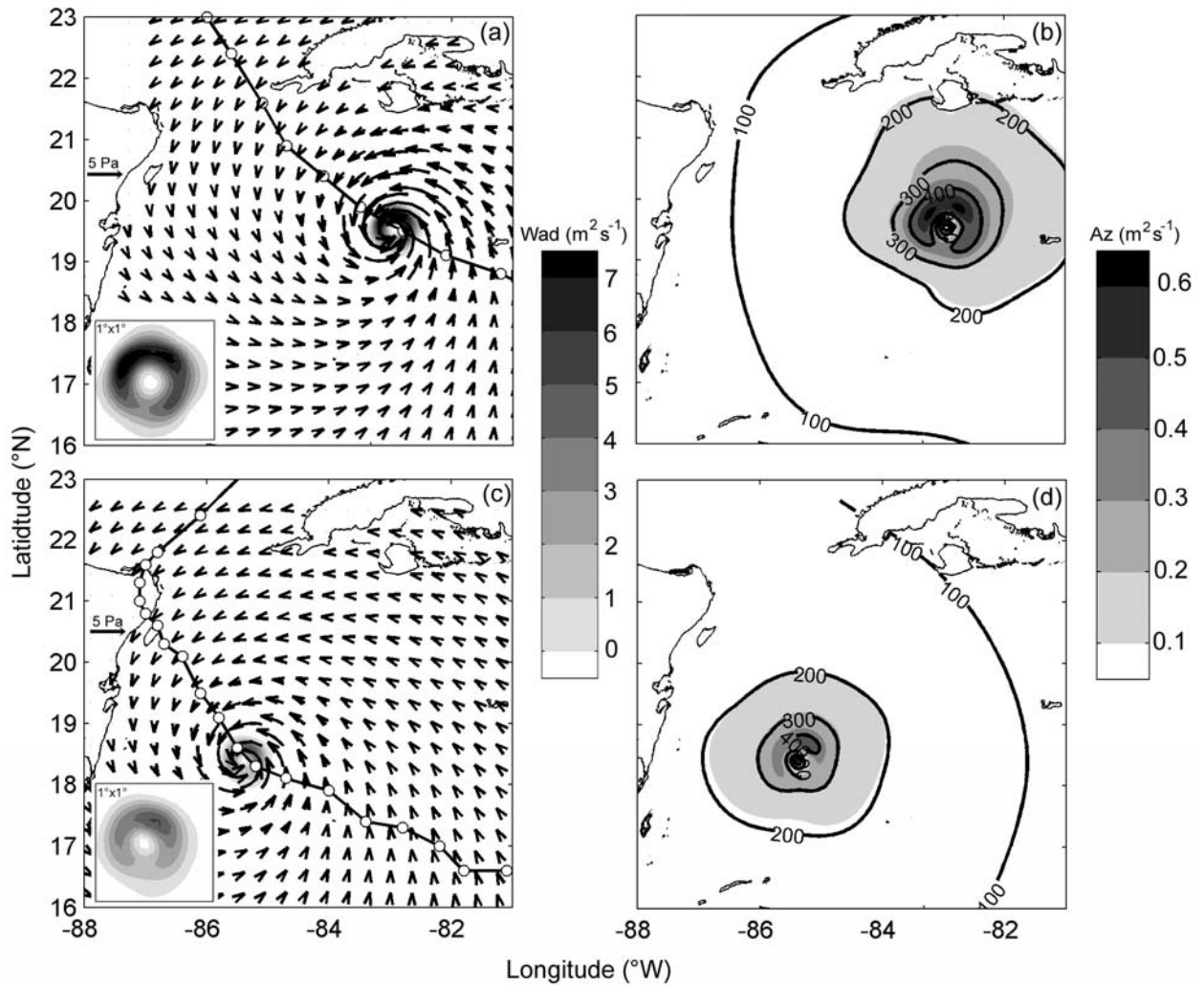


Figure 5. Vertical transport (W_{ad} , left column, grey shaded) and eddy viscosity or friction coefficient (A_z , right column, grey shaded) in m^2s^{-1} , during extreme meteorological events: (a, b) the category 5 hurricane Ivan position at 0130 UTC on 13 September 2004; (c, d) the category 4 hurricane Wilma position at 1330 UTC on 20 October 2005. (a, c) Black arrows denote wind stress vectors (Pa, a reference vector, is plotted on Yucatan Peninsula); black lines with white circles correspond to the 6-hour best-track positions of the hurricanes; the square inlay in the lower left corner represents a $1^\circ \times 1^\circ$ zoom of maximum W_{ad} values around the eyes of the hurricanes. (b, d) surface Ekman layer depth in black contour lines (meters).

The largest surface Ekman layer depths among the synoptic events presented here reached around the eyes of hurricanes Iván and Wilma, with 505 m and 440 m,

respectively. Both values were observed in the right eye wall of the hurricane (Figure 5b and 5d). The Ekman layers during the three moderate meteorological events shown in Figure 4 reached maximum values of 103 m during the passage of the cold front, 115 m during the easterly tropical wave, and 135 m during the low-pressure system.

In these case studies in which the relative importance of W_{ad} and A_z were analyzed, the predominance of A_z over W_{ad} was confirmed in moderate meteorological events. In more extreme events, the importance of these terms was reversed. All events triggered a strong response in chl-a concentrations as explained next.

3.3. Chl-a ocean response

Satellite-derived chl-a images were analyzed in order to study oceanic responses, especially the onset of phytoplankton blooms during and after the passage of synoptic meteorological events. This analysis also included extreme events (e.g., hurricanes Ivan and Wilma). Owing to heavy cloud cover associated with those episodes, however, only a few mainly cloud-free snapshots were available.

The Yucatan Basin is considered to be an oligotrophic region whose surface layer is nutrient depleted [Okolodkov., 2003]. A typical plankton concentration distribution for boreal summer months is shown in a MODIS image collected, 2 September 2004 (Figure 6a, chl-a concentration range: 0.03-0.05 mg m^{-3}). Abundant nutrient supplies, nevertheless, exist below the seasonal mixed layer, at depths deeper than 80 m [Lluis Riera, 1972; Müller-Karger et al., 1989; Signoret et al., 1998]. Vertical eddy viscosity, vertical transport, and increased mixed layer depth induced by synoptic scale events (see section 3.1 and 3.2) can incorporate nutrients into the mixed layer thereby stimulating primary production.

In the days following the passage of a cold front over the Yucatan Basin around 6 November 2004 (Figure 3a), chl-a concentrations throughout the basin rose to mean levels between 0.08 and 0.12 mg m^{-3} (Figure 6b, 13 November 2004 was chosen due to least cloud cover). Maximum concentrations ($\sim 0.38 \text{ mg m}^{-3}$) were observed in $\sim 50 \text{ km}$ long chl-a filaments that appeared south of the San Felipe keys (Gulf of Batabanó, southwest Cuba) (Figure 6b). Nearby to the west, a further 120 km long filament was observed south of Cape San Antonio, Cuba, extending south into the Yucatan Basin.

In this same region, chl-a filaments (0.12-0.35 mg m^{-3}) were observed (Figure 6c, 5 July 2005) after an easterly tropical wave moved through the region on 3 July 2005 (Figure 3b). Another area with high chl-a concentrations (0.20-0.25 mg m^{-3}) was observed in the southwest portion of the Yucatan Basin, whereas chl-a concentrations were low in the interior of this basin (0.03-0.06 mg m^{-3}).

Basin-wide increases in chl-a were evident (Figure 6d, 11 October 2005, 0.07-0.12 mg m^{-3}) after a low-pressure system passed across the Yucatan Basin around 6 October 2005 (Figure 3c). An extensive filament of almost 300 km length and 50 km width extended from south of San Felipe keys into the basin close to Caiman Island. Relatively high chl-a values ($\sim 1.4 \text{ mg m}^{-3}$) were seen in this filament just south of the San Felipe keys. Another shorter filament evolved off Cape San Antonio during this event.

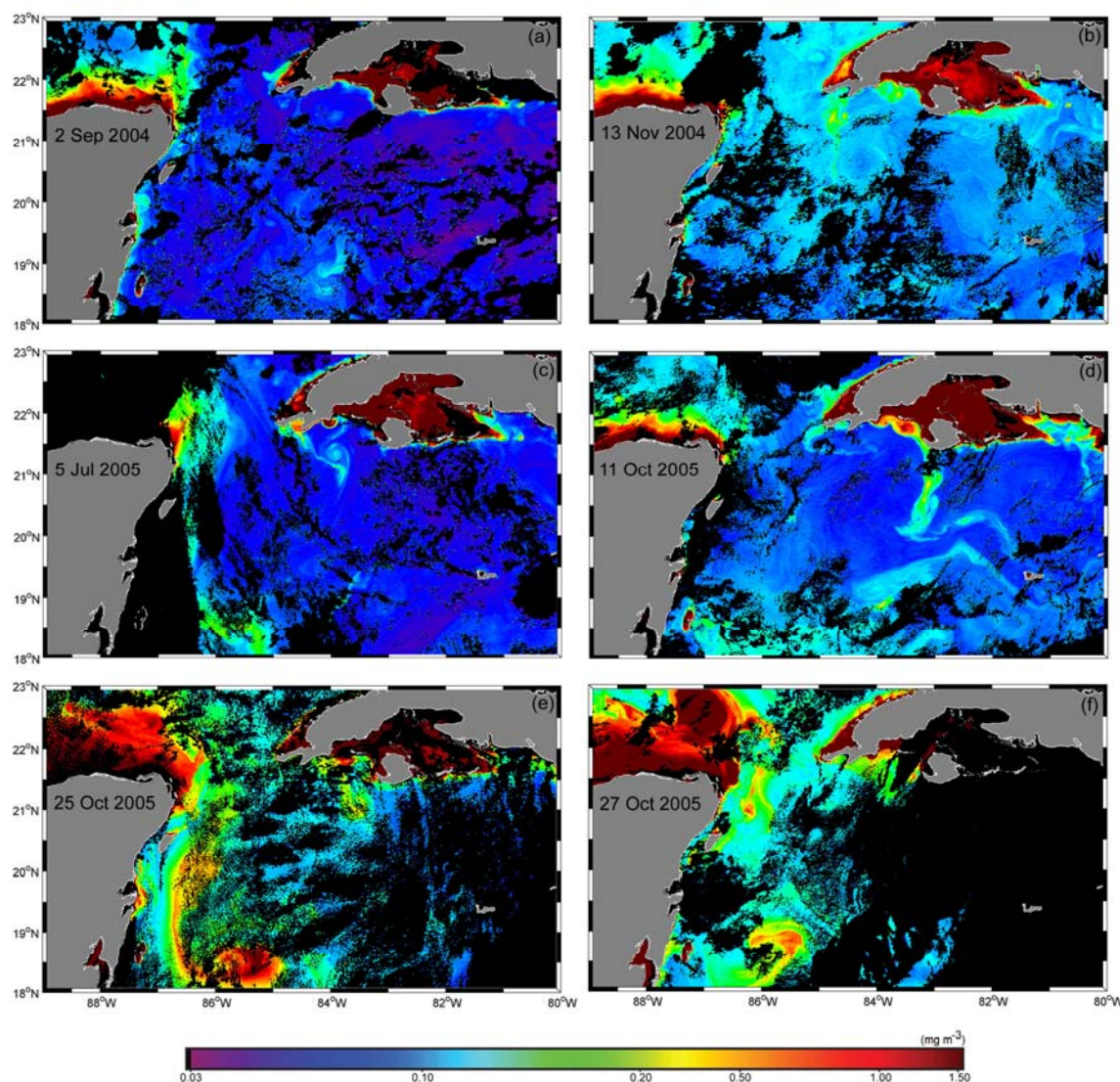


Figure 6. MODIS chl-a images (a) typical background zero chl-a concentration (2 September 2004), after passage of (b) chl-a patterns after passage of a cold front system (13 November 2004), (c) after passage of an easterly tropical wave (5 July 2005), (d) after passage of a low-pressure system (11 October 2005), (e and f) after hurricane Wilma (25 and 27 October 2005). Black regions represent clouds. Units are in mg m^{-3} .

Exceptionally high concentrations of chl-a were observed on 25 October 2005 (Figure 6e), five days after hurricane Wilma passed through the Yucatan Basin (the hurricane track is shown in Figure 5c). Along the track of the hurricane, chl-a concentrations exceeding 1.0 mg m^{-3} , including a patch with cyclonic rotation in the south-western Yucatan Basin, a filament east of the Yucatan Peninsula off Belize and Mexico, and an intensification of the upwelling area off the northern Yucatan Peninsula in the Gulf of Mexico. The long filament that formed east of the Yucatan Peninsula disappeared two days later, but the cyclonic patch seen toward its southern extreme was still in place, although holding lower chl-a (Figure 6f). The zones with high chl-a values coincided with areas of sea surface cooling showing that water was mixed to the surface in the tail of the hurricane as observed in MODIS infrared band images (not shown) and supplement 1.

Only a few satellite-borne chl-a images with reasonable horizontal coverage were found when scanning all available MODIS-Aqua snapshots owing to the high cloud cover related to synoptic scale meteorological events. Since those events occur more frequently in fall and winter (Figure 2) and thus have an impact on monthly mean products, monthly mean chl-a concentrations were employed in order to examine the statistics of co-occurrence of synoptic scale events and high chl-a concentrations over the MODIS time-series. Monthly means of vertical eddy viscosity, vertical transport, Ekman layer depth, and SST (MODIS-Aqua, 11 micron night), were examined to determine correlations with monthly means of chl-a concentrations for the entire Yucatan Basin (Figure 1, 18° - 21.3° N; 80.0° - 86.5° W) for the period July 2002 to June 2008. We also derived long-term monthly means to construct an average seasonal cycle (Figure 7).

Chl-a concentrations averaged for the entire Yucatan Basin, reached maximum, albeit relatively low, values exceeding 0.1 mg m^{-3} from October to January and minimum values of 0.06 mg m^{-3} in May (Figure 7a). SST also revealed a clear annual cycle, with a maximum temperature (29.5°C) in August and a minimum (26.4°C) in January (Figure 7a). Vertical eddy viscosity, A_z , was lowest in September ($4.3 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), after which it rapidly peaked from November to January ($>8.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and then declined more or less steadily to its minimum in September (Figure 7b). Vertical transport was only positive (upward) from September to October and peaked in October ($8.6 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$); downward advection during the rest of the year reached values up to $-6.0 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Figure 7c). The behavior of the surface Ekman layer depth, by definition, was similar to vertical eddy viscosity, ranging from 38-60 m (Figure 7d).

Correlations between chl-a concentration and all variables related to synoptic scale

events were high with correlation coefficients: -0.53 (SST), 0.70 (vertical eddy viscosity), 0.4 (vertical transport; with a 3-month lag), and 0.68 (Ekman layer depth). SST was the only parameter with a negative correlation coefficient, i.e., enhanced chl-a concentrations appeared when SST was lowest. The highest chl-a concentrations were coherent with stronger vertical eddy viscosity and the deepest Ekman layer depth, but were registered three months after the October peak of vertical transport.

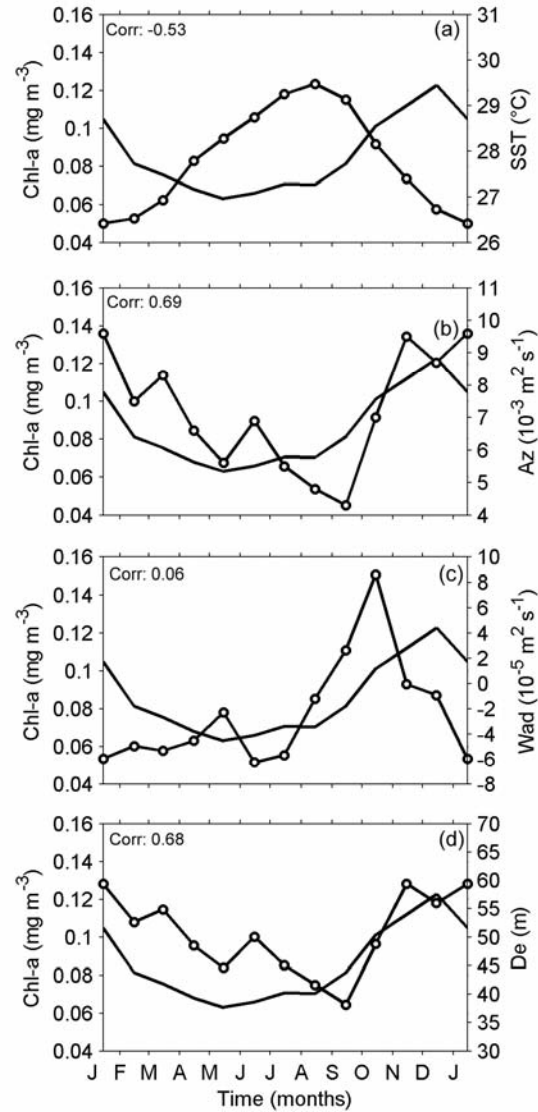


Figure 7. Long-term area-averaged (18.0-21.5 °N, 80.0-86.5 °W, July 2002 – June 2008) monthly means of chl-a (solid black line) versus (a) SST, (b) vertical eddy viscosity A_z , (c) vertical transport W_{adr} , and (d) surface Ekman layer depth D_E . SST, A_z , W_{adr} and D_E are plotted as solid black lines with open black circles. The correlation coefficient

applying a 95% confidence interval of each pair of time-series (July 2002 – June 2008) is shown in the upper right corner of each panel.

3.4. Relationship between circulation and chlorophyll-a filaments

Sea surface currents were analyzed to understand the trajectories of chl-a filaments observed in the Yucatan Basin using weekly geostrophic currents products derived from satellite altimeter data merged with concurrent chl-a images (Figure 8).

The shape of chl-a filaments observed extending into the Yucatan Basin from the extreme west coast of Cuba, south of Cape San Antonio, during the passage of a cold front system demonstrates a relationship with surface ocean currents (Figure 8a). A pair of eddies, one anti-cyclonic (20.0°N/86.0°W) and one cyclonic (20.6°N/84.3°W), formed a southward current between them, with velocities ranging from 30 to 50 cm s⁻¹. This was responsible for the southward propagation of a long chl-a filament. A similar situation emerged during the passage of an easterly tropical wave, when a chl-a filament spread southward from just south of the San Felipe keys (Figure 8b). During the influence of a low-pressure system, an anti-cyclonic/cyclonic eddy pair developed, this time with a southward current between them south of Pinos Island (Cuba). The chl-a filament that extended into the Yucatan Basin was advected to the east by currents forming part of the cyclonic eddy, which took the filament close to the Cayman Islands.

A week before and a week after hurricane Wilma passed through the Yucatan Basin, a semi-consistent cyclonic eddy was observed at 18.3°N/86.3°W (Figure 8d). This eddy likely favored divergence at its core, facilitating strong increases in chl-a concentrations when the hurricane passed through the region.

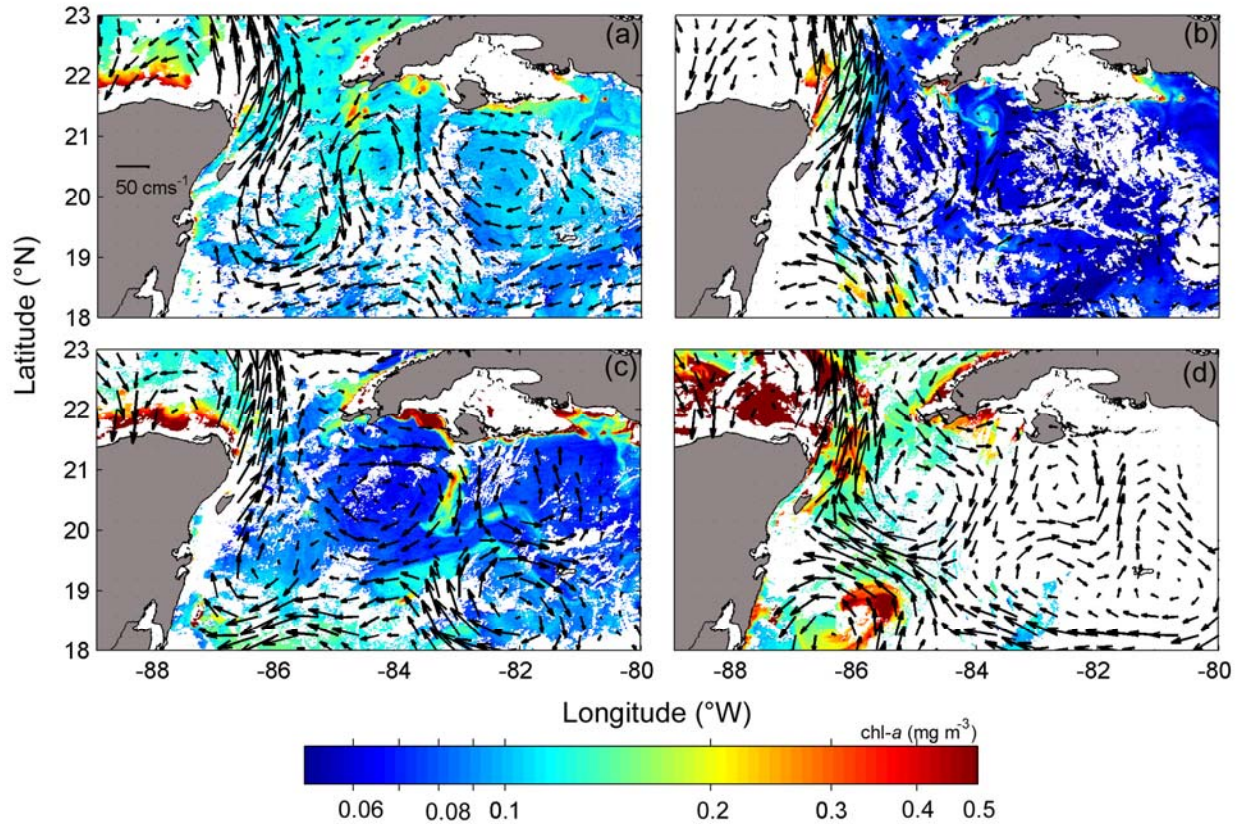


Figure 8. MODIS chl-a images (color coded, mg m^{-3}) after the passage of synoptic-scale meteorological events and corresponding weekly mean geostrophic currents (black arrows) from AVISO Altimeter. (a) cold front system (13 November 2004), (b) easterly tropical wave (5 July 2005), (c) low-pressure system (11 October 2005), and (d) after hurricane Wilma (27 October 2005).

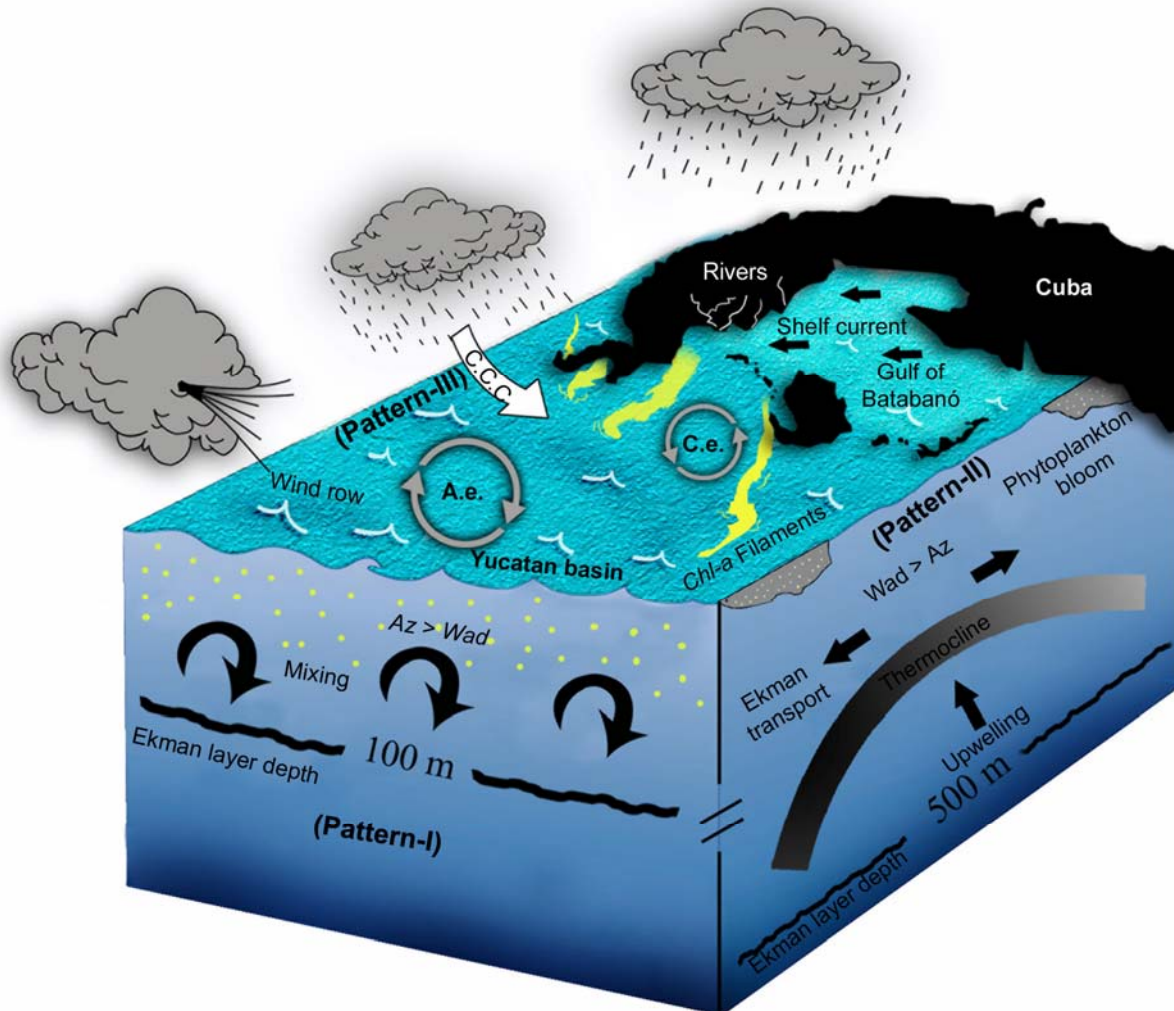


Figure 9. Conceptual model representing the three observed chl-a patterns in the Yucatan Basin associated with strong synoptic meteorological events. The first pattern, linked to moderate meteorological events, is presented on the front plane of the cube; the second pattern, related to the passage of hurricanes, is on the right plane; and the third pattern, highlighting the terrestrial origin of chl-a filaments in the southwest of Cuba, is on the top plane. (CCC) is the Cuban Counter Current, (Ce) Cyclonic Eddies, (Ae) Anticyclonic Eddies, (Az) vertical eddy viscosity coefficients, and (Wad) vertical transport.

4. Discussion

The analysis of daily chl-a images in the Yucatan Basin identified three primary patterns of variability driven by three different types of synoptic-scale meteorological events. The first pattern is related to the passage of moderate synoptical events. This raised chl-a concentrations from 0.03 to 0.05-0.12 mg m⁻³ throughout much of the Yucatan Basin, with local extremes up to 0.40 mg m⁻³ for periods lasting for about a week. The second pattern showed high regional chl-a concentrations up to 2.0 mg m⁻³ after the passage of extreme events such as hurricanes Iván and Wilma, with durations of between two days and a week. The third pattern revealed was the formation of chl-a rich filaments in the area of the Gulf of Batabanó. Each of these is discussed in more detail below.

4.1. Type I chl-a pattern: moderate events

Chl-a concentrations observed in the Yucatan Basin during the passage of moderate events ranged from 0.07 offshore to ~0.40 mg m⁻³, e.g., near Pinos Island (Figure 6b). The higher chl-a concentrations found during these events suggest either advection of coastal phytoplankton blooms to offshore waters or in situ growth caused by vertical transport of nutrients from below the mixed layer. Wind stress curl and vertical eddy viscosity were the most likely physical mechanisms for promoting fertilization of surface waters. Our results showed that A_z was the dominant mechanism (Figures 2 and 4), with maximum values of A_z on the order of 3×10^{-2} m² s⁻¹, deepening the mixed layer to more than 100 m. During the passage of cold fronts and low-pressure systems (Figures 4a and 4e), positive vertical transport (W_{ad}) was observed. However, W_{ad} was more than one order of magnitude lower than wind friction and, hence, less important.

During the passage of easterly tropical waves in summer (Figure 4c, 4 July 2005), the resulting bloom was not as intense (Figure 6c, excluding the chl-a filament), likely because the upper water column is more stratified in summer than in winter [Cerdeira-Estrada *et al.*, 2005; Locarnini *et al.*, 2010]. The lower sea surface temperature in winter reduces vertical stability in the water column, favoring convection and mixing; whereas sea surface temperature and stability increase in summer, inhibiting vertical movement and the supply of nutrients to the euphotic zone [Müller-Karger *et al.*, 1991; Gargett and Marra, 2002].

4.2. Type II chl-a pattern: hurricanes

Vertical eddy viscosity, A_z , clearly dominated over vertical transport, W_{ad} , during

the occurrence of moderate meteorological events in terms of mixing the upper water column and deepening the mixed layer depth. However, during the passage of extreme meteorological events, W_{ad} was one order of magnitude greater than A_z , e.g., in the walls of hurricanes Iván and Wilma, although vertical eddy viscosity associated with those extreme events was much larger than in the moderate events analyzed. Ekman layer depth exceeded 400 m. Although the response of the water column to hurricanes was thought to be limited to the upper layer, measurements made with current meters have shown that vertical mixing can extend from the thermocline to a depth of 1000 meters [Shay, 2001]. The surface water in the tails of both hurricanes (Iván and Wilma), analyzed in more detail here, was 3°C colder than in the surrounding area (Supplement 1). Vertical temperature profiles within the Yucatan Basin (Supplement 4.1) indicate that this water at least stemmed from depths below ~200 m. Hence, vigorous upward Ekman pumping incorporated nutrients from below the mixed layer, where they are abundant, into the euphotic zone. This, in turn, favored phytoplankton blooms along the hurricane's track, as registered in Figures 6e and 6f, in the case of hurricane Wilma in the western Yucatan Basin. The very same chl-a response has been observed linked to other hurricanes as well. For instance, hurricane Michelle (29 October - 5 November 2001) led to chl-a values of 0.12 to 0.15 mg m⁻³ in oligotrophic waters of the Sargasso Sea [Babin *et al.*, 2004]. The passing of hurricane Iván through the Gulf of Mexico in September 2004 generated a large increase in chl-a, from 0.2 to 0.9 mg m⁻³ [Walker *et al.*, 2005]. In this same region, Gierach and Subrahmanyam [2008] reported the highest increases of chl-a to date were reported following hurricanes Katrina (3 mg m⁻³), Rita (2 mg m⁻³), and Wilma (4 mg m⁻³). These authors pointed out that before the passage of hurricanes, cyclonic eddies in this area had led to an already shallower-than-normal nutricline and a deep chlorophyll maximum, thereby facilitating the upward lifting of nutrients and phytoplankton by the hurricanes. The increase in chl-a recorded in the southwestern part of the Yucatan Basin days after the passage of hurricane Wilma was also favored by a pre-existing cyclonic eddy (Figure 8d). Furthermore, the Yucatan Current played an important role, favoring the northward advection of the bloom (Figure 6e and 6f).

4.3. Type III chl-a pattern: terrestrial sources

High chl-a concentrations (0.3-1.5 mg m⁻³) were observed as filaments south of Cuba after the passage of moderate meteorological systems. These filaments appeared sporadically throughout the year with lengths between ~50 and ~300 km, moving from the southwest of the Gulf of Batabanó toward the Yucatan Basin.

Previous studies have indicated that intense precipitation occurred during the passage of these meteorological events, which increased the fresh water runoff of rivers in western Cuba. These discharges drag terrigenous material to the Gulf of Batabanó (Figure 9, [Blázquez *et al.*, 1988]), that accumulate north of the San Felipe keys by westward shelf currents. In the western zone of the Gulf of Batabanó, Martínez *et al.* [2008] also recorded high concentrations of nitrogen and phosphorous in the sediments. In turn, the northerly wind associated with synoptic meteorological events transported these turbid waters to the open sea, leading to an increase in apparent chl-a on the shelf break. These chl-a filaments, were steered by the wind and local oceanic currents. The presence of filaments at different times of the year likely contributes to the productivity that sustains the development and growth of invertebrate and fish larvae that inhabit this zone [Cowen *et al.*, 2006].

The filaments may contain both increased chl-a levels and increased dissolved organic matter and resuspended sediments from nearby shelves and rivers contributing to ocean color. However, in this study, the images from the MODIS fluorescence line height product (FLH, images not shown) show the same patterns as those observed in the chl-a images, thereby confirming that the plumes contain high levels of chl-a.

The relationships among wind, ocean currents, and chl-a favor connectivity [e.g., Paris and Chérubin, 2008; Soto *et al.*, 2009] between the southwestern region of Cuba and the Yucatan Basin. These filaments support the results obtained by Cowen *et al.*, [2006, Figure 4] related to the connectivity network of fish larvae in the wider Caribbean.

These patterns are presented as a conceptual model in Figure 9 that summarizes their relationship to wind, ocean currents, and the possible contributions of terrestrial sources. The first pattern, linked to moderate meteorological events, is presented on the front plane of the cube; the second pattern, related to the passage of hurricanes, is on the right plane; and the third pattern, highlighting the terrestrial origin of chl-a filaments in the southwest of Cuba, is on the top plane. These patterns may also help explain variability in fish and shellfish harvest pattern in waters of southwestern Cuba.

Conclusions

Vertical transport and eddy viscosity induced by wind friction during moderate and extreme meteorological events favored increased levels of chl-a in the otherwise oligotrophic Yucatan Basin. Although these mechanisms act together, wind friction was the dominant process during moderate events, whereas vertical transport became dominant during extreme events, triggering upward nutrient pumping and, thus, favoring an increase primary production and chl-a concentrations.

The presence of high chl-*a* concentrations in filaments after the passage of synoptic-scale meteorological events combined with increased precipitation on the Cuban island demonstrated the importance of terrestrial nutrient sources, including inorganic fertilizers, in blooms associated with the Gulf of Batabanó, Cuba. The direction and magnitude of ocean currents determined the dispersion and the trajectories of these filaments, contributing to the connectivity in the northwest Caribbean Sea.

Acknowledgments

The tropical storm and hurricane data were provided by the National Hurricane Center-NOAA. We thank the NASA MODIS project for providing access to the level 1 MODIS ocean color products. GOES-12 infrared images were processed by Axel Graumann from the NOAA/National Climatic Data Center. Time-series data of monthly chlorophyll-*a* used in this paper were produced with the Giovanni online data system, developed and maintained by the NASA GES DISC. The infographics shown in Figure 9 were created by Claudio Rozas Pacheco. Thanks also to the National Commission of Scientific and Technological Investigation of Chile (CONICYT) for providing a doctorate scholarship for Iván Pérez to study Oceanography at the University of Concepción, Chile (2006330027-6), and to the MECESUP Program for supporting a research stay in AOML-NOAA, Miami, University of South Florida and University of Florida. Arnoldo Valle-Levison acknowledges support from NSF project OCE-0825876. Frank Muller-Karger received support from NASA grants NNX09AV24G and NNX08AL06G.

Reference

- Andréfouët, S., P.J. Mumby, M. McField, C. Hu, F.E. Muller-Karger (2002), Revisiting coral reef connectivity, *Coral Reefs* 21,43-48, doi:10.1007/s00338-001-0199-0.
- Babin, S. M., J. A. Carton, T. D. Dickey, and J. D. Wiggert (2004), Satellite evidence of hurricane-induced phytoplankton blooms in an oceanic desert, *J. Geophys. Res.*, 109, C03043.
- Behrenfeld, M. J. (2010), Abandoning Sverdrup's Critical Depth Hypothesis on phytoplankton blooms, *Ecology*, 91(4),977-89.
- Blázquez, L., J.P. Rodríguez, I. Rosabal and R. Calderón (1988), Mediciones de corrientes en el Golfo de Batabanó, *Rep. Invest., Inst. Oceanol.*,14,1-36.
- Cerdeira-Estrada, S., Müller-Karger F., Gallegos-García A. (2005), Variability of the sea surface temperature around Cuba, *Gulf of Mexico Science*, 2,161-171.

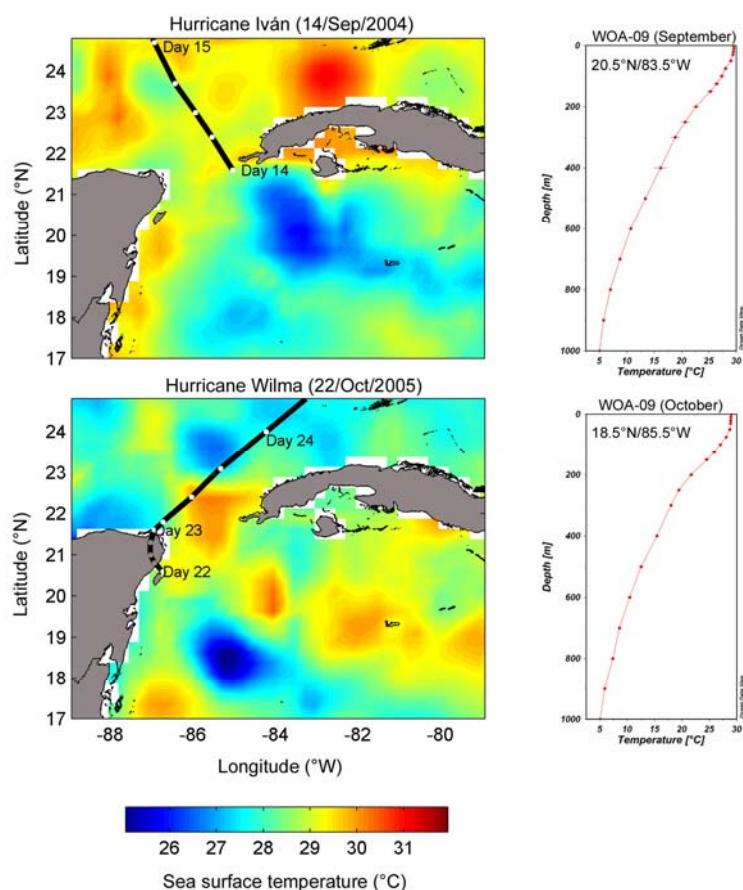
- Cowen R. K., Paris C. B., and A. Srinivasan (2006), Scaling of Connectivity in Marine Populations, *Science* 311, 522-527, doi: 10.1126/science.1122039.
- Donelan, M. A., B. K. Haus, N. Reul, W. J. Plant, M. Stiassnie, H. C. Graber, O. B. Brown, and E. S. Saltzman (2004), On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18306.
- Gargett, A. and Marra J. (2002), Effects of upper ocean physical processes (turbulence, advection and air-sea interaction) on oceanic primary production, *The Sea*, Chapter 2, 32 pp, edited by Allan R. Robinson, James J. McCarthy, and Brian J. Rothschild ISBN 0-471-18901-4, Johns Wiley & Sons, Inc., New York.
- Gierach, M. M., and B. Subrahmanyam (2008), Biophysical responses of the upper ocean to major Gulf of Mexico hurricanes in 2005, *J. Geophys. Res.*, 113, C04029.
- González, P. C. (1999), Climatología de los frentes fríos que han afectado a Cuba desde 1916-1917 hasta 1996-1997, *Rev. Cub. Met.*, 6:15-19.
- Gordon, H. R., and M. H. Wang (1994), Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Applied Optics* 33(3):443-452.
- Letelier, R.M, and M.R. Abbott (1996), An analysis of chlorophyll fluorescence algorithms for the moderate resolution imaging spectrometer (MODIS), *Remote Sen. Environ.* 58 (2), 215-223, doi: 10.1016/S0034-4257(96)00073-9.
- Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, and H. E. Garcia (2010), *World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- Lluis Riera, M. (1972), Estudios hidrológicos del Golfo de Batabanó y de las aguas oceánicas adyacentes, *Serie Oceanológica* 14, La Habana, Cuba, 48 pp.
- Martínez, M. C., M. Lugioyo, S. Loza, I. García, M. Eugenia, E. Chang, S. Esponda, M. Sánchez and R. Núñez (2008), Environmental quality in areas of lobster fisheries *Panulirus argus* of the Gulf of Batabanó, Cuba, 15 pp, *Serie Oceanológica*, 4. <http://oceanologia.redciencia.cu>.
- Marcotte, D. (1991), Cokriging with matlab, *Computers & Geosciences*, 17(9), 1265-1280, doi:10.1016/0098-3004(91)90028-C.
- Melo, N., F. E. Müller-Karger, S. C. Estrada, R. Pérez de los Reyes, I. V. del Río, P. C. Pérez, and I. M. Arenal (2000), Near-surface phytoplankton distribution in the western Intra-Americas Sea: The Influence of El Niño and weather events, *J. Geophys. Res.*, 105(C6).
- Montecino, V., R. Astoreca, G. Alarcón, L. Retamal, G. Pizarro (2004), Bio-optical characteristics and primary productivity during upwelling and non-upwelling

- conditions in a highly productive coastal ecosystem off central Chile (36°S), *Deep-Sea Res. II* 51 (20-21), 2413-2426, doi:10.1016/j.dsr2.2004.08.012.
- Müller-Karger, F. E., J. J. Walsh, R. H. Evans, and M. B. Meyers (1991), On the Seasonal Phytoplankton Concentration and Sea Surface Temperature Cycles of the Gulf of Mexico as Determined by Satellites, *J. Geophys. Res.*, 96(C7), 12,645–12,665.
- Müller-Karger, F.E., C. R. McClain, T. R. Fisher, W. E. Esaias, R. Varela (1989), Pigment distribution in the Caribbean Sea: Observations from Space, *Prog. Oceanogr.*, 23, 23–64, doi:10.1016/0079-6611(89)90024-4.
- McClain, C. R. (2009), A decade of satellite ocean color observations, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 1, 19-42, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163650
- O'Reilly, J. E., S. Maritorema, M. C. O'Brien, D. A Siegel, D. Toole, B. G. Mitchell, M. Kahru, F. P. Chávez, P. Strutton, G. F. Cota, S. B. Hooker, C. McClain, K. L. Carder, F. E. Müller-Karger, L. Harding, A. Magnuson, D. Phinney, G. F. Moore, J. Aiken, K. R. Arrigo, R. Letelier, and M. Culver (2000), Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: version 4, In: Hooker SB, Firestone ER (eds) SeaWiFS postlaunch technical report series, NASA Technical Memorandum, 2000-206892.
- Okolodkov, Y. B. (2003), A review of Russian plankton research in the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea in the 1960-1980s, *Hidrobiológica* 13 (3), 207-221.
- Paris, C. B., and L. M. Chérubin (2008), River-reef connectivity in the Meso-American Region, *Coral Reefs* 27, 773–781, doi:10.1007/s00338-008-0396-1.
- Peláez, J. and J. A. McGowan (1986), Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnology and Oceanography* 31, 927-950.
- Perez-Santos, I., W. Schneider, M. Sobarzo, R. Montoya-Sánchez, A. Valle-Levinson and J. Gárces-Vargas, (2010) Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin-Caribbean Sea dynamics, *J. Geophys. Res.*, 115, C10052..
- Piolle, J.F., A. Bentamy (2002), Mean Wind Fields (MWF product), User Manual, 42pp, QuikSCAT, CERSAT, Plouzané.
- Powell, M. D., S. H. Houston, L. R. Amat, and N Morisseau-Leroy (1998), The HRD real-time hurricane wind analysis system, *J. Wind Engineer. and Indust. Aerodyn.* 77&78, 53-64.
- Pond, S. and G. L. Pickard (1983), *Introductory Dynamical Oceanography*, 2nd edition, 329pp, Pergamon, Oxford.

- Rio, M.-H., and F. Hernández (2004), A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model, *J. Geophys. Res.*, 109, C12032.
- Shay, L. K. (2001), Upper ocean structure: Response to strong forcing events. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, R. A. Weller, S, 3100-314, doi:10.1006/rwos.2001.0159.
- Serra, Y. L., G. N. Kiladis, K. I. Hodges (2010), Tracking and mean structure of easterly waves over the Intra-Americas Sea, *J. Climate*, preprint.
- Signoret, M., C. Buit, R. Pérez (1998), Patrones de distribución de clorofila-a y producción primaria en aguas del Golfo de México y del Mar Caribe, *Hidrobiología*, 8 (2), 81:88.
- Soto, I., S. Andréfouët., C. Hu, F. Muller-Karger, C. C Wall, J. Sheng, and B. G. Hatcher (2009), Physical connectivity in the Mesoamerican Barrier Reef System inferred from 9 years of ocean color observations, *Coral Reefs*, 28, 415-425, doi: 10.1007/s00338-009-0465-0.
- Smith, R., L (1968), Upwelling, *Oceanogr, Mar. Biol. Annu. Rev.*, 6, 11-46.
- Sverdrup, H. E. (1953), On conditions for the vernal blooming of phytoplankton, *J. Cons. Int. Explor. Mer*, 18, 287-295.
- Stewart, R. H. (2002), Introduction to physical oceanography, 350pp, Spring 2002 Edition, Department of Oceanography, Texas A & M University.
- Walker, N. D., R. R. Leben, and S. Balasubramanian (2005), Hurricane-forced upwelling and chlorophyll a enhancement within cold-core cyclones in the Gulf of Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18610.
- Yelland, M. and P. K. Taylor (1996), Wind Stress Measurements from the Open Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 541-558, doi:10.1175/1520-0485(1996)026<0541:WSMFTO>2.0.CO;2.
- Zehr, J. P., M. T. Mellon, and S. Zani (1998), New nitrogen-fixing microorganisms detected in oligotrophic oceans by amplification of nitrogenise (*nifH*) genes. *Appl. Environ. Microbiol.* 64, 3444-3450.

4.3. Material suplementario

Con el fin de aportar pruebas de que durante el paso de los huracanes el agua fría profunda se mezcla con la capa superficial, se incluyó el suplemento 1 en el artículo científico 2. En esta figura, se muestra el comportamiento de la temperatura superficial del mar durante el paso de los huracanes Iván y Wilma, usando el producto de TSM de Reynolds et al., [2007] (ver capítulo 2.1.3). Además, para estimar la profundidad de estas aguas frías, se incluyeron los perfiles verticales de la temperatura del agua promedio, obtenidos de la climatología mensual del Atlas Mundial de los Océanos de 2009 [Locarnini et al., 2010].



Supplement 4.1. (left) Daily optimum interpolation sea surface temperature (SST) products [Reynolds et al., 2007] from the combined AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer) and AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) SST satellite data during the passage of hurricanes Iván (September 2004, top) and Wilma (October 2005, bottom) through the Yucatan basin. (right) Temperature profiles extracted from the monthly climatology of the World Ocean Atlas 2009 [Locarnini et al., 2010] in 20.5°N/83.5°W during September and in 18.5°N/85.5°W during October.

5. Circulación y transporte en la Cuenca de Yucatán

5.1. Circulación superficial y transporte promedio

El régimen de circulación promedio para el periodo 1993-2009 (16 años) obtenido de datos de altímetros (AVISO) mostró el sistema de corrientes superficiales predominante en el noroeste del Mar Caribe y sureste del Golfo de México (Figura 5.1). En este sistema se destacó la corriente del Caribe (CC, [Moores and Maul, 1998; Canton and Chao, 1999; Centurioni and Niiler, 2003; Jouanno et al., 2008]) o Corriente de Caimán [Jouanno et al., 2009]) con una dirección al noroeste, cambiando su trayectoria hacia el oeste cuando entra en la cuenca de Yucatán. Cuando la CC se aproximó a la península de Yucatán cambia su denominación a corriente de Yucatán (CY, [Abascal et al., 2003; Candela et al., 2003]) y su dirección fue hacia el norte-noreste, pasando por el Canal de Yucatán y siguiendo hacia el Golfo de México. Una vez en el Golfo de México, el flujo se dirigió hacia el noroeste, girando en sentido horario en $\sim 26^{\circ}\text{N}/87^{\circ}\text{W}$ hacia el sureste, tomando el nombre de corriente de Lazo (CL) debido a la forma que describe su recorrido [Sturges and Leben, 2000; Romanou et al., 2004]. Pasando los 24°N en dirección sureste la CL se separa en dos direcciones: hacia el este formando la corriente de la Florida (CF, [Johns et al., 2002]) y una rama más pequeña hacia el sur, pasando por el extremo oeste de la isla de Cuba, originando entonces la contracorriente Cubana (CCC, [Ochoa et al., 2001; Abascal et al., 2003]). Una vez que la CCC atraviesa el borde este del Canal de Yucatán, toma la dirección hacia el este, cruzando por el sur de la isla de Pinos, Cuba. Es de destacar además, la formación de los remolinos de circulación anticiclónica, en el centro de la Cuenca de Yucatán (Figura 5.1).

Usando el campo de corrientes del modelo de asimilación MERCATOR (periodo 2007-2009) se distinguió el mismo sistema de corrientes que el mostrado en la altimetría, a pesar de la corta duración de la serie (Figura 5.2a). Sin embargo, la alta resolución espacial de estos datos distinguió ciertas particularidades de este régimen que la altimetría no mostró (Figura 5.2b). Algunos de los rasgos más importantes mostrados por MERCATOR fueron: de los dos jets que cruzaron la cordillera de Jamaica (Figura 5.2a, J1 y J2), se observó que el J2 participó de la circulación de la región suroccidental de Cuba. Cuando J2 alcanzó la Cuenca de Yucatán, giró hacia el norte ayudando en la intensificando la CCC en el sur de la isla de Pinos ($\sim 20.5^{\circ}\text{N}/83^{\circ}\text{W}$) y a la formación del giro anticiclónico A2. Además, el lado este de la CY que no paso por el Canal de Yucatán giró en sentido horario (retroflexión de la CY), formando el remolino A1, mientras otra parte de este flujo tomó la dirección sureste-este incorporándose a la CCC. En esta zona con velocidades relativamente altas (MERCATOR, $0.2\text{-}0.3\text{ m s}^{-1}$), fue donde coincidió el

paso de la CCC con los remolinos de mesoescala. Sin embargo, los datos altimétricos, mostraron este comportamiento desplazado hacia el oeste en los $\sim 20.5^{\circ}\text{N}/84^{\circ}\text{W}$ y con una magnitud algo mayor ($0.3\text{-}0.4\text{ m s}^{-1}$), mostrando entonces a la CCC más influenciada por el giro anticiclónico A1, (Figura 5.2b).

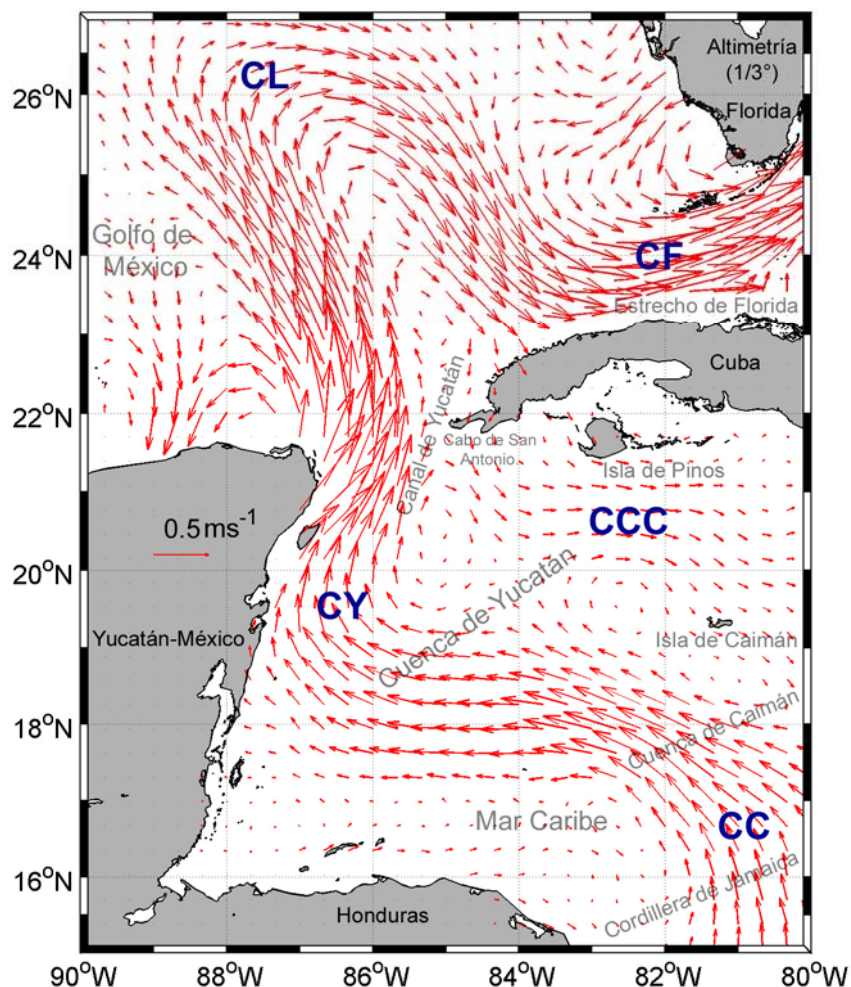


Figure 5.1. Promedio a largo plazo de las corrientes geostroficas en superficie, obtenidas de la altimetría en el período 1993-2009, en donde CC: Corriente del Caribe, CY: Corriente de Yucatán, CL: Corriente de Lazo, CF: Corriente de la Florida y CCC: Contracorriente Cubana.

Otro rasgo de interés fue la circulación ciclónica (C1) observada en el extremo sur occidental de Cuba (Figura 5.2a). Este giro con un diámetro $\sim 160\text{ km}$ no alcanzó a ser reproducido por la altimetría. Al ampliar el dominio de la región se observó un tercer giro anticiclónico (A3) en la región centro-sur de Cuba (Figura 5.3a), que tampoco fue representado por los datos altimétricos (Figura 5.3b).

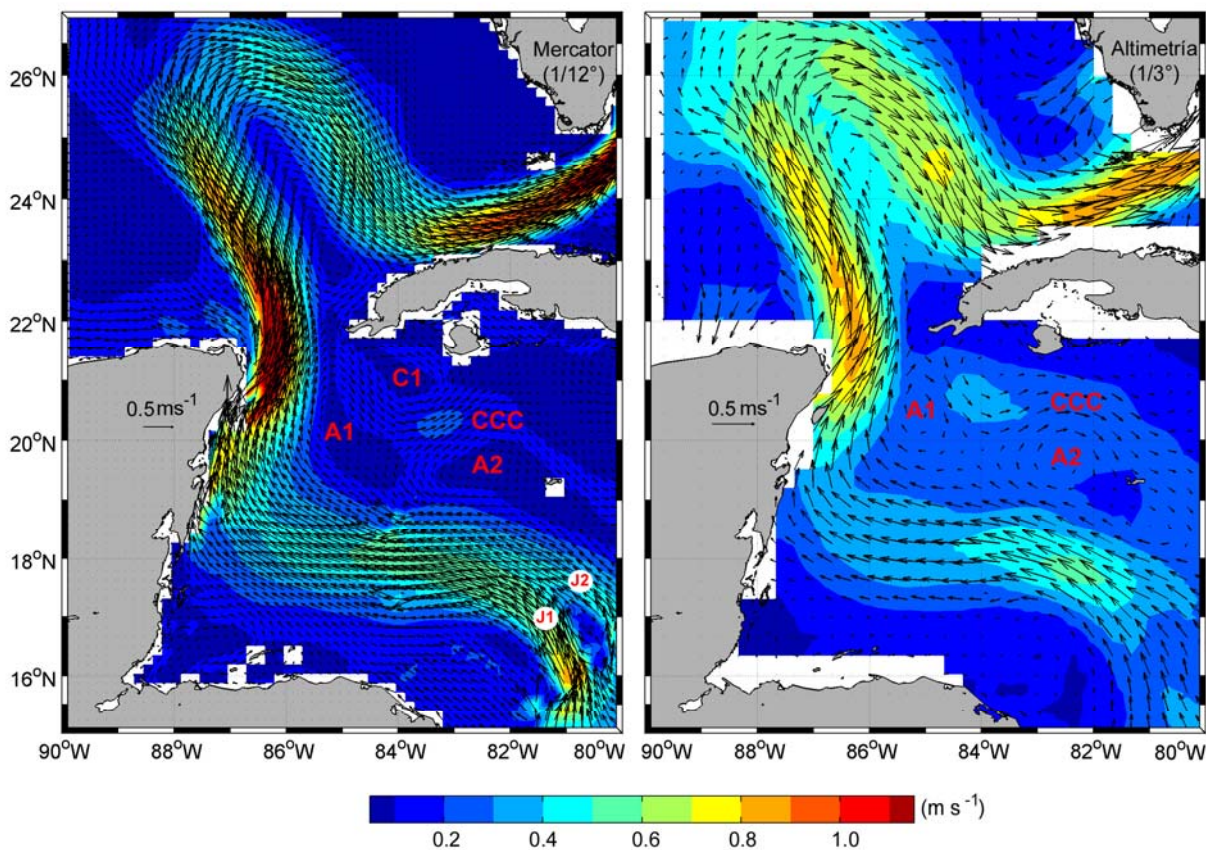


Figure 5.2. Corrientes geostróficas en superficie. (a) Promedio basado en los datos diarios de MERCATOR y (b) los datos semanales de la altimetría, ambos durante el 2007-2009. En colores se muestra la magnitud de la corriente.

El promedio de las corrientes superficiales en todo el sur de la Isla de Cuba (Figura 5.3a), evidenció el recorrido completo de la CCC. Este camino (línea gris transparente) comenzó en la región noroccidental de Cuba, entrando después en la Cuenca de Yucatán con dirección al sureste y pasando entre los remolinos A1 y C1. La contracorriente tomó dirección este en los $\sim 20.5^{\circ}\text{N}/82^{\circ}\text{W}$ cuando pasó por el norte de A2, girando hacia el sureste en las cercanías de la Isla Caimán. A continuación la CCC tomó nuevamente un rumbo este cruzando la Cuenca de Caimán y llegando a Jamaica, donde se dividió en tres flujos: el primero siguió la dirección este por el norte de Jamaica, el segundo se dirigió hacia la costa suroriental de Cuba y el tercero giró en sentido ciclónico hacia el noroeste hasta alcanzar los $\sim 21^{\circ}\text{N}/81^{\circ}\text{W}$. Si bien los datos altimétricos representaron la misma trayectoria para la CCC (Figura 5.3b), no se alcanzó a ver la división de los flujos que presentó MERCATOR cuando la CCC se aproximó a Jamaica (Figura 5.3a). Ambos productos mostraron la dirección predominante de la CCC hacia el

este-sureste, saliendo desde la región noroccidental de Cuba hasta llegar al extremo oeste de Jamaica.

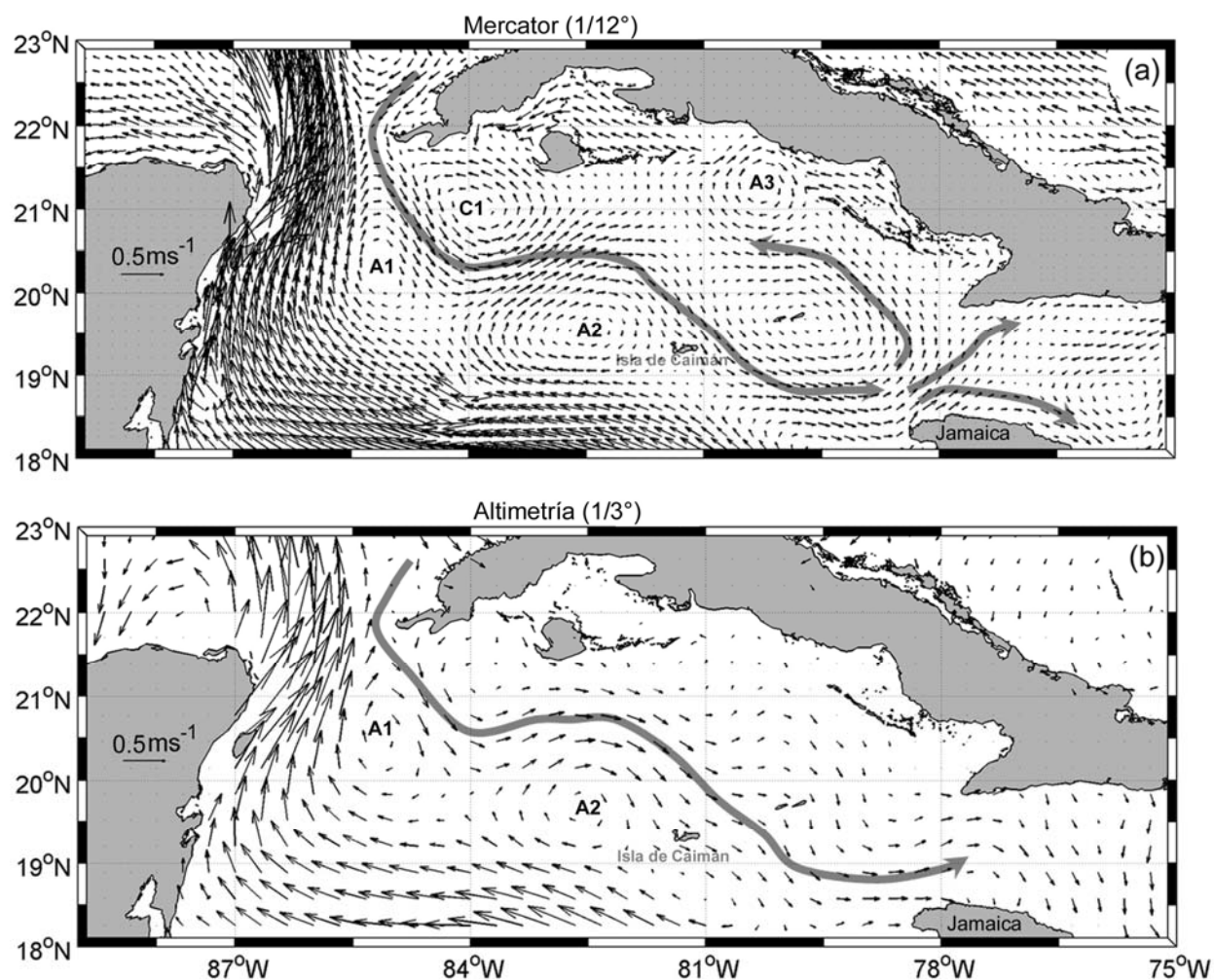


Figure 5.3. Corrientes geostróficas en superficie en el área 18°-23°N y 75°-89°W. (a) Promedio basado en los datos diario de MERCATOR y (b) los datos semanales de la altimetría, ambos durante el 2007-2009. La línea de color gris muestra el recorrido de la CCC desde su nacimiento, hasta la Isla de Jamaica y (a) la trifurcación de su trayectoria.

En el recorrido de la CCC por el sur de Cuba, la región de mayor variabilidad fue observada al suroeste de la Isla Pinos con ± 0.15 a ± 0.3 m s⁻¹, (Figura 5.4a y 5.4b). Además, los valores de la desviación estándar de MERCATOR mostraron una alta variabilidad de la contracorriente desde su nacimiento en la región noroccidental de Cuba hasta su paso por la Cuenca de Yucatán y tres áreas con valores relativamente altos (± 0.18 a ± 0.2 m s⁻¹) al noroeste y sureste de la Isla de Caimán, que coincidieron con la trayectoria de la CCC hacia Jamaica (Figura 5.4a). Tanto en MERCATOR como en la

altimetría, los valores más altos de la energía cinética media (MKE) se presentaron en la Cuenca de Yucatán; al suroeste de la Isla de Pinos; excluyendo de este análisis a los máximos absolutos de MKE de la Corriente del Caribe y la Corriente de Yucatán, (Figura 5.4c y 5.4d). El comportamiento promedio de la MKE, caracterizó el flujo neto de la región. La energía cinética turbulenta promedio alcanzó a ser también alta en esta zona (Figura 5.4e y 5.4f), sumando además dos máximos locales observados al norte de la Isla de Conzumel y al oeste del banco de Chinchorro (Figura 5.4e). Estas áreas han mostrado una fuerte evidencia de la actividad de mesoescala, que influyó la variabilidad del régimen de corrientes a lo largo de la costa del Caribe Mexicano, donde también se reportaron corrientes intensas de 2.4 m s^{-1} al norte de la Isla de Conzumel, [Cetina et al., 2006].

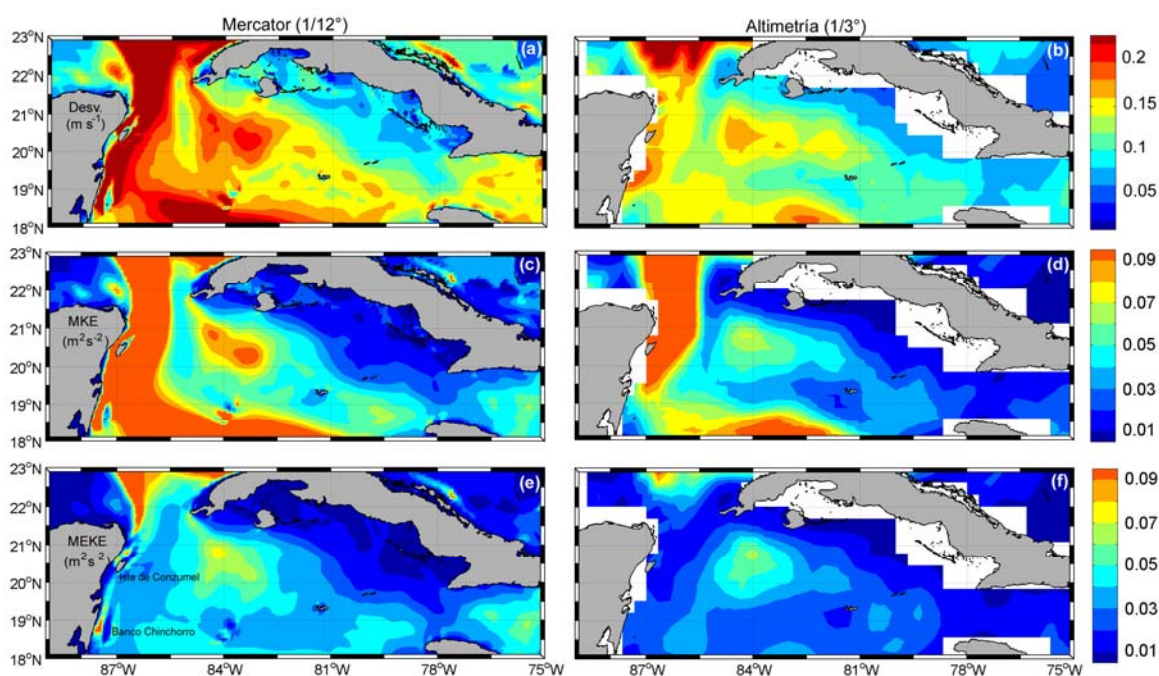


Figure 5.4. (a-b) Desviación estándar promedio de la magnitud de la corriente en superficie, (c-d) energía cinética media y (e-f) el promedio de la energía cinética turbulenta para el período 2007-2009. La columna de la izquierda corresponde a los datos de MERCATOR y la columna de la derecha a la altimetría.

Empleando los datos de MERCATOR, se cálculo del transporte meridional en la sección S1 (Figura 5.5a). En este lugar, se obtuvo un transporte total en sentido norte (hacia el Golfo de México) de $27.9 \pm 3.5 \text{ Sv}$ (Figura 5.5b). Las mayores velocidades de la corriente fueron reportadas en el borde oeste del canal entre 120 y 130 cm s^{-1} , donde

también se observaron altas desviaciones estándares (Figura 5.5c). Este transporte estuvo en el rango de los valores obtenidos con otros modelos y bases de datos (Tabla 5.1).

Hasta la fecha, un grupo de modelos numéricos han representado bien las condiciones del flujo promedio en el Canal de Yucatán en la dirección norte (Golfo de México) y hacia el sur (Mar Caribe) mostrando, además, un transporte uniforme desde la superficie hasta el fondo, en dirección sur, por todo el borde este del Canal Yucatán [Oey *et al.*, 2005, Figura 2a]. Sin embargo, los datos de MERCATOR mostraron la división entre los flujos de la CCC, tanto en sentido sur (capa superficial, 0-250 metros) como por el fondo (400-2000 metros) (Figura 5.5b).

Tabla 5.1. Resumen del transporte en el Canal de Yucatán obtenido de modelos y mediciones in situ.

Referencia	Transporte (Sv \pm Desv.)	Modelos/datos	Resolución espacial
<i>Schmitz and McCartney</i> [1993]	28	Resumen de modelos y datos hidrográficos	
<i>Ochoa et al.</i> , [2001]	25	Estimación geostrófica con datos in situ	
<i>Sheinbaum et al.</i> , [2002]	23.8 \pm 1	Datos in situ	-
<i>Johns et al.</i> , [2002]	28.3	NRL Layered Ocean Model	1/4°
<i>Oey et al.</i> , [2003]	25-27 \pm 3	POM	10 km
<i>Candela et al.</i> , [2003]	27.5 \pm 4	CLIPPER	1/6°
	29.1 \pm 3	OPA-PAM	1/12°
<i>Morey et al.</i> , [2003]	32	NCOM	5 km
<i>Shen and Tang</i> [2003]	26	CANDIE	18 km
<i>Romanow et al.</i> , [2004]	27 \pm 3	MICOM	1/12°
<i>Jouanno et al.</i> , [2008]	23.4 \pm 1.2	REF	1/15°
	20.3 \pm 1.2	NOSLIP	1/15°
	21.6 \pm 0.9	MEAN	1/15°
	23.8 \pm 1.3	VISC	1/15°
	28.2 \pm 1.4	COARSE	1/3°

En dirección sur (hacia el Mar Caribe) el transporte total en todo el Canal de Yucatán fue de 4.37 \pm 2.6 Sv (Tabla 5.2, serie S1-T), localizándose las mayores velocidades en superficie (10-15 cm s⁻¹) en el lado este del canal (Figura 5.5b, área sombreada de color gris entre 0-250 metros). En este lado del canal las desviaciones estándares estuvieron entre \pm 15 cm s⁻¹ y \pm 35 cm s⁻¹ (Figura 5.5c) y el transporte fue de 1 \pm 1.02 Sv (Tabla 5.2, serie

S1-C). El mayor transporte en sentido sur (3.45 ± 2.7 Sv) se realizó por todo el borde este del canal desde la superficie hasta el fondo, mientras por el borde oeste (serie, S1-W) se transportaron por la subsuperficie 0.91 ± 0.73 Sv.

Tabla 5.2. Transporte promedio calculado en las secciones S1 y S2 (Figura 5.5a) en diferentes direcciones y áreas. Las series de transporte sombreadas en color gris, representan el transporte promedio de la Contracorriente Cubana cuando pasó por el Canal de Yucatán (S1-E) y atravesó la Cuenca de Yucatán (S2-C).

Series de transporte	Dirección del transporte	Área Posición	Profundidad (metros)	Transporte (Sv)		
				Promedio	Desv. estándar	Máximo absoluto
S1-CY	norte	todo el canal	0-2000	27.9	± 3.5	38.5
S1-T	sur	todo el canal	0-2000	4.37	± 2.6	13.8
S1-C	sur	85°/85.6° W	0-250	1.00	± 1.02	5.8
S1-E	sur	85°/85.6° W	0-2000	3.45	± 2.7	12.9
S1-W	sur	85.6°/86.7° W	0-2000	0.91	± 0.73	4.1
S1-fondo	sur	todo el canal	1000-2000	1.41	± 0.8	4.9
S2	este	19.5°/21.0° N	0-2000	1.6	± 0.9	4.0
S2-C	este	19.5°/21.0° N	0-250	0.65	± 0.47	2.2
S2-fondo	este	19.5°/21.0° N	2000-4500	0.26	± 0.2	1.1
S2-T	este	19.5°/21.0° N	0-4500	1.89	± 1.0	4.6

En la sección S2 la posición de la CCC fue observada entre los 19.5°-21°N, extendiéndose hasta los 2000 metros de profundidad, con velocidades de 5 a 20 cm s⁻¹ en los primeros 1000 metros (Figura 5.5d, área sombreada de color gris), donde también se reportaron las mayores desviaciones estándares (Figura 5.5e). Entre 1000-2000 metros, las velocidades fueron bajas (0-5 cm s⁻¹). El transporte zonal promedio en sentido este fue de 1.6 ± 0.9 Sv (Tabla 2, serie S2) y en los primeros 250 metros se transportaron 0.65 ± 0.47 Sv (S2-C). Por el fondo, entre los 2000 m y 4500 m (S2-fondo) se transportaron sólo 0.26 ± 0.2 Sv (no se muestra la figura). En el nivel de 1000 metros la CCC mantuvo su recorrido desde la región noroccidental de Cuba, pasando por la Cuenca de Yucatán (velocidades máximas de 5 cm s⁻¹), siguiendo por la Cuenca de Caimán y llegando finalmente al norte de Jamaica y el sur-oriente de Cuba (Suplemento 5.1).

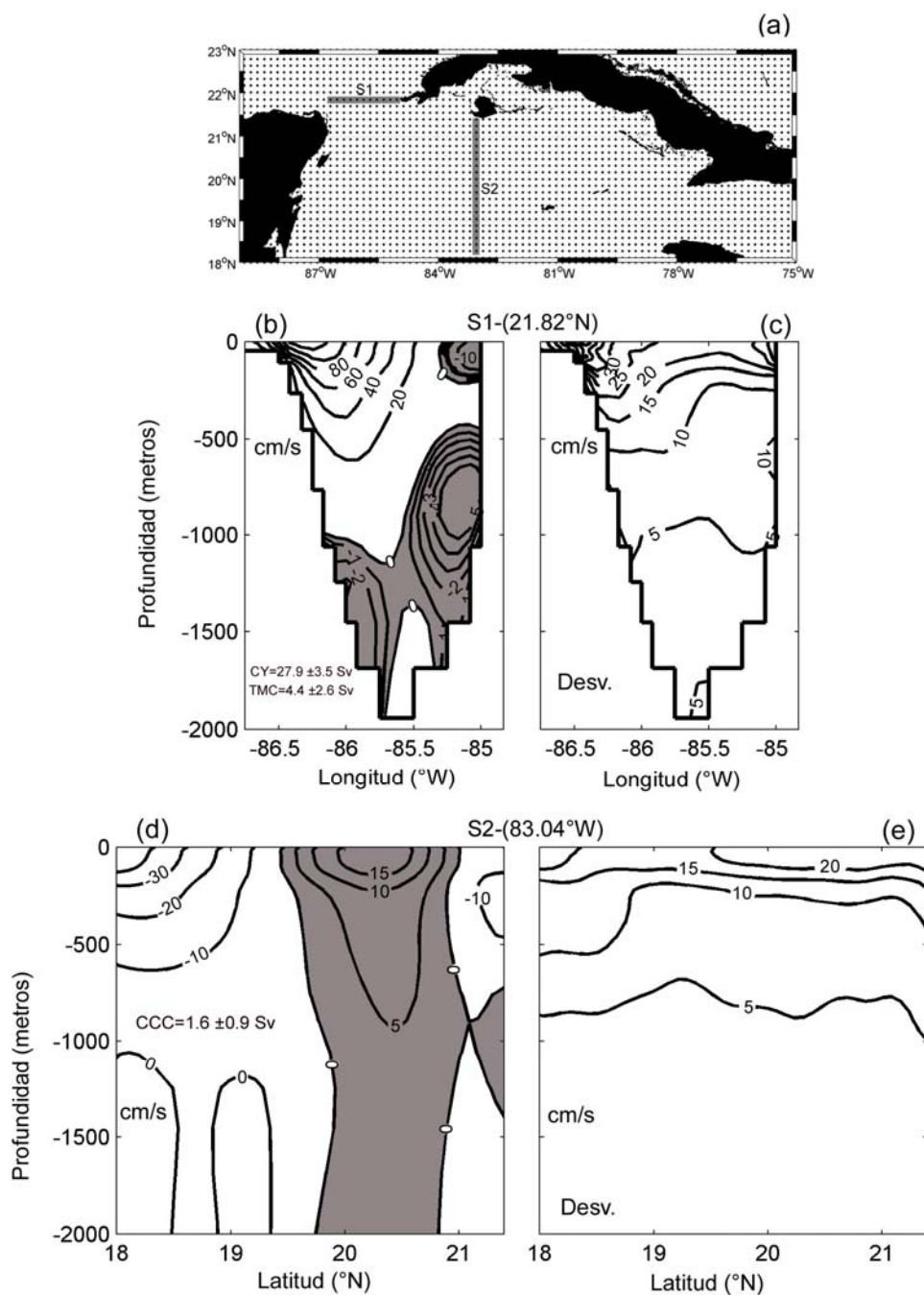


Figure 5.5. (a) Secciones verticales utilizados para calcular las velocidades medias y el transporte a través del Canal de Yucatán (S1) y la Cuenca de Yucatán (S2) con los datos de MERCATOR en el período 2007-2009. (b) Velocidad media y (c) la desviación estándar en el Canal de Yucatán. (d) Velocidad media y (e) la desviación estándar en la Cuenca de Yucatán. Las unidades de la velocidad de la corriente están cm s^{-1} . La zona gris sombreada muestra la corriente en dirección hacia el sur en (b) y hacia el este en (d).

5.2. Promedio mensual de la circulación superficial

El promedio mensual de las corrientes geostróficas, derivadas de la altimetría mostró la dirección y el recorrido de la CCC similar a las condiciones promedios (Figura 5.6, vectores). Además, la altura absoluta del nivel del mar reveló la presencia casi permanente de los remolinos A1 y A2 (Figura 5.6, contorno en colores). Sin embargo, durante algunos meses este comportamiento fue algo diferente. Por ejemplo, en Noviembre la CCC pasó por el borde este del Canal de Yucatán hacia la Cuenca de Yucatán, pero no llegó a la Isla de Caimán, mientras en Diciembre no se observó el paso de la contracorriente por el Canal de Yucatán y el remolino A1 no se formó al igual que en Marzo. Aunque durante Noviembre y Diciembre la contracorriente llegó finalmente a Jamaica, los datos altimétricos mostraron que esto fue debido al aporte que realizó la CC a la circulación en la región suroccidental de Cuba, cuando ésta atravesó la cordillera de Jamaica y giró en sentido horario en $\sim 83^{\circ}\text{W}$, tomando después la dirección sureste.

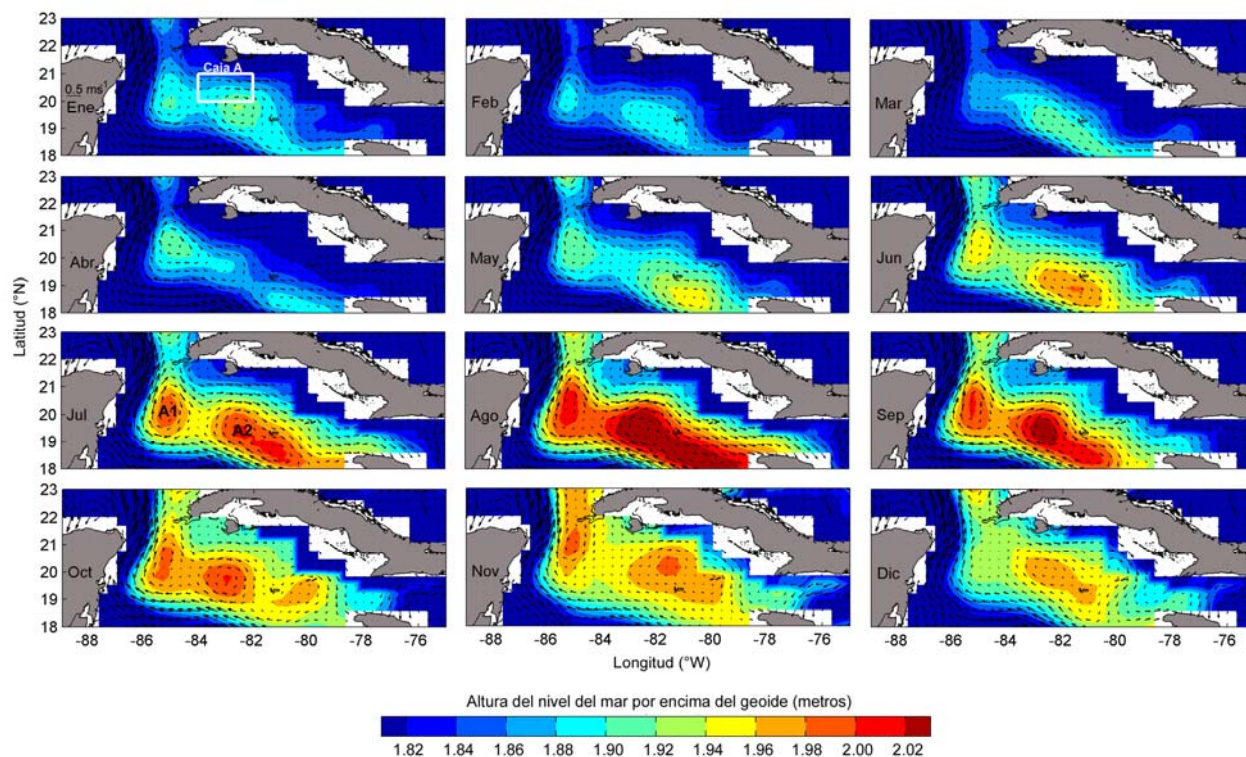


Figure 5.6. Promedio mensual a largo plazo de las corrientes geostróficas en superficie (vectores) y la altura de la superficie del mar por encima de geode (color de contorno) obtenidos a partir de datos de altimetría durante 1993-2009. La caja A muestra la región donde se extrajeron las series tiempo graficadas en la Figura 5.7.

Un análisis análogo fue realizado con MERCATOR para el nivel de superficie (Suplemento 5.2). Para estos datos el promedio mensual de Febrero a Octubre registró un

comportamiento muy parecido al de los datos altimétricos, destacando al mes de Agosto con la circulación más intensa. Durante Noviembre la circulación al oeste de la Cuenca Yucatán coincidió con la altimetría, pero hacia el lado este fue diferente, pues presentó un flujo en dirección noroeste. Otras diferencias mostraron que en Diciembre y Enero la CCC no se observó en el Canal de Yucatán y al sur de Cuba. En estos meses todo el flujo superficial tuvo una orientación hacia el noroeste. Además, en los meses de Septiembre a Diciembre la circulación entre la zona sur oriental de Cuba y la Isla de Jamaica fue hacia el oeste con mayor intensidad en Noviembre y Diciembre. La entrada de aguas por este lugar determinó el régimen de circulación en toda la costa sur de Cuba y las Cuencas de Yucatán y Caimán.

En general, con los datos de AVISO y MERCATOR fueron observadas las mayores alturas del nivel del mar durante Julio-Septiembre, mostrando además, una circulación anticiclónica más intensa; para A2; en las cercanías de la Isla de Caimán (Figura 5.6 y suplemento 5.2). Durante este periodo también se reportaron las mayores velocidades en superficie de la CCC. De forma contraria, durante los meses de invierno (Enero-Marzo) la altura disminuyó, presentándose sus valores mínimos y una contracorriente más débil, aunque presente en la altimetría pero ausente en los datos de MERCATOR. El promedio anual de la altura absoluta del nivel del mar, la magnitud de la corriente, la velocidad zonal y meridional de la corriente y la MKE y MEKE realizado en el caja A, confirmaron que durante los meses de verano la CCC fue más intensa, siendo Agosto y Septiembre los meses donde se reportaron los máximos en la totalidad de las variables (Figura 5.7 a-d). Los valores mínimos se extendieron del otoño al invierno, con los mínimos absolutos de la velocidad zonal y meridional de la corriente superficial en Noviembre (Figura 5.7c). El comportamiento mostrado por las variables analizadas respondió de forma directa al ciclo anual del transporte en el Mar Caribe, cuyos mínimos se registraron de Septiembre-Diciembre, debido al desarrollo de una celda de circulación ciclónica al sur de las Antillas Menores ($\sim 10^{\circ}\text{N}$) que bloqueó la entrada de agua al Caribe [Johns *et al.*, 2002]. A este comportamiento se le adicionó la influencia que ejerció la TSM en la región de estudio, debido al desarrollo de la poza de agua cálida del Atlántico, durante Junio-Octubre. El incremento de la TSM por encima de los 28.5°C (Figura 5.7e), produjo un aumento del gradiente de presión horizontal en la Cuenca de Yucatán, que incremento la altura del mar y por consiguiente la intensificación de la CCC.

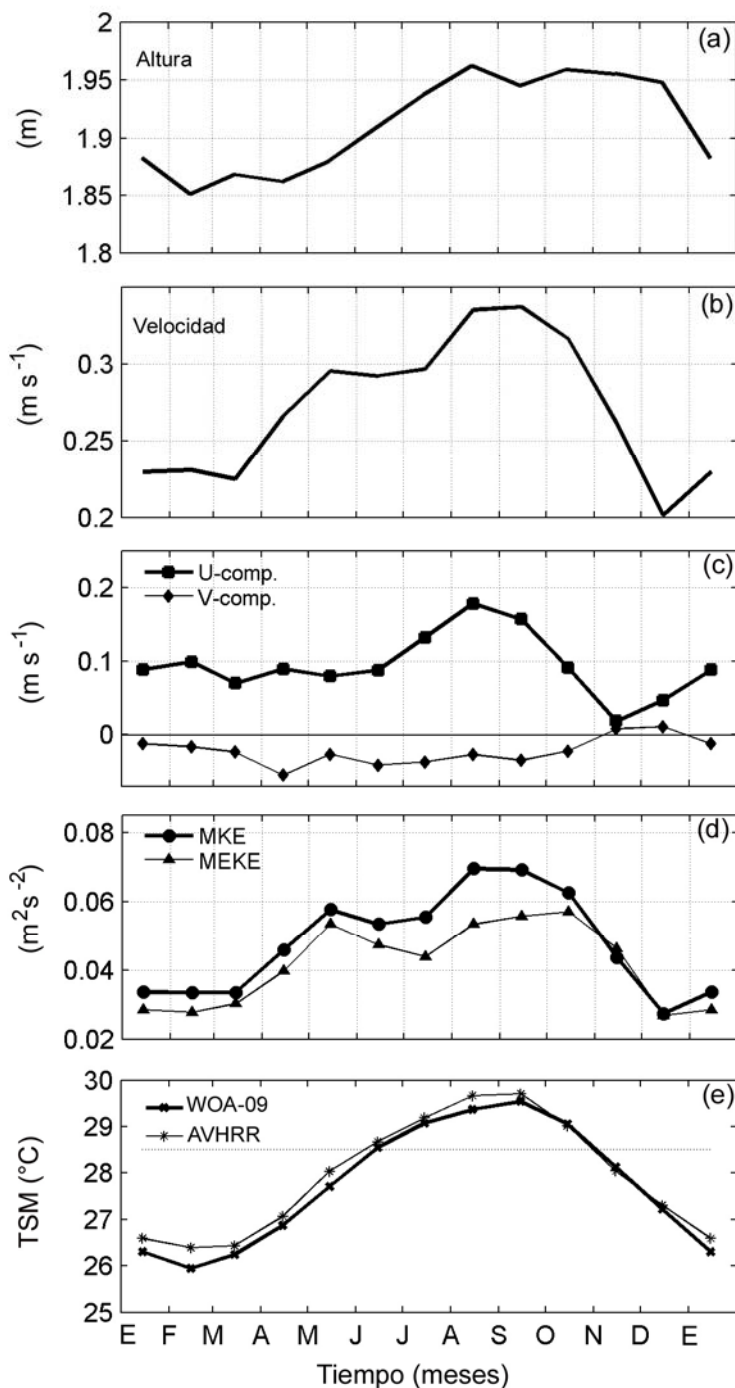


Figure 5.7. Series de tiempo mensuales obtenidas del promedio de los datos semanales de la altimetría durante 1993-2009 en la caja A (Ver Figura 5.6 para su ubicación). (a) Altura de la superficie del mar, (b) la magnitud de la corriente superficial, (c) velocidad zonal y meridional de la corriente y (d) energía cinética media y turbulenta. (e) Climatología mensual de la TSM del Atlas Mundial de los Océanos 2009 y la TSM satelital de AVHRR (1993-2009), extraídas también en la caja A.

5.3. Transporte mensual de la contracorriente cubana con datos de modelo Mercator

La posición vertical de la CCC al sur de Cuba no mostró gran variación durante el ciclo anual (Figura 5.8). Exceptuando los meses de Noviembre y Diciembre; donde la rama superficial fue débil y en algunos momentos desapareció; su presencia fue observada siempre desde la superficie hasta los 2000 metros de profundidad, con un ancho que varió desde ~200 km (19°N-21°N) en Agosto, a menos de ~100 km en Noviembre y Diciembre (Figura 5.8a, región sombreada de color gris). Las velocidades máximas se registraron en los primeros 200 metros de Mayo a Octubre (0.20-0.35 m s⁻¹), con un máximo absoluto en este último mes de 0.38 m s⁻¹. Durante este periodo se registró también el transporte máximo de la CCC, con un valor máximo absoluto en Junio de 2.23 ±0.8 Sv, mientras los mínimos fueron en Noviembre y Diciembre con 0.6 ±0.5 Sv y 0.4 ±0.3 Sv, respectivamente (Figura 5.8b, serie S2).

El ciclo anual del transporte, calculado para cada año por separado mostró al 2007 (Figura 5.9b, serie S2-2007) con los mayores valores del transporte en Julio (3.1 ±0.3 Sv) y Septiembre (3.2 ±0.4 Sv), mientras que la curva del 2009 (Figura 5.8b, serie S2-2009) registro los menores valores. Durante los tres años el transporte mínimo coincidió en Noviembre y Diciembre.

Una buena correspondencia fue observada entre los valores mínimos (Noviembre y Diciembre) del ciclo anual promedio del transporte de la CCC, cuando cruzó por el Canal de Yucatán y pasó por el sur de Cuba (Figura 5.9a). Este cálculo mostró, además, la similitud del ciclo anual del transporte total en el Canal de Yucatán en sentido hacia el Mar Caribe (S1-T) y la del transporte sólo por el lado este del Canal de Yucatán (serie, S1-E, definida en la tabla 5.2), significando este último, en promedio, el 78% del transporte de S1-T, sin tener en cuenta a Diciembre que sólo representó el 41%. En el promedio del transporte diario para Diciembre durante los tres años de datos de MERCATOR (2007, 2008 y 2009), no se observó la rama superficial de la CCC en la sección S1, aunque los datos diarios usados para este análisis mostraron la presencia de este flujo (débil) durante 13 días en el 2007, 2 días en el 2008 y 6 días en el 2009 (Figura 5.9b-9d). La ausencia de este flujo en la sección S1 (Diciembre), produjo una disminución en el transporte en S1-E y S2 (Figura 5.9a). Además en estos meses el mayor transporte en S1 fue por el borde oeste del Canal de Yucatán entre los 1000 y 1800 metros de profundidad, con velocidades muy bajas (0.02-0.05 m s⁻¹) y transporte de ~1 Sv. Adicionalmente, durante Enero y Febrero la rama superficial de la CCC en S1 mostró poca presencia (Suplemento 5.3).

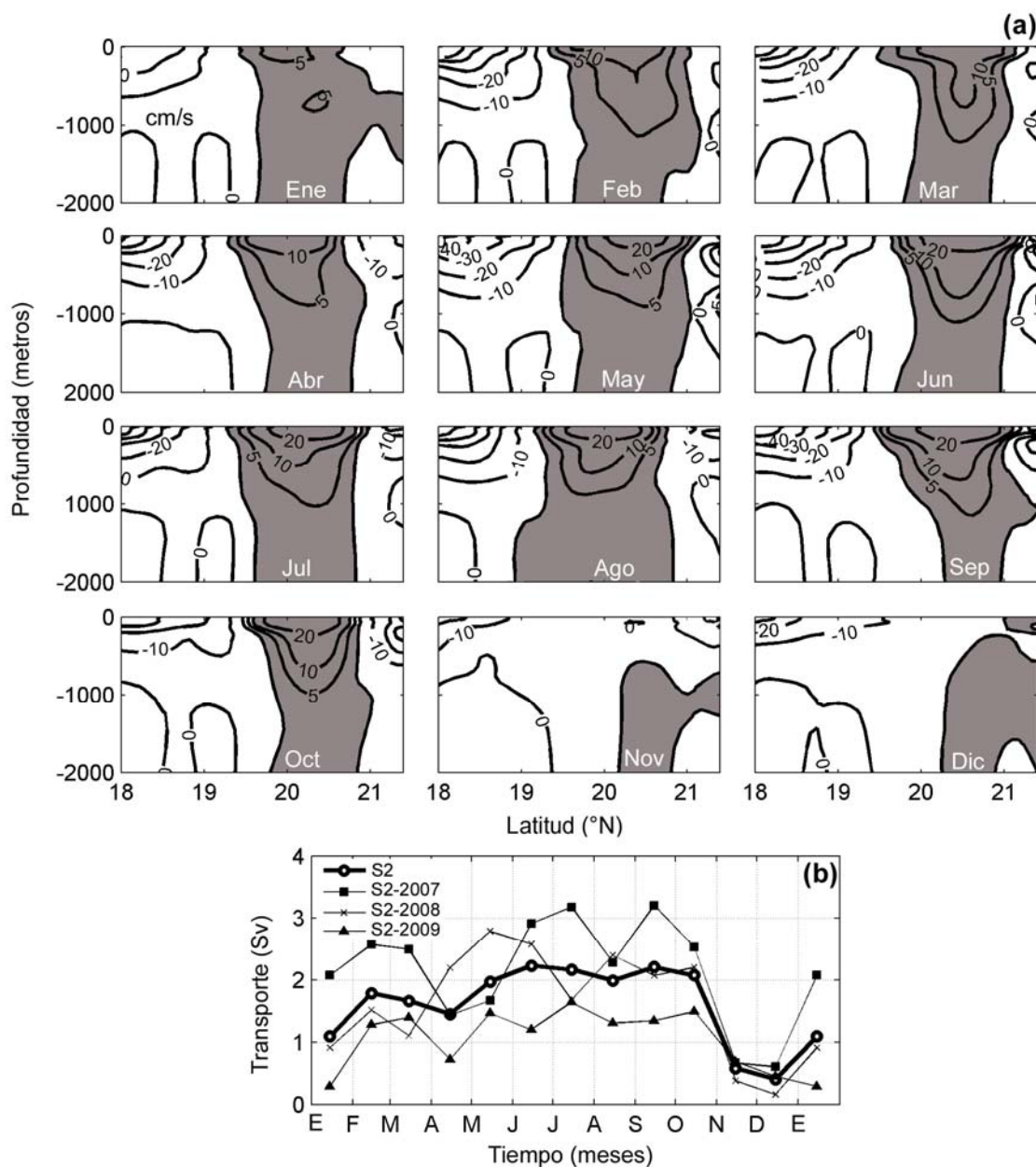


Figure 5.8. (a) Promedios mensuales de la velocidad zonal (cm s^{-1}) en la sección S2 (Figura 5.5a) con los datos diarios de MERCATOR ($1/12^\circ$), para el período 2007-2009. La zona gris sombreada representó el flujo hacia el este y se utilizó para calcular el ciclo de transporte anual presentado en (b).

Por el contrario, durante el periodo de máximo transporte de las series S1-T y S1-E (Figura 5.9a, Marzo a Agosto), la diferencia con S2 estuvo en el orden de 1.5-4 Sv. Estos meses de máximo transporte hacia el Mar Caribe coincidieron con los momentos de mayor transporte de la Corriente de Yucatán hacia el Golfo de México (Figura 5.9e).

Después de producirse el transporte mínimo de la Corriente de Yucatán en Septiembre (Figura 5.9e), sus valores comenzaron a ascender, mientras el transporte hacia el Caribe Mar Caribe en dirección sur (S1-T y S1-E) y este (S2) disminuyeron (Figura 5.9a). Esta diferencia en el ciclo anual pudiera ser un reflejo del proceso de compensación de las aguas entre el Mar Caribe y Golfo de México.

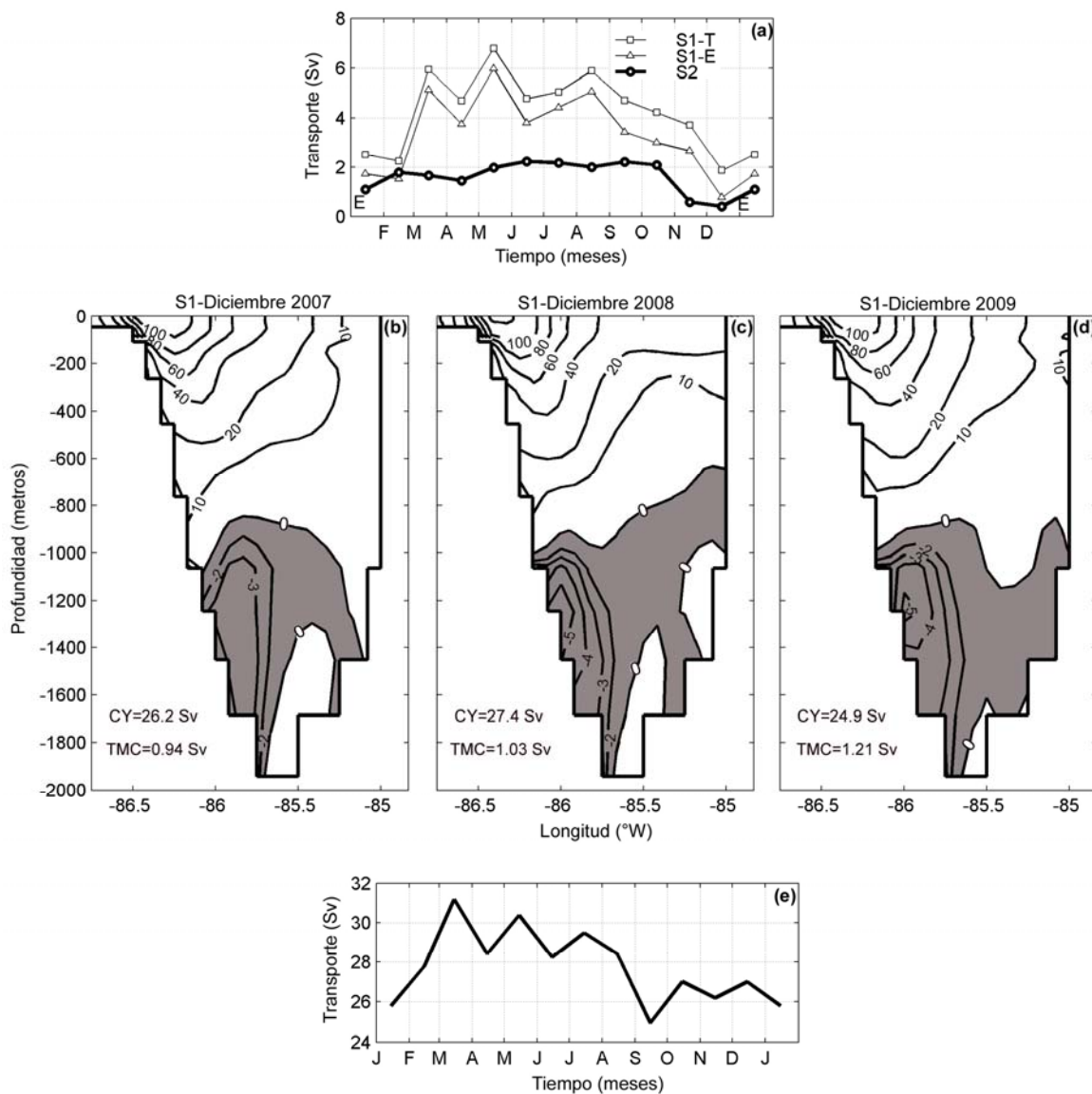
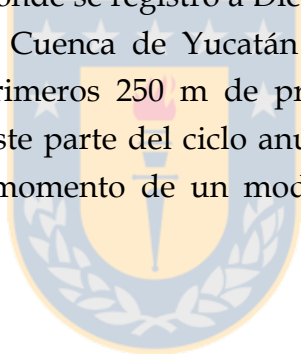


Figure 5.9. (a) Ciclo anual del transporte en la sección S1 (Mercator 1/12°), divididos en las series del transporte total en dirección al Caribe (S1-T) y la del transporte por el borde este del Canal de Yucatán (S1-E, definida en la tabla 5.2). Ambas series se presentaron con signo positivo para hacer posible el análisis comparativo con la curva S2 que mostró el ciclo anual del transporte de la sección S2 (véase la Figura 5.8b). (b, c, d) Promedio mensual de la velocidad meridional (cm s⁻¹) en diciembre del 2007, 2008 y 2009. (e) Ciclo

anual del transporte de la Corriente de Yucatán (periodo 2007-2009). La zona gris sombreada en (b-d) representa la dirección del flujo hacia el sur.

Teniendo en cuenta el comportamiento promedio y anual de las corrientes superficiales en la región de estudio (usando los datos de AVISO y MERCATOR), junto con el ciclo anual del transporte, fue elaborado un modelo conceptual que resumió las características y peculiaridades del régimen de corrientes en la Cuenca de Yucatán (Figura 5.10). Durante el periodo de máximo transporte e intensificación del régimen de corrientes en el nivel de superficie (a finales del invierno y hasta el verano), se destacó el sistema de corrientes principales de esta región (CC, CY, CL y la CF) y los flujos menores como el jet-2 de la CC y la retroflexión o retorno de la CY. A este grupo, se sumó la Contracorriente Cubana (CCC), con su recorrido promedio en la dirección este, mostrando según MERCATOR la trifurcación del flujo al llegar a Jamaica. Además, se muestra la presencia cuasi permanente de los remolinos de mesoescala de tipo ciclónico (C1) y anticiclónicos (A1, A2 y A3). Sin embargo, durante el periodo de mínimo transporte (Noviembre-Enero), donde se registró a Diciembre con los mínimos absolutos, el régimen de circulación en la Cuenca de Yucatán cambió, desapareciendo la rama superficial de la CCC en los primeros 250 m de profundidad, tanto en el Canal de Yucatán como al sur de Cuba. Este parte del ciclo anual necesita mayor investigación y por tanto prescindimos por el momento de un modelo conceptual que describa este comportamiento.



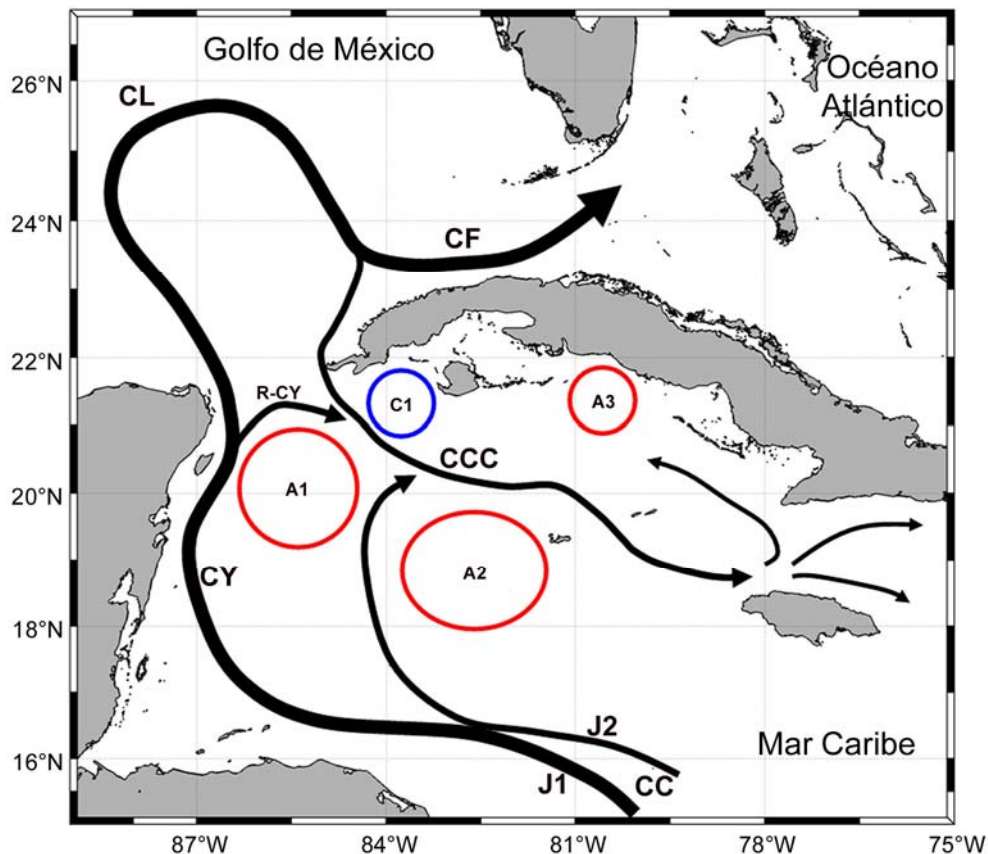
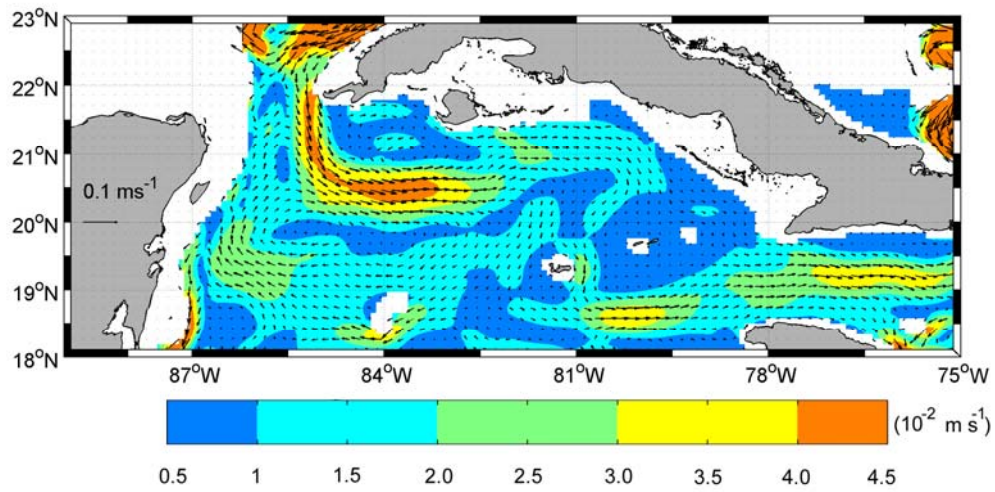


Figura 5.10. Modelo conceptual del régimen de circulación en el noroeste del Mar Caribe que representa las condiciones promedio y el momento máximo del ciclo anual de transporte. Los círculos de color rojo son remolinos anticiclónicos y el azul es ciclónico (hemisferio norte).

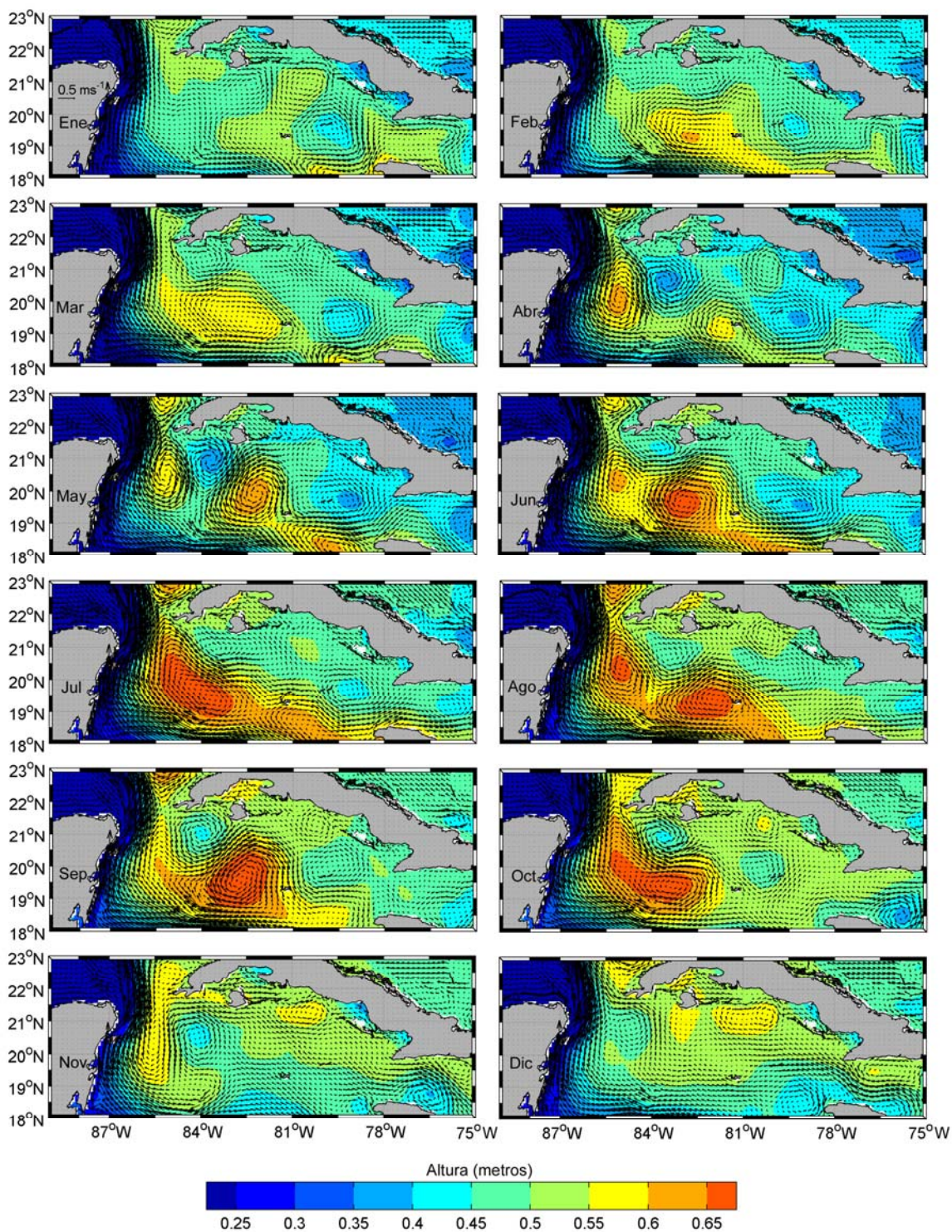
5.4. Material suplementario

Como complemento al trabajo realizado en este capítulo, se adicionaron los suplementos 5.1, 5.2 y 5.3. En estos el recorrido de la Contracorriente Cubana en los 1000 metros de profundidad (suplemento 5.1) y el promedio mensual de la circulación superficial en el norte de Mar Caribe, obtenido de MERCATOR (suplemento 5.2). Además, se adicionó el promedio mensual del transporte en el Canal de Yucatán, calculado igualmente con las salidas del modelo de asimilación MERCATOR (suplemento 5.3).

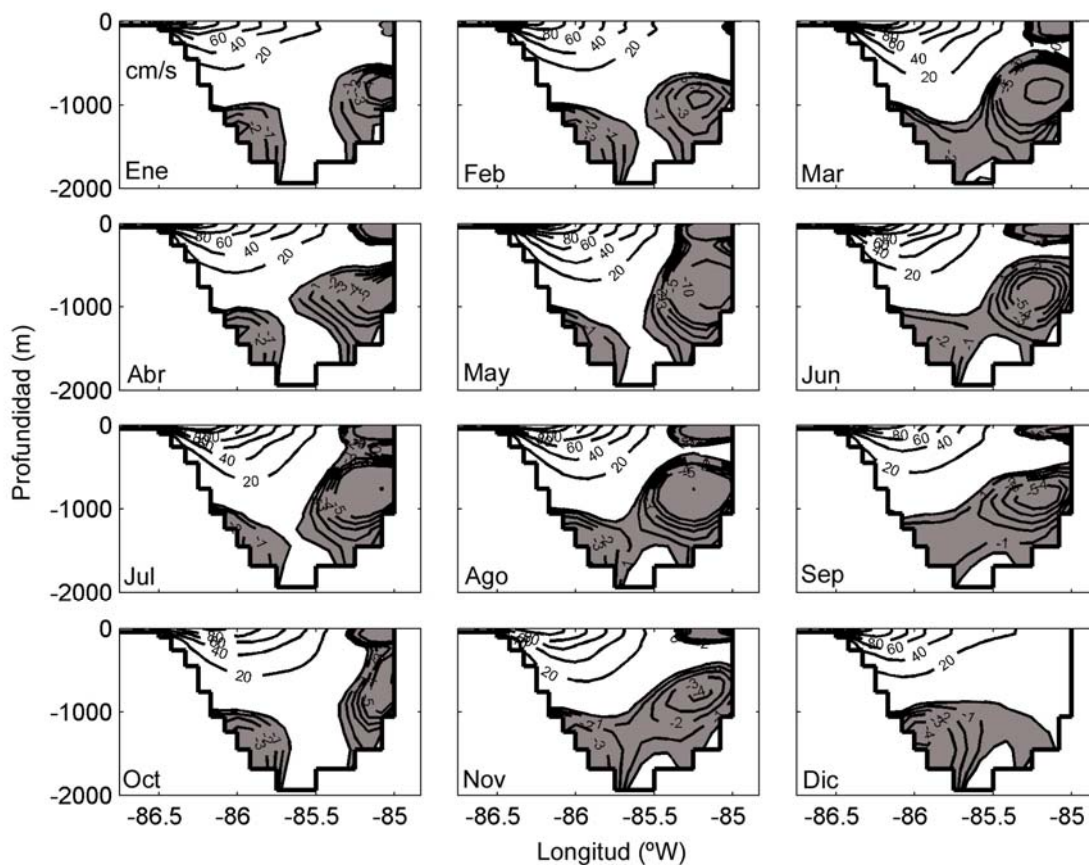


Suplemento 5.1. Corrientes geostóficas promedio en el nivel de 1000 metros, basada en los datos diarios de MERCATOR, durante el periodo 2007-2009. En colores se muestra la magnitud de la corriente en m s^{-1} .





Suplemento 5.2. Promedio mensual de las corrientes geostóficas en superficie (vectores) y la altura de la superficie del mar (color de contorno) obtenidos de MERCATOR (1/12°) durante 2007-2009.



Suplemento 5.3. Promedios mensuales de la velocidad meridional (cm s^{-1}) en la sección S1 (Figura 5.5a) con los datos de MERCATOR ($1/12^\circ$) para el período 2007-2009. La zona gris sombreada representa el flujo hacia el sur.

6. Hidrografía y su relación con el viento y las corrientes marinas

Con el objetivo de estudiar el proceso de hundimiento de las aguas en la costa suroccidental de Cuba y definir sus características hidrográficas, se analizaron 11 cruceros oceanográficos (Capítulo 2.1.4). Además, se seleccionaron los perfiles hidrográficos del crucero CIP, realizado durante Abril 2005, presentándose como un estudio de caso. En este caso de estudio, se calcularon las corrientes geostróficas y adicionalmente se calculó el esfuerzo del viento y el bombeo y transporte de Ekman para los días del crucero, pues ambos procesos (bombeo y transporte de Ekman) también pueden provocar un hundimiento/afloramiento de las aguas.

6.1. Hidrografía de la región occidental de Cuba

Del total de 11 cruceros hidrográficos realizados en la región occidental de Cuba (Tabla 2.1, Figura 2.3), 7 se ejecutaron durante el periodo de primavera-verano (Abril-Septiembre) y 4 en el otoño-invierno (Octubre-Marzo). El comportamiento vertical de la temperatura del agua (Figura 6.1a) reflejó la diferencia entre las estaciones del año, mostrando una termoclina estacional que varió desde los 26°C en invierno hasta 30°C en verano y se extendió hasta ~100 metros de profundidad. En los cruceros de invierno la temperatura se comportó de forma homogénea hasta ~100 m, mientras en el verano esta capa fue menor (~50 m). A partir de los 100 m la temperatura del agua comenzó a descender hasta los 1000 m.

Si bien los perfiles de la salinidad del agua mostraron igualmente una diferencia en los primeros 100 m de la columna de agua (Figura 6.1b), esta desigualdad no puede ser explicada con los procesos de evaporación/precipitación o con el aporte fluvial local. Su comportamiento fue relacionado con la influencia de la masa de agua superficial del Caribe (ASC), caracterizada por un mínimo salino en superficie debido al aporte de los ríos Orinoco y Amazonas [Hernández-Guerra 2000; Rehein et al.,2005]. Las salinidades menores en superficie (35.8-36.0 psu) correspondieron a las estaciones realizadas en la región suroccidental de Cuba (noroeste del Mar Caribe), mientras, las salinidades más altas en superficie (36.2-36.5 psu) fueron reportadas en los cruceros realizados en la costa noroccidental de Cuba (sureste del Golfo de México), debido a la menor influencia de las aguas superficiales del Caribe y al mayor aporte de las aguas superficiales del Atlántico norte. Los mínimos absolutos de la salinidad registrados entre 35-35.5 psu (Figura 6.1b, puntos dispersos a la izquierda del comportamiento predominante entre 0-400 m) correspondieron al crucero Ulises realizado en Abril 1996 en la región suroccidental de Cuba.

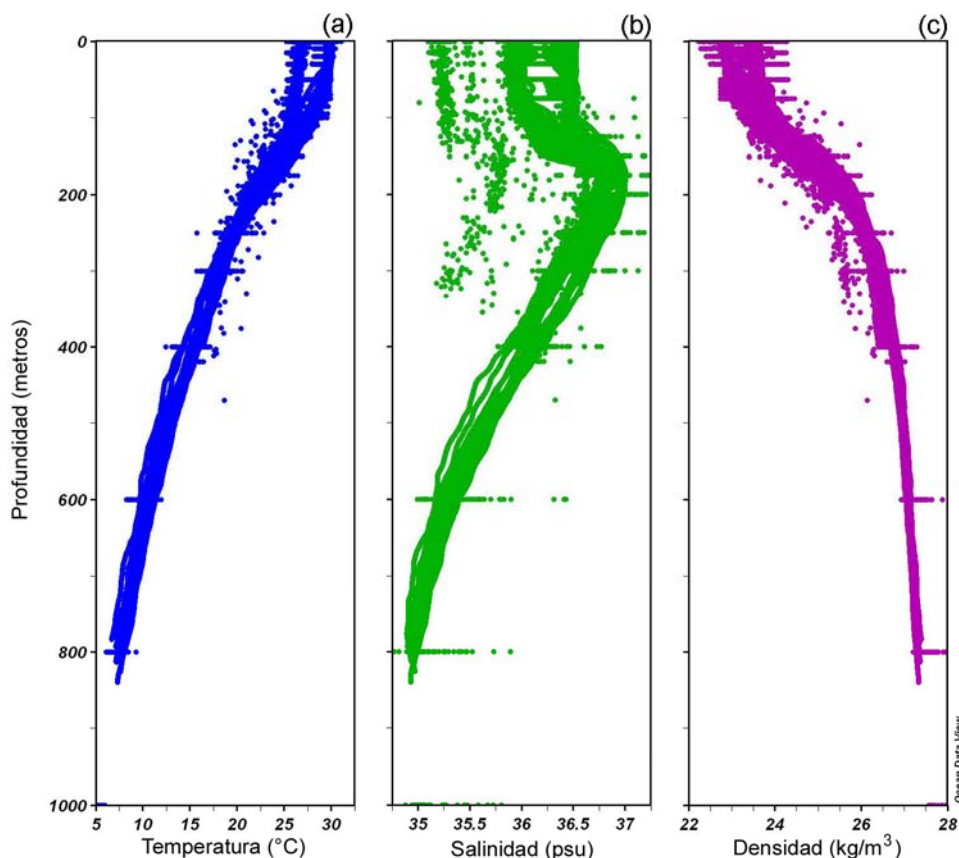


Figura 6.1. (a) Perfiles de temperatura, (b) salinidad y (c) densidad del agua de las 333 estaciones realizadas en la región noroccidental y suroccidental de Cuba (ver figura 2.3 para su ubicación) en el periodo 1994-2005.

La densidad del agua respondió a los cambios de la temperatura, mostrando igualmente una diferencia en sus valores en los primeros 50 m (Figura 6.1c). Las densidades menores (22.5-23 sigma-t) se reportaron durante los cruceros de verano, debido a las altas temperaturas; las mayores (23-24 sigma-t) fueron observadas en el invierno, cuando las temperaturas descendieron hasta los ~26°C. A partir de los 100 m, la densidad del agua aumenta con la profundidad, en respuesta al descenso de la temperatura del agua.

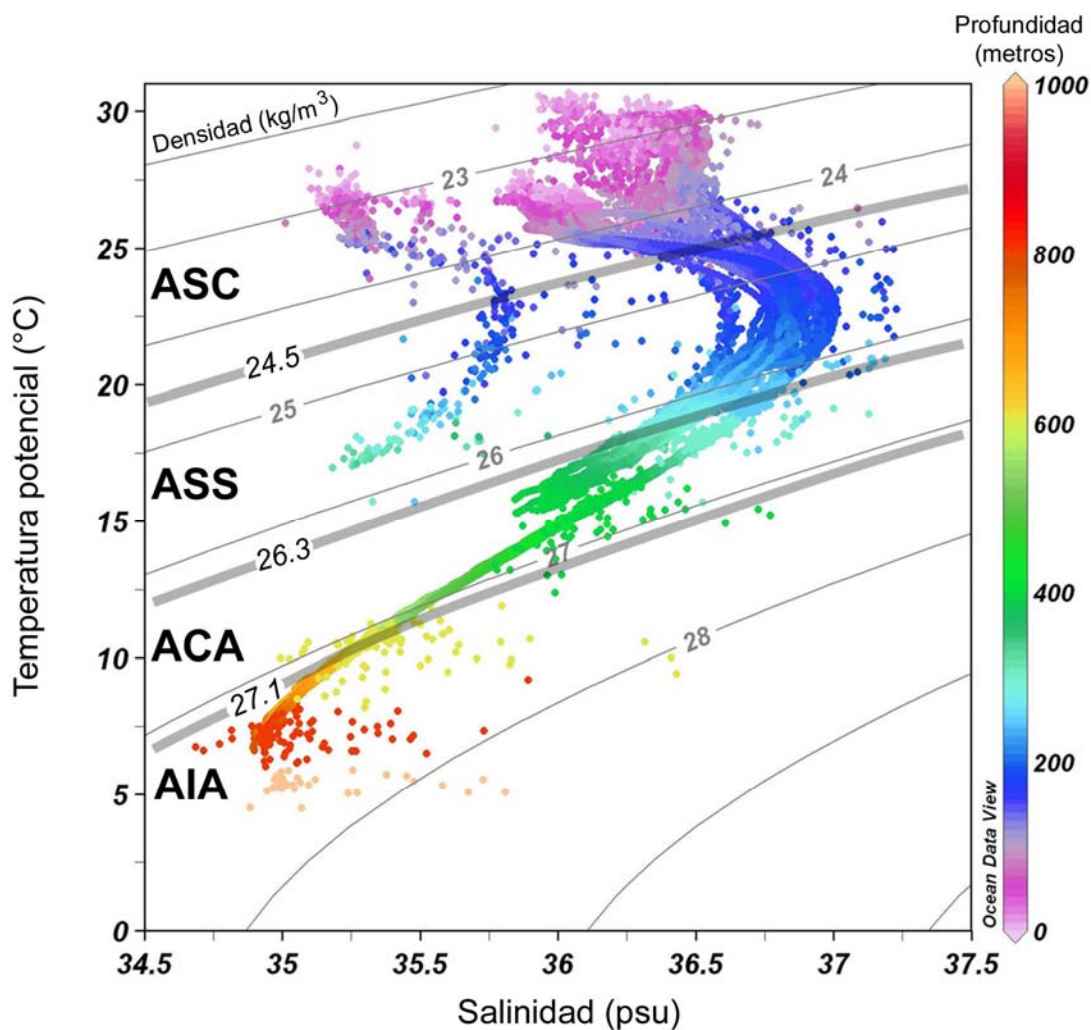


Figura 6.2. Masas de agua presentes en la zona de estudio. ASC: Agua superficial del Caribe, ASS: Agua subsuperficial subtropical, ACA: Agua central del Atlántico y AIA: Agua intermedia Antártica. Las líneas de color gris finas representan los valores de la densidad del agua y las grises gruesas los límites de las masas de agua.

Usando todos los datos de temperatura (la temperatura in situ se convirtió en temperatura potencial, estando los registros no afectados por la presión) y salinidad, se construyó un diagrama T/S para la identificación de las masas de agua, adicionando además las isopícnas (Figura 6.2). Este resultado permitió identificar las siguientes masas de agua en la región occidental de Cuba: en los primeros 100 metros de la columna de agua se observó el Agua Superficial del Caribe (ASC) con densidad menores a 24.5 kg m^{-3} . Esta masa de agua se origina en el sureste del Atlántico siendo transportada por la corriente sur-ecuatorial en dirección oeste [Rehein et al., 2005], (ver Figura 1.9a para

ubicación de la corriente). Al llegar al oeste, la masa de agua se encuentra con la salida del río Amazonas produciéndose una disminución de su salinidad. Cuando la masa de agua entra al Mar Caribe, recibe igualmente los aportes de agua dulce del río Orinoco y otras fuentes fluviales [Hernández-Guerra 2000]. Entre los 100-250 m se localizó el Agua Subsuperficial Subtropical (ASS), con densidades entre 24.5-26.3 kg m⁻³. Su formación es debido al proceso de subducción en el centro del Atlántico norte tropical, lugar donde la evaporación excede las precipitaciones. Su característica principal es un máximo de salinidad, ≥ 37 psu, en los 27.4 kg m⁻³ [Hernández-Guerra 2000]. Más abajo, entre 250-600 m, fue identificada el Agua Central del Atlántico norte (ACA) con densidades entre 26.3-27.1 kg m⁻³. Esta masa de agua también se origina en el sureste del Atlántico y es transportada por la corriente sur-ecuatorial hacia el oeste [Rehein et al., 2005]. Al norte de los 16°N esta masa de agua se conoce como el Agua Central del Atlántico Norte, pero *Pozae and Tomczak* [1999] encontraron que un 50% de esta masa de agua proviene del sur del Atlántico. Por último, entre 600-1000 m estuvo el Agua Intermedia Antártica (AIA), reportada por *Rehein et al.*, [2005] entre 27.1-27.6 kg m⁻³, aunque *Emery and Meincke* [1986] y *Tomczak and Godfrey* [1994], la reportaron hasta los 1500 m.

6.2. Caso de estudio

6.2.1. Comportamiento vertical de la temperatura y la densidad del agua

Durante la ejecución de este crucero se realizaron un total de 6 transectos con 24 estaciones hasta la profundidad de 400 metros (Figura 6.3a). Usando los datos verticales de la temperatura, salinidad y densidad del agua, se construyeron secciones meridionales hasta los 400 metros de profundidad (no mostrados). En general, la temperatura varió de 27.3°C en superficie a 15.4°C en los 400 m, la salinidad en superficie fue ~36 psu, localizándose los máximos entre 150 y 200 m con 36.8 psu. La densidad del agua mostró un rango de 23.4 sigma-t en superficie a 26.6 sigma-t en los 400 m, respondiendo su comportamiento a los cambios de la temperatura del agua. Como las variaciones principales de estas variables (temperatura y densidad del agua) se registraron en los primeros 100 m, se realizaron 6 secciones (transectos, T-1 a T-6) hasta esa profundidad, con el objetivo de mostrar con mayor claridad los cambios experimentados por las isotermas e isopicnas (Figuras 6.3b-m).

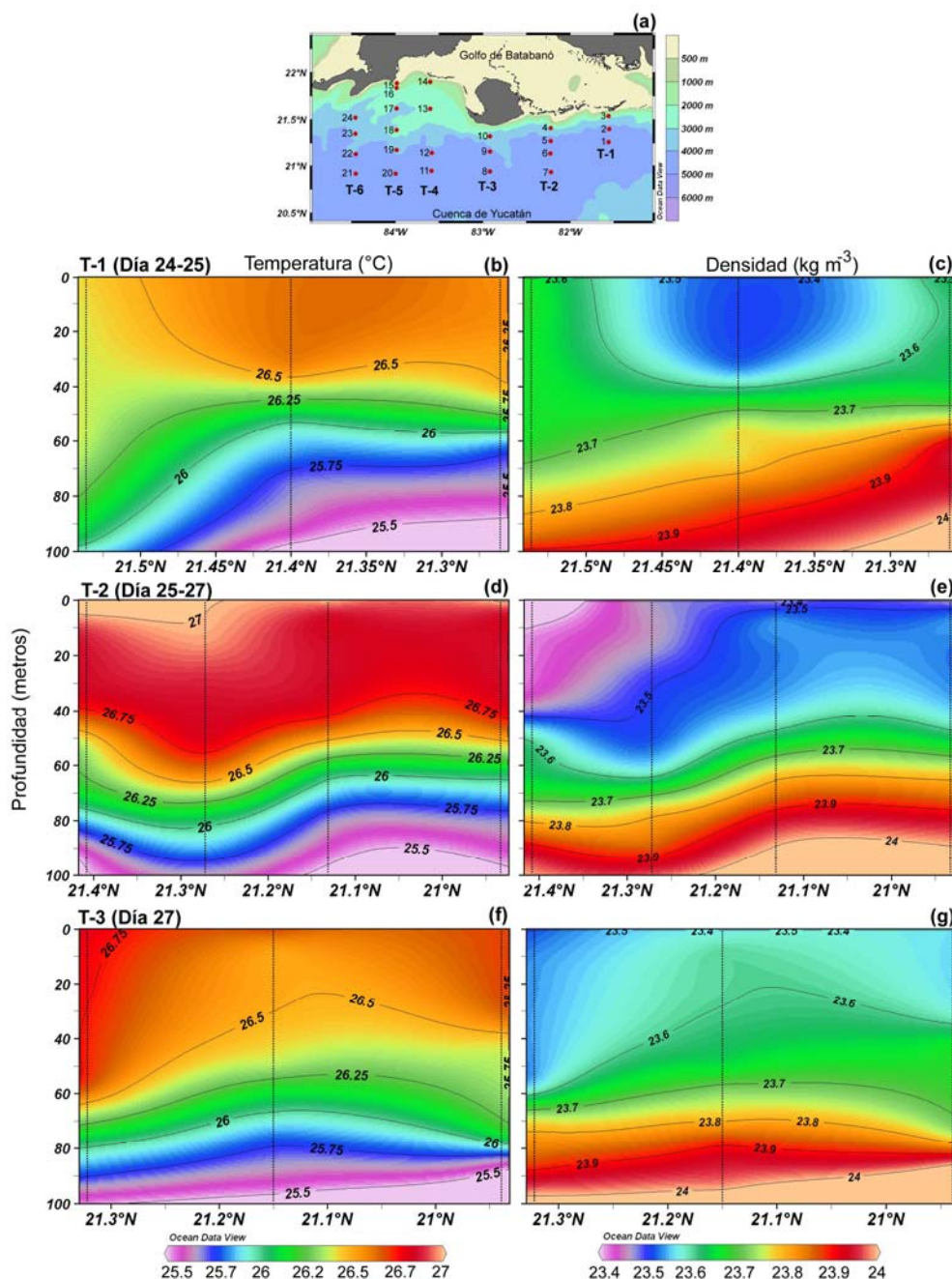


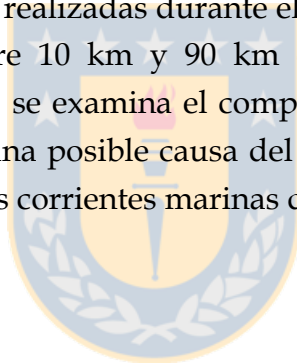
Figura 6.3. Localización de las estaciones hidrográficas realizadas en el crucero CIP de Abril 2005. (b-m) Temperatura y densidad hasta los 100 metros de profundidad obtenida de 6 transectos realizados perpendiculares a la costa suroccidental de Cuba (transectos, T-1 a T-6) del 24 al 30 de Abril 2005.

En el transecto T-1 se observó un hundimiento de las isotermas e isopicnas por debajo de los 50 m hasta a una distancia ~10 km de la costa (Figura 6.3b y 6.3c). En esta misma posición, pero por encima de los 50 m, ambas isolíneas divergen. Un núcleo con

densidades mínimas centrado en los 21.4°N, fue asociado a las altas temperaturas con valores por encima de 26.5°C en los primeros 50 m. En T-2 (Figura 6.3d y 6.3e) se observó otro hundimiento de las aguas entre los 21.1°N-21.4°N (~30 km de ancho), modulando las isotermas desde la superficie hasta unos metros más abajo de los 100 m. Sin embargo, en T-3 tanto las isotermas como las isopicnas se levantan desde los 70 m hasta la superficie con un centro en los 21.1°N. En los extremos de esta sección; hacia la costa y mar afuera; se registraron los máximos de temperatura (26.7 °C) y los mínimos de densidad (23.5 sigma-t).

Las isotermas e isopicnas de los transectos T-4, T-5 y T-6 mostraron un drástico cambio. Ambas isolíneas se desplazaron 30-60 m hacia abajo evidenciando un fuerte hundimiento de las aguas. La posición de estos eventos fue localizada en los 21.2°N, (Figura 6.4h y 6.4i), 21.4°N (Figura 6.4j y 6.4k) y 21.35°N (Figura 6.4l y 6.4m) a los ~90 km, 60 km y 45 km de la costa, respectivamente. En todos los casos, ambas variables experimentaron un cambio desde la superficie hasta fondo.

En casi todas las secciones realizadas durante el crucero se presentaron eventos de hundimientos de las aguas entre 10 km y 90 km de distancias de la costa. En los próximos capítulos (6.2.2 y 6.2.3) se examina el comportamiento diario del viento y sus implicaciones dinámicas, como una posible causa del origen de estos eventos sumando, además, el comportamiento de las corrientes marinas durante los días del muestreo.



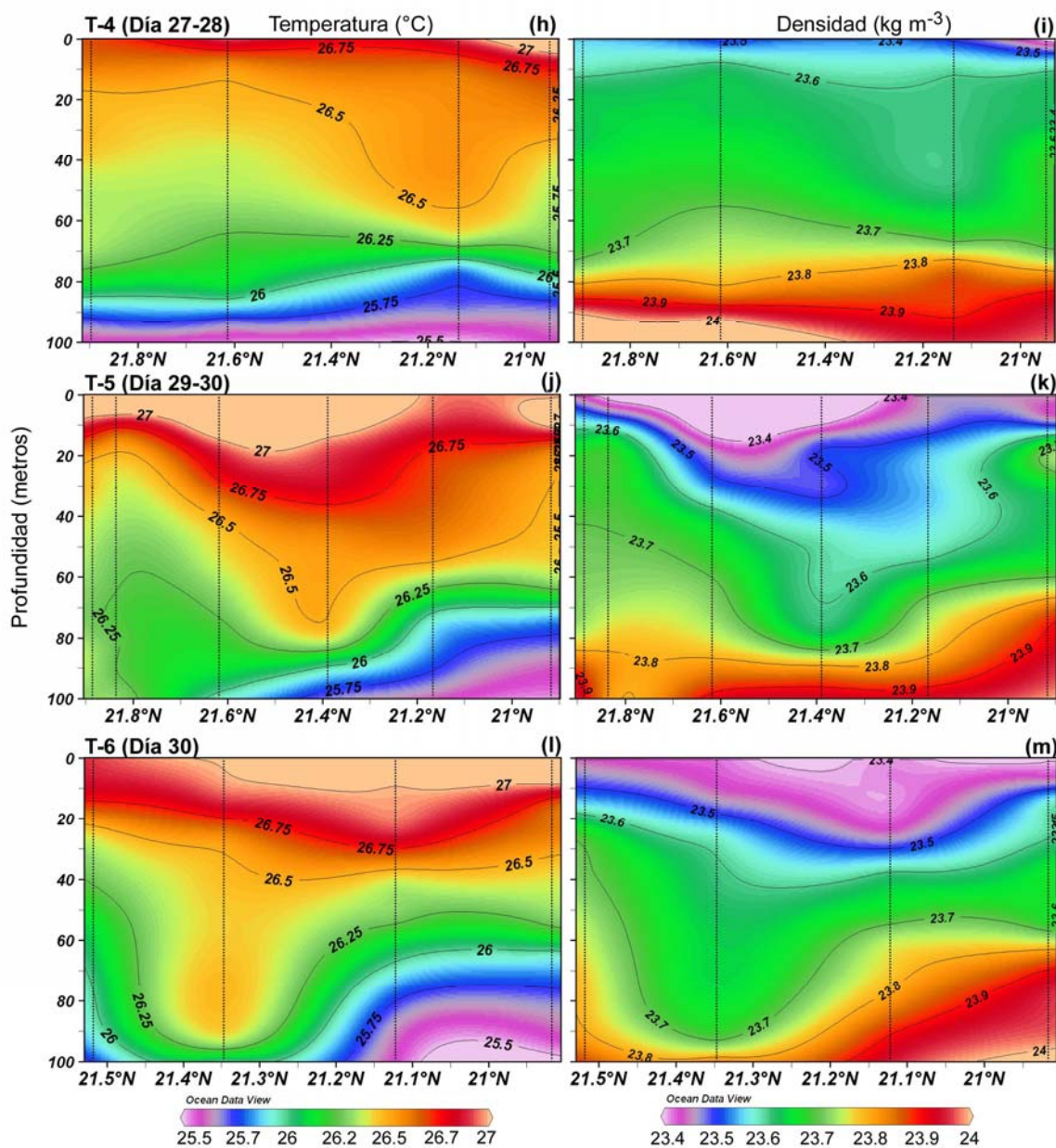


Figura 6.4. Continuación.

6.2.2. Condiciones meteorológicas durante el muestreo

Durante Abril del 2005 la región de estudio estuvo bajo la influencia de los eventos meteorológicos de escala sinóptica típicos de la temporada invernal 2004-2005. Los datos de la presión atmosférica y el esfuerzo del viento provenientes de la estación meteorológica de Punta del Este (EMPE) registraron un total de 5 frentes fríos (FF), destacándose también la influencia de las altas presiones continentales provenientes de América del Norte (Figura 6.5a). En la etapa de muestreo (23-30 Abril 2005), se sumó

además el paso de una baja extra-tropical (BET) que produjo un esfuerzo del viento intenso desde el sur y sureste los días 26 y 27 (Figura 6.5b). A finales del mes, el esfuerzo del viento volvió a ser del sureste, pero esta vez debido al paso de una alta presión continental sobre Cuba, que se movió hacia el este del Atlántico.

El comportamiento espacial diario del esfuerzo del viento obtenido del satélite QuiKSCAT, mostró vientos intensos de componente norte durante la ejecución del transecto T-1. El primer día de muestreo (24 Abril 2005) paso del frente frío #20 de la temporada 2004-2005 y produjo un bombeo de Ekman positivo y un transporte de Ekman costa afuera de Cuba, favorable en ambos casos al proceso de afloramiento (Figura 6.5c y 6.5d). El día 25 de Abril 2005, las condiciones cambiaron rápidamente pues el FF avanzó hacia el este de la isla. La dirección del esfuerzo del viento cambio hacia el noreste y se debilitó, produciéndose un rotor negativo con valores muy bajos del bombeo del Ekman (negativos) y el transporte de Ekman fue en dirección a la costa de Cuba, pero débil. Bajo la influencia de la BET (días 26 y 27 de Abril del 2005) se reportó igualmente un esfuerzo del viento intenso, con un gradiente orientado en la dirección suroeste-noreste en la Cuenca de Yucatán. Durante el paso de este evento, se realizaron los transectos T-2, T-3 y T-4, predominando en la zona de muestreo un bombeo de Ekman negativo y un transporte de Ekman hacia a la costa, con valores máximos de $\sim 4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en la región suroeste de la Cuenca de Yucatán. El día 28 de Abril 2005 se reportaron nuevamente vientos intensos del noreste debido al paso del FF (21), pero estos se localizaron en la región noroccidental. El bombeo de Ekman fue positivo al oeste de la Isla de Pinos, pero con valores cercanos a cero y el transporte de Ekman fue igualmente débil hacia el norte. Al final del crucero, durante el 29-30 de Abril 2005 (se realizaron los transectos T-5 y T-6), el esfuerzo del viento aumentó desde el sureste. En estos días, el bombeo de Ekman fue negativo y el transporte de Ekman mostró una dirección hacia la costa de Cuba, con mayor intensidad el día 30.

La profundidad de la capa de Ekman en la Cuenca de Yucatán varió de 30-80 m y en el área de muestreo de 20-60 m. Los máximos absolutos se registraron durante el paso de la BET con 89 m el 26 de Abril en los $18^\circ\text{N}/86^\circ\text{W}$ (Figura 6.5d).

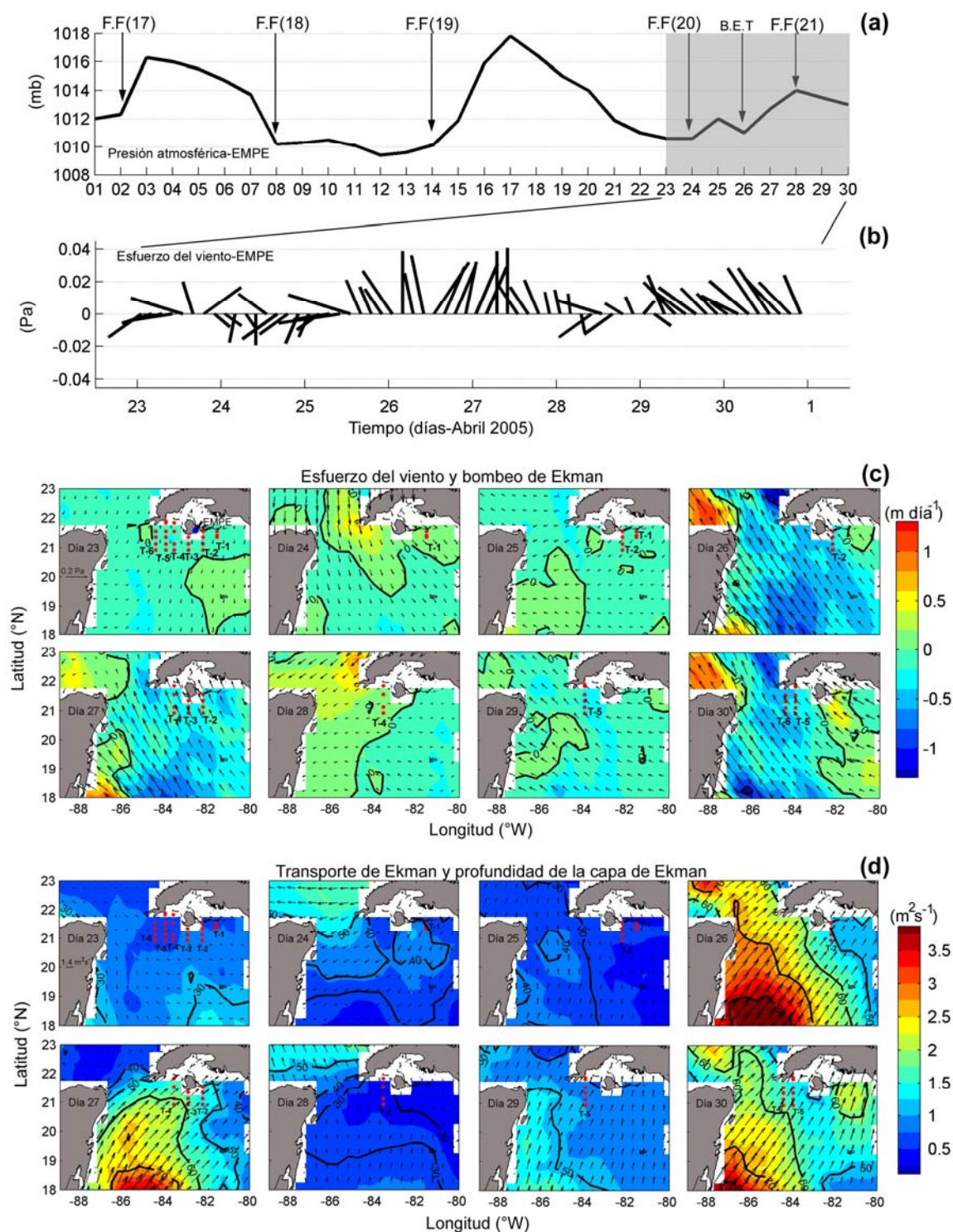


Figura 6.5. Situación meteorológica predominante durante el crucero CIP de Abril 2005. (a) Presión atmosférica diaria obtenida de la estación meteorológica de Punta del Este (EMPE, punto rojo en mapa del día 23), donde FF: Frentes fríos y entre paréntesis se situó el número del frente correspondiente a la temporada 2004-2005, BET: Baja extra-tropical.

El área sombreada señala los días que se realizó la etapa de estudio. (b) Vectores trihorarios del esfuerzo del viento en EMPE. (c) Distribución espacial diaria de los vectores del esfuerzo del viento (flechas) y el bombeo Ekman (contornos en colores) obtenidos de QuikSCAT. Los círculos rojos ubicados en los mapas del 24-30 de abril en (c y d) representan la posición de las estaciones hidrográficas. (d) Distribución espacial diaria del transporte de Ekman (vectores, magnitud en colores) y la profundidad de la capa de Ekman (líneas negras de contornos) obtenidos de QuikSCAT.

6.2.3. Corrientes geostróficas

El campo de corrientes geostróficas del nivel superficial, calculado con los datos hidrográficos, mostró un giro de tipo anticiclónico al oeste del área de muestreo, con un centro en los $21.2^{\circ}\text{N}/84.5^{\circ}\text{W}$ y un diámetro ~ 100 km (Figura 6.6). En esta zona también se localizó el mayor valor de altura dinámica con 116.4 cm dinámicos. Al este de la Isla de Pinos, también se observó un área con alturas dinámicas altas y una corriente en sentido oeste. Los menores valores de alturas dinámicas se registraron al oeste y sur de la Isla de Pinos asociados a corrientes débiles.

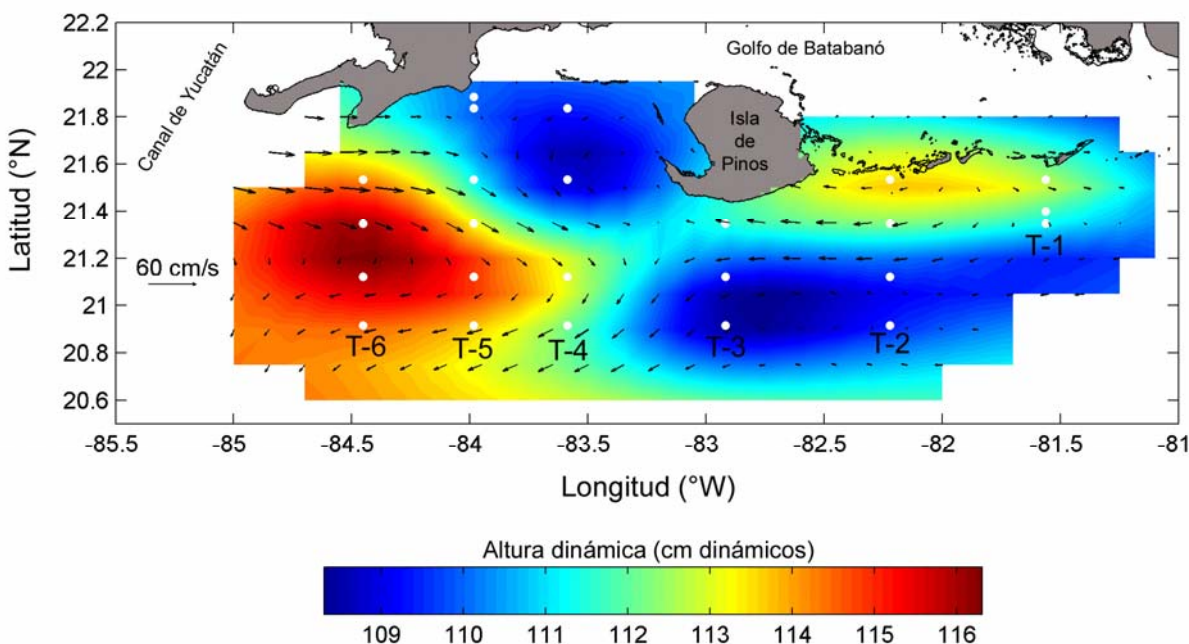


Figura 6.6. Corrientes geostróficas en el nivel de superficie (vectores) calculadas por el método geostrófico usando los perfiles de temperatura y salinidad del crucero CIP de Abril 2005. Las alturas dinámicas (contornos en colores) fueron referidas al horizonte de 400 metros de profundidad. Unidades en cm dinámicos. Los puntos blancos muestran la posición de las estaciones hidrográficas.

Del cálculo de las corrientes geostróficas se obtuvieron 18 estaciones con información de la componente zonal de la corriente, (Figura 6.7a) y 15 estaciones con datos de la corriente meridional, (Figura 6.8a). En general el efecto de las corrientes en la columna de agua se registró hasta ~200 metros de profundidad (Figuras 6.7b-e y 6.8b-d).

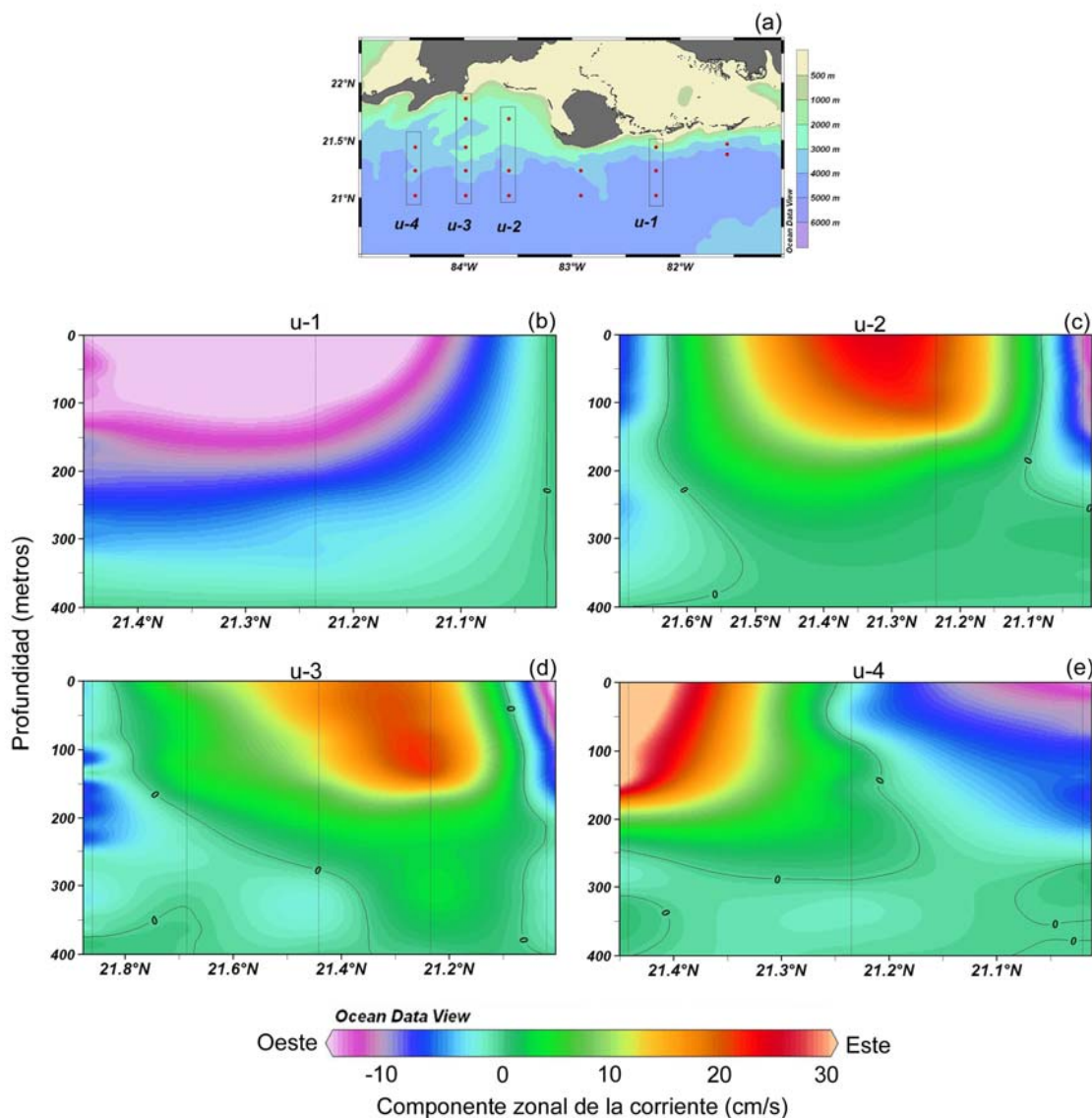


Figura 6.7 (a) Secciones transversales a la costa suroccidental de Cuba donde se calculó por el método geostrófico la componente zonal de las corrientes marinas. (b-e) Velocidades de la corrientes en la dirección este (color rojo, valores positivo) y oeste (color magenta, valores negativos) en cm s^{-1} .

El comportamiento de las corrientes zonales (u) destacó la corriente en sentido oeste (Figura 6.7b, sección u-1); identificada anteriormente en superficie (Figura 6.6); entre los 21.1° - 21.5° N con una velocidad máxima de 22 cm s^{-1} cerca de la superficie. Mientras, en las secciones u-2, u-3 y u-4 (Figura 6.7c-e) se evidenció la estructura vertical del remolino anticiclónico. En u-2 y u-3 se alcanzó a ver la rama norte completa del remolino. Esta se dirigió hacia el este y se extendió hasta la profundidad de 170 metros. En u-4 se mostraron claramente los sentidos de rotación de anticiclón, en la rama norte las corrientes fueron hacia el este con velocidades máximas de 40 cm s^{-1} y por la rama sur de la sección las corrientes fueron hacia el oeste, con velocidades máximas de 14 cm s^{-1} . La rama este del remolino fue identificada en las secciones v-1, v-2 y v-3 (Figura 6.8a-d) con una dirección sur y velocidades en su centro de 10 a 12 cm s^{-1} entre la superficie y los 100 m.

Este caso de estudio permitió distinguir que los hundimientos de las isotermas (desde los ~ 20 -100 metros de profundidad) a distancias de 40-90 km de la costa de la región suroccidental en Cuba fueron provocados por el paso de los remolinos de mesoescala. Aunque durante los días del crucero, el transporte de Ekman fue en dirección a la costa y el bombeo de Ekman predominó negativo, no se reportaron eventos de hundimiento en el sector costero.

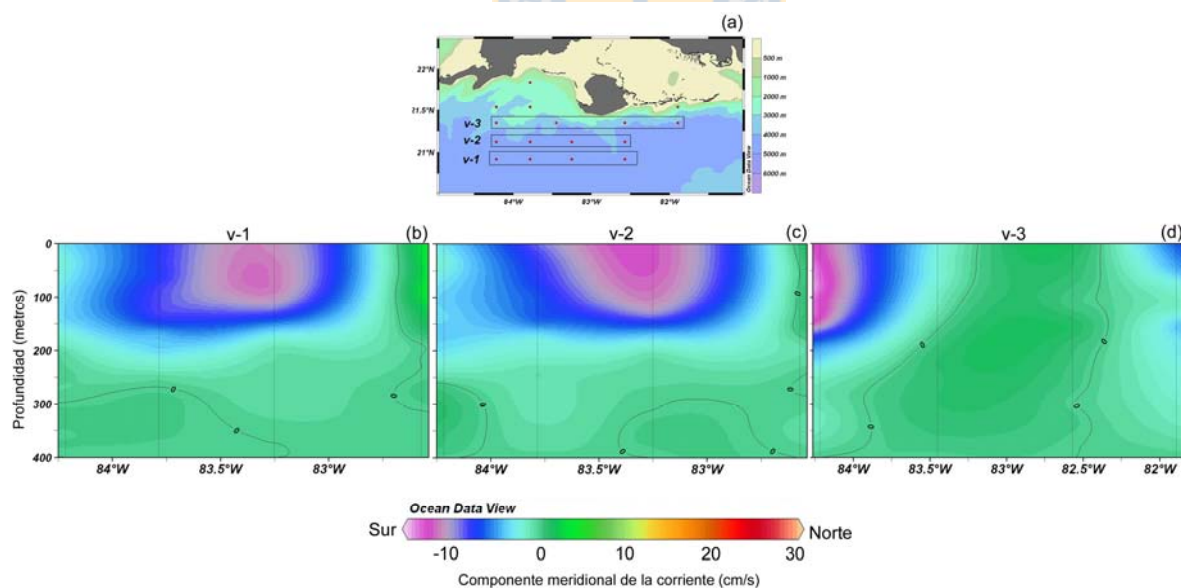
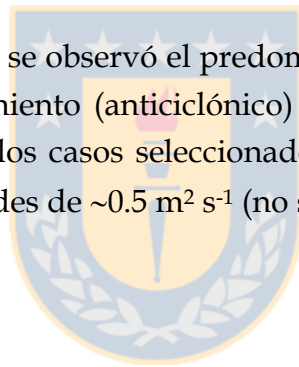


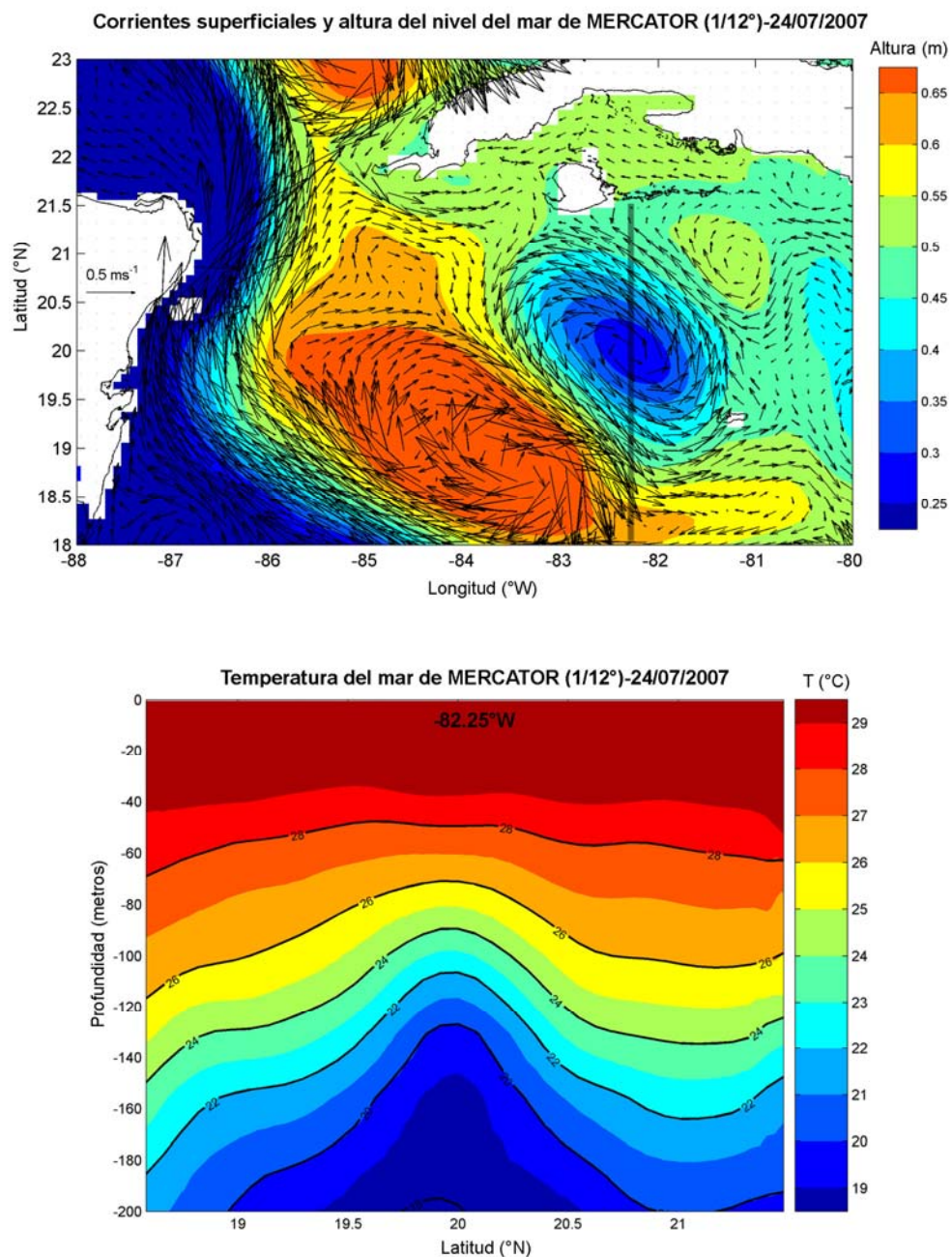
Figura 6.8.(a) Secciones paralelas a la costa suroccidental de Cuba donde se calculó por el método geostrofico la componente meridional de las corrientes marinas. (b-d) Velocidades de las corrientes en la dirección norte (color rojo, valores positivos) y sur (color magenta, valores negativos) en cm s^{-1} .

6.3. Material suplementario

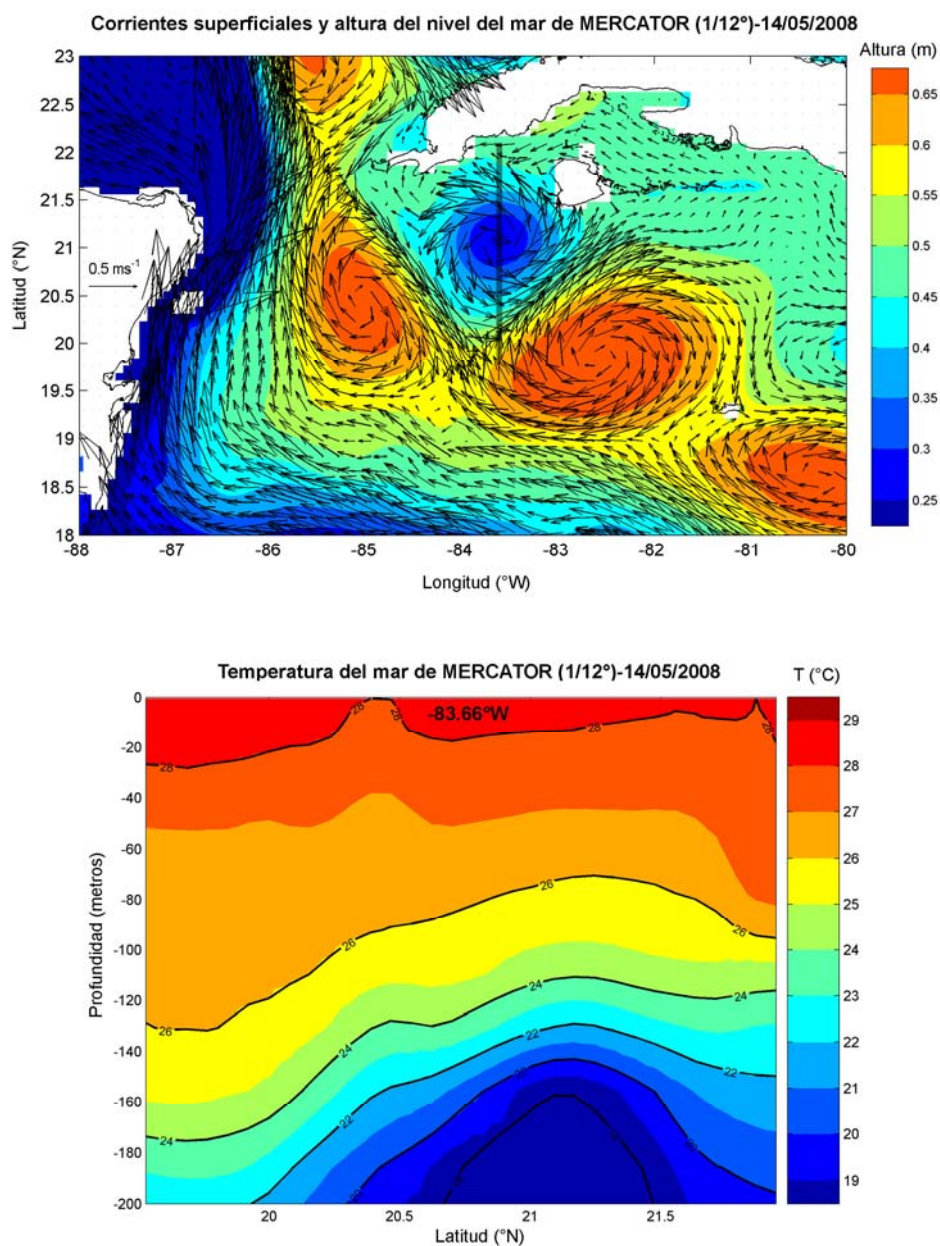
Para aumentar el conocimiento sobre los procesos que producen el hundimiento o la elevación de las isotermas en la región suroccidental de Cuba, se usaron los datos diarios del campo de corrientes superficiales, la altura del mar y la temperatura de la columna de agua del modelo MERCATOR. En el suplemento 6.1 (24 Julio 2007), se observó la presencia de un remolino ciclónico (hemisferio norte) al sureste de la Isla de Pinos, Cuba. Este giro forzó un ascenso de la isoterma de 20°C de ~70 metros; desde los 200 m hasta los 130 m; produciendo un descenso de la temperatura de ~4°C. Otro ejemplo (14 Mayo 2008) mostró también como el paso de un remolino ciclónico desplazó las isotermas desde los 200 m hacia arriba en ~50 metros, registrando cambios en la temperatura del agua muy similares al caso anterior (Suplemento 6.2). Durante este mismo día, mostramos el cambio ocurrido en la isotermas, pero estas vez por la influencia de un remolino anticiclónico (hemisferio norte). Esta estructura, produjo un hundimiento desde los 100 m, abarcando una distancia aproximada de 200 km (Suplemento 6.3).

En los ejemplo mostrados, se observó el predominio de ambos tipos de remolinos, produciendo en un caso hundimiento (anticiclónico) y en los otros la elevación de las isotermas (ciclónicos). En todos los casos seleccionados, el transporte de Ekman fue en dirección a la costa, con magnitudes de $\sim 0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (no se muestra la figura).

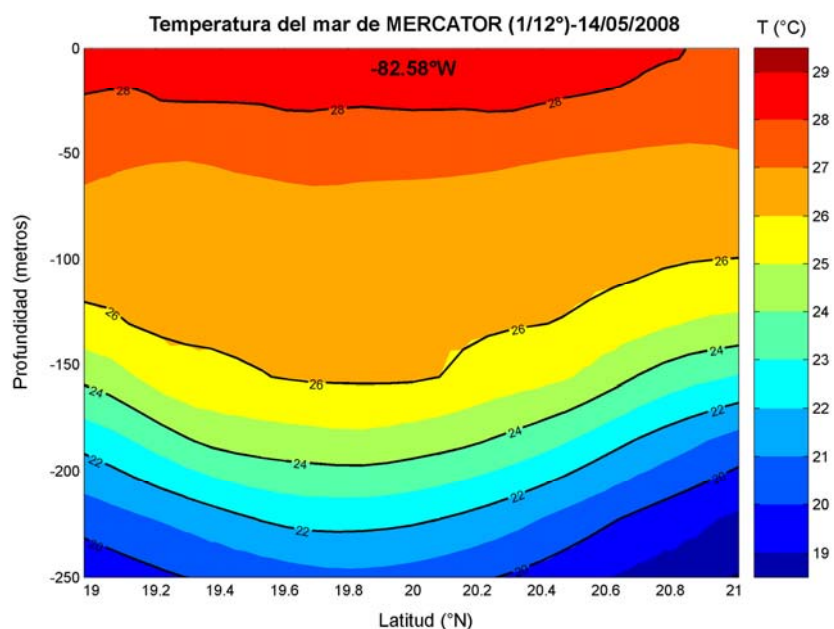
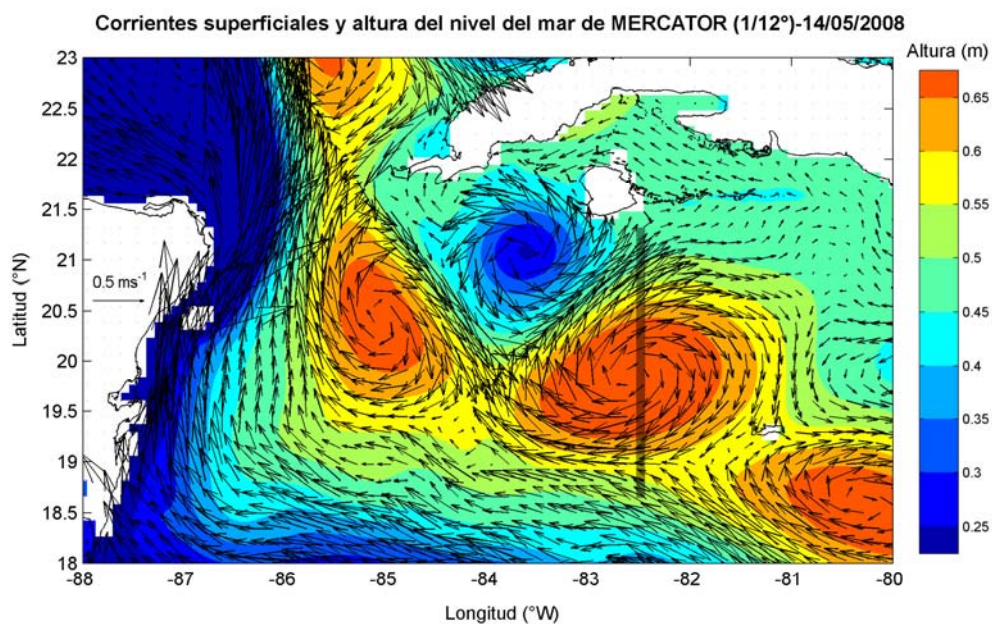




Suplemento 6.1. En el panel superior, se muestra el campo de corrientes marinas en el nivel de superficie y la altura del mar. En el panel inferior, se graficó la temperatura del agua en una sección meridional realizada en los 82.25°W y entre los 18.5°-21.5°N. Estos datos, se extrajeron del modelo de asimilación MERCATOR para el 24 de Julio 2007.



Suplemento 6.2. En el panel superior se muestra el campo de corrientes marinas en el nivel de superficie y la altura del mar. En el panel inferior se graficó la temperatura del agua en una sección meridional realizada en los 83.6°W y entre los 19.5°N - 22.0°N . Estos datos se extrajeron del modelo de asimilación MERCATOR para el 14 de Mayo 2008.



Suplemento 6.3. En el panel superior, se muestra el campo de corrientes marinas en el nivel de superficie y la altura del mar. En el panel inferior, se graficó la temperatura del agua en una sección meridional realizada en los 82.58°W y entre los 19.0°-21.0°N. Estos datos, se extrajeron del modelo de asimilación MERCATOR para el 14 de Mayo 2008.

7. Acoplamiento físico-biológico

7.1. Descripción de los experimentos de liberación de partículas

Con el objetivo de conocer la influencia del transporte de Ekman y del régimen de corrientes en la dispersión/retención de partículas en la Cuenca de Yucatán, fueron realizados cuatro experimentos de liberación de partículas al este y oeste de la Isla de Pinos. De acuerdo al comportamiento estacional de las larvas de la langosta (Figura 1.6), la liberación de partículas abarcó un periodo de 200 días en los experimentos #1-3 y de 140 días en el experimento #4. El criterio temporal fue fijado teniendo en cuenta el ciclo de vida promedio de esta especie [Cruz-Izquierdo *et al.*, 1987]. Mientras, que la posición de liberación de las partículas (zona 1 y zona 2 en la Figura 7.1a, 7.4a y en los suplementos 7.1a y 7.2a), se escogió de acuerdo a la distribución espacial de las larvas filosomas en la región suroccidental de Cuba [Alfonso *et al.*, 1991]. Los detalles de cada experimento de liberación, aparecen en la tabla 2.2.

Transcurrido los primeros 30 días del experimento #1, se observó en promedio una alta retención de partículas al este y oeste de la Isla de Pinos (Figura 7.1b). Sin embargo, a partir del 21 de Marzo comenzó un movimiento de las partículas liberadas en la zona 1 hacia el Canal de Yucatán. Al final de Abril, el desplazamiento de las partículas hacia el Golfo de México aumentó, siguiendo el mismo recorrido de la Corriente de Lazo (Figura 7.1c), aunque se mantuvo la retención en la Cuenca de Yucatán. Durante Mayo (90 días de simulación) el transporte desde la zona 1 y zona 2 alcanzó el Estrecho de Florida en dirección este, siguiendo la trayectoria de la Corriente de la Florida (Figura 7.1d). En Junio, el desplazamiento de las partículas desde ambas zonas de liberación aumentó hacia el oeste, pero esta vez rotando en sentido horario (Figura 7.1e). A finales de Junio (120 días de simulación), el anticiclón se localizó al sur de Cabo de San Antonio (no se muestra la figura) y durante los primeros días de Julio la totalidad de las partículas salieron por el Canal de Yucatán hacia el Golfo de México, transportadas por el remolino anticiclónico (Figura 7.1f). En los días finales de la simulación (180-200 días), la totalidad de las partículas que sobrevivieron se localizaron en el Golfo de México y el Estrecho de Florida y un grupo aproximado de ~300 partículas quedaron retenidas en la Cuenca de Yucatán (Figuras 7.1g y 7.1h).

Aunque durante los experimentos #2 (Suplemento 7.1) y #3 (Suplemento 7.2), el resultado final del transporte de las partículas fue similar; pues la totalidad de éstas terminaron su recorrido también en las aguas del Golfo de México y el Estrecho de Florida, siguiendo el patrón de corrientes de esta región; se destacaron algunas peculiaridades: en el mes de Marzo del experimento #2, las partículas liberadas en la zona 1 se movieron hacia el este, y al llegar a la Isla de Pinos el parche se fragmentó, quedando una parte al oeste de la Isla y la otra se sumó a la zona 2 de liberación (Suplemento 7.1b). A diferencia del experimento #1, el remolino anticiclónico en este experimento apareció tempranamente (30 días de la simulación) ocasionando una gran dispersión de partículas desde la Cuenca de Yucatán hacia el Golfo de México. Por otro lado, en el experimento #3, a finales de Marzo y durante Abril (Suplementos 7.2 b y 7.2c) un gran número de partículas liberadas en la zona 1 llegaron al borde este de la Península de Yucatán, debido a la advección horizontal que produjo un remolino anticiclónico que se movió en dirección sureste. En ese movimiento, el remolino impactó la Corriente de Yucatán, ayudando así a la distribución de las partículas en la dirección sur-norte. Al final de los tres experimentos, la totalidad de las partículas terminaron su recorrido en un rango de profundidad ~25-30 metros (Figura 7.2a-c).

El submodelo de crecimiento mostró al final de todos los experimentos, longitudes de las partículas en el rango de 165-170 mm (no se muestra). De acuerdo a los resultados obtenidos por Alfonso [datos sin publicar, 2010] en las curvas genéricas de crecimiento de los estadios del I al XI de la langosta *P. argus* en aguas al sur de Cuba (longitud total, 2-26 mm), los valores arrojados por el modelo sobreestiman mucho el crecimiento, pues solo tienen en cuenta la relación lineal del crecimiento del organismo como una función del tiempo, dependiente de la temperatura del agua. Aunque la temperatura del agua es un factor importante en el crecimiento, las estimaciones de la mortalidad natural en Cuba mostraron cambios importantes en un periodo de 40 años analizados (1963-2002), debido a alteraciones en los parámetros poblacionales de la especie relacionados con la explotación pesquera, el tamaño de la población, la intensidad del reclutamiento y cambios en el ambiente [León, 2005]. Estas alteraciones permitieron un ajuste en las tasas de crecimiento, mortalidad y la talla de primera madurez, en función de mejorar el potencial reproductor de la especie y garantizar la supervivencia [León, 2005].

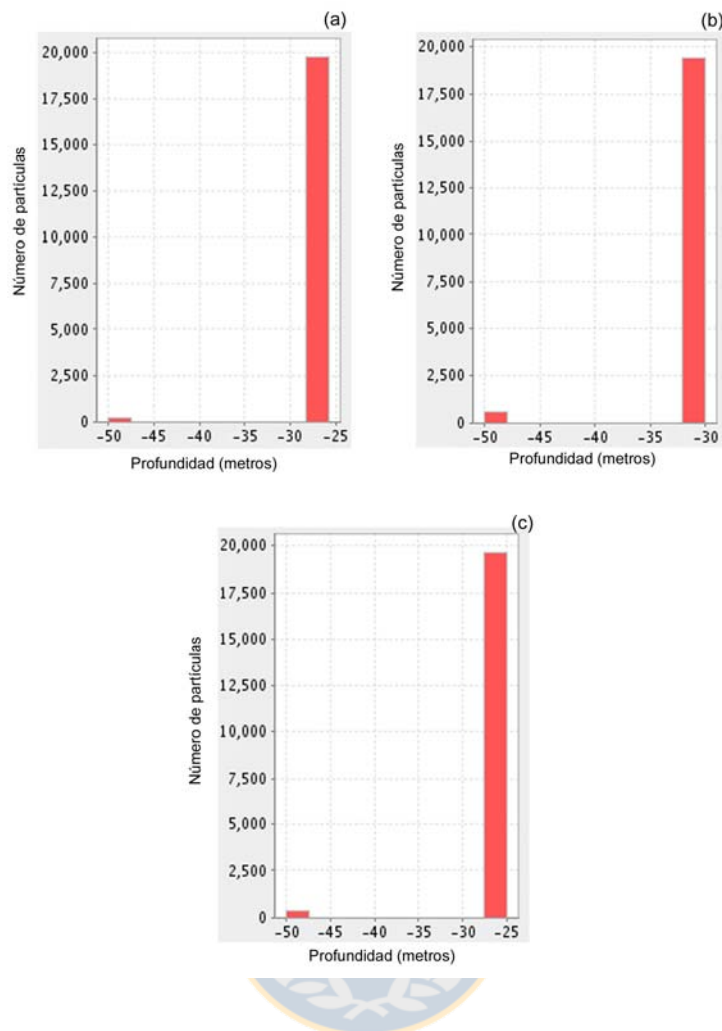


Figura 7.2. (a) Distribución de las partículas con la profundidad del mar, al final del experimento #1, (b) del experimento #2 y (c) del experimento #3.

El submodelo de mortalidad entregó valores cercanos al 40% de mortalidad por temperatura del agua (las partículas que se encontraron con valores de 24.5°C desaparecen de la simulación) para el experimento #1 (Figura 7.3a) y valores más bajos para los experimentos #2 (25%) y #3 (30%). Por una parte, este resultado se ajustó con los registros de campo reportados por *Alfonso et al.*, [1995;], donde las mayores densidades de larvas se han encontrado por encima de la isoterma de 25°C. Otro resultado importante, fue la relación entre la posición de las partículas con la temperatura del lugar; es decir, cuando las partículas permanecieron en las aguas del Mar Caribe durante los primeros días de la simulación, la mortalidad fue baja, debido a que la isoterma de 24.5°C en este lugar esta más profunda, ~140 metros (no se muestra la figura, datos de WOA 2005). Mientras, que cuando las partículas entraron al Golfo de México, donde la

profundidad de la isoterma de 24.5°C se localizó ~50 metros, la mortalidad aumentó en todos los experimentos.

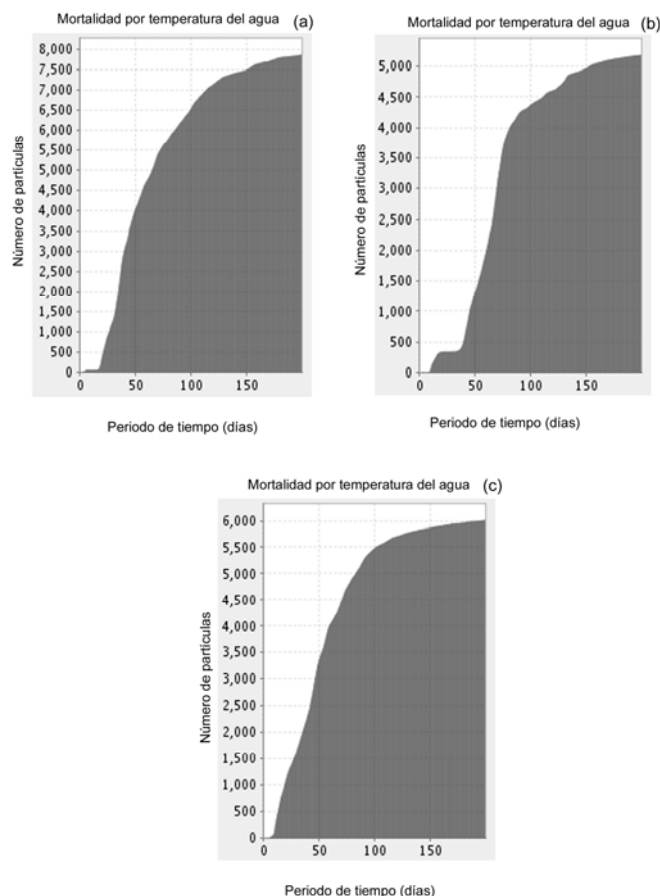


Figura 7.3. (a) Relación de la mortalidad por temperatura de las partículas con el tiempo total de la simulación, para el experimento #1, (b) #2 y (c) #3.

El experimento #4 utilizó el mínimo de tiempo reportado por Goldstein et al., [2006], 140 días (4.7 meses), un mayor número de partículas y más de un evento de liberación (ver detalles del experimento en la tabla 2.2). La idea de este experimento fue tratar de modelar el ciclo de vida larval lo más ajustado al comportamiento real de la población, pues las langostas adultas pueden producir mas de un millón de huevos y también realizar dos desoves consecutivos en la época principal de reproducción [Cruz y León, 1991]. Además, esta simulación se corrió desde el momento de la máxima salida de larvas, el 1 Marzo/año 10 de la ROMS-3D, hasta cuando comienza el periodo de reclutamiento (Figura 1.6).

Aunque las trayectorias mostradas por las partículas describieron un patrón

similar al reportado por los experimentos anteriores, se observó una mayor agrupación en la Cuenca de Yucatán, sobre todo cerca de las áreas de liberación (Figura 7.4b-e). y nuevamente, el giro anticiclónico dispersó un gran número de partículas (Figura 7e). Como en este experimento se realizaron múltiples eventos de liberaciones separados por 15 días, al transcurrir los 140 días (Figura 7.4f), se observó un agrupamiento de partículas al oeste de la Isla Pinos que correspondió a la ultima liberación realizada a los 135 días. Cuando las ultimas partículas liberadas completaron sus 140 días de transporte (no se muestra la figura), el resultado fue similar al mostrado en la figura 7.1h y los suplementos 7.1h y 7.2h.

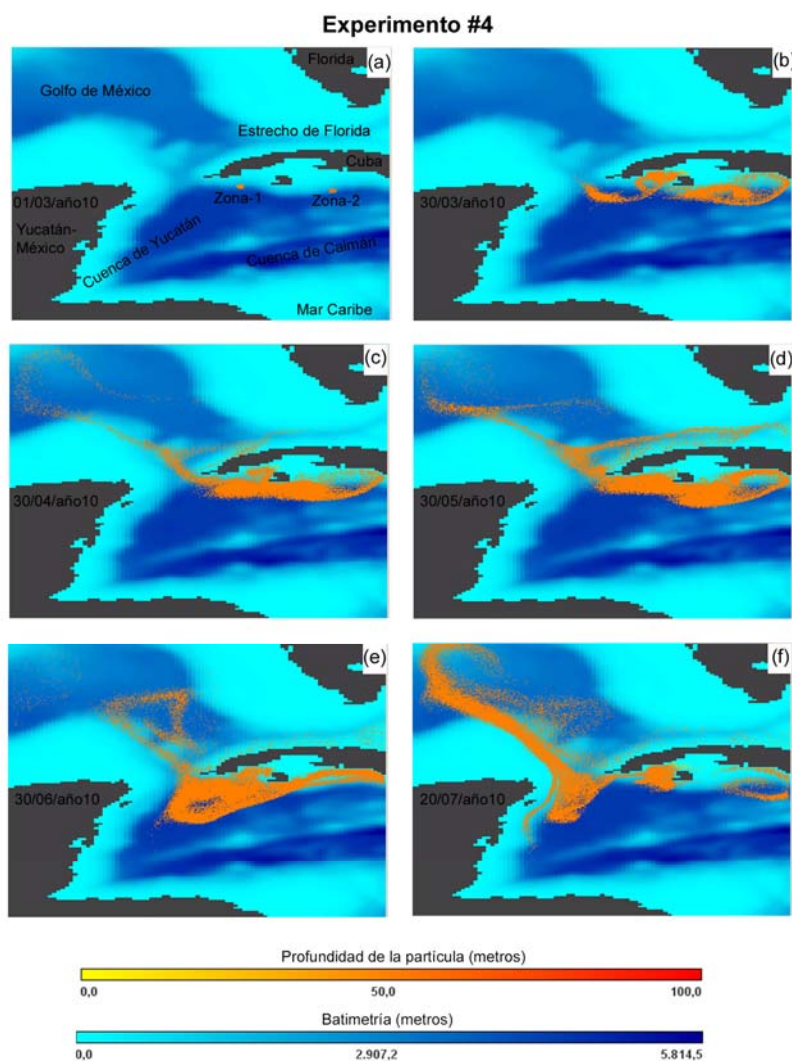


Figura 7.4. Distribución mensual de las partículas liberadas en la zona 1 y 2 desde el 01/03/año 10 hasta el 20/07/año 10, durante la ejecución del experimento #4.

8. Discusión general y conclusiones

El aumento creciente de la disponibilidad de datos con mayor cobertura espacial y temporal; gracias al desarrollo de la oceanografía satelital, unido a la implementación de los modelos físicos y biofísicos, permitió estudiar la variabilidad espacio-temporal de los mecanismos físicos que favorecen la retención/dispersión de partículas en la Cuenca de Yucatán, Mar Caribe. Siguiendo esta motivación, se han realizado en esta zona un gran número de investigaciones en función de entender el ciclo de vida de la langosta *Panurilus argus* y por otro lado, para conocer su relación con el ambiente. Si bien se contaba hasta la actualidad con un gran número de datos, la resolución temporal y espacial no era buena, debido al carácter esporádico de los cruceros de investigación y al tamaño de las redes de estaciones, que solo alcanzaron distancias máximas desde la costa hasta $\sim 1^\circ$. Teniendo en cuenta estas limitaciones, presentadas y discutidas en la introducción de la tesis y la posibilidad de contar en este momento con mejores bases de datos y herramientas de análisis, el área de este estudio se pudo expandir a toda la Cuenca de Yucatán (Figura 1.1), abarcando un periodo de tiempo continuo desde 1999 hasta el 2009.

Los mecanismos estudiados se agruparon en dos: los derivados del comportamiento del viento superficial (a 10 metros de altura sobre del nivel del mar) y el otro grupo relacionado con el régimen de circulación superficial. En el primer grupo se estudiaron el transporte de Ekman (TE), el bombeo de Ekman (BE), la profundidad de la capa de Ekman (D_E), el coeficiente de viscosidad vertical (A_z) y el transporte vertical (W_{ad}) usando diferentes escalas de tiempo (interanual, anual, intra-anual y sinóptica). El segundo grupo se estudió el sistema de corriente del noroeste del Mar Caribe y el comportamiento de los remolinos de mesoescala, en condiciones promedio y en la escala anual.

8.1. Mecanismos derivados del viento

De los cruceros de investigación realizados en la década de los '90 en la región suroccidental de Cuba [Hernández et al., 1995; Alfonso et al., 1995; Hernández y Piñero, 2003], con el objetivo de entender los mecanismos físicos que favorecieron la retención de larvas de langosta y el hundimiento de las aguas en esta región, se concluyó que fue el TE el principal proceso que originó esta respuesta, pues éste actuó en dirección a la costa debido al dominio de los vientos Alisios del noreste. El comportamiento promedio, estacional y mensual del TE en la Cuenca Yucatán (periodo 1999-2008); usando datos de viento satelital (Capítulo 3); reportó una dirección predominante hacia el norte y noroeste, con los mayores valores de su magnitud en la parte sur de la Cuenca de

Yucatán y los menores, en la costa suroccidental de Cuba [Pérez-Santos *et al.*, 2010], confirmando los resultados obtenidos del TE, empleando datos de viento in situ [Hernández *et al.*, 1995; Hernández y Piñeiro, 2003]. Sin embargo, la magnitud de este proceso fue mayor durante el otoño (Noviembre) con un rango de 2-2.4 m² s⁻¹ (Suplemento 3.3) y no en Abril como argumentó Hernández *et al.*, [1995]. Los valores mínimos del TE se registraron en Julio (0.7-1.3 m² s⁻¹) y no en Septiembre, como igualmente planteó Hernández *et al.*, [1995]. Los mayores valores del TE en Noviembre, obedecieron en forma directa a los altos registros del esfuerzo del viento (120 × 10⁻³ Pa), originados como consecuencia de la interacción océano-atmósfera en la Cuenca de Yucatán. Pérez-Santos *et al.*, [2010] sugirieron que como en Noviembre la temperatura superficial del mar (TSM) disminuye y también termina la influencia de la poza de agua cálida del Atlántico (TSM < 28.5°C), se generó un gradiente de presión entre el noroeste del Mar Caribe y el sureste del Golfo de México, intensificando los vientos superficiales. Por otro parte, se refuerzan los flujos de calor latente y estos aceleraron aun más la disminución de la TSM, produciendo una mayor profundización de la capa de mezcla (Suplemento 3.4). La intensificación del esfuerzo del viento y el TE durante este mes, coincidió con los meses Septiembre-Noviembre, en los que se ha reportado la mayor entrada de larvas de langosta al Golfo de Batabanó (Figura 1.6), [Alfonso *et al.*, 1991].

El resultado de los experimentos de liberación de partículas (Capítulo 7) en el norte de la Cuenca de Yucatán (este y oeste de la Isla de Pinos); usando como uno de los forzantes físicos el mismo producto de viento satelital (QuikSCAT) empleado a lo largo de esta tesis (Capítulo 3 y Capítulo 4), demostró que un gran número de partículas se agruparon en el norte del Mar Caribe en los primeros meses de la simulación. El experimento #4, donde se utilizó el mayor número de partículas y el tiempo mínimo del ciclo de vida larval (4.7 meses), [Goldstein *et al.*, 2006], evidenció la importancia del TE en el agrupamiento de las partículas durante los 4 meses de simulación (Figura 7.4b-e). Es decir, la dirección predominante hacia el norte del TE evitó el desplazamiento hacia el sur de la partículas del área de estudio. Por otro lado, entre el 60-75% de las partículas se desplazaron y terminaron su recorrido dentro de la capa de Ekman, la cual mostró un rango promedio dentro del ciclo anual entre ~30-60 m (Suplemento 3.3). Alfonso *et al.*, [1991], durante la ejecución de 10 cruceros de investigación en aguas al sur de Cuba (periodo 1986-1989), reportaron las mayores abundancias de los primeros estadios de las larvas de langosta, cerca de la línea de costa, como en el caso de California y contrario a lo reportado en Australia [Alfonso *et al.*, 1991].

Si bien una parte del modelo conceptual planteado por Hernández *et al.*, [1995], (Figura 1.4) estaría justificando la abundancia de larvas cerca de la costa, aseguramos que

el TE no puede ocasionar un hundimiento permanente de la termoclina. Una de las razones principales que motivó nuestra discrepancia, fue precisamente el gradiente meridional encontrado en la magnitud del viento (mayores valores en el sur de la Cuenca de Yucatán y menores en el norte), que influyó directamente a los procesos que dependen de el, como el esfuerzo del viento y el TE. Entonces, como la magnitud del TE es menor en la costa, a diferencia de lo que ocurre en los sistemas de afloramiento de borde oriental (Canarias y Benguela en el Atlántico y Chile-Perú y California en el Pacífico) donde el esfuerzo del viento es mayor en la costa (TE también es mayor), aseguramos que el TE no tiene la fuerza suficiente para hundir el agua en el borde costero. Además de usar al viento para entender la relación entre el TE y la respuesta del mar, se usó la información de un gran número de estaciones hidrográficas realizadas al norte de la Cuenca de Yucatán (Tabla 2.1 y Figura 2.3), analizando la respuesta vertical de la temperatura y la densidad del agua en esta región (Capítulo 6). La totalidad de los perfiles analizados no mostró evidencia de procesos de hundimientos de la termoclina cerca de la costa (no se muestran las figuras).

El comportamiento de la temperatura y la densidad en la columna de agua durante un caso de estudio; crucero CIP de Abril 2005 (Capítulo 6.2); mostró un desplazamiento de las isotermas e isopicnas de 30-60 m en dirección hacia abajo, evidenciando la ocurrencia de eventos de hundimientos de las aguas. Estos eventos fueron observados con mayor claridad en la región oeste de la Isla de Pinos, a distancias entre 40-90 km de la costa. Aunque, durante la realización de estos transectos (Figura 6.4) el transporte de Ekman fue en dirección a la costa y el bombeo de Ekman predominó negativo; favoreciendo ambos procesos el hundimiento de las aguas; el hundimiento de las isotermas e isopicnas no ocurrió en el sector costero como se esperaba, sino lejos de la costa. El análisis de las corrientes geostróficas (Figura 6.6) demostró la presencia de un remolino anticiclónico en la misma posición donde las isolíneas se hundieron, confirmando que, el hundimiento de las aguas en esta zona fue producto de la acción de las corrientes y no del viento. Al sur de la Isla de Pinos, las isolíneas se levantaron en forma de domo (Figura 6.3, transecto T-3). Este comportamiento debió ser la respuesta al paso de un remolino ciclónico. Aunque el campo de corriente no lo representó muy bien, la altura dinámica mostró forma circular con valores mínimos en su centro.

En los trabajos de *Hernández et al.*, [1995] y *Hernández y Piñeiro*, [2003] no se analizó la influencia del régimen de corrientes, fue por eso que el comportamiento de la temperatura del agua descritos en su trabajos no se debió a la acción del viento, sino al paso frecuente de los remolinos de mesoescala antihorarios (*Richardson* [2005], *Centurioni and Niiler* [2003] y capítulos 5.2 y 6.3). En la dinámica de un giro antihorario el agua se

hunde en sus bordes y en el centro aflora. Entonces, cuando pasan cerca de costa o la impactan, la respuesta que se observa en la temperatura es un hundimiento (Suplementos 6.1 y 6.2). Un ejemplo, puede observarse en *Hernández y Piñeiro*, [2003, Figura 9].

A lo largo de toda la costa caribeña de México (este de la Península de Yucatán), también se han reportado grandes asentamientos de larvas de langosta *P. argus* [*Briones-Fourzán et al.*, 2008]. En esta zona los autores señalan que uno de los principales factores físicos en lograr esta abundancia, fueron las variaciones del nivel del mar, debido a la influencia de los vientos Alisios del noreste. Estos vientos tuvieron la capacidad de apilar agua en la costa, produciendo un aumento del nivel del mar que se relacionó bien con la entrada de larvas a las áreas de cría. El estudio del campo de viento superficial en la Cuenca de Yucatán (Suplemento 3.1) apoyó estos resultados pero, además, llama la atención sobre el papel que puede estar jugando también el TE en el asentamiento y retención de las larvas. Durante los meses de Octubre a Febrero (Suplemento 3.3) la dirección del TE fue hacia la costa este de la Península de Yucatán, favoreciendo igualmente el aumento del nivel del mar. Mientras que para las localidades de Puerto Morelos y Puerto Calica [*Briones-Fourzán et al.*, 2008, Figura 1], el TE mostró una dirección hacia la costa durante todo el año.

Mientras el TE representó el 93% del transporte total de Ekman (suma del transporte de Ekman y el bombeo de Ekman) en toda la región; jugando un papel importante en el transporte y retención de las partículas, el bombeo de Ekman contribuyó con un 7% al total. En este porcentaje se destacaron las tormentas tropicales y los huracanes con una incidencia de 8 y 9 (periodo 1999-2008), respectivamente. Aunque el porcentaje de acción de este proceso fue bajo, son los eventos extremos los que posibilitan la inyección de nutrientes nuevos hacia la superficie, logrando generar en regiones oligotróficas grandes aumentos de la clorofila-a ($2\text{-}5\text{ mg m}^3$), [*Babin et al.*, 2004; *Walker et al.*, 2005; *Gierach and Subrahmanyam*, 2008].

El caso de estudio del paso del Huracán Wilma (20 Octubre 2005) por la Cuenca Yucatán, permitió observar que el fuerte transporte vertical ($5.4\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$) producida por el rotor positivo del viento, disminuyó la TSM en $\sim 5^\circ\text{C}$, siendo esto una evidencia del ingreso de aguas más frías desde la subsuperficie (Capítulo 4.2). Después del paso de este huracán la chl-a aumentó $\sim 2\text{ mg m}^3$. De igual forma, se reportó un descenso de la TSM al paso del huracán Iván (categoría V, con vientos máximos de 68.5 m s^{-1}), alcanzándose también altos valores del transporte vertical ($8.4\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$) y una profundidad máxima de la capa de Ekman de 506 m. Por un lado, el paso de estos eventos estaría ayudando a incrementar la productividad primaria en la región, favoreciendo un mejor

crecimiento y desarrollo de las larvas, pero la dispersión y turbulencia extrema que causan han sido relacionadas en Cuba con el decrecimiento de las capturas de langosta [Puga *et al.*, 2008].

En la costa caribeña de México los pulsos extremos de asentamiento larval se asociaron con el paso de las tormentas tropicales y los huracanes [Briones-Fourzán *et al.*, 2008], pero no establecieron la relación con el decrecimiento o aumento de las capturas. Según, Cury y Roy [1989] en los sistemas de afloramientos dependientes del transporte de Ekman, se establece una relación de este proceso con el reclutamiento anual del tipo domo (tipo cúpula). En esta relación el reclutamiento aumenta en la medida que se incrementa la intensidad del viento hasta $\sim 5\text{-}6 \text{ m s}^{-1}$, pero cuando el viento sigue aumentado el reclutamiento comienza a decrecer. Al momento de la mejor relación entre ambos procesos se le ha denominado la ventana óptima ambiental [Cury y Roy, 1989]. Sin embargo, para los sistemas no caracterizados por la presencia de afloramientos dependientes del transporte de Ekman, la relación entre la velocidad del viento y el aumento del asentamiento de larvas o el reclutamiento fue lineal, siendo este el modelo que se ajustaría mejor a la relación entre el viento y el reclutamiento larval de la langosta *P. argus* en el noroeste del Mar Caribe.

Ahora bien, nuestro trabajo demostró que no son solo los huracanes los únicos eventos meteorológicos de la escala sinóptica en propiciar el incremento de la chl-a y ayudar el desarrollo de la producción primaria en la Cuenca de Yucatán. También los eventos moderados como: sistemas de frentes fríos, las bajas extratropicales y las ondas tropicales del este, pueden producir un rotor positivo del viento y además, generar la mezcla de la columna de agua por la fricción directa del viento sobre la superficie del mar. La mayoría de estos eventos ocurrieron durante el otoño-invierno, donde la escala sinóptica representó el 27.7% de la varianza total del viento en la región, con un periodo entre 2-16 días, [Pérez-Santos *et al.*, 2010].

La fricción del viento calculada como el coeficiente de viscosidad vertical (A_z); dominó la mezcla de la superficie del mar durante el paso de los eventos sinópticos moderados (valores máximos, $30\text{-}50 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), (Capítulo 4.2). Aunque se produjo un transporte vertical positivo (W_{ad} , valores máximos $5\text{-}7 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), A_z fue mayor, permitiendo la entrada de nutrientes desde la subsuperficie, que se tradujo en incrementos de la chl-a de $\sim 0.25 \text{ mg m}^{-3}$. Los valores típicos para esta zona (sin la influencia de eventos sinópticos) fueron del orden de $0.03\text{-}0.05 \text{ mg m}^{-3}$. Además, durante el paso de estos eventos se originó un grupo de filamentos de Chl-a, donde la concentración fue aun mayor (máximos hasta $\sim 1.5 \text{ mg m}^{-3}$), pero la fuente de los nutrientes que propiciaron estos eventos de afloramientos fueron desde las áreas

someras del Golfo de Batabanó y la tierra firme.

En el mismo periodo de tiempo que el viento aumentó, la TSM decreció, disminuyendo la estabilidad de la columna de agua, lo que permitió también que la capa de mezcla se profundizara y aumentara la disponibilidad de nutrientes en este periodo. La TSM y la Chl-a mostraron una correlación negativa alta de -0.53, mientras la correlación entre la Chl-a y A_z y D_E fue positiva y más alta, 0.69 y 0.68, respectivamente (Capítulo 4.2, Figura 7). Finalmente, la escala sinóptica con sus eventos y procesos, también estaría propiciando el desarrollo de la vida marina en la región.

8.2. Mecanismos relacionados con la circulación de las aguas

En el análisis promedio del régimen del circulación y el transporte en el área de estudio; usando los datos de altimetría satelital (16 años, 1993-2009) y las salidas del modelo numérico de asimilación MERCATOR (3 años, 2007-2009); se observaron dos flujos principales y cuatro remolinos de mesoescala (Capítulo 5). El primero de los flujos describió una dirección sur-norte, es decir, desde el Mar Caribe hacia el Golfo de México. En este camino las corrientes atravesaron el Canal de Yucatán y salieron después por el Estrecho de Florida en dirección hacia el este. El segundo flujo fue en la dirección contraria (de norte a sur), desde el Golfo de México hacia el Mar Caribe, pasando por el extremo este del Canal de Yucatán (Figura 5.1, 5.2 y 5.3). En el primer recorrido, la corriente cambió de nombre cuando atravesó los diferentes accidentes geográficos (Corriente del Caribe-CC, Corriente de Yucatán-CY, Corriente de Lazo-CL y Corriente de la Florida-CF, [Moore and Maul, 1998; Canton and Chao, 1999; Sturges and Leben, 2000; Johns et al., 2002; Centurioni and Niiler, 2003; Abascal et al., 2003; Candela et al., 2003; Romanou et al., 2004; Jouanno et al., 2008; Jouanno et al., 2009]), mientras el segundo ha sido identificado como la Contracorriente Cubana (CCC) o flujo en dirección al Mar Caribe [Emilsson, 1971; Gómez, 1979; Sukhovoy et al., 1980; García et al., 1991; Ochoa et al., 2001; Ezer et al., 2003; Abascal et al., 2003].

De los remolinos de mesoescala identificados en las condiciones promedios, tres fueron del tipo horario (A1, A2 y A3), mientras uno solo rotó en sentido antihorario (C1). Utilizando diferentes bases de datos (hidrográficas [Emilsson, 1971; Gómez, 1979; García et al., 1991], derivadores [Centurioni and Niiler, 2003; Richardson, 2005] y altimetría [Canton and Chao, 1999; Murphy et al., 1999; Andrade and Barton, 2000; Jouanno et al., 2009; Alvera-Azcárate and Barth, 2009]) y modelos numéricos [Oey et al., 2005], los remolinos de mesoescala han sido bien descritos a nivel de todo el Mar Caribe, haciendo difícil interpretar con mejor detalle el comportamiento de estas estructuras en la Cuenca de Yucatán. La alta resolución espacial de los datos de MERCATOR y el menor tamaño del

área; comparada con el gran Caribe; permitió distinguir mejor el comportamiento de los remolinos. Por un lado, el nuevo modelo conceptual planteado para el comportamiento promedio de este régimen y el periodo de mayor transporte (Figura 5.10a) se aproximó al esquema de circulación superficial propuesto por *García et al.*, [1991], (Figura 1.11), pero incorporó además, la presencia de los remolinos anticiclónicos (hemisferio norte) A2 y A3 y el recorrido más extenso de la CCC, con los aportes que recibe de los flujos menores provenientes de la Corriente del Caribe y de Yucatán. También, *Jouanno et al.*, [2008, Figura 17], ilustró el sistema de corrientes promedio para todo el Mar Caribe, incluyendo solo en la Cuenca de Yucatán el comportamiento del remolinos anticiclónico que coincidió con el A2 de nuestros resultados y la influencia del jet-2 de la Corriente del Caribe, pero no mostró el restos de los remolinos, ni la existencia de la Contracorriente Cubana. La otra parte de este modelo conceptual que representó el momento de mínimo transporte (Figura 5.10b) no había sido mencionada hasta la fecha y necesita más investigación.

De todas las corrientes reportadas y estudiadas en la región noroeste del Caribe y suroeste del Golfo de México, era la CCC la que había recibido la menor atención y sólo se había hecho referencia a sus valores de velocidad y su posición en el Canal del Yucatán [*Emilson*, 1971; *Gómez*, 1979; *Sukhovoy et al.*, 1980; *García et al.*, 1991; *Ochoa et al.*, 2001; *Ezer et al.*, 2003; *Abascal et al.*, 2003]. El análisis de sus condiciones promedios en el nivel de superficie, en la columna de agua y el cálculo de su transporte, permitieron resumir las siguientes características: (1) su dirección predominante en superficie fue hacia el este-sureste, comenzando su trayectoria en la región noroccidental de Cuba, pasando por la Cuenca de Yucatán y después por la Cuenca de Caimán hasta llegar al extremo oeste de Jamaica, donde los datos de MERCATOR mostraron que la dirección principal del flujo se dividió en tres ramas. Hasta la fecha, solo *García et al.*, [1991] mencionaba que se extendía hasta la Isla de Caimán. (2) Durante su recorrido, la CCC interactuó con un remolino ciclónico (hemisferio norte) localizado al oeste de la Isla de Pinos (C1) y con dos de tipo anticiclónico en la Cuenca de Yucatán (A1 y A2), incrementando ligeramente su magnitud a $\sim 0.3 \text{ m s}^{-1}$. (3) Por otra parte, la CCC recibió la influencia del jet-2 (J2) de la CC y de la retroflexión de la CY o del flujo de retorno, mencionado por *Ezer et al.*, [2003]. En el centro de la Cuenca de Yucatán, también fueron altos los valores de la energía cinética (MKE) y de la energía cinética turbulenta (MEKE), observándose altos valores de la desviación estándar (± 0.15 a $\pm 0.3 \text{ m s}^{-1}$). (4) Cuando la CCC pasó por el Canal de Yucatán transportó en promedio $3.45 \pm 2.7 \text{ Sv}$ en sentido sur, reportando máximos de $\sim 13 \text{ Sv}$. El transporte promedio en la dirección norte; atribuido a la Corriente de Yucatán; fue de $27 \pm 3.5 \text{ Sv}$ con máximos de 38.5 Sv . Este resultado mostró

una buena similitud con los datos in situ de *Candela et al.*, [2003, Figura 2]. (5) En el recorrido de la CCC por el sur de la Isla de Pinos (Sección 2, Figura 5.5a) el transporte fue menor (1.6 ± 0.9 Sv). En este lugar registró una velocidad promedio de 0.20 m s^{-1} en superficie, disminuyendo su intensidad hasta los 1000 m con 0.05 m s^{-1} . Su ancho fue ~ 150 km desde la superficie hasta los 2000 metros de profundidad.

Los datos de la altimetría y MERCATOR, mostraron las mayores alturas de la superficie del mar y la intensificación de las corrientes superficiales en la Cuenca de Yucatán durante los meses de verano. Este comportamiento fue favorecido por el ciclo anual de la TSM en la Cuenca de Yucatán (Figura 5.7e), cuyos valores máximos durante Junio-Octubre obedecieron a la posición y desarrollo de la poza de agua caliente del Atlántico ($TSM > 28.5^\circ\text{C}$), [*Wang and Lee*, 2007]. El incremento de la TSM de $\sim 4^\circ\text{C}$ del invierno al verano, produjo un aumento del nivel del mar ~ 0.1 m en el centro de la Cuenca de Yucatán, reforzando el gradiente de presión entre esta zona y la costa suroccidental de Cuba. El aumento del gradiente de presión causó un aumento de la magnitud (0.13 m s^{-1}) y energía (MKE) de la CCC, además de la intensificación de la energía de los remolinos que influyó en los altos valores de MEKE registrados en este periodo de tiempo. En toda la región de estudio, los máximos absolutos de la MKE destacaron el comportamiento del flujo neto, caracterizado por el recorrido de la Corriente del Caribe y de Yucatán, coincidiendo con *Jouanno et al.*, [2008]. El análisis de la energía cinética demostró que la existencia cuasipermanente de la CCC, favoreció el origen de remolinos al sur de Cuba, que se desplazaron, en dependencia de las fluctuaciones del eje de la contracorriente.

En la escala anual, la CCC fue relativamente estable en tiempo y espacio. Sin embargo, durante los meses de Noviembre y Diciembre, su rama superficial (~ 0 -250 m) no se observó (Figura 5.8a). En el Canal de Yucatán, durante estos mismo meses, también se reportó un flujo débil y en Diciembre se ausentó por completo la rama superficial del borde este del canal, evidenciando la conexión entre ambas zonas. Durante Diciembre del 2007, 2008 y 2009 esta situación fue semejante. En este mismo mes, el mayor transporte hacia el Mar Caribe se observó por lado oeste del Canal de Yucatán, por debajo de los 800 m de profundidad (Figura 5.9b-d). Este periodo de tiempo correspondió al momento de menor transporte de la CCC por ambas zonas, mientras los máximos (3-5 Sv) se ubicaron desde Marzo-Octubre (Figura 5.9a). Durante este mismo periodo de tiempo, el 80% del transporte hacia el Mar Caribe se realizó por el borde este del Canal de Yucatán, siendo este superior en ~ 3 Sv al registrado al sur de Cuba.

Los resultados del ciclo anual del transporte para la zona de estudio coincidieron con los meses de mayor (Febrero-Agosto) y menor (Septiembre-Diciembre) transporte en

el Mar Caribe, [Johns et al., 2002], demostrando el vínculo que tiene la Cuenca de Yucatán con los procesos que ocurren en toda la región. Según Johns et al., [2002], el periodo de transporte mínimo en el Mar Caribe se asoció con el desarrollo de una celda de circulación ciclónica en su parte sur $\sim 10^\circ$ N. Esta celda bloqueó el transporte desde el sur del Océano Atlántico, debilitando una de las principales entradas de agua al Mar Caribe (Figura 1.10).

De acuerdo a nuestros resultados, el esquema hipotético planteado por Hernández et al., [1995] donde se relacionó el comportamiento del TE con la formación y desarrollo de las corrientes geostróficas en la región suroccidental de Cuba y la respuesta de la termoclina está errado (Figura 1.5). En este trabajo, Hernández et al., [1995] plantea una inversión de la corriente geostrófica hacia el oeste durante Abril, debido al cambio del gradiente de presión causado por el TE. Sin embargo, los datos de la altimetría (periodo 1993-2009) mostraron una corriente geostrófica en sentido este durante todo el año. Mientras, que los datos del modelo MERCATOR mostraron este mismo régimen, pero durante Febrero-October (Capítulo 5). En general, la altura de la superficie del mar fue mayor en el centro de la Cuenca de Yucatán y menor en la costa, generando un gradiente de presión que favoreció la intensificación de este flujo en la dirección este. Este comportamiento fue resumido en el modelo conceptual presentado en la figura 5.10, donde también se adicionaron los remolinos de mesoescala.

Los 4 experimentos de dispersión de partículas (Capítulo 7), mostraron la importancia de las corrientes marinas; identificadas con la altimetría y el modelo MERCATOR (Corriente de Yucatán, de Lazo y la Florida), en la distribución y deriva de las partículas. Mientras, los remolinos de mesoescala demostraron ser un mecanismo importante en la dispersión. En la totalidad de los experimentos realizados, un remolino de tipo anticiclónico que se originó en la costa suroccidental de Cuba se movió hacia el oeste arrastrando un gran número de partículas, que fueron sacadas de la zona de liberación, llegando al Golfo de México. También un remolino anticiclónico transportó partículas desde el sur de Cuba hasta el este de la Península de Yucatán (experimento #3, suplemento 7.2). Estos ejercicios, aunque fueron del tipo climatológico y no representaron un año real calendario, permitieron distinguir la importancia que tiene la actividad de mesoescala en la Cuenca de Yucatán. Si bien por un lado estas estructuras (diámetros ~ 100 - 200 km) participaron en la dispersión y retención de las partículas, también son un mecanismo que pudiera favorecer la conectividad entre las poblaciones de la región. Además, el comportamiento del régimen de corrientes; donde se destacaron los remolinos de mesoescala; permitió el desplazamiento de los filamentos de

chl-a que se originaron en la costa suroccidental de Cuba, hacia la Cuenca de Yucatán, entregando otra evidencia de la conectividad física que existe en esta región (Capítulo 4).

Según la discusión realizada, podemos entonces rechazar la hipótesis #1 de la tesis, que planteaba: *“El Transporte de Ekman en la Cuenca de Yucatán, Mar Caribe, es el proceso que favorece el hundimiento de las aguas en la costa de la región suroccidental de Cuba”*. Si bien, la dirección del TE durante todo el año fue hacia la costa de Cuba, el gradiente de su magnitud fue sur-norte, es decir, mayor en el sur de la Cuenca de Yucatán y menor en la costa, debido a un esfuerzo menor del viento en esta zona. La temperatura del agua medida in situ y del modelo MERCATOR, no mostraron un hundimiento de las isotermas en la costa suroccidental de Cuba, aun cuando el viento favoreció este proceso. Más bien, los hundimientos costa afuera, estuvieron asociados al paso de los remolinos anticiclónicos y los cercanos a la costa fueron el reflejo del paso de los remolinos ciclónicos.

La hipótesis #2, planteó que: *“El paso de eventos meteorológicos de escala sinóptica estimulan la producción primaria en las aguas oligotróficas del noroeste del Mar Caribe”*. Esta hipótesis esta aceptada. El paso de los huracanes por la Cuenca de Yucatán produjo eventos de afloramientos que incrementaron las concentraciones de chl-a en la zona, debido al fuerte transporte vertical producido por el rotor positivo del viento. Además, los eventos sinópticos moderados también tuvieron la capacidad de generar ligeros incrementos de las concentraciones de chl-a, mediante la fricción directa del viento sobre la superficie del mar, posibilitando la estimulación de la productividad primaria local.

La hipótesis #3: *“La formación de remolinos de mesoescala en la Cuenca de Yucatán es debido al paso de la Corriente del Caribe y al movimiento hacia el sur de la Contra Corriente Cubana”*. Esta hipótesis también es aceptada. Al cruzar la Corriente del Caribe la cordillera de Jamaica, se divide en dos brazos. El brazo principal sigue en dirección oeste transformándose en la Corriente de Yucatán, mientras el otro (jet 2) más pequeño, contribuye con la formación del remolino anticiclónico A2. Los datos de alta resolución temporal y espacial de MERCATOR permitieron distinguir que, siempre que existió la Contracorriente Cubana, también se observó el remolino anticiclónico A1 y el ciclónico C1, evidenciando el impacto que esta corriente produce al entrar en la Cuenca de Yucatán. Durante los meses de Noviembre a Enero, cuando ocurre el transporte mínimo en el Mar Caribe, la rama superficial de la CCC se debilitó junto con los remolinos, desapareciendo por completo estos en Enero, mientras que en Noviembre no se observó A2 y en Diciembre A1 y A2 se desvanecieron.

La hipótesis #4: *“El régimen de corrientes y la variabilidad de mesoescala producen una alta retención de partículas en la región suroccidental de Cuba”*, es rechazada. La presencia

cuasi-permanente de los remolinos de mesoescala en esta región puede ser un mecanismo importante de retención larval para los organismos con un ciclo de vida corto (días, 1-3 meses). Sin embargo, los experimentos de dispersión que simularon las condiciones climatológicas de deriva de larvas de langosta, cuyo ciclo larval puede llegar hasta los 8 meses, demostraron la gran dispersión que los remolinos pueden causar. Por otro lado, una vez que los remolinos sacaron las partículas de sus áreas de retención, el sistemas de corrientes predominantes las distribuyó por toda la región, contribuyendo a aumentar su mortalidad. Ambos procesos ayudaron a la conectividad física y biológica en la Cuenca de Yucatán.

Finalmente, el estudio de los mecanismo físicos que favorecen el desarrollo del ciclo de vida larval de la langosta espinosa *Panurilus argus* en el norte de la Cuenca de Yucatán (región suroccidental de Cuba) y garantizan su buen asentamiento, permitieron observar la asociación que existió entre el comportamiento del viento y el régimen de corrientes marinas. Por un lado, la dirección permanente del transporte de Ekman hacia la costa y la presencia cuasi permanente de los remolinos de mesoescala, estaría ayudando a la retención en los primeros meses del ciclo de vida, al comienzo del periodo reproductivo en Febrero. Una vez que las larvas están listas para asentarse a finales del verano y durante el otoño, el transporte de Ekman aumenta su intensidad y la actividad de mesoescala disminuye, permitiendo que las larvas se recluten a sus áreas de cría en el Golfo de Batabanó. Es de esperar que durante el periodo de evolución de esta especie, su desarrollo fisiológico le haya permitido acoplar el periodo de reproducción con las condiciones favorables del ambiente local.

También es importante tener en cuenta, que la propiedad que mostraron los remolinos de mesoescala de dispersar partículas, puede ser una de las causas de la variabilidad interanual del ciclo de vida de la especie, que pudiera estar afectando la productividad pesquera de la región. Esta nueva hipótesis necesita mayor investigación, debiendo apoyarse en los modelos biofísicos que puedan estudiar en tiempo real el comportamiento de las poblaciones.

9. Referencias bibliográficas

- Alfonso, I., M.P. Frías, J. Baisre, A. Campos (1991), Distribución y abundancia de larvas de la langosta *Panulirus argus* en aguas alrededor de Cuba, *Rev. Invest. Mar.*12(1-3), 5-19.
- Alfonso, I., M.P. Frías, J. Baisre y B. Hernández (1995), Distribución vertical de filosomas de *Panurilus argus* y su relación con algunos factores hidroclimáticos al S del Golfo de Batabanó, Cuba, *Rev. Cub. Inv. Pesq.* 19(1), 3-10.

- Alfonso, I., M.P Frias and J. Baisre (2000), Distribución, abundancia y migración vertical de la fase larval de la langosta comercial *Panulirus argus* en aguas cubanas, *Rev. Inv. Mar.*, 21(1-3), 23-32.
- Andrade, C.A., and E.D. Barton (2000), Eddy development and motion in the Caribbean Sea, *J. Geophys. Res.*105, 26191-26201.
- Andrade, C. A., E.D. Barton and C.N. Mores (2003), Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean COSAT, *J. Geophys. Res.* 108 (C6), 3185, doi: 10.1029/2002JC001549, 2003.
- Abascal, A. J., J. Sheinbaum, J. Candela, J. Ochoa, and A. Badan (2003), Analysis of flow variability in the Yucatan Channel, *J. Geophys. Res.*, 108(C12), 3381, doi:10.1029/2003JC001922, 2003.
- Alvera-Azcárate, A. and A. Barth, (2009), The surface circulation of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico as Inferred from Satellite Altimetry, *J. phys. Oceanogr.*,(39, 640-657.
- Babin, S. M., J. A. Carton, T. D. Dickey, and J. D. Wiggert (2004), Satellite evidence of hurricane-induced phytoplankton blooms in an oceanic desert, *J. Geophys. Res.*, 109, C03043.
- Baisre, J. y R. Puga (2008), Atlas de la langosta espinosa *Panurilus argus* en Cuba, en edición, Centro de Investigaciones Pesqueras, La Habana, Cuba, 114 pp.
- Briones-Fourzán, P., J. Candela and E. Lozano-Alvarez (2008), Postlarval settlement of the spiny lobster *Panulirus argus* along the Caribbean coast of México: Patterns, influence of physical factors, and possible sources of origin, *Limnol. Oceanogr.*, 53(3), 970-985.
- Candela, J., S. Tanahara, M. Crepon, B. Barnier, and J. Sheinbaum (2003), Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models, *J. Geophys. Res.*, 108(C12), 3385.
- Carton, J.A., and Y. Chao (1999), Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and 1/6° Atlantic Ocean model simulation, *J. Geophys. Res* 104, 7743-7752, 1999.
- Centurioni, L. R., and P. P. Niiler (2003), On the surface currents of the Caribbean Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1279, doi:10.1029/2002GL016231.
- Cetina, P., J. Candela, J. Sheinbaum, J. Ochoa, and A. Badan (2006), Circulation along the Mexican Caribbean coast, *J. Geophys. Res.*, 111,1-19.
- Cruz-Izquierdo, R., J.A. Baisre-álvarez, E. Díaz-Iglesias, R. Brito-Pérez, C. García-Díaz, W. Blanco-Aviés y C. Carrodegua-Rodríguez (1987), Atlas biológico-pesquero de la langosta en el Archipiélago Cubano, Ministerio de la Industria Pesquera.

- Cruz, R., M.E. de León, E. Díaz, R. Brito, R. Puga (1991), Reclutamiento de puerulos de langosta (*Panulirus argus*) a la plataforma cubana, *Rev. Invest. Mar.* 12(1-3), 66-75.
- Cruz, R. y M.E. de León (1991), Dinámica reproductiva de la langosta (*Panulirus argus*) en el archipiélago cubano, *Rev. Invest. Mar.* 12(1-3), 234-245.
- Cruz, R., A.M. Suárez, R. Lalana y R. Adriano (2007), Predicción del reclutamiento y la población en l fase puérulo, algal y juvenil de la langosta (*Panulirus argus*) en asociaciones de algas, *Rev. Invest. Mar.* 28(1),11-19.
- Donelan, M. A., B. K. Haus, N. Reul, W. J. Plant, M. Stiassnie, H. C. Graber, O. B. Brown, and E. S. Saltzman (2004), On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18306.
- Emery, W. J., and R. E. Thomson (1998), Data analysis methods in physical oceanography, 634 pp, Pergamon Press, Oxford.
- Emilsson, I. (1971), Note on the countercurrent in the Yucatan Channel and the western Cayman Sea. *Geofis. Int.*, 11, 139-149.
- Ezer, T., L.-Y. Oey, H.-C. Lee, and W. Sturges (2003), The variability of currents in the Yucatan Channel: Analysis of results from a numerical ocean model, *J. Geophys. Res.*, 108(C1), 3012.
- Emery, W.J., and J. Meincke (1986), Global water masses: summary and review, *Oceanologica acta* 9(4), 383-391.
- García, C. (1991), Corrientes Geostróficas en la ZEE al Sur de Cuba, *Rev. Invest. Mar.* 12(1-3), 29-37.
- Gierach, M. M., and B. Subrahmanyam (2008), Biophysical responses of the upper ocean to major Gulf of Mexico hurricanes in 2005, *J. Geophys. Res.*, 113, C04029.
- Gómez, J. A. (1979), Corrientes Geostróficas alrededor de Cuba, *Rev. Cub. Inv. Pesq.* 4(3), 89-102.
- González P.C. (1999), Climatología de los frentes fríos que han afectado a Cuba desde 1916-1917 hasta 1996-1997, *Rev. Cub. Met.*, 6(1),15-19.
- González, P. C. (2002), Situaciones meteorológicas que afectan a Cuba. Meteorología y Climatología, Univesidad para Todos, Ed. Academia, 14 pp.
- Goldstein, J., H. Matsuda and M. Butler (2006), Success! Caribbean spiny lobster *Panulirus argus* is cultured from egg to juvenile for the first time. *Lobster News l.* 19: 3-4.
- Gordon, H. R., and M. H. Wang (1994), Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Applied Optics* 33(3):443-452.
- Hernández, B., R. Puga, R. Piñeiro, A. Peñate, I. Alfonso y J. Baisre (1995), Transport,

- turbulence and hypothetical ocean-shelf coupling mechanism in Punta del Este, southwestern Cuba, *Rev. Cub. Inv. Pesq.* 19(1),67-72.
- Hernández, B., y R. Piñeiro (2003), Hundimiento de las aguas al sur de Cuba, *Invest. Mar., Valparaíso*, 31(1),33-49, doi: 10.4067/S0717-71782003000100005.
- Hernández-Guerra, A., F. Lopez-Laatzén, F. Machin, D. Armas and J.L. Pelegri (2001), Water masses circulation and transport in the eastern boundary current of the North Atlantic subtropical gyre, *Sci. Mar.* 65 (suppl.1), 177-186.
- Heburn, G. W., T. H. Kinder, J. H. Allender, and H. E. Hurlburt (1982), *A numerical model of eddy generation in the southeastern Caribbean Sea*, in *Hydrodynamics of Semi-enclosed Seas*, edited by J. C. J. Nihoul, pp. 299–328, Elsevier, New Cork.
- Hovis, J., W. Popovich, C. Zervas, J. Hubbard, H. Shih and P. Stone (2004), Effects of hurricane Isabel on water levels data report, *NOAA Technical Report NOS CO-OPS 040*, 1-132.
- Johns, W.E., T.L. Townsend, D.M. Fratantoni, W.D. Wilson (2002), On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea, *Deep-Sea Research I* 49, 211–243.
- Jouanno, J., J. Sheinbaum, B. Barnier, J. M. Molines, L. Debreu, F. Lemarie (2008), The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I: Simulations and characteristics with an embedded model, *Ocean Modell.*, 23,(3-4),82-101, doi : 10.1016/j.ocemod.2008.04.002.
- Jouanno, J., J. Sheinbaum, B. Barnier, J. M. Molines (2009), The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part II: Energy sources, 26, (3-4),82-101, doi:10.1016/j.ocemod.2008.10.006.
- Kaihatu, J.M., R.A. Handler, G.O. Marmorino, and L.K. Shay (1998), Empirical Orthogonal Function Analysis of Ocean Surface Currents Using Complex and Real-Vector Methods. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 927-941, doi: 10.1175/1520-0426(1998)015<0927:EOFAOO>2.0.CO;2.
- Keen, T. and S. Allen (2000), The generation of internal waves on the continental shelf by Hurricane Andrew, *J. Geophys. Res.*105, 2000JC900137.
- León, M. E. (2005), Variabilidad temporal de los parámetros poblacionales de la langosta espinosa del Caribe *Panulirus argus* (Latreille, 1804) en aguas de Cuba, Tesis de doctorado en ciencias, CIBNOR, La Paz, México, 87 pp.
- Letelier, R.M, and M.R. Abbott (1996), An analysis of chlorophyll fluorescence algorithms for the moderate resolution imaging spectrometer (MODIS), *Remote Sen. Environ.*58 (2),215-223,doi: 10.1016/S0034-4257(96)00073-9.

- Lett, C., P. Verley, C. Mullon, C. Parada, T. Brochier, P. Penven and B. Blanke (2008), A lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics, *Env. Mod. & Software*, (23), 1210-1214.
- Levitus, S., T. Boyer, M. Conkright, T. O'Brian, J. Antonov, C. Stephens, S. L. J. D, and R. Gelfeld (1998), World Ocean Data Base. *NOAA Atlas*, NESDID18.
- Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, and H. E. Garcia (2010), *World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature*, S. Levitus, Ed., 184 pp, NOAA Atlas NESDIS 68, Government Printing Office, Washington, D.C., U.S.
- Marcotte, D. (1991), Cokrigage with matlab, *Computers & Geosciences*, 17(9), 1265-1280, doi:10.1016/0098-3004(91)90028-C.
- Mitrani, I., y O. Díaz (2005), Influencia de los factores hidrometeorológicos en el medio marino de la zona suroccidental de Cuba, *Rev. Cub. Met.*, 12 (2), 94-100.
- Melo, N., F. E. Müller-Karger, S. C. Estrada, R. Pérez de los Reyes, I. V. del Río, P. C. Pérez, and I. M. Arenal (2000), Near-surface phytoplankton distribution in the western Intra-Americas Sea: The Influence of El Niño and weather events, *J. Geophys. Res.*, 105(C6).
- Monterey, G. and S. Levitus (1997), Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean. *NOAA Atlas NESDIS 14*, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 96 pp. 87 figs.
- Montes, I. (2010), Modelación numérica de la circulación del Pacífico Tropical este y su conexión subsuperficial con el sistema de corrientes de Humboldt, Tesis de Doctorado, Universidad de Concepción, Chile, 80 pp.
- Morey, S. L., P. J. Martin, J. J. O'Brien, A. A. Wallcraft, and J. Zavala-Hidalgo (2003), Export pathways for river discharged fresh water in the northern Gulf of Mexico, *J. Geophys Res.*, 108(C10), 3303, doi:10.1029/2002JCOO1764.
- Moore C., and Maul G. (1998), Intra-Americas Sea Coastal Ocean Circulation. In: *Global Coastal Ocean, The Sea, 11*, eds. A.R. Robinson and K.H. Brink, Chap.7.183-208, John Wiley & Sons, NY, USA.
- Muñoz, E., A. J. Busalacchi, S. Nigam, and A. Ruiz-Barradas (2008), Winter and Summer Structure of the Caribbean Low-Level Jet, *J. Climate*, 21, 1260-1276, doi: 10.1175/2007JCLI1855.1
- Murphy, S. J., H. E. Hulbert, and J. J. O'Brien (1999), The connectivity of eddy variability in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico, and the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 104 (C1), 1431-1453.
- Oey, L.-Y., H.-C. Lee, Jr. W.J. Schmitz (2003), Effect of winds and Caribbean eddies on the

- frequency of Loop Current eddy shedding: a numerical model study, *J. Geophys. Res.* 108 (C10), 3324, doi:10.1029/2002JC001698.
- Oey, L.-Y., T. Ezer, and H.-C. Lee (2005), Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges, *Geophysical Monograph Series* 161, 31-56.
- Oey, L.-Y., T. Ezer, D.-P. Wang, X.-Q Yin and S.-J. Fan (2007), Hurricane-induced motions and interaction with ocean currents. *Continental Shelf Research* 27, 1249-1263.
- Ochoa, J., J. A. Sheinbaum, J. Badan, J. Candela, and D. Wilson (2001), Geostrophy via potential vorticity inversion in the Yucatan Channel, *J. Mar. Res.*, 59, 725– 747.
- O'Reilly, J. E., S. Maritorema, M. C. O'Brien, D. A Siegel, D. Toole, B. G. Mitchell, M. Kahru, F. P. Chávez, P. Strutton, G. F. Cota, S. B. Hooker, C. McClain, K. L. Carder, F. E. Müller-Karger, L. Harding, A. Magnuson, D. Phinney, G. F. Moore, J. Aiken, K. R. Arrigo, R. Letelier, and M. Culver (2000), Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: version 4, In: Hooker SB, Firestone ER (eds) SeaWiFS postlaunch technical report series, NASA Technical Memorandum, 2000-206892.
- Pérez - Santos, I., W. Schneider, M. Sobarzo, R. Montoya - Sánchez, A. Valle - Levinson, and J. Garcés - Vargas (2010), Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin - Caribbean Sea dynamics, *J. Geophys. Res.*, 115, C10052, doi:10.1029/2010JC006292.
- Pickett, M. H., and J. D. Paduan (2003), Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high resolution atmospheric model (COAMPS), *J. Geophys. Res.*, 108(C10), 3327.
- Piolle, J.F., A. Bentamy (2002), Mean Wind Fields (MWF product), User Manual, 42pp, QuikSCAT, CERSAT, Plouzané.
- Powell, M. D., S. H. Houston, L. R. Amat, and N Morisseau-Leroy (1998), The HRD real-time hurricane wind analysis system, *J. Wind Engineer. and Indust. Aerodyn.* 77&78, 53-64.
- Pond, S. and G. L. Pickard (1983), *Introductory Dynamical Oceanography*, 2nd edition, 329pp, Pergamon, Oxford.
- Poveda, G., P. R. Waylen, R. S. Pulwarty (2006), Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234, 3-27, doi:10.1016/j.palaeo.2005.10.031.P
- Poveda, G. (2004), La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala Inter-decadal hasta la escala diurna, *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 28 (107), 201-222.

- Pozae, R., M. Tomczak (1999), Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline, *Deep Sea Research Part I*, 46(11),1895-1921,doi: 10.1016/S0967-0637(99)00025-4.
- Puga, R., M. E. León y R. Cruz (1995), Estado de explotación y estructura poblacional de la langosta *Panurilus argus* en Cuba, *Rev. Cub. Inv. Pesq.* 19(2),41-50.
- Puga, R., R. Piñeiro, N. Capetillo, M.E. de León, L.S. Cobas (2008), Estado de la pesquería de langosta espinosa (*P. argus*) y su relación con factores ambientales y antrópicos en Cuba, *Informe técnico*, Centro de Investigaciones Pesqueras, La Habana, Cuba, 30 pp.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey and M. G. Schlax (2007), Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature, *J. Clim.*, 20:22, 5473-5496, doi: 10.1175/2007JCLI1824.1.
- Romanou, A., E. P. Chassignet, and W. Sturges (2004), Gulf of Mexico circulation within a high-resolution numerical simulation of the North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 109,1-25.
- Rhein, M., K. Kirchner, C. Mertens, R. Steinfeldt, M. Walter, U. Fleischmann-Wischnath (2005), Transport of South Atlantic water through the passages south of Guadeloupe and across 16°N, 2000-2004, *Deep Sea Res. Part I* 52(12), 2234-2249, doi:10.1016/j.dsr.2005.08.003.
- Richardson, P. L. (2005), Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Research II* 52, 429-463, doi:10.1016/j.dsr2.2004.11.001.
- Rio, M.-H., and F. Hernández (2004), A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model, *J. Geophys. Res.*, 109, C12032.
- Serra, Y. L., G. N. Kiladis, K. I. Hodges (2010), Tracking and mean structure of easterly waves over the Intra-Americas Sea, *J. Climate*, preprint.
- Siam, C., y B. Hernández (1981), Características oceanográficas en dos polígonos al sur de Cuba, *Rev. Cub. Inv. Pesq.* 6(1), 71-96.
- Sosa, M. y Hernández A. (1999), Variaciones del estado del mar al pasar las ondas tropicales por el mar Caribe, *Rev. Cub. Met.*, 6(1),20-22
- Sukhovoy, V. F., G. K. Korotaev and N. B. Shapiro (1980), *Hydrology of the Caribbean Sea and Gulf of Mexico*, 1-180, Leningrad, Geometeoizdat (in Russian).
- Schmitz, W. J., and M.S. McCartney (1993), On the North Atlantic circulation, *Rev. Geophys.* 31, 29-49.
- Sheinbaum, J., J. Candela, A. Badán, J. Ochoa (2002), Flow structure and transport in Yucatan channel, *Geophys. Res. Lett.* 29 (3), 1040. doi:10.1029/2001GL013990.

- Sheinbaum, J., J. Jouanno, B. Barnier, J. Molines (2007), On the Origin of Mesoscale Variability in the Caribbean Sea, *Eos Trans. AGU*, 88(23), *Jt. Assem. Suppl., Abstract 0S51D-05*.
- Sheng, J. and L. Tang (2003), A Numerical study of circulation in the western Caribbean Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 2049–2069.
- Smith, R., L. (1968), . Upwelling, *Oceanogr, Mar. Biol. Annu. Rev.*, 6, 11-46.
- Sturges, W., R. Leben (2000), Frequency of Ring Separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A Revised Estimate. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 1814-1819, doi: 10.1175/1520-0485(2000)030<1814:FORSFT>2.0.CO;2.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey (1994), *Regional Oceanography: An Introduction*, 422 pp, Pergamon.
- Torrence, C., and G. P. Compo (1998), A Practical Guide to Wavelet Analysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61–78, doi: 10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2.
- Troupin, C., F. Machín, M. Ouberdous, D. Sirjacobs, A. Barth, and J. - M. Beckers (2010), High - resolution climatology of the northeast Atlantic using Data - Interpolating Variational Analysis (Diva), *J. Geophys. Res.*, 115, C08005, doi:10.1029/2009JC005512.
- Wang, C. (2007), Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate, *Clim. Dyn.*, 29, 411-422, doi: 10.1007/s00382-007-0243-z.
- Wang, C. and S.-K. Lee (2007), Atlantic warm pool, Caribbean lowlevel jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes, *Geophys. Res. Lett.*, 34, 1-5.
- Wang, C. and D. B. Enfield (2001), The tropical Western Hemisphere warm pool. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1635–1638.
- Walker, N. D., R. R. Leben, and S. Balasubramanian (2005), Hurricane-forced upwelling and chlorophyll a enhancement within cold-core cyclones in the Gulf of Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18610
- Yelland, M., and P.K. Taylor (1996), Wind Stress Measurements from the Open Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 541–558, doi: 10.1175/1520-0485(1996)026<0541:WSMFTO>2.0.CO;2.
- Yeung, C., Mc. Gowan and F. Michael (1989), Differences in Inshore-Offshore and Vertical Distribution of Phyllosoma Larvae Of *Panulirus*, *Scyllarus* and *Scyllarides* in the Florida Keys in May-June, 1989, *Bull of Mar. Sci.*, 49 (3), 699-714.
- Zervas, C., S. Duncan, D. Deitemyer, J. Hubbard, J. Culp, T. Landon, C. Michael, D. Wright and R. Bourgerie (2000), Effects of hurricane Floyd on water levels data report, *NOAA Technical Report NOS CO-OPS 02*, 1-121.