



Ciencias Marinas

ISSN: 0185-3880

cmarinas@uabc.mx

Universidad Autónoma de Baja California
México

Pérez-Santos, Iván; Schneider, Wolfgang; Fernández-Vila, Lázaro
Features and variability of the Cuban Countercurrent in the Yucatan Basin, Caribbean Sea
Ciencias Marinas, vol. 41, núm. 1, 2015, pp. 65-83
Universidad Autónoma de Baja California
Ensenada, México

Available in: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=48036868005>

- How to cite
- Complete issue
- More information about this article
- Journal's homepage in redalyc.org

redalyc.org

Scientific Information System
Network of Scientific Journals from Latin America, the Caribbean, Spain and Portugal
Non-profit academic project, developed under the open access initiative

Features and variability of the Cuban Countercurrent in the Yucatan Basin, Caribbean Sea

Variabilidad y características de la contracorriente Cubana en la cuenca de Yucatán, mar Caribe

Iván Pérez-Santos^{1,2,3*}, Wolfgang Schneider^{1,4}, Lázaro Fernández-Vila⁵

¹ Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Campus Concepción, Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, código postal 4070043, Concepción, Chile.

² Programa COPAS Sur-Austral, Universidad de Concepción, Campus Concepción, Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, código postal 4070043, Concepción, Chile.

³ Fisioaqua, Environmental Studies, Las Condes 6513677, Santiago, Chile.

⁴ Instituto Milenio de Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

⁵ Instituto de Oceanología, Ave 1ra No. 18406 e/ 184 y 186, Rpto. Flores, Playa, La Habana, Cuba.

Corresponding author. E-mail: ivanperez@udec.cl

ABSTRACT. The Cuban Countercurrent (CCC), along with the Yucatan Current, forms part of the Yucatan Basin circulation system, but it has not been well described and its connection to the system of currents in the Caribbean Sea has not been studied. Based on altimetry data (1993–2009) and the MERCATOR three-dimensional assimilation model (2007–2009), the CCC was observed flowing ~1000 km from the eastern Yucatan Channel to Jamaica and to have a width of ~150 km. Off southern Cuba, the mean velocity was 0.20 m s^{-1} at the surface and 0.05 m s^{-1} at 1000 m depth. The CCC transported ~3.5 Sv when it passed through the Yucatan Channel towards the Caribbean Sea, where ~1.6 Sv was recorded south of Cuba. During its annual cycle, the CCC weakened from December to February (0–250 m) and in the summer its magnitude intensified slightly, reaching 0.35 m s^{-1} in August, due to the increase in water temperature of the Atlantic warm pool. Consequently, the sea level rose in the center of the Yucatan Basin and the pressure gradient increased along the Cuban coast, producing an increase in zonal velocity (0.1 m s^{-1}) and transport (2–3 Sv; $r = 0.90$). Its connection to the Caribbean current system demonstrated the importance of its study.

Key words: circulation regime, Cuban Countercurrent, mesoscale eddy, Yucatan Basin, Caribbean Sea.

RESUMEN. La contracorriente Cubana (CCC), junto con la corriente de Yucatán, forma parte del sistema de circulación de la cuenca de Yucatán. Sin embargo, la CCC ha sido poco descrita y se desconoce su conexión con el sistema de corrientes del mar Caribe. Los datos altimétricos (1993–2009) y del modelo tridimensional de asimilación MERCATOR (2007–2009) permitieron observar que la CCC recorrió ~1000 km desde el este del canal de Yucatán hasta Jamaica y tenía un ancho de ~150 km. Al sur de Cuba, la velocidad promedio fue de 0.20 m s^{-1} en la superficie y de 0.05 m s^{-1} a 1000 m de profundidad. La CCC transportó ~3.5 Sv cuando pasó por el canal de Yucatán en dirección hacia el mar Caribe, donde se registró un transporte de ~1.6 Sv al sur de Cuba. En el ciclo anual, la CCC se debilitó de diciembre a febrero en la superficie (0–250 m) y en el verano su magnitud se intensificó ligeramente hasta 0.35 m s^{-1} en agosto, debido al aumento en la temperatura de la alberca de agua cálida del Atlántico. Como consecuencia, el nivel del mar aumentó en el centro de la cuenca de Yucatán y se incrementó el gradiente de presión a lo largo de la costa de Cuba, lo cual produjo un incremento en la velocidad zonal (0.1 m s^{-1}) y el transporte (2–3 Sv; $r = 0.90$). La conexión de la CCC con el sistema de corrientes del mar Caribe demostró la importancia de su estudio.

Palabras clave: régimen de circulación, contracorriente Cubana, remolinos de mesoescala, cuenca de Yucatán, mar Caribe.

INTRODUCTION

The existence of the Cuban Countercurrent (CCC) was first reported by Emilsson (1971) based on hydrographic observations and then by Sukhovoy *et al.* (1980) based on current meter data from the Yucatan Channel. Gómez (1979), based on hydrographic measurements, also observed it close to the western coast of Cuba and, on occasion, some 15 to 30 km from shore, with a maximum velocity of 1.05 m s^{-1} . García *et al.* (1991) reported that it is found at 200 m water

INTRODUCCIÓN

La contracorriente Cubana (CCC) fue observada por primera vez por Emilsson (1971) mediante estudios hidrográficos y luego por Sukhovoy *et al.* (1980) mediante correntómetros en el canal de Yucatán. Gómez (1979), con base en datos hidrográficos, también la observó cerca de la costa occidental Cubana, pero en ciertas ocasiones la encontró entre 15 y 30 km de la costa, con una velocidad máxima de 1.05 m s^{-1} . García *et al.* (1991) localizaron su profundidad

depth and had an average velocity of $0.25\text{--}0.30\text{ m s}^{-1}$ and maximum velocities of $\sim 1.5\text{ m s}^{-1}$. Abascal *et al.* (2003), using *in situ* current data from the Yucatan Channel, corroborated the southward surface flow on the eastern side of the channel (mean velocity of 0.2 m s^{-1}). They also reported two subsurface flows in the same direction, the first on the eastern side, extending from 600 m depth to the bottom ($\sim 1700\text{ m}$), and the second on the western side, from 800 m depth to the bottom (2000 m).

García *et al.* (1991) observed that during the winter months (January, February, and March 1989), the CCC extended southeastwards from Cape San Antonio (Cuba), moving away from the southwestern Cuban shelf, to the Cayman Islands; however, during the rest of the year it extended eastwards, moving parallel to the southwestern coast of Cuba. Ezer *et al.* (2003) reported that the southward flows in the Yucatan Channel, both at the surface and bottom (eastern and western sides), play a role in balancing the waters flowing through the Channel towards the Gulf of Mexico and then exiting to the east through the Florida Straits. Since the depth of the Yucatan Channel is much greater (2000 m) than that of the Florida Straits (800 m) and the volume transport through both is similar ($\sim 28\text{ Sv}$), a balance is maintained by the detachment of eddies from the Loop Current that drift to the west of the Gulf of Mexico and by the southward flows through the Yucatan Channel.

Most studies undertaken in this area have concentrated on the behavior of the flows passing through the Yucatan Channel towards the Gulf of Mexico and the relationship between the variability of the Loop Current and detached eddies (Ezer *et al.* 2003), as well as on the validation of models with *in situ* data (Candela *et al.* 2003). The variability and transport of these flows have also been quantified and analyzed (Johns *et al.* 2002, Abascal *et al.* 2003). The results obtained from a group of numerical models (CLIPPER, PAM, CANDIE, MICOM, POM, NCOM) for the Caribbean Sea, Gulf of Mexico, and part of the Atlantic Ocean, showed a general agreement in the direction of the flows passing through the Yucatan Channel towards the Gulf of Mexico and Caribbean Sea (Oey *et al.* 2005). All the models indicated a southward current on the eastern side of the Yucatan Channel from the surface to the bottom; however, *in situ* measurements have indicated a divided flow: one from 0 to 200 m and the other from 600 to 1700 m (Candela *et al.* 2003).

This paper reports new information on the current regime in the Yucatan Basin, and addresses several questions regarding the horizontal and vertical extension and the southward transport of the CCC across the Yucatan Channel and along the southwestern coast of Cuba. It also examines its variability and relationship with mesoscale eddies using MERCATOR model outputs and surface current satellite altimetry data.

en la columna de agua hasta los 200 m y registraron una velocidad media de $0.25\text{--}0.30\text{ m s}^{-1}$ y máxima de $\sim 1.5\text{ m s}^{-1}$. Por otro lado, Abascal *et al.* (2003), mediante datos *in situ* de corrientes en todo el canal de Yucatán, corroboraron el flujo superficial hacia el sur en el lado este del canal (velocidad media de 0.2 m s^{-1}). Además, estos autores registraron dos flujos subsuperficiales en esa misma dirección; el primero de estos flujos lo observaron en el lado este y se extendió desde los 600 m de profundidad hasta el fondo ($\sim 1700\text{ m}$), mientras que el segundo lo observaron en el lado oeste, desde los 800 m de profundidad hasta el fondo (2000 m).

Respecto a su extensión superficial, García *et al.* (1991) señalaron 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 plataforma suroccidental de Cuba, hasta llegar a las islas Caimán; sin embargo, para el resto del año, su dirección fue hacia el este, moviéndose en forma paralela a la costa suroccidental de Cuba. Ezer *et al.* (2003) destacó que los flujos hacia el sur en el canal de Yucatán, tanto en la superficie como en el fondo (lados este y oeste), intervienen en el balance de las aguas que pasan por el canal hacia el golfo de México y después salen con dirección hacia el este por el estrecho de Florida. Debido a que la profundidad del canal de Yucatán es mucho mayor (2000 m) que la del estrecho de Florida (800 m) y los volúmenes de agua que se transportan por ambos lados son aproximadamente iguales ($\sim 28\text{ Sv}$), el balance es mantenido por el desprendimiento de remolinos de la corriente del Lazo hacia el oeste del golfo de México y por los flujos hacia el sur por el canal de Yucatán.

La mayoría de los estudios realizados en esta área se han centrado en el comportamiento de los flujos que pasan por el canal de Yucatán hacia el golfo de México y la relación entre la variabilidad de la corriente de Lazo y los remolinos que se desprenden de ella (Ezer *et al.* 2003), así como en la validación de modelos con datos *in situ* (Candela *et al.* 2003). Además, se ha cuantificado y estudiado la variabilidad y el transporte de estos flujos (Johns *et al.* 2002, Abascal *et al.* 2003). Los resultados de un grupo de modelos numéricos (CLIPPER, PAM, CANDIE, MICOM, POM, NCOM) para el mar Caribe, el golfo de México y parte del océano Atlántico mostraron una coincidencia general en la dirección de los flujos que pasaron por el canal de Yucatán hacia el golfo de México y el mar Caribe (Oey *et al.* 2005). Todos los modelos representaron una corriente con sentido hacia el sur en el lado este del canal de Yucatán, desde la superficie hasta el fondo, pero las mediciones *in situ* presentaron un flujo dividido: uno de 0–200 m y el otro de 600–1700 m (Candela *et al.* 2003).

Este artículo incorpora nuevos conocimientos sobre el régimen de corrientes en la cuenca de Yucatán, y responde a un grupo de preguntas relacionadas con la extensión horizontal y vertical, y el transporte de la CCC cuando atraviesa el canal de Yucatán con sentido hacia el sur y se traslada por la

MATERIALS AND METHODS

Surface currents derived from satellite altimetry data

The AVISO product containing absolute geostrophic velocities computed from absolute dynamic topography (Maps of Absolute Dynamic Topography, <http://www.aviso.altimetry.fr>) was used. The dynamic topography was obtained from the sum of sea level anomalies and Rio05 mean dynamic topography (Rio and Hernandez 2004). The AVISO gridded sea surface heights above geoid product was also used. Both products had a weekly resolution and a spatial resolution of $1/3^\circ$, and the data covered the period from 1993 to 2009.

MERCATOR model

MERCATOR PSY2V3R1 ATL12 model outputs (<http://www.mercator-ocean.fr>) were used to improve the temporal and horizontal resolution of the marine current data and obtain vertical records of currents throughout the water column. The MERCATOR model uses the SAM2V1 assimilation system, which is a multivariate assimilation algorithm derived from the analysis of the singular extended evolutive Kalman (SEEK) filter (Pham *et al.* 1998). The assimilation incorporates sea-level anomaly data from the Jason, Envisat, and GFO satellites, as well as sea surface temperature data, and CORIOLIS and ARGO temperature and salinity profiles. It also incorporates *in situ* measurements taken by drifting buoys, ships, and global and regional research cruises. The mean dynamic topography computed by Rio and Hernandez (2004) was used as reference for sea surface height. The model was forced with the daily European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis for the period 2000–2005 (Goosse *et al.* 2001), the temperature and salinity climatology proposed by Levitus *et al.* (1998), and the Dai and Trenberth (2002) runoff estimates. The bathymetry was recreated using the ETOPO2 and GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) global relief models.

The MERCATOR PSY2V3R1 ATL12 data cover the northern tropical ocean and the Atlantic Ocean from 20° S to 80° N, including the Mediterranean Sea. The horizontal grid was extracted from the global ORCA grid and had a spatial resolution of $1/12^\circ$ ($\sim 9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$) (Madec and Imbard 1996), a temporal resolution of one day, and 43 vertical levels (Barnier *et al.* 2006); the data covered the period from 2007 to 2009. The domain extracted for this study covered the northwestern Caribbean Sea and southeastern Gulf of Mexico ($14\text{--}29^\circ$ N, $75\text{--}92^\circ$ W), and zonal and meridional current velocities and sea surface height were used as parameters. The MERCATOR model has been successfully used to study the Yucatan Current flow (Candela *et al.* 2003) and the mixing processes favoring the increase in chlorophyll *a* in the Yucatan Basin (Pérez-Santos *et al.* 2014).

costa suroccidental de Cuba. Además, se estudió la variabilidad de la CCC y su relación con los remolinos de mesoescala usando las salidas del modelo de asimilación MERCATOR y los datos de corrientes superficiales procedentes de la altimetría satelital.

MATERIALES Y MÉTODOS

Corrientes superficiales derivadas de los datos altimétricos satelitales

Se usó el producto AVISO que contiene información sobre las corrientes geostroficas absolutas derivada de la topografía dinámica absoluta (Maps of Absolute Dynamic Topography, <http://www.aviso.altimetry.fr>). La topografía dinámica fue obtenida de la suma de las anomalías del nivel del mar más la topografía dinámica media de Rio05 (Rio y Hernandez 2004). Además, se utilizó el producto AVISO de la altura absoluta del nivel del mar por encima del geoide. La resolución temporal de ambos productos fue semanal y la resolución espacial fue de $1/3^\circ$; los datos abarcaron un periodo de 1993 a 2009.

Modelo MERCATOR

Para mejorar la resolución temporal y horizontal de los datos de corrientes marinas y además contar 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 usó el sistema de asimilación SAM2V1, que es un algoritmo multivariado de asimilación derivado del análisis del filtro SEEK (del inglés, *singular extended evolutive Kalman*) (Pham *et al.* 1998). La asimilación incorpora datos de anomalías del nivel del mar de los satélites Jason, Envisat y GFO, así como datos de la temperatura superficial del mar y los perfiles de temperatura y salinidad de CORIOLIS y ARGO. Además, incorpora las mediciones *in situ* de boyas derivadoras, barcos y cruceros de investigaciones globales y regionales. Para la altura de la superficie del mar, se usó como referencia la topografía dinámica media de Rio y Hernandez (2004). Como forzantes, el modelo utilizó el análisis operacional diario del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts para el periodo 2000–2005 (Goosse *et al.* 2001), la climatología de temperatura y salinidad de Levitus *et al.* (1998) y la base de datos de escorrentía de Dai y Trenberth (2002). La batimetría fue confeccionada con los productos del modelo global del relieve submarino ETOPO2 y GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans).

Los datos de MERCATOR PSY2V3R1 ATL12 cubren el norte del océano tropical y el Atlántico, desde los 20° S a los 80° N, incluyendo el mar Mediterráneo. La grilla horizontal se extrajo de la grilla global ORCA y tenía una resolución espacial de $1/12^\circ$ ($\sim 9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$) (Madec e Imbard 1996) y

Sea surface temperature

Sea surface temperature ($1^\circ \times 1^\circ$) was obtained from the *World Ocean Atlas* monthly climatology (Locarnini *et al.* 2010). High-resolution infrared satellite sea surface temperature data for the period 1993–2009 were also used (Reynolds *et al.* 2007). Both data bases were used to determine the influence of the Atlantic warm pool on the Yucatan Basin.

Calculation of mean and eddy kinetic energy

Mean kinetic energy (MKE) and mean eddy kinetic energy (MEKE) were calculated using the surface geostrophic current data for the entire period covered by both data bases (AVISO and MERCATOR):

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

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

where $\langle \rangle$ indicates the mean over time, and u is the zonal component and v the meridional component of the surface current. These expressions have been used to illustrate the high energy generated by the currents on entering the Caribbean Sea (Jouanno *et al.* (2008), as well as to study and characterize the mesoscale variability in this area (Richardson 2005) and other regions (Hormazabal *et al.* 2004).

RESULTS

Mean surface current regime

The surface current field of the MERCATOR assimilation model (period 2007–2009) revealed the same system of currents as that shown by the altimetry data, despite the short time series (fig. 1a). The high spatial resolution of the data, however, distinguished certain particularities of the current regime not shown by the altimetry data (fig. 1b). Among the most important features shown by MERCATOR were two jets (J1 and J2) crossing the Jamaican underwater ridge (fig. 1a); J2 was incorporated into the circulation off southwestern Cuba and helped to form an anticyclonic eddy (A2). The eastern portion of the Yucatan Current that did not pass through the Yucatan Channel flowed in a clockwise direction and formed another anticyclonic eddy (A1), while another portion of this flow veered towards the southeast-east and was incorporated into the CCC. It was in this area with relatively high velocities (MERCATOR, $0.2\text{--}0.3 \text{ m s}^{-1}$) where the passage of CCC coincided with the mesoscale eddies.

Another interesting feature shown by MERCATOR was the cyclonic circulation (C1) observed off the southwestern-most part of Cuba (fig. 1a). This eddy (diameter of $\sim 160 \text{ km}$)

una resolución temporal diaria en 43 niveles verticales (Barnier *et al.* 2006); los datos cubrieron el periodo de 2007 a 2009. El dominio extraído para este estudio comprendió el noroeste del mar Caribe y sureste del golfo de México ($14\text{--}29^\circ \text{ N}$, $75\text{--}92^\circ \text{ W}$), y se utilizaron los parámetros velocidad zonal y meridional de las corrientes marinas y altura de la superficie del mar. El modelo MERCATOR ha sido utilizado con éxito en el estudio del transporte de la corriente de Yucatán (Candela *et al.* 2003) y en el estudio de los procesos de mezcla que favorecen el incremento de la clorofila-*a* en la cuenca de Yucatán (Pérez-Santos *et al.* 2014).

Temperatura superficial del mar

La temperatura del mar en el nivel de superficie ($1^\circ \times 1^\circ$) se obtuvo de la climatología mensual del atlas global del océano (*World Ocean Atlas*, Locarnini *et al.* 2010). Como complemento se utilizó el producto de alta resolución de la temperatura superficial del mar proveniente de los satélites infrarrojos en el periodo 1993–2009 (Reynolds *et al.* 2007). Ambas bases de datos fueron usadas para representar la influencia de la alberca de agua cálida del Atlántico noroeste en la cuenca de Yucatán.

Cálculo de la energía cinética promedio y energía cinética promedio de remolino

Con base en los datos de las corrientes geostóficas en la superficie para todo el periodo de ambas bases de datos (AVISO y MERCATOR), se calculó la energía cinética promedio (ECP) y la energía cinética de remolino promedio (ECRP):

$$\text{ECP} = \frac{1}{2}(u^2 + v^2) \quad (1)$$

$$\text{ECRP} = \frac{1}{2}[\langle (u - \bar{u})^2 \rangle + \langle (v - \bar{v})^2 \rangle] \quad (2)$$

donde $\langle \rangle$ indica el promedio en el tiempo, y u representa la componente zonal y v la componente meridional de la corriente en superficie. Estas expresiones fueron empleadas para ilustrar la alta energía que generaron las corrientes al entrar al mar Caribe (Jouanno *et al.* 2008), así como para estudiar y caracterizar la variabilidad de mesoescala en esta zona (Richardson 2005) y otras regiones (Hormazabal *et al.* 2004).

RESULTADOS

Régimen promedio de las corrientes superficiales

El campo de corrientes superficiales del modelo de asimilación MERCATOR (periodo 2007–2009) mostró el mismo sistema de corrientes que aquel mostrado por altimetría, a

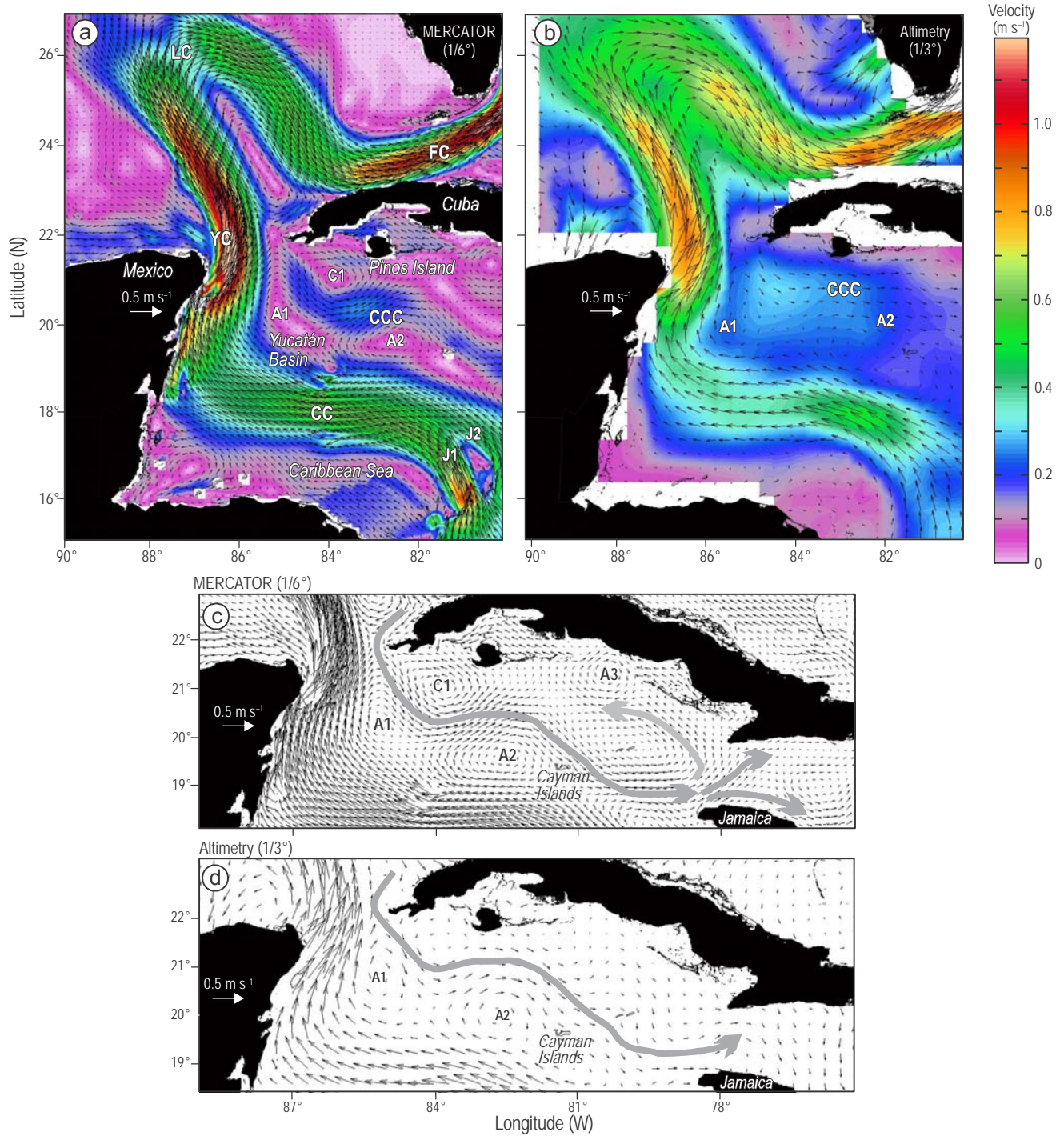


Figure 1. Long-term mean of the surface geostrophic current from (a) MERCATOR model data and (b) AVISO altimetry data for the period 2007–2009. Color contours represent the velocity field and vectors represent the current directions. (c) MERCATOR and (d) AVISO data showing the trajectory of the Cuban Countercurrent and the trifurcation of flows near Jamaica (grey line). The MERCATOR data (original resolution of $1/12^\circ$) are presented with a resolution of $1/6^\circ$ for better presentation.

Figura 1. Media a largo plazo de la corriente geostrofica superficial a partir de (a) datos del modelo MERCATOR y (b) datos altimétricos (AVISO) para el periodo 2007–2009. Los contornos de color representan el campo de velocidad y los vectores representan la dirección de las corrientes. Datos de (c) MERCATOR y (d) AVISO mostrando el recorrido de la contracorriente Cubana y la trifurcación de los flujos cerca de Jamaica (línea gris). Los datos de MERCATOR (resolución original de $1/12^\circ$) se presentan con una resolución de $1/6^\circ$ para una mejor presentación.

CCC = Cuban Countercurrent/contracorriente Cubana; CC = Caribbean Current/corriente del Caribe; FC = Florida Current/corriente de Florida; LC = Loop Current/corriente del Lazo; YC = Yucatan Current/corriente de Yucatán; A1, A2, A3 = anticyclonic eddies/remolinos anticiclónicos; C1 = cyclonic eddy/remolino ciclónico; J1, J2 = jets/chorros.

was not shown by the altimetry data. On widening the domain to include the CCC flow in the northern Caribbean, a third anticyclonic eddy (A3) was observed off central Cuba (fig. 1c), also not shown by the altimetry data (fig. 1d). The grey line in figure 1(c, d) indicates the complete trajectory of the CCC (fig. 2). Both the MERCATOR and altimetry data showed that the predominant flow direction was to the east-southeast, from northwestern Cuba to the westernmost part of Jamaica.

Mean and eddy kinetic energy

Off southern Cuba, the CCC flow showed greatest variability (± 0.15 to ± 0.3 m s⁻¹) to the southwest of the Isle of Pines (fig. 2a, b). The MERCATOR standard deviation showed high variability of the CCC, with relatively high values (± 0.18 to ± 0.2 m s⁻¹) to the northwest and southeast of the Cayman Islands, coinciding with the trajectory towards Jamaica (fig. 3a). Both the MERCATOR and altimetry data indicated that the highest MKE values corresponded to the Yucatan Basin, to the southwest of the Isle of Pines, excluding from this analysis the maximum absolute MKE values for the Caribbean Current and Yucatan Current (fig. 2c, d). MEKE was high (fig. 2e, f), including two local maximum values observed to the north of Cozumel Island and to the west of Chinchorro Bank (fig. 2e).

Transport in the Yucatan Channel and south of Cuba

The MERCATOR data were used to calculate mean transport in a section traversing the Yucatan Channel from east to west (called S1) and in a north-to-south section (called S2) to the south of the Isle of Pines, Cuba (fig. 3a). A total northward transport (towards the Gulf of Mexico) of 27.9 ± 3.50 Sv was obtained for S1 (fig. 3b). The highest current velocities (120 to 130 cm s⁻¹) occurred on the western side of the channel, where high standard deviations were also observed (fig. 3c). The total southward transport (towards the Caribbean Sea) for the entire Yucatan Channel was 4.37 ± 2.60 Sv (table 1, series S1-T), the highest velocities (10–15 cm s⁻¹) occurring at the surface on the eastern side of the channel (fig. 3b, grey shaded area, 0–250 m depth). For this part of the channel, the standard deviations ranged from ± 15 to ± 35 cm s⁻¹ (fig. 3c) and transport was 1.00 ± 1.02 Sv (table 1, series S1-C). The highest southward transport (3.45 ± 2.70 Sv) occurred along the eastern side of the channel, from the surface to the bottom, whereas subsurface transport on the western side (table 1, series S1-W) was 0.91 ± 0.73 Sv.

In S2, the CCC was observed between 19.5° and 21° N, to 2000 m depth, with velocities between 5 and 20 cm s⁻¹ in the upper 1000 m (fig. 3d, grey shaded area), where the highest standard deviations were also observed (fig. 3e). From 1000 to 2000 m depth, the velocities were low (~ 5 cm s⁻¹). Mean eastward transport was 1.6 ± 0.9 Sv (table 1, series S2) and in

pesar de la corta duración de la serie (fig. 1a). Sin embargo, la alta resolución espacial de estos datos distinguió ciertas particularidades de este régimen que la altimetría no mostró (fig. 1b). Algunos de los rasgos más importantes mostrados por MERCATOR fueron dos chorros (J1 y J2) que cruzaron la cordillera de Jamaica (fig. 1a); J2 se incorporó a la circulación de la región suroccidental de Cuba y ayudó a la formación de un giro anticiclónico (A2). Además, el borde este de la corriente de Yucatán que no pasó por el canal de Yucatán giró en sentido horario formando el giro anticiclónico A1, mientras otra parte de este flujo tomó la dirección sureste-este incorporándose a la CCC. En esta zona con velocidades relativamente altas (MERCATOR, 0.2–0.3 m s⁻¹) fue donde coincidió el paso de la CCC con los remolinos de mesoescala.

Otro rasgo de interés mostrado por MERCATOR fue la circulación ciclónica (C1) observada en el extremo sur occidental de Cuba (fig. 1a). Este giro (diámetro de ~ 160 km) no alcanzó a ser reproducido por altimetría. Al ampliar el dominio de la región y centrarlo aún más en todo el recorrido de la CCC por el norte del mar Caribe, se observó un tercer giro anticiclónico (A3) en la región centro-sur de Cuba (fig. 1c), que tampoco fue representado por los datos altimétricos (fig. 1d). La línea gris en la figura 1(c, d) evidenció el recorrido completo de la CCC (fig. 2). Ambos productos (MERCATOR y altimetría) mostraron la dirección predominante de la CCC hacia el este-sureste, desde la región noroccidental de Cuba hasta el extremo oeste de Jamaica.

Energía cinética promedio y energía cinética promedio de remolino

En el recorrido de la CCC por el sur de Cuba, la mayor variabilidad (± 0.15 a ± 0.3 m s⁻¹) fue observada al suroeste de la isla de Pinos, Cuba (fig. 2a, b). La desviación estándar de MERCATOR mostró una alta variabilidad de la CCC, y los valores relativamente altos (± 0.18 a ± 0.2 m s⁻¹) se observaron al noroeste y sureste de las islas Caimán, que coincidieron con la trayectoria de la CCC hacia Jamaica (fig. 3a). Tanto MERCATOR como la altimetría mostraron los valores más altos de ECP en la cuenca de Yucatán, al suroeste de la isla de Pinos, excluyendo de este análisis a los máximos absolutos de ECP de la corriente del Caribe y la corriente de Yucatán (fig. 2c, d). La ECRP fue alta (fig. 2e y 2f), incluyendo dos máximos locales observados al norte de la isla de Cozumel y al oeste del banco de Chinchorro (fig. 2e).

Transporte en el canal de Yucatán y sur de Cuba

Con base en los datos de MERCATOR, se calculó el transporte promedio en una sección que atravesó el canal de Yucatán de este a oeste (denominada S1) y en una sección de norte a sur (denominada S2) ubicada al sur de la isla de Pinos (fig. 3a). Se obtuvo un transporte total con dirección hacia el norte (hacia el golfo de México) de 27.9 ± 3.5 Sv

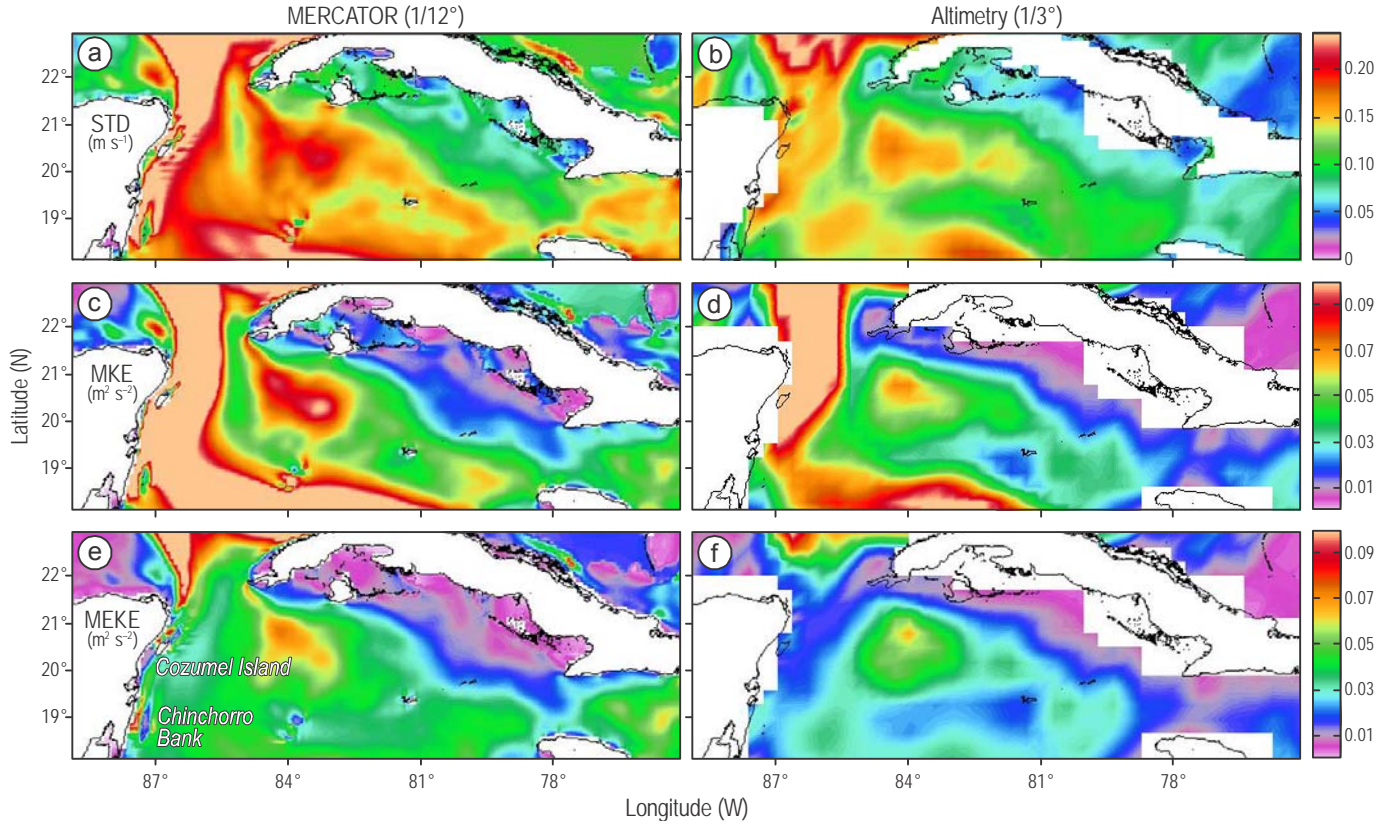


Figure 2. (a, b) Standard deviation of the surface current velocities, (c, d) mean kinetic energy (MKE), and (e, f) mean eddy kinetic energy (MEKE) during 2007–2009. The left column corresponds to MERCATOR data and the right column to AVISO altimetry data.

Figura 2. (a, b) Desviación estándar de la velocidad de las corrientes superficiales, (c, d) energía cinética promedio (MKE), y (e, f) energía cinética de remolino promedio (MEKE) durante 2007–2009. La columna izquierda corresponde a los datos del modelo MERCATOR y la columna derecha a los datos altimétricos (AVISO).

the upper 250 m, mean transport was 0.65 ± 0.47 Sv (S2-C). At bottom depths, between 2000 and 4500 m (S2-bottom), mean transport was only 0.26 ± 0.2 Sv. At 1000 m depth, mean transport was similar to that at the surface but the velocities were lower (maximum of 5 cm s^{-1}) (figure not shown).

Monthly mean of the surface currents

The monthly mean of the altimetry-derived geostrophic currents showed a similar CCC direction and trajectory as the average conditions (fig. 4, vectors). Also, the absolute sea surface height showed the almost permanent presence of eddies A1 and A2 (fig. 4, color contours). Differences in behavior, however, were observed in some months. For example, in November the CCC flowed on the eastern side of the Yucatan Channel towards the Yucatan Basin but did not reach the Cayman Islands, and in December the CCC did not pass through the Yucatan Channel, while eddy A1 did not form in either December or March. Though the CCC reached Jamaica in November and December, the altimetry data indicated that this was due to inflow from the Caribbean Current

para S1 (fig. 3b). Las mayores velocidades de la corriente ($120\text{--}130 \text{ cm s}^{-1}$) fueron registradas en el borde oeste del canal, donde también se observaron altas desviaciones estándares (fig. 3c). El transporte total con dirección hacia el sur (hacia el mar Caribe) en todo el canal de Yucatán fue de 4.37 ± 2.6 Sv (tabla 1, serie S1-T), y las mayores velocidades ($10\text{--}15 \text{ cm s}^{-1}$) se observaron en la superficie en el lado este del canal (fig. 3b, área sombreada de color gris entre 0–250 m). En esta área del canal, las desviaciones estándares estuvieron entre ± 15 y $\pm 35 \text{ cm s}^{-1}$ (fig. 3c) y el transporte fue de 1.00 ± 1.02 Sv (tabla 1, serie S1-C). El mayor transporte con dirección hacia el sur (3.45 ± 2.70 Sv) se realizó por todo el borde este del canal, desde la superficie hasta el fondo, mientras que por el lado oeste (tabla 1, serie S1-W) se transportaron por la subsuperficie 0.91 0.73 Sv.

En la sección S2, la posición de la CCC se observó entre 19.5° y 21° N, hasta los 2000 m de profundidad, con velocidades entre 5 y 20 cm s^{-1} en los primeros 1000 m (fig. 3d, área sombreada de color gris), donde también se registraron las mayores desviaciones estándares (fig. 3e). Entre 1000 y 2000 m, las velocidades fueron bajas ($\sim 5 \text{ cm s}^{-1}$). El transporte promedio hacia el este fue de 1.6 ± 0.9 Sv (tabla 1,

Table 1. Mean transport calculated in different parts of sections S1 and S2 (see fig. 3a for their location). Grey shaded time series represent the average transport of the Cuban Countercurrent when passing through the eastern side of the Yucatan Channel (S1-E) and to the south of the Isle of Pines (S2).

Tabla 1. Transporte promedio calculado para diferentes partes de las secciones S1 y S2 (su ubicación se muestra en fig. 3a). Las series de tiempo sombreadas representan el transporte promedio de la contracorriente Cubana al pasar por el lado este del canal de Yucatán (S1-E) y al sur de la isla de Pinos (S2).

| Transport time series | Transport direction | Area | | Transport (Sv) | | |
|-----------------------|---------------------|----------------|-----------|----------------|--------------------|------------------|
| | | Position | Depth (m) | Mean | Standard deviation | Absolute maximum |
| S1-YC | North | Entire channel | 0–2000 | 27.90 | ±3.50 | 38.5 |
| S1-T | South | Entire channel | 0–2000 | 4.37 | ±2.60 | 13.8 |
| S1-C | South | 85°/85.6° W | 0–250 | 1.00 | ±1.02 | 5.8 |
| S1-E | South | 85°/85.6° W | 0–2000 | 3.45 | ±2.70 | 12.9 |
| S1-W | South | 85.6°/86.7° W | 0–2000 | 0.91 | ±0.73 | 4.1 |
| S1-bottom | South | Entire channel | 1000–2000 | 1.41 | ±0.80 | 4.9 |
| S2 | East | 19.5°/21.0° N | 0–2000 | 1.60 | ±0.90 | 4.0 |
| S2-C | East | 19.5°/21.0° N | 0–250 | 0.65 | ±0.47 | 2.2 |
| S2-bottom | East | 19.5°/21.0° N | 2000–4500 | 0.26 | ±0.20 | 1.1 |
| S2-T | East | 19.5°/21.0° N | 0–4500 | 1.89 | ±1.00 | 4.6 |

off southwestern Cuba, when it crossed the Jamaica ridge and veered clockwise at ~83° W, after which it proceeded south-eastwards. MERCATOR data were used to perform an analogous analysis for the surface level. The behavior of the mean monthly February to October data was similar to that of the altimetry data, and the most intense circulation occurred in August. During November and December, the circulation in the eastern part of the study area, between Jamaica and south-eastern Cuba, was northwestwards and westwards, indicating the inflow of water from the Jamaica Channel and Windward Passage (figure not shown).

The annual mean of absolute sea surface height, current magnitude, zonal and meridional velocities, and MKE and MEKE for box A (fig. 5; 20–21° N, 82–84° W) confirmed that during summer the CCC was more intense in August and September (fig. 5a–d). The monthly mean of absolute sea surface height for box B (fig. 5; 19–20° N, 82–84° W) showed higher values than for box A throughout the year but more notably in summer. From a hydrodynamic viewpoint, the zonal geostrophic velocity (u , east-to-west direction) was obtained from the equation of motion for nonviscous flows (Pond and Pickard 1983):

$$u = -\frac{g \delta(SSH)}{f \delta y} \quad (3)$$

where g is the acceleration due to gravity, f is the Coriolis parameter, SSH is the absolute sea surface height above the geoid, and δy is the distance between latitudes. Then, $\frac{\delta(SSH)}{\delta y}$ is the gradient of absolute sea surface height

serie S2) y en los primeros 250 m, el transporte promedio fue de 0.65 ± 0.47 Sv (S2-C). Por el fondo, entre 2000 y 4500 m (S2-fondo), se transportaron sólo 0.26 ± 0.2 Sv. En los primeros 1000 m de profundidad, la CCC mantuvo su recorrido similar a la superficie pero con velocidades más bajas (máximos de 5 cm s^{-1}) (no se muestra la figura).

Promedio mensual de las corrientes superficiales

El promedio mensual de las corrientes geostróficas derivadas de la altimetría mostró la dirección y el recorrido de la CCC similar a las condiciones promedio (fig. 4, vectores). Además, la altura absoluta del nivel del mar reveló la presencia casi permanente de los remolinos A1 y A2 (fig. 4, contorno en colores). Sin embargo, este comportamiento presentó algunas diferencias durante algunos meses. Por ejemplo, en noviembre la CCC pasó por el este del canal de Yucatán hacia la cuenca de Yucatán, pero no llegó a las islas Caimán; en diciembre no se observó el paso de la CCC por el canal de Yucatán; y el remolino A1 no se formó en diciembre ni en marzo. Aunque durante noviembre y diciembre la contracorriente llegó a Jamaica, los datos altimétricos mostraron que esto fue debido al aporte que realizó la corriente del Caribe a la circulación en la región suroccidental de Cuba, cuando ésta atravesó la cordillera de Jamaica y giró en sentido horario en ~83° W, y después tomó la dirección sureste. Un análisis análogo fue realizado con MERCATOR para el nivel de superficie. El promedio mensual para los datos de febrero a octubre presentó un comportamiento muy parecido al de los datos altimétricos, y la circulación más intensa se observó para agosto. Durante noviembre y diciembre, la

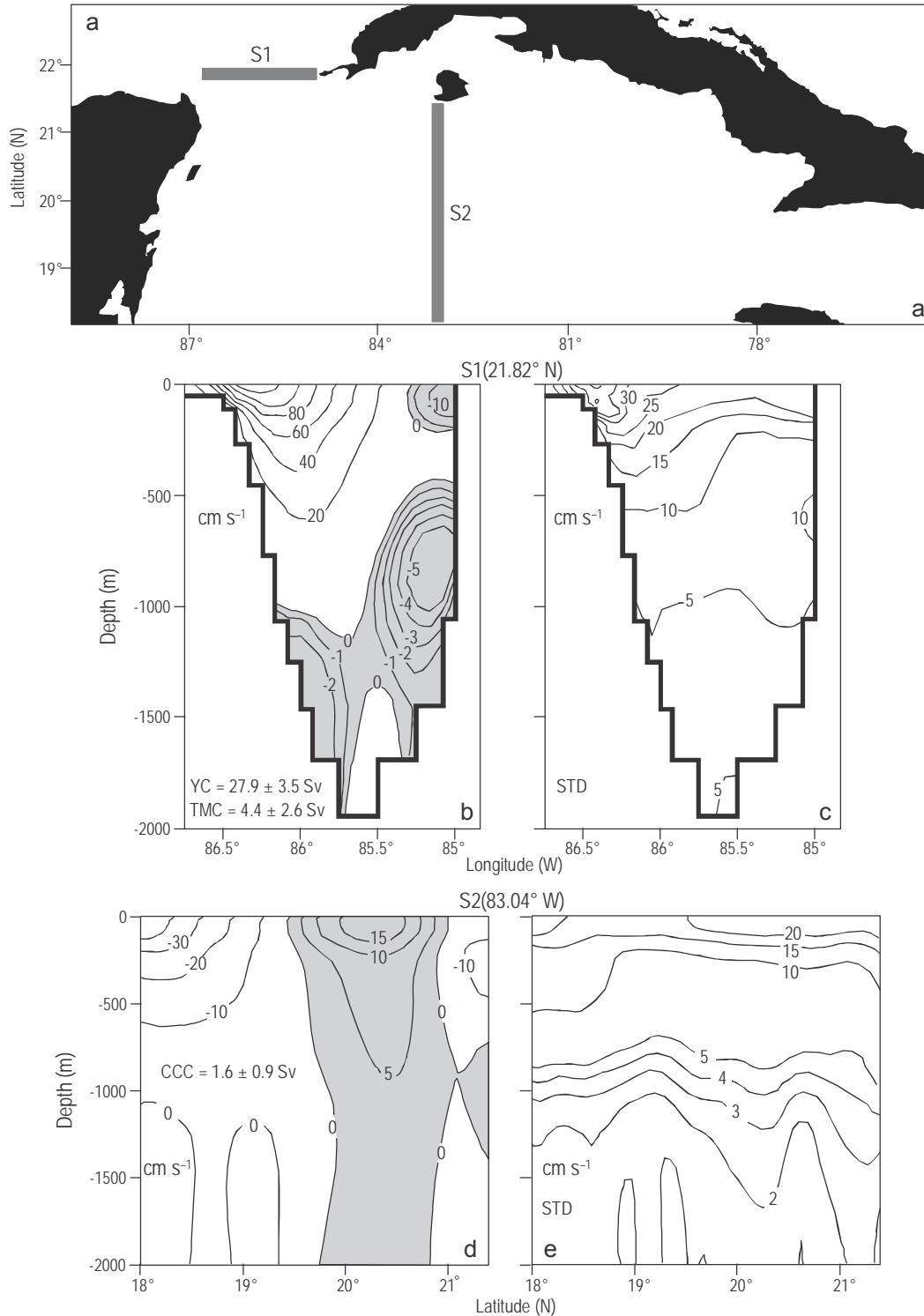


Figure 3. (a) Vertical sections used to calculate the mean velocities (cm s⁻¹) and transport through the Yucatan Channel (S1) and the Yucatan Basin (S2) with MERCATOR data for the period 2007–2009. (b) Mean meridional velocities and (c) standard deviation in the Yucatan Channel (YC). (d) Mean zonal velocities (CCC, Cuban Countercurrent) and (e) standard deviation in the Yucatan Basin. The grey shaded area in (b) and (d) shows the southward and eastward, respectively, current flow. STD, standard deviation.

Figura 3. (a) Secciones verticales usadas para calcular la velocidad (cm s⁻¹) y el transporte promedio por el canal de Yucatán (S1) y la cuenca de Yucatán (S2) con datos del modelo MERCATOR para el periodo 2007–2009. (b) Velocidades meridionales promedio y (c) desviación estándar en el canal de Yucatán (YC). (d) Velocidades zonales promedio (CCC, contracorriente Cubana) y (e) desviación estándar en la cuenca de Yucatán. El área sombreada (color gris) en (b) y (d) muestra el flujo hacia el sur y el este, respectivamente. STD, desviación estándar.

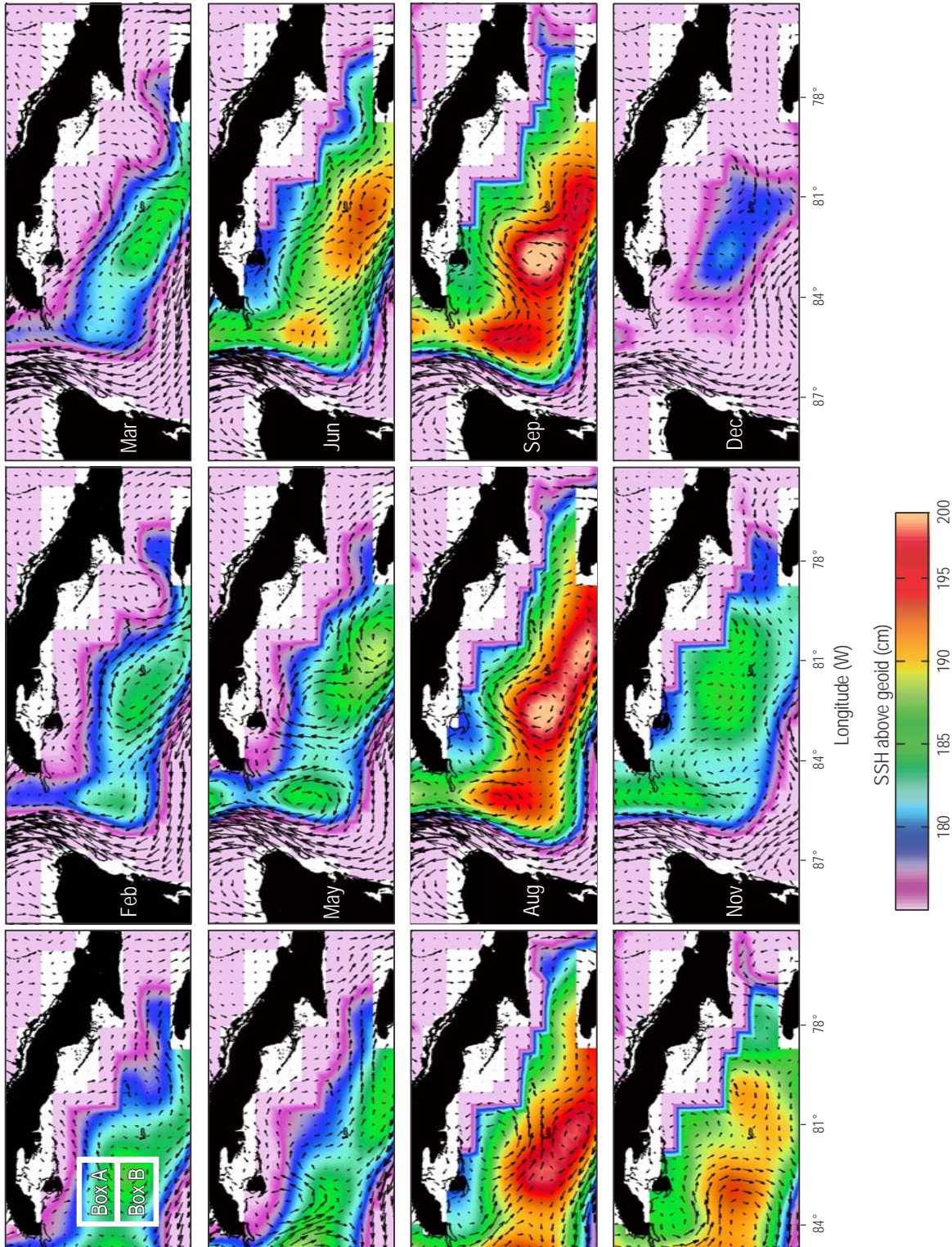


Figure 4. Long-term monthly mean of the surface geostrophic current (vectors) and the sea surface height (SSH) above the geoid (color contours) obtained from AVISO altimetry data during 1993–2009. Box A and box B mark the region where the long-term monthly mean time series was extracted.

Figura 4. Promedio mensual a largo plazo de la corriente geostrofica superficial (vectores) y la altura del nivel del mar por encima del geode (contornos de color) obtenidos con datos altimétricos (AVISO) para el periodo 1993–2009. Los cuadros A y B indican la región de donde se extrajo la serie de tiempo mensual.

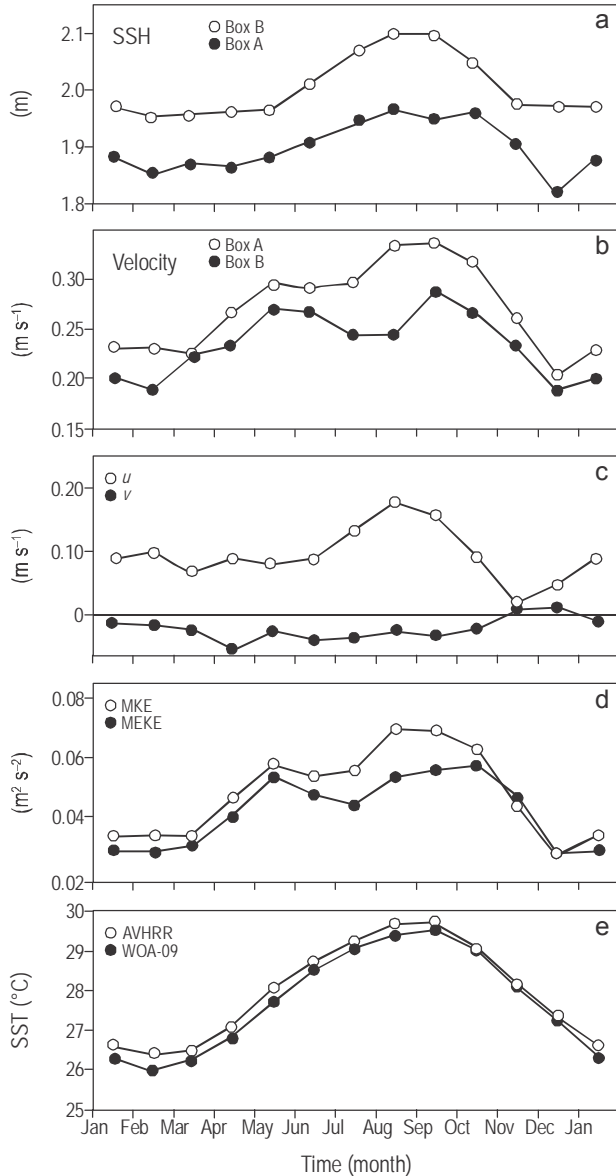


Figure 5. Long-term monthly means of (a) sea surface height (SSH), (b) surface current velocity, (c) zonal (u) and meridional (v) velocities, and (d) mean kinetic energy (MKE) and mean eddy kinetic energy (MEKE) from AVISO altimetry data. Averaged box A (20–21° N, 82–84° W) and box B (19–20° N, 82–84° W) data for the period 1993–2009. (e) Monthly mean climatology of sea surface temperature (SST) taken from the *World Ocean Atlas* (WOA) 2009 and OI-SST product from AVHRR. See figure 4 for the location of boxes A and B.

Figura 5. Promedios mensuales a largo plazo de (a) la altura del nivel del mar (SSH), (b) la velocidad de la corriente superficial, (c) las velocidades zonales (u) y meridionales (v), y (d) la energía cinética promedio (MKE) y energía cinética de remolino promedio (MEKE) a partir de datos altimétricos (AVISO). Datos promediados del cuadro A (20–21° N, 82–84° W) y cuadro B (19–20° N, 82–84° W) para el periodo 1993–2009. (e) Climatología promedio mensual de la temperatura superficial del mar (SST) tomada del *World Ocean Atlas* (WOA) 2009 y el producto OI-SST de AVHRR. La ubicación de los cuadros A y B se muestra en la figura 4.

circulación al este del área de estudio, entre Jamaica y el sureste de Cuba, fue con dirección hacia el noroeste y oeste, lo cual indica una entrada de aguas desde el canal de Jamaica y el paso de los Vientos (no se muestra la figura).

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 ECP y ECRP para el cuadro A (fig. 5; 20–21° N, 82–84° W), confirmaron que durante el verano la CCC fue más intensa en agosto y septiembre (fig. 5 a–d). El promedio mensual de la altura absoluta del nivel del mar para el cuadro B (fig. 5; 19–20° N, 82–84° W) mostró mayores valores que para el cuadro A durante todo el año, pero la mayor diferencia se observó en los meses de verano. Desde el punto de vista hidrodinámico, la velocidad geostrofica zonal (u , dirección este-oeste) se obtuvo de la ecuación de movimiento para flujos no viscosos (Pond y Pickard 1983):

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\delta(SSH)}{\delta y} \quad (3)$$

donde g es la aceleración de la gravedad, f es el parámetro de Coriolis, SSH es la altura absoluta del nivel del mar por encima del geode y δy es la distancia entre las latitudes.

Entonces, $\frac{\delta(SSH)}{\delta y}$ es el gradiente de la altura absoluta del

nivel del mar con respecto a la latitud. De la ecuación (3), se dedujo la relación directa entre el incremento del gradiente de la altura absoluta del nivel del mar y el aumento de la velocidad geostrofica absoluta. De junio a septiembre, el gradiente horizontal de la altura absoluta del nivel del mar entre el centro de la cuenca de Yucatán y la costa sur de Cuba (cuadros A y B) aumentó de 0.1 m por 1° de latitud a 0.15 m por 1° de latitud, y esto generó un aumento en la velocidad de la corriente de ~0.1 m s⁻¹ (de 0.25 a 0.35 m s⁻¹) (fig. 5b). Los valores mínimos de la velocidad se extendieron del otoño al invierno, y los mínimos absolutos de la velocidad zonal y meridional de la corriente superficial ocurrieron en noviembre (fig. 5c). El ciclo anual de la temperatura superficial del mar (TSM) mostró una relación directa entre la formación de la alberca de agua cálida del Atlántico noroeste (TSM > 28.5 °C, línea delgada en fig. 5e) y los valores máximos de los parámetros antes mencionados.

La figura 6 muestra con mayor detalle el comportamiento estacional e interanual de la altura absoluta del nivel del mar en los cuadros A y B (fig. 6a, c). En ambas regiones, se destacó el ciclo anual con periodos de entre 350 y 360 días (fig. 6b, d), representado claramente por la señal filtrada (línea roja). Además, se observó una señal interanual con un periodo aproximado de 4 años (línea azul). Un análisis similar fue realizado para la componente zonal de la CCC en el cuadro A (fig. 6e). Esta serie de tiempo también mostró una señal estacional cercana a los 300 días (fig. 6f); sin embargo, la relación con la señal interanual obtenida en ambas series de la altura absoluta del nivel del mar no fue evidente. Por

relative to latitude. The direct relationship between the increase in absolute sea surface height gradient and the increase in absolute geostrophic velocity is deduced from the equation (3). From June to September, the horizontal gradient of absolute sea surface height between the central Yucatan Basin and southern coast of Cuba (boxes A and B) increased from 0.1 m per 1° of latitude to 0.15 m per 1° of latitude, and there was an increase in current velocity of $\sim 0.1 \text{ m s}^{-1}$ (from 0.25 to 0.35 m s^{-1}) (fig. 5b). The minimum velocity values extended from autumn into winter, with the absolute minimum zonal and meridional velocity values for the surface current occurring in November (fig. 5c). The annual cycle of sea surface temperature (SST) showed a direct relationship between the formation of the northwestern Atlantic warm pool (SST > 28.5 °C, thin line in fig. 5e) and the maximum values of the previously mentioned parameters.

The seasonal and interannual behavior of absolute sea level height in boxes A and B is shown in greater detail in figure 6(a, c). Both areas showed an annual cycle with periods of 350 to 360 days (fig. 6b, d), clearly represented by the filtered signal (red line). An interannual signal with a period of approximately four years (blue line) was also observed. A similar analysis was performed for the box A zonal component of the CCC (fig. 6e). This time series also showed a seasonal signal of close to 300 days (fig. 6f); however, the relationship with the interannual signal obtained for both absolute sea surface height series was not evident. On the other hand, the intraseasonal scale was observed in all the original series analyzed (fig. 6a, c, e), with periods of 19, 30, 38, and 111 days. The cross-correlation between the original absolute sea surface height series for box A (fig. 6a, thin black line) and the zonal component (fig. 6e, thin black line) was 0.70, and for the box B series (fig. 6c, thin black line) it was 0.71. The highest cross-correlation values, however, were obtained between the u component of the filtered current (seasonal signal) and the absolute sea surface height gradient (difference between the box B and box A time series), with $r = 0.90$ (fig. 6g), which confirms the direct relationship between the sea-level increase in summer and the seasonal increase in the velocity of CCC.

Monthly mean of CCC transport from MERCATOR data

The vertical position of the CCC off southern Cuba did not show great variability during the annual cycle (fig. 7a, grey shaded area). Except in November and December, when the surface branch was weak and sometimes disappeared, the CCC was always observed from the surface to 2000 m depth, and its width ranged from $\sim 200 \text{ km}$ (19°–21° N) in August to less than 100 km in November and December. Maximum velocities were recorded in the upper 200 m from May to October (20–35 cm s^{-1}), with an absolute maximum in October (38 cm s^{-1}). Maximum transport was also recorded during this period, with an absolute maximum of $2.23 \pm 0.8 \text{ Sv}$ in June, whereas minimum

otro lado, en todas las series originales analizadas (fig. 6a, c, e) destacó la escala intraestacional con periodos de 19, 30, 38 y 111 días. La correlación cruzada entre la serie original de la altura absoluta del nivel del mar para el cuadro A (fig. 6a, línea negra delgada) y la componente zonal de la corriente (fig. 6e, línea negra delgada) fue de 0.70, y para la serie del cuadro B (fig. 6c, línea negra delgada) fue de 0.71. Sin embargo, los valores más elevados de la correlación cruzada fueron obtenidos entre la componente u de la corriente filtrada (señal estacional) y el gradiente de la altura absoluta del nivel del mar (diferencia entre la serie de tiempo del cuadro B y del cuadro A), con $r = 0.90$ (fig. 6g), lo cual confirmó la relación directa entre el incremento del nivel mar durante el verano y el aumento estacional de la velocidad de la CCC.

Promedio mensual del transporte de la CCC con datos del modelo MERCATOR

La posición vertical de la CCC al sur de Cuba no mostró gran variabilidad durante el ciclo anual (fig. 7a, región sombreada de color gris). Excepto en noviembre y diciembre, cuando la rama superficial fue débil y en algunos momentos desapareció, la CCC fue observada siempre desde la superficie hasta los 2000 m de profundidad, y su anchura varió de $\sim 200 \text{ km}$ (19°–21°N) en agosto a menos de $\sim 100 \text{ km}$ en noviembre y diciembre. Las velocidades máximas se registraron en los primeros 200 m de profundidad de mayo a octubre (20–35 cm s^{-1}), y el máximo absoluto se registró en octubre (38 cm s^{-1}). Durante este periodo se registró también el transporte máximo de la CCC, con un valor máximo absoluto de $2.23 \pm 0.8 \text{ Sv}$ en junio, mientras que los valores mínimos se registraron en noviembre ($0.6 \pm 0.5 \text{ Sv}$) y diciembre ($0.4 \pm 0.3 \text{ Sv}$) (fig. 7b, serie S2). El ciclo anual del transporte, calculado para cada año por separado, mostró que 2007 (fig. 7b, serie S2-2007) presentó los mayores valores del transporte en julio ($3.1 \pm 0.3 \text{ Sv}$) y septiembre ($3.2 \pm 0.4 \text{ Sv}$), mientras que la curva para 2009 (fig. 7b, serie S2-2009) presentó los valores más bajos. Durante los tres años, el transporte mínimo ocurrió en noviembre y diciembre.

Se observó una buena correspondencia entre los valores mínimos (noviembre y diciembre) del ciclo anual promedio del transporte de la CCC cuando ésta cruzó por el canal de Yucatán y pasó por el sur de Cuba (fig. 8a). Este cálculo mostró la similitud entre el ciclo anual del transporte total en el canal de Yucatán (serie S1-T) y el transporte sólo por el lado este del canal de Yucatán (serie S1-E), lo cual significa que éste último representó, en promedio, el 78% del transporte de S1-T. El promedio del transporte de diciembre para los tres años de datos de MERCATOR (2007, 2008 y 2009) no mostró la rama superficial de la CCC en S1, aunque los datos diarios usados para este análisis mostraron la presencia de este flujo (débil) durante 13 días en 2007, 2 días en 2008 y 6 días en 2009 (fig. 8b–d). La ausencia de este flujo en S1 (diciembre) produjo una disminución en el transporte en

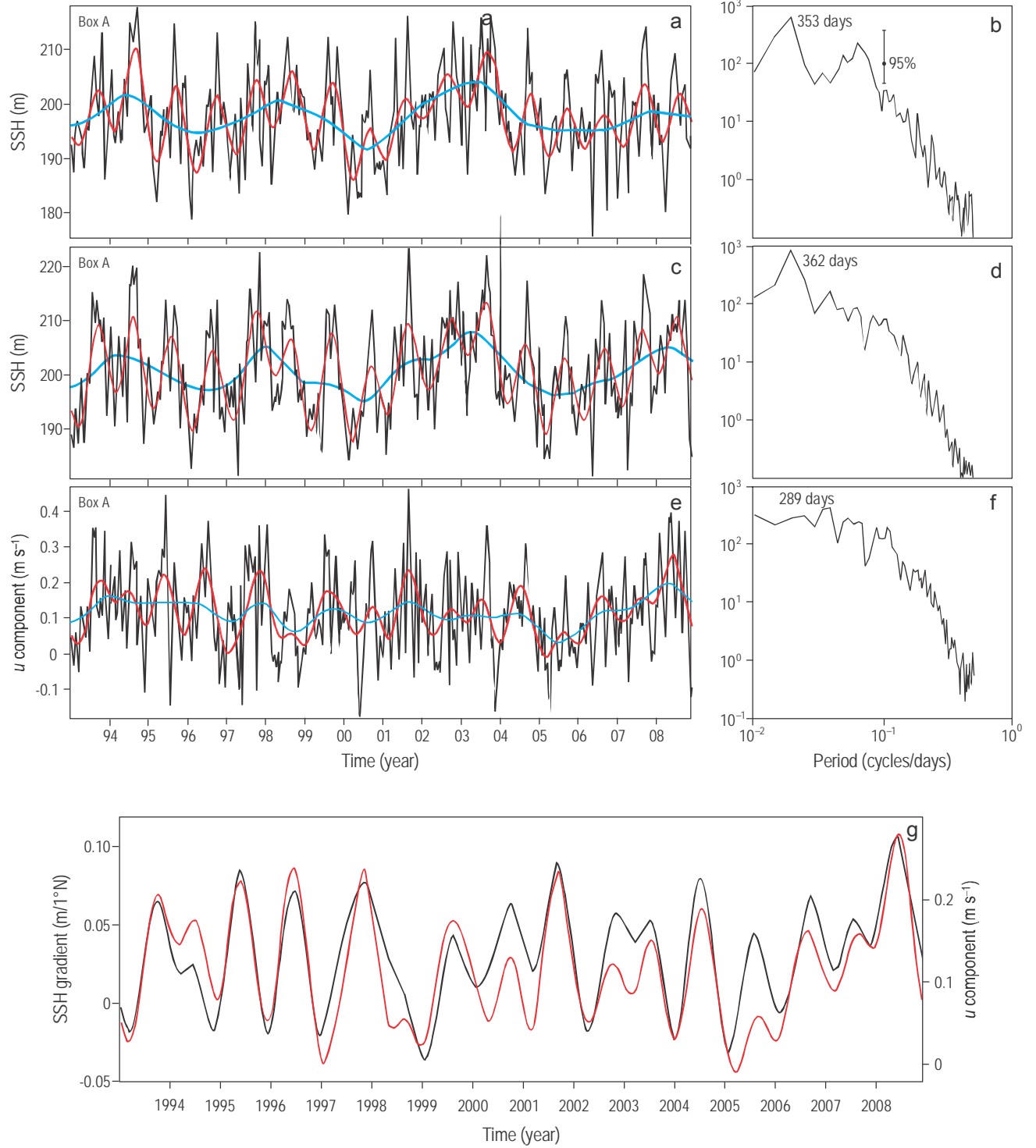


Figure 6. Time series of (a, c) sea surface height (SSH) averaged in boxes A and B, and (e) zonal velocity (u) in box A. (b, d, f) Spectral analysis of the SSH and zonal velocity time series. (g) Relationship between the filtered time series of the SSH gradient (black line) and zonal velocity (red line) using a 280-day low-pass-filter. The thin black line (a–f) represents the raw data (7-day temporal resolution) and the red and blue lines (a, c, e, g) the 280- and 700-day low-pass-filters.

Figura 6. Serie de tiempo de (a, c) la altura del nivel del mar (SSH) promediada en los cuadros A y B, y (e) la velocidad zonal (u) en el cuadro A. (b, d, f) Análisis espectral de las series de tiempo de SSH y velocidad zonal. (g) Relación entre las series de tiempo filtradas del gradiente de SSH (línea negra) y la velocidad zonal (línea roja) usando un filtro de paso bajo de 280 días. La línea negra delgada (a–f) representa los datos brutos (resolución temporal de 7 días) y las líneas rojas y azules (a, c, e, g) los filtros de 280 y 700 días.

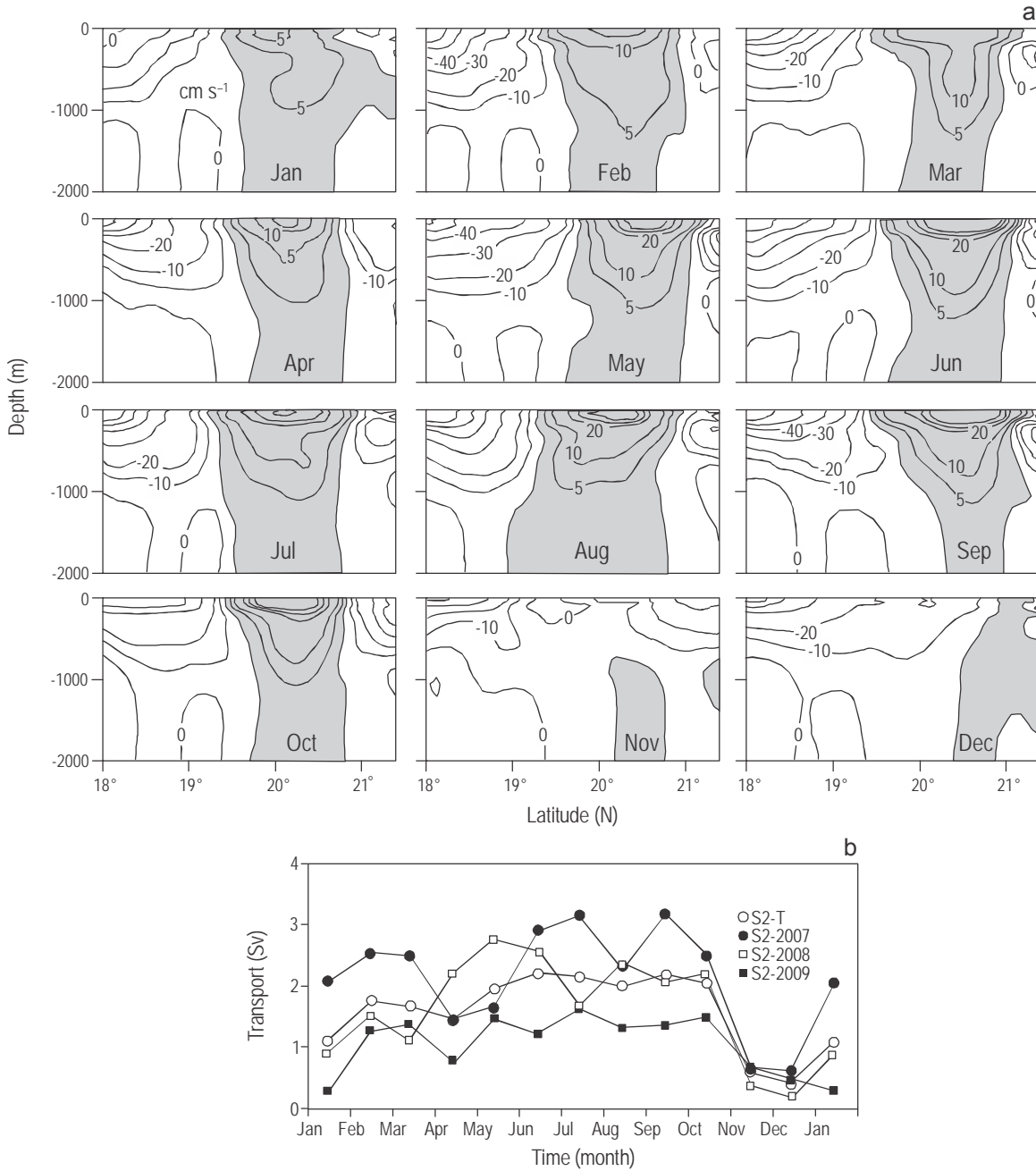


Figure 7. (a) Monthly means of the zonal velocity (cm s^{-1}) in section S2 from MERCATOR data ($1/12^\circ$) for the period 2007–2009. The grey shaded area represents the eastward flow and it was used to calculate the annual transport cycle presented in (b); units are in Sverdrup ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Figura 7. (a) Promedios mensuales de la velocidad zonal (cm s^{-1}) en la sección S2 a partir de datos del modelo MERCATOR ($1/12^\circ$) para el periodo 2007–2009. La zona sombreada (color gris) representa el flujo en dirección este y se usó para calcular el ciclo de transporte anual que se presenta en (b); las unidades se dan en Sverdrup ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

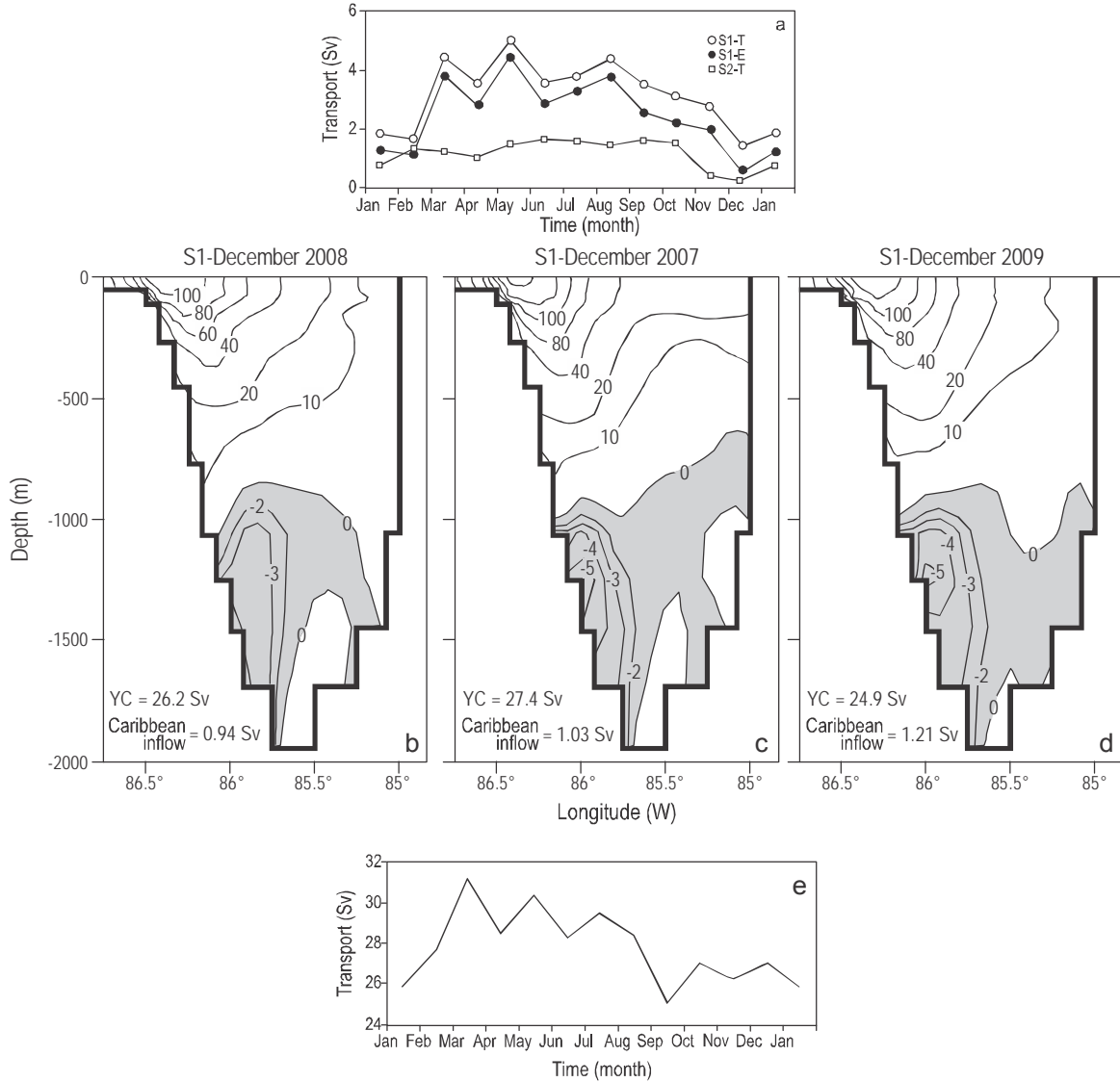


Figure 8. (a) Annual transport cycle in section S1 (Yucatan Channel, YC) obtained for the total Caribbean inflow (S1-T) and the inflow from the eastern side of the Yucatan Channel (S1-E) from MERCATOR data for the period 2007–2009. Both Caribbean inflow curves (S1-T and S1-E) are presented with a positive sign to enable the comparative analysis with the S2-T curve that shows the annual transport cycle in section S2 (Yucatan Basin). (b, c, d) Monthly mean meridional velocity (cm s^{-1}) during December 2007, 2008, and 2009. (e) Annual transport cycle for the Yucatan Current. The grey shaded area (b–d) shows the southward flow.

Figura 8. (a) Ciclo de transporte anual en la sección S1 (canal de Yucatán, YC) obtenido para el transporte total de agua al mar Caribe y el transporte por el lado este del canal de Yucatán (S1-E) a partir de datos del modelo MERCATOR para el periodo 2007–2009. Las curvas S1-T y S1-E se presentan con signo positivo para permitir su comparación con la curva S2-T que muestra el ciclo de transporte anual en la sección S2 (cuenca de Yucatán). (b, c, d) Velocidad meridional media mensual (cm s^{-1}) durante diciembre de 2007, 2008 y 2009. (e) Ciclo de transporte anual para la corriente de Yucatán. El área sombreada (color gris, b–d) muestra el flujo hacia el sur.

values were recorded in November (0.6 ± 0.5 Sv) and December (0.4 ± 0.3 Sv) (fig. 7b, S2 series). The annual transport cycle, calculated for each year separately, showed that 2007 (fig. 7b, S2-2007 series) had the highest transport values in July (3.1 ± 0.3 Sv) and September (3.2 ± 0.4 Sv), whereas 2009 (fig. 7b, S2-2009 series) had the lowest values. Minimum transport occurred in November and December in all three years.

S1-E y S2. En noviembre y diciembre, el transporte en S1 fue mayor por el borde oeste del canal de Yucatán entre los 1000 y 1800 m de profundidad, con velocidades muy bajas ($2\text{--}5$ cm s^{-1}) y transporte de ~ 1 Sv. Durante enero y febrero, la rama superficial de la CCC en S1 mostró poca presencia. Por el contrario, durante el periodo de máximo transporte de las series S1-T y S1-E (marzo–agosto, fig. 8a), la diferencia con S2 estuvo en el orden de $1.5\text{--}4$ Sv. Estos meses de

A good agreement was observed between the minimum values (November and December) of the mean transport cycle when the CCC flowed through the Yucatan Channel and along southern Cuba (fig. 8a). This estimate showed the similarity of the total annual transport through the Yucatan Channel (S1-T series) and the transport only on the eastern side of the Yucatan Channel (S1-E series), the latter representing, on average, 78% of the total transport. The mean December transport for the three years of MERCATOR data (2007, 2008, and 2009) did not show the surface branch of the CCC in S1, even though the daily data used for this analysis showed the presence of this flow (weak) during 13 days in 2007, 2 days in 2008, and 6 days in 2009 (fig. 8b–d). The absence of this flow in S1 (December) resulted in decreased transport in S1-E and S2. During November and December, in S1 transport was greater on the eastern side of the Yucatan Channel between 1000 and 1800 m depth, with low velocities ($2\text{--}5\text{ cm s}^{-1}$) and a transport of $\sim 1\text{ Sv}$. In January and February, there was little presence of the surface branch of the CCC in S1. Conversely, during the period of maximum transport of the S1-T and S1-E series (March–August, fig. 8a), the difference with S2 was about $1.5\text{--}4\text{ Sv}$. These months of maximum Caribbean inflow coincided with the moments of maximum inflow of Yucatan Current water into the Gulf of Mexico (fig. 8e).

DISCUSSION

The analysis of the circulation and transport regime in the study area using satellite altimetry data (16 years, 1993–2009) and MERCATOR model outputs (3 years, 2007–2009) revealed two main flows and four mesoscale eddies (fig. 1). The first flow moved in a south-to-north direction, that is, from the Caribbean Sea towards the Gulf of Mexico. The current passed through the Yucatan Channel and exited to the east through the Florida Straits (fig. 1), coinciding with that reported in several other studies of the circulation in the region (Sturges and Leben 2000, Johns *et al.* 2002, Abascal *et al.* 2003, Candela *et al.* 2003, Centurioni and Niiler 2003, Jouanno *et al.* 2008). The second flow moved in the opposite direction (from north to south), from the Gulf of Mexico to the Caribbean Sea, passing through the eastern side of the Yucatan Channel. The CCC was identified flowing in this direction towards the Caribbean Sea (figs. 1–4). Its position, as determined from the altimetry and MERCATOR data, coincided with the area previously reported by Emilsson (1971), Gómez (1979), Sukohovey *et al.* (1980), García *et al.* (1991), Abascal *et al.* (2003), and Candela *et al.* (2003). Our study, however, allowed a detailed description of its average and seasonal behavior in three dimensions. The main contributions of the study are discussed below.

1. The predominant direction of the CCC at the surface was towards the east-southeast. Its trajectory initiated off northwestern Cuba and ended near Jamaica. To date, only

máximo transporte hacia el mar Caribe coincidieron con los momentos de mayor transporte de la corriente de Yucatán hacia el golfo de México (fig. 8e).

DISCUSIÓN

El análisis del régimen de circulación y transporte en el área de estudio mediante los datos derivados de altimetría satelital (16 años, 1993–2009) y las salidas del modelo numérico de asimilación MERCATOR (3 años, 2007–2009) mostraron dos flujos principales y cuatro remolinos de mesoescala (fig. 1). El primero de los flujos presentó una dirección de sur a norte, es decir, desde el mar Caribe hacia el golfo de México. En esta trayectoria, la corriente atravesó el canal de Yucatán y salió por el estrecho de Florida en dirección hacia el este (fig. 1), lo cual coincide con un gran número de estudios de circulación realizados en esta región (Sturges y Leben 2000, Johns *et al.* 2002, Abascal *et al.* 2003, Candela *et al.* 2003, Centurioni y Niiler 2003, Jouanno *et al.* 2008). El segundo flujo detectado 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. En esta dirección se identificó a la CCC o flujo en dirección al mar Caribe (figs. 1–4). Según los datos altimétricos y del modelo MERCATOR, su posición se ubicó en la misma zona reportada anteriormente por Emilsson (1971), Gómez (1979), Sukohovey *et al.* (1980), García *et al.* (1991), Abascal *et al.* (2003) y Candela *et al.* (2003). Sin embargo, la precisión de nuestro estudio permitió documentar detalladamente su comportamiento promedio y estacional en tres dimensiones. A continuación se destacan los principales aportes de este trabajo.

1. La dirección predominante de la CCC en la superficie fue hacia el este-sureste. Su trayectoria comenzó frente a la región noroccidental de Cuba y terminó cerca de Jamaica. Hasta la fecha, sólo García *et al.* (1991) han mencionado que se extiende hasta las islas Caimán.
2. Durante su recorrido, la CCC interactuó con un remolino ciclónico (C1) localizado al oeste de la isla de Pinos (Cuba) y con dos remolinos anticiclónicos (A1 y A2) en la cuenca de Yucatán, y su magnitud se incrementó ligeramente a $\sim 0.3\text{ m s}^{-1}$ (fig. 1).
3. La CCC transportó $3.45 \pm 2.7\text{ Sv}$ cuando pasó por el canal de Yucatán con dirección hacia el sur, con máximos absolutos de $\sim 13\text{ Sv}$ (tabla 1) y velocidades promedio de $0.1\text{--}0.2\text{ m s}^{-1}$. Estas velocidades son muy similares a las obtenidas por Abascal *et al.* (2003) mediante mediciones *in situ* y por Ezer *et al.* (2003) con el modelo del Atlántico noroeste.
4. En su recorrido por el sur de la isla de Pinos, el transporte de la CCC fue menor que en el este del canal de Yucatán

García *et al.* (1991) has mentioned that it extends to the Cayman Islands.

2. During its trajectory, the CCC interacted with a cyclonic eddy (C1) located to the west of the Isle of Pines (Cuba) and with two anticyclonic eddies (A1 and A2) in the Yucatan Basin, its magnitude increasing slightly to $\sim 0.3 \text{ m s}^{-1}$ (fig. 1).
3. The CCC transported $3.45 \pm 2.7 \text{ Sv}$ when it passed through the Yucatan Channel in a southward direction, with absolute maxima of $\sim 13 \text{ Sv}$ (table 1) and mean velocities of $0.1\text{--}0.2 \text{ m s}^{-1}$. These velocity values are similar to those obtained by Abascal *et al.* (2003) from *in situ* measurements and by Ezer *et al.* (2003) from a numerical ocean model.
4. South of the Isle of Pines, the CCC transport was $1.6 \pm 0.9 \text{ Sv}$, lower than that on the eastern side of the Yucatan Channel, and mean surface velocity was 0.20 m s^{-1} . The difference in the volumes transported in both places has been attributed to the formation of mesoscale eddies (Richardson 2005), which were detected in this study (fig. 1, C1 and A1), but this topic requires more research.
5. The intensity of the CCC decreased from the surface to 1000 m depth, where it was $\sim 0.05 \text{ m s}^{-1}$. This result is important for the correct estimation of geostrophic currents by indirect methods; previously, a velocity of 0 m s^{-1} was assigned to the 450-m (Siam and Hernández 1981), 750-m (Gómez 1979, Siam 1984), and 800-m (García *et al.* 1991) reference levels, when current velocity at these depths can vary between ~ 0.02 and 0.10 m s^{-1} (fig. 7).
6. During the annual cycle, the CCC remained relatively stable over time and space; however, in November and December, its surface branch ($\sim 0\text{--}250 \text{ m}$) was not observed (figs. 7, 8). This indicates the connection the Yucatan Basin has with the processes that occur in the region, because these two months correspond to the period when transport is minimum in the Caribbean Sea (September to December, Johns *et al.* 2002). Johns *et al.* (2002) associated this minimum transport period with the development of a cyclonic circulation cell in the southern part of the Caribbean Sea ($\sim 10^\circ \text{ N}$), which blocked the transport from the southern Atlantic Ocean and weakened one of the main Caribbean inflows.
7. From June to September, the intensity of the CCC increased from 0.2 to 0.3 m s^{-1} during its trajectory off southern Cuba. While these months correspond to the period when transport is maximum in the Caribbean Sea (Johns *et al.* 2002), this behavior was favored by the annual cycle of SST (fig. 5e). The maximum SST values ($1.6 \pm 0.9 \text{ Sv}$), y la velocidad promedio fue de 0.20 m s^{-1} en la superficie. La diferencia entre los volúmenes transportados por ambos lugares ha sido atribuida a la formación de los remolinos de mesoescala (Richardson 2005), detectados en el presente estudio (fig. 1, C1 y A1), pero este tema necesita mayor investigación.
5. La intensidad de la CCC disminuyó de la superficie a los 1000 m de profundidad, donde la intensidad fue de $\sim 0.05 \text{ m s}^{-1}$. Este resultado es de suma importancia en la estimación correcta de las corrientes geostróficas con métodos indirectos, pues anteriormente, a los niveles de referencia de 450 m (Siam y Hernández 1981), 750 m (Gómez 1979, Siam 1984) y 800 m (García *et al.* 1991) se les ha asignado la velocidad de 0 m s^{-1} , cuando a estas profundidades la velocidad de la corriente puede variar entre ~ 0.02 y 0.10 m s^{-1} (fig. 7).
6. Durante el ciclo anual, la CCC fue relativamente estable en tiempo y espacio; sin embargo, durante noviembre y diciembre, no se observó su rama superficial ($\sim 0\text{--}250 \text{ m}$) (figs. 7, 8). Estos dos meses corresponden al periodo de menor transporte en el mar Caribe (septiembre a diciembre) registrado por Johns *et al.* (2002), lo cual demuestra el vínculo que tiene la cuenca de Yucatán con los procesos que ocurren en esta 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 hacia el sur ($\sim 10^\circ \text{ N}$), que bloqueó el transporte desde el sur del océano Atlántico y debilitó una de las principales entradas de agua al mar Caribe.
7. De junio a septiembre se registró un incremento en la intensidad de la CCC (de 0.2 m s^{-1} a 0.3 m s^{-1}) durante el recorrido frente al sur de Cuba. Si bien estos meses corresponden al momento de mayor transporte en el mar Caribe (Johns *et al.* 2002), este comportamiento también se vio favorecido por el ciclo anual de la TSM (fig. 5e). Los valores máximos durante los meses de junio a octubre obedecieron a la posición y desarrollo de la alberca de agua cálida del Atlántico noroeste (TSM $> 28.5^\circ \text{ C}$) (Wang y Lee 2007). El incremento en la TSM de $\sim 4^\circ \text{ C}$ del invierno al verano generó un aumento en la altura absoluta del nivel del mar de $\sim 0.2 \text{ m}$ en el centro de la cuenca de Yucatán. En respuesta a este aumento, se incrementó el gradiente de la altura absoluta del nivel del mar (de 0.10 a 0.15 m por 1° de latitud) entre el centro de la cuenca de Yucatán y la costa suroccidental de Cuba, y como consecuencia directa, la velocidad de la corriente zonal aumentó en 0.1 m s^{-1} (fig. 5a–c) (Pond y Pickard 1983), con un valor de correlación cruzada alto ($r = 0.90$) entre el gradiente de presión y la velocidad de la corriente durante el ciclo anual (fig. 6). Un razonamiento similar

from June to October are related to the position and development of the northwestern Atlantic warm pool (SST > 28.5 °C) (Wang and Lee 2007). The ~4 °C increase in SST from winter to summer resulted in an increase in absolute sea surface height of ~0.2 m in the center of the Yucatan Basin. In response to this increase, the absolute sea level height gradient increased from 0.10 to 0.15 m per 1° of latitude between the central Yucatan Basin and the southwestern coast of Cuba, and as a direct consequence, the zonal current velocity increased 0.1 m s⁻¹ (fig. 5a–c) (Pond and Pickard 1983), with a high cross-correlation value ($r = 0.90$) between the pressure gradient and the current velocity during the annual cycle (fig. 6). Similarly, Pérez-Santos *et al.* (2010) attributed the intensification of surface winds in the Yucatan Basin in November to the horizontal pressure gradient created by the differences in SST between the Gulf of Mexico and the Yucatan Basin when the Atlantic warm pool weakens. While SST played an important role in both cases, the increase in surface winds in November did not coincide with the intensification of the CCC.

8. MKE was maximum (0.07 m² s⁻²) in summer (figs. 2, 5d). Throughout the study region, the absolute MKE maxima showed the net flow behavior, characterized by the trajectory of the Caribbean Current and Yucatan Current, in agreement with that reported by Jouanno *et al.* (2008).

The use of AVISO altimetry data and the three-dimensional MERCATOR model outputs allowed a detailed description of the CCC, a poorly studied current of the general system of currents in the Caribbean Sea (Johns *et al.* 2002, Andrade *et al.* 2003, Richardson 2005). These results can serve as reference for studies on the connectivity of fish and lobster larvae (Puga *et al.* 2005), and on nutrient transport among the marine ecosystems of the northwestern Caribbean Sea.

ACKNOWLEDGMENTS

The first author acknowledges receipt of a doctoral scholarship from the National Commission for Scientific and Technological Research (CONICYT, Chile, 2006330027-6). This study was supported by CONICYT-FONDECYT (project 11140161) and the COPAS Sur-Austral program (project PFB 31/2007). Special thanks to Raúl Montoya for the volume transport estimates.

English translation by Christine Harris.

REFERENCES

- Abascal AJ, Sheinbaum J, Candela J, Ochoa J, Badan A. 2003. Analysis of flow variability in the Yucatan Channel. *J. Geophys. Res.* 108: 3381.
<http://dx.doi.org/10.1029/2003JC001922>

fue empleado por Pérez-Santos *et al.* (2010) para explicar que la intensificación de los vientos superficiales en la cuenca de Yucatán durante noviembre se debió al gradiente de presión horizontal creado por las diferencias en la TSM entre el golfo de México y la cuenca de Yucatán al término de la influencia de la alberca de agua cálida del Atlántico noroeste. Aunque en ambos casos la TSM jugó un papel importante, el incremento de los vientos superficiales en noviembre no coincidió con la intensificación de la CCC.

8. Los valores de la ECP fueron máximos (0.07 m² s⁻²) en el verano (figs. 2, 5d). En toda la región de estudio, los máximos absolutos de la ECP destacaron el comportamiento del flujo neto, caracterizado por el recorrido de la corriente del Caribe y la corriente de Yucatán, lo cual coincide con los estudios de Jouanno *et al.* (2008).

El uso de la base de datos altimétricos de AVISO y de las salidas del modelo tridimensional MERCATOR permitieron describir en detalle el comportamiento de una de las corrientes poco estudiadas del sistema general de corrientes del mar Caribe (Johns *et al.* 2002, Andrade *et al.* 2003, Richardson 2005), la CCC. Estos resultados podrán ser usados como referencia en los estudios de conectividad de peces y larvas de langosta (Puga *et al.* 2005), así como en el transporte de nutrientes entre los ecosistemas marinos que conforman la región noroeste del mar Caribe.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT, Chile) la beca otorgada a IPS (2006330027-6) para sus estudios doctorales en la Universidad de Concepción. Este estudio recibió apoyo de CONICYT-FONDECYT (Proyecto 11140161) y el Programa COPAS Sur-Austral (Proyecto PFB 31/2007). También agradecemos a Raúl Montoya los cálculos de transporte de volumen.

- Andrade CA, Barton ED, Mores CNK. 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean coast. *J. Geophys. Res.* 108: 3185.
<http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001549>
- Barnier B, Madec G, Penduff T, Molines JM, Treguier AM, Le Sommer J, Beckmann A, Biastoch A, Böning C, Dengg J, Derval C, Durand E, Gulev S, Remy E, Talandier C, Theetten S, Maltrud M, McClean J, De Cuevas B. 2006. Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dyn.* 56: 543–567.
<http://dx.doi.org/10.1007/s10236-006-0082-1>
- Candela J, Tanahara S, Crepon M, Barnier B, Sheinbaum J. 2003. Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models. *J. Geophys. Res.* 108: 3385.

- Centurioni LR, Niiler PP. 2003. On the surface currents of the Caribbean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 30: 1279.
- Dai A, Trenberth KE. 2002. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeorol.* 3: 660–687.
- Emilsson I. 1971. Note on the countercurrent in the Yucatan Channel and the western Cayman Sea. *Geofis. Int.* 11: 139–149.
- Ezer T, Oey LY, Lee HC, Sturges W. 2003. The variability of currents in the Yucatan Channel: Analysis of results from a numerical ocean model. *J. Geophys. Res.* 108: 3012.
- García C, Chirino AL, Rodríguez JP. 1991. Corrientes geostróficas en la ZEE al sur de Cuba. *Rev. Invest. Mar.* 12.
- Gómez JA. 1979. Corrientes geostróficas alrededor de Cuba. *Rev. Cub. Invest. Pesq.* 4: 89–102.
- Goosse H, Campin JM, Deleersnijder E, Fichefet T, Mathieu PP, Morales MA, Tartinville B. 2001. Description of the CLIO model version 3.0. Institut d'Astronomie et de Geophysique Georges Lemaitre, Catholic University of Louvain (Belgium), Technical Report.
- Hormazabal S, Shaffer G, Leth O. 2004. Coastal transition zone off Chile. *J. Geophys. Res.* 109: C01021, 1–13.
- Johns WE, Townsend TL, Fratantoni DM, Wilson WD. 2002. On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Res. (I)* 49: 211–243.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00041-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00041-3)
- Jouanno J, Sheinbaum J, Barnier B, Molines JM, Debreu L, Lemarie L. 2008. The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I: Simulations and characteristics with an embedded model. *Ocean Model.* 23: 82–101.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.04.002>
- Levitus S, Boyer T, Conkright M, O'Brian T, Antonov J, Stephens C, Gelfeld R. 1998. World Ocean Data Base. NOAA Atlas, NESDID18.
- Locarnini RA, Mishonov AV, Antonov JI, Boyer TP, Garcia HE. 2010. World Ocean Atlas 2009. Vol. 1: Temperature. Levitus S (ed.), NOAA Atlas NESDIS 68. Government Printing Office, Washington, DC, 184 pp.
- Madec G, Imbard M. 1996. A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity. *Clim. Dyn.* 12: 381–388.
- Oey LY, Ezer T, Lee HC. 2005. Loop Current, rings and related circulation in the Gulf of Mexico: A review of numerical models and future challenges. *Geophys. Monogr. Ser.* 161: 31–56.
- Pérez-Santos I, Schneider W, Sobarzo M, Montoya-Sánchez R, Valle-Levinson A, Garcés-Vargas J. 2010. Surface wind variability and its implications for the Yucatan Basin-Caribbean Sea dynamics. *J. Geophys. Res.* 115.
<http://dx.doi.org/10.1029/2010jc006292>
- Pérez-Santos I, Schneider W, Valle-Levinson A, Garcés-Vargas J, Soto I, Montoya-Sánchez R, Melo González N, Müller-Karger F. 2014. Chlorophyll-*a* patterns and mixing processes in the Yucatan Basin, Caribbean Sea. *Cienc. Mar.* 40: 11–31.
<http://dx.doi.org/10.7773/cm.v40i1.2320>
- Pham DT, Verron J, Roubaud MC. 1998. A singular evolutive extended kalman filter for data assimilation in oceanography. *J. Mar. Syst.* 16: 323–340.
- Pond S, Pickard GL. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. 2nd ed. Butterworth-Heinemann, MA, 329 pp.
- Puga R, Hernández Vázquez S, López Martínez J, de León ME. 2005. Bioeconomic modelling and risk assessment of the Cuban fishery for spiny lobster *Panulirus argus*. *Fish. Res.* 75: 149–163.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.fishres.2005.03.014>
- Reynolds RW, Smith TM, Liu C, Chelton, Casey KS, Schlax MG. 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Clim.* 20: 5473–5496.
<http://dx.doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>
- Richardson PL. 2005. Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Res. (II)* 52: 429–463.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.11.001>
- Rio MH, Hernandez F. 2004. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, *in situ* measurements, and a geoid model. *J. Geophys. Res.* 109: C12032.
- Siam C. 1984. Corrientes superficiales alrededor de Cuba. *Rev. Cub. Invest. Pesq.* 13: 99–104.
- Siam C, Hernández B. 1981. Características oceanográficas de dos polígonos al sur de Cuba. *Rev. Cub. Invest. Pesq.* 6: 71–95.
- Sukhovoy VF, Korotaev GK, Shapiro NB. 1980. Hydrology of the Caribbean Sea and Gulf of Mexico. Leningrad, Geometeoizdat (in Russian), 180 pp.
- Sturges W, Leben R. 2000. Frequency of ring separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A revised estimate. *J. Phys. Oceanogr.* 30: 1814–1819.
[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<1814:FORSFT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<1814:FORSFT>2.0.CO;2)
- Wang C, Lee SK. 2007. Atlantic warm pool, Caribbean low level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Geophys. Res. Lett.* 34: 1–5.

*Received May 2014,
accepted November 2014.*