

TESIS DEFENDIDA POR

Mark Marín Hernández

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE

Dr. Julio Candela Pérez

Director del Comité

Dr. Julio Sheinbaum Pardo

Miembro del Comité

Dr. José Luis Ochoa de la Torre

Miembro del Comité

Dr. Juan Manuel López Mariscal

Miembro del Comité

Dr. Reginaldo Durazo Arvizu

Miembro del Comité

Dr. Luis Zavala Sansón
Coordinador del programa en
Oceanografía física

Dr. Edgar Gerardo Pavía López
Director de Estudios de Posgrado

6 de junio del 2007

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

DINÁMICA EN EL CANAL DE YUCATÁN

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

MARK MARÍN HERNÁNDEZ

Ensenada, Baja California, México; Junio 2007.

Resumen de la tesis de Mark Marín Hernández, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California, México.

DINÁMICA EN EL CANAL DE YUCATÁN

Resumen aprobado por:

Dr. Julio Candela Pérez
Director de tesis

Se analizó el balance horizontal de momento en la capa superior del Canal de Yucatán para un periodo de 22 meses de septiembre de 1999 a junio de 2001, usando mediciones de: 1) corrientes superficiales de mediciones de ADCPs (del inglés, Acoustic Doppler Current Profilers) de ocho anclajes localizados a través del canal, 2) sensores de presión a ambos lados del canal, 3) de vientos de QUICKSCAT y 4) altimetría de AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data Program).

El balance promedio entre Isla Mujeres, México, y Cabo San Antonio, Cuba, (a través del canal) es básicamente geostrofico con contribuciones de los términos ageostroficados, en particular de la fricción contra la capa inferior y en menor grado el flujo de Ekman en la superficie. Los términos advectivos así como el término de la aceleración local no tienen importancia en el balance promediado a través del canal. Es interesante notar que a lo largo del canal el balance promedio es principalmente geostrofico mientras que la fricción lineal, el flujo de Ekman, así como los términos de aceleración local y advectivos permanecen sin importancia.

El análisis espectral de los términos del balance muestra que casi todos los términos presentan coherencia con el término Coriolis en la banda de los 70 días, la cual podría estar asociada a fenómenos de mesoescala como remolinos atravesando el canal, el término que presenta coherencia con Coriolis a menores escalas es el término del flujo de Ekman (35 días).

Realizando un análisis de la estructura del balance se encontró que en la zona donde la corriente de Yucatán oscila, los términos advectivos con derivadas en la dirección a través del canal si contribuyen significativamente al balance dinámico.

En el análisis de altimetría y corrientes se examinó la posibilidad de estimar el transporte en el canal a partir de las variaciones del nivel del mar sin encontrar relación. También se obtuvieron FEOs (Funciones Empíricas Ortogonales) de las anomalías del nivel del mar y del flujo a lo largo del canal en los primeros 90 metros encontrando que existe relación entre ellos. Los primeros modos (altimetría y flujo) están relacionados con la variabilidad del transporte a través del canal, asociado con la oscilación del núcleo de la corriente.

Palabras clave: Canal de Yucatán, balance de momento, geostrofia,

Abstract of the thesis presented by **Mark Marín Hernández** as a partial requirement to obtain the DOCTOR IN SCIENCE degree in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, Mexico.

DINAMICS OF THE YUCATAN CHANNEL

The horizontal momentum balance in the upper layers of Yucatan Channel is analyzed for a period of 22 months, from September 1999 to June 2001, using measurements of: 1) surface currents information from ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) measurements at eight moorings located across the channel, 2) from pressure sensors on both sides of the channel, 3) QuickSCAT winds and 4) AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data Program) altimetry data.

The averaged balance between Isla Mujeres, Mexico, and Cabo San Antonio, Cuba, (across-channel axis) is basically geostrophic, but with contributions from ageostrophic terms, particularly friction against the lower layer and to a lesser degree, the surface Ekman drift; both the advective and local acceleration terms appear unimportant in the side-to-side averaged balance. Interestingly, the averaged balance in the perpendicular coordinate (along-channel axis) is also mainly geostrophic, with linear friction, Ekman drift, local acceleration and advective terms remaining unimportant.

The spectral analysis of the terms in the balance shows that almost all the terms have a significant coherence with the Coriolis term in the 70 day band, which might be associated with meso-scale phenomena like eddies crossing the channel, the term that presents significant coherence at higher frequencies with the Coriolis term is the Ekman drift term (35 days).

An analysis of the spatial structure of the balance indicates that in the zone where the Yucatan current meanders, the advective terms with derivatives in the across-channel direction contribute significantly to the balance.

In the altimetry and current analysis the possibility of estimating transport in the channel from sea level variations was examined without much success. Also EOFs (Empirical Orthogonal Functions) of the sea level anomalies from altimetry and EOFs of the flow in the upper 90 meters were obtained across the channel finding a relation among them. The first modes (altimetry and flow) are related to the transport variability across the channel, associated with the Yucatan Current core meandering.

Keywords: *Yucatan channel, momentum balance, geostrophy*

DEDICATORIA

A Gabriela y Ximena

A mis padres

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Julio Candela Pérez, por su dirección y asesoría de este trabajo

Al comité que evaluó esta tesis, el Dr. Julio Sheinbaum Pardo, el Dr. José Luis Ochoa de la Torre, el Dr. Manuel López Mariscal y el Dr. Reginaldo Durazo Arvizu, por sus sugerencias y comentarios.

Al CONACYT por el apoyo económico mediante la beca para la realización de este trabajo.

Al CICESE, por el apoyo durante mi doctorado.

A los integrantes del grupo CANEK

CONTENIDO

	Página
I. Introducción.....	1
I.1. Generalidades.....	1
I.2. Antecedentes de la zona.....	2
I.3. antecedentes de estudios en zonas con características similares.....	5
II. Materiales, Datos disponibles.....	7
II.1. Corrientes.....	7
II.2. Temperatura.....	11
II.3. Presión subsuperficial.....	11
II.4. Elevación del mar.....	11
II.5. Velocidad del viento.....	14
III. Balance horizontal de momento.....	15
III.1. Evaluación de los términos del balance promedio.....	19
III.2. Balance de momento promedio a través del canal.....	23
III.3. Balance de momento promedio a lo largo del canal.....	29
IV Análisis espectral.....	32
IV.1. Espectros cruzados de los términos a través del canal.....	33
IV.2. Espectros cruzados de los términos a lo largo del canal.....	38
V. Estructura del balance de momento.....	40
V.1. Evaluación de los términos.....	40
V.2. Estructura del balance de momento a través del canal.....	41
V.3. Estructura del balance de momento a lo largo del canal.....	47
VI. Análisis de altimetría y corrientes.....	50
VI.1. Análisis de transporte con altimetría.....	50
VI.2. Análisis con funciones empíricas ortogonales (FEOs).....	54
VI.3. Variabilidad del flujo.....	61
VI.4. Análisis de FEOs de la velocidad geostrófica.....	68
VIII Balance de momento a través del canal en toda la columna de agua...	74
VIII.1. Evaluación de los términos.....	74
VIII.2. Obtención del gradiente de presión.....	79
IX. Discusión.....	90
X. Conclusiones.....	95
Referencias.....	96

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Mapa del Sistema Mar Caribe – Golfo de México mostrando las corrientes superficiales, obtenidas de estimaciones de deriva de barcos y trayectorias de boyas de deriva cerca a la superficie representadas por Mariano Global Surface Velocity Analysis (MGSVA).	2
2	Mapa del Canal de Yucatán mostrando los contornos de batimetría e indicando la localización de los sensores de presión, anclajes y la malla de los datos de altimetría y viento.	8
3	Esquema del arreglo de los anclajes, mostrando los instrumentos (correntímetros Aanderaa y perfiladores acústicos Doppler de corrientes ‘ADCP’) y el porcentaje de datos recuperados durante el segundo periodo de mediciones.	9
4	Sistema de coordenadas rotado; y componente a lo largo del canal, x componente a través del canal. Los puntos negros y azules indican los lugares donde se interpolados los datos de altimetría y viento.	10
5	Relación entre las mediciones del sensor de presión (línea continua) y datos de altimetría (línea punteada) a) Isla Mujeres y b) Cabo San Antonio. Espectro de potencia de datos del sensor de presión (línea continua) y datos de altimetría (línea punteada) para c) Isla Mujeres y d) Cabo San Antonio.	13
6	a) Relación entre la diferencia de presión en Isla Mujeres y Cabo San Antonio mediciones a partir de datos de sensores de presión (línea continua) y datos de altimetría (línea punteada) b) espectro de potencia de la diferencia de presión entre Isla Mujeres Y Cabo San Antonio de datos del sensores de presión (línea continua) y datos de altimetría (línea punteada)	14
7	Evolución en el tiempo de los diferentes términos evaluados en la ecuación de balance de momento a través del canal en m/s.	23
8	Comparación entre los diferentes términos de la ecuación de balance de momento promedio a través del canal expresados en unidades de velocidad. a) Series de tiempo de los términos: Coriolis (línea gruesa) y gradiente de presión (línea delgada). b) Series de tiempo de los términos: Coriolis (línea gruesa) y el gradiente de presión más fricción (línea delgada). c) Series de tiempo de los términos: Coriolis (línea gruesa) y la suma del gradiente de presión, fricción y flujo de Ekman (línea delgada).	26

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
9	Evolución en el tiempo de los diferentes términos evaluados en la ecuación de balance de momento a lo largo del canal en m/s.	29
10	Serie de tiempo de 1 término de Coriolis y velocidad de la corriente a través de 1 canal (línea gruesa) y término del gradiente de presión a lo largo del canal (línea delgada).	32
11	Espectro de potencia de los términos: a) Coriolis y b) gradiente de presión. Coherencia (c) Magnitud (d) y Fase (e), de los cálculos de espectros cruzados entre Coriolis y el gradiente de presión. La línea en la gráfica de coherencia indica el 95% de nivel de significancia.	35
12	Espectro de potencia de los términos: a) Coriolis y b) flujo de Ekman. Coherencia (c) Magnitud (d) y Fase (e), de los cálculos de espectros cruzados entre Coriolis y el flujo de Ekman. La línea en la gráfica de coherencia indica el 95% de nivel de significancia.	36
13	Espectro de potencia de los términos: a) Coriolis y b) fricción. Coherencia (c) Magnitud (d) y Fase (e), de los cálculos de espectros cruzados entre Coriolis y fricción. La línea en la gráfica de coherencia indica el 95% de nivel de significancia.	37
14	Espectro de potencia de los términos a) Coriolis y b) gradiente de presión. Coherencia (c) Magnitud (d) y Fase (e), de los cálculos de espectros cruzados entre Coriolis y el gradiente de presión a lo largo del canal. La línea en la gráfica de coherencia indica el 95% de nivel de significancia.	39
15	a) Localización de los puntos donde los términos a través del canal de Yucatán fueron calculados, b) serie de tiempo de los 15 puntos de velocidad a lo largo del canal, d) serie de tiempo del gradiente de presión a través del canal, y c) coeficiente de correlación entre la velocidad y el gradiente de presión a través del canal.	44
16	Serie de tiempo de los 15 puntos a través del canal de Yucatán, b) término friccional, d) término del flujo de Ekman y coeficientes de correlación entre: a) la velocidad y el término de flujo de Ekman y c) velocidad y el término friccional.	45
17	Serie de tiempo de los 15 puntos a través del canal de Yucatán, b) término advectivo y a) coeficientes de correlación entre la velocidad y el término advectivo.	46

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
18	Serie de tiempo de los 15 puntos a través del canal de Yucatán, a) velocidad a través del canal, c) gradiente de presión a lo largo del canal y b) coeficientes de correlación entre la velocidad y gradiente de presión a lo largo del canal.	48
19	Serie de tiempo de los 15 puntos a través del canal de Yucatán, b) término advectivo y a) coeficientes de correlación entre la velocidad y el término advectivo.	49
20	a) Estructura vertical del transporte en el canal de Yucatán, b) estructura del transporte normalizado en el canal de Yucatán.	53
21	Mapa del coeficientes de correlación entre la velocidad superficial y la velocidad a diferentes profundidades	54
22	a) Estructura espacial del primer modo del FEO de altimetría, b) estructura espacial del primer modo del FEO de la velocidad a lo largo del canal (v). c) comparación entre las componentes principales de la altimetría (línea gruesa) y de la velocidad a lo largo del canal (línea delgada) para los primeros modos.	57
23	a) Estructura espacial del segundo modo del FEO de altimetría, b) estructura espacial del segundo modo del FEO de la velocidad a lo largo del canal (v). c) comparación entre las componentes principales de la altimetría (línea gruesa) y de la velocidad a lo largo del canal (línea delgada) para los segundos modos.	58
24	Serie de tiempo del transporte en los primeros 90m de la columna e agua del canal de Yucatán (línea gruesa) y la serie de tiempo del transporte reconstruido a partir del primer FEO (línea delgada).	60
25	Relación entre la velocidad a lo largo del canal (línea azul), el término del gradiente de presión a lo largo del canal (línea roja) y el movimiento del núcleo de la corriente de Yucatán (línea verde) de los primeros 90 m de la columna de agua.	64
26	Panel superior serie de tiempo del índice del transporte $\langle v \rangle^2 / \langle v^2 \rangle$. Panel inferior serie de tiempo $\langle v \rangle^2$ (escala lado izquierdo) y serie de tiempo de $\langle v^2 \rangle$ (escala lado derecho).	65
27	Relación entre la velocidad a lo largo del canal (línea azul), el término del gradiente de presión a lo largo del canal (línea roja) y el movimiento del núcleo de la corriente de Yucatán (línea verde) de los primeros 400 m de la columna de agua.	66

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Pagina
28	a) Serie de tiempo del índice del transporte $\langle v \rangle^2 / \langle v^2 \rangle$, b) serie de tiempo $\langle v \rangle^2$ (escala lado izquierdo) y serie de tiempo de $\langle v^2 \rangle$ (escala lado derecho). Para los primeros 400 metros de la columna de agua	67
29	a) Estructura espacial del primer modo del FEO de velocidad geostrófica superficial, b) Estructura espacial del primer modo del FEO de la velocidad a lo largo del canal (v). c) Comparación entre las componentes principales de la velocidad geostrófica (línea gruesa) y la velocidad a lo largo del canal (línea delgada) de los primeros modos.	69
30	a) Estructura espacial del segundo modo del FEO de velocidad geostrófica superficial, b) Estructura espacial del segundo modo del FEO de la velocidad a lo largo del canal (v). c) Comparación entre las componentes principales de la velocidad geostrófica (línea gruesa) y la velocidad lo largo del canal (línea delgada) de los segundos modos.	70
31	a) Estructura espacial del primer modo de la velocidad geostrófica superficial deducida de altimetría. b) Estructura espacial del primer modo de la velocidad a lo largo del canal (v). c) comparación entre las componentes principales de la velocidad geostrófica (línea gruesa) y la velocidad a lo largo del canal (línea delgada) de los primeros modos.	72
32	a) Estructura espacial del segundo modo de la velocidad geostrófica superficial deducida de altimetría. b) Estructura espacial del segundo modo de la velocidad a lo largo del canal (v). c) comparación entre las componentes principales de la velocidad geostrófica (línea gruesa) y la velocidad a lo largo del canal (línea delgada) de los segundos modos.	73
33	Figura 33. Mapas de los campos medios y desviaciones estándar, de los términos: Coriolis y aceleración local	76
34	Mapas de los campos medios y desviaciones estándar, de los términos advetivos: $\partial uu / \partial x$ y $\partial uv / \partial y$.	77
35	Mapas de los campos medios y desviaciones estándar, de los términos advetivos: $\partial u'u' / \partial x$ y $\partial u'v' / \partial y$.	78
36	Perfiles verticales promedio de climatología de a) temperatura y b) salinidad de estaciones de CTD cercanas a la localidad de cada anclaje	81
37	a) Funciones empíricas $(dT/dz)(T)$ para cada anclaje y b) relación T - S de climatología de CTD para cada anclaje	83

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
38	Comparación entre perfiles promedio de la climatología de CTD cercanos a las localidades de los anclajes (línea roja) con algunos de los perfiles continuos estimados a partir de los anclajes (línea azul), mostrando los puntos donde se tiene mediciones en los anclajes y la temperatura superficial de AVHRR (círculos). Para a) anclaje D1, b) anclaje Y3, c) anclaje Y1 y d) anclaje Y5.	84
39	Campo medio del termino gradiente de presión	85
40	a) vcm (valor cuadrático medio) de la velocidad medida y velocidad geostrófica modificada. b) diferencias entre velocidad medida y velocidad geostrófica modificada. c) vcm de velocidad medida y velocidad geostrófica modificada sin la media.	89

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Coefficientes de correlación entre la velocidad a lo largo del canal v y los términos calculados en el balance de momento a través del canal.	25
II	Coefficientes de correlación entre la velocidad u a lo largo del canal y los términos calculados en el balance a lo largo del canal.	30
III	Fechas en las que se realizaron las campañas oceanográficas del proyecto CANEK	80

I. Introducción

I.1 Generalidades

El Canal de Yucatán es una región con una alta variabilidad de corrientes. Está localizado entre el noreste de la península de Yucatán y la Isla de Cuba; conecta la cuenca del Mar Caribe con la cuenca del Golfo de México, las cuales forman un sistema semicerrado, con fronteras abiertas al Este: el estrecho de Florida, las Antillas Mayores y Menores. La circulación a través de este sistema (Mar Caribe - Golfo de México) se conforma principalmente de la corriente de frontera oeste del Giro Subtropical del Atlántico Norte y de la parte superficial de la circulación meridional de recambio (MOC) (figura 1).

El flujo que atraviesa este sistema Mar Caribe - Golfo de México esta conformado por flujo proveniente de la Corriente Norecuatorial así como de la Corriente del Norte de Brasil las cuales entran al Mar Caribe por los diferentes pasos entre las Antillas, fluyendo hacia el oeste por la costa este de Centroamérica donde se le denomina la Corriente del Caribe, para posteriormente virar hacia el norte y atravesar el Canal de Yucatán en donde adquiere el nombre de Corriente de Yucatán. Esta última entra al Golfo de México donde se convierte en la Corriente del Lazo que eventualmente continúa su camino hacia el Estrecho de Florida para finalmente alimentar la Corriente del Golfo y formar parte del Giro Subtropical del Atlántico Norte (figura 1). Es por este canal que se da la única entrada de flujo hacia el interior del Golfo de México y por donde también las aguas profundas pueden salir [Maul *et al.*, 1985]. Esta zona, aunque representa una gran contribución en el aporte para la Corriente del Golfo, a sido pobremente estudiada, por lo que algunos aspectos como la variabilidad de la corriente y los factores dinámicos que afectan a la misma aún no están

bien comprendidos.

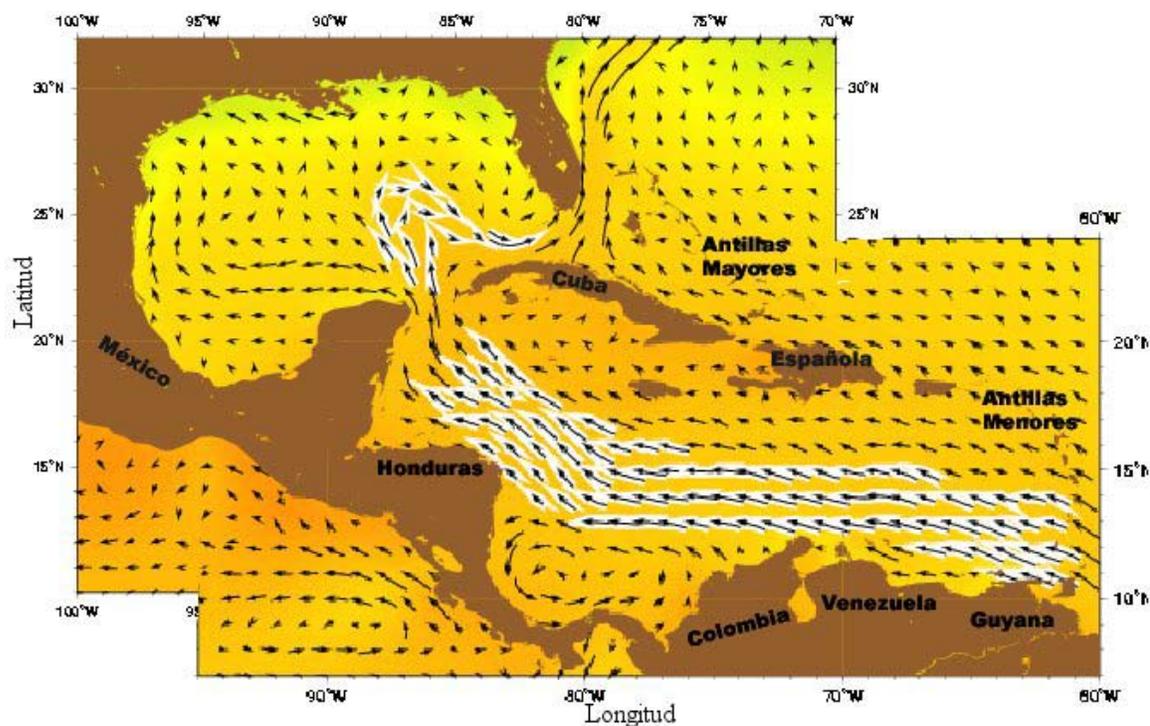


Figura 1. Mapa del Sistema Mar Caribe – Golfo de México mostrando las corrientes superficiales, obtenidas de estimaciones de deriva de barcos y trayectorias de boyas de deriva cerca a la superficie representadas por Mariano Global Surface Velocity Analysis (MGSVA) [Gyory *et al.*, 2005 <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/caribbean/yucatan.html>].

I.2 Antecedentes de la zona

En el Canal de Yucatán se han realizado varios estudios sobre el transporte en donde la velocidad de la corriente ha sido inferida tanto por métodos geostroficados, como por balance de masa al considerar los volúmenes de transporte que entran al sistema a través de las Antillas y los que salen por el Estrecho de Florida, debido a que no se contaba con mediciones directas de la velocidad, no había antecedentes sobre el flujo medio así como de

la corriente que atraviesa el canal. Las estimaciones geostroficas del flujo realizadas en el Canal de Yucatán eran vía lances hidrográficos e integración vertical de la ecuación de viento térmico, las cuales estaban comúnmente referidas a los pares de datos más profundos con que se contaba [Hansen y Molinari, 1970; Maul *et al.*, 1985; Gallegos *et al.*, 1998] o a un nivel profundo de referencia [Gordon, 1967]. Sin embargo, en el Canal de Yucatán no existe un nivel definitivo de no movimiento, por lo que los cálculos clásicos de geostrofia que suponen tal son injustificados y especialmente erróneos para los flujos profundos [Ochoa *et al.*, 2001].

En Diciembre de 1996 el grupo Canek inició estudios en la región del Canal de Yucatán, con el objetivo principal de medir el intercambio de agua y propiedades oceanográficas entre el Mar Caribe y el Golfo de México a través del Canal de Yucatán. Se han realizado cruceros hidrográficos en la región cada año hasta la fecha y se han instalado varios anclajes a través de lo cuales se ha comenzado a acumular conocimiento de esta interesante parte del océano la cual no se había observado bien con anterioridad.

El Canal de Yucatán tiene aproximadamente 196 Km de ancho, de Isla Mujeres (Yucatán) a Cabo San Antonio (Cuba) y una profundidad máxima de 2040 m. Presenta corrientes intensas que fluyen hacia el Golfo de México en su parte oeste, teniendo velocidades desde 120 cm/s en superficie hasta los 10 cm/s a 800 m de profundidad. Las fluctuaciones del flujo a través del canal son mayores que la media a excepción de la zona donde se encuentra la corriente de Yucatán [Abascal *et al.*, 2003]. En la superficie de la parte este del canal cerca de Cuba existe una corriente intermitente con media de 10 cm/s

con dirección hacia el Mar Caribe, conocida como la Contracorriente Cubana. En la parte profunda del canal existe una estructura vertical del flujo en formas de bandas con medias relativamente bajas (<10 cm/s) con flujo hacia el Golfo de México a la mitad del canal y contracorrientes a los dos lados del canal [Ochoa *et al.*, 2001; Sheinbaum *et al.*, 2002]. Se ha encontrado que las variaciones de estos flujos profundos están relacionados con la extensión de la corriente de Lazo dentro del Golfo de México [Bunge *et al.*, 2002]. El transporte total medio que pasa a través del canal medido en un periodo de 22 meses entre septiembre de 1999 a junio 2001 es de 22.8 ± 1 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) con desviación estándar de 3.3 Sv [Ochoa *et al.*, 2003]. Esta media es menor que los 28 Sv que supuestamente pasan por este canal basados en revisiones históricas de hidrografía [Sheinbaum *et al.*, 2002]. Candela *et al.*, [2002] encontró una alta relación entre los flujos de vorticidad potencial a través del canal con la evolución de la Corriente del Lazo, donde la separación de remolinos anticiclónicos de la Corriente del Lazo esta precedida por periodos de flujo con vorticidad positiva. Algunas simulaciones numéricas [Candela *et al.*, 2003, Cherubin *et al.*, 2005] confirman estos resultados, mientras que otras [Oey, 2004] lo hacen en menor proporción. A la fecha no se ha realizado un estudio detallado del balance de momento que gobierna los flujos superficiales del canal de Yucatán, por lo que se analizará en este trabajo considerando que esto puede aportar importantes elementos para entender más la dinámica de las corrientes en el canal.

I.3 Antecedentes de estudios en zonas con características similares

Las ecuaciones de balance de momento relacionan los términos de la aceleración local, advectivos y de Coriolis a los términos del gradiente de presión y de las fuerzas

externas y disipativas. Aquí el análisis del balance de momento horizontal nos describe las contribuciones de los diferentes términos a modelos reducidos o modelos dinámicos parametrizados. Las parameterizaciones son la regla en esta clase de cálculos ya que nunca se tienen mediciones completas. Estos tipos de análisis ayudan a deducir corrientes a partir de mediciones de otras variables oceanográficas [Bryden, 1977; Viudez *et al.*, 1999]. Este estudio analiza la contribución de los diferentes términos del balance de momento del flujo superficial. Utilizando datos de corriente, presión subsuperficial, altimetría y mediciones de viento.

En estudios llevados a cabo en estrechos como el de Gibraltar [Candela *et al.*, 1989] o el de Euripus [Tsimplis, 1997] se encontró que el balance transversal es principalmente geostrófico, i.e. el gradiente de presión está en balance con el término de Coriolis. Por otro lado, en el estrecho de Dover [Prandle y Player, 1993] y el de Belle Isle [Garrett y Toulany, 1981], se encontró que el viento juega un papel importante dentro del balance transversal. En términos dinámicos el canal de Yucatán no es ni un canal ni un estrecho debido a que no es lo suficientemente largo o angosto de acuerdo a su primer radio de deformación interno de Rossby de 44 km (calculado con respecto a su profundidad máxima de 2040 m) [Ochoa *et al.*, 2001]. Esto nos impide suponer que en el canal de Yucatán se encontrará un comportamiento similar a los encontrados en los estudios previos sobre estrechos. Aquí el modelo dinámico inicial es más general que sólo geostrófico.

Otros estudios realizados en corrientes de frontera oeste al cruzar por estrechos, han encontrado que el viento es un factor importante el cual puede modificar el transporte. Lee

y Williams [1988] encontraron que la corriente de Florida al cruzar el Estrecho de Florida se ve influenciada por los vientos estacionales los cuales contribuyen en el ciclo anual de transporte que presenta esta corriente. Mientras que las variaciones del transporte de la corriente de Kuroshio al pasar por el East Taiwan Channel están ligadas a un patrón de oscilación asociado con la llegada de remolinos de mesoescala provenientes del Pacífico oeste los cuales tienen escala de tiempo del orden de 100 días [Zhang *et al.*, 2001; Johns *et al.*, 2001]. Por otro lado, Maul *et al.* [1990] encuentra que existe una relación entre el transporte y la diferencia del nivel del mar a través de la corriente de Florida. De la misma forma que Johns *et al.* [2001] encuentra esta relación entre el transporte y el nivel del mar en el East Taiwan Channel donde las fluctuaciones de la corriente de Kuroshio presentan una estructura vertical barotrópica. Es natural preguntarse si tal relación es válida en el Canal de Yucatán, y de no ser así, ver si factores como el viento y los remolinos son importantes en la cinemática y dinámica del canal para que eso suceda.

Esta tesis tiene la siguiente estructura: después de una descripción de los datos usados en la sección II, para la evaluación de los términos, se definen los términos en las ecuaciones de momento horizontales y se describe como se aproxima cada uno de ellos en la sección III, donde también se analiza el balance de momento promedio, tanto a través como a lo largo de los ejes del canal, en la sección IV se analiza la relación espectral entre los términos más importantes dentro del balance. Esto es seguido de un análisis más detallado de la estructura a través del canal de los términos más importantes en la sección V. Posteriormente en la sección VI se efectúa un análisis estadístico de la altimetría y su relación con el campo de corrientes. En la sección VII se realiza una evaluación de algunos

términos del balance de momento a través del canal en toda la columna de agua, utilizando las series de datos de temperatura para obtener los gradientes de presión. Por último, se tiene la discusión y el resumen de los resultados principales en la sección VIII.

II. Materiales, Datos disponibles

II.1 Corrientes

Los datos de corrientes usados en esta tesis son parte del programa Canek el cual inició en 1996 con el objetivo de estudiar la estructura del flujo en el canal de Yucatán. Los datos más relevantes que se tienen son mediciones de corrientes obtenidas de ocho anclajes a través del Canal de Yucatán en dos periodos de mediciones, los cuales contaban con correntímetros Aanderaa a lo largo de los anclajes y un perfilador acústico Doppler de corrientes ADCP en la parte superior de cada uno de estos mirando hacia la superficie en dos periodos, el primero de Septiembre de 1999 a Junio del 2000, y el segundo periodo de Julio de 2000 a mayo de 2001, los dos periodos de mediciones básicamente con el mismo arreglo de instrumentos, teniendo finalmente 22 meses de mediciones. La figura 3 muestra la distribución de los instrumentos para el segundo periodo de mediciones, así como los porcentajes de datos recuperados en los ADCPs (98.8%) y Aanderaas (84.5%).

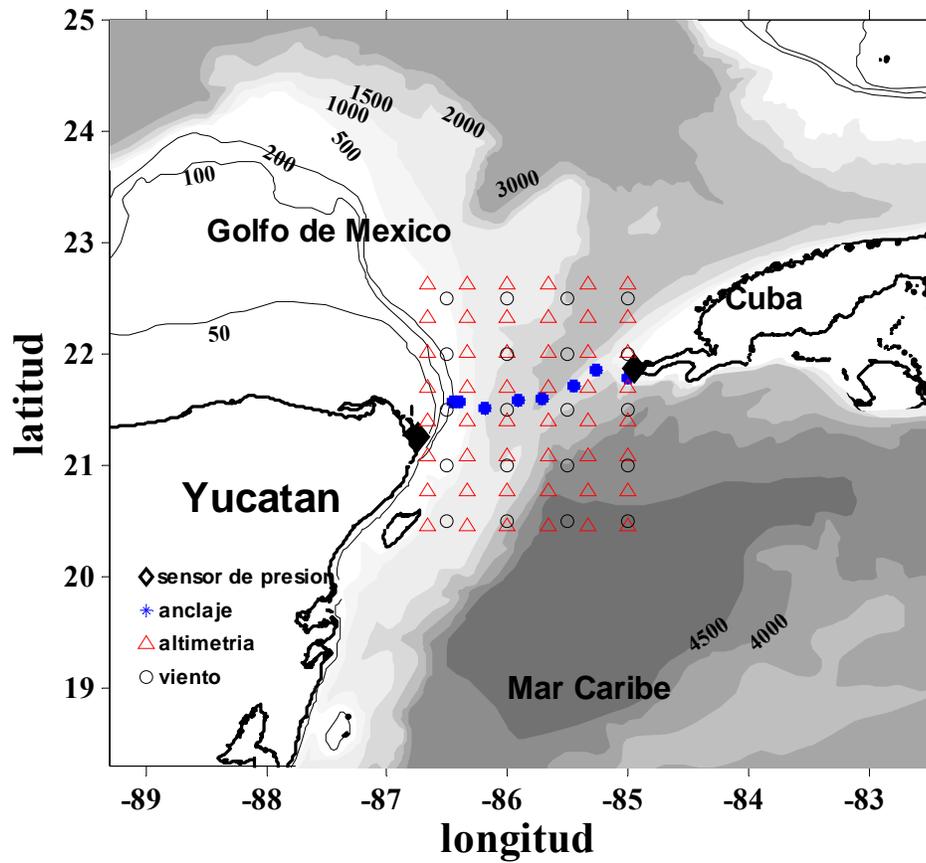


Figura 2. Mapa del Canal de Yucatán mostrando los contornos de batimetría e indicando la localización de los sensores de presión, anclajes y la malla de los datos de altimetría y viento.

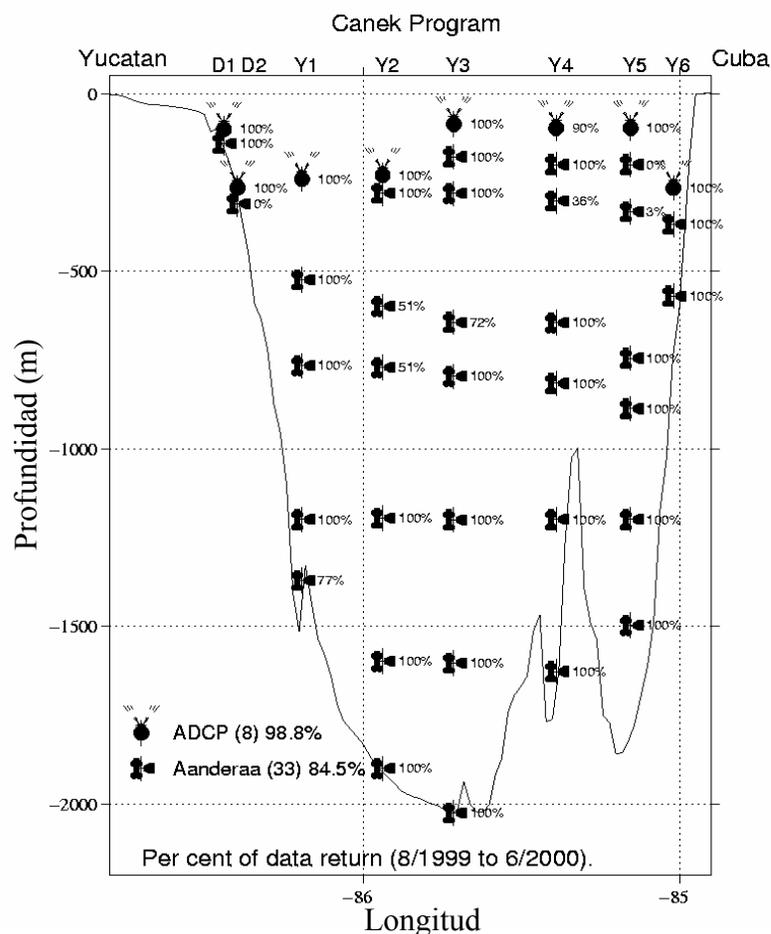


Figura 3. Esquema del arreglo de los anclajes, mostrando los instrumentos (correntímetros Aanderaa y perfiladores acústicos Doppler de corrientes ‘ADCP’) y el porcentaje de datos recuperados durante el segundo periodo de mediciones.

Las componentes, este-oeste y norte-sur de la corriente horizontal medidas por los instrumentos, se interpolaron y extrapolaron a una malla de 0.05° de longitud por 20 m utilizando la técnica de mapeo objetivo descrita por Sheinbaum *et al.* [2002], donde para la estimación de la media de cada mapa se utilizaron escalas grandes de 150 km en la horizontal y de 1500 m en la vertical y para las fluctuaciones se utilizaron escalas cortas de

70 km en la horizontal y 400 m en la vertical. Posteriormente las componentes de la corriente se rotaron en sentido contrario a las manecillas del reloj 19.59° para obtener nuevas componentes de la corriente a través (u) y a lo largo del canal (v), quedando las coordenadas de referencia x , y y z en las direcciones a través, a lo largo y en la vertical (figura 4). El ángulo de 19.59° coincide con la orientación de la línea que une las localidades de los sensores de presión a cada lado del canal, así como la orientación del arreglo de anclajes a través del canal. El eje principal de la elipse de variabilidad de la velocidad promedio de la capa de estudio tiene dirección 127° con respecto al este.

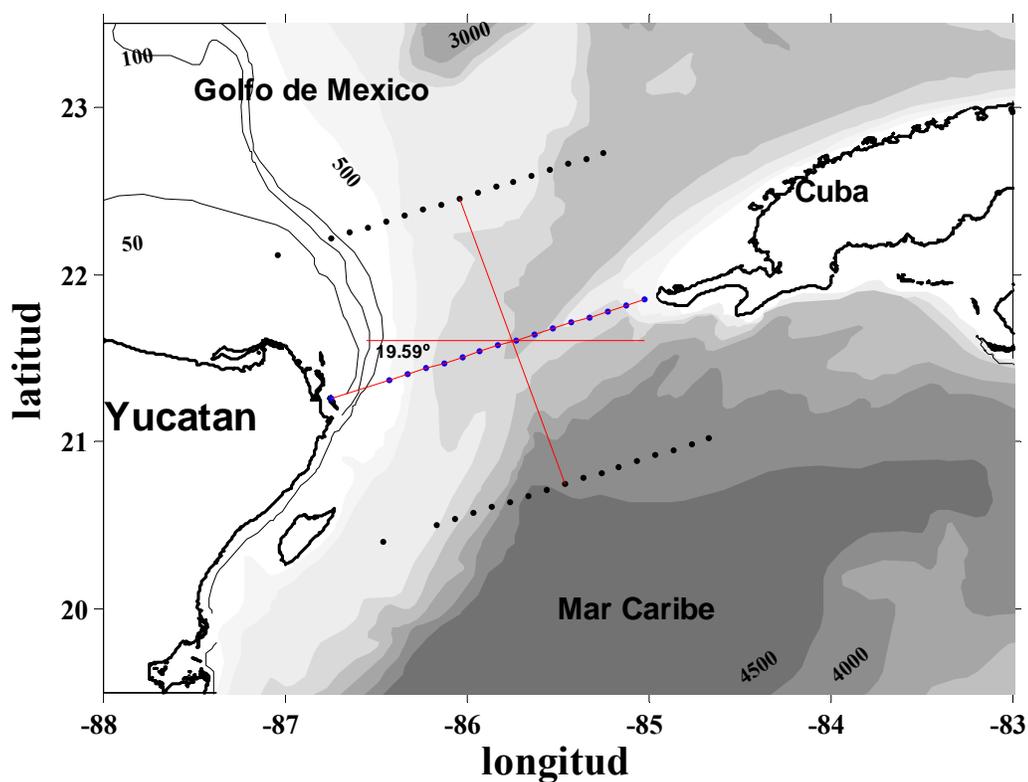


Figura 4. Sistema de coordenadas rotado; y componente a lo largo del canal, x componente a través del canal. Los puntos negros y azules indican los lugares donde se interpolaron los datos de altimetría y viento.

II.2 Temperatura

Se cuenta con tres fuentes de datos de temperatura en la región: 1) Series de tiempo correspondientes a los dos periodos de mediciones de datos de temperatura en la posición de los instrumentos (correntímetros Aandreaa y ADCP) del arreglo de los 8 anclajes a través del canal (figura 3). 2) Datos de temperatura y salinidad de CTD de 4 campañas oceanográficas a través del canal de Yucatán, correspondientes a 16 cruces hidrográficos con 128 lances, 3) Series de tiempo de temperatura media mensual superficial del océano (SST) de AVHRR Oceans Pathfinder versión 5.0 para la zona de estudio, en una malla con resolución espacial de 4 km.

II.3 Presión subsuperficial

Se cuenta también con series de tiempo de presión subsuperficial para el mismo periodo de tiempo en que estuvieron colocados los anclajes a través del canal, provenientes de dos sensores de presión localizados en los extremos del canal: uno en Isla Mujeres en el lado yucateco a aproximadamente 5 metros bajo la superficie y el otro en Cabo San Antonio en el lado cubano a una profundidad de 10 metros aproximadamente (figura 2).

II.4 Elevación del mar

Se cuenta con datos de altimetría del programa AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data Program), los cuales son una combinación de datos de diferentes altímetros colocados en los satélites: TOPEX/Poseidon, ERS-1, ERS-2 y JASON-1; de donde se tienen mapas de anomalías del nivel del mar (ANM) las cuales son proporcionadas en una malla de $1/3^\circ$ de longitud por $1/3^\circ$ de latitud cada 7 días durante

el periodo de estudio (figura 1). La información de la malla de altimetría se interpoló a transectos específicos en el canal, uno a través y varios a lo largo sobre los nuevos ejes (figura 4). El transecto a través del canal empieza en la localidad del sensor de presión de Isla Mujeres y termina en la localidad del sensor de presión de Cabo San Antonio, los transectos a lo largo del canal son perpendiculares a este y están uniformemente distribuidos a través del canal.

Las series de tiempo de los datos de ANM interpoladas sobre las dos posiciones de los sensores de presión se compararon contra las series de tiempo de los datos de los sensores de presión, mostrando correlación significativa de 0.83 y 0.77 para Isla Mujeres y Cabo San Antonio, respectivamente (figura 5a y 5b). Así como también se obtuvo el espectro de potencia para estas series de tiempo (figura 5c y 5d) donde las ANM como la presión presentan estructuras similares para ambas posiciones, aunque para el caso de Cabo San Antonio la presión tiene menor contenido de energía a frecuencias bajas. Estas altas correlaciones apoyan la utilización de los datos de altimetría en esta región en particular aun cuando esta se encuentra relativamente cerca de la masa continental. En estas series de tiempo de presión se puede observar una señal estacional con elevaciones más altas en el invierno y bajas en el verano, con amplitudes más grandes así como un mayor contenido de energía en frecuencias altas en el lado yucateco. También se compararon las series de tiempo de la diferencia de presión entre las dos localidades para los datos de ANM y de presión (figura 6a) que presentan una correlación de 0.5 así como se compararon sus espectros de potencia, los cuales presentan estructuras similares (figura 6b).

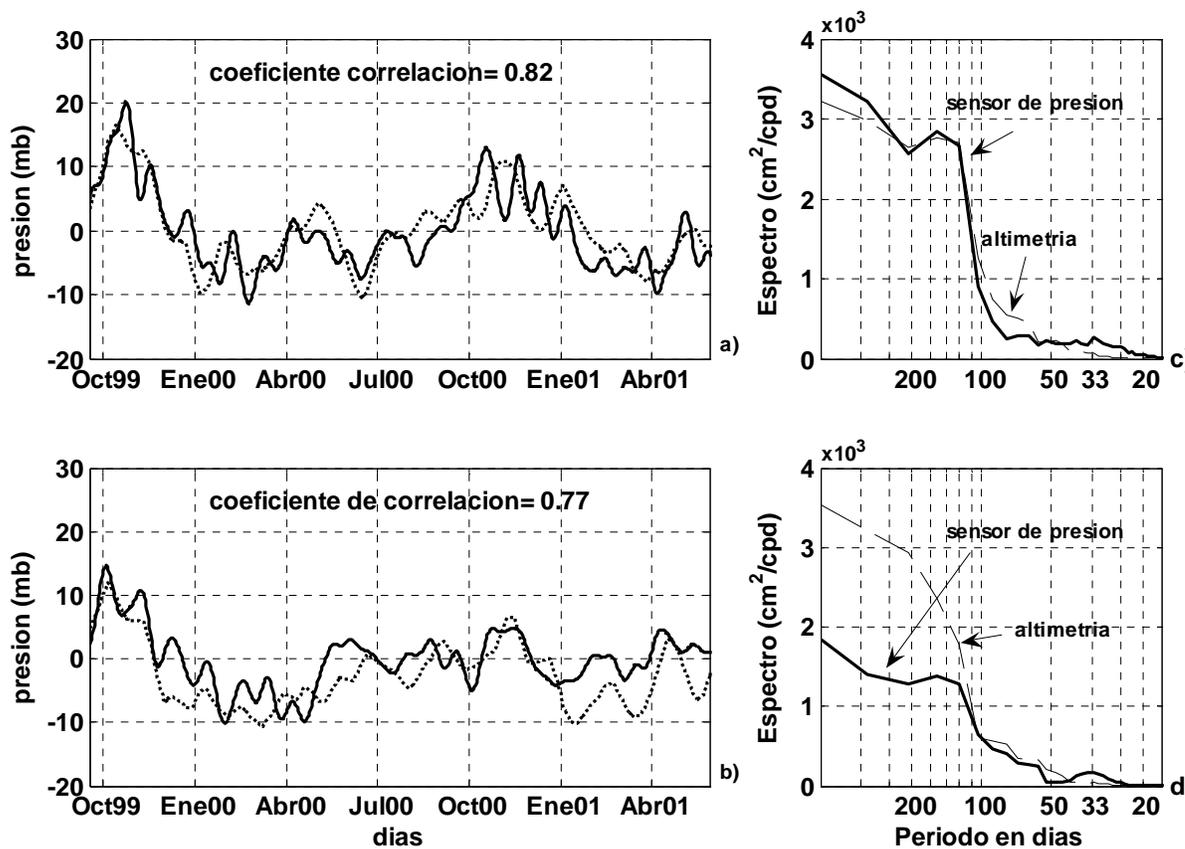


Figura 5. Relación entre las mediciones del sensor de presión (línea continua) y datos de altimetría (línea punteada) a) Isla Mujeres y b) Cabo San Antonio. Espectro de potencia de datos del sensor de presión (línea continua) y datos de altimetría (línea punteada) para c) Isla Mujeres y d) Cabo San Antonio

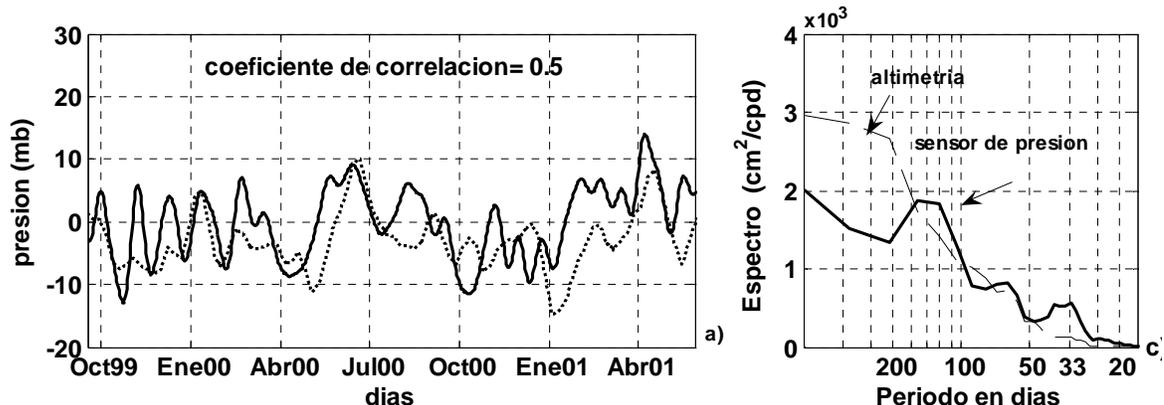


Figura 6. a) Relación entre la diferencia de presión entre Isla Mujeres y Cabo San Antonio a partir de datos de sensores de presión (línea continua) y datos de altimetría (línea punteada) b) espectro de potencia de la diferencia de presión entre Isla Mujeres y Cabo San Antonio de datos del sensores de presión (línea continua) y datos de altimetría (línea punteada)

II.5 Velocidad del viento

Para obtener series de tiempo del esfuerzo de viento en el periodo de estudio, se obtuvieron mediciones de velocidad del viento a 10 metros sobre la superficie del mar del satélite QuikSCAT, Dichos datos tienen una resolución espacial de 0.5° de longitud por 0.5° de latitud (figura 2) y una resolución temporal diaria. A partir de estos se calculó el esfuerzo (τ_x, τ_y) utilizando las ecuaciones de Large y Pond [1981], i.e.

$$\tau = \rho_{aire} C_D |\mathbf{u}_{viento}| \mathbf{u}_{viento}$$

Posteriormente las componentes del esfuerzo del viento se rotaron en el nuevo sistema de coordenadas a través y a lo largo del Canal. Por último, se interpoló el esfuerzo del viento sobre los transectos utilizados para las ANM.

III. Balance horizontal de momento

El balance de momento en el canal de Yucatán se analizó solo tomando en cuenta la parte superior de la columna de agua, dado que con los datos de sensores de presión y ANM de altimetría únicamente se puede obtener el gradiente de presión de la superficie, por lo que en este trabajo como primera aproximación se tomara el gradientes de presión superficial como representativo hasta aproximadamente los 90 metros de profundidad. De la componente transversal y longitudinal de las ecuaciones de momento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (2)$$

donde u , v y w son las velocidades en las direcciones x , y y z respectivamente; P es la presión, ρ la densidad de referencia ($\rho = 1028 \text{ kg m}^{-3}$) y f es el parámetro de Coriolis ($2\Omega \sin\varphi$, donde $\Omega = 2\pi/(24*3600\text{s})$ y $\varphi = 21.58^\circ$).

En este trabajo se analizo el balance de momento para frecuencias bajas, las correspondientes a periodos mayores de 20 días (frecuencias menores a 1/20 cpd). Las componentes de velocidad en la dirección a través, a lo largo, en la vertical (denotadas por u, v y w) y la presión (P) fueron descompuestas en una parte de frecuencias bajas y una parte fluctuante (frecuencias altas), i.e.

$$u = \langle u \rangle + u'$$

donde los paréntesis triangulares y las primas denotan las contribuciones de frecuencias bajas y altas, respectivamente. La separación es lograda vía un filtro Lanczos pasa-bajas con una frecuencia de corte de 1/20 cpd, así la operación filtro esta denotada por $\langle \rangle$. La descomposición de las variables de las ecuaciones de momento en su parte pasa-bajas y parte fluctuante quedan como [Pond y Pickard, 1983],

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\langle u \rangle + u') + (\langle u \rangle + u') \frac{\partial}{\partial x} (\langle u \rangle + u') + (\langle v \rangle + v') \frac{\partial}{\partial y} (\langle u \rangle + u') + \\ (\langle w \rangle + w') \frac{\partial}{\partial z} (\langle u \rangle + u') - f(\langle v \rangle + v') = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (\langle P \rangle + P') \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\langle v \rangle + v') + (\langle u \rangle + u') \frac{\partial}{\partial x} (\langle v \rangle + v') + (\langle v \rangle + v') \frac{\partial}{\partial y} (\langle v \rangle + v') + \\ (\langle w \rangle + w') \frac{\partial}{\partial z} (\langle v \rangle + v') + f(\langle u \rangle + u') = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} (\langle P \rangle + P') \end{aligned} \quad (4)$$

Filtrando las ecuaciones (3), (4), suponiendo que $\langle \langle u \rangle \rangle = \langle u \rangle$ y $\langle u' \rangle = 0$, y usando la ecuación de continuidad (i.e. $\nabla \cdot \vec{u} = 0$),

$$\begin{aligned} \frac{\partial \langle u \rangle}{\partial t} + \frac{\partial \langle uu \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle uv \rangle}{\partial y} + \frac{\partial \langle uw \rangle}{\partial z} + \frac{\partial \langle u'u' \rangle}{\partial x} + \\ \frac{\partial \langle u'v' \rangle}{\partial y} + \frac{\partial \langle u'w' \rangle}{\partial z} - f \langle v \rangle = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle P \rangle}{\partial x} \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial \langle v \rangle}{\partial t} + \frac{\partial \langle uv \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle vv \rangle}{\partial y} + \frac{\partial \langle vw \rangle}{\partial z} + \frac{\partial \langle u'v' \rangle}{\partial x} + \\
& \frac{\partial \langle v'v' \rangle}{\partial y} + \frac{\partial \langle v'w' \rangle}{\partial z} + f \langle u \rangle = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle P \rangle}{\partial y}
\end{aligned} \tag{6}$$

Obteniendo las ecuaciones (5) y (6), que son las ecuaciones de balance de momento horizontal de baja frecuencia; donde aparte de los términos correspondientes a las frecuencias bajas, se obtienen tres términos que involucran las fluctuaciones de frecuencias altas de las componentes de la velocidad.

A partir de estas ecuaciones se calculó el balance de momento promedio, para lo que se realizó una integración horizontal y vertical de los términos en el canal. Dado que la velocidad vertical (w) es pequeña y el error de medición de los instrumentos es de magnitud similar, los términos que involucran la velocidad vertical de frecuencias bajas fueron desechados, sin embargo los términos que involucran la velocidad vertical de frecuencias altas si se consideraron, dado que integrándolos verticalmente, estos se pueden expresar en términos de los flujos de momento en la superficie y el fondo de la capa que se esta considerando, i.e., el esfuerzo del viento en la superficie del mar como una condición de frontera y el esfuerzo interfacial en el fondo de la capa modelada vía una disipación tipo Raleigh. Estas suposiciones están expresadas por

$$-\frac{1}{h} \int_{z=-h}^{z=surface} \frac{\partial}{\partial z} \langle w'u' \rangle dz \equiv \frac{1}{h} \frac{\tau_{x,WIND} - \tau_{x,z=-h}}{\rho} \approx \frac{\tau_x}{\rho h} - \lambda u \quad (7)$$

$$-\frac{1}{h} \int_{z=-h}^{z=surface} \frac{\partial}{\partial z} \langle w'v' \rangle dz \equiv \frac{1}{h} \frac{\tau_{y,WIND} - \tau_{y,z=-h}}{\rho} \approx \frac{\tau_y}{\rho h} - \lambda v \quad (8)$$

Así las ecuaciones de momento de frecuencias bajas integradas a través del canal y en la vertical, son

$$\int_{x=IslaM.}^{x=CSanA} \int_{z=-h}^{z=surface} \left[\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial \langle u'u' \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle u'v' \rangle}{\partial y} - fv \right] dx dz = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta x} + \int_{x=IslaM.}^{x=CSanA} \left[\frac{\tau_x}{\rho h} - \lambda u \right] dx \quad (9)$$

$$\int_{x=IslaM.}^{x=CSanA} \int_{z=-h}^{z=surface} \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} + \frac{\partial \langle u'v' \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle v'v' \rangle}{\partial y} + fu \right] dx dz = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta y} + \int_{x=IslaM.}^{x=CSanA} \left[\frac{\tau_y}{\rho h} - \lambda v \right] dx \quad (10)$$

después de remover la notación del operador filtro para los términos pasa-baja.

III.1. Evaluación de los términos del balance promedio

Se analizaron los términos de las ecuaciones de balance de momento haciendo un promedio espacial a través del canal. Tomando las velocidades u y v correspondientes a los primeros 90 metros de de la columna de agua, de la malla regular obtenida del mapeo objetivo, el operador filtro mencionado con anterioridad se les aplico para separar las velocidades en su parte pasa-baja y parte fluctuante. Entonces se realizó una integración zonal y vertical a través del canal para así obtener una velocidad media a través del canal.

$$\bar{u} = \frac{1}{\Delta x \Delta z} \int_{x=IslaM.}^{x=CSanA} \int_{z=-h}^{z=surface} u \, dx dz \quad (11)$$

$$\bar{v} = \frac{1}{\Delta x \Delta z} \int_{x=IslaM.}^{x=CSanA} \int_{z=-h}^{z=surface} v \, dx dz \quad (12)$$

El gradiente de presión promedio a través del canal ($\partial P / \partial x$), se estimó tomando la diferencia de presión entre el sensor localizado en Isla Mujeres y el sensor localizado en Cabo San Antonio, sin hacer ninguna integración vertical y dividido por la distancia que los separa. Para evaluar el gradiente de presión promedio a lo largo del canal ($\partial P / \partial y$), se trazaron 15 transectos equidistantes perpendiculares y de la misma longitud a el transecto que atraviesa el canal de Isla Mujeres a Cabo San Antonio, después se interpoló las ANM de altimetría sobre los puntos finales de estos 15 transectos. A partir de estos se calculó la presión subsuperficial para posteriormente obtener los gradientes de presión en cada transecto, tomando las diferencias en cada transecto dividido por la distancia de estos. Finalmente se tomó el promedio de los gradientes sobre todos los cortes transversales

considerados.

Los términos de las aceleraciones locales $\partial u/\partial t$ y $\partial v/\partial t$ fueron calculados mediante diferencias finitas centradas, utilizando las velocidades promedio, o sea

$$\frac{\partial u}{\partial t}(t) \cong \frac{\bar{u}(t + \Delta t) - \bar{u}(t - \Delta t)}{2\Delta t} \quad (13)$$

usando Δt de 1 día y lo mismo para el término $\partial v/\partial t$.

Los términos $\partial uu/\partial x$, $\partial \langle u'u' \rangle/\partial x$ y $\partial uv/\partial x$, $\partial \langle u'v' \rangle/\partial x$, fueron calculados integrando zonalmente, por ejemplo

$$\frac{1}{\Delta x} \int_{x=Isla.M.}^{x=CSanA} \left[\frac{\partial uu}{\partial x} \right] dx \cong \frac{u_{C.San.A}^2 - u_{Isla.M}^2}{\Delta x}, \quad (14)$$

donde $u_{Isla.M}$ es el valor de la velocidad mas cercano a Isla Mujeres y $u_{C.San.A}$ es el valor de la velocidad mas cercano a Cabo San Antonio y Δx es la distancia entre estos puntos.

Debido a que no existe información directa para poder estimar las derivadas de velocidades a lo largo del canal. Se realizó una aproximación suponiendo que el elemento de fluido que cruza el canal de Yucatán preserva su velocidad durante un cierto intervalo de tiempo (Δ de 1 día), así, Δy fue obtenido para un tiempo $t + \Delta t$ como la velocidad a lo largo

del canal multiplicada por el Δt . Con esta suposición, los términos $\partial uv/\partial y$, $\partial \langle u'v' \rangle / \partial y$ y $\partial vv/\partial y$, $\partial \langle v'v' \rangle / \partial y$ fueron calculados, por ejemplo

$$\frac{\partial uv}{\partial y} \cong \frac{uv_{t+\Delta t} - uv_t}{\Delta y} \quad (15)$$

Es importante notar que con estas aproximaciones el término de la aceleración local se debería de cancelar con el término advectivo, *i.e.*, $\partial u/\partial t + v\partial u/\partial y = 0$. Sin embargo, como se muestra más adelante, los términos de aceleración local son pequeños y considerando la aproximación utilizada para Δy , los términos advectivos o de esfuerzos de Reynolds con derivadas meridionales resultan pequeños en comparación con otros términos en la ecuación.

Para la obtención del término del flujo de Ekman, de las componentes rotadas del esfuerzo del viento τ_x y τ_y , se obtuvo un promedio espacial del esfuerzo de viento sobre el transecto. Después se estimaron los parámetros independientes h y λ que se encuentran en los términos del flujo de Ekman y del término de fricción respectivamente, para esto se realizó un ajuste de estos mediante mínimos cuadrados en

$$-f\bar{v} = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta x} + \frac{\tau_x}{\rho h} - \lambda \bar{u} \quad (16)$$

donde \bar{v} , τ_x y \bar{u} son los valores promediados de lado a lado. Para el balance a través del

canal el valor obtenido en el ajuste para h fue de 26 metros. Sin embargo, para el balance a lo largo del canal se obtuvo un valor h de 800 metros. Este valor poco realista de h en el balance a lo largo del canal es debido al hecho de que la correlación a lo largo del canal del término del flujo de Ekman con la velocidad a través del canal es bajo como se verá posteriormente, por lo que, en esta situación, el método para estimar h parece no funcionar muy bien. Por lo tanto, se desechó este valor de h (800 m) y se decidió utilizar el mismo valor obtenido en la componente a través del canal ($h = 26$ m).

Los coeficientes que mejor se ajustaron para los términos de fricción λ_u y λ_v fueron $2.41 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ para el balance a través del canal y $4.98 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ en el balance a lo largo del canal, los cuales corresponden a un tiempo de decaimiento de $\sim 12\text{h}$ y $\sim 55\text{h}$, respectivamente. El valor pequeño de decaimiento asociado con la fricción en el balance a través del canal es relativamente corto. Esto puede deberse a que estos valores fueron calculados tomando en cuenta velocidades promedio a través de todo el canal, cuando en la realidad se tiene un chorro muy fuerte en la parte oeste, mientras que en el centro se tienen velocidades más lentas y en la parte este existe una contracorriente intermitente. También se debe tomar en cuenta que esta aproximación del término friccional tiene bastantes limitaciones, y que pueden existir mecanismos que no estén contemplados dentro de este análisis que queden enmascarados dentro de este término. Sin embargo, como se mostrará posteriormente, los coeficientes obtenidos parecen estar de acuerdo con el balance logrado con los otros términos.

III.2. Balance de momento promedio a través del canal

Teniendo ya calculados y reacomodados los términos de la ecuación (9), se dejó la velocidad a lo largo del canal (término de Coriolis) del lado izquierdo de la ecuación pasando los demás términos al otro lado (por lo que todos los términos en la ecuación nos quedan expresados en unidades de velocidad). En la figura 7 se muestran las series de tiempo de los términos más importantes en el balance a través del canal: Coriolis, gradiente de presión, esfuerzo del viento y fricción. Los demás términos (no mostrados) no parecen tener mucha relevancia dentro del balance ya que presentan magnitudes despreciables.

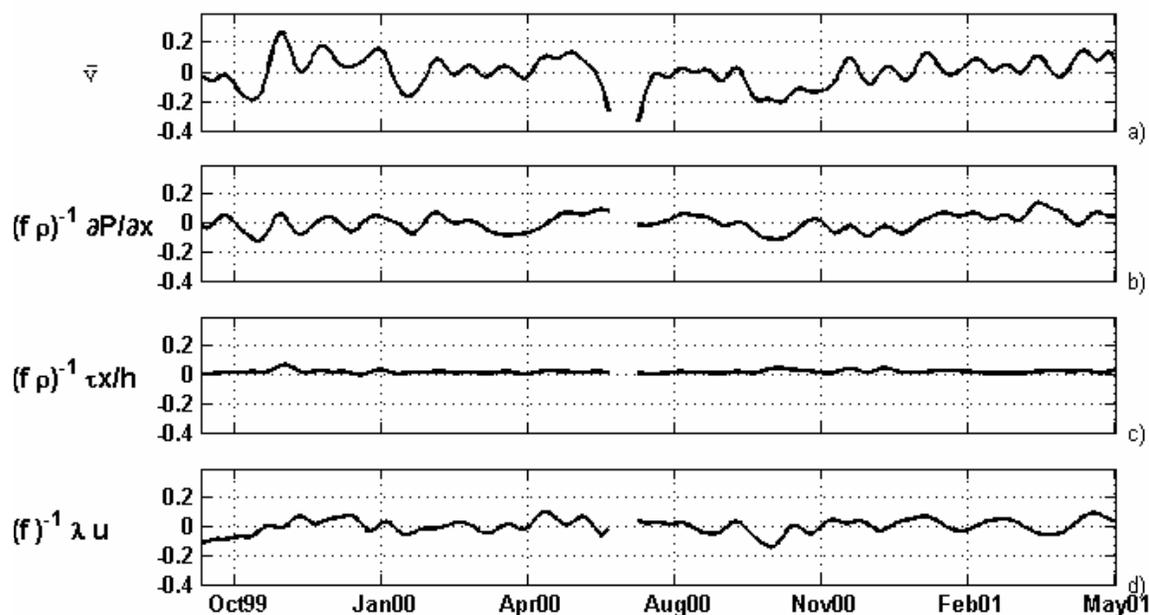


Figura 7. Evolución en el tiempo de los diferentes términos evaluados en la ecuación de balance de momento a través del canal en m/s.

Posteriormente se correlacionó las series de tiempo del término de Coriolis contra cada uno de los demás términos en el balance (tabla I). La correlación entre el término de Coriolis y el término del gradiente de presión presenta un coeficiente de correlación de 0.51 (con significancia a 95%) (figura 8a), pero como se puede apreciar, el balance no es totalmente geostrófico. Como se observó anteriormente, existen también otros términos afectando la variabilidad como se muestra en la figura 7 y tabla I, donde el término de fricción y el flujo de Ekman tienen una magnitud comparable con los términos de la presión y de Coriolis. El coeficiente de correlación entre el término de Coriolis y el de fricción es 0.55 (con significancia a 95%) y aparentemente tiene influencia en el balance, ahora sumando las contribuciones del gradiente de presión y la fricción, se obtiene un aumento en el coeficiente de correlación con el término de Coriolis 0.70 (figura 8b). Por otro lado, entre el flujo de Ekman y Coriolis se tiene un coeficiente de correlación de 0.26 (con significancia a 95%). Ahora si añadimos la contribución del flujo de Ekman al gradiente de presión con la fricción, el coeficiente de correlación entre estos con Coriolis aumenta a 0.74. Cabe señalar que se añadió primero la contribución del término de fricción al gradiente de presión antes que el del flujo de Ekman debido a que el primero presenta mayor coeficiente de correlación. Cabe señalar que la alta correlación del término de fricción con el de Coriolis puede no solo deberse a la fricción de la capa estudiada con la inferior, sino también al hecho de que el eje principal de la elipse de variabilidad la velocidad promedio en esta capa no concuerda exactamente con el nuevo sistema coordinado, y dada su aproximación esto puede hacer que exista correlación entre las componentes de la velocidad y consecuentemente entre los términos de Coriolis y fricción. Los demás términos, aceleración local y advectivos no tienen una contribución significativa

dentro balance promedio. Aunque el término advectivo $\partial uu/\partial x$ presenta un alto coeficiente de correlación de -0.39 con el término de Coriolis, la magnitud de este es muy baja por lo que no es relevante dentro del balance.

Tabla I. Coeficientes de correlación entre la velocidad a lo largo del canal v y los términos calculados en el balance de momento a través del canal.

Términos	Coeficiente de correlación	Desviación estándar
\bar{v}		0.097
$\frac{1}{f\rho} \frac{\partial P}{\partial x}$	0.51 ± 0.14	0.057
$\frac{1}{f\rho} \frac{\tau_x}{h}$	0.26 ± 0.16	0.011
$\frac{1}{f} \lambda u$	0.55 ± 0.13	0.047
$\frac{1}{f} \frac{\partial u}{\partial t}$	0.04 ± 0.13	0.003
$\frac{1}{f} \frac{\partial uu}{\partial x}$	-0.39 ± 0.17	0.013
$\frac{1}{f} \frac{\partial uv}{\partial y}$	0.08 ± 0.11	0.003
$\frac{1}{f} \frac{\partial \langle u'u' \rangle}{\partial x}$	0.06 ± 0.09	0.007
$\frac{1}{f} \frac{\partial \langle u'v \rangle}{\partial y}$	0.03 ± 0.02	0.004

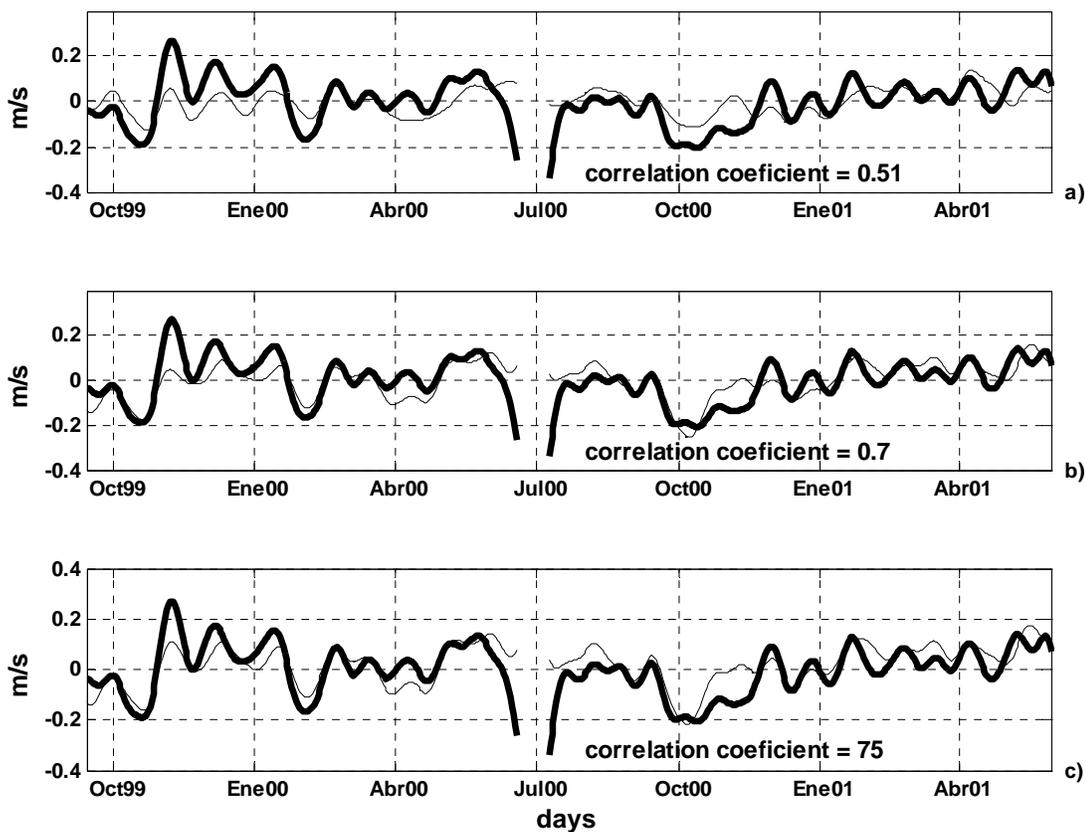


Figura 8. Comparación entre los diferentes términos de la ecuación de balance de momento promedio a través del canal expresados en unidades de velocidad. a) Series de tiempo de los términos: Coriolis (línea gruesa) y gradiente de presión (línea delgada). b) Series de tiempo de los términos: Coriolis (línea gruesa) y el gradiente de presión más fricción (línea delgada). c) Series de tiempo de los términos: Coriolis (línea gruesa) y la suma del gradiente de presión, fricción y flujo de Ekman (línea delgada).

En la figura 7 se puede observar que el término del flujo de Ekman tiene mayor variabilidad en invierno que en verano. Como se menciono anteriormente, esto también se puede observar en los datos de los sensores de presión y en una menor proporción en el gradiente de presión y en la velocidad a lo largo del canal. Si se observan los eventos de mayor variabilidad del flujo de Ekman, estos coinciden con eventos de mayor variabilidad en las series de tiempo de la velocidad y el gradiente de presión, indicando que las

fluctuaciones del flujo de Ekman pueden ser una fuente importante de la variabilidad de la corriente superficial. Se separaron las series de tiempo de la velocidad a lo largo del canal, el gradiente de presión, flujo de Ekman y la fricción en periodos de invierno, verano, y se correlacionaron, se encontró que el coeficiente de correlación entre la velocidad y el gradiente de presión se incrementa a (0.65) en los periodos invernales. También existe un incremento del coeficiente de correlación entre la velocidad y el flujo de Ekman a (0.56) mientras que entre la velocidad y la fricción disminuyen a (0.47). Por otro lado, en los periodos de verano, el coeficiente de correlación entre la velocidad y el gradiente de presión disminuye a (0.33) mientras que el coeficiente entre la velocidad y el flujo de Ekman permanece casi sin ningún cambio (0.44), y entre la velocidad y la fricción el coeficiente se incrementa (0.52).

En general las fuerzas que están balanceadas con la velocidad a lo largo del canal son el gradiente de presión transversal, la fricción y el flujo de Ekman. Donde existe mayor correlación de estos términos con Coriolis en los periodos de invierno. Este comportamiento estacional que presenta el flujo de Ekman, específicamente la mayor variabilidad en invierno, está posiblemente asociada al paso de sistemas frontales del norte del Golfo de México, los cuales resultan en vientos fuertes del norte conocidos como “Nortes”. Aunque estos vientos tienen principalmente una componente norte-sur parece que también su componente este-oeste es importante en esta región, sin embargo, estos eventos son de corta duración y dado el proceso de filtrado deberían de aparecer menos energéticos. Este comportamiento está en concordancia con las observaciones realizadas en el Estrecho de Florida por Lee *et al.* [1988] donde se encontró alta coherencia entre el viento y

transporte durante periodos invernales cuando ocurren los eventos de vientos fuertes y una baja coherencia durante el verano la cual es caracterizada por vientos moderados, sugiriendo que este comportamiento contribuye localmente al ciclo anual de transporte de la zona.

Estudios realizados en la Corriente de Yucatán en su paso por los canales de Cozumel y Chinchorro que se encuentran localizados entre la península de Yucatán y la Isla de Cozumel y entre la península de Yucatán y el banco Chinchorro a aproximadamente a 78 y 298 km al sur del Canal de Yucatán respectivamente, se encontró que las corrientes a través de estos canales si están en balance geostrofico la mayor parte del tiempo, presentando periodos de altas desviaciones ageostroficas con duración de 1 a 2 semanas las cuales aparentemente están relacionadas a un balance donde además del término de Coriolis y el gradiente de presión, el término advectivo relacionado con derivadas a lo largo del canal aparece con magnitud comparable a estos [Chávez *et al.*, 2003, Ochoa *et al.*, 2005, Cetina *et al.*, 2005]. En el Canal de Yucatán este comportamiento de alternancia entre periodos geostroficos y ageostroficos no esta claramente identificado. Para este caso hubiera sido interesante analizar estos términos en el canal de Yucatán durante los mismos periodos de los estudios anteriores para observar su comportamiento durante los periodos de ageostrofia. Desafortunadamente esto no fue posible debido a que, aunque se tiene un periodo de mediciones simultaneas en Canal de Yucatán y el Canal de Cozumel, durante este periodo uno de los sensores de presión instalado en uno de los extremos del Canal de Cozumel falló y para el caso del Canal de Chinchorro el periodo de mediciones con que se cuenta son posteriores al periodo de mediciones en el Canal de Yucatán.

III.3. Balance de momento promedio a lo largo del canal

Al igual que en la sección anterior, los términos de la ecuación (10) se expresaron en unidades de velocidad y se dejó del lado izquierdo únicamente la velocidad asociada al término de Coriolis. En la figura 9 se muestra la evolución en el tiempo de los términos más relevantes en el balance y en la tabla II tenemos todos los términos del balance a lo largo del canal con sus respectivos coeficientes de correlación entre cada uno de estos contra Coriolis.

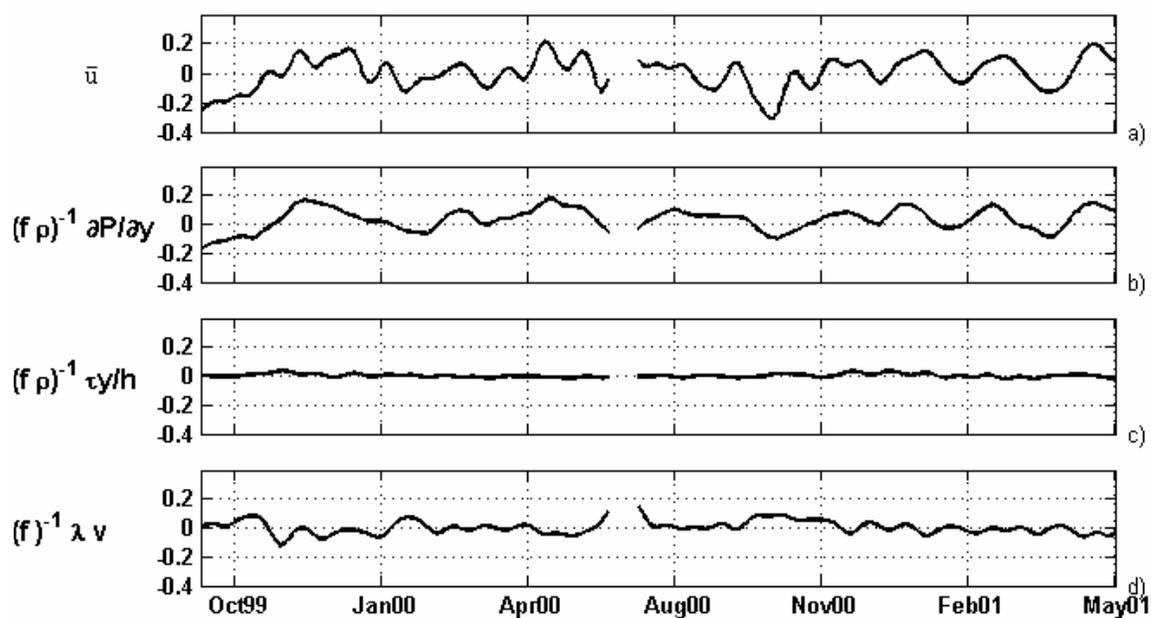


Figura 9. Evolución en el tiempo de los diferentes términos evaluados en la ecuación de balance de momento a lo largo del canal en m/s.

Tabla II. Coeficientes de correlación entre la velocidad u a lo largo del canal y los términos calculados en el balance a lo largo del canal.

Términos	Coefficiente de correlación	Desviación estándar
\bar{u}		0.104
$\frac{1}{f\rho} \frac{\partial P}{\partial y}$	0.82 ± 0.07	0.075
$\frac{1}{f\rho} \frac{\tau_y}{h}$	0.03 ± 0.19	0.0121
$\frac{1}{f} \lambda v$	-0.55 ± 0.13	0.042
$\frac{1}{f} \frac{\partial v}{\partial t}$	0.04 ± 0.06	0.003
$\frac{1}{f} \frac{\partial uv}{\partial x}$	-0.18 ± 0.16	0.001
$\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} vv$	0.06 ± 0.12	0.006
$\frac{1}{f} \frac{\partial \langle u'v' \rangle}{\partial x}$	-0.09 ± 0.07	0.009
$\frac{1}{f} \frac{\partial \langle v'v' \rangle}{\partial y}$	0.03 ± 0.02	0.007

En este balance se encontró que el término de Coriolis y el gradiente de presión presentan magnitudes similares y tienen un coeficiente de correlación 0.82 (con significancia del 95%) indicándonos un balance geostrófico (figura 10), en este caso el flujo de Ekman no tiene mucha relevancia dentro del balance (coeficiente de correlación 0.02).

No se encontró un incremento en el coeficiente de correlación entre Coriolis y la suma de los términos de gradiente de presión y flujo de Ekman. Así como tampoco existe incremento entre Coriolis y gradiente de presión más fricción, donde sumados presentan un ligero decremento en la correlación. Los términos advectivos y aceleración local no tienen contribución dentro del balance a lo largo del canal, quedando como términos dominantes Coriolis y el gradiente de presión.

En este caso también se observa una señal estacional en el término del flujo de Ekman con mayor variabilidad en invierno similar a la que se presenta en el balance a través del canal, probablemente relacionada a los eventos de “Nortes”, sin embargo, en este caso el término del flujo de Ekman no muestra mucha relevancia dentro del balance, por lo que esta señal no se observa en los términos de Coriolis y gradiente de presión. Al separar las series de tiempo en periodos de invierno y verano no se encontró variación en el coeficiente de correlación entre la velocidad y el gradiente de presión presentando prácticamente el mismo en invierno o verano (0.72 y 0.70), mientras que la correlación con el flujo de Ekman y la velocidad se incrementa en invierno (0.21) y existe un decremento en verano (0), el balance a lo largo del canal está dado por la velocidad a través del canal y el gradiente de presión, las variaciones que presenta el gradiente de presión parecen estar ligadas a la variabilidad del transporte a través del canal, como se discutirá posteriormente. Por lo tanto, el balance de momento promedio a lo largo del canal es esencialmente geostrófico, un resultado interesante.

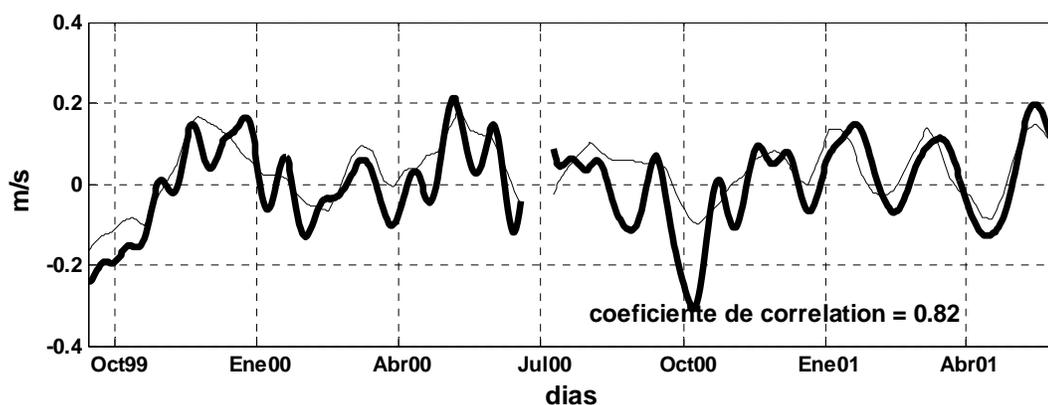


Figura 10. Serie de tiempo del término de Coriolis (línea gruesa) y término del gradiente de presión (línea delgada).

IV Análisis espectral

El análisis espectral se usa para descomponer la variancia de una serie de tiempo en función de frecuencia. En este trabajo se realizó un análisis espectral usando las series de tiempo de los diferentes términos en las ecuaciones de balance de momento tanto a través como a lo largo del canal. Este análisis fue efectuado con el objetivo de identificar las bandas de frecuencias a las cuales existe coherencia entre las diferentes series de tiempo de los términos del balance, así como obtener información de la magnitud y desfase entre las series. Para lo cual se calcularon espectros cruzados entre la serie de tiempo del término de Coriolis contra los demás términos en cada una de las ecuaciones. Los cálculos fueron realizados con la transformada discreta de Fourier utilizando el método multi-taper (MTM) de Thomson [Percival y Walden, 1993]. Con este método (MTM) se pretende reducir la

discrepancia de las estimaciones espectrales, usando un pequeño juego de “tapers” o ventanas espectrales en lugar de usar solo una ventana espectral como en otros métodos. Se calcula un juego de estimaciones independientes del espectro de potencia, pre-multiplicando las series de tiempo por “tapers” ortogonales los cuales son construidos para reducir al mínimo el escape espectral debido a la longitud finita de las series de tiempo. Estos juegos de “tapers” pertenecen a una familia de funciones conocidas como funciones prolato esferoidales discretas. Para este trabajo se utilizó un factor (nw) de 3 el cual define el ancho de banda de las secuencias prolato esferoidales, el número de secuencias con las que se calcularon los espectros están dadas por $2*nw-1$ con 12 grados de libertad.

IV.1 Espectros cruzados de los términos a través del canal

En la figura 11 se muestran los espectros de potencia de los términos de Coriolis y el gradiente de presión, se puede observar que ambos presentan un pico bien definido en el periodo de 35 días, en el periodo de 70 días también existe un pico bien definido para el término de Coriolis mientras que en el gradiente de presión se encuentra en menor proporción. Para ambos casos presentan coherencia significativa con prácticamente desfase cero en el espectro cruzado entre estas dos series.

El espectro del flujo de Ekman (figura 12b) presenta picos en 80 y 33 días, y solo el pico de la banda del periodo de 33 días presenta coherencia significativa con el término de Coriolis, con un desfase cercano a un día. Esto desfase podría considerarse dentro del error

indicando un desfase de cero entre estos dos términos para este periodo.

El espectro cruzado entre el término de Coriolis a lo largo del canal y el término friccional (figura 13) presenta picos con coherencia significativa a periodos de 70, 125 y 200 días con desfase prácticamente cero. Estos periodos largos podrían estar asociados con los periodos de 50-100 días encontrados por Guerrero [2005] en la zona, los cuales son atribuidos a la interacción de la Corriente de Yucatán con el paso de remolinos, siendo este comportamiento similar al observado en la Corriente de Kuroshio al pasar por el Canal del Este de Taiwan donde el periodo de 100 días esta relacionado a la oscilación de la corriente debido a la llegada de remolinos [Zhang *et al.*, 2001].

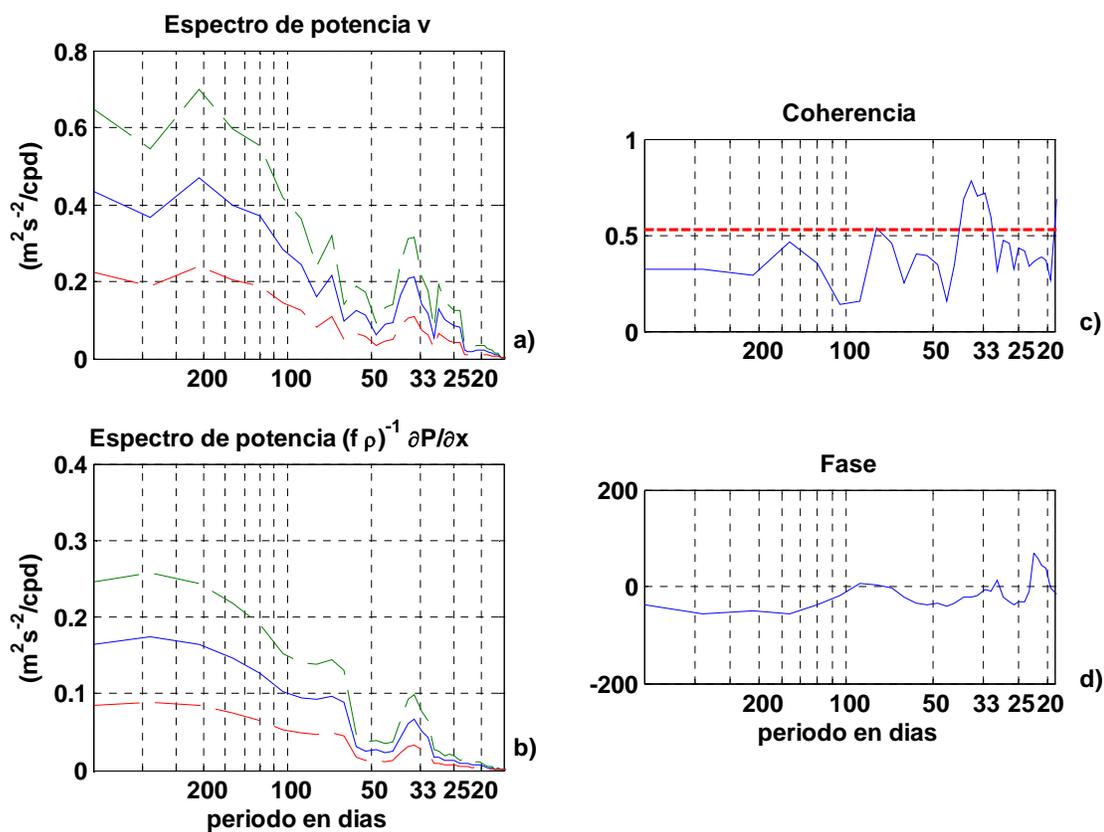


Figura 11. Espectro de potencia de los términos: a) Coriolis y b) gradiente de presión. Coherencia (c) y Fase (d), de los cálculos de espectros cruzados entre Coriolis y el gradiente de presión. La línea en la grafica de coherencia indica el 95% de nivel de significancia.

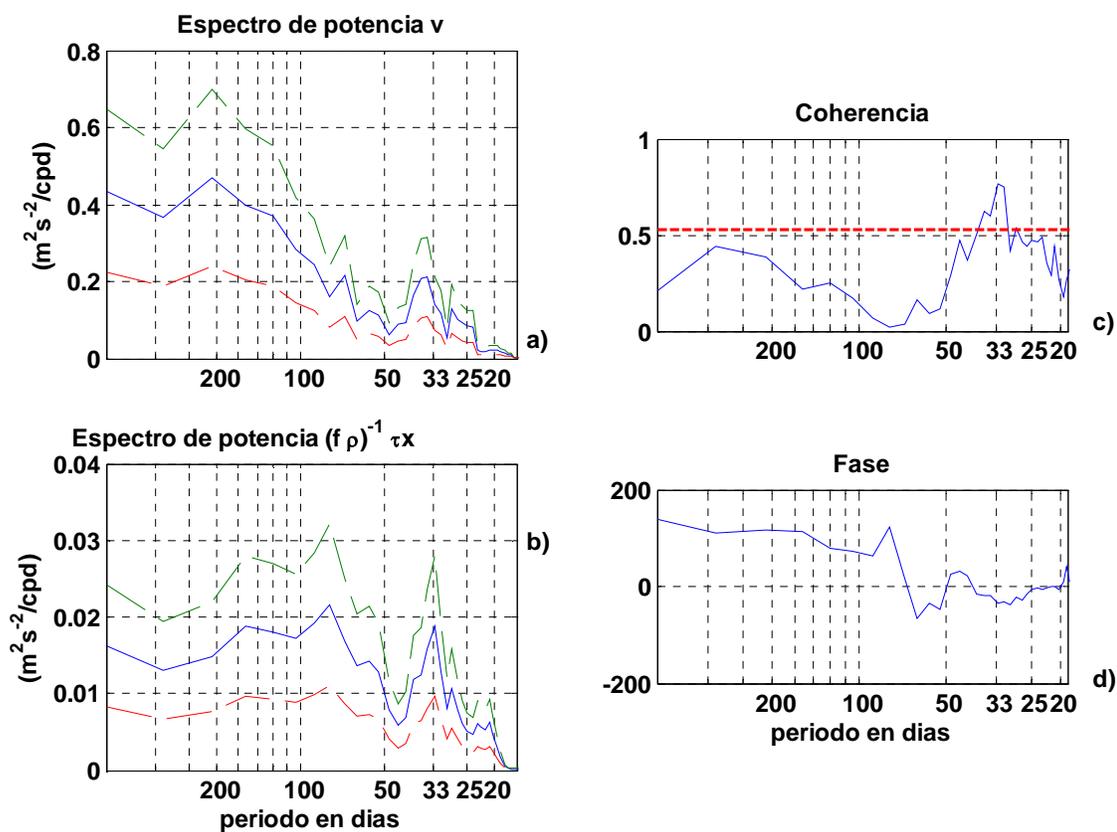


Figura 12. Espectro de potencia de los términos: a) Coriolis y b) flujo de Ekman. Coherencia (c) y Fase (d), de los cálculos de espectros cruzados entre Coriolis y el flujo de Ekman. La línea en la grafica de coherencia indica el 95% de nivel de significancia.

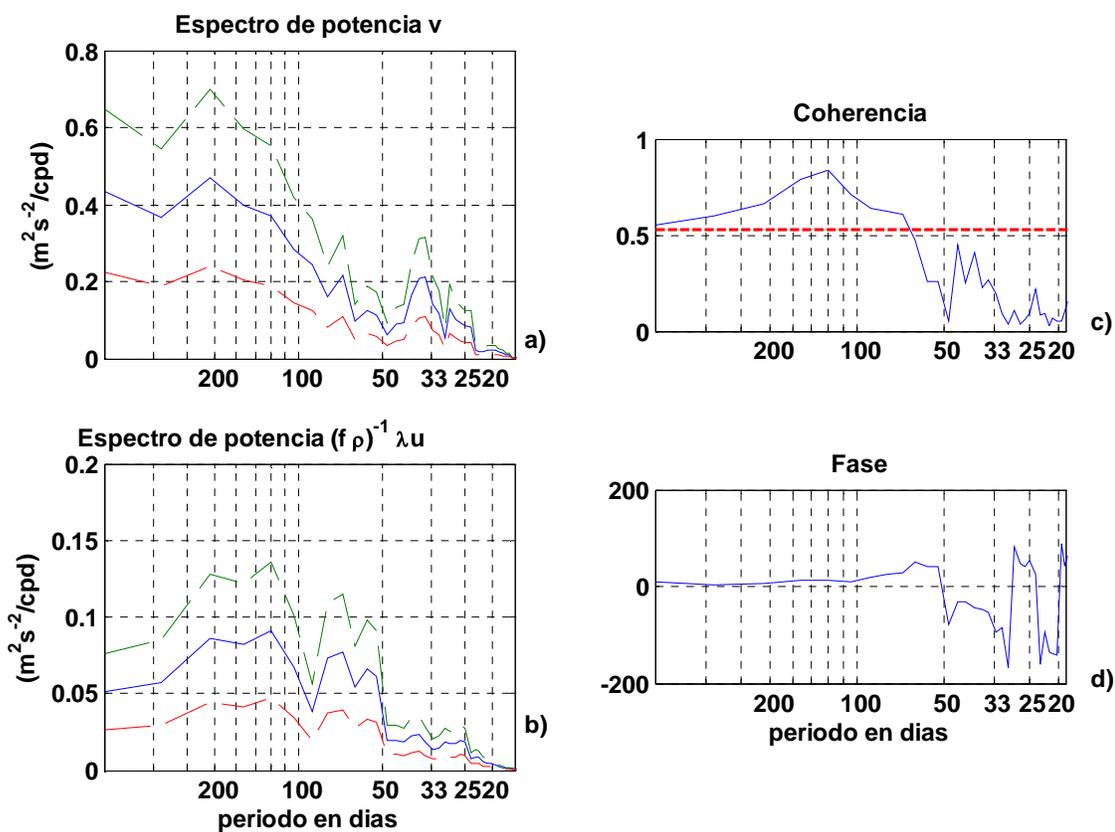


Figura 13. Espectro de potencia de los términos: a) Coriolis y b) fricción. Coherencia (c) y Fase (d), de los cálculos de espectros cruzados entre Coriolis y fricción. La línea en la gráfica de coherencia indica el 95% de nivel de significancia.

IV.2 Espectros cruzados de los términos a lo largo del canal.

En los términos del balance a lo largo del canal solo se calculó el espectro cruzado entre las series de tiempo del término de Coriolis y el gradiente de presión debido a que los demás términos no influyen de manera relevante dentro del balance. Los espectros obtenidos de los términos Coriolis y gradiente de presión presentan picos bien definidos en periodos de 70 y 125 días (figura 14) donde para la banda de periodo de 70 días hay un desfase prácticamente cero y para la de 125 días un desfase de 15 días. Este desfase en la banda correspondiente a 125 días es difícil de explicar y quizá pueda considerarse dentro del error en el cálculo espectral, pues estrictamente el balance entre los dos términos analizados de la ecuación (10) no debe presentar desfase a ningún periodo. Como se mencionó anteriormente, estos periodos podrían estar asociados con el paso de remolinos a través del canal los cuales aparentemente, como se verá en secciones posteriores, están ligados a los cambios que experimenta el gradiente de presión a lo largo del canal.

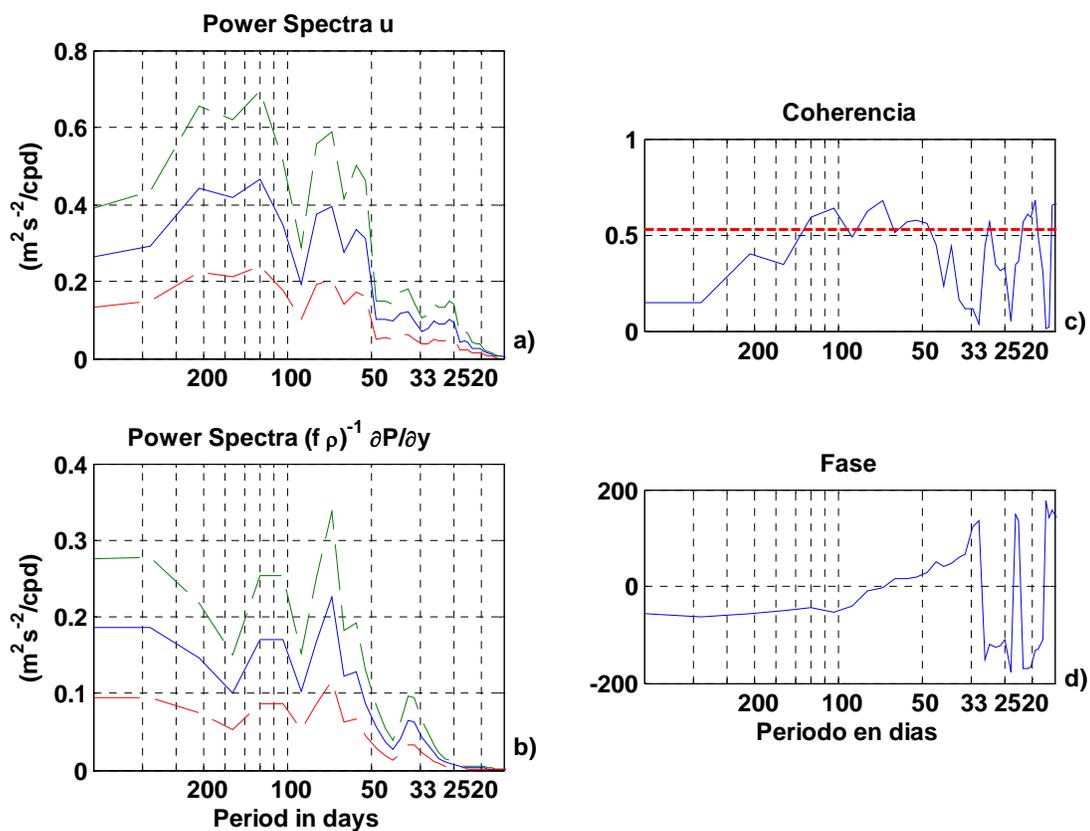


Figura 14. Espectro de potencia de los términos a) Coriolis y b) gradiente de presión. Coherencia (c) y Fase (e), de los cálculos de espectros cruzados entre Coriolis y el gradiente de presión a lo largo del canal. La línea en la grafica de coherencia indica el 95% de nivel de significancia.

V. Estructura del balance de momento

V.1 Evaluación de los términos

Para investigar el balance de momento con mayor resolución espacial fue llevado a cabo un análisis más detallado donde los diferentes términos de la ecuación (9) y (10) fueron evaluados en varios puntos a través del canal, sobre el transecto mencionado anteriormente.

Las velocidades u y v usadas para este caso corresponden a 15 posiciones de la malla del mapeo objetivo (ver figura 15a) de los primeros 90 metros de profundidad. A partir de la malla de datos, fueron calculadas las velocidades en cada posición usando los valores correspondientes, así como una integración vertical de los primeros 90 m. Obteniendo finalmente para cada componente una serie de tiempo en cada punto.

Los gradientes de presión en cada posición a través del canal, se calcularon con los datos de presión obtenidos de la ANM interpolada a puntos intermedios y a los extremos de las 15 posiciones donde se tienen los datos de las componentes de la velocidad, para así obtener los valores del gradiente de presión sobre las 15 posiciones, en donde los gradientes están dados por la diferencia de presión entre cada uno de los puntos dividida por la distancia entre cada uno de ellos. Para los gradientes de presión a lo largo del canal, se utilizaron los datos de presión de ANM interpoladas a transectos perpendiculares a cada uno de los 15 puntos del transecto a través del canal.

Los términos de las aceleraciones locales, advectivos, flujo de Ekman y fricción en sus componentes a través y a lo largo del canal fueron estimados mediante diferencias

finitas centradas, siguiendo la misma metodología que en la sección III.1, pero ahora en cada posición a través del canal. Para el flujo de Ekman y fricción se utilizaron los mismos parámetros independientes h y λ obtenidos para el caso de balance promedio.

V.2. Estructura del balance de momento a través del canal

Para resaltar la variabilidad de los términos a través del canal en esta sección se analiza la estructura de cada término con una resolución espacial mayor, dividiendo el transecto a través del canal en 15 partes. En la figura 15b se muestra el diagrama de Havmoller del término de Coriolis. Este término presenta alta variabilidad a ambos lados del canal siendo esta más alta del lado de la Península de Yucatán en el área donde se localiza el chorro de la Corriente de Yucatán, mientras que del lado cubano la variabilidad corresponde a el área donde se encuentra la contracorriente cubana, aunque con menor magnitud que en el lado de la península. El centro del canal permanece con fluctuaciones menores.

La figura 15d muestra el término del gradiente de presión, en el que se observa que la variabilidad de la estructura de este término es similar al que presenta el de Coriolis, donde tenemos la mayor variabilidad en los extremos del canal, aunque presenta menores magnitudes. Es importante notar que aunque los dos juegos de series de tiempo (gradiente y Coriolis) fueron estimadas con series de datos completamente independientes se obtiene una estructura similar. La correlación entre estas series de tiempo en cada punto a través del canal (figura 15c), muestra que del lado de Yucatán el coeficiente de correlación es bajo y este se va incrementando conforme se avanza hacia el lado cubano, la menor correlación

se encuentra en la zona donde oscila el núcleo de la Corriente de Yucatán (el núcleo se mueve entre $-86^{\circ}40'$ y $-86^{\circ}18'$ de longitud), sugiriendo que la curvatura del flujo puede ser la responsable de la pérdida de geostrofia en esa zona.

Para el término friccional (el cual es proporcional a la componente de la velocidad a través del canal) muestra una estructura donde la mayor variabilidad se encuentra en el centro del canal y baja en los extremos. Presenta un coeficiente de correlación el cual varía desde valores altos cercanos a 0.8 hasta valores de cero, en el lado Yucateco presenta coeficientes altos y van disminuyendo hacia el lado cubano hasta llegar a cero, para después volver alcanzar valores altos en el centro del canal (figura 16a). El término del flujo de Ekman es bastante constante a través del canal, en la figura 16d se puede observar este comportamiento, donde se muestra que, aunque este presenta algo de estructura del lado cubano, es básicamente constante a través del canal. Sin embargo, la correlación de este término con el término de Coriolis no aparece constante a través del canal, teniendo menor correlación del lado yucateco y mayor del lado cubano.

El término advectivo $\partial uu/\partial x$ (figura 17b), que en el balance promedio no era relevante debido que presentaba magnitud baja, en este análisis presenta bastante estructura a través del canal, así como magnitudes más altas en unas regiones, siendo en estas comparable a las magnitudes de términos como el gradiente de presión y de fricción. Este término presenta mayor variabilidad en el extremo yucateco del canal, mostrando mayor variabilidad durante los periodos de invierno. La correlación entre este término con el Coriolis presenta correlación negativa con valores altos de hasta -0.7 (figura 17a) en el lado

yucateco del canal, esta disminuye hacia el lado cubano en donde se tiene correlaciones positivas. Los eventos que se presentan del lado yucateco sugieren que posiblemente este término advectivo se activa con la oscilación de la Corriente de Yucatán, presentando mayor variación durante eventos de debilitamiento de la Corriente de Yucatán, que coinciden con un desplazamiento de la corriente hacia fuera de la costa, como se vera posteriormente.

Los demás términos del balance como la aceleración local y los otros términos advectivos al igual que en el balance promedio parecen no tener relevancia dentro del balance, ya que las magnitudes que presentan son bajas.

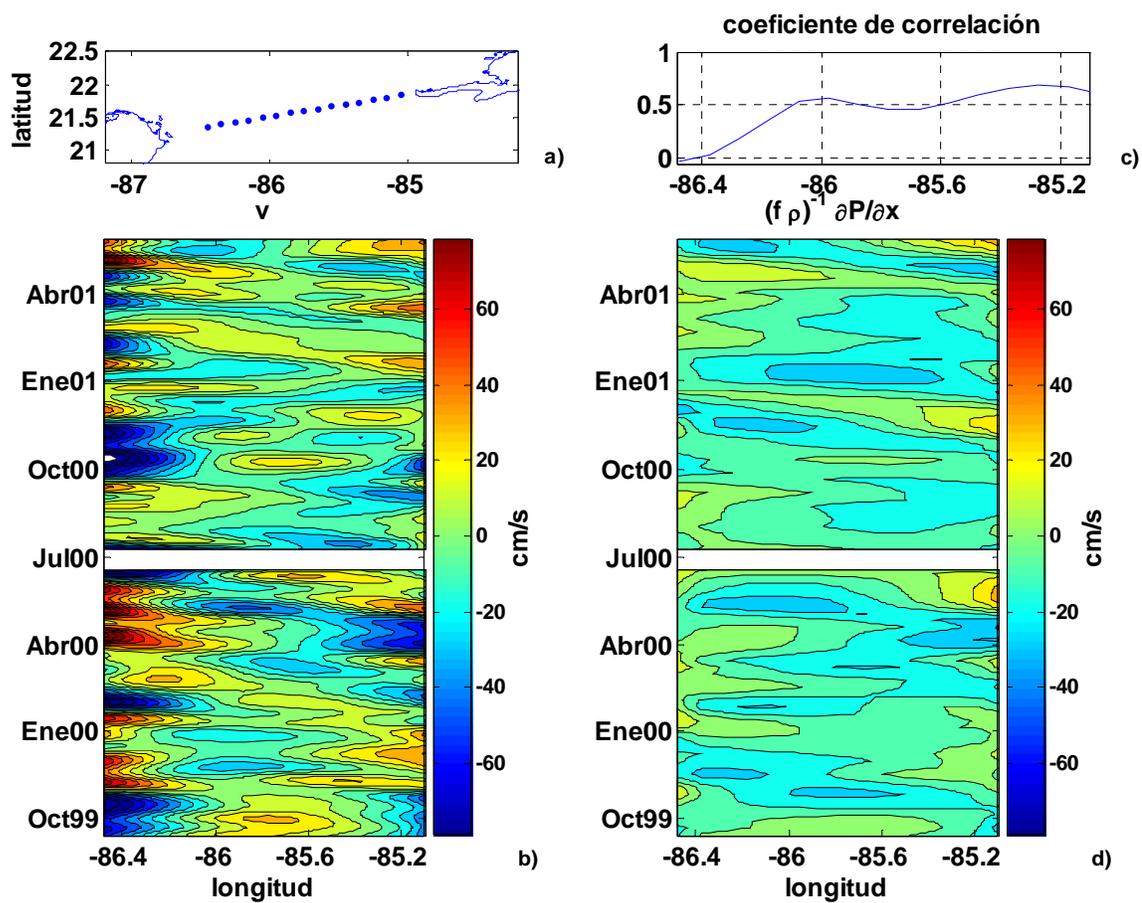


Figura 15. a) Localización de los puntos donde los términos a través del canal de Yucatán fueron calculados, b) serie de tiempo de los 15 puntos de velocidad a lo largo del canal, d) serie de tiempo del gradiente de presión a través del canal, y c) coeficiente de correlación entre la velocidad y el gradiente de presión a través del canal.

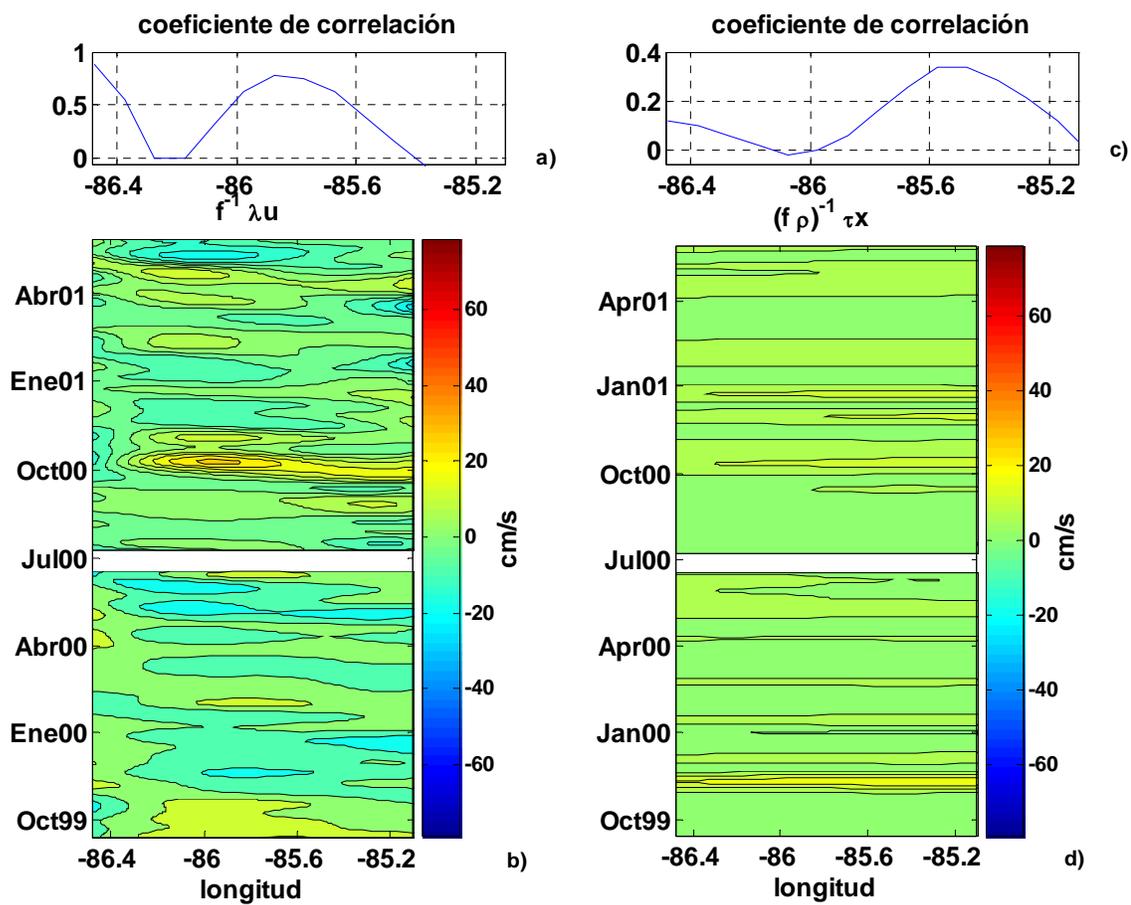


Figura 16. Serie de tiempo de los 15 puntos a través del canal de Yucatán, b) término friccional, d) término del flujo de Ekman y coeficientes de correlación entre: a) la velocidad y el término de flujo de Ekman y c) velocidad y el término friccional (panel derecho superior).

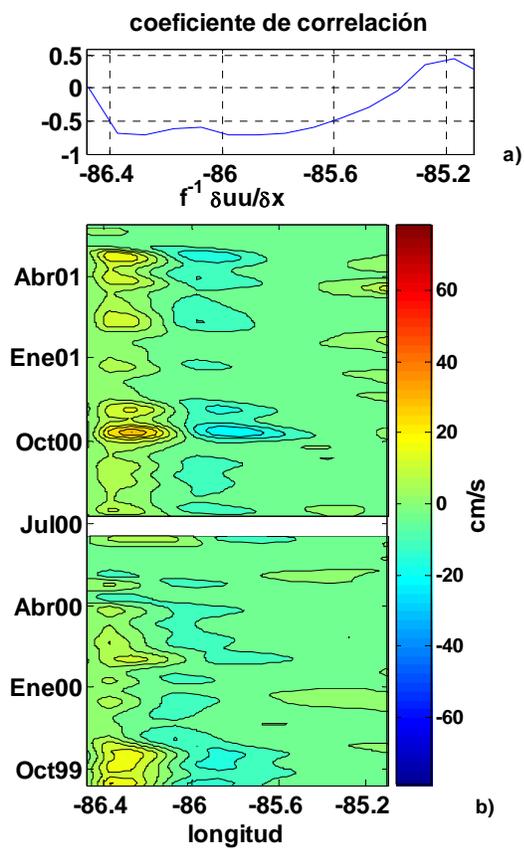


Figura 17. Serie de tiempo de los 15 puntos a través del canal de Yucatán, b) término advectivo $\partial uu / \partial x$ y a) coeficientes de correlación entre el término de Coriolis y el término advectivo $\partial uu / \partial x$

V.3. Estructura del balance de momento a lo largo del canal

Se estimaron los diferentes términos del balance a lo largo de canal, para analizar su estructura. En la figura 18a se muestra el término de Coriolis, que presenta mayor variabilidad en el centro del canal, con eventos negativos intensos que abarcan casi todo el canal. En la figura 18c se muestra la estructura del término del gradiente de presión, el cual tiene una estructura similar a la del término de Coriolis, aunque presenta magnitudes menores. Nuevamente es interesante observar el gran parecido entre estas series de tiempo siendo que estas provienen de fuentes de datos independientes. Se correlacionaron los términos de Coriolis y gradiente de presión (figura 18b), se obtuvieron coeficientes de correlación altos en el canal a excepción del lado yucateco donde la correlación es baja, esta característica como ya se comentó anteriormente, puede deberse a la curvatura de la Corriente de Yucatán y su oscilación en esta región.

El término advectivo $\partial vu/\partial x$, como en el balance a través del canal, que dentro del balance promedio no presentaba influencia, en este análisis se encontró que posee una estructura con mayor variabilidad en el lado yucateco en eventos que coinciden con movimiento de la Corriente de Yucatán fuera de la costa, como se verá posteriormente. La correlación entre este término con Coriolis presenta coeficientes negativos del lado de Yucatán y positivos del lado cubano (figure 19).

Los demás términos: flujo de Ekman, friccional y advectivos no tienen relevancia dentro del balance a lo largo del canal. En este caso el balance permanece prácticamente geostrófico en la dirección a lo largo del canal en prácticamente toda la sección.

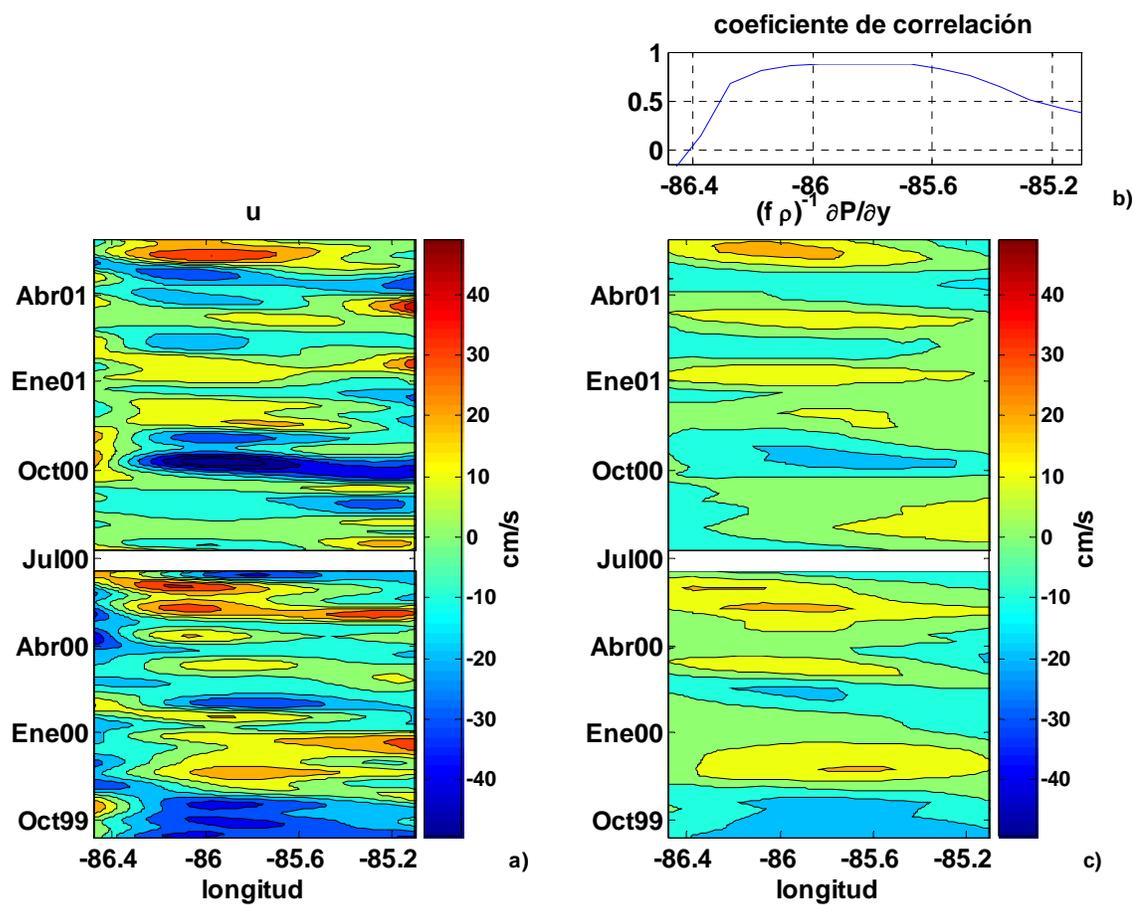


Figura 18. Serie de tiempo de los 15 puntos a través del canal de Yucatán, a) velocidad a través del canal, c) gradiente de presión a lo largo del canal y b) coeficientes de correlación entre la velocidad y gradiente de presión a lo largo del canal.

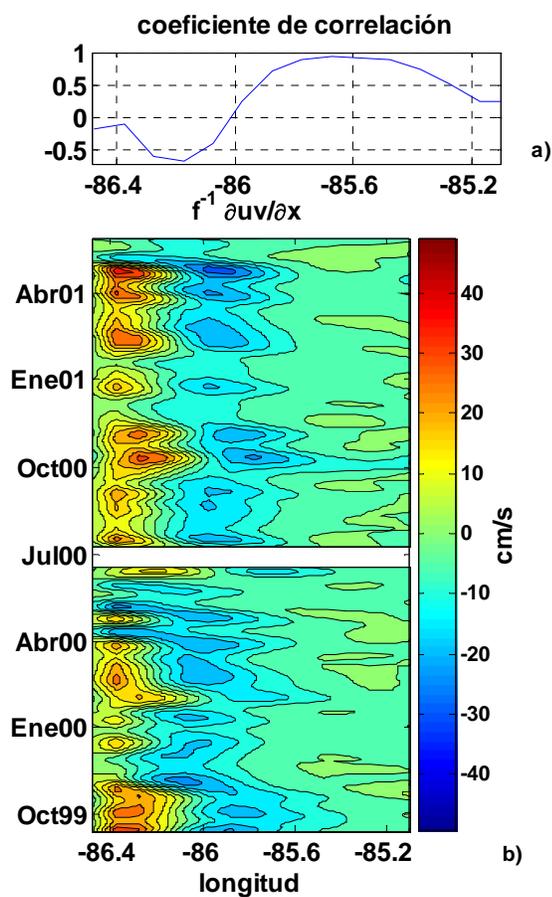


Figura 19. Serie de tiempo de los 15 puntos a través del canal de Yucatán, b) término advectivo $\partial vu / \partial x$. a) coeficientes de correlación entre la velocidad y el término advectivo $\partial vu / \partial x$.

VI. Análisis de altimetría y corrientes

VI.1 Análisis de transporte con altimetría

En esta sección se analiza la posibilidad de inferir el transporte en el Canal de Yucatán a partir de las diferencias del nivel del mar, obtenidas de los datos de altimetría, esto con el fin de poder hacer un monitoreo continuo del transporte a través del Canal de Yucatán.

La obtención del transporte derivado de la diferencia del nivel del mar en corrientes de frontera oeste, ha sido discutida en varios estudios. Maul *et al.* [1985] encuentra una alta correlación entre la diferencia del nivel del mar con la corriente de Florida, usando mediciones directas. Por otro lado Imawaki *et al.* [1997], Johns *et al.* [2001] consideran la posibilidad de monitorear el flujo de la corriente de Kuroshio a partir de la diferencia del nivel del mar obtenida de altimetría. Encontrando que, las estimaciones del transporte son confiables si existe relación entre la información estadística de la estructura vertical de la corriente con la superficie del mar. Por otro lado en la corriente de Malvinas [Vivier *et al.*, 1999] y la corriente de Brasil [Goni *et al.*, 1996] también se encontró la posibilidad de estimar el transporte con datos de satélite. A partir de los resultados encontrados en estos estudios se planteó la posibilidad de estimar el transporte en el Canal de Yucatán.

Como se observó en las secciones anteriores si existe una relación entre las ANM y las observaciones de presión in situ, lo que nos da confiabilidad en los datos de satélite. También existe relación entre el gradiente de presión con la velocidad en el canal. Se obtuvieron las diferencias del nivel del mar de los extremos del transecto a través del canal,

con datos de altimetría, después se correlacionó con el transporte de todo el canal y se obtuvo un coeficiente de 0.01 no significativo. Sin embargo, si se relaciona el transporte de la capa superior del canal de Yucatán con la diferencia de altura si existe correlación significativa como se observó con anterioridad en el análisis de balance de momento en la superficie.

Para conocer la razón de esta diferencia, se analizó la estructura del perfil vertical del transporte en el canal de Yucatán, para lo que se realizó una integración horizontal del transporte a lo ancho del canal, a cada profundidad de la malla del mapeo objetivo. En la figura 20a se tienen los perfiles verticales del transporte correspondientes a los 22 meses de estudio, en los que se observa que la mayor parte del transporte está localizado en la parte superior del canal y también es donde presenta mayor variabilidad. Una manera de observar la estabilidad de la estructura del perfil vertical del transporte es haciendo una normalización de los perfiles dividiendo por el transporte máximo de cada perfil. En la figura 20b se muestran los transportes normalizados donde se observa que la estructura de los perfiles verticales del transporte no es invariable en el tiempo, teniendo una mayor variabilidad entre los 200 y 700 metros de profundidad. Se observa que las fluctuaciones del transporte en Canal de Yucatán no presentan una estructura vertical robusta y por ende, no es posible monitorear con fidelidad el transporte total a través del canal a partir de las diferencias del nivel del mar.

Otra manera de probar el potencial de predecir la velocidad en profundidad a partir de la velocidad en la superficie para obtener el transporte, es calculando el coeficiente de

correlación entre las series de tiempo de velocidad superficial con las series de tiempo de velocidad a las demás profundidades. La figura 21 muestra un mapa de correlación que se obtuvo tomando las series de tiempo en las localidades de la malla mapeada de velocidad superficial, donde cada una de estas series fue correlacionada contra las series de tiempo de las localidades en la misma longitud a mayor profundidad. Se puede observar que en general no existe relación entre la corriente de las capas superiores con la corriente en la parte profunda del canal. Se tiene valores altos de correlación por arriba de los 400 m de profundidad de ahí la correlación es baja a excepción de un núcleo con coeficientes de 0,5 aproximadamente entre los 900 y 1100 m de profundidad a partir de estos resultados se puede decir que solamente es posible estimar el transporte con cierta confiabilidad hasta aproximadamente los 400 m de profundidad.

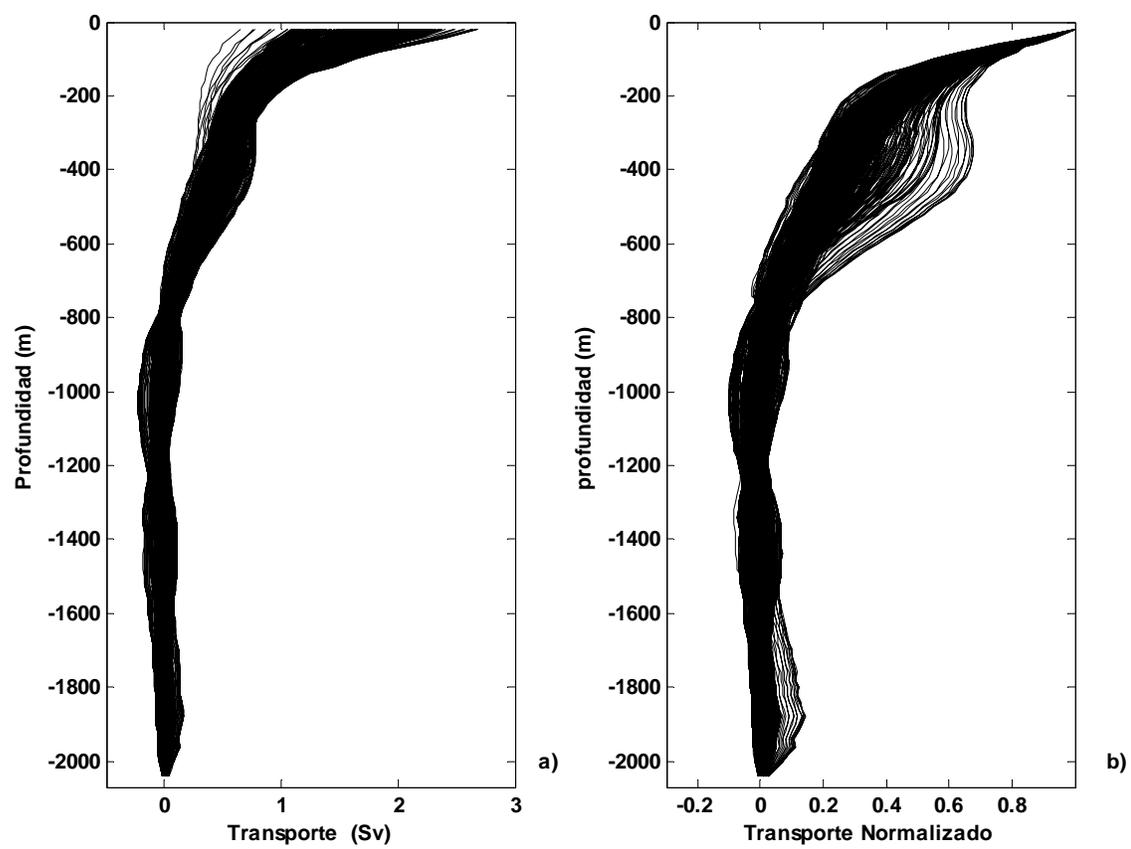


Figura 20 a) Estructura vertical del transporte en el canal de Yucatán, b) estructura del transporte normalizado en el canal de Yucatán.

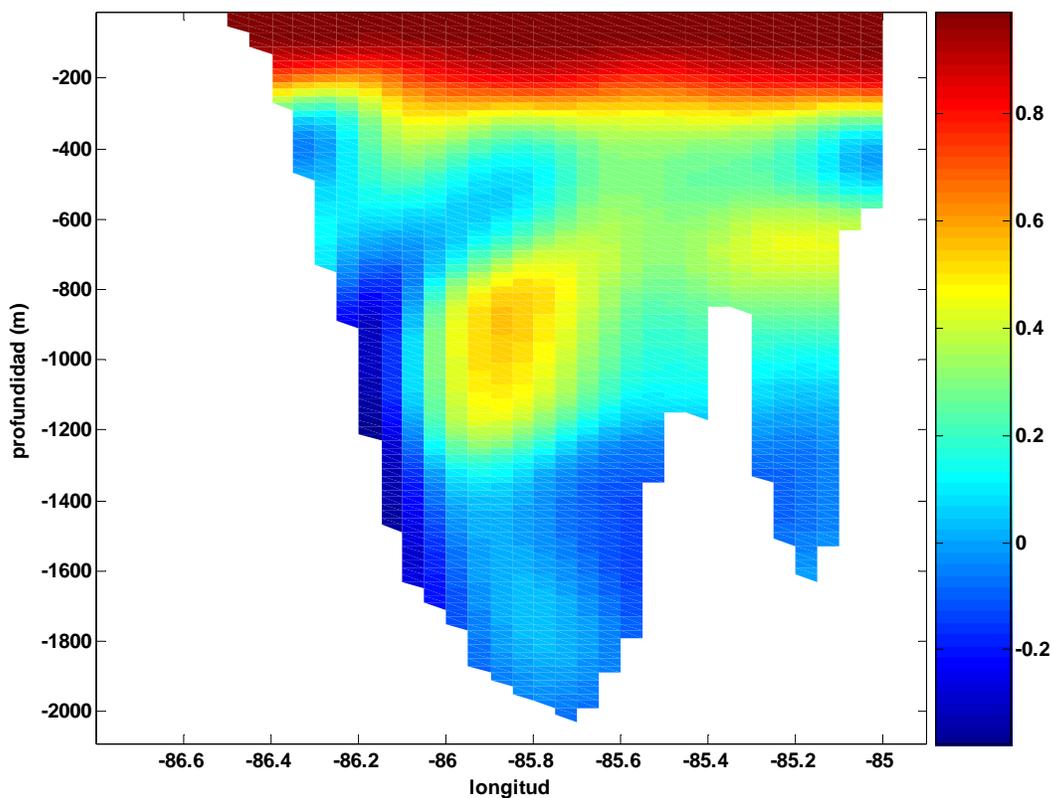


Figura 21 Mapa de los coeficientes de correlación entre la velocidad superficial y las velocidades a diferentes profundidades.

VI.2. Análisis con funciones empíricas ortogonales

El análisis con funciones empíricas ortogonales (FEOs), nos provee de una descripción de la variabilidad espacial y temporal de la series de tiempo en términos de funciones ortogonales o “modos” de una manera mas compacta. Normalmente la mayoría de las variaciones de una variable espacialmente distribuida se encuentra en las primeras funciones ortogonales, cuyos patrones pueden estar ligados a algún mecanismo dinámico [Emery y Thomson, 2004]. El método para calcular los FEOs en este trabajo fue mediante la descomposición en componentes principales, el cual se basa en la descomposición en eigenvectores y eigenvalores de la matriz de covariancia de los datos, para lo cual se utilizó

la rutina SVD de MATLAB en las series de tiempo de altimetría y de velocidad a lo largo del canal.

Se obtuvieron modos espaciales y temporales de la variabilidad a partir de los mapas de ANM de altimetría correspondientes a la región del canal de Yucatán y en una malla de 48 puntos que abarca un área de 1.5° en longitud por 2.1° en latitud (figura 2). El primer modo de la altimetría representa el 57% de la variabilidad, presenta una estructura espacial de un dipolo, donde tenemos cambio meridional de signo del nivel del mar (figura 22a). El segundo modo representa el 22% de la variabilidad y su estructura espacial consiste en un polo centrado en el canal (figura 23a).

A partir de las anomalías de la velocidad a lo largo del canal (v) en la capa superficial, entre los 10 a 90 m de profundidad se calcularon los FEOs. Obteniendo un primer modo que representa el 56% de la variabilidad, con una estructura espacial de un tripolo con flujo en una dirección en los extremos del canal y con dirección opuesta en el centro (figura 22b), el segundo modo representa el 28 % de la variabilidad, con una estructura de un dipolo donde la mitad del canal fluye en una dirección y la otra mitad en la dirección contraria (figura 23b). Estos resultados de FEOs de la velocidad superficial coinciden con los modos de variabilidad de la velocidad en toda la sección vertical a través del Canal de Yucatán reportados por Abascal *et al.* [2003]. Los primeros modos de ANM así como los de la velocidad a lo largo del canal, pueden ser interpretados como el paso de remolinos a través del canal donde se tendría un par anticiclón-ciclón, mientras que los segundos modos de ANM y velocidad pudieran corresponder al paso de un remolino

centrado en el canal [Abascal *et al.*, 2003; Candela *et al.*, 2003].

Haciendo una comparación de los modos espaciales obtenidos del nivel del mar con los de la velocidad se observa que existe relación entre los FEOs. Donde el FEO1 de ANM se relaciona con el FEO1 de la velocidad y el FEO2 de ANM esta relacionado con el FEO2 de la velocidad. Se compararon las componentes principales de los FEOs, obteniendo que entre los primeros modos (FEOs1) existe coeficiente de correlación de 0.56 (figura 22c) y para los segundos modos (FEOs2) el coeficiente de correlación es de 0.14 (figura 23c). Esto sugiere que la velocidad en los primeros 90 metros del canal esta ligada a las estructuras espaciales del nivel del mar, aunque se obtuvo una baja correlación en los segundos modos de variabilidad. Esta relación entre la dinámica de la superficie del mar y la velocidad a lo largo del canal fue también encontrada por Candela *et al.*, [2003] en simulaciones numéricas usando el modelo francés OPA en su configuración CLIPPER ATL6. En ese estudio, se encontró relación entre las estructuras de los FEOs de la corriente en la superficie con las estructuras de los FEOs del flujo también obteniendo las mismas estructuras espaciales: una estructura de dipolo para el FEO1 y un polo centrado en la superficie para el FEO2.

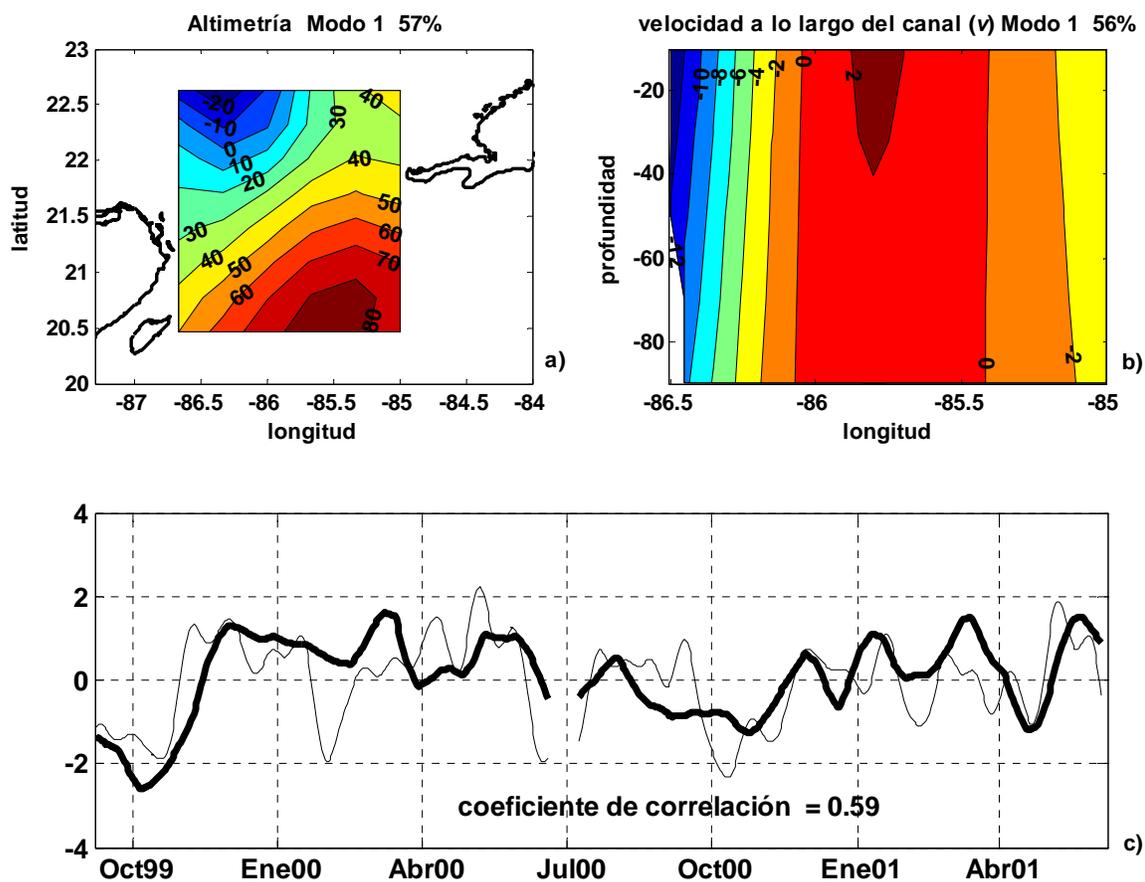


Figura 22. a) Estructura espacial del primer modo del FEO de altimetría, b) estructura espacial del primer modo del FEO de la velocidad a lo largo del canal (v). c) comparación entre las componentes principales de la altimetría (línea gruesa) y del flujo a lo largo del canal (línea delgada) para los primeros modos.

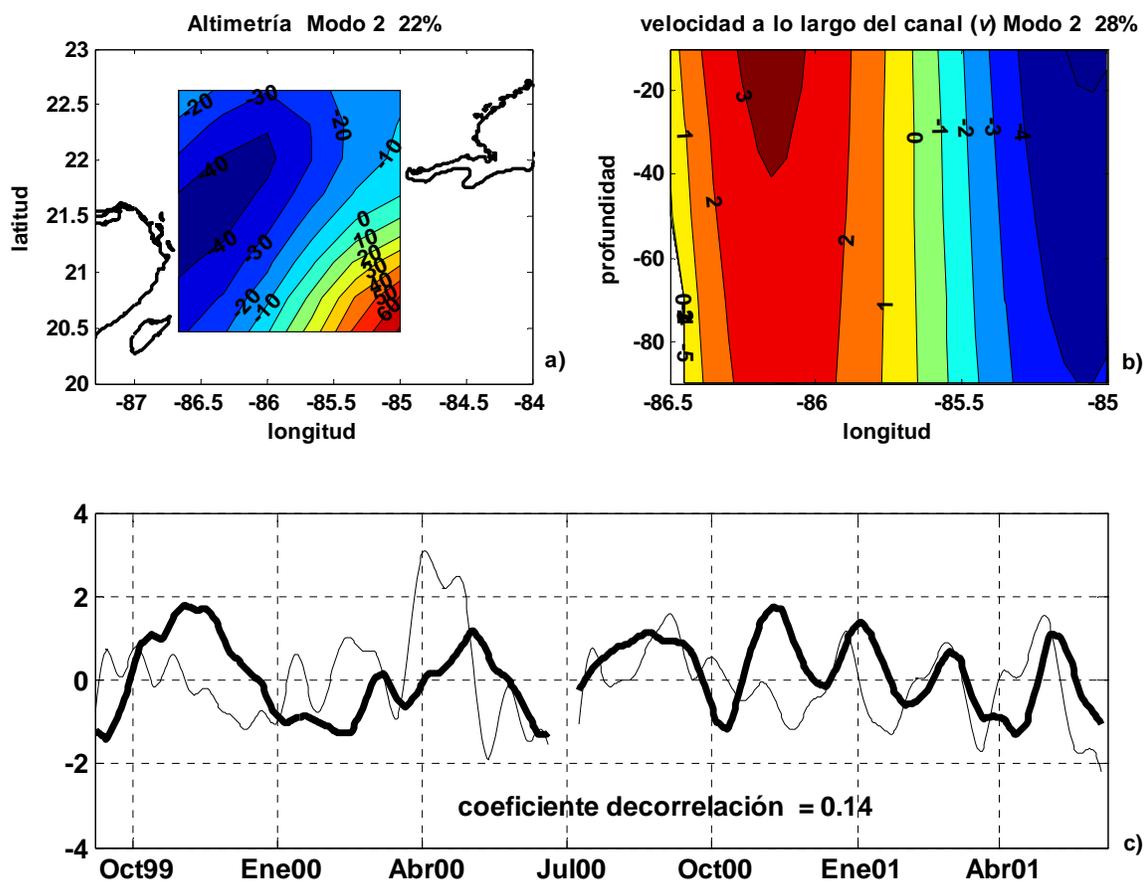


Figura 23. a) Estructura espacial del segundo modo del FEO de altimetría, b) estructura espacial del segundo modo del FEO de la velocidad a lo largo del canal (v). c) comparación entre las componentes principales de la altimetría (línea gruesa) y de la velocidad a lo largo del canal (línea delgada) para los segundos modos.

La figura 24 muestra la serie de tiempo del transporte en los primeros 90 metros del canal y la serie de tiempo de transporte reconstruida a partir del FEO1 de la velocidad, mostrando que con el FEO1 se puede extraer casi por completo la serie de tiempo original del transporte, por lo que el FEO1 representa las fluctuaciones del transporte superficial del canal y este a su vez parece estar asociado al FEO1 de las ANM que representa cambios de nivel del mar entre la cuenca del Caribe y la cuenca del Golfo de México. Indicándonos que los pulsos del transporte están asociados a cambios en el nivel del mar a lo largo del canal. Para verificar esta hipótesis se relacionó la velocidad superficial a lo largo del canal ' v ' y el gradiente de presión a lo largo del canal $\partial P/\partial y$ (figura 25) encontrando que existe correlación entre ellos con un coeficiente de 0.56 entre las dos series. A su vez, dada la relación entre el transporte y el FEO1 de la corriente (figura 24) y los resultados obtenidos anteriormente por Abascal *et al.* [2003] y Athie *et al.* [2007], donde reportan relación entre el FEO1 de la corriente con el movimiento del núcleo de la Corriente Yucatán, se relacionaron estas dos series de tiempo con la serie de tiempo del movimiento del núcleo de la corriente donde se encontró que también existe correlación entre este movimiento del núcleo con la velocidad y el gradiente de presión a lo largo del canal (figura 25). Obteniendo como resultado que cuando existe un gradiente de presión positivo a lo largo del canal (la estructura del bipolo del FEO1 de ANM con mayor nivel del mar en la cuenca del Golfo de México) tenemos la componente ' u ' de la velocidad en dirección oeste (negativa) que concuerda con un movimiento del núcleo de la Corriente de Yucatán hacia el oeste o pegado a la Península de Yucatán, a su vez coincide con un aumento en el transporte y presentándose la estructura vertical del tripolo del FEO1 de velocidad, donde se tienen corrientes positivas a los lados del canal y negativa en el centro. Y cuando

tenemos un gradiente de presión negativo a lo largo del canal (estructura de bipolo del FEO1 de ANM con mayor nivel del mar en la cuenca del Mar Caribe) la componente ' u ' de la velocidad tiene dirección este (positiva) que coincide con el movimiento del núcleo de la Corriente de Yucatán alejándose de la costa, con una disminución en el transporte y la estructura vertical del tripolo del FEO1 de la velocidad, presentando corrientes negativas a los lados del canal y positiva al centro. Este resultado entre los cambios en el transporte y el movimiento del núcleo de la corriente es similar al encontrado por Zhang *et al.* [2001] en la corriente de Kuroshio al pasar por el East Taiwan Channel donde encuentra que el transporte es menor cuando la corriente de Kuroshio se encuentra fuera de la costa y mayor cuando la corriente de Kuroshio se encuentra cerca de la costa o en su posición normal.

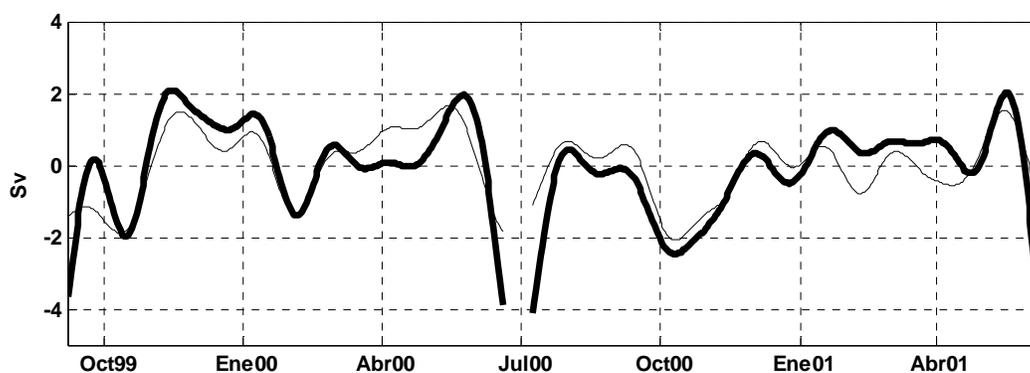


Figure 24. Serie de tiempo del transporte en los primeros 90m de la columna de agua del Canal de Yucatán (línea gruesa) y la serie de tiempo del transporte reconstruido a partir del primer FEO (línea delgada).

VI.3. Variabilidad del flujo

Para entender mejor las fluctuaciones del transporte, se calculó un índice donde se comparan las fluctuaciones del transporte con las fluctuaciones de la energía en el canal el cual está definido por

$$E = \langle v'^2 \rangle / \langle v'^2 \rangle, \quad (14)$$

donde v' son las anomalías de la velocidad a lo largo del canal y los corchetes denotan un promedio espacial a través de la sección. Aquí $\langle v'^2 \rangle$ es proporcional al cuadrado de las fluctuaciones del transporte y $\langle v'^2 \rangle$ es proporcional a el contenido promedio de energía a través de la sección del canal. Este índice es comúnmente usado en análisis de contenido barotrópico contra baroclínico de los perfiles verticales de profundidad donde un índice cercano a cero indica alta cancelación de las fluctuaciones del flujo en la vertical mientras que un valor cercano a uno indicaría fluctuaciones barotrópicas en donde no existe compensación y el flujo es homogéneo en la vertical.

Este índice fue también utilizado con por Abascal *et al.* [2003] en toda la sección del Canal de Yucatán encontrando un valor cercano a cero con promedio de 0.02 y máximos de 0.2, concluyendo que las fluctuaciones de la corriente no contribuían significativamente al transporte. Sin embargo, analizando solo los primeros 90 metros de la columna de agua se encontró que este índice se incrementa, se obtuvo un promedio de 0.15 con máximos de 0.67 (figura 26) donde la mayoría de los eventos concuerdan con máximos o mínimos de las fluctuaciones del transporte indicando que en la parte superior del Canal

de Yucatán las fluctuaciones del transporte también están relacionadas con las fluctuaciones energéticas de la velocidad a través del canal. Esto difiere con el efecto encontrado por Abascal *et al.* [2003] para todo el canal. Estas discrepancias indican que si se considera todo el canal si existe una compensación del transporte mientras que si se considera solo la parte superior donde se encuentra la mayor parte del transporte así como la más alta variabilidad de la corriente, las fluctuaciones del velocidad si están ligadas a variaciones de transporte. Indicando que la compensación en el Canal de Yucatán se da en la vertical.

Dadas las discrepancias que presentó el índice dependiendo del área en la cual se considera, se calculó hasta que profundidad este índice presentaba este comportamiento. Para lo que se obtuvo la variación del transporte, de la energía cinética y del índice E para cada profundidad, también se obtuvieron los FEOs del flujo desde la superficie hasta el fondo.

De acuerdo con los resultados de la sección anterior se puede decir que el primer modo de FEOs de la velocidad (tripolo) está relacionado con el transporte en la capa superficial. Si por un lado se analiza el primer modo de la velocidad en todo el canal se observa que la estructura del tripolo tiene una influencia hasta los 400 metros de profundidad. Donde también hasta esta profundidad tenemos relación entre el transporte y el primer modo de la velocidad, igualmente se encontró el mismo comportamiento del índice E donde las fluctuaciones del transporte están ligadas a fluctuaciones energéticas (figura 28), con valores máximos de 0.58 y un promedio 0.08 del índice. Indicando que no

hay cancelación de las fluctuaciones de la velocidad en los primeros 400 m a través del canal.

Por otro lado también se realizó una comparación entre el gradiente de presión a lo largo del canal, el movimiento del núcleo de la corriente de Yucatán y la velocidad promedio (v) en los primeros 400 metros de la columna de agua a través del canal (figura 27), se encontró que sigue habiendo correlación entre ellos, y con ello se podría extender las conclusiones anteriores de los primeros 90 metros hasta los 400 metros de profundidad.

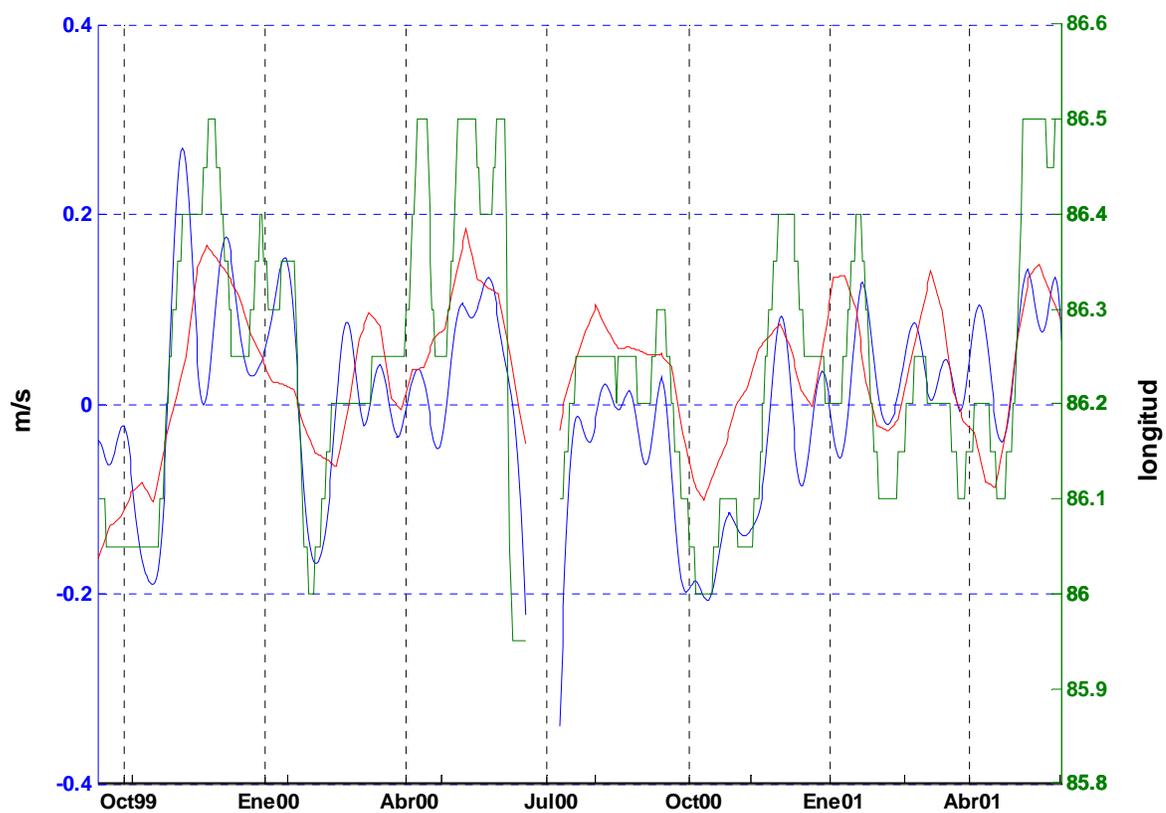


Figura 25. Relación entre la velocidad a lo largo del canal (línea azul), el término del gradiente de presión a lo largo del canal (línea roja) y el movimiento del núcleo de la corriente de Yucatán (línea verde) de los primeros 90 m de la columna de agua.

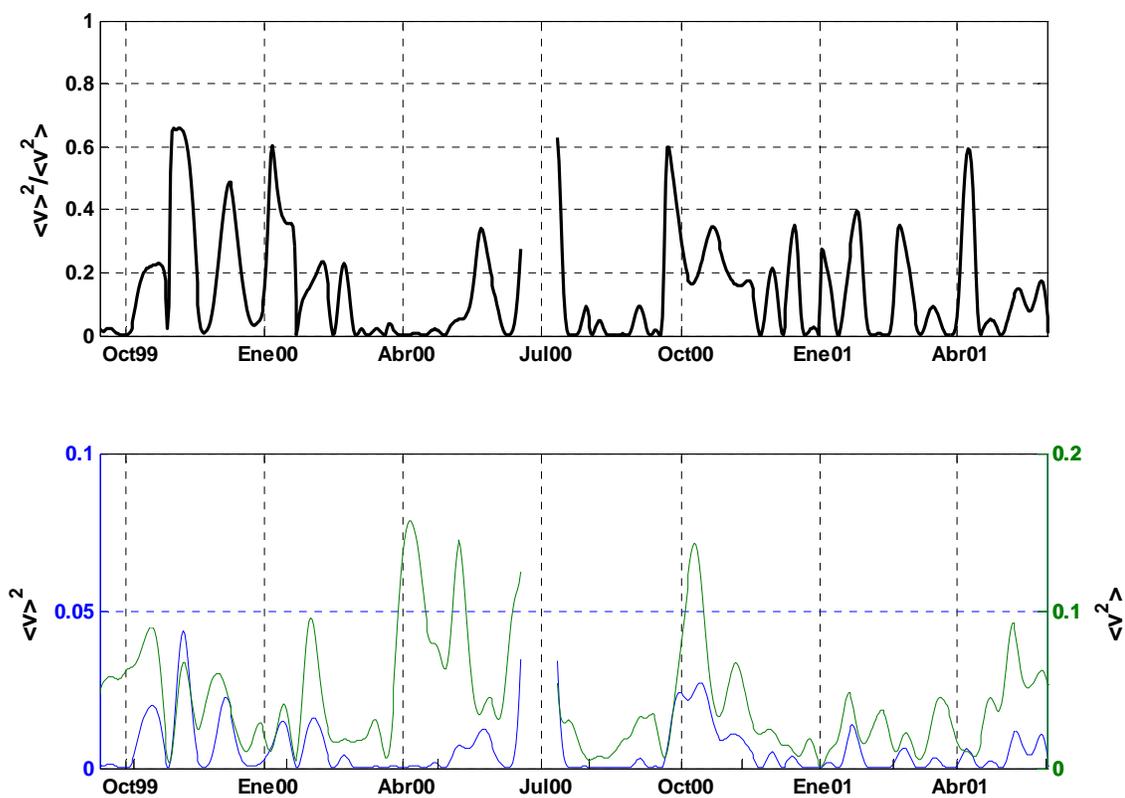


Figura 26. a) Serie de tiempo del índice del transporte $\langle v \rangle^2 / \langle v^2 \rangle$, b) serie de tiempo $\langle v \rangle^2$ (escala lado izquierdo) y serie de tiempo de $\langle v^2 \rangle$ (escala lado derecho). Para los primeros 90 metros de la columna de agua

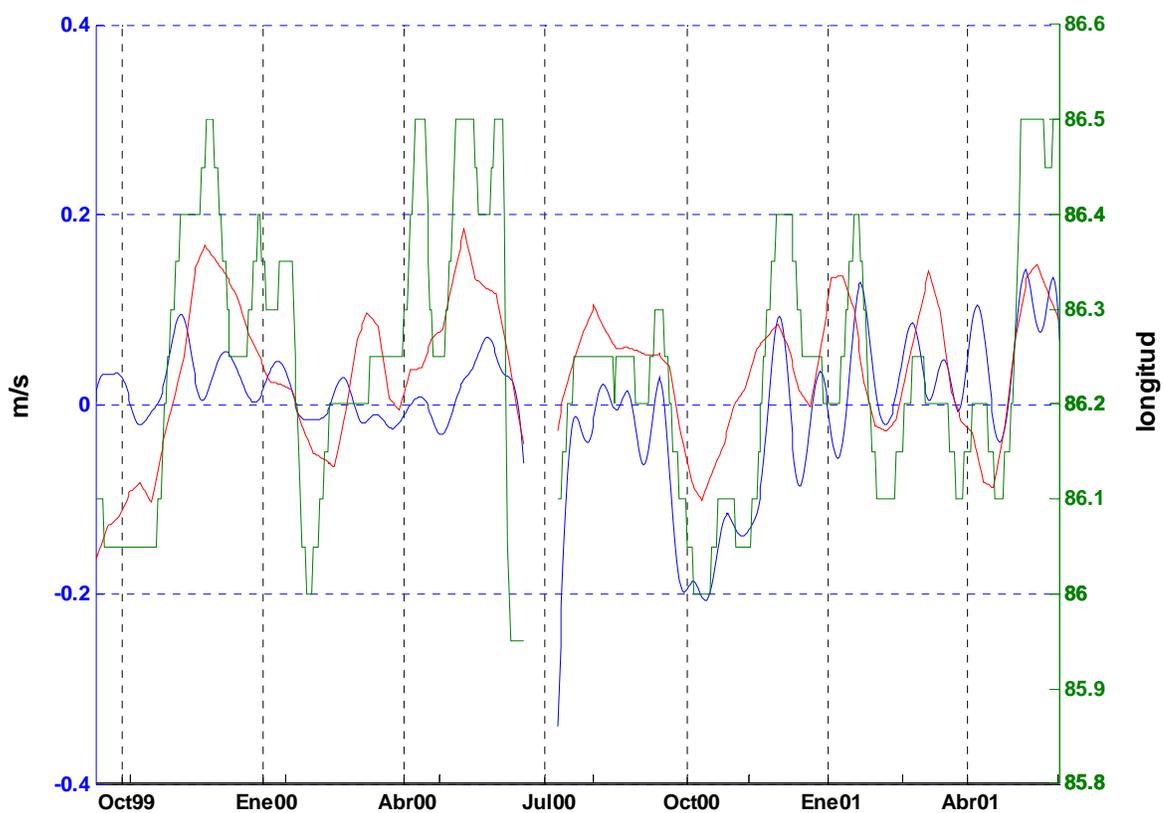


Figura 27. Relación entre la velocidad a lo largo del canal (línea azul), el término del gradiente de presión a lo largo del canal (línea roja) y el movimiento del núcleo de la corriente de Yucatán (línea verde) de los primeros 400 m de la columna de agua.

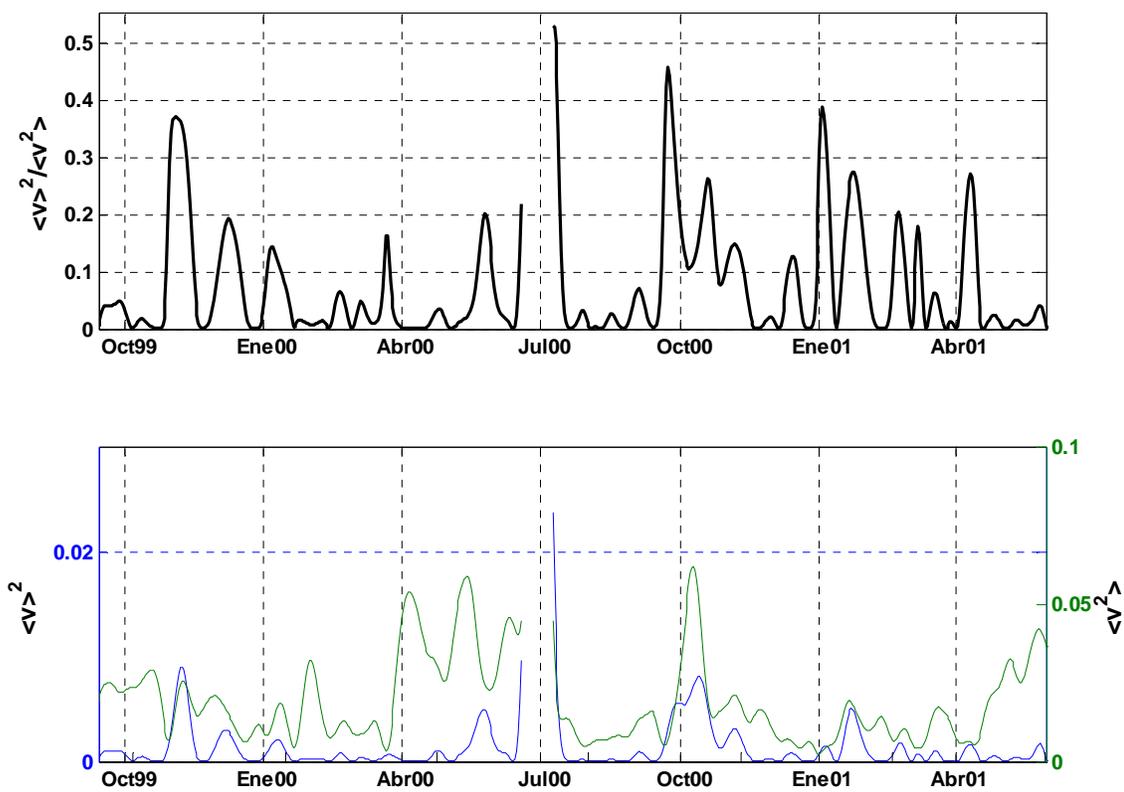


Figura 28 a) serie de tiempo del índice del transporte $\langle v \rangle^2 / \langle v^2 \rangle$, b) serie de tiempo $\langle v \rangle^2$ (escala lado izquierdo) y serie de tiempo de $\langle v^2 \rangle$ (escala lado derecho). Para los primeros 400 metros de la columna de agua

VI.4. Análisis de FEOs de la velocidad geostrófica

Se llevó a cabo otro análisis entre los datos del satélite con los la velocidad a lo largo del canal de Yucatán. En donde a partir de las series de tiempo de los mapas de ANM en el canal de Yucatán se calcularon, los campos de las anomalías de la velocidad geostrófica superficial, con las ecuaciones de movimiento para la superficie libre,

$$\hat{u} = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad \hat{v} = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (15)$$

donde \hat{u} y \hat{v} son las anomalías de la velocidad geostrófica superficial, f el parámetro de Coriolis, g es la aceleración gravitacional, η las anomalías del nivel del mar (ANM).

A partir de estos mapas se realizó nuevamente el análisis de FEOs, primero calculándolos en toda la malla de puntos y posteriormente se calculó la velocidad geostrófica superficial en el transecto entre Isla Mujeres y Cabo San Antonio. Como resultado se obtuvieron estructuras espaciales que están de acuerdo a las estructuras de las ANM (tripolo y bipolo) pero donde las dos representan un menor porcentaje de la variancia con 41% y 18% para el primer y segundo modo, respectivamente. Sin embargo, los coeficientes de correlación entre las componentes principales de las velocidades geostróficas superficiales y la velocidad a lo largo del canal aumentó, obteniendo coeficientes de 0.86 y 0.38 entre los primeros y segundos modos (figuras 29 y 30).

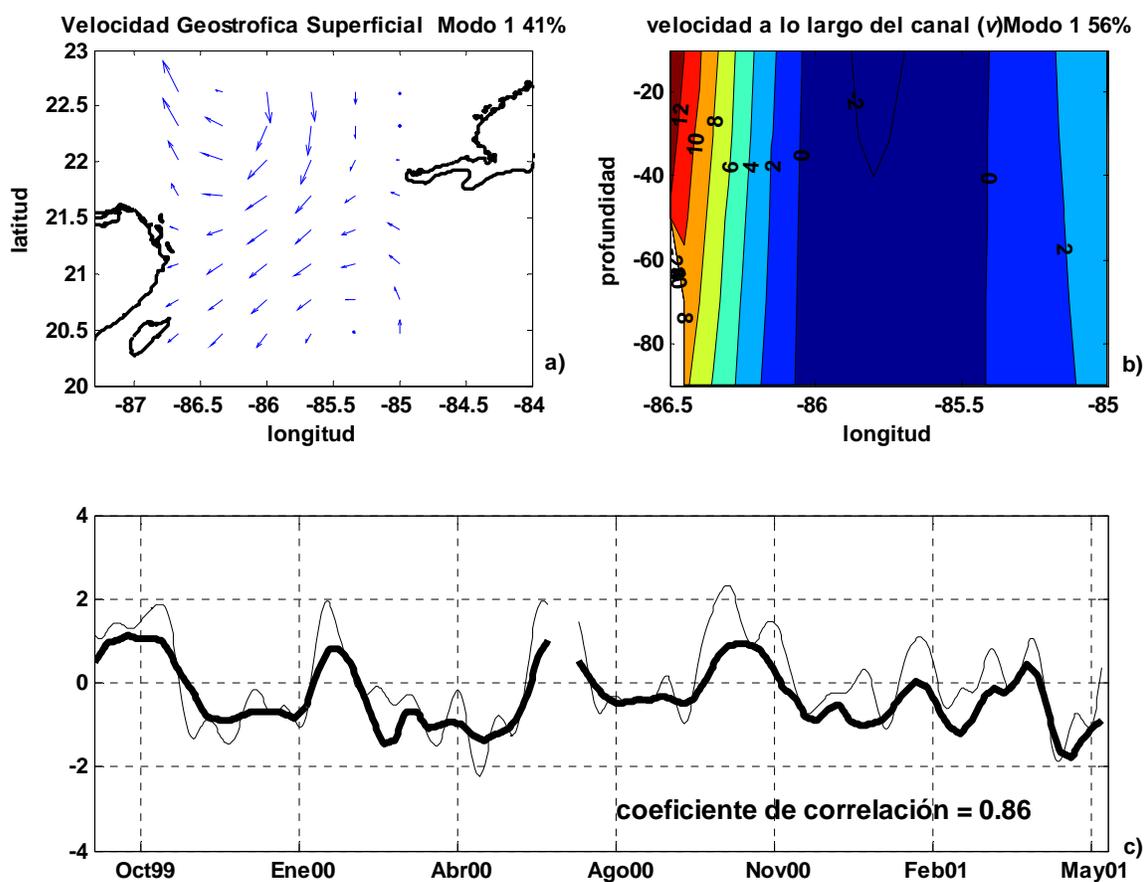


Figura 29. a) Estructura espacial del primer modo del FEO de velocidad geostrófica superficial, b) Estructura espacial del primer modo del FEO de la velocidad a lo largo del canal (v). c) Comparación entre las componentes principales de la velocidad geostrófica (línea gruesa) y la velocidad a lo largo del canal (línea delgada) de los primeros modos.

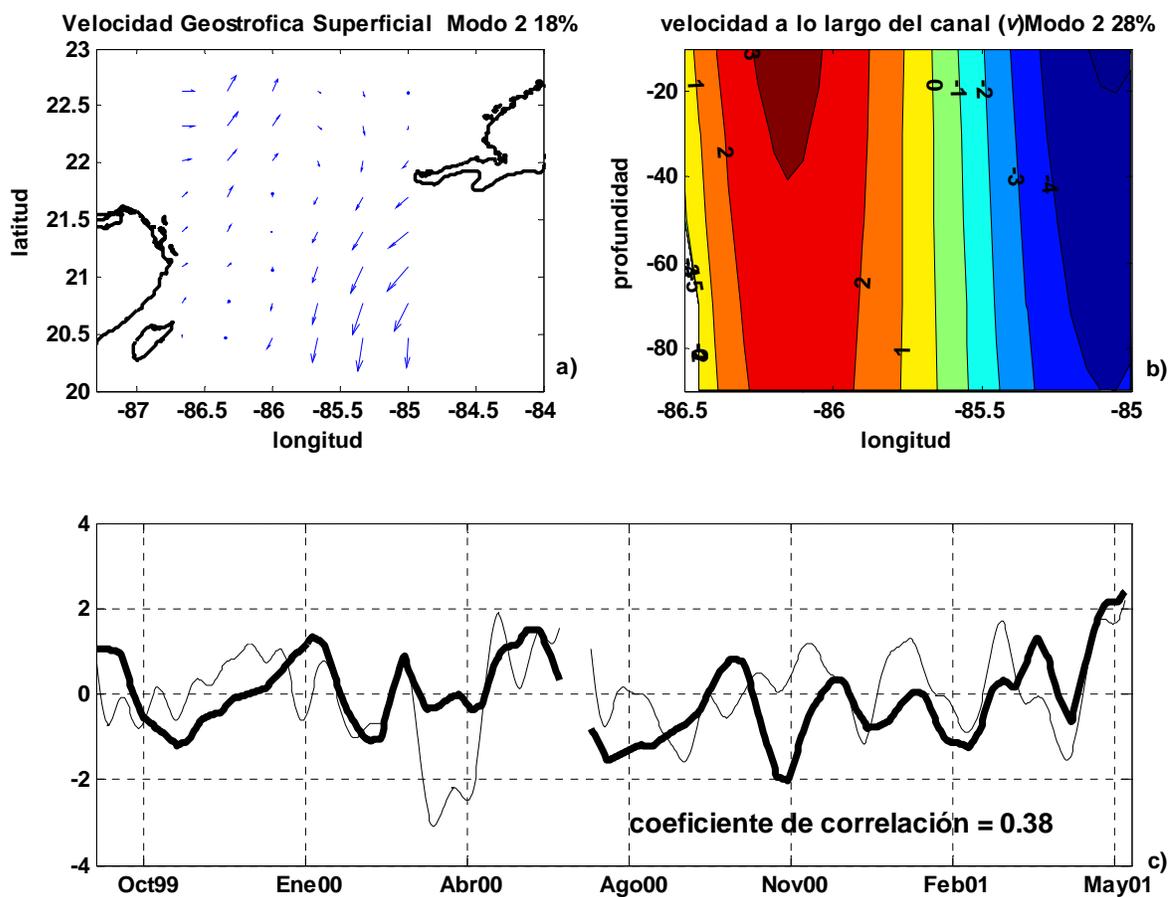


Figura 30. a) Estructura espacial del segundo modo del FEO de velocidad geostrofica superficial, b) Estructura espacial del segundo modo del FEO de la velocidad a lo largo del canal (v). c) Comparación entre las componentes principales de la velocidad geostrofica (línea gruesa) y la velocidad lo largo del canal (línea delgada) de los segundos modos.

Para el caso de los FEOs de la velocidad geostrófica superficial calculada sobre el transecto se obtuvo un primer modo con estructura espacial con flujo en una dirección a los extremos y contraria en el centro, contribuyendo con 47% de la variabilidad. Mientras que el segundo modo presentó una estructura espacial con flujo con direcciones opuestas a cada extremo, representando el 30 % de la variabilidad (figuras 31a y 32a).

Se relacionó las componentes principales de los FEOs de las velocidades geostróficas superficiales en el transecto con la velocidad a lo largo del canal, se obtuvo para los primeros modos un coeficiente de correlación de 0.29 y para los segundos modos de 0.71 (figuras 31c y 32c). Algo interesante aquí es el cambio en los coeficientes de correlación entre los realizados con la malla superficial y los del transecto donde tenemos que para el primer modo el coeficiente de correlación disminuyó mientras que para el segundo hay un aumento considerable. Esto posiblemente se deba a que el fenómeno representado por el primer modo superficial no se encuentra centrado en el eje de coordenadas, por lo que el transecto solo atraviesa una parte de este, mientras que para el segundo modo superficial, si parece estar centrado maximizando la correlación,

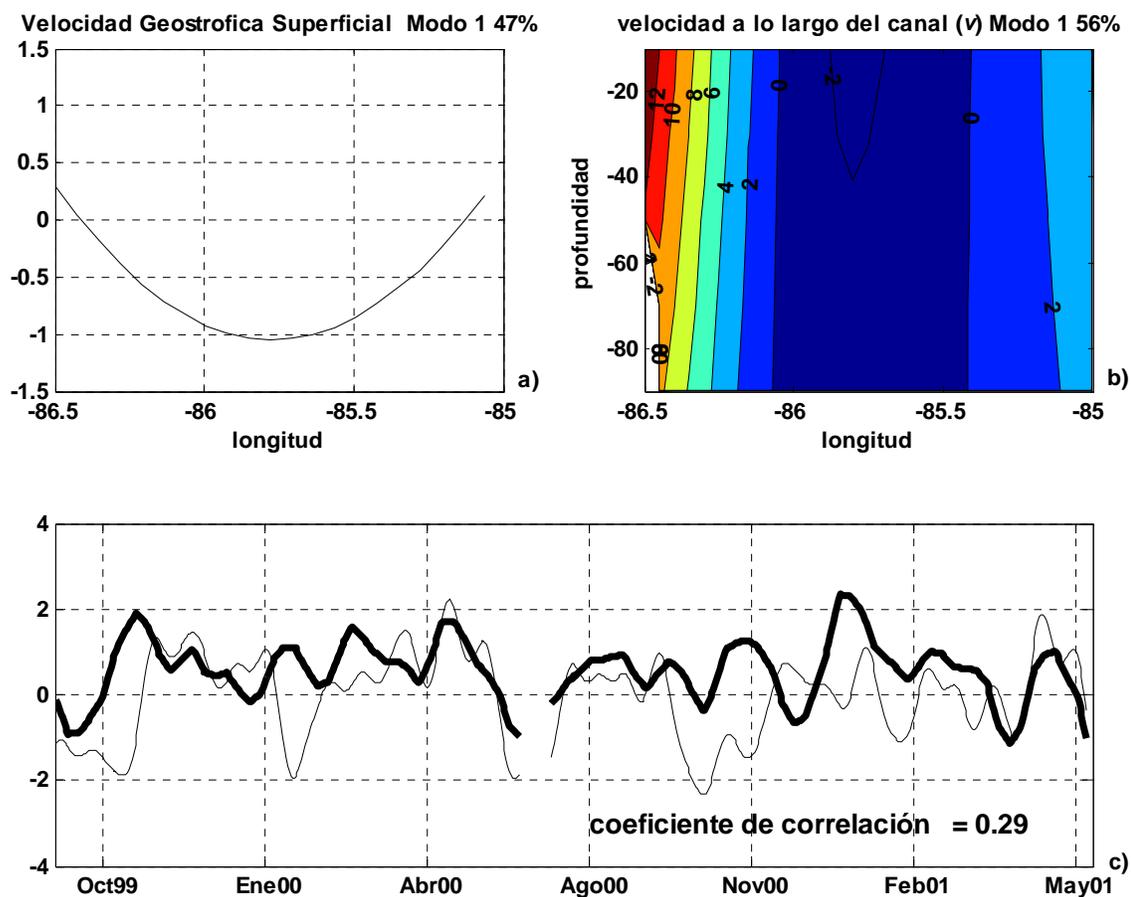


Figura 31. a) Estructura espacial del primer modo de la velocidad geostrofica superficial deducida de altimetría. b) Estructura espacial del primer modo de la velocidad a lo largo del canal (v). c) comparación entre las componentes principales de la velocidad geostrofica (línea gruesa) y la velocidad a lo largo del canal (línea delgada) de los primeros modos.

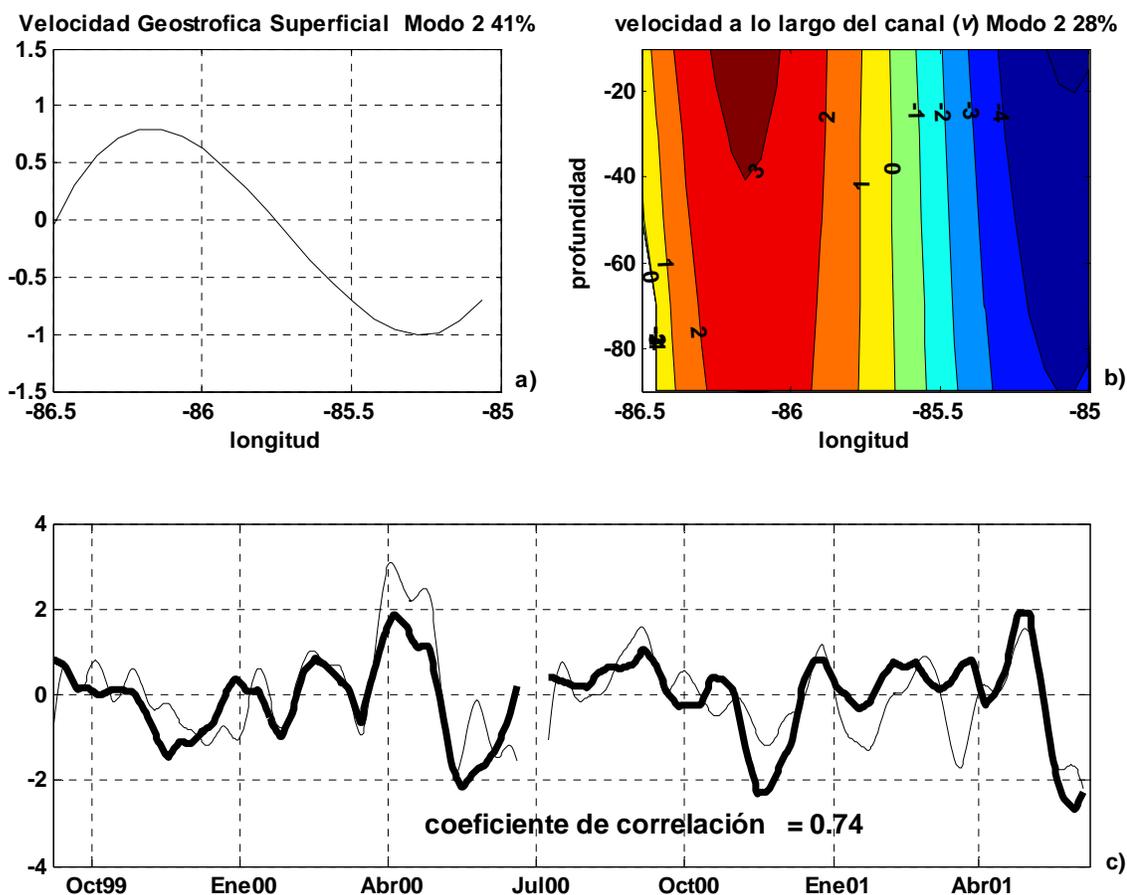


Figura 32. a) Estructura espacial del segundo modo de la velocidad geostrofica superficial deducida de altimetría. b) Estructura espacial del segundo modo de la velocidad a lo largo del canal (v). c) comparación entre las componentes principales de la velocidad geostrofica (línea gruesa) y la velocidad a lo largo del canal (línea delgada) de los segundos modos.

VIII Balance de momento a través del canal en toda la comuna de agua.

En esta sección se analizaron algunos términos del balance de momento a través del canal en su sección vertical. Para lo cual se utilizaron las velocidades interpoladas a la malla que abarca todo el canal. Como en las secciones anteriores solo se analizó el balance de momento de bajas frecuencias (periodos mayores de 20 días). Los términos que se calcularon en esta parte del trabajo están dados por

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial \langle u'u' \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle u'v' \rangle}{\partial y} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (16)$$

VIII.1. Evaluación de los términos

La evaluación de los términos se realizó siguiendo la metodología de las secciones anteriores. Para el término de Coriolis, se utilizaron las velocidades del mapeo objetivo. Los términos de aceleración local así como los advectivos son aproximados mediante diferencias finitas centradas, así como para los términos con derivadas en la dirección y se tiene las mismas consideraciones que en la sección III.1, el término del gradiente de presión se estimó a partir de campos de densidades.

En la figura 33 se muestran los mapas objetivos medios y desviación estándar de los términos: Coriolis y aceleración local, la media del término de Coriolis muestra las características del canal de Yucatán, la corriente de Yucatán, la contracorriente cubana así como los flujos profundos, en su desviación estándar se observa que la mayor variabilidad se localiza en los primeros 300 m de la columna de agua, a los dos extremos del canal, en la

Corriente de Yucatán y en la Contracorriente Cubana. La aceleración local presenta magnitudes bajas. La figura 34 y 35 muestra los mapas de los términos advectivos, se puede observar que en general presentan sus magnitudes mayores en las capas superficiales del canal, a excepción del término $\partial u'v'/\partial y$ el cual presenta sus mayores magnitudes del lado de Yucatán pegado a la topografía de aproximadamente los 150 a los 700 m de profundidad con un núcleo cerca de lo 500 m, también del lado cubano presenta dos núcleos uno en superficie y otro pegado al fondo y magnitudes bajas en todo el canal por lo que no contribuye significativamente al balance. El término advectivo $\partial uu/\partial x$ presenta sus mayores magnitudes en la zona donde fluye la corriente de Yucatán, de la superficie, donde presenta las magnitudes mayores llegando hasta una profundidad aproximada de 300 metros, este término tiene magnitudes mayores en los eventos de relajación de la corriente de Yucatán.

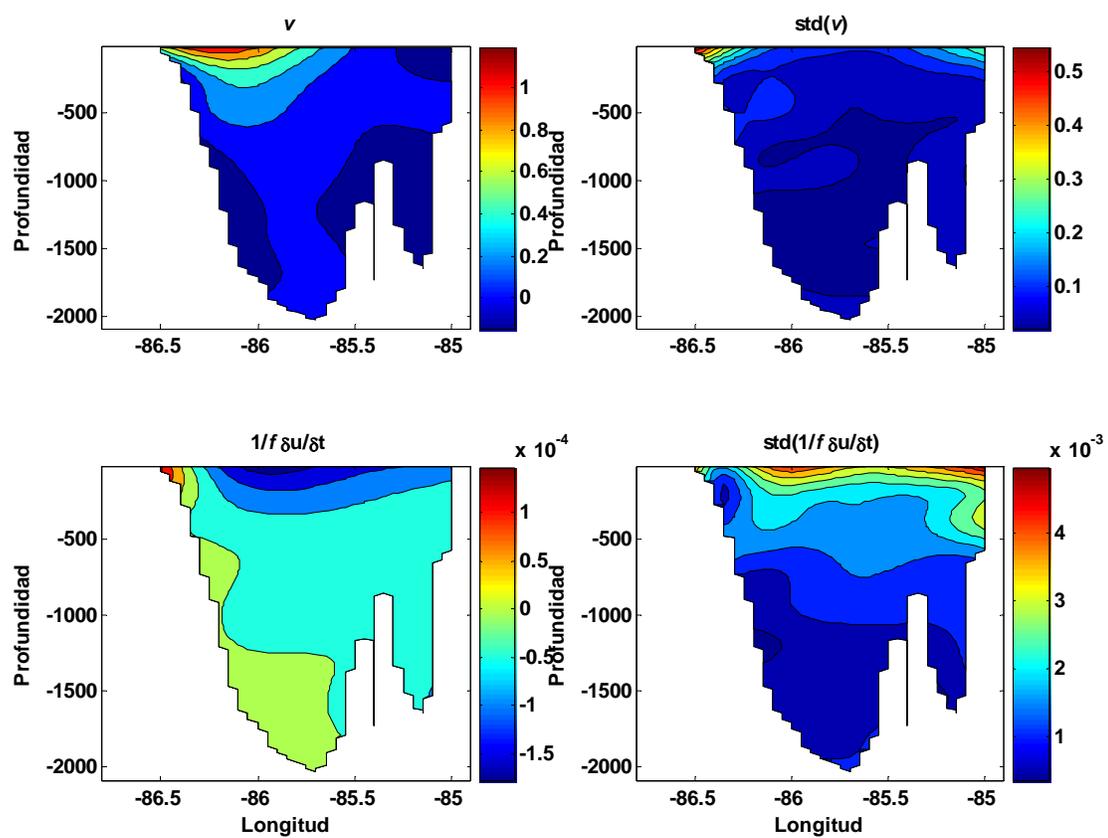


Figura 33. Mapas de los campos medios y desviaciones estándar, de los términos: Coriolis y aceleración local

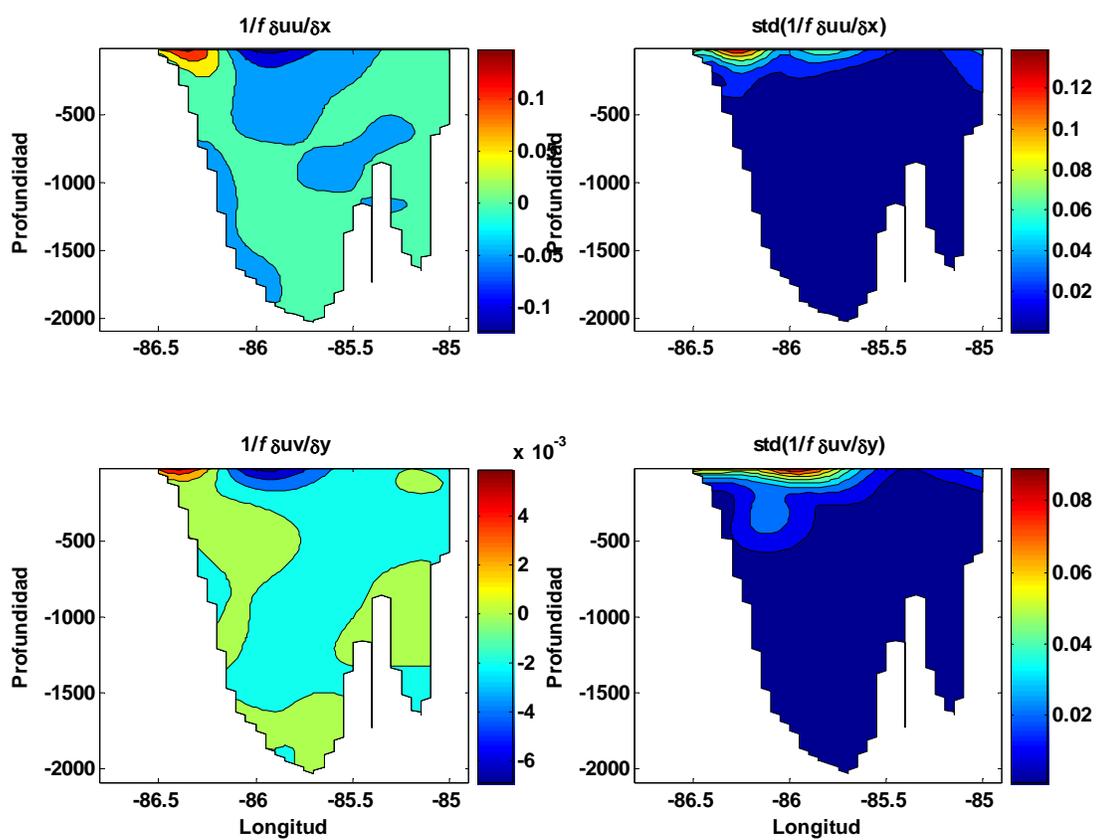


Figura 34. Mapas de los campos medios y desviaciones estándar, de los términos advectivos: $\partial uu / \partial x$ y $\partial uv / \partial y$.

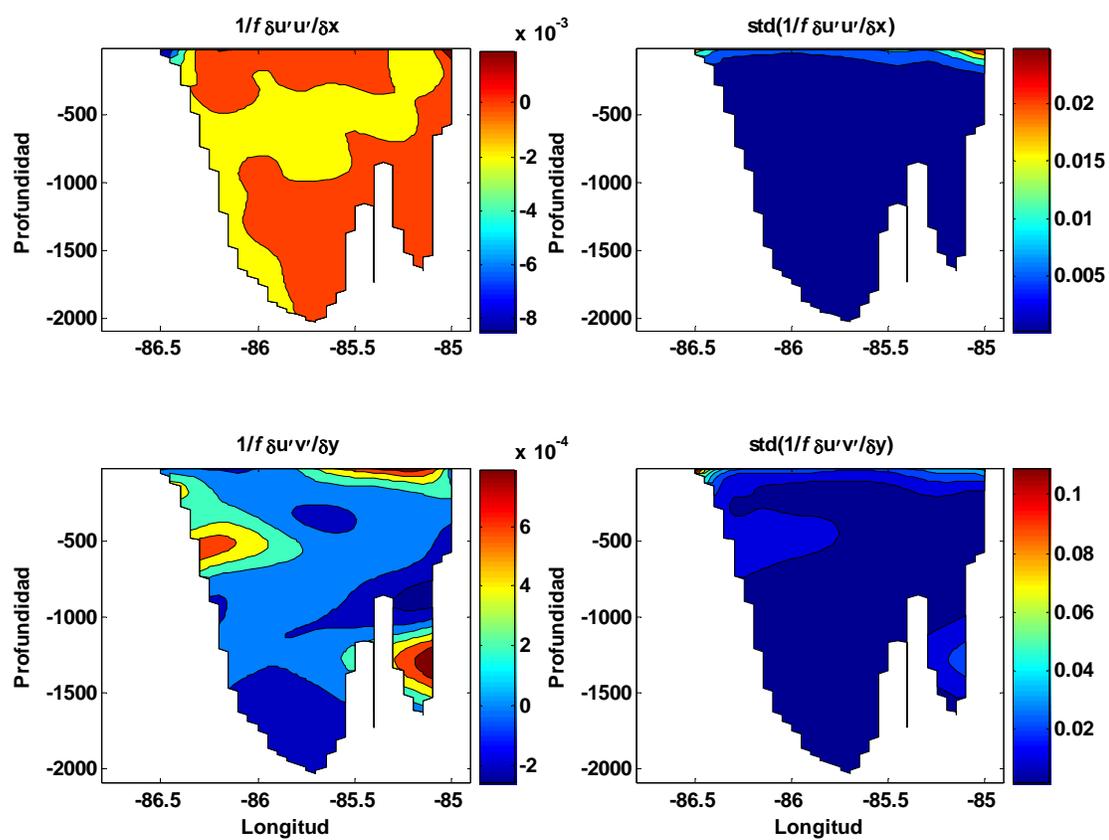


Figura 35. Mapas de los campos medios y desviaciones estándar, de los términos advectivos: $\partial u' u' / \partial x$ y $\partial u' v' / \partial y$.

VIII.1 Obtención del gradiente de presión.

Para la aproximación de los gradientes de presión en toda la sección vertical, se utilizaron datos de temperatura de los ocho anclajes colocados a través del canal, que en combinación con las mediciones de CTD de las 4 campañas oceanográficas, sirvieron para estimar el campo de densidades y de esta manera obtener los gradientes de presión utilizando la metodología descrita por Johns *et al.* [2001].

La metodología para estimar los gradientes de presión a partir de las series de tiempo de temperatura, sigue varios pasos que consisten:

- 1) Obtención de perfiles verticales continuos de temperatura a partir de las mediciones en profundidades discretas del arreglo de anclajes, combinados con la climatología local de CTD, el gradiente vertical de temperatura y la temperatura superficial.
- 2) Obtención de campos de densidad con la combinación de los perfiles verticales de temperatura con los valores de la climatología de salinidad e interpolación de los datos a una malla regular en todo el canal
- 3). Estimación de los gradientes de presión a partir de los campos de densidad en combinación con datos de la topografía absoluta del nivel del mar.

Uno de los requerimientos de la metodología para estimar los perfiles verticales continuos de temperatura en los anclajes de Johns *et al.* [2001], es que las temperaturas de los anclajes sean suficientes para resolver la estructura básica del perfil de temperatura, así como que exista una estrecha relación entre la salinidad y la temperatura en la zona en particular. Siguiendo esta metodología se utilizaron datos climatológicos de CTD correspondientes a cuatro campañas oceanográficas a través del Canal de Yucatán (tabla III). De estas 4 campañas se tomaron los lances de CTD que estuvieran más cercanos a cada una de las posiciones de los 8 anclajes, obteniendo aproximadamente 12 lances por anclaje. A partir de este juego de lances sobre cada anclaje se obtuvo un perfil promedio de temperatura y salinidad para cada localidad (figura 36).

Tabla III. Fechas en las que se realizaron las campañas oceanográficas del proyecto CANEK

Crucero	Año	Periodo
CANEK 4	1999	25 Ago – 14 Sep
CANEK 5	2000	16 Jun – 10 Jul
CANEK 6	2001	30 May – 11 Jun
CANEK 7	2002	19 Ago – 3 Sep

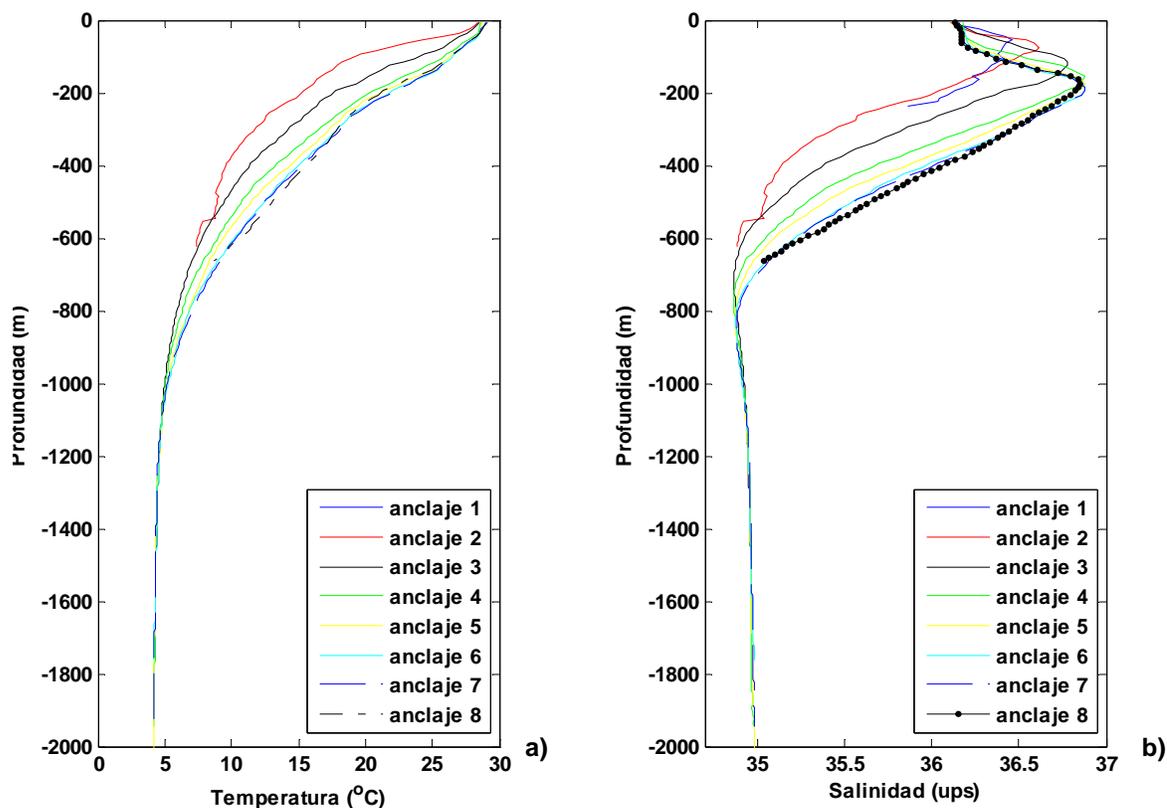


Figura 36. Perfiles verticales promedio de climatología de a) temperatura y b) salinidad de estaciones de CTD cercanas a la localidad de cada anclaje

A partir de los perfiles verticales promedio de temperatura de los lances en cada localidad se crearon funciones empíricas de $(\partial T/\partial z)(T)$ una para cada localidad, estas funciones especifican el gradiente promedio vertical como función de la temperatura (figura 37a). Estas funciones se combinan con las series de tiempo de las temperaturas medidas por los instrumentos en cada uno de los anclajes, integrando hacia arriba y hacia abajo desde los puntos adyacentes donde se cuenta con mediciones, siguiendo la ecuación (16),

$$T(z) = \sum_{i=1}^2 w_i \left[T_i + \int_{z_i}^z \partial T / \partial z (T) dz \right], \quad (16)$$

donde $i = 1, 2$ son los niveles adyacentes en los anclajes y los pesos w_i son inversamente proporcionales a la distancia vertical de las respectivas profundidades de medición, $w_i = 1 - |z - z_i| / (z_2 - z_1)$. Dando como resultado un perfil suave de temperatura que pasa por los puntos medidos de los instrumentos y a su vez son consistentes con la estratificación promedio local. Para poder obtener los perfiles continuos de temperatura hasta la superficie, a las localidades de los anclajes se les añadió las series de tiempo de temperatura superficial promedio mensual, proveniente de datos de temperatura superficial del mar (SST) de AVHRR Oceans Pathfinder. Que fueron obtenidas interpolando los datos de SST a las localidades de los anclajes. En la figura 38 se muestran algunos ejemplos de perfiles continuos estimados en diferentes localidades, los perfiles promedio de los lances de CTD adyacentes a los anclajes y los puntos donde se contaba con mediciones de temperatura.

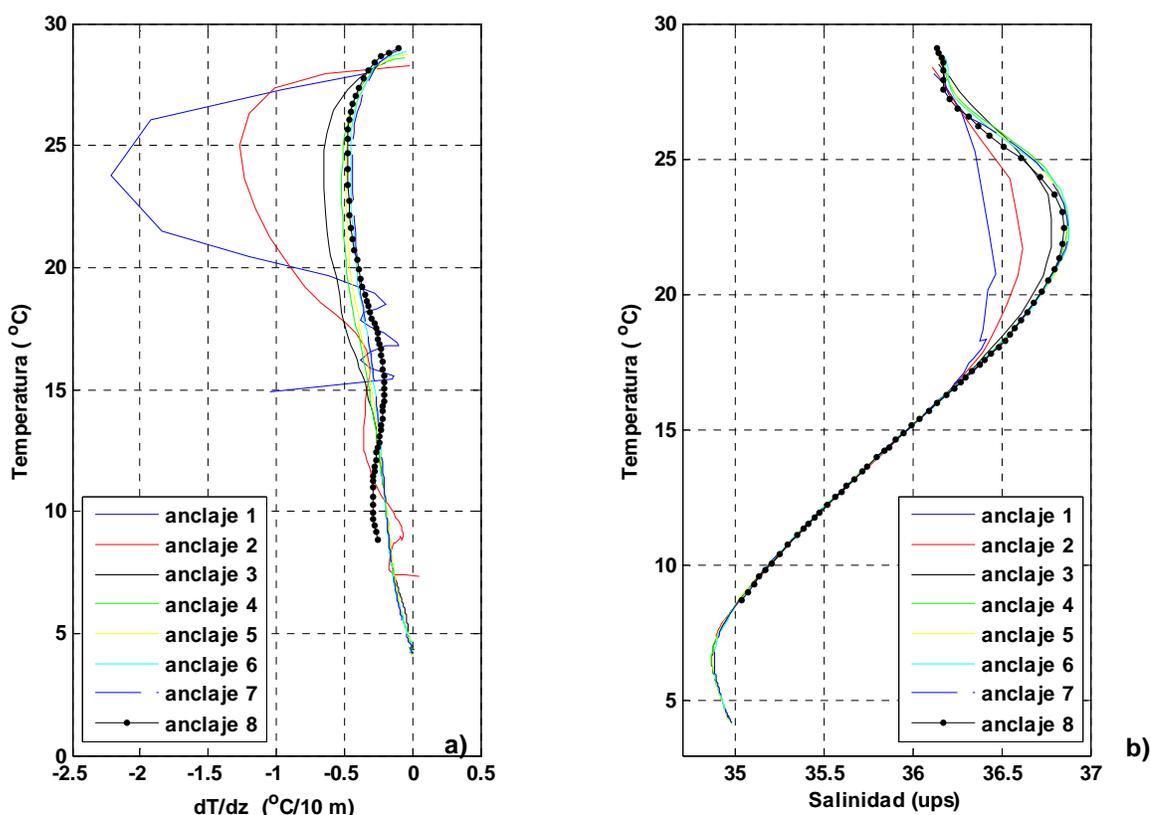


Figura 37. a) Funciones empíricas $(dT/dz)(T)$ para cada anclaje y b) relación $T-S$ de climatología de CTD para cada anclaje.

Una vez obtenidas las series de tiempo de los perfiles continuos de temperatura en las ocho localidades de los anclajes se obtuvieron series de tiempo de perfiles continuos de salinidad usando la relación $T-S$, estimada a partir de los perfiles promedios de temperatura y salinidad de la climatología de CTD en cada anclaje (figura 37b). Posteriormente, se obtuvieron series de tiempo de anomalías de los perfiles continuos de temperatura y salinidad, restándoles la media temporal. Con estas anomalías, se realizó un mapeo objetivo a una malla regular de 0.05° de longitud por 20 m de profundidad, similar a la malla de las componentes de la velocidad, utilizando las mismas escalas descritas por Sheinbaum *et al.* [2002]. Una vez obtenidas las series de tiempo de mapas de temperatura y salinidad, se les

sumó una media de temperatura y salinidad obtenida de la climatología de CTD.

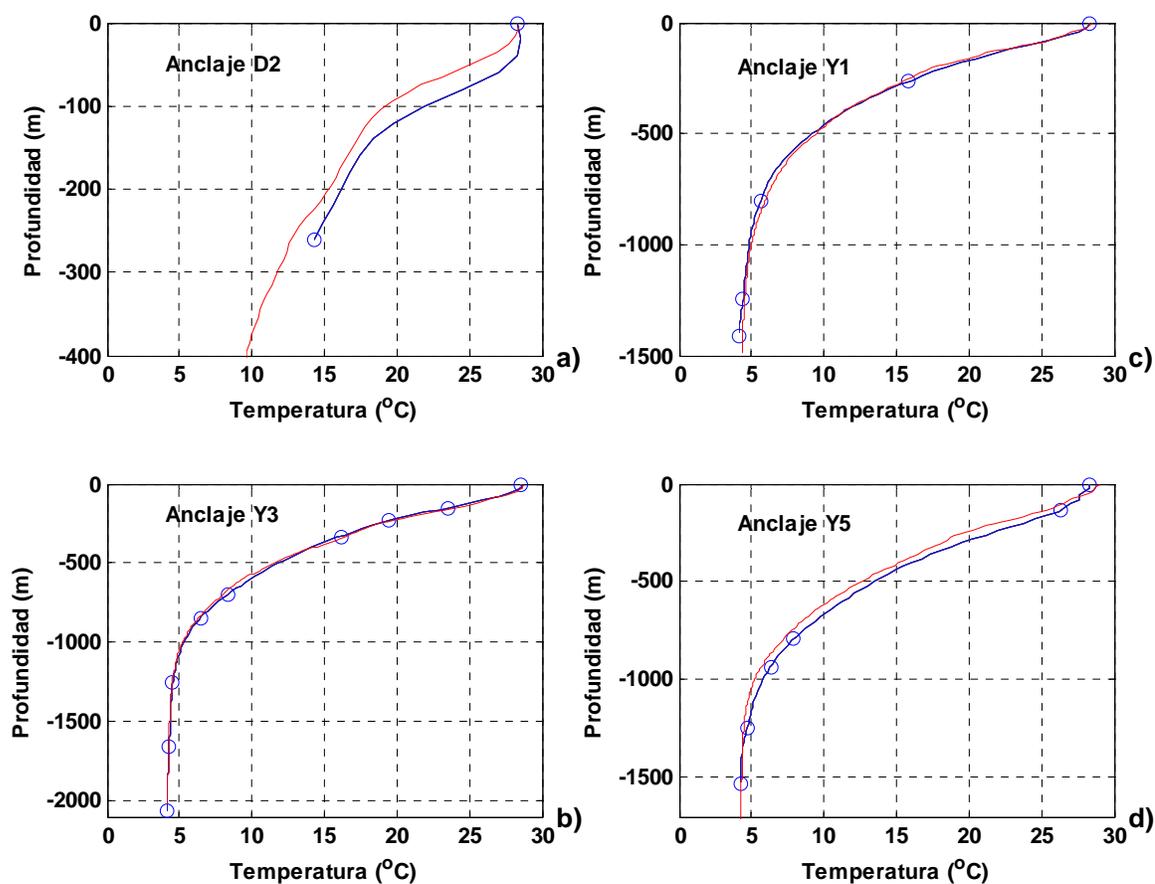


Figura 38. Comparación entre perfiles promedio de la climatología de CTD cercanos a las localidades de los anclajes (línea roja) con algunos de los perfiles continuos estimados a partir de los anclajes (línea azul), mostrando los puntos donde se tiene mediciones en los anclajes y la temperatura superficial de AVHRR (círculos). Para a) anclaje D1, b) anclaje Y3, c) anclaje Y1 y d) anclaje Y5.

Se estimaron los campos de densidad, con las series de tiempo de temperatura y salinidad, utilizando el polinomio de la UNESCO para la densidad del agua de mar. A partir de estos, se calcularon los campos del gradiente de presión. Como primera aproximación se estimó la presión integrando verticalmente desde la superficie hasta el fondo la ecuación hidrostática

$$P = -\int_{z_0}^z g\rho dz - \int_{\eta}^{z_0} g\rho dz \quad (17)$$

Donde para el segundo termino, la integral de η a z_0 se estimó con los datos del nivel del mar de altimetría que contienen la topografía absoluta. Una vez obtenidos los campos de presión en todo el canal, se calculó el gradiente de presión horizontal en los puntos de la malla.

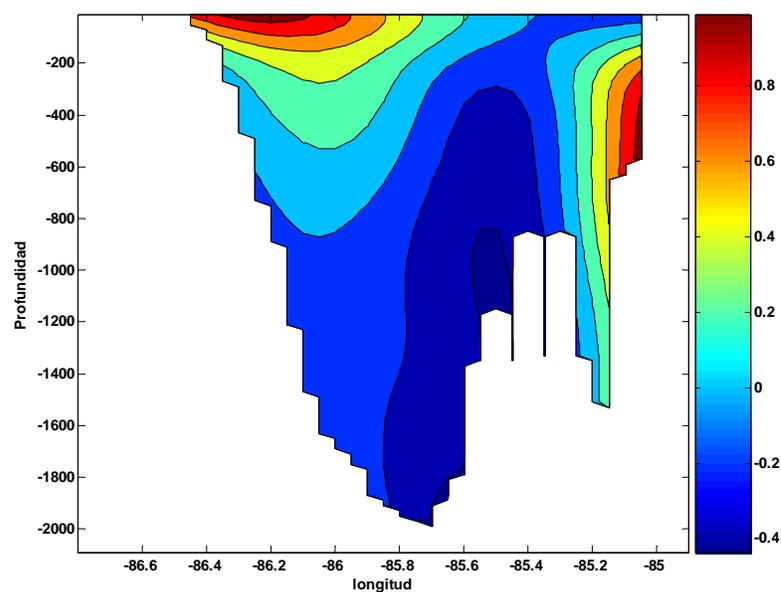


Figura 39. Campo medio del término del gradiente de presión

La figura 39 muestra el campo medio de una componente del gradiente de presión estimado vía la integración vertical de la ecuación hidrostática, se puede observar que este campo muestra algunas de las características del flujo a través del canal como la Corriente de Yucatán y la contracorriente cubana, sin embargo también presenta otras características como una corriente con dirección al Golfo de México, de magnitud comparable a la Corriente de Yucatán que se encuentra por debajo de la contracorriente cubana. En la parte profunda del canal se observa que la totalidad del flujo esta en dirección hacia el Mar Caribe.

Debido a las incongruencias encontradas en los campos de gradiente de presión, se analizó la posibilidad de estimar este término por otro método. Para la segunda estimación de este término se partió de los campos de densidad obtenidos. Partiendo de que el término del gradiente de presión representa la velocidad geostrófica, se aproximó este vía la integración de la ecuación de viento térmico

$$v_g(z) = - \int_{z_r}^z \frac{g}{\rho_o f} \frac{\partial \rho}{\partial x} + v_{ref} \quad (17)$$

donde, v_g es la velocidad geostrófica, g la gravedad, ρ_o es la densidad media, f el parámetro de Coriolis y v_{ref} es la velocidad de referencia, que es determinada a cada tiempo del campo de velocidades. Uno de los principales problemas para la estimación de las velocidades con esta metodología radica en encontrar el nivel de referencia. En el Canal de Yucatán no se tiene un nivel definitivo de no movimiento [Ochoa *et al.*, 2001], por lo que en lugar de

tomar un nivel de no movimiento, se utilizaron los campos de las velocidades medidas como velocidad de referencia.

A partir de la ecuación (17) se estimaron los campos de velocidad geostrófica (v_g , que corresponden al término de presión) tomando como referencia la velocidad a 800 m de profundidad (v_{800}). Se tomó este nivel de referencia dado que a esta profundidad se tienen velocidades cercanas a cero y los gradientes de velocidad son pequeños en este nivel.

La utilización de niveles de referencia diferentes al nivel de superficie o nivel cero v_0 , presenta otro problema, para el caso del Canal de Yucatán. Ya que no es posible obtener todo el campo de velocidad geostrófica, esto se debe a la forma de la topografía que presenta el canal, donde al hacer las integraciones desde un nivel inferior, se tiene una pérdida de valores a los extremos de la sección.

El campo medio obtenido de la velocidad geostrófica con v_{800} muestra las características principales del flujo, sin presentar las incongruencias observadas con la primera estimación, el flujo intenso con dirección hacia el Golfo de México por debajo de la Contracorriente Cubana y los flujos profundos con dirección al Mar Caribe. Sin embargo se encontró una aparente sobreestimación de la Corriente de Yucatán, con velocidades de 190 cm/s, también se estimó el transporte con la serie de tiempo de estos campos, donde se encontró que aunque la serie de tiempo del transporte geostrofico concuerda con la serie de tiempo del transporte medido (coef. de correlación 0.73), el primero con 6 Sv por encima de la media del segundo, debido a esta posible

sobreestimación de la velocidad.

Se realizó un ejercicio para conocer si las diferencias encontradas entre el campo de velocidad medida y la velocidad geostrófica, se deben al campo de densidades estimado. Para lo que, se realizó una integración vertical del gradiente horizontal de densidad así como del campo de velocidades, después se ajustaron los perfiles verticales de densidad de manera que la integración vertical coincida con la integración de los perfiles verticales de velocidad, con esta aproximación se forzó a que el transporte en la sección sea el mismo. Haciendo este ajuste se obtuvieron mapas de velocidad geostrófica modificada (\tilde{v}_g).

La figura 40 muestra el valor cuadrático medio (vcm) de las velocidades v y \tilde{v}_g , las diferencias y el vcm de las fluctuaciones de estas. El vcm y la diferencia de las velocidades presentan variabilidad del lado oeste del canal, mientras que el resto se encuentra cercano a cero. El vcm de las fluctuaciones presenta variabilidad en la superficie hasta aproximadamente los 100 m de profundidad a través de todo el canal, siendo esta de menor magnitud, esto sugiere, primero, que las sobreestimaciones encontradas posiblemente se deben al campo de densidades obtenido, en específico en la región oeste del canal donde fluye la corriente de Yucatán, segundo que esta diferencia se encuentra principalmente en el campo medio de densidades, el cual se obtuvo de un campo medio de temperatura y salinidad de climatología de CTD. Una posibilidad es que el campo no represente el campo medio de densidad en el canal, debido a que la climatología se estimó en su mayoría con campañas oceanográficas durante periodos de verano. Otra posibilidad es que se deba a una

combinación entre este campo de densidad medio e influencia de los términos advectivos en particular aquellos con derivadas en la dirección y , que se encuentran ligados a la curvatura de la Corriente de Yucatán en esta zona, sin embargo como se observa en las figuras 34 y 35 aunque presentan variabilidad alta en la zona, sus magnitudes son bajas.

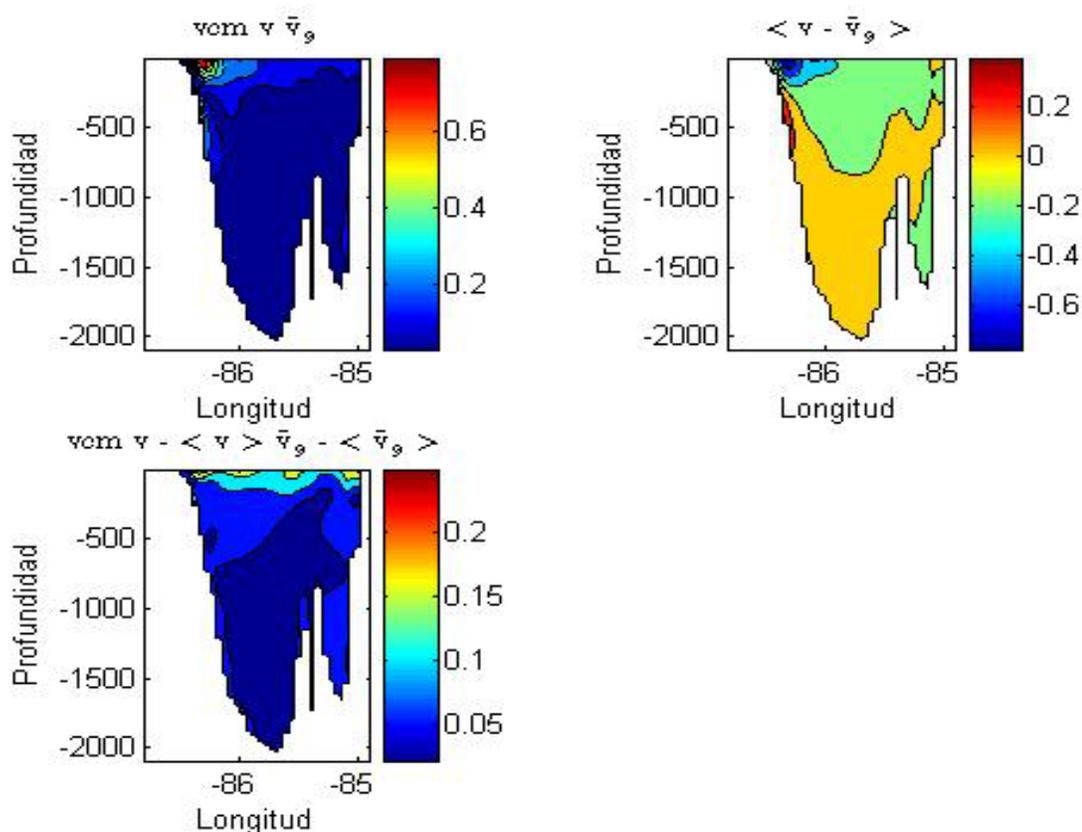


Figura 40. a) vcm (valor cuadrático medio) de la velocidad medida y velocidad geostrófica modificada. b) diferencias entre velocidad medida y velocidad geostrófica modificada. c) vcm (valor cuadrático medio) de velocidad medida y velocidad geostrófica modificada sin la media.

IX. Discusión

Es común encontrar un balance geostrófico transversal en canales y estrechos, sin embargo en el Canal de Yucatán, también aparece como el principal balance en la dirección a lo largo del canal, mientras que en la dirección a través del canal los términos friccional y el del flujo de Ekman contribuyen en forma significativa al balance transversal. Las variaciones del término del flujo de Ekman juegan un papel importante en el balance a través del canal siendo estas más intensas durante los periodos invernales en comparación a los de verano. Estas variaciones debidas al viento, son las responsables de la señal estacional que se observa en la variabilidad a través del canal en los términos de la velocidad y el gradiente de presión. Esto se ve reflejado en el incremento del coeficiente de correlación entre los términos del flujo de Ekman y el gradiente de presión con la velocidad a lo largo del canal en los periodos invernales.

Los valores altos en la correlación entre los términos de Coriolis y fricción, que como se menciono anteriormente, pueden deberse a que el eje coordenado no coincide con el eje de variabilidad de la elipse de la velocidad, no obstante como se observó en los resultados obtenidos en el análisis de la estructura del balance, aunque en parte puede deberse a este hecho, también se encontró que existe fenómenos en el canal que involucran ambas componentes de la velocidad, por lo que la correlación entre ellas es alta.

La velocidad a lo largo del canal así como el gradiente de presión a través del canal presentan picos en sus espectros de energía en periodos de 35 y 70 días. El periodo de 35

días parece estar asociado al flujo de Ekman que también presenta este pico de energía, mientras que el periodo de los 70 días, también presente en el término de fricción, podría estar asociados con la interacción de remolinos con la corriente. Esta especulación esta respaldada por los términos en el balance a lo largo del canal, donde la velocidad a través del canal y el gradiente de presión a lo largo presentan coherencia en la misma banda de energía con periodo de 70 días.

Comparando los FEOs de ANM en el área alrededor del canal y los FEOs del flujo que atraviesa el canal en los primeros 90 metros de la columna de agua, se logró establecer una relación similar a la encontrada por Candela *et al.* [2003] usando velocidades superficiales y la velocidad a lo largo del canal a partir de simulaciones numéricas con estructuras de los modos comparables. La variabilidad en el tiempo y las estructuras espaciales de los primeros modos están relacionadas con la variabilidad del transporte en el canal presentando picos de energía en los periodos de 125 y 200 días, mientras que los segundos modos presentan picos en los periodos de 70 y 125 días. Estos periodos de variabilidad coinciden con los encontrados para los términos del balances a través y a lo largo del canal (velocidad y gradientes de presión), y considerando los resultados de Guerrero [2005] y Zhang *et al.* [2001], estos parecen estar relacionados con la interacción de remolinos en el canal, afectando también las variaciones del transporte.

Existe una relación importante entre los términos geostroficados a través y a lo largo del canal donde el gradiente de presión a lo largo del canal está asociado con las fluctuaciones del transporte superficial que atraviesa el canal y estas fluctuación del

transporte a su vez están ligadas a la oscilación del núcleo de la Corriente de Yucatán en la parte oeste del canal. El comportamiento de la oscilación del núcleo de la Corriente de Yucatán ha sido atribuido al paso de trenes de remolinos por el canal asociados con la variabilidad del FEO1 de la corriente (tripolo) [Abascal *et al.*, 2003]. Si se analiza inicialmente los primeros 90 metros de profundidad del canal y posteriormente hasta los 400 metros de profundidad, se encontró que el movimiento del núcleo no solo está relacionado con el FEO1 si no también con las fluctuaciones del transporte y el gradiente de presión a lo largo del canal. Cabe mencionar que pasa aproximadamente el 70% del transporte en los primeros 400 metros de la columna de agua.

Este comportamiento de la oscilación de la corriente así como el de las fluctuaciones del transporte son similares a las que presenta la Corriente de Kuroshio, donde existe un incremento en el transporte cuando la corriente se pega a la costa, mientras que si el transporte disminuye la corriente se mueve hacia afuera de la costa. Similarmente en Yucatán un incremento en el transporte corresponde a un gradiente de presión positivo a lo largo del canal asociado con la componente u con dirección oeste y el movimiento del núcleo de la corriente cerca a la costa. Esto también se manifiesta en la estructura tripolar del FEO1 de la corriente teniendo corrientes positivas a los lados del canal, mientras que cuando hay una disminución en el transporte tenemos un gradiente de presión negativo, la componente u con dirección hacia el este y la Corriente Yucatán se separa de la costa, mientras que el FEO1 (el tripolo) presenta corrientes negativas a los lados del canal. Esto también se puede identificar en las figuras 15 y 18 de la estructura de las componentes de velocidad donde podemos observar que un evento de disminución de la velocidad a lo largo

del canal (se despega la Corriente de Yucatán) coincide con un evento de aumento de la velocidad a través del canal (velocidad con dirección este). También el índice $\langle v'^2 \rangle / \langle v' \rangle^2$ nos indica que cerca de la superficie así como en los primeros 400 metros las fluctuaciones del transporte están relacionadas con fluctuaciones energéticas de la velocidad. Todas las evidencias apuntan al hecho de que estas fluctuaciones energéticas de la velocidad están relacionadas con el paso de remolinos a través del canal, sin embargo, necesitamos más estudios para probar esta hipótesis.

En el análisis de la estructura de los balances de momento en el Canal de Yucatán, se encontró que los términos que contribuyen en el balance son Coriolis, el gradiente de presión, el flujo de Ekman y la fricción en la dirección a través del canal y Coriolis y el gradiente de presión en la dirección a lo largo del canal. Sin embargo, en la zona donde la corriente de Yucatán oscila estos términos parecen no contribuir significativamente y los términos advectivos de baja frecuencia con derivadas en la dirección a través del canal parecen estar activos en las dirección a través y a lo largo del canal. La activación de los términos advectivos en esta zona coinciden con el aumento y disminución de la velocidad a lo largo del canal así como el movimiento del núcleo de la Corriente de Yucatán, donde se puede observar que cuando el núcleo de la Corriente de Yucatán se separa de la costa es cuando estos términos presentan la mayor variabilidad y la Corriente de Yucatán presenta una disminución en su velocidad.

El análisis de balance de momento a través del canal en toda la columna de agua se observa que los términos advectivos presentan su mayor variabilidad en la parte superior

del canal, parecen no contribuir en general significativamente al balance, a excepción de eventos durante los que estos presentan sus mayores variaciones, como se observó en la estructura del balance de la capa superficial.

En este cálculo del balance en toda la sección, el término del gradiente de presión no pudo ser obtenido con confiabilidad, se encontró una posible sobreestimación de este término en la región oeste superficial del canal, al parecer por un error en la estimación del campo medio de densidad, dado que los periodos de mediciones utilizados para la obtención de la climatología en el canal, corresponden a verano, también es posible que las discrepancias en esa zona se deban no solo al problema de los campos medios si no a una combinación de estos, con alguna contribución de fenómenos que generen ageostrofia en esta zona en particular. Aunque en las aproximaciones de los términos del balance de este trabajo no se observa esto claramente. Para este caso es recomendable tener la certeza que los campos medios utilizados corresponden fielmente a los campos medios del canal, así como también sería de utilidad contar con mediciones en, por lo menos, otro transecto a través del canal para poder obtener de una mejor manera los términos con derivadas en y , teniendo de esta manera una mejor aproximación de términos que posiblemente contribuyen al balance

X. Conclusiones

- Los términos que influyen dentro del balance promedio superficial en dirección transversal al canal son el gradiente de presión, el flujo de Ekman y el término de fricción.
- El balance promedio superficial a lo largo del canal es principalmente geostrófico.
- Los términos advectivos con derivadas en la dirección transversal al canal, contribuyen al balance en la capa superficial.
- En la capa superficial del Canal de Yucatán se pudo inferir el transporte (hasta 400m) a partir de la diferencia de altura del nivel del mar; sin embargo no es posible inferir el transporte total de esta misma forma.
- El primer modo de velocidad superficial representa las variaciones del transporte superficial.
- El gradiente de presión a lo largo del canal está relacionado al transporte superficial y también a la oscilación del núcleo de la Corriente de Yucatán
- El balance en toda la columna no se completo debido a que no se pudo estimar el gradiente de presión con confiabilidad.

Referencias

- Abascal, A., J. Sheinbaum, J. Candela, J. Ochoa y A. Badan. (2003). Analysis of flow variability in the Yucatan Channel, *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), 3381, doi:10.1029/2003JC001922.
- Anderson D.L.T. y R.A. Corry. (1985). Seasonal transport variations in the Florida Straits: a model study, *Journal of Physical Oceanography*, 15: 773-786.
- Athié, G., J. Candela, J. Sheinbaum, A. Badan y J. Ochoa. Relation of flow variability in Cozumel and Yucatan Channels, *Journal of Marine Systems*, sometido.
- Bryden H. L. (1997). Geostrophic comparisons from moored measurements of current and temperature during the Mid-Ocean Dynamics Experiment, *Deep-Sea Research*, 44: 667-681
- Bunge, L., J. Ochoa, A. Badan, J. Candela, y J. Sheinbaum. (2002). Deep flows in the Yucatan Channel and their relation to changes in the Loop Current extension, *Journal of Geophysical Research*, 107(C12), 3233, doi:10.1029/2001JC001256.
- Candela, J., C. Winant, y H.L. Bryden. (1989). Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar, *Journal of Geophysical Research*, 94: 12667-12679.

- Candela, J., J. Sheinbaum, J. Ochoa, y A. Badan. (2002). The potential vorticity flux through the Yucatan Channel and the Loop Current in the Gulf of Mexico, *Geophysical Research Letters*. 29(22);2059, doi:10.1029/2002GL015587.
- Candela, J., S. Tanahara, M. Crepon, B. Barnier y J. Sheinbaum. (2003). Yucatán Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models, *Journal of Geophysical Research*, 108(C12);3385,doi:10.1029/2003JC001961.
- Cetina, P., J. Candela, J. Sheinbaum, J. Ochoa, y A. Badan. (2006). Circulation along the Mexican Caribbean coast. *Journal of Geophysical Research*, 111(C08021);doi:10.1029/2005JC003056.
- Chavez G., J. Candela, y J. Ochoa. (2003). Subinertial flows and transports in Cozumel Channel, *Journal of Geophysical Research*., 108(C2): 3037, doi:10.1029/2002JC001456.
- Cherubin, L.M., W. Sturges, y E.P. Chassignet. (2005). Deep flow variability in the vicinity of the Yucatan Strait from a High-resolution numerical simulation, *Journal of Geophysical Research*., 110(C04009);doi:10.1029/2004JC002280.
- Emilson J. (1971). Note on countercurrent in the Yucatan Channel and the western Cayman Sea, *Geofisica Internacional*, 11: 139-149.

- Gallegos, A., I. Victoria, J. Zavala, M. Fernández y I. Penié. (1998). Hidrología de los estrechos del Mar Caribe noroccidental. *Rev. Investigaciones Marinas.*, 19;1-37.
- Garret C. y B. Toulany. (1981). Variability of the flow through the Strait of Belle Isle, *Journal Marine Research*, 39:163-189.
- Gordon, A.E. (1967). Circulation of the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research.*, 72;6207-6223
- Gyory, J., A.J. Mariano, E.H. Ryan. "The Yucatan Current." Ocean Surface Currents. <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/caribbean/yucatan.html>. consultado:2005.
- Hansen, D.V. y R.L. Molinari. (1979). Deep Current in the Yucatan Strait. *Journal of Geophysical Research*, 84: 350-362 p.
- Imawaki, S., H. Uchida, H. Ichikawa, M. Fukasawa, S. Umatani y ASUKA group. (1997). Time Series of the Kuroshio Transport Derived from Field Observations and Altimetry Data, *International WOCE Newsletter* 25:15-18,
- Johns W.E., T.N. Lee, D. Zhang y R. Zantopp. (2001). The Kuroshio East of Taiwan: moored Transport Observations from the WOCE PCM-1 array *Journal Physical Oceanography*, 31: 1031-1053

- Lee, T.N. y E. Williams. (1988). Wind-Forced Transport Fluctuations of the Florida Current, *Journal Physical Oceanography*, 18: 937-946
- Maul, G.A., D.A. Mayer y S.R. Baig. (1985). Comparisons between a continuous 3-year current-meter observation at the sill of the Yucatan Strait, satellite measurements of Gulf Loop Current area, and regional sea level. *Journal Of Geophysical Research.*, 90,9089-9096
- Maul, G.A., D.A. Mayer, y M. Bushnell. (1990). Statistical relationships between local sea level and weather with Florida-Bahamas cable and Pegasus measurements of Florida Current volume transport. *Journal Physical Oceanography*, 95: 3287-3296
- Oey, L.Y. (2004). Vorticity flux through the Yucatan Channel and Loop Current variability in the Gulf of Mexico, *Journal of Geophysical Research*, 109:C10004, doi:10.1029/2004JC002400,
- Ochoa, J., J. Sheinbaum, A. Badan, J. Candela y D. Wilson. (2001). Geostrophy via potential vorticity inversion in the Yucatan Channel. *Journal Marine Research*. 59: 725-747.
- Ochoa, J., A. Badan, J. Sheinbaum y J. Candela. (2003). CANEK: measuring transport in the Yucatan Channel. En: O.U. Velasco Fuentes, J. Sheinbaum and J. Ochoa (eds.). *Non-Linear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic

Publishers, Netherlands, 275-286 p.

Ochoa, J., J. Candela, A. Badan y J. Sheinbaum. (2005). Ageostrophic fluctuations in Cozumel channel. *Journal Geophysical Research*, 110:C02004, doi:10.1029/2004JC002408.

Percival D.B. y A.T. Walden. (1993). *Spectral Analysis for Physical Applications*, Cambridge University Press.

Pond, S., y G. L. Pickard. (1983). *Introductory Dynamical Oceanography*, 329 pp., Butterworth-Heinemann, Woburn, Mass.

Prandle D. y R. Player. (1993). Residual Currents Through the Dover Strait Measured by H.F. Radar, *Estuarine Coastal Shelf Science*, 37: 635-653.

Sheinbaum, J., J. Candela, A. Badan, y J. Ochoa. (2002). Flow structure and transports in the Yucatan Channel, *Geophysical Research Letters*, 29(3); doi:10.1029/2001GL013990.

Tsimplis, M.N. (1997). Tides and sea-level variability at the Strait of Eripos, *Estuarine Coastal Shelf Science*., 44: 91-101.

- Viúdez A., R.L. Haney y J.T. Allen. (1999). A Study of the Balance of Horizontal Momentum in a Vertical Shearing Current, *Journal Physical Oceanography*, 30: 572-589.
- Vivier, F. y C. Provost. (1999). Volume transport of the Malvinas Current: Can the flow be monitored by TOPEX/POSEIDON. *Journal Geophysical Research*, 104:21,105-21,112.
- Woodworth, P.L., J.M. Vassie, C.W. Hughes, y M.P. Meredith. (1996). A test of the ability of TOPEX/POSEIDON to monitor flows through the Drake Passage. *Journal Geophysical Research*, 101(C5):11935-11947.
- Zhang D., N.T. Lee y W.E. Johns. (2001). The Kuroshio East of Taiwan: Modes of Variability and Relationship to Interior Ocean Mesoscale Eddies, *Journal Physical Oceanography*, 31: 1054-1074