

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



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

RENOVACIÓN DEL AGUA PROFUNDA EN EL GOLFO DE MÉXICO

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

Presenta:
DAVID ALBERTO RIVAS CAMARGO

Ensenada, Baja California, México. Octubre de 2006.

TESIS defendida por
David Alberto Rivas Camargo
y aprobada por el siguiente comité:

Dr. Antoine Renaud Fabrice Badán Dangón
Director del comité

Dr. José Luis Ochoa de la Torre
Miembro del comité

Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Miembro del comité

Dr. Julio Candela Pérez
Miembro del comité

Dr. Guillermo García Segura
Miembro del comité

Dr. Luis Zavala Sansón
Coordinador del posgrado en
Oceanografía Física

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Director de Estudios de Posgrado

6 de octubre de 2006

RESUMEN de la tesis de David Alberto Rivas Camargo, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California, México. Octubre de 2006.

RENOVACIÓN DEL AGUA PROFUNDA EN EL GOLFO DE MÉXICO.

Resumen aprobado por:

Dr. Antoine Renaud Fabrice Badán Dangón
Director de tesis

Las mediciones recientes sobre el umbral del Canal de Yucatán indican que los flujos profundos entre el Caribe y el Golfo de México, aquellos que ocurren por debajo del nivel del umbral del Estrecho de Florida, tienen un transporte neto de masa nulo, pero pueden transportar cantidades significativas de calor y de oxígeno. El flujo de calor asociado al intercambio medio exporta aproximadamente 150 Gw del Golfo profundo hacia el Caribe, y puede estar relacionado a la formación de la Subcorriente de Yucatán en el interior del Golfo. La transferencia turbulenta de calor también es significativamente diferente de cero y exporta en promedio una cantidad adicional de 60 Gw. Esta transferencia turbulenta es atribuible principalmente a eventos que duran de unos cuantos días a alrededor de un mes y medio, durante los cuales el agua más fría proveniente de niveles más profundos en el Caribe (por debajo de 2000 m) fluye sobre el umbral dentro de una capa límite de fondo de aproximadamente 200 m de espesor; esta agua fría debe después deslizarse por la pendiente norte del Umbral de Yucatán. Esta agua más fría también es rica en oxígeno, sosteniéndose con este intercambio profundo el máximo de oxígeno cercano al fondo en el Golfo de México. Las estimaciones del transporte de oxígeno, por difusión, del agua profunda hacia el agua intermedia que yace sobre ella ($\sim 50 \text{ m}^3/\text{s}$) y el consumo de oxígeno reportado en la literatura ($\sim 100 \text{ m}^3/\text{s}$) son balanceados por las tasas de transferencia media y turbulenta por encima del umbral ($\sim 150 \text{ m}^3/\text{s}$). El transporte de masa cercano al fondo ($\sim 0.32 \text{ Sv}$), medido a través de la parte más profunda del centro del Canal de Yucatán, resulta en un tiempo de residencia estimado para las aguas profundas del Golfo de México de aproximadamente 250 años.

De la evaluación de los flujos de calor entre el Golfo y el Caribe se deduce que los niveles intermedios del Golfo exportan, por medio de un flujo turbulento en contra de la difusión molecular, $\sim 2800 \text{ Gw}$ hacia los niveles superiores. A partir de las observaciones de 16 meses de duración desde la superficie hasta el fondo en el centro del Golfo de México, puede verificarse que este flujo vertical de hecho sí ocurre, y está asociada con los remolinos de mesoescala presentes en la capa superior. Parece existir

una circulación secundaria dentro de los remolinos y dentro del fluido que se encuentra por debajo de ellos, con signos opuestos en cada capa. Estas celdas de circulación parecen ocasionar una convergencia de calor entre los 500 y 600 m de profundidad en el centro del remolino y un flujo de calor que sale de éste, principalmente a lo largo de las isopícnas hacia los niveles superiores.

Palabras clave: *Renovación de agua profunda; Golfo de México profundo; balance de calor.*

ABSTRACT of the thesis of David Alberto Rivas Camargo, presented as partial requirement to obtain the DOCTOR OF SCIENCE degree in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, Mexico. October 2006.

THE VENTILATION OF THE DEEP GULF OF MEXICO.

Recent measurements over the sill in Yucatan Channel indicate that the deepest flows between the Caribbean and the Gulf of Mexico, those that take place below the sill level at the Florida Straits, have zero mean net mass transport, but carry significant amounts of heat and oxygen. The heat flux associated with the mean exchange exports approximately 150 Gw from the deep Gulf towards the Caribbean, and may be related to the formation of the Yucatan Undercurrent. The eddy heat transfer is also significantly different from zero and exports on average an additional 60 Gw. This eddy transfer is attributable mostly to events that last from a few days to about one month and half, during which colder water from deeper levels in the Caribbean (beneath 2000 m) flows over the sill within a bottom boundary layer close to 200 m thick. The colder water is also very rich in oxygen and the deep exchange sustains the near-bottom oxygen maximum in the Gulf of Mexico, whence that cold water must slide down the northern slope of the Yucatan Sill. Estimates of oxygen transport by diffusion from the deep water into the overlying intermediate water ($\sim 50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) and the oxygen consumption reported in the literature ($\sim 100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) are balanced by the rates of mean and eddy transfers over the sill ($\sim 150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The near-bottom mass transport ($\sim 0.32 \text{ Sv}$) measured across the deepest portion of the central Yucatan Channel suggests a residence time for the deep waters of the Gulf of about 250 years.

From the evaluation of the heat exchange between the Gulf and the Caribbean it results that the intermediate levels of the Gulf export, by means of an upward eddy heat flux (against the mean molecular diffusion), $\sim 2800 \text{ Gw}$ towards the neighbouring upper levels. From the 16-month long, surface to bottom observations in a mooring in the central Gulf, it can be verified that such a vertical flux does indeed occur, and is associated with the mesoscale eddies prevalent in the upper layer. Apparently there is a secondary circulation within both the eddies and the fluid lying beneath them, with opposite signs in each layer. This circulation cells appear to induce a convergence of heat somewhere between 500 and 600 m depths in the center of the eddy and an outgoing heat flux mainly along the isopycnals, towards the upper levels.

Key words: *Ventilation; deep Gulf of Mexico; heat budget.*

*“No creas en nada, aunque lo hayas visto escrito,
sin importar quién lo haya dicho, aunque haya sido yo,
a menos que esté de acuerdo con tu sentido común y tu razón”*

Buda

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Antoine Badán Dangón, por su excelente asesoría.

Al comité evaluador de esta tesis, formado por el Dr. José Luis Ochoa de la Torre, el Dr. Julio Sheinbaum Pardo, el Dr. Julio Candela Pérez, y el Dr. Guillermo García Segura, por sus valiosas sugerencias.

A Tere Agüero y a Lupita Rodríguez, por su eficiente y gentil apoyo secretarial.

Al grupo Canek, por permitirme ser parte de su excelente proyecto.

Al CONACyT, por su apoyo económico mediante la beca de doctorado de excelencia y la beca del proyecto G39016-T.

Y por último, aunque no menos importante, a mis amigos del Departamento de Oceanografía Física, por su apoyo y por seguir haciendo tan feliz mi estancia en Ensenada.

Índice General

I	Introducción general	1
II	Intercambios de agua profunda a través del Canal de Yucatán	3
II.1	Introducción	3
II.2	Masas de agua en el Golfo de México y en el Canal de Yucatán	6
II.3	Datos	12
II.4	Resultados	15
II.4.1	Balance medio de calor	15
II.4.2	Balances medios de oxígeno y de sales	22
II.4.3	Eventos de renovación y capa límite de fondo	24
II.5	Discusión	34
II.6	Conclusiones	43
III	Flujos verticales de calor en el centro del Golfo de México	45
III.1	Introducción	45
III.2	Datos	47
III.2.1	Arreglo experimental y datos auxiliares	47
III.2.2	Procesamiento de los datos	49
III.2.3	Calidad de los datos	52
III.3	Resultados	58
III.3.1	Eventos de flujo vertical de calor y remolinos de mesoescala	58
III.3.2	Perfiles medios de flujo vertical de calor	65
III.3.3	Flujo diapícnico contra flujo adiabático	68
III.4	Discusión	70

Índice General (continuación)

III.5 Conclusiones	80
IV Conclusiones generales	82
Referencias	84

Índice de Figuras

Figura

Página

1	Perfiles verticales típicos de oxígeno disuelto (a), temperatura (b), y salinidad (c) en el centro y oeste del Golfo de México, en el Canal de Yucatán, y en el noroeste del Caribe. Las líneas continuas horizontales indican las profundidades de los umbrales del Golfo; las líneas discontinuas indican la profundidad de las isothermas que definen las dos capas discutidas en el texto. Los asteriscos y las cruces en la gráfica de oxígeno indican valores históricos reportados para el Golfo central por Nowlin y McLellan (1967) y Nowlin <i>et al.</i> (1969). . . .	4
2	Diagramas $T-S$ (a) y $T-O_2$ (b) del Canal de Yucatán. Las líneas horizontales discontinuas indican el nivel aproximado del núcleo de la masa de agua correspondiente denotada por cada acrónimo: Agua Subsuperficial Subtropical, SUW; Agua de los 18°C del Mar de los Sargazos, 18°W; Agua Central del Atlántico Tropical, TACW; Agua Intermedia Antártica, AAIW; Agua Profunda del Atlántico Norte, NADW.	5
3	Estructuras medias por debajo de la isoterma de 6.85°C, para el periodo completo de observación, de (a) la velocidad a lo largo del Canal (en m/s), (b) el flujo de calor turbulento por unidad de área (en Kw/m ²), (c) el transporte turbulento de oxígeno por unidad de área (en 10 ⁻⁶ m/s), y (d) el transporte turbulento de sales (en 10 ⁻³ kg s ⁻¹ m ⁻² si se toman psu como g de soluto por kg de solución). Los valores positivos indican un flujo hacia el Golfo de México, los valores negativos indican un flujo hacia el Mar Caribe. Las líneas discontinuas indican las isothermas de $T = 6.85^\circ\text{C}$ y $T = 4.39^\circ\text{C}$, que definen las dos capas discutidas en el texto.	8
4	Distribuciones medias de temperatura (a) en °C, oxígeno disuelto (b) en ml/l, y salinidad (c) en el área transversal del Canal de Yucatán.	10
5	Posición del arreglo de anclajes en el Canal de Yucatán del 4 de septiembre de 1999 al 4 de junio de 2001. En la sección transversal (derecha), los círculos indican correntímetros Aanderaa. Las líneas discontinuas indican las isothermas (6.85°C y 4.39°C) que definen las dos capas discutidas en el texto, y la cruz indica la localización de una serie incompleta. Los transportes medios en las áreas sombreadas A, B y C (<i>i.e.</i> las áreas de las contracorrientes) son 0.63, 0.93 y 0.39 Sv, respectivamente, hacia el Caribe.	13

Índice de Figuras (continuación)

Figura	Página
6	Ajuste de los polinomios de grado n , $O_2(T)$ y $S(T)$, a los datos hidrográficos de oxígeno disuelto y salinidad contra temperatura. El polinomio ajustado $O_2(T)$ tiene un coeficiente de correlación $r = 0.98$ y un error estándar de estimación $\sigma = 0.15$ ml/l, mientras que el polinomio $S(T)$ tiene un coeficiente de correlación $r = 0.99$ y un error estándar de estimación $\sigma = 0.008$ psu. . . 14
7	(a) Transporte por debajo de una isoterma dada en el Canal de Yucatán para el periodo de septiembre de 1999 a junio de 2001, (b) su derivada “vertical”, y (c) la velocidad vertical estimada [de acuerdo a la ecuación (7)]. Los asteriscos indican niveles de cero transporte neto. Los valores positivos indican flujo hacia el Golfo de México, los valores negativos indican flujo hacia el Mar Caribe. Los valores medios de la velocidad vertical estimada mediante (7) son 2.3×10^{-7} m s ⁻¹ en la capa inferior, y -3.5×10^{-7} m s ⁻¹ en la capa intermedia. 18
8	Evolución temporal de (a) transporte de masa, (b) flujo turbulento de calor, (c) transporte turbulento de oxígeno, y (d) transporte turbulento de sales a través del Canal de Yucatán por debajo de la isoterma de 4.27°C. Esta isoterma corresponde al máximo de la Fig. 7, y delimita aproximadamente la porción inferior de la sección para la cual el promedio a largo plazo del transporte de masa es enteramente positivo; esta porción se caracteriza por un flujo intensificado hacia el Golfo. Los valores positivos indican flujo hacia el Golfo, los valores negativos indican flujo hacia el Caribe. Los asteriscos al principio y al final de las series indican los tiempos en los cuales se realizaron estaciones hidrográficas, y cuyas partes inferiores se muestran en la Fig. 10. Las marcas en el eje temporal denotan el inicio de cada mes. Los intervalos en la parte superior denotados por las B's y las S's corresponden a los periodos de crecimiento (flujo de vorticidad negativa hacia el Golfo de México por arriba de la isoterma de 6.8°C) y retracción (flujo de vorticidad positiva) de la Corriente de Lazo, respectivamente, reportados por Candela <i>et al.</i> (2002). 26
9	Espectro de “varianza conservada” (<i>i.e.</i> , dado que la abcisa es lineal en $\log f$, el área debajo de la curva de $fP(f)$ es proporcional a la varianza; ver <i>e.g.</i> , Emery y Thomson, 2001) de $v'T'$ en los dos correntímetros más profundos del anclaje central en el Canal de Yucatán (ver Fig. 5). 27

Índice de Figuras (continuación)

Figura	Página
10	Perfiles verticales cercanos al fondo de velocidad a lo largo del Canal, temperatura, oxígeno disuelto, y salinidad en la parte central del Canal de Yucatán obtenidos con CTD/LADCP, en la vecindad del anclaje central en los tiempos mostrados en la Fig. 8. Las líneas discontinuas horizontales indican la altura posible del tope de la capa límite (CL). 28
11	Perfiles del exceso de densidad (en kg/m ³) cercanos al fondo. (izquierda) $\Delta\rho = \rho_Y - \rho_G$, donde ρ_Y y ρ_G son las densidades en el Canal de Yucatán y en el Golfo central, respectivamente, a la misma profundidad. (derecha) $\Delta\sigma_\theta = \sigma_{\theta,Y} - \sigma_{\theta,G}$, donde $\sigma_{\theta,Y}$ y $\sigma_{\theta,G}$ son las densidades potenciales en los niveles más profundos en el Canal (por debajo de los 1600 m de profundidad) y en el Golfo central (por debajo de los 2000 m de profundidad), respectivamente. Estos perfiles corresponden a aquellos mostrados en la Fig. 10. 30
12	Perfiles verticales cercanos al fondo de oxígeno, salinidad y velocidad a lo largo del Canal como funciones de la temperatura, de todos los cruces (11 en total) en el Canal de Yucatán realizados durante las campañas oceanográficas descritas en la Sección II.3. La líneas discontinuas horizontales indican la profundidad posible del tope de la capa límite (CL). 31
13	Evolución temporal de las estimaciones del espesor de la capa límite de fondo teórica (vea texto). Note que las expresiones (13) y (14) son proporcionales entre sí, de aquí que el recuadro (b) tenga dos escalas; el primer valor de la medias en este recuadro corresponde a h_{mb} y el segundo (en paréntesis) a h_b . Los asteriscos marcan los tiempos de los lances hidrográficos mostrados en la Fig. 10. Las marcas en el eje temporal denotan el inicio de cada mes. . . . 32
14	Evolución temporal de los vectores de astillas de la anomalía de velocidad (en m/s) de los correntímetros del anclaje más localizado en el centro del Canal de Yucatán (Fig. 5); se indica la profundidad correspondiente a cada sensor. Las marcas en el eje temporal denotan el inicio de cada mes. 33
15	Esquema de la sección transversal de la circulación media de calor en el Golfo de México. Las flechas rellenas indican flujo de agua: las negras indican agua relativamente cálida, las grises indican agua relativamente fría. Las flechas blancas indican transferencia vertical de calor mediante difusión turbulenta, las flechas blancas superiores muestran el flujo de calor en sentido anómalo (<i>i.e.</i> , de aguas frías a calientes). 36

Índice de Figuras (continuación)

Figura	Página
16	Izquierda: Posición del anclaje en el centro del Golfo de México (25°05.2'N, 90°30.0'W). Derecha: Distribución vertical de los sensores: incluye dos ADCPs Long-ranger de 75 KHz (LR1 y LR2), y cuatro correntímetros Aanderaa (Aa's); la líneas gruesas representan la covertura de medición. El fondo en tal posición se encuentra a 3590 m de la superficie libre. 49
17	Evolución temporal de la temperatura (en °C) en los seis instrumentos del anclaje, corregidos por variaciones de profundidad del instrumento. La líneas delgadas superpuestas corresponden a las series sin corregir. Las marcas en el eje temporal indican el inicio de cada mes. 51
18	Valores medios de algunos indicadores de calidad de los datos para LR1 (a) y LR2 (b). Escala del lado izquierdo: Los círculos blancos corresponden a la intensidad del eco; los triángulos corresponden a la correlación promediada para los cuatro haces; las barras de error en ambas series indican su desviación estándar. Escala del lado derecho: Los círculos negros corresponden al porcentaje de datos buenos por ensamble para las componentes de velocidad estimadas a partir de los cuatro haces (<i>PG4</i>); las líneas con puntos corresponden al porcentaje de datos estimados usando ya sea tres o cuatro haces. 54
19	Evolución temporal de la velocidad vertical <i>w</i> (series del lado izquierdo) y velocidad error <i>e</i> (series del lado derecho) en LR1 y LR2 (separados por la línea horizontal discontinua). Todas las series se escalan con el eje vertical localizado en la esquina superior izquierda, cuyas unidades son mm s ⁻¹ . El primer número al final de cada serie indica el número de celda, mientras que el segundo número indica la profundidad correspondiente (en m). Las marcas en el eje temporal indican el inicio de cada mes. 55

Índice de Figuras (continuación)

Figura	Página
20	Evolución temporal del flujo turbulento vertical de temperatura en ocho niveles diferentes. Las líneas gruesas corresponden a la estimación directa de la ecuación (19) en $10^{-5} \text{ m } ^\circ\text{C s}^{-1}$, mientras que las líneas delgadas corresponden a la estimación adiabática de la ecuación (22) en $10^{-6} \text{ m } ^\circ\text{C s}^{-1}$. Note entonces que esta última serie fue multiplicada por 10 para una mejor comparación cualitativa entre ambas series. Los números del lado izquierdo indican la profundidad nominal de las series, aquellos del lado derecho indican la media del periodo: los primeros corresponden a la estimación directa, los segundos (en paréntesis) corresponden a la estimación adiabática. Las series sin eje de las ordenadas se escalan con la serie próxima superior que sí lo tenga. Las marcas en el eje temporal denotan el inicio de cada mes.
	59
21	Evolución temporal de (a) la vorticidad relativa ω, (b) el segundo invariante del gradiente de la velocidad superficial Q (ver Isern-Fontanet <i>et al.</i>, 2003), y (c) la energía cinética turbulenta K_e obtenidos a partir de los datos de altimetría del Golfo de México e interpolados en la posición del anclaje. De acuerdo con Isern-Fontanet <i>et al.</i> (2003), los núcleos de los remolinos están caracterizados por $Q > Q_0$, donde Q_0 es un valor positivo “elevado”; aquí se elige el valor $Q_0 = 0.54 \sigma_Q$ (con $\sigma_Q = 2.98 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$ la desviación estándar de los mapas de Q), denotado por la línea horizontal delgada en el recuadro (b). Las marcas en el eje temporal denotan el inicio del mes.
	60
22	Secciones en profundidad contra tiempo de las componentes de la anomalía de velocidad, durante el periodo de influencia de tres remolinos de mesoescala sobre la posición del anclaje. Las líneas grises verticales a lo largo de las secciones corresponden a los mapas de la Fig. 24. Las marcas en el eje temporal indican el inicio de cada mes.
	61
23	Igual que la Fig. 22, pero para la anomalía de temperatura y las estimaciones del flujo vertical de calor [ecuaciones (19) y (22)].
	62
24	Mapas instantáneos de anomalías del nivel del mar (en cm), en intervalos irregulares, correspondientes a los tiempos señalados por las líneas grises verticales de la Figs. 22 y 23. La cruz denota la posición del anclaje.
	63

Índice de Figuras (continuación)

Figura	Página
25	Perfiles medios de flujo vertical turbulento de temperatura $\overline{w'T'}$ de la estimación directa de la ecuación (19) y de la estimación adiabática de la ecuación (22); note que ésta última está multiplicada por 10 para ajustarse a la gráfica. Las barras de error corresponden al intervalo de confianza del 96%, cuyos límites son los percentiles 2 y 98 de un conjunto de 1000 medias obtenidas a partir de un método de <i>Bootstrap</i> (ver <i>e.g.</i> , Gentle, 2002) La línea discontinua horizontal indica la profundidad de la isoterma de 6.85°C, obtenida a partir de los lances hidrográficos descritos en la Sección III.2.1. 66
26	Evolución temporal de la anomalía de velocidad (en m s^{-1}) a diferentes niveles en el centro del Golfo de México. La serie etiquetada con “superficie” corresponde a la velocidad geostrófica calculada a partir de la altimetría. Las series sin eje de las ordenadas se escalan con la serie próxima superior que sí lo tenga. Las marcas en el eje temporal denotan el inicio del mes. 67
27	Distribuciones horizontal (izquierda) y vertical (derecha) de la velocidad vertical en un remolino barocínico de mesoescala, tomadas de las Figs. 7 y 8 de Viúdez y Dritschel (2003) [ver este trabajo para mayores detalles sobre las figuras]. Las líneas delgadas corresponden a la vorticidad potencial, las líneas gruesas corresponden a la velocidad vertical: las continuas indican valores positivos y los discontinuas indican valores negativos. 72
28	Anomalía del nivel del mar (en cm), en intervalos de 3.5 días, correspondientes a SEd sobre la posición del anclaje, denotada por un círculo si la velocidad vertical es positiva a 333 m de profundidad, o por una cruz si ésta es negativa. Los contornos blancos corresponden a $Q_0 = 0.54 \sigma_Q$ ($\sigma_Q = 2.98 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), el mismo valor de la Fig. 21b. 73
29	Igual que la Fig. 28, pero para TEd en intervalos de 7 días. 74

Índice de Figuras (continuación)

Figura		Página
30	Valores de w' , T' y $w'T'$ (unitarizados) como funciones de la distancia radial adimensional r_* (ver texto), a dos profundidades diferentes. Los valores corresponden al periodo de influencia de los remolinos de mesoescala sobre el anclaje (ver texto). Los triángulos corresponden a MEd, las cruces a SEd y los círculos a TEd. Sobre los datos, se grafican con línea gruesa los perfiles dados por las expresiones (24), (25) y (26), y con línea delgada aquellos de la expresión (27). Se muestran en los recuadros de w' y $w'T'$, las contribuciones netas estimadas mediante la expresión (28) con $\tilde{r}$ denotada por un diamante (o un cuadro para el caso de F_{wt2}).	75
31	Esquema de la sección transversal de un Remolino de la Corriente de Lazo. Las flechas grises simbolizan el flujo de calor. Se indican el espesor de la capa diabática superficial (CDS) y la profundidad de la isoterma de 6.85°C. . . .	77

Índice de Tablas

Tabla	Página
I Transportes (en Sv) de las contracorrientes mostradas en la Fig. 5, calculados para diferentes porciones del área transversal del Canal de Yucatán.	7
II Valores medios en la sección transversal de flujo medio de calor Q , flujo turbulento de calor q , transporte medio de oxígeno TO_2 , transporte turbulento de oxígeno to_2 , transporte medio de sales TS , y transporte turbulento de sales ts , integrados entre las profundidades de las isotermas que definen las capas intermedia e inferior ($4.39^{\circ}\text{C} < T \leq 6.85^{\circ}\text{C}$ y $T \leq 4.39^{\circ}\text{C}$) en el Canal de Yucatán, para el periodo de septiembre de 1999 a junio de 2001. Los valores positivos indican flujo hacia el Golfo de México, los valores negativos indican flujo hacia el Mar Caribe.	19
III Algunas especificaciones de los ADCPs usados en este estudio.	48

I Introducción general

El Golfo de México es un mar semicerrado de $\sim 1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ ($900 \times 1700 \text{ km}$) en área superficial cuya profundidad máxima se aproxima a los 4000 m en su cuenca oeste. El Golfo está localizado entre las latitudes de 18° y 30°N y las longitudes de 82° y 98°W , y está conectado con el Atlántico al sureste a través del Mar Caribe y al este a través del Estrecho de Florida. Este último es el umbral más somero ($\sim 740 \text{ m}$) de los dos que delimitan al Golfo, el más profundo ($\sim 2040 \text{ m}$) siendo el Canal de Yucatán, que lo conecta hacia el Caribe.

Dados los altos niveles de oxígeno disuelto observados en el Golfo de México por debajo del nivel del Umbral de Yucatán, desde hace algunas décadas (ver Sverdrup *et al.*, 1942, pp. 639-642) ya se había propuesto la idea de que el agua profunda del Golfo debía estarse renovando. Curiosamente, la distribución vertical de oxígeno muestra que los valores por debajo de los 1000 m hasta el fondo son mayores que los valores cercanos a la superficie. Esto contradice la noción de que se trata de una cuenca profunda aislada, ya que en el Golfo el consumo del oxígeno por oxidación de materia orgánica en profundidad es lo suficientemente importante como para mermar los altos valores de oxígeno del agua profunda (ver Rowe *et al.*, 2003). Además, por encima de esta agua, a los 500-600 m de profundidad, existe un mínimo de oxígeno, de manera que el intercambio difusivo vertical extraería oxígeno de los niveles inferiores hacia los superiores.

Todo lo anterior apunta hacia el innegable hecho de que las aguas del Golfo profundo deben estar renovándose en forma eficiente. Esta disertación tiene como objetivo principal demostrar que dicha renovación ocurre, y que ésta sólo puede ocurrir por encima del umbral más profundo del Golfo, el Canal de Yucatán. Además, esta renovación es lo suficientemente eficiente como para obliterar la oxidación de materia orgánica y sostener los altos niveles de oxígeno observados en profundidad.

El resto del volumen se encuentra organizada de la siguiente manera. El capítulo II es una adaptación del artículo de Rivas *et al.* (2005), el cual trata sobre los intercambios de agua profunda entre el Golfo de México y el Mar Caribe, medidos a través del Canal de Yucatán. Estos intercambios establecen la existencia de dos capas por debajo de los 800 m de profundidad cuyo transporte neto de masa es nulo, por lo que puede evaluarse correctamente el balance de calor para cada una de ellas. Esta evaluación es útil para estudiar la renovación del agua profunda del Golfo.

Del análisis contenido en el capítulo II se desprenden varias preguntas, entre las cuales se encuentra la evaluación del flujo vertical turbulento de calor en los niveles intermedios del Golfo de México. Este tema se abarca en el capítulo III a partir de mediciones distribuidas a lo largo de la columna de agua en una localidad del interior del Golfo de México. El análisis de dichas mediciones muestra evidencia de que los remolinos de mesoescala pueden extraer calor de los niveles intermedios los someros; es decir, un transporte neto (turbulento) de calor de los niveles fríos a los cálidos.

El capítulo IV resume los resultados principales este trabajo. También se proponen algunas sugerencias para investigación complementaria sobre los procesos que ocurren en el Golfo de México y en el Canal de Yucatán.

II Intercambios de agua profunda a través del Canal de Yucatán

II.1 Introducción

Por debajo de los 1000 m, el Golfo de México contiene agua cuyas características corresponden al Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW, por sus siglas en inglés) [Nowlin *et al.*, 2001], la cual es más fría, salada y rica en oxígeno que el agua de los niveles intermedios (ver Figs. 1 y 2). Notablemente, los valores máximos de oxígeno se encuentran a mayores profundidades (Fig. 1a) en lugar de los niveles superficiales o intermedios. Por otro lado, esta masa de agua profunda tiene por encima una capa de Agua Intermedia Antártica (AAIW, por sus siglas en inglés), la cual es mucho más pobre en oxígeno, de manera que cualquier mezcla o difusión entre las dos masas tendría el efecto de extraer oxígeno de la masa más profunda, como lo tendrían los efectos de la oxidación de materia orgánica. Este mínimo de oxígeno alrededor de los 500 m de profundidad aísla entonces al Golfo profundo de cualquier flujo difusivo que proporcione oxígeno de las capas superficiales, ya que la difusión molecular sería de los niveles profundos, cuya concentración de oxígeno es alta, a los niveles someros, cuya concentración es menor. Más aún, el proceso clásico de formación local de aguas profundas (hundimiento de las aguas superficiales) resulta muy poco probable en el Golfo de México pues implicaría un enfriamiento ($> 10^{\circ}\text{C}$) y un incremento de salinidad (> 5 psu) extremos y poco probables del agua superficial. Claramente, la masa de agua más profunda debe renovarse con una tasa lo suficientemente eficiente como para sustentar el máximo de oxígeno cercano al fondo. Puesto que el umbral del Estrecho de Florida yace a una profundidad de 740 m, muy por encima del nivel del mínimo de oxígeno del AAIW, el único camino para la renovación del agua profunda del Golfo de México es a través del Umbral de Yucatán, cuyo umbral a 2040 m es lo suficientemente profundo como para permitir al NADW del Caribe fluir en pulsos deslizándose por la pendiente

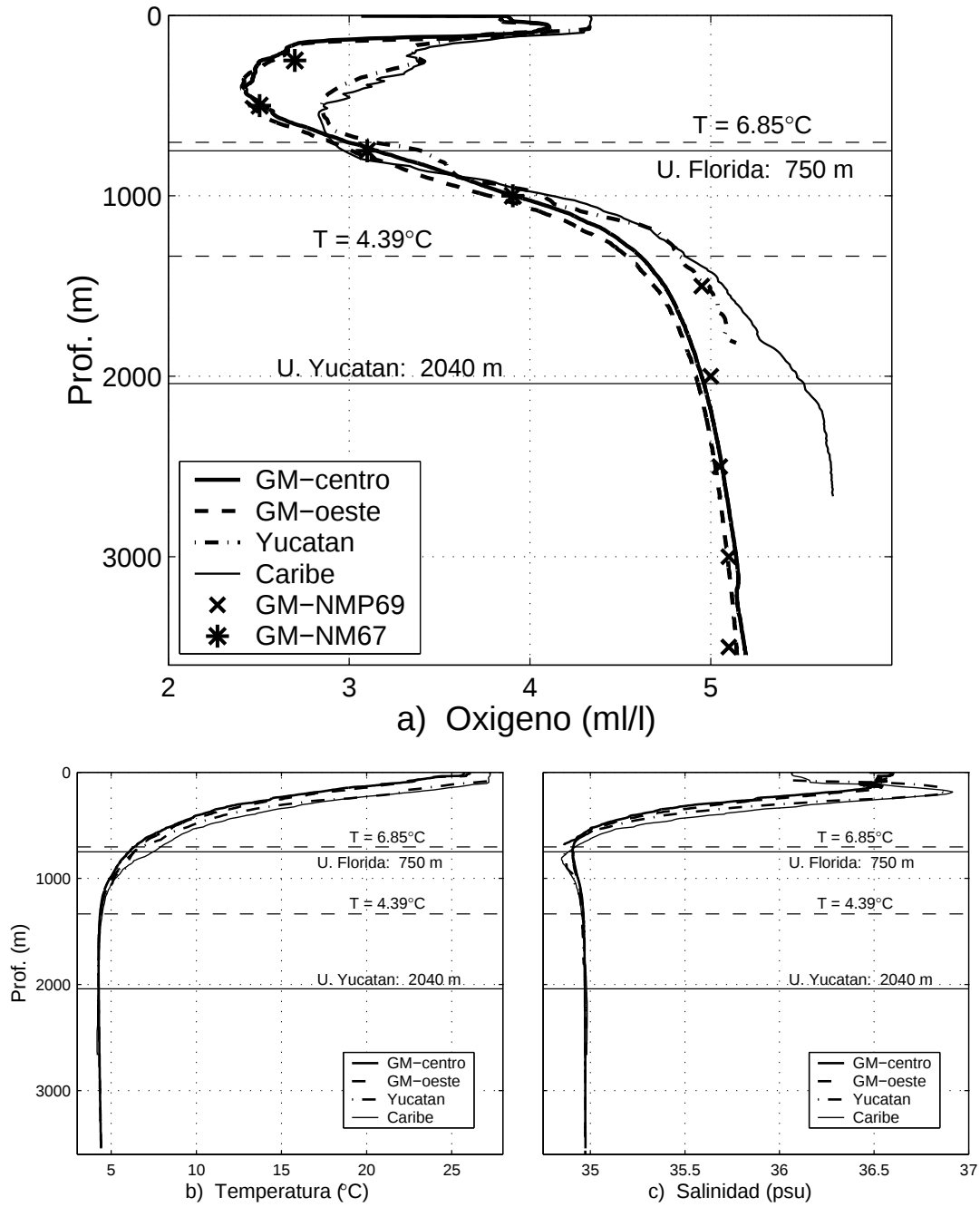


Figura 1: Perfiles verticales típicos de oxígeno disuelto (a), temperatura (b), y salinidad (c) en el centro y oeste del Golfo de México, en el Canal de Yucatán, y en el noroeste del Caribe. Las líneas continuas horizontales indican las profundidades de los umbrales del Golfo; las líneas discontinuas indican la profundidad de las isotermas que definen las dos capas discutidas en el texto. Los asteriscos y las cruces en la gráfica de oxígeno indican valores históricos reportados para el Golfo central por Nowlin y McLellan (1967) y Nowlin *et al.* (1969).

norte del Canal de Yucatán hacia el abismo del Golfo de México. El objetivo de este capítulo es mostrar que los esquemas anteriores son parte de una hipótesis consistente sobre los procesos que producen la renovación del agua profunda en el Golfo de México y sustentan los altos valores de oxígeno disuelto en profundidad. Como se mostrará, esta renovación se debe a un flujo esporádico de entrada en las capas más profundas del Canal de Yucatán, el cual parece estar asociado principalmente con movimientos intensificados cerca del fondo.

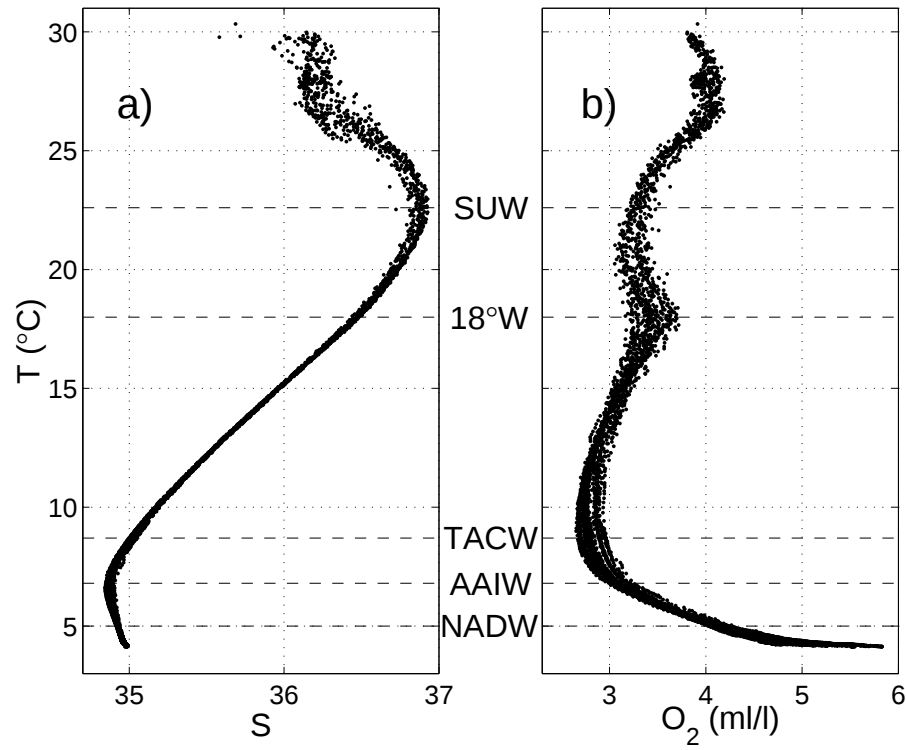


Figura 2: Diagramas T - S (a) y T - O_2 (b) del Canal de Yucatán. Las líneas horizontales discontinuas indican el nivel aproximado del núcleo de la masa de agua correspondiente denotada por cada acrónimo: Agua Subsuperficial Subtropical, SUW; Agua de los 18°C del Mar de los Sargazos, 18°W; Agua Central del Atlántico Tropical, TACW; Agua Intermedia Antártica, AAIW; Agua Profunda del Atlántico Norte, NADW.

Este capítulo está organizado como sigue: La Sección II.2 expone una descripción general de las masas de agua en el Golfo de México y el Canal de Yucatán. La Sección II.3 describe los datos y el método usado para el análisis de los intercambios

a través del Canal de Yucatán. La Sección II.4 muestra los resultados, en particular para los balances de calor, oxígeno, y sales en el Golfo de México, así como para los eventos que renuevan el agua de la cuenca profunda. En la Sección II.5 se discuten las posibles implicaciones de los procesos de renovación. Finalmente, la Sección II.6 resume los resultados principales.

II.2 Masas de agua en el Golfo de México y en el Canal de Yucatán

Por las capas superiores del Canal de Yucatán entra una corriente rápida al Golfo de México desde el Caribe y alimenta a la Corriente de Lazo, la cual libera grandes remolinos cálidos en intervalos de 6 a 12 meses (Sturges *et al.*, 1993; Sturges y Leben, 2000; Leben, 2005). La Corriente de Lazo sale del Golfo de México a través del Estrecho de Florida como principal contribución a la Corriente del Golfo. Algunos flujos de menor intensidad, que van del Golfo de México hacia el Caribe, ocurren cerca de Cuba en superficie (la Contracorriente Cubana) y en profundidad en ambos lados del Canal (las Subcorrientes de Yucatán y Cubana). En el Estrecho de Florida este tipo de contraflujos no han sido documentados o son probablemente despreciables. Pero en las capas más profundas, por debajo del nivel del Umbral de Florida (~ 800 m), todos los intercambios de masa del Golfo de México deben ocurrir con el Caribe, por encima del umbral de 2040 m de profundidad, y a largo plazo su promedio se anula exactamente (Sheinbaum *et al.*, 2002; Ochoa *et al.*, 2001). La distribución media del flujo en el Canal de Yucatán por debajo del nivel del Umbral de Florida consiste en un flujo de entrada hacia el Golfo de México que se extiende desde la base de la Corriente de Yucatán hasta el fondo, con flujos de salida, uno sobre el talud occidental, la Subcorriente de Yucatán (Fig. 3a; ver además Sheinbaum *et al.*, 2002; Abascal *et al.*, 2003), y el otro frente al talud cubano. La contribución de estos contraflujos al flujo total de salida por debajo del nivel del Umbral de Florida es mayor del cincuenta por ciento: los transportes profundos de las

contracorrientes de Yucatán y Cubana profunda son respectivamente 0.63 Sv y 0.75 Sv ($1 \text{ Sv} \equiv 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) hacia el Caribe (Tabla I). El intercambio profundo medio en el Canal de Yucatán aparece como dos lóbulos (superior e inferior) de flujo entrante hacia el Golfo de México, y dos lóbulos (oeste y este) de flujo saliente, lo que resulta así en un punto silla de velocidad en el centro, o como tres bandas que se extienden de superficie a fondo, dos de ellas con flujo hacia el Caribe an ambos lados del Canal y otra con flujo hacia el Golfo entre las anteriores (Fig. 3a). En el siguiente capítulo se mostrará que esta circulación profunda juega un papel fundamental en la renovación del agua profunda en el Golfo de México.

Tabla I: Transportes (en Sv) de las contracorrientes mostradas en la Fig. 5, calculados para diferentes porciones del área transversal del Canal de Yucatán.

	Yucatán (A)	Cubana Prof. (B)	Cubana Sup. (C)
Sección total	0.63	0.93	0.39
Debajo de 6.85°C	0.63	0.75	0.0
Capa intermedia	0.34	0.68	0.0
Capa inferior	0.29	0.07	0.0

Las masas de agua presentes en el Golfo de México son principalmente aquellas que entran a través del Canal de Yucatán desde el noroeste del Mar Caribe (ver *e.g.* Morrison y Nowlin, 1977, 1982; Mooers y Maul, 1998; Nowlin *et al.*, 2001), las cuales se muestran en la Fig. 2 y se describen a continuación. Como es común, cada una de estas masas de agua se distingue por uno o más extremos o puntos de inflexión en la distribución de propiedades con la profundidad. La masa de agua menos salada cercana a la superficie refleja la influencia del Amazonas, otros aportes de agua dulce, y la disolución local en el Mar Caribe. El Agua Subsuperficial Subtropical (SUW, por sus siglas en inglés), proveniente de las aguas superficiales del Atlántico tropical central (Mooers y Maul, 1998), donde la evaporación excede a la precipitación, se caracteriza

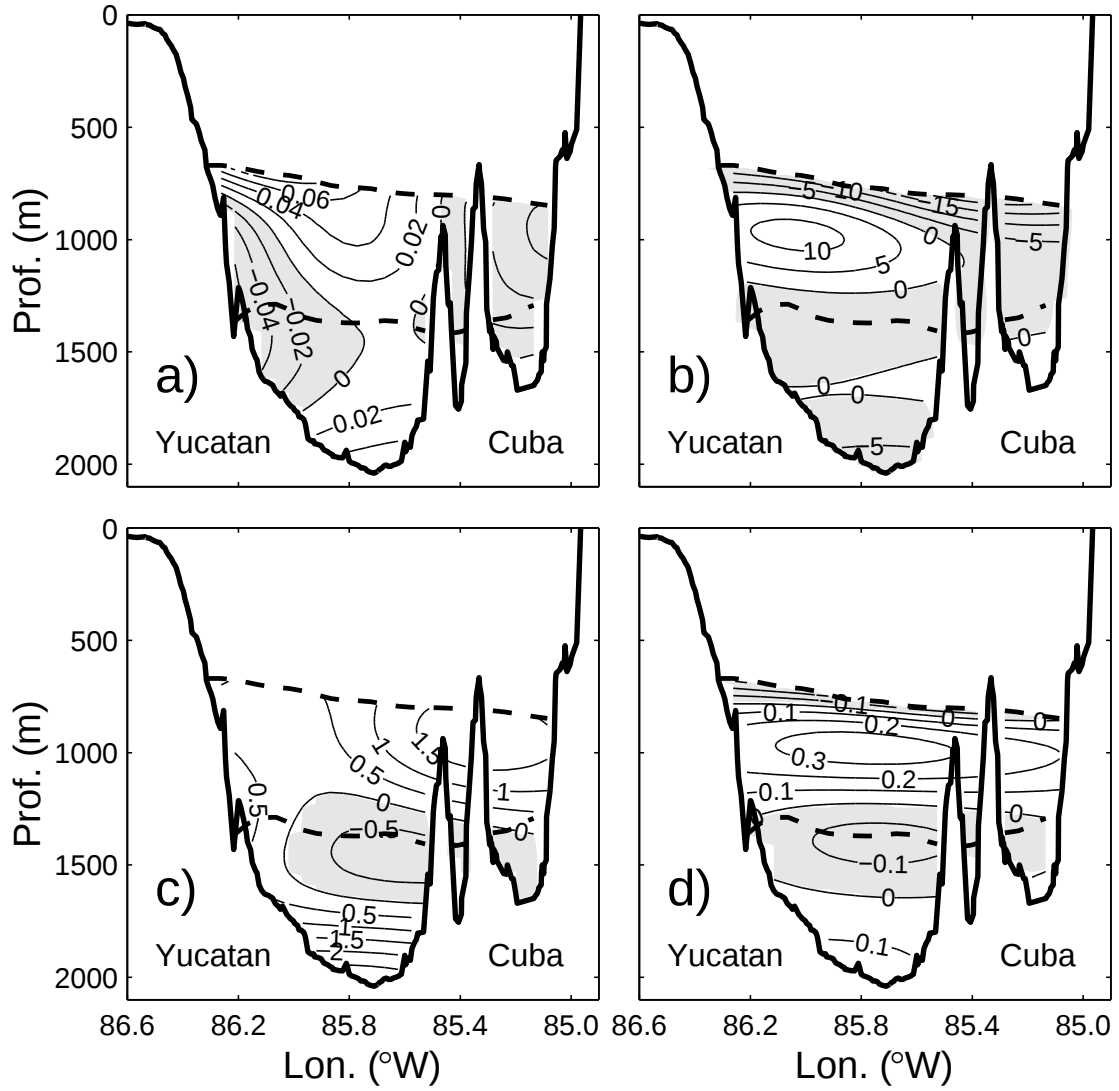


Figura 3: Estructuras medias por debajo de la isoterma de 6.85°C , para el periodo completo de observación, de (a) la velocidad a lo largo del Canal (en m/s), (b) el flujo de calor turbulento por unidad de área (en Kw/m^2), (c) el transporte turbulento de oxígeno por unidad de área (en 10^{-6} m/s), y (d) el transporte turbulento de sales (en $10^{-3} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ si se toman psu como g de soluto por kg de solución). Los valores positivos indican un flujo hacia el Golfo de México, los valores negativos indican un flujo hacia el Mar Caribe. Las líneas discontinuas indican las isotermas de $T = 6.85^{\circ}\text{C}$ y $T = 4.39^{\circ}\text{C}$, que definen las dos capas discutidas en el texto.

por un máximo pronunciado de salinidad ($S \approx 36.7$) a $T \approx 23^\circ\text{C}$ y profundidades de 150-200 m; ésta también está presente en la Corriente de Lazo y en los remolinos que se liberan de ella. La salinidad en el núcleo de la SUW muestra una disminución hacia el interior del Golfo, probablemente porque la mezcla disminuye la salinidad de la capa en el borde oeste de la Corriente de Yucatán, en la Corriente de Lazo, y dentro del núcleo de los remolinos conforme éstos “envejecen” y se debilitan. Por debajo de la SUW se encuentra la llamada Agua de los 18°C del Mar de los Sargazos, mejor caracterizada por un máximo relativo de oxígeno cercano a 3.4 ml/l a profundidades de 200-400 m (Kinard et al., 1974), $S \approx 36.3$, y estratificación débil. Vale la pena mencionar que esta estratificación débil cerca del agua de los 18°C y 36.3 psu, con un máximo relativo de oxígeno, se encuentra sólo esporádicamente en partes de la sección a través del Canal de Yucatán, lo que indica que posiblemente ésta sea la masa de agua faltante en el transporte disminuido que se registró en el Canal de Yucatán, relativo a la Corriente de Florida (Badan *et al.*, 2005). La siguiente capa está formada por el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW, por sus siglas en inglés), que se define por un mínimo de oxígeno a profundidades de 400-600 m, y características termohalinas ($8 < T < 16^\circ\text{C}$; $35 < S < 36.1$) que la colocan entre la más salina Agua Central del Atlántico Norte y la menos salina Agua Central del Atlántico Sur (Metcalf, 1976). En profundidades de 600-900 m se puede identificar al AAIW por su mínimo de salinidad característico, cercano a $S \approx 34.8$ y $T \approx 7^\circ\text{C}$. Por debajo de los 1000 m y llenando así la mayor parte del Golfo de México profundo, se encuentra una gran cantidad de NADW, caracterizada por un máximo de salinidad de $S \approx 35.0$, y $T \approx 4^\circ\text{C}$; esta masa de agua entra a las cuencas de Venezuela y de Colombia desde el Atlántico a través del Paso de Anegada-Jungfern y entre Jamaica e Hispaniola (Morrison y Nowlin, 1982), así como también a las cuencas de Caimán y de Yucatán directamente a través del Paso de los Vientos (Sturges, 1965; 2005). Las características de las masas de agua que se describen previamente se reflejan

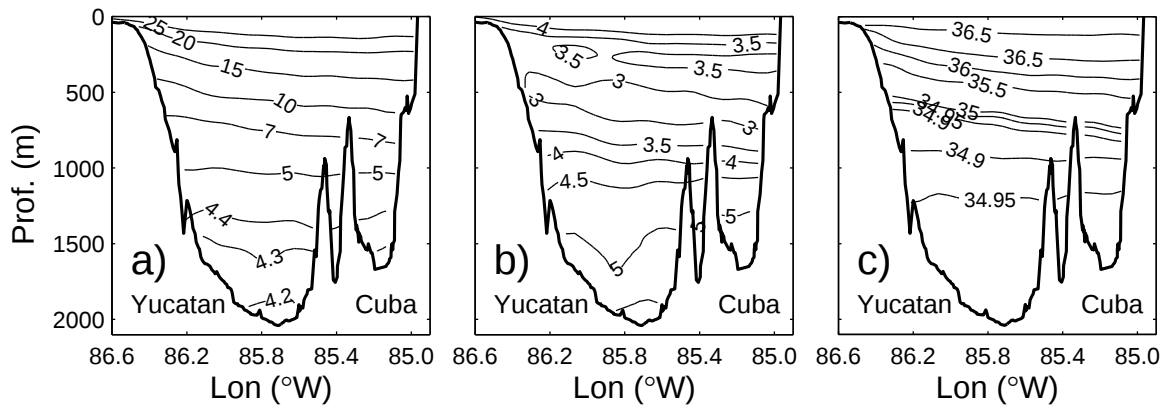


Figura 4: Distribuciones medias de temperatura (a) en $^{\circ}\text{C}$, oxígeno disuelto (b) en ml/l, y salinidad (c) en el área transversal del Canal de Yucatán.

a través de la sección sobre el Umbral de Yucatán, como un gradiente de temperatura mayor en los primeros 500 m, un mínimo de oxígeno cerca de los 600 m de profundidad, un mínimo de salinidad cerca de 700 m de profundidad, y un máximo de oxígeno en los 1000 m inferiores (Fig. 4).

La renovación del agua profunda del Mar Caribe a través del Paso de Jungfern (cuya profundidad es cercana a los 1900 m, la entrada más profunda al Mar Caribe) ha sido documentada por Sturges (1970, 1975), quien mostró que conforme el agua profunda del Atlántico fluye a través del Paso durante un ciclo de marea, la porción que fluye sobre el umbral se hunde hacia la cuenca y el flujo de retorno está formado por agua menos densa; esta agua de renovación se hundiría hasta una profundidad intermedia y meses o años más tarde alcanzaría el fondo, además de que parte de ella se mezclaría con los alrededores a lo largo de su trayectoria, de manera que se formaría un “agua de fondo”. Un proceso similar podría ser responsable de la renovación del agua profunda del Golfo de México. Las series de observación reportadas por Sturges (1970, 1975) duraron solamente unos cuantos días, de manera que las frecuencias submareales no pudieron ser resueltas adecuadamente; en el caso de este estudio las series

tienen una duración de 21 meses y muestran que los eventos que se extienden desde unos cuantos días a alrededor de un mes y medio predominan sobre el intercambio modulado por las mareas el cual contribuye menos del tres por ciento del intercambio. El análisis estadístico de datos históricos reportado por Sturges (2005) muestra que las aguas profundas del Caribe se renuevan mediante un flujo esporádico desde el Atlántico, sobre sus dos umbrales más profundos (Anegada-Jungfern y Paso de los Vientos), que está conectado con un flujo que va desde el noroeste del Caribe hasta la parte más profunda del Canal de Yucatán, el cual renueva el agua profunda del Golfo de México, y con un flujo de retorno en los niveles intermedios del Canal que va de regreso hacia el Paso de Jungfern y abandona el Caribe.

Hace algunas décadas, McLellan y Nowlin (1963) reportaron los datos de 52 estaciones hidrográficas profundas (por debajo de 1500 m) distribuidas a través del Golfo de México. Las distribuciones resultantes de temperatura y salinidad resultaron ser horizontalmente muy uniformes y con estratificación casi neutral. Esto es congruente con el concepto de una cuenca profunda aislada por un umbral cuya profundidad es cercana a los 2000 m (Canal de Yucatán) y además que, por un lado las aguas profundas de la cuenca tienen una fuente común y un mecanismo rápido de redistribución, o que su tiempo de residencia es suficientemente largo como para que los procesos difusivos obliteren los gradientes horizontales. En contraste con la uniformidad horizontal de temperatura y salinidad, las observaciones profundas de oxígeno disuelto de estos autores mostraron variación lateral considerable, con una celda de valores relativamente bajos en el Golfo central y valores mayores cerca del Canal de Yucatán. Nowlin *et al.* (1969) pusieron en duda la variación horizontal del oxígeno disuelto en el agua profunda del Golfo de México y no encontraron evidencia discernible de esa variación en sus propias observaciones del agua profunda, por lo que consideraron que la distribución horizontal de oxígeno reportada por McLellan y Nowlin (1963) podría ser atribuible a

un muestreo inadecuado o a un análisis inexacto de los datos. No obstante, numerosas observaciones más recientes (Fig. 1a) muestran que la distribución profunda de oxígeno disuelto de McLellan y Nowlin (1963) es de hecho la correcta.

En el Golfo de México los valores de oxígeno observados por debajo de los 3000 m exceden los 5.0 ml/l, con un máximo cerca del fondo (ver Fig. 1a). Por debajo de 1000 m, la cantidad de oxígeno se incrementa del oeste del Golfo hacia el Caribe, lo que sugiere que el aporte de oxígeno al Golfo ocurre a través del Canal de Yucatán, además de que las masas de agua más profundas del Golfo son de entradas desde el Caribe. Cerca de los 1800 m en el Canal de Yucatán, una inflexión en el perfil de oxígeno marca la parte superior de una capa de fondo de mayor oxígeno (Fig. 1a), y estos valores mayores se encuentran también dentro del Caribe, al sur del Canal, por debajo de la profundidad del umbral, lo que indica que el agua de niveles más profundos en el Caribe está presente sobre el Umbral de Yucatán.

II.3 Datos

De septiembre de 1999 a junio de 2001, se realizaron 21 meses de mediciones horarias de velocidad y temperatura en los niveles inferiores del Canal de Yucatán, provenientes de siete anclajes con correntímetros Aanderaa RCM7 (Fig. 5). Estos datos corresponden a dos periodos consecutivos, analizados por Sheinbaum *et al.* (2002) para el primer periodo (septiembre de 1999 a junio de 2000) y Ochoa *et al.* (2003) para el segundo periodo (julio de 2000 a junio de 2001). La distribución de los correntímetros estuvo basada en la disponibilidad de éstos, el deseo de una cobertura óptima, y la mejor observación del transporte asociado a las características hidrográficas tales como los valores extremos de salinidad y oxígeno o isotermas (Ochoa *et al.*, 2003) [vea Figs. 1 y 2] para documentar en forma óptima los movimientos de las varias masas de agua presentes en el Canal. Los mapas de transporte medio del primer y segundo periodo

de observación coinciden en gran medida (vea Sheinbaum *et al.*, 2002; Ochoa *et al.*, 2003). La serie a 1250 m en el centro del Canal se perdió durante el segundo periodo, por lo que se excluyó de este análisis de 21 meses (vea Fig. 5), aunque sí se incluye en la discusión de las fluctuaciones de velocidad al final de la Sección II.4.3.

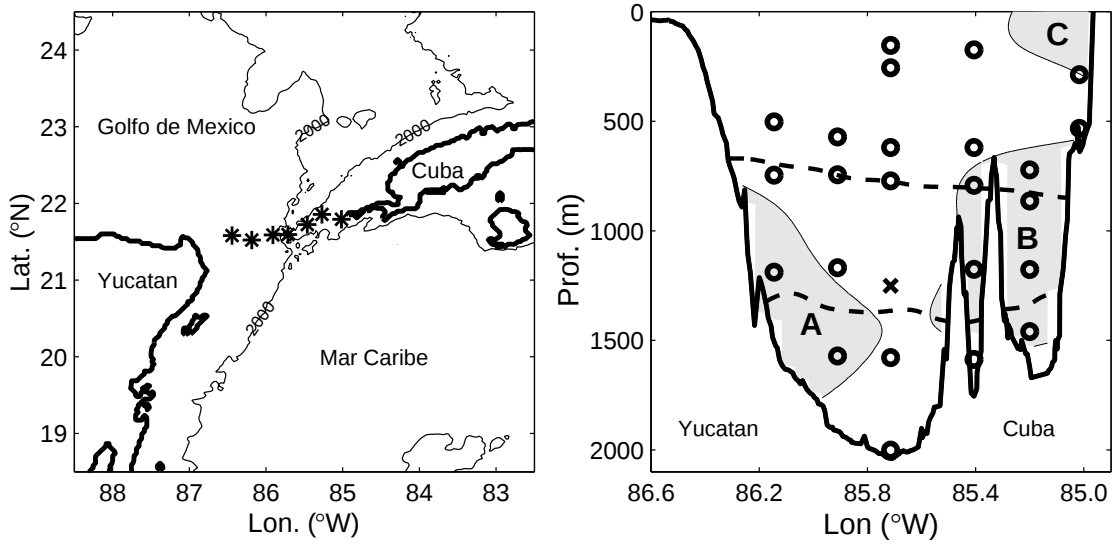


Figura 5: Posición del arreglo de anclajes en el Canal de Yucatán del 4 de septiembre de 1999 al 4 de junio de 2001. En la sección transversal (derecha), los círculos indican correntímetros Aanderaa. Las líneas discontinuas indican las isotermas (6.85°C y 4.39°C) que definen las dos capas discutidas en el texto, y la cruz indica la localización de una serie incompleta. Los transportes medios en las áreas sombreadas A, B y C (*i.e.* las áreas de las contracorrientes) son 0.63, 0.93 y 0.39 Sv, respectivamente, hacia el Caribe.

Los huecos de corta duración en las series de tiempo se llenaron mediante un ajuste de armónicos con varias frecuencias, incluyendo las de marea. Se aplicó un filtro de Lanczos pasa-bajas de 48 horas a los datos horarios de velocidad y temperatura, y después se diezmaron las series a valores cada seis horas. Se calcularon transportes mediante la interpolación de la velocidad (filtrada) normal a la sección en una malla de 0.05° por 15 m, usando un mapeo objetivo de seis parámetros como el descrito por Ochoa *et al.* (2001). Para estimar la media (“climatológica”) de cada mapa se usaron escalas mayores de longitud, de 1.5° (≈ 150 km) en la horizontal y 1500 m en la vertical y una razón de la señal al ruido de 0.1; para estimar las anomalías con respecto a la

media se usaron escalas de longitud menor, de 0.7° (≈ 70 km) y 400 m, y una razón de la señal al ruido de 0.05. Estas escalas usadas en los mapas son congruentes con las estimaciones de las funciones de correlación reportadas por Ochoa *et al.* (2003).

Las distribuciones medias de temperatura, salinidad y oxígeno en la sección del canal (Fig. 4) resultan del promedio de 11 cruces hidrográficos (108 lances) en el Canal de Yucatán realizadas durante tres cruceros oceanográficos realizados en agosto-septiembre de 1999 (4 cruces, 36 lances), junio-julio de 2000 (4 cruces, 44 lances), y mayo-junio de 2001 (3 cruces, 28 lances), coincidentes con los puntos inicial, intermedio y final de las series de tiempo. De las estaciones también se obtuvieron perfiles verticales de velocidad, mediante el descenso de un CTD Sea Bird SBE911plus, junto con un perfilador de corrientes acústico Doppler (ADCP, por sus siglas en inglés) de 300 kHz (un paquete usualmente conocido como LADCP).

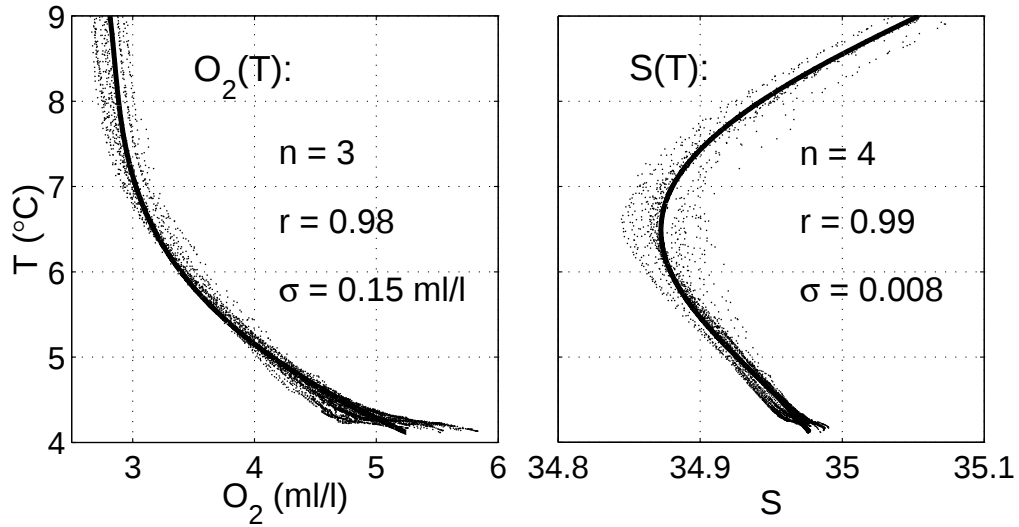


Figura 6: Ajuste de los polinomios de grado n , $O_2(T)$ y $S(T)$, a los datos hidrográficos de oxígeno disuelto y salinidad contra temperatura. El polinomio ajustado $O_2(T)$ tiene un coeficiente de correlación $r = 0.98$ y un error estándar de estimación $\sigma = 0.15 \text{ ml/l}$, mientras que el polinomio $S(T)$ tiene un coeficiente de correlación $r = 0.99$ y un error estándar de estimación $\sigma = 0.008 \text{ psu}$.

Los correntímetros anclados registraron solamente velocidad y temperatura, pero

tanto la salinidad como el oxígeno están altamente correlacionados con la temperatura en el agua profunda del Canal de Yucatán (Figs. 2 y 6), por lo que pueden inferirse las variaciones temporales de oxígeno y salinidad a partir de las variaciones de temperatura con una precisión de ± 0.15 ml/l para el oxígeno y ± 0.008 para la salinidad; cerca del fondo, un decremento en temperatura está relacionado a un incremento en oxígeno y en salinidad. Para obtener relaciones temperatura-oxígeno y temperatura-salinidad [$O_2(T)$ y $S(T)$], se ajustaron polinomios de 3er. y 4o. grado a los datos hidrográficos mostrados en la Fig. 2, de la isoterma de 10°C hasta el fondo (ver Fig. 6).

II.4 Resultados

II.4.1 Balance medio de calor

Una manera útil de estudiar la renovación del Golfo de México profundo es mediante una evaluación de las contribuciones del transporte de calor a través del Canal de Yucatán al balance medio de calor para el Golfo. Este balance puede evaluarse convenientemente para las capas más profundas en el Canal, por debajo del nivel correspondiente al umbral en el Estrecho de Florida. El Golfo está limitado en sus profundidades por el fondo o por pendientes a través de las cuales los intercambios son despreciables ($\sim 30 \text{ mW m}^{-2}$ en el noreste del Golfo; Nagihara y Jones, 2005), y no puede haber hundimiento significativo de agua desde la superficie, ya que la transformación de estas aguas sería excesiva. Entonces, el balance de calor (de hecho el balance de temperatura) para el agua profunda en el Golfo de México, suponiendo que no existe calentamiento ni enfriamiento a largo plazo, y suponiendo una velocidad vertical media nula, puede expresarse como

$$0 = \rho_0 C_p \int_A \bar{v} \bar{T} dA + \rho_0 C_p \int_A \overline{v' T'} dA - \rho_0 C_p \int_{A_{sup}} \overline{w' T'} dA_{sup}, \quad (1)$$

un balance entre los flujos medio y turbulento de calor a través del Canal de Yucatán, y un flujo vertical turbulento de calor a través de la superficie horizontal A_{sup} que limita

a la cuenca profunda en su parte superior. En la ecuación (1), $C_p \approx 4000 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ es la capacidad calorífica del agua de mar, $\rho_0 \approx 1025 \text{ kg m}^{-3}$ es su densidad, T es la temperatura, v es la velocidad normal a la sección de Yucatán A , w es la velocidad vertical. Las barras representan un promedio de 21 meses de las series de datos, y las primas representan fluctuaciones con respecto al promedio temporal. La difusión puramente molecular a través de A_{sup} es despreciable porque se estima que contribuye menos de 0.33 Gw lo cual, como se verá posteriormente, es mucho menor que los otros términos del balance (1).

El primer término en la ecuación (1) es el flujo de temperatura asociado con la circulación media a través del Canal de Yucatán, y de acuerdo con Bryden *et al.* (1980) y Richman y Badan-Dangon (1983), éste puede separarse de la forma

$$\rho_0 C_p \int_A \bar{v} \bar{T} dA = \rho_0 C_p \int_A (\bar{v} - \langle \bar{v} \rangle) (\bar{T} - \langle \bar{T} \rangle) dA + \rho_0 C_p \langle \bar{v} \rangle \langle \bar{T} \rangle A, \quad (2)$$

donde los corchetes angulares representan promedios espaciales en el área de la sección transversal de Yucatán. El primer término en el lado derecho de la expresión (2) es el flujo de temperatura “baroclínico”, equivalente al de un flujo cuyo transporte neto es cero, y el segundo término es el flujo de temperatura asociado a una velocidad uniforme a través de la sección, el cual depende de la escala de temperatura. La evaluación inequívoca del flujo medio (2) es posible porque los productos de los términos con corchetes angulares se anulan convenientemente cuando A se elige tal que el transporte medio se anule a través de la sección (*i.e.*, $\langle \bar{v} \rangle = 0$); sólo entonces un cálculo de transporte de calor tiene sentido (Montgomery, 1974; Warren, 1999). De hecho, el transporte (*i.e.*, $\int_A \bar{v} dA$) a través del Canal profundo se anula no desde un nivel, sino desde *dos* niveles, definidos por las isotermas 6.85°C y 4.39°C; alrededor de los 750 m y los 1350 m (vea Figs. 7a y 3). Dentro del margen de error de este cálculo, la elección de temperatura o de temperatura potencial referida a la superficie carece de impacto. Es importante hacer notar que aquí se evalúa un “transporte o flujo de

calor”, aunque hay que tener en mente que el calor es en sí transferencia de energía. En la media, cerca del fondo, la corriente fluye hacia el Golfo de México, pero por encima dominan las contracorrientes que fluyen hacia fuera del Golfo (hacia el Caribe), y ambos flujos entrante y saliente se balancean en el área del fondo a la isoterma de 4.39°C. Aún más arriba en la columna de agua, las corrientes medias que forman parte de la base de la Corriente de Yucatán fluyen nuevamente hacia el Golfo. El resultado es que los transportes medios integrados (desde el fondo hasta alguna isoterma) se anulan en dos capas que se extienden por encima (hasta los 6.85°C) y por debajo del núcleo de la Subcorriente de Yucatán (a 4.39°C) y la ecuación (2) puede ser evaluada en una forma que tiene significado ya sea para ambas capas por separado o para ambas capas reunidas en una sola. Para cada capa, el balance de calor es como se expresa en la ecuación (1), un balance entre el flujo de calor transportado por la circulación media, el flujo turbulento de calor transportado por las oscilaciones, y los intercambios verticales dentro del Golfo, en las interfaces que definen a cada capa.

La Tabla II muestra el flujo medio de calor a través del área del Canal de Yucatán dentro de cada capa, integrado desde el fondo en la capa inferior y desde la profundidad de la isoterma de 4.39°C para la capa intermedia. El flujo medio de calor en la capa intermedia es entonces simplemente

$$\rho_0 C_p \int_{T=4.39^\circ\text{C}}^{T=6.85^\circ\text{C}} \overline{vT} dA \approx 3.1 \times 10^3 \text{ Gw} , \quad (3)$$

ganados por el Golfo, porque agua más caliente fluye hacia dentro del Golfo en la base de la Corriente de Yucatán, pero sale agua más fría con las Subcorrientes de Yucatán y Cubana. En la capa inferior ($T \leq 4.39^\circ\text{C}$) la corriente media y la diferencia de temperatura entre las capas de flujo entrante y flujo saliente son menores, por lo que sólo se pierden 153.0 Gw del Golfo de México como resultado del agua fría que fluye hacia el Golfo cerca del fondo y el agua comparativamente más cálida que sale en las subcorrientes. Tomando conjuntamente las dos capas, el Golfo profundo, por debajo

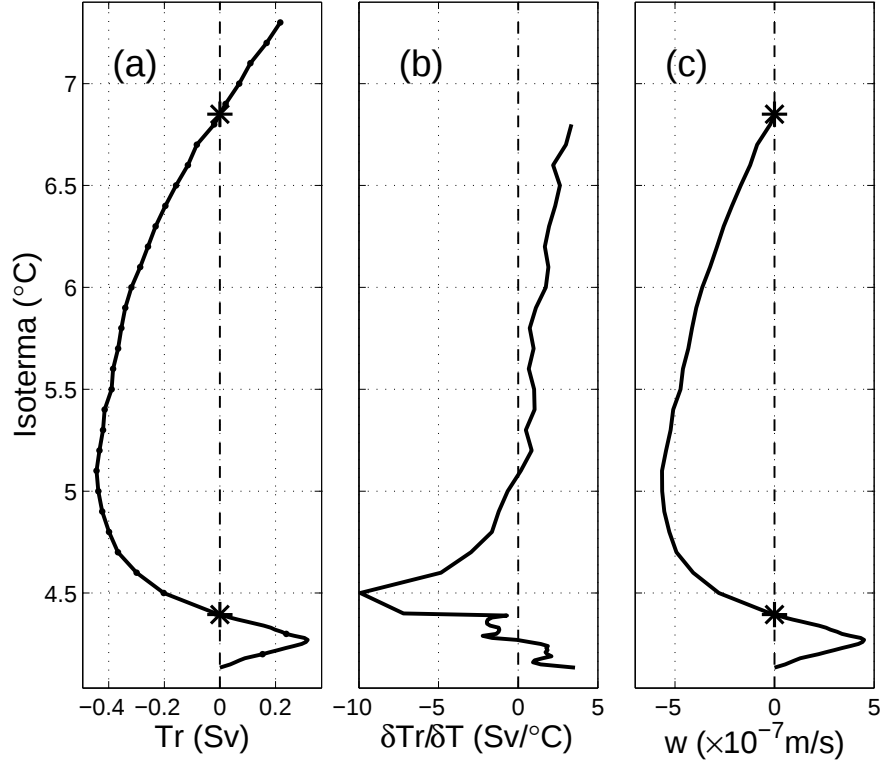


Figura 7: (a) Transporte por debajo de una isoterma dada en el Canal de Yucatán para el periodo de septiembre de 1999 a junio de 2001, (b) su derivada “vertical”, y (c) la velocidad vertical estimada [de acuerdo a la ecuación (7)]. Los asteriscos indican niveles de cero transporte neto. Los valores positivos indican flujo hacia el Golfo de México, los valores negativos indican flujo hacia el Mar Caribe. Los valores medios de la velocidad vertical estimada mediante (7) son $2.3 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ en la capa inferior, y $-3.5 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ en la capa intermedia.

de alrededor de 750 m de profundidad, *gana* del orden de $2.9 \times 10^3 \text{ Gw}$ en virtud del intercambio de la circulación media.

También puede existir un transporte de calor por las fluctuaciones covariantes de los campos de temperatura y velocidad en la sección de Yucatán, un flujo turbulento de calor (temperatura) de la forma

$$\rho_0 C_p \overline{v' T'} = \rho_0 C_p \overline{(v - \bar{v})(T - \bar{T})} . \quad (4)$$

El flujo turbulento de calor promediado en los 21 meses a través del Canal de Yucatán es -48.6 Gw para la capa intermedia y -59.2 Gw para la capa inferior, una pérdida para

Tabla II: Valores medios en la sección transversal de flujo medio de calor Q , flujo turbulento de calor q , transporte medio de oxígeno TO_2 , transporte turbulento de oxígeno to_2 , transporte medio de sales TS , y transporte turbulento de sales ts , integrados entre las profundidades de las isotermas que definen las capas intermedia e inferior ($4.39^\circ\text{C} < T \leq 6.85^\circ\text{C}$ y $T \leq 4.39^\circ\text{C}$) en el Canal de Yucatán, para el periodo de septiembre de 1999 a junio de 2001. Los valores positivos indican flujo hacia el Golfo de México, los valores negativos indican flujo hacia el Mar Caribe.

	Q (Gw)	q (Gw)	TO_2 ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	to_2 ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	TS (ton s^{-1})	ts (ton s^{-1})
Capa Intermedia	3130.8	-48.6	-605.4	41.9	-35.8	8.0
Capa Inferior	-153.0	-59.2	138.4	12.3	5.2	-0.4

el Golfo en ambas capas (Tabla II). El flujo turbulento de calor bombea alrededor de 110 Gw hacia fuera del Golfo; esto es más de un orden de magnitud menor que el calor intercambiado por el flujo medio en la capa intermedia, aunque resulta apreciable para la capa inferior. Además, el intercambio turbulento de propiedades en la capa inferior es fundamental para la renovación de oxígeno en el Golfo profundo, cuya distribución en la capa inferior se examina en una sección siguiente. El transporte de calor debido al intercambio medio domina claramente en ambas capas; la pérdida de calor turbulento es una sustracción despreciable a la ganancia de la capa intermedia, pero contribuye con alrededor de un tercio más a la pérdida de calor medio en la capa inferior.

La Fig. 3b muestra el promedio de 21 meses del flujo turbulento de calor por unidad de área ($\rho_0 C_p \overline{v'T'}$) en la sección del Canal. En la parte más profunda del Canal hay una capa de 200-300 m de espesor a través de la cual se pierde calor del Golfo pero entra masa. Esto es, cierta cantidad de agua fría y densa alcanza el umbral cerca del fondo y, aunque aún permanece sin explorarse la dinámica precisa del flujo pendiente abajo, se espera que ésta se deslice por la pendiente norte del Umbral de Yucatán y se hunda dentro del Golfo, como lo sugiere Sturges (1970, 1975) para el Paso de Jungfern.

El déficit neto de calor de la capa inferior en el Canal de Yucatán debe compensarse entonces por un suministro vertical turbulento desde la capa intermedia a la inferior

en el interior del Golfo. Además, mediciones recientes muestran que el flujo de calor geotérmico en el noreste del Golfo es $\sim 30 \text{ mW m}^{-2}$ (Nagihara y Jones, 2005), y si este valor es constante a través del área total del fondo del Golfo profundo ($\sim 10^{12} \text{ m}^2$), esto implicaría un flujo $\sim 30 \text{ Gw}$ de la corteza terrestre hacia el agua adyacente; aunque no se toma en cuenta esta contribución en este análisis, ésta podría ser comparable a la pérdida turbulenta de calor de la capa inferior a través del Canal. Entonces, el calor ganado por la capa intermedia en el Canal es mayor que el transferido en el interior del Golfo hacia la capa inferior. Existe entonces un exceso del calor ganado a través del Canal en la capa intermedia que debe ser extraído hacia la capa superior del interior del Golfo por un flujo hacia arriba, *en contra de la difusión molecular*. No hay forma de transportar calor a través del Estrecho de Florida en ninguna de las dos capas.

Se puede realizar una formulación ilustrativa del intercambio vertical en términos de una difusividad equivalente de calor, tal que

$$-\rho_0 C_p \int_{A_{sup}} \overline{w' T'} dA_{sup} \sim \rho_0 C_p \int_{A_{sup}} \kappa \frac{\partial \overline{T}}{\partial z} dA_{sup} , \quad (5)$$

donde κ es una difusividad turbulenta que parametriza los intercambios verticales. Del transporte a través del Canal de Yucatán por debajo de una temperatura dada (T_r) se puede calcular la velocidad vertical media $\overline{w}$ que ocurre en la superficie de la isoterma correspondiente. Entre dos isotermas, por conservación de volumen

$$\delta(A_G \overline{w}) = \delta T_r , \quad (6)$$

donde A_G es el área del Golfo. Ya que $\overline{w} = 0$ en el nivel de la temperatura mínima observada en el Canal de Yucatán,

$$\overline{w}(T) = \frac{T_r(T)}{A_G(T)} . \quad (7)$$

Como es común, se puede estimar una difusividad turbulenta como

$$\kappa = \overline{w}_m \frac{T_z}{T_{zz}} = 8.0 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} , \quad (8)$$

donde $\overline{w}_m \sim 2.3 \times 10^{-7}$ m/s es la velocidad vertical promediada en la capa inferior, de la Fig. 7c; $T_z = 5.9 \times 10^{-4}$ °C m⁻¹ y $T_{zz} = 1.0 \times 10^{-6}$ °C m⁻² son estimaciones de la primera y segunda derivadas verticales de la temperatura evaluada en $T = 4.39$ °C (la interfaz entre las capas inferior e intermedia) de los perfiles hidrográficos, y suponiendo que la difusividad turbulenta es horizontal y verticalmente uniforme en cualquier lugar de la cuenca. Éste es un valor razonable para la difusión vertical en una cuenca oceánica profunda (Munk, 1966; Gregg, 1987; Hopfinger, 1987; Bryden y Nursen, 2003), y la difusión de calor calculada de esta manera a través del límite superior de la capa inferior $A_{sup} \sim 10^{12}$ m² muestra que un coeficiente $\kappa = 7.9 \times 10^{-5}$ m² s⁻¹ es suficiente para satisfacer el balance, el cual es del mismo orden de magnitud.

Un ejercicio similar para el límite superior de la capa intermedia produciría un flujo *descendente* de calor de alrededor de un orden de magnitud mayor que el de la capa inferior, ya que el gradiente de temperatura es mucho mayor sobre la capa intermedia, contribuyendo además el exceso de calor de la capa intermedia. Como resultado, es necesario extraer calor hacia arriba, en dirección opuesta a la difusión molecular, por medio de un flujo turbulento de calor. Ajustando el balance (5) para satisfacer el requerimiento de extraer alrededor de 3.0×10^3 Gw de exceso de calor hacia arriba, dado el gradiente en la porción superior de la capa intermedia como $(\partial \overline{T} / \partial z)_{T=6.85^\circ\text{C}} \sim 8.2 \times 10^{-3}$ °C m⁻¹, y un área $A_{sup} \sim 10^{12}$ m² comprendida entre las capas superior e intermedia, se requeriría una difusividad *negativa* de $\kappa \sim -8.9 \times 10^{-5}$ m²/s, un flujo considerable en contra de la difusión molecular. Tales flujos contrarios a la difusión molecular existen en algunas situaciones dentro de los sistemas geofísicos (Starr, 1968). Cualquiera que sea el mecanismo responsable de este flujo de calor hacia arriba (como los observados en la Corriente del Golfo; Oort, 1964; y en la capa límite atmosférica; Holtslag y Moeng, 1991), el proceso requiere de un gasto de energía, como lo hace el motor de un refrigerador.

II.4.2 Balances medios de oxígeno y de sales

Como se mencionó en la Sección II.3, dada la cercana relación entre la temperatura, el oxígeno y la salinidad en las profundidades del Canal de Yucatán, pueden obtenerse las series de tiempo estimadas de fluctuaciones de oxígeno y de salinidad a partir de la temperatura. Se puede evaluar un balance de oxígeno de manera similar al de calor, con la suma de un término de consumo; así

$$\int_A \overline{vO_2} dA + \int_A \overline{v'O_2'} dA + \kappa \frac{\partial \overline{O_2}}{\partial z} A_{sup} + \int_{A_{fondo}} F_{O_2} dA_{fondo} = 0 , \quad (9)$$

donde O_2 es el oxígeno disuelto y F_{O_2} es la tasa de consumo de oxígeno expresada en tal forma que supone que la materia orgánica se oxida una vez que alcanza los sedimentos del suelo marino. Esta forma de representar a este término sumidero surge de la necesidad de adaptar los que aparentan ser los únicos consumos medidos para el Golfo profundo, aquéllos reportados por Rowe *et al.* (2003), y los cuales se describirán más adelante. Entonces, la ecuación (9) describe el balance entre los transportes medio y turbulento de oxígeno a través del Canal de Yucatán, y la difusión vertical turbulenta, más el consumo de oxígeno asociado a la actividad bioquímica en la cuenca profunda. Para los balances de oxígeno y de sales el requerimiento de $\langle \overline{v} \rangle = 0$ es innecesario, ya que los transportes absolutos están definidos inequívocamente, pero para efectos de comparación se examinan los cálculos en las capas inferior (entre el fondo y la isoterma de 4.39°C) e intermedia (entre las isotermas de 4.39°C y 6.85°C) previamente definidas.

Como la temperatura y el oxígeno están inversamente relacionados entre sí (aunque no de manera lineal) dentro del NADW que llena los niveles bajos del Canal de Yucatán, el balance de oxígeno incluye contribuciones similares a las del balance de calor, pero operan de manera inversa. De esta forma, el Golfo profundo gana $138.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ por el intercambio medio a través de la capa inferior, y $12.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ adicionales a través de fluctuaciones covariantes de la concentración de oxígeno y la velocidad (Tabla II). Las

unidades del transporte de oxígeno, $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, resultan de que $1 \text{ ml/l} = 10^{-3}$, que es una razón de mezcla del oxígeno en el volumen de agua que entra o sale del Golfo profundo. Entonces, esta ganancia total está balanceada por la oxidación de materia orgánica en los sedimentos del fondo marino. Rowe *et al.* (2003) reportan una remineralización de carbono orgánico (estimada a partir de mediciones en una cámara béntica) de aproximadamente $4.0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (como CO_2) a 3650 m de profundidad en la Planicie de Sigsbee (en el noroeste del Golfo de México). Este valor es equivalente a un consumo de oxígeno de $0.37 \text{ ml m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, dado un cociente respiratorio de 0.85 (éste indica qué fracción del oxígeno demandado se transforma en CO_2). Aplicando este consumo al Golfo entero, resulta una tasa de remoción de oxígeno de aproximadamente $103 \text{ m}^3/\text{s}$. Esto deja una cantidad pequeña, seguramente comparable al error de esta evaluación, que necesita ser difundida ascendentemente hacia la capa intermedia. La distribución espacial del transporte turbulento de oxígeno por unidad de área en la sección del Canal se muestra en la Fig. 3c, con direcciones del flujo más o menos opuestas a las del calor (Fig. 3b); vale la pena mencionar que los contornos de estos dos transportes turbulentos (de calor y de oxígeno) no coinciden debido a que la relación entre la temperatura y el oxígeno no es lineal (ver Fig. 6).

El cálculo para la capa intermedia muestra que el intercambio de la circulación media contribuye con una pérdida media, hacia el Caribe, de $605.4 \text{ m}^3/\text{s}$, compensada en pequeña medida por una ganancia al Golfo por el flujo turbulento de $41.9 \text{ m}^3/\text{s}$ (Tabla II) y por una cantidad similar que puede ser difundida hacia arriba desde la capa inferior. Tal como en el caso del calor, aun despreciando una difusión ascendente de oxígeno hacia la capa del mínimo de oxígeno que se encuentra por arriba, aún se requiere un considerable flujo *descendente*, contrario a la difusión molecular, de oxígeno para balancear la ganancia de la capa intermedia. Se supondría que si se encontrara un mecanismo convincente, éste sería el mismo que es responsable del flujo vertical

turbulento de calor y, como se mostrará posteriormente, de sales disueltas. La existencia de tal mecanismo es congruente con la presencia sostenida de una capa de mínimo de oxígeno a media agua en todas partes del oeste del Golfo, la cual yace inmediatamente sobre la capa intermedia aquí definida.

Finalmente, la salinidad, estimada como en el caso del oxígeno a partir de su relación con la temperatura, proporciona resultados similares. Para estos cálculos se toman las unidades psu como g de solutos por kg de solución. La capa inferior gana 5.2 ton/s ($1 \text{ ton} \equiv 10^3 \text{ kg}$) de sales en virtud del intercambio de la circulación media, compensado por una pérdida turbulenta insignificante de 0.4 ton/s de sales (Tabla II, Fig. 3d), lo que deja una ganancia para ser difundida hacia arriba dentro de la capa intermedia. El balance de sales para la capa intermedia consiste en una pérdida de 35.8 ton/s a través de la circulación media, compensada en parte por una ganancia turbulenta de 8.0 ton/s (Tabla II, Fig. 3d) y por las 4.8 ton/s difundidas desde la capa inferior. Esto deja un desbalance de 23.0 ton/s a ser transportado desde los niveles inmediatamente superiores de la capa intermedia, en la misma manera contra la difusión molecular como en los casos del calor y del oxígeno.

II.4.3 Eventos de renovación y capa límite de fondo

El flujo cerca del fondo del Canal de Yucatán fluctúa considerablemente, como se observa en las series graficadas en la Fig. 8: $0.32 \pm 0.84 \text{ Sv}$ en el transporte de masa (a), $-29.7 \pm 122.3 \text{ Gw}$ en el transporte turbulento de calor (b), $17.5 \pm 31.0 \text{ m}^3/\text{s}$ en el transporte turbulento de oxígeno (c), y $1.1 \pm 1.7 \text{ ton/s}$ en el transporte turbulento de sales (d). Las series muestran eventos durante los cuales el transporte de masa y el transporte turbulento de oxígeno son hacia el Golfo, pero el transporte turbulento de calor es en la dirección opuesta, *i.e.*, agua más fría y rica en oxígeno está entrando al Golfo, tal como ocurrió durante abril-mayo de 2000, uno de los eventos de enfriamiento del Golfo más

importantes en las series. Por el contrario, durante noviembre de 1999, estuvo saliendo del Golfo agua más cálida y pobre en oxígeno. Estos eventos de enfriamiento tienen intensidades variables y duración de unos cuantos días a alrededor de mes y medio. Existen además numerosos eventos menores de calentamiento (ya sea agua cálida y pobre en oxígeno entrando al Golfo o agua fría y rica en oxígeno saliendo de éste), pero los eventos de enfriamiento-renovación del Golfo predominan en las series ya que el flujo turbulento de calor promedio es de 29.7 Gw hacia el Caribe (Fig. 8b); los transportes promedio de masa, de oxígeno y de sales son de 0.32 Sv, 17.5 m³/s y 1.1 ton/s, todos hacia el Golfo (Figs. 8a, 8c y 8d). La Fig. 9 muestra un espectro del flujo turbulento de temperatura $v'T'$ en el primer y segundo correntímetros más profundos desde el fondo, ubicados a 2043 m y 1630 m de profundidad, del anclaje central (vea Fig. 5). Es evidente la fuerte intensificación en la serie más profunda, con un pico más alto y angosto en el espectro cerca de las frecuencias diurnas y varios picos más anchos en frecuencias menores. El intercambio de calor modulado por la marea es energético, pero contribuye menos de 3% del calor intercambiado, como se verifica al comparar los promedios temporales de las series filtradas (sub-mareales) y las series sin filtrar del flujo turbulento de temperatura $\overline{v'T'}$. La mayor parte de la varianza sub-mareal está concentrada en periodos mayores de 15 días, con picos alrededor de 23 días y 60-100 días.

Al principio y al final de las series se realizaron estaciones hidrográficas profundas cerca del anclaje central durante eventos de enfriamiento y renovación (transporte de masa hacia el Golfo), cuyos perfiles de velocidad a lo largo del Canal, temperatura, oxígeno disuelto, y salinidad cercanos al fondo documentan la forma de la capa límite de fondo (Fig. 10). Desafortunadamente, no se realizaron lances durante otros eventos importantes en las series.

Durante los eventos mostrados en la Fig. 10, se observa una capa límite de fondo

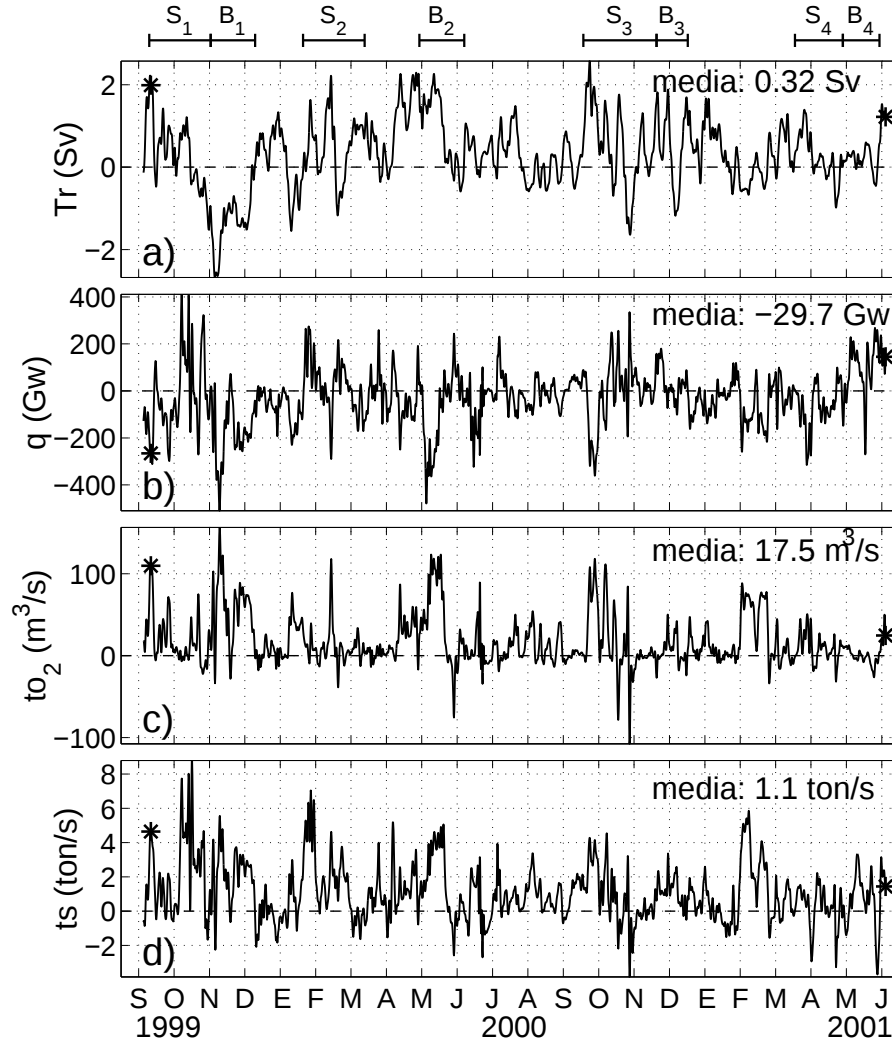


Figura 8: Evolución temporal de (a) transporte de masa, (b) flujo turbulento de calor, (c) transporte turbulento de oxígeno, y (d) transporte turbulento de sales a través del Canal de Yucatán por debajo de la isoterma de 4.27°C . Esta isoterma corresponde al máximo de la Fig. 7, y delimita aproximadamente la porción inferior de la sección para la cual el promedio a largo plazo del transporte de masa es enteramente positivo; esta porción se caracteriza por un flujo intensificado hacia el Golfo. Los valores positivos indican flujo hacia el Golfo, los valores negativos indican flujo hacia el Caribe. Los asteriscos al principio y al final de las series indican los tiempos en los cuales se realizaron estaciones hidrográficas, y cuyas partes inferiores se muestran en la Fig. 10. Las marcas en el eje temporal denotan el inicio de cada mes. Los intervalos en la parte superior denotados por las B's y las S's corresponden a los periodos de crecimiento (flujo de vorticidad negativa hacia el Golfo de México por arriba de la isoterma de 6.8°C) y retracción (flujo de vorticidad positiva) de la Corriente de Lazo, respectivamente, reportados por Candela *et al.* (2002).

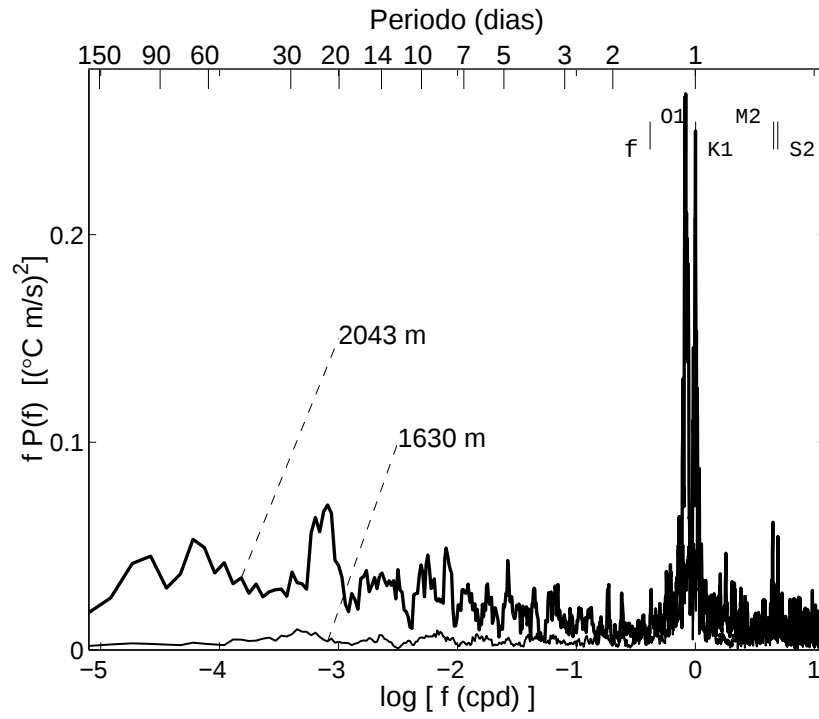


Figura 9: Espectro de “varianza conservada” (*i.e.*, dado que la abcisa es lineal en $\log f$, el área debajo de la curva de $fP(f)$ es proporcional a la varianza; ver *e.g.*, Emery y Thomson, 2001) de $v'T'$ en los dos correntímetros más profundos del anclaje central en el Canal de Yucatán (ver Fig. 5).

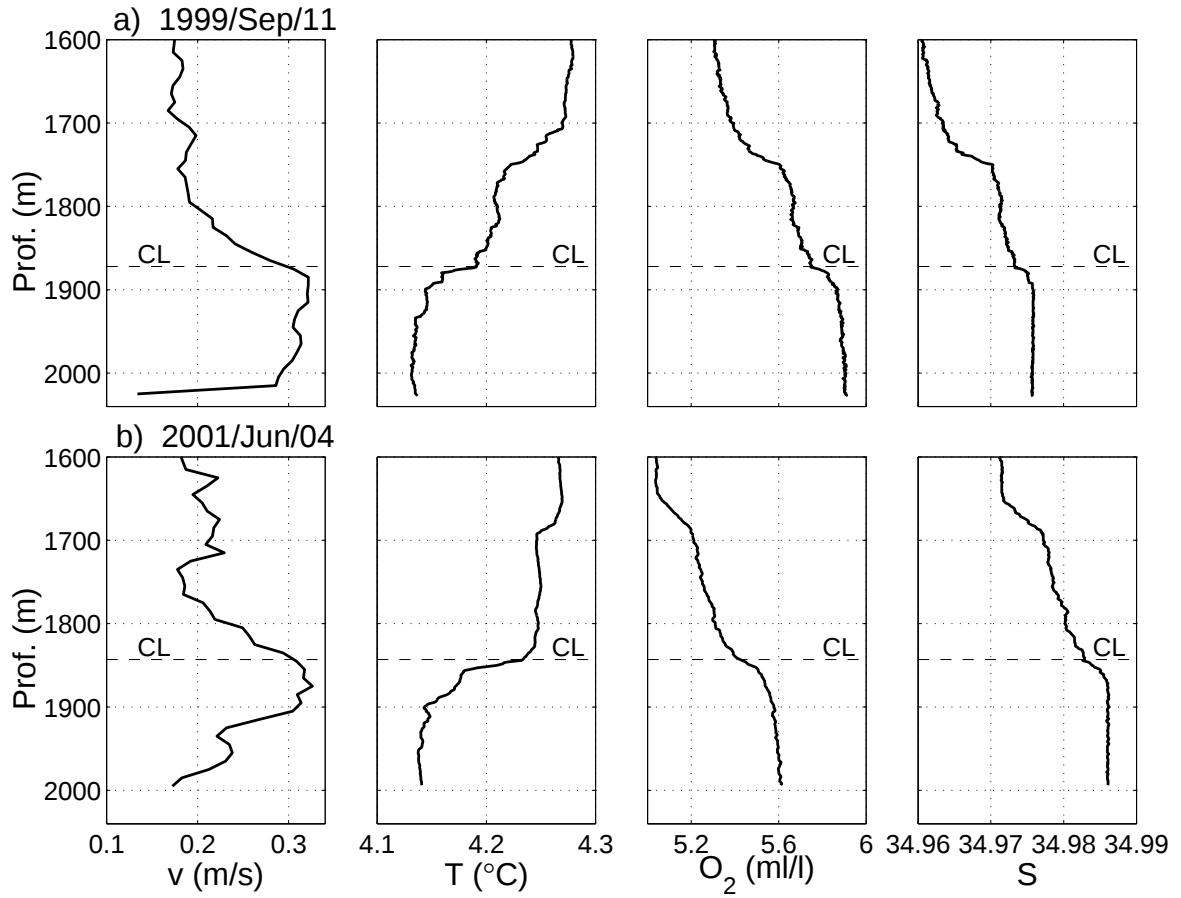


Figura 10: Perfiles verticales cercanos al fondo de velocidad a lo largo del Canal, temperatura, oxígeno disuelto, y salinidad en la parte central del Canal de Yucatán obtenidos con CTD/LADCP, en la vecindad del anclaje central en los tiempos mostrados en la Fig. 8. Las líneas discontinuas horizontales indican la altura posible del tope de la capa límite (CL).

de alrededor de 200 m de espesor con agua más fría, más salada y rica en oxígeno que fluye hacia dentro del Golfo. Esta agua debe deslizarse hacia abajo sobre la pendiente norte del umbral de Yucatán y hundirse hacia el fondo del Golfo para sustentar así el máximo de oxígeno cercano al fondo. Los recuadros del lado izquierdo de la Fig. 11 muestran la diferencia de densidad $\Delta\rho$ entre el Canal profundo y el Golfo central a la misma profundidad (por debajo de los 1600 m); los páneles del lado derecho muestran la diferencia de densidad potencial $\Delta\sigma_\theta$ en los 400 m cercanos al fondo del Canal (por debajo de los 1600 m) y en los 400 m cercanos al fondo del Golfo central (por debajo de los 3100 m); aunque la diferencia de densidad es pequeña, las densidades son mayores en el Canal. La Fig. 12 muestra la porción más profunda de los lances hidrográficos realizados durante los 11 cruces en el Canal de Yucatán descritos en la Sección II.3; la mayoría de los perfiles muestran una inflexión cercana al fondo, atribuible a la existencia de una capa límite de fondo, que ocupa los 0.15°C más fríos de la columna de agua; la renovación de la capa inferior está modulada entonces por la variabilidad del flujo entrante en esta capa límite.

Es interesante comparar estos valores con formulaciones teóricas o empíricas de otras capas límite oceánicas presentes en la literatura. Usualmente se parametriza un esfuerzo friccional de fondo como

$$\tau = \rho_0 C_D v_b^2 , \quad (10)$$

donde $\rho_0 = 1025 \text{ kg/m}^3$, $C_D = 1.6 \times 10^{-3}$ es un coeficiente de arrastre típico (*e.g.*, Badan-Dangon *et al.*, 1986), y v_b es la velocidad total de la corriente cerca del fondo, dígame en el instrumento más profundo. Una “velocidad friccional”,

$$v_* = \left(\frac{\tau}{\rho_0} \right)^{\frac{1}{2}} , \quad (11)$$

expresa una velocidad equivalente relevante para procesos de rozamiento. De ésta, el espesor de la capa logarítmica, *i.e.*, la distancia en la cual la velocidad decrece cerca

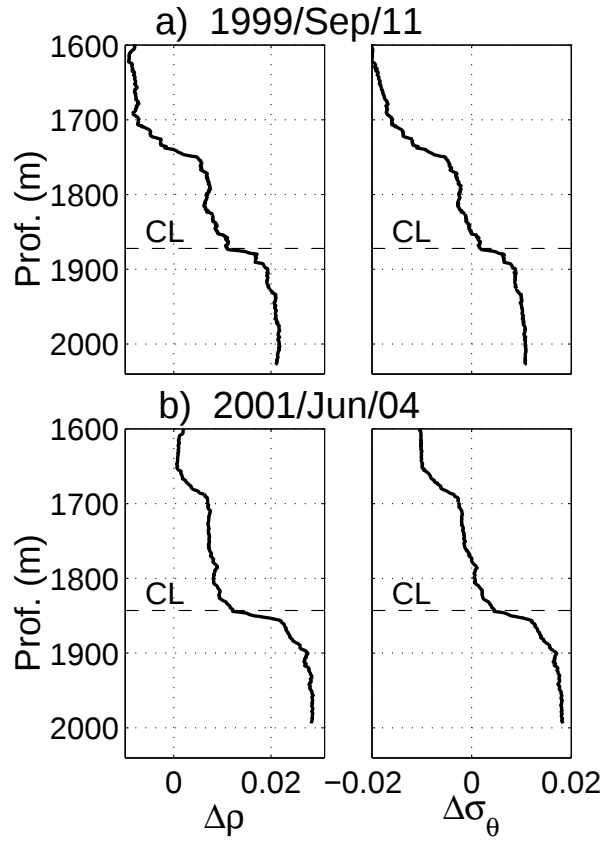


Figura 11: Perfiles del exceso de densidad (en kg/m^3) cercanos al fondo. (izquierda) $\Delta\rho = \rho_Y - \rho_G$, donde ρ_Y y ρ_G son las densidades en el Canal de Yucatán y en el Golfo central, respectivamente, a la misma profundidad. (derecha) $\Delta\sigma_\theta = \sigma_{\theta,Y} - \sigma_{\theta,G}$, donde $\sigma_{\theta,Y}$ y $\sigma_{\theta,G}$ son las densidades potenciales en los niveles más profundos en el Canal (por debajo de los 1600 m de profundidad) y en el Golfo central (por debajo de los 2000 m de profundidad), respectivamente. Estos perfiles corresponden a aquellos mostrados en la Fig. 10.

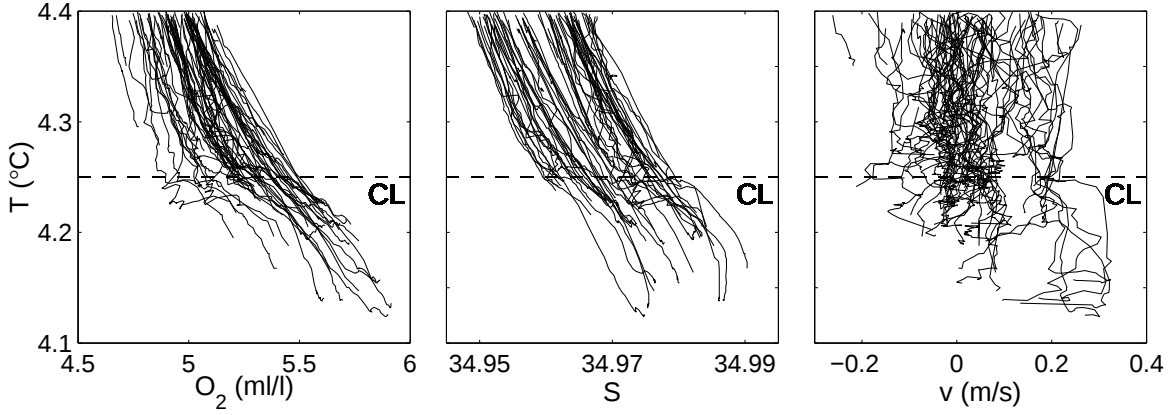


Figura 12: Perfiles verticales cercanos al fondo de oxígeno, salinidad y velocidad a lo largo del Canal como funciones de la temperatura, de todos los cruces (11 en total) en el Canal de Yucatán realizados durante las campañas oceanográficas descritas en la Sección II.3. Las líneas discontinuas horizontales indican la profundidad posible del tope de la capa límite (CL).

del fondo siguiendo la bien conocida ley logarítmica, es

$$\delta_{log} = \frac{2v_*^2}{f_0 G} , \quad (12)$$

donde $f_0 = 5.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ es el parámetro de Coriolis y G es la velocidad “geostrófica” a media agua, fuera de la capa límite.

La capa límite de fondo es propiamente la profundidad clásica de influencia de rozamiento la cual, en ausencia de estratificación (Wimbush y Munk, 1970), es

$$h_{mb} = \frac{0.4v_*}{f_0} . \quad (13)$$

Por otro lado, Weatherly y Martin (1978) proponen una corrección para el efecto limitante de la estratificación como

$$h_b = \frac{1.3v_*}{f_0[1 + (N_0^2/f_0^2)]^{\frac{1}{2}}} , \quad (14)$$

donde N_0^2 es el cuadrado de la frecuencia de Brunt-Väisälä ($4.4 \times 10^{-5} \text{ s}^2$ cerca del fondo en el Canal de Yucatán), calculada a partir de los lances hidrográficos. La Fig. 13 muestra la evolución temporal de las estimaciones de la capa límite descritas por las

expresiones (12), (13) y (14); en general el espesor de la capa límite resulta menor que el manifestado por los lances hidrográficos. La capa h_{mb} se aproxima mejor a la capa límite observada en la Fig. 10, cuyos espesores estimados son de alrededor de 90 y 60 m, un factor de 2 o 3. El coeficiente de arrastre para esta región debe ser entonces corregido a un valor mayor como $C_D^* \sim 4C_D = 6.4 \times 10^{-3}$, para incrementar los espesores estimados h_{mb} por un factor de 2. Esto concuerda con Bryden y Nursen (2003), quienes sugieren que la mezcla en estrechos asociada con flujos sobre umbrales profundos es mucho mayor que la mezcla interior en cuencas abisales, probablemente como función de la rugosidad del fondo.

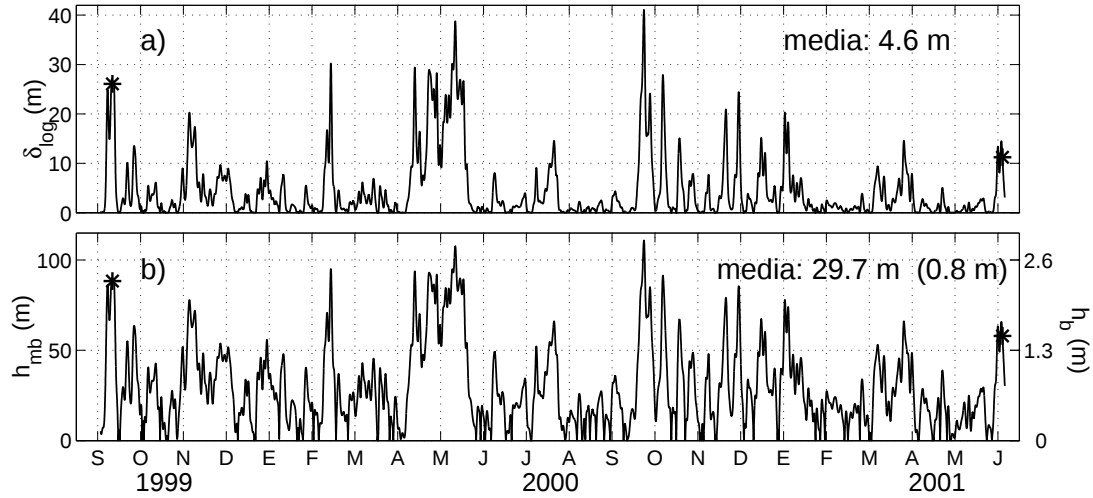


Figura 13: Evolución temporal de las estimaciones del espesor de la capa límite de fondo teórica (vea texto). Note que las expresiones (13) y (14) son proporcionales entre sí, de aquí que el recuadro (b) tenga dos escalas; el primer valor de la medias en este recuadro corresponde a h_{mb} y el segundo (en paréntesis) a h_b . Los asteriscos marcan los tiempos de los lances hidrográficos mostrados en la Fig. 10. Las marcas en el eje temporal denotan el inicio de cada mes.

Finalmente, se examinan las fluctuaciones de la velocidad dentro de la capa límite. La estructura del flujo como función del tiempo difiere a lo largo de la columna de agua en el Canal de Yucatán. Las corrientes más profundas muestran poca coherencia con las señales más allá de la vecindad del fondo, excepto durante los dos eventos más

importantes mostrados en la Fig. 8. El fuerte evento de enfriamiento (agua cálida saliendo del Golfo) de octubre-noviembre de 1999 se extiende más allá del fondo hasta los 800 m de profundidad (Fig. 14). El evento mayor de renovación que ocurrió en abril-mayo de 2000 (vea la Fig. 8) está igualmente intensificado cerca del fondo, por debajo de los 823 m de profundidad (Fig. 14). Así, las fluctuaciones de los correntímetros más profundos parecen ser independientes de las corrientes por encima de los niveles inferiores (las correlaciones entre la serie a 823 m y aquéllas a 1630 m y a 2043 m son de $r = 0.28$ y $r = 0.20$, respectivamente), lo cual respalda la noción de que los movimientos que están atrapados al fondo o restringidos a una capa límite de fondo son los responsables de inducir un flujo entrante de renovación.

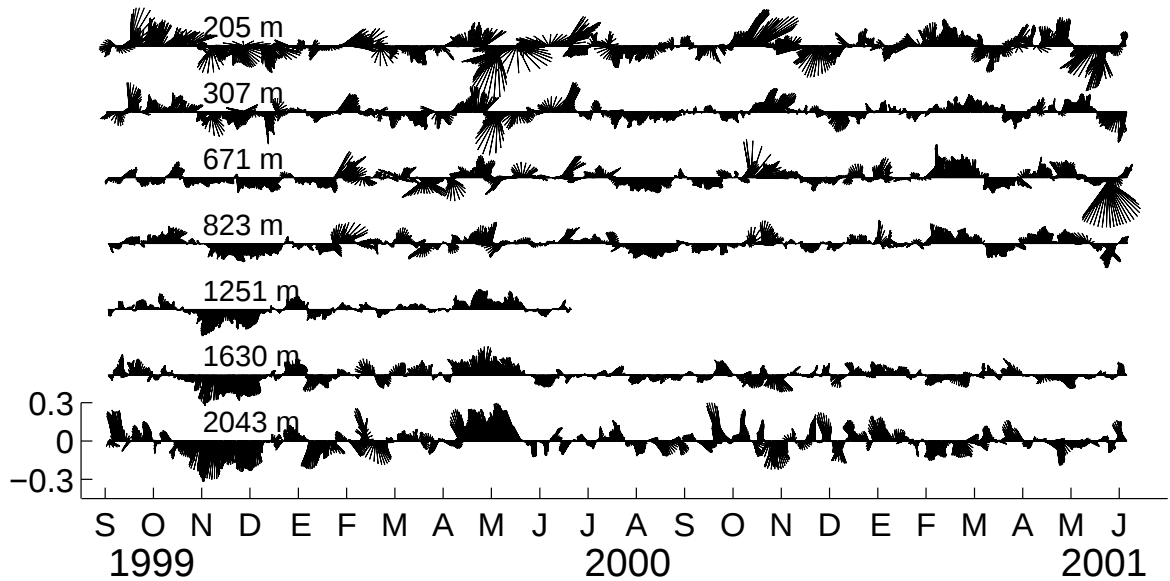


Figura 14: Evolución temporal de los vectores de astillas de la anomalía de velocidad (en m/s) de los correntímetros del anclaje más localizado en el centro del Canal de Yucatán (Fig. 5); se indica la profundidad correspondiente a cada sensor. Las marcas en el eje temporal denotan el inicio de cada mes.

II.5 Discusión

Se ha logrado establecer el origen del agua fría y rica en oxígeno del Atlántico Norte (NADW) que llena la cuenca profunda del Golfo de México. Los intercambios en el Golfo de México, por debajo del nivel del umbral de Florida, sólo pueden tener lugar a través del Canal de Yucatán y por la mezcla e intercambios difusivos con las capas superiores. El intercambio de calor está dado principalmente en virtud del intercambio medio sobre el umbral. Este balance requiere que cierta cantidad calor sea transferida hacia arriba desde la cuenca profunda, en sentido opuesto de la difusión molecular. El enfriamiento del Golfo profundo por eventos de renovación intermitentes, y de los niveles intermedios a través de un bombeo de calor hacia arriba, establecería un gradiente de presión baroclínico hacia el Caribe alrededor de los 750 m a los 1000 m de profundidad, un proceso que puede controlar las Subcorrientes de Yucatán y Cubana, como lo demuestra Sturges (2005), a partir de su análisis estadístico de datos hidrográficos.

El transporte a través del Canal desde el fondo hasta niveles definidos por isotermas se anula en los niveles correspondientes a 6.85°C y 4.39°C (alrededor de los 750 m y los 1350 m), los cuales definen dos capas que se extienden por encima y por debajo de la Subcorriente de Yucatán, dentro de las cuales se puede evaluar separadamente el balance de calor. Es interesante destacar que los niveles de las dos capas de transporte neto nulo de la sección a través del Canal de Yucatán profundo corresponden a diferentes pendientes de los perfiles de oxígeno, temperatura, y salinidad en el Golfo de México profundo (ver Fig. 1), las cuales deben ser sustentadas por diferentes regímenes difusivos, que expresan balances distintos. Los procesos que causan las distribuciones de velocidad a través de la sección profunda como se describe en la Fig. 3a, y los regímenes difusivos como se evidencian en los perfiles verticales en la Fig. 1, pueden atribuirse a un flujo profundo de entrada cerca del fondo del Canal de Yucatán hacia el Golfo de México. Aguas de este flujo profundo llenan la cuenca profunda del Golfo e interacciona

con un flujo de entrada cerca del tope de las capas profundas, a través de intercambios verticales que conforman las contracorrientes profundas que salen hacia el Caribe. Esta distribución de circulación media se muestra esquemáticamente en la Fig. 15, coincidente en buena manera con la Fig. 9 de Sturges (2005), la cual muestra una capa superior que fluye hacia el Golfo, por encima de los 800 m, con fuerte cizallamiento vertical; inmediatamente por debajo, a profundidades de $\sim 800-1100$ m, una segunda capa también fluye hacia el Golfo; pero incluye una tercera capa que contiene un flujo medio de retorno. Los mecanismos mediante los cuales los dos flujos de entrada que se muestran en la Fig. 15 interaccionan colectivamente para alimentar las contracorrientes salientes, tienen lugar evidentemente dentro del Golfo de México y deben involucrar mezcla, interacciones con las fronteras de la cuenca, y la presencia de flujos ciclónicos a lo largo de la periferia del Golfo, en la manera descrita por DeHaan y Sturges (2005). Este tema merece más investigación.

El flujo profundo de entrada cerca del fondo del Canal de Yucatán debe estar deslizándose hacia abajo sobre la pendiente para llenar el fondo de las cuencas más profundas del Golfo de México, ya que las aguas más frías y ricas en oxígeno se encuentran en los lugares más profundos de la cuenca (Fig. 1a). Los procesos detallados por los cuales se forma la subcorriente y las características de la corriente de gravedad que llena la cuenca profunda rebasan el alcance de este trabajo, pero constituyen temas importantes para un entendimiento de la circulación profunda del Golfo de México.

Entonces, la difusión turbulenta de calor en la parte superior de la capa intermedia debe ser hacia arriba, lo que implica una difusividad negativa. Este intercambio de calor contrario al normal, un bombeo turbulento de calor hacia arriba, puede ser debido a la inestabilidad baroclínica de la Corriente de Yucatán y de los remolinos de la Corriente de Lazo, como se observa en la Corriente del Golfo. Las mediciones en la superficie de la Corriente del Golfo muestran un flujo de energía cinética de las perturbaciones

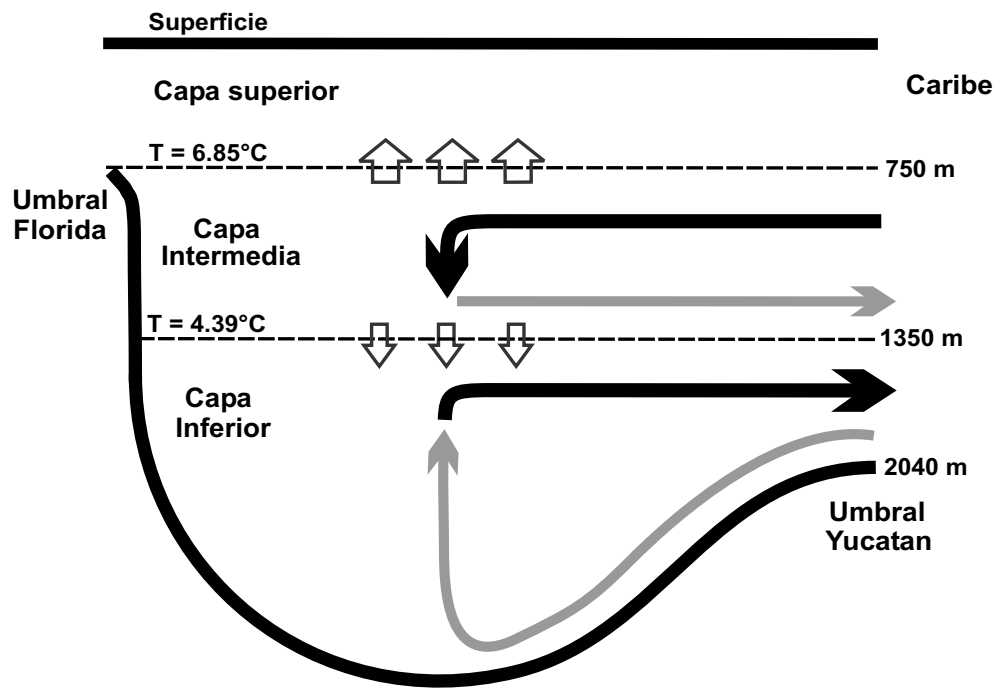


Figura 15: Esquema de la sección transversal de la circulación media de calor en el Golfo de México. Las flechas rellenas indican flujo de agua: las negras indican agua relativamente cálida, las grises indican agua relativamente fría. Las flechas blancas indican transferencia vertical de calor mediante difusión turbulenta, las flechas blancas superiores muestran el flujo de calor en sentido anómalo (*i.e.*, de aguas frías a calientes).

(meandros) al flujo medio (Webster, 1961) y un transporte turbulento de calor del agua más fría a la más cálida (Oort, 1964), en contra de la difusión ordinaria esperada. Se ha observado que flujos “contrarios” similares satisfacen los balances turbulentos de calor y otros escalares en la capa límite convectiva atmosférica (Holtslag y Moeng, 1991). Esta transformación de energía turbulenta a energía media es el “efecto de viscosidad negativa” discutido por Starr (1968), quien explica que las capas más profundas deben suministrar energía potencial disponible turbulenta más interna para convertirse en energía cinética en suficiente cantidad para controlar los flujos cerca de la superficie; este resultado fue obtenido después por Orlanski (1969) y Orlanski y Cox (1973) en su análisis teórico de la estabilidad baroclínica de la Corriente del Golfo. Esta posibilidad constituye un tema importante de investigación para el caso de la Corriente de Lazo y sus remolinos, y será examinado en el próximo capítulo.

Es interesante comparar los flujos de calor en el Golfo profundo (de los que resulta principalmente un flujo de calor de los niveles intermedios a los superiores) mencionados anteriormente, con el intercambio de calor océano-atmósfera en la superficie del Golfo. Algunos autores reportan una *pérdida* anual de calor para el Golfo, de magnitud incierta: 15.1 W m^{-2} (Hastenrath, 1968), 24.1 W m^{-2} (Etter, 1983), 2.2 W m^{-2} (Adem *et al.*, 1993), 12.0 W m^{-2} (Sánchez Montante, 1999). Las estimaciones reportadas por Zavala-Hidalgo *et al.* (2002) muestran por el contrario una *ganancia* anual de 9.0 W m^{-2} . Las estimaciones del balance presentadas en este capítulo requieren que la capa superior del Golfo gane calor de la capa intermedia a través de toda su superficie a una razón de $\sim 3 \text{ W m}^{-2}$, por lo tanto alrededor de un orden de magnitud menor que la incertidumbre de las estimaciones disponibles del intercambio de calor en la superficie del mar con la atmósfera, por lo que es pequeño y despreciable en términos del balance de la capa superior.

Los balances de oxígeno y de sales son más o menos opuestos al balance de calor:

la capa intermedia pierde oxígeno y sales hacia el Caribe a través del flujo medio (y gana una cantidad despreciable por el flujo turbulento), el cual se repone en parte desde la capa inferior por medio de difusión turbulenta vertical, la cual gana oxígeno y sales del Caribe por el flujo medio principalmente. Al igual que en el balance de calor, la difusión turbulenta de oxígeno en la capa intermedia está relacionada a una difusividad negativa. Un hecho que parece sostener la hipótesis de una difusividad turbulenta negativa en la base de la Corriente de Yucatán es la existencia de un mínimo de oxígeno por encima de la capa intermedia (Fig. 1a), el cual podría estar sustentado por un bombeo de oxígeno hacia abajo, similar al bombeo de calor hacia arriba. El único valor de consumo de oxígeno en agua profunda (Rowe *et al.*, 2003), integrado en el Golfo abisal entero, es comparable con el oxígeno transportado desde el Caribe a través del Canal de Yucatán, lo que enfatiza la eficiencia de los mecanismos que ventilan el fondo del Golfo y mantienen los altos niveles de oxígeno en su capa inferior.

De hecho, el transporte neto de masa a través de la porción más profunda de la capa inferior (~ 0.32 Sv) reemplazaría el volumen del Golfo profundo ($\sim 2.5 \times 10^{15}$ m³) en alrededor de 250 años, lo cual implica que el agua profunda es relativamente reciente, y la renovación considerable. Este tiempo de residencia es congruente con el tiempo de 270 años que sugiere la distribución de carbono-14 en el Golfo (ver Shiller, 1999), pero es mayor que el tiempo de 50 años que sugieren las mediciones de sílice (ver Shiller, 1999), y que el tiempo de 100 años que sugieren Welsh e Inoue (2002) a partir de sus resultados numéricos y de las concentraciones de bario presentes en la literatura. Para estimar un error del tiempo de residencia, se calcularon límites de confianza para el transporte promedio cercano al fondo, (Fig. 8a), estimando los grados de libertad equivalentes de acuerdo con Priestley (1989). El límite de confianza del 90% es ± 0.11 Sv (34% el valor promedio de 0.32 Sv). Por otro lado, las muestras de 100 y 1000 medias calculadas mediante la técnica de *Bootstrap* a partir de muestras aleatorias (*e.g.*, Gentle,

2002) tomadas de la serie de transporte cercano al fondo (Fig. 8a) tienen una desviación estándar de ± 0.02 Sv (5% de la media), una estimación mucho más optimista del error de la media. Entonces, se estima que el error en el tiempo de residencia de 248 años sea entre 12 y 84 años, considerando el transporte medio cercano al fondo de 0.32 Sv como representativo de periodos mayores. La pregunta de que si el promedio de 21 meses reportado aquí está cerca de los valores para escalas de orden secular o no, no puede ser contestada con las series analizadas aquí. La tasa de ocurrencia de eventos de renovación depende de la actividad turbulenta a través del Canal de Yucatán, la cual puede variar con el tiempo. Ochoa *et al.* (2003) y Badan *et al.* (2005) sugieren que las series de transporte en Yucatán para el periodo 1999-2001 son representativos de periodos mayores, pero esas series no están necesariamente relacionadas con el flujo turbulento cerca del fondo, de manera que permanece la imposibilidad de resolver los valores aquí reportados.

La ventilación del agua profunda del Golfo de México está entonces modulada por la variabilidad de los eventos de renovación que tardan de unos cuantos días a alrededor de mes y medio. Durante estos eventos el agua más fría, más densa, y rica en oxígeno proveniente de niveles más profundos (por debajo de los 2000 m) en el Caribe es empujada sobre el umbral dentro de una capa límite de fondo de alrededor de 200 m de espesor. Los perfiles cerca del fondo muestran que durante un evento de renovación el agua en el Canal es ligeramente más densa que aquella en el Golfo central (una diferencia de ~ 0.02 kg/m³; vea Fig. 11), la cual también se observa en la diferencia de densidad potencial entre los niveles más profundos (por debajo de los 1600 m de profundidad) del Canal y los niveles más profundos (por debajo de los 3100 m) del Golfo central (Fig. 11). Esta pequeña diferencia permite a esta agua densa deslizarse hacia abajo sobre la pendiente norte del Umbral de Yucatán como una corriente de gravedad. Inicialmente esta corriente puede bajar rápidamente antes de virar hacia

la derecha bajo la acción de la fuerza de Coriolis, pero después de aproximadamente un radio de deformación (alrededor de 40 km) la velocidad a lo largo de la pendiente puede llegar a ser casi estacionaria (si el suministro a través del Canal se mantiene casi constante) y el incremento de su profundidad sería constante (Killworth, 2001). A lo largo de su camino, la corriente puede desarrollar perturbaciones ondulatorias, o inclusive remolinos ciclónicos, y se incrementaría la mezcla (Cenedese *et al.*, 2004). Años después, fracciones considerables de esta agua de renovación alcanzaría el fondo de la cuenca.

El origen de las fluctuaciones del transporte profundo a través del Canal de Yucatán permanece como una incógnita. Abascal *et al.* (2003) sugieren que la variabilidad del flujo en el Canal de Yucatán está dominada por el paso de remolinos anticiclónicos y ciclónicos (o anomalías) advectadas por el flujo medio. Las observaciones de altimetría sobre el Mar Caribe contribuyen a la idea de que algunos remolinos de $O(200 \text{ km})$ en diámetro pueden encontrarse al sur del Canal de Yucatán, y unos cuantos han sido detectados conforme son advectados hacia el Golfo de México (Badan *et al.*, 2005). Sin embargo, una pregunta que permanece bajo consideración es cuánta de la variabilidad observada en el Canal podría estar generada localmente por inestabilidad de las corrientes medias (Abascal *et al.*, 2003). Por otro lado, en sus resultados observacionales, Bunge *et al.* (2002) encontraron una fuerte relación entre la variación de la extensión del área superficial de la Corriente de Lazo y el transporte a través del Canal de Yucatán por debajo de la isoterma de 6°C , de manera que, para mantener constante el volumen total del agua del Golfo de México, los incrementos del volumen ocupado por la Corriente de Lazo están compensados al menos en parte por flujos profundos de salida en el Canal de Yucatán. Este resultado surge también en los cálculos numéricos de Ezer *et al.* (2003), quienes encuentran que ocurren fuertes pulsos de flujo de retorno por debajo de los 800 m usualmente entre eventos de separación de remolinos, conforme

el Lazo está creciendo. La acumulación de aguas del Caribe en la Corriente de Lazo necesita los flujos de salida descritos por Bunge *et al.* (2002), independientemente de la forma (Lazo, o Lazo más remolino separado) que tomen. El evento de separación por sí mismo no requiere ninguna compensación volumétrica, sólo implica una redistribución de las aguas que ya ocupan el interior del Golfo.

Los flujos profundos a través del Canal de Yucatán inducidos por las fluctuaciones de la Corriente de Lazo, reportados por Bunge *et al.* (2002), no parecen ser el principal forzamiento de la renovación del agua profunda del Golfo de México. La Fig. 8 muestra los periodos de extensión, crecimiento y retracción de la Corriente de Lazo (denotados por las B's y las S's, respectivamente), como los reportan Candela *et al.* (2003). Durante los periodos S_1 y S_4 la retracción fue abrupta y la Corriente de Lazo liberó un remolino anticiclónico, los únicos dos eventos de separación de remolinos que ocurrieron durante el periodo de observación aquí analizado (Candela *et al.*, 2002). Aparentemente, existe poca relación entre la variación de la extensión del área superficial de la Corriente de Lazo y la evolución del flujo turbulento cercano al fondo en el Canal de Yucatán (vea Fig. 8), excepto quizá durante octubre-noviembre de 1999. Este periodo corresponde a un evento intenso de enfriamiento (agua cálida saliendo), que coincide con la segunda mitad del periodo de retracción del Lazo S_1 (cuando un remolino se separó) y con el periodo completo de crecimiento del Lazo B_1 ; este evento de enfriamiento podría atribuirse a un flujo profundo saliente de compensación, impulsado por las aguas del Caribe que entran por encima (independientemente de la separación). Este flujo de retorno es claramente visible por debajo de los 800 m de profundidad (Fig. 14), con una intensificación hacia el fondo. En contraste con este intenso evento de enfriamiento, el gran evento de renovación que ocurrió en abril-mayo de 2000 (ver Fig. 8) corresponde a un flujo profundo de entrada por debajo de los 823 m de profundidad (Fig. 14), más intenso hacia el fondo, que parece ser independiente de las fluctuaciones de la Corriente

de Lazo.

El análisis espectral del flujo de temperatura $v'T'$ cercano al fondo muestra el mayor pico en las frecuencias correspondientes a las mareas pero, como se mencionó anteriormente, su contribución al intercambio turbulento de calor es despreciable (tal pico es muy angosto). En las frecuencias sub-mareales el espectro muestra un pico mayor alrededor de los 23 días, otros ligeramente menores en 60-100 días, y otros menores aún alrededor de los 10 días (Fig. 9). Los dos primeros picos son congruentes con movimientos atribuibles a Ondas Topográficas de Rossby (TRW's, por sus siglas en inglés), como los reportados por Hamilton (1990); además, la gran intensificación en la serie más profunda observada en el espectro es una característica de las TRW's. Similarmente, Dengler *et al.* (2004) han mostrado que la corriente profunda de frontera occidental en el Atlántico Sur se rompe en remolinos profundos, quizá atrapados al fondo, al sur de los 8° S. La varianza concentrada en el periodo de 10 días podría estar de alguna manera asociada con meandros verticalmente coherentes de la Corriente de Yucatán, como ocurre en la Corriente del Golfo en Cabo Hatteras (Johns y Watts, 1986; Savidge, 2004). Entonces la Fig. 9 sugiere que el flujo de entrada del agua de renovación del Golfo está modulada principalmente por movimientos atrapados al fondo o remolinos formados en la capa de fondo. Las TRW's tienen longitudes de onda de 150-250 km, una velocidad de grupo de alrededor de 9 km day⁻¹ (Hamilton, 1990), y están caracterizadas por intensificación hacia el fondo con una escalas verticales de atrapamiento de 600 a 300 m (Oey y Lee, 2002). Los remolinos observados en la corriente limítrofe occidental profunda (Dengler *et al.*, 2004) tienen diámetros de ~ 120 km, espesor de ~ 1000 m, profundidad de sus centros de ~ 2100 m, velocidades máximas de ~ 50 cm/s, y velocidad de traslación de ~ 4 cm/s. Las TRW's son probablemente las responsables de la modulación del flujo de ventilación. El agua más densa que entra cerca del fondo fluye hacia una región débilmente estratificada donde el fondo baja abruptamente a

~ 3500 m, lo que resulta en estiramiento de vórtices que induce un giro ciclónico del flujo entrante. Cuando el agua sale del Golfo, la estratificación ambiente en el Golfo, aunque es débil, tendería a restringir la fuente de fluido saliente a profundidades por encima del umbral, de manera que se espera mucho menor compresión de los vórtices (Sturges *et al.*, 2004).

II.6 Conclusiones

Los resultados observacionales descritos en esta sección muestran que los valores máximos de oxígeno en el Golfo de México se encuentran en las profundidades mayores, no hacia la superficie, debajo de una capa de origen antártico que es pobre en oxígeno. El agua en el Golfo profundo debe ser renovada a una tasa muy eficiente para sustentar el máximo de oxígeno cerca del fondo. Ya que el Umbral de Florida está por encima del nivel del mínimo de oxígeno, el único camino para que ocurra esta renovación o ventilación del Golfo de México profundo es a través del Umbral de Yucatán. El transporte neto cerca del fondo (por debajo de la isoterma de 4.27°C) medido sobre el umbral (~ 0.32 Sv) sugiere un tiempo de residencia para las aguas profundas del Golfo de alrededor de 250 años, un tiempo extremadamente corto, congruente con una tasa de renovación vigorosa.

Por debajo del Umbral de Florida, el Golfo de México muestra dos capas, de fondo a interfaces definidas por isotermas, de transporte neto nulo. La capa intermedia ($4.39^{\circ}\text{C} < T \leq 6.85^{\circ}\text{C}$) gana calor por los flujos medio y turbulento a través del Canal de Yucatán (~ 3000 Gw). La mayor parte de esta ganancia de calor (~ 2800 Gw) se exporta a los niveles superiores mediante una difusión turbulenta negativa, y una porción menor (~ 200 Gw) se transfiere a la capa inferior ($T \leq 4.39^{\circ}\text{C}$) mediante una difusión turbulenta positiva y se exporta así hacia el Caribe por los flujos medio y turbulento. Las dos capas juntas, el Golfo profundo por debajo de los 750 m de

profundidad, ganan del orden de 2.9×10^3 Gw en virtud de la circulación media.

La transferencia turbulenta de calor de niveles más profundos del Golfo hacia el Caribe (~ 60 Gw) ocurre principalmente como eventos de renovación que duran de unos cuantos días a alrededor de mes y medio, durante los cuales agua más fría y densa y rica en oxígeno proveniente de niveles más profundos (por debajo de los 2000 m) del Caribe fluye sobre el Umbral de Yucatán dentro de una capa límite de fondo de $O(200$ m) de grosor, y se espera así que ésta se deslice por la pendiente norte del umbral como una corriente de gravedad. El origen de los eventos de renovación permanece incierto, pero puede estar asociado con Ondas Topográficas de Rossby, las cuales pueden ser inducidas por ondulamiento (presencia de meandros) de las corrientes medias en el Canal de Yucatán y el paso de remolinos a través de éste.

Algunos temas que merecen mayor investigación son la evaluación del flujo turbulento de calor vertical en los niveles intermedios del Golfo de México y su relación con la actividad turbulenta de los niveles superiores, la propagación de TRW's en el interior del Golfo, la naturaleza de las fluctuaciones de velocidad en el Canal de Yucatán profundo, y la dinámica del flujo de renovación del umbral hacia las planicies abisales del Golfo. En el siguiente capítulo se tratará el primer tema planteado, a partir del análisis de observaciones directas en el Golfo central.

III Flujos verticales de calor en el centro del Golfo de México

III.1 Introducción

De acuerdo con los resultados observacionales de la sección anterior y reportados por Rivas *et al.* (2005), por debajo del Umbral de Florida, el Golfo de México muestra dos capas de transporte neto nulo. La capa intermedia (entre las profundidades de 700 m y 1350 m) gana calor por el flujo medio a través del Canal de Yucatán (~ 3000 Gw), del cual una pequeña porción (~ 200 Gw) se transfiere a la capa inferior (por debajo de los 1350 m de profundidad) por medio de un flujo turbulento dirigido hacia abajo y se exporta hacia el Caribe por los flujos medio y turbulento. El remanente de calor (~ 2800 Gw) no puede mas que exportarse hacia los niveles superiores mediante un flujo turbulento en contra de la difusión molecular. El objetivo de este capítulo es mostrar evidencias de la existencia de tal flujo turbulento de calor hacia arriba, por medio de observaciones directas. Este flujo turbulento está asociado, de alguna manera, a la actividad de los remolinos presentes en los niveles superiores que se separan de la Corriente de Lazo.

Los procesos como los de inestabilidad de las corrientes medias y de los remolinos pueden demandar la energía potencial disponible del campo medio de densidad, por medio de un flujo de flotabilidad a lo largo o a través de las isopícnas. La evaluación directa de los flujos de flotabilidad es una tarea difícil en oceanografía, ya que se requiere conocer las corrientes verticales, las cuales son generalmente pequeñas, a menudo de unos cuantos milímetros por segundo, de manera que las mediciones directas normalmente no sobrepasan el margen de error. Sin embargo, algunos estudios observacionales como el de Schott y Johns (1987) en la Corriente de Somalia han mostrado que la medición de las corrientes verticales a partir de ADCPs puede ser potencialmente útil para estudiar fenómenos cuyas velocidades verticales son apenas mayores a unos cuantos

milímetros por segundo. De hecho, los ADCPs han sido usados de manera exitosa en otras aplicaciones oceánicas que requieren de la medición de la corriente vertical, tal como los estudios de turbulencia (Lu y Lueck, 1999a; 1999b; Stacey *et al.*, 1999a; 1999b; Stacey, 2003), los flujos turbulentos en la banda de ondas inerciales (van Haren *et al.*, 1994; Gemmrich y van Haren, 2002; van Haren *et al.*, 2005), la velocidad vertical inducida por marea (Marsden *et al.*, 1994), la convección y mezcla profundas (Schott *et al.*, 1993), la formación de agua profunda sobre la plataforma continental (Shcherbina *et al.*, 2004), y otras. Sin embargo, aparentemente el único trabajo en el que se reportan mediciones directas de ADCP de la velocidad vertical en remolinos de mesoescala es aquél de van Haren *et al.* (2006), quienes reportan velocidades verticales medidas entre los 1900 y los 2400 m de profundidad en la Cuenca de Argelia en el Mar Mediterráneo, las cuales alcanzan valores de hasta $\sim -3 \text{ cm s}^{-1}$ durante el paso de los remolinos de mesoescala.

Como se discutirá en las secciones siguientes, las mediciones de velocidad vertical aquí analizadas muestran señales y ruido de alta frecuencia atribuible a la presencia de mareas, ondas internas e inclusive a la actividad biológica. No obstante, esta sección se enfoca mas bien en procesos de frecuencia menor asociados con la actividad de remolinos de mesoescala presentes en la capa superficial del Golfo de México, ya que, como también se discutirá posteriormente, la principal contribución al flujo vertical de calor está asociada a los movimientos de escala temporal mayor a una semana. Esta actividad de remolinos se observa en las series temporales filtradas (con un pasa-bajas) de las fluctuaciones de velocidad y temperatura como eventos verticalmente coherentes, relacionados con el paso de remolinos de mesoescala originarios de la Corriente de Lazo.

El resto de este capítulo está organizado de la manera siguiente: La Sección III.2 describe los datos y el método usado para su análisis, así como el control de calidad de los datos útiles para las estimaciones de los flujos verticales. La Sección III.3 muestra

los resultados de la estimación del flujo vertical de calor y su relación con la actividad de remolinos en los niveles superiores de la columna de agua. En la Sección III.4 se discuten las implicaciones de la existencia del flujo vertical de calor. Finalmente, la Sección III.5 sintetiza los resultados principales.

III.2 Datos

III.2.1 Arreglo experimental y datos auxiliares

Un anclaje con dos ADCPs Longranger de 75 kHz de Teledyne RDI orientados hacia arriba a media agua (361 m y 1227 m; de aquí en adelante referidos como LR1 y LR2; ver Tabla III para algunas especificaciones de los instrumentos) y cuatro correntímetros Aanderaa RCM11 distribuidos a los largo de la columna de agua (en 538, 741, 1449, 1955 m de profundidad), fueron operados en un anclaje ubicado en $25^{\circ}05.2'N$, $90^{\circ}30.0'W$ (Fig. 16) de mayo de 2003 a agosto de 2004, el cual porporcionó 16 meses de mediciones de velocidad (3D en los ADCPs, y 2D en los correntímetros) y temperatura en el centro del Golfo de México. Los correntímetros suministraron registros horarios, mientras que los ADCPs suministraron registros cada 30 min., de aquí que los datos de los ADCPs fueran promediados en datos horarios.

Además se contó con registros de las variaciones de profundidad (presión) en los ADCPs los cuales, como se explicará más adelante, fueron útiles para obtener los datos de temperatura normalizados en profundidades nominales. Además de los datos del anclaje, se realizaron dos estaciones hidrográficas en la cercanía de su posición justo antes de su instalación y justo después de su recuperación; éstas proporcionaron perfiles verticales de temperatura mediante el descenso de un CTD Sea Bird SBE911plus (ver Fig. 1).

Además de los datos ya descritos, se obtuvieron mapas de anomalías del nivel del mar para el Golfo de México durante el periodo de mayo de 2003 a agosto de 2004,

Tabla III: Algunas especificaciones de los ADCPs usados en este estudio.

	LR1	LR2
Posición	25°05.15'N 90°30.00'W	
Profundidad	360.6 m	1226.9 m
Tipo de ADCP	RDI Workhorse Long Ranger / 76.8 kHz	
Modo de operación	Banda ancha	
Número de serie	3551	3452
Periodo de observación	2003/05/11/22:45:00 - 2004/08/27/21:15:00	
Número de datos	22,750 por celda de prof.	
Inclinación de los haces	20°	
Pulsos por ensamble	18	
Segundos entre pulsos	100	
Intervalo de ensamble	1800 s	
Celda de prof.	10 m	
Primera celda de prof.	17.98 m sobre cabeza ($z = 342.6$ m)	18.56 m sobre cabeza ($z = 1208.4$ m)
Intervalo nominal de muestreo	42 celdas de prof.	50 celdas de prof.
Intervalo de datos útiles	celdas 2-31 ($z = 332.6$ - 42.6 m)	celdas 7-48 ($z = 1148.4$ - 738.4 m)
Exactitud brújula	$\pm 2^\circ$	
Exactitud sensor de inclinación	$\pm 0.5^\circ$	
Exactitud velocidad	$\pm 5 \text{ mm s}^{-1}$	
Precisión temperatura	$\pm 0.4^\circ\text{C}$	

de los datos multisatelitales (Jason-1, Envisat, GFO y Topex/Poseidon) disponibles en el sitio de Internet de *AVISO* ¹. Éstos tienen una resolución espacial de $1/3^\circ$ y una resolución temporal de 3.5 días.

Adicionalmente, se contó con la base de datos de alta resolución ($1/4^\circ$) del análisis de temperatura y salinidad para el océano mundial, versión 2, de NOAA-NODC ². A partir de estos datos se calcularon los perfiles medios de temperatura para el centro del Golfo, mediante la interpolación de la malla de $1/4^\circ$ a la posición del anclaje. Es importante hacer notar que los datos hidrográficos históricos, a partir de los cuales se

¹<http://www.las.aviso.oceanobs.com/las/servlets/dataset>

²www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/qd_ts01.html

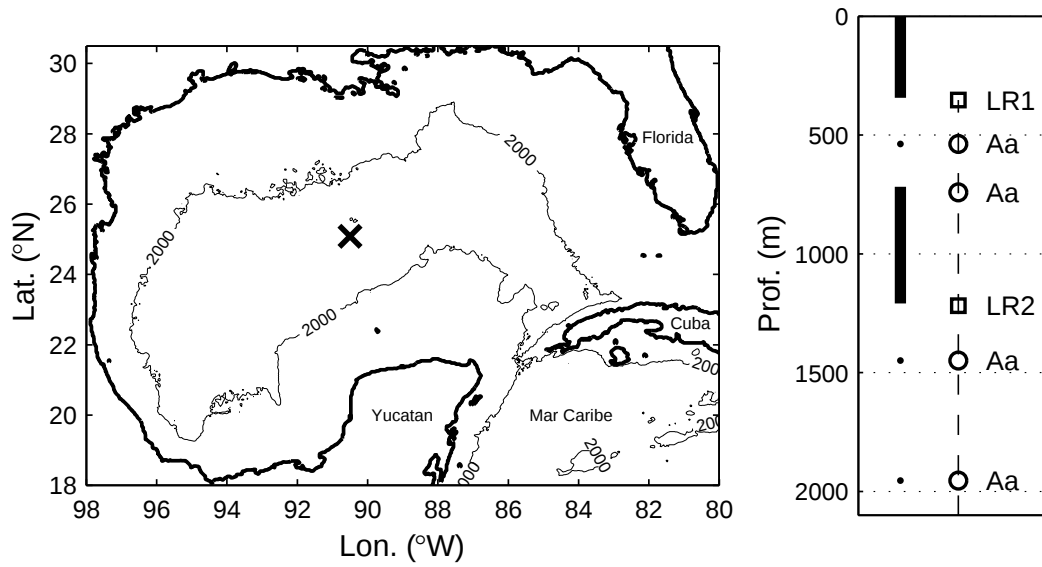


Figura 16: Izquierda: Posición del anclaje en el centro del Golfo de México ($25^{\circ}05.2'N$, $90^{\circ}30.0'W$). Derecha: Distribución vertical de los sensores: incluye dos ADCPs Long-ranger de 75 KHz (LR1 y LR2), y cuatro correntímetros Aanderaa (Aa's); la líneas gruesas representan la covertedura de medición. El fondo en tal posición se encuentra a 3590 m de la superficie libre.

elaboró la climatología, se encuentran concentrados principalmente en el norte del Golfo, y en la parte central (en la cercanía del anclaje) el número de estaciones es mucho menor; por esto, la climatología es menos confiable en esta última región. No obstante, el perfil climatológico es congruente con los dos lances hidrográficos mencionados anteriormente.

III.2.2 Procesamiento de los datos

Las variaciones de profundidad registradas por los ADCPs permitieron la corrección de los registros de velocidad vertical (medida únicamente en los ADCPs) mediante la suma de la razón de cambio temporal de los desplazamientos verticales del instrumento, aunque esta fuera alrededor de dos órdenes de magnitud menor que la velocidad vertical del flujo, de manera que esta corrección no cambia los resultados de manera significativa.

Los perfiles hidrográficos de temperatura permitieron corroborar los datos inicial y final de las series de temperatura del anclaje, así como ajustar la calibración de la serie completa mediante una interpolación lineal. Por otro lado, para corregir los datos

de temperatura por las variaciones de profundidad de cada instrumento, se utilizó un esquema simple, en el que la temperatura corregida es

$$T_{corr} = T_{obs} + \Delta T, \quad (15)$$

con

$$\Delta T = T_{ref}(z_{ref}) - T_i(z_i), \quad (16)$$

donde T_{obs} es la temperatura tomada directamente del instrumento, mientras que T_{ref} y T_i son las temperaturas interpoladas en la profundidad de referencia z_{ref} (profundidad nominal del instrumento) y en las profundidades instantáneas z_i (tomadas directamente del instrumento), a partir del perfil vertical medio climatológico. Entonces, se obtuvieron así los registros de temperatura normalizados a las profundidades nominales. Las diferencias entre las series originales y las corregidas son pequeñas (Fig. 17). Además, se realizó una comparación entre el método de corrección aquí propuesto y el método “adiabático” propuesto por Sheinbaum *et al.* (2006), no existen diferencias importantes entre las series corregidas por ambos métodos.

La temperatura en los seis niveles de medición es verticalmente coherente, varía esencialmente de manera lineal con la profundidad (Fig. 17), de manera que es razonable interpolar la temperatura en los niveles intermedios, dígame dentro del dominio del LR2, y así contar ahí con series de todas las variables en cada celda de profundidad. Para esta interpolación se utilizó el método propuesto por Johns *et al.* (1995), el cual toma en cuenta la estratificación vertical media en la localidad donde se realiza la interpolación. De acuerdo con este método, para cada tiempo, la temperatura interpolada en el i -ésimo nivel (z_i), el cual se encuentra entre dos niveles (z_1, z_2) donde existen mediciones de temperatura (o coincide con alguno de estos dos niveles), está dada como

$$T(z_i) = \sum_{k=1}^2 c_k \left[T_k + \int_{z_k}^{z_i} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} dz \right], \quad (17)$$

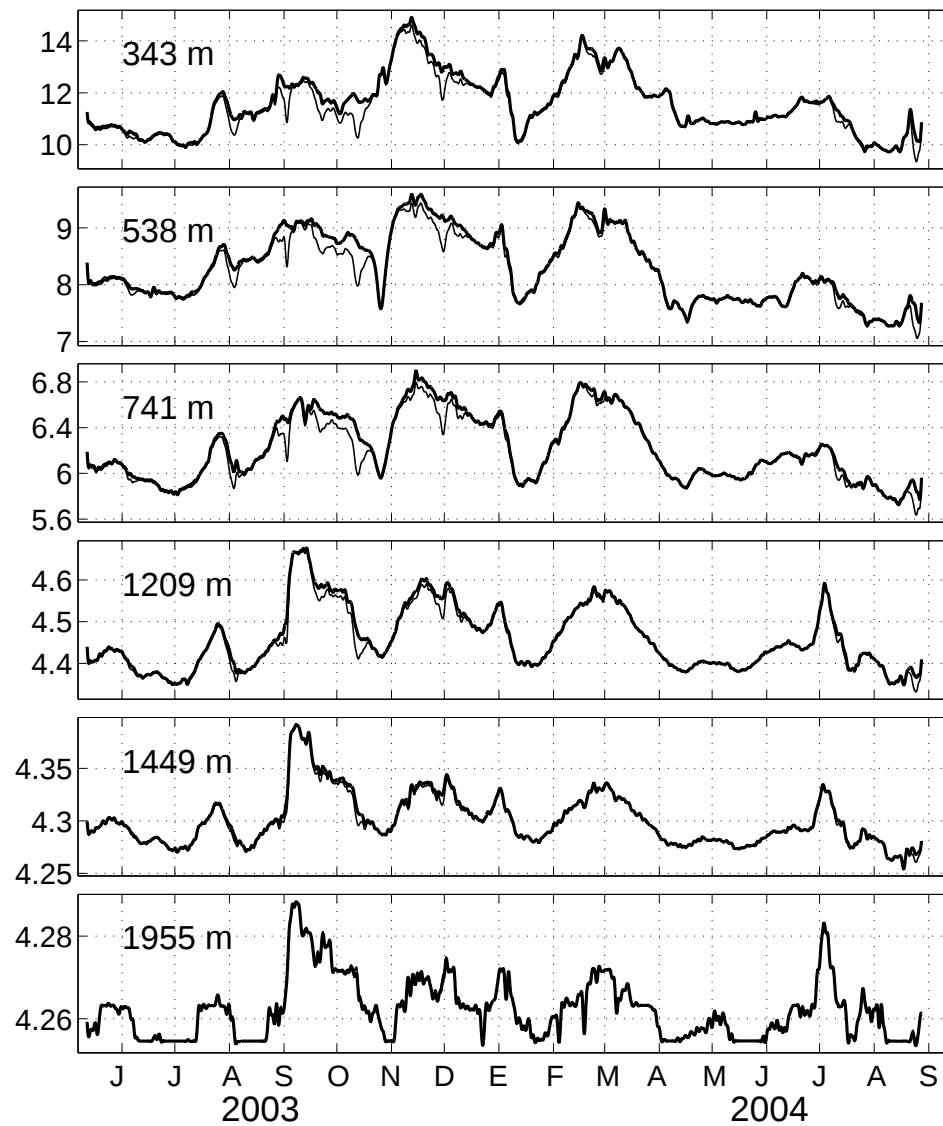


Figura 17: Evolución temporal de la temperatura (en °C) en los seis instrumentos del anclaje, corregidos por variaciones de profundidad del instrumento. La líneas delgadas superpuestas corresponden a las series sin corregir. Las marcas en el eje temporal indican el inicio de cada mes.

con

$$c_k = 1 - \frac{|z_i - z_k|}{z_2 - z_1}, \quad (18)$$

donde $\partial\bar{T}/\partial z$ es la derivada del perfil medio climatológico de temperatura. Entonces, una vez realizada la interpolación, es posible evaluar los productos covariantes entre la velocidad y la temperatura y entre las componentes de la velocidad en ese dominio, por lo que el análisis presentado se enfoca en las profundidades entre 700 m y 1200 m.

Las series de datos horarios fueron filtradas con un filtro pasa-bajas de Lanczos con un periodo de corte de 48 horas y posteriormente diezmadas a valores cada seis horas. Este filtrado se realizó porque, como se discutirá en la siguiente sección, los registros de velocidad vertical mostraron contaminación por una señal diurna atribuible a la migración vertical del zooplancton. Ya que se tenía la incertidumbre sobre cuánta de la variabilidad mostrada en estos registros se debía realmente a la señal física de la velocidad vertical del flujo, se decidió eliminar la banda de frecuencias correspondientes a periodos ≤ 2 días. Esta banda contribuiría alrededor de un 15% adicional a los promedios del flujo de calor mostrados en la Sección III.3.1, pero es difícil establecer cuánto de este porcentaje es debido verdaderamente a la componente vertical de la velocidad.

III.2.3 Calidad de los datos

Los ADCPs realizan cuatro pruebas de calidad a los datos de velocidad, las cuales se basan en la comparación de los indicadores de calidad de los registros (correlación, intensidad del eco, velocidad de error, y porcentaje de datos buenos) con los valores mínimos permitidos, definidos internamente en la programación del instrumento. Se excluyen los registros por debajo de 64 conteos de correlación, 50 conteos de intensidad del eco, y 25% de datos buenos, así como aquellos que superan lo 2000 mm s^{-1} de velocidad error. Pueden consultarse los detalles sobre las pruebas de calidad de los

datos y los valores mínimos permitidos en RDI (1998) y la demás documentación técnica disponible en el sitio de Internet de Teledyne RDI ³.

Los indicadores de calidad de los registros aquí analizados estuvieron muy por encima de los valores mínimos antes mencionados (Fig. 18). De hecho, el porcentaje de bondad de la velocidad (*PG4*), *i.e.* el porcentaje de las estimaciones de velocidad obtenidas a partir de una solución basada en los cuatro haces, es sorprendentemente alto en ambos instrumentos, con $PG4 > 90\%$. Además, tanto la intensidad del eco como la correlación están por encima de 80 en LR1 y por encima de 95 en LR2. No obstante, solamente las celdas 2 a la 31 (de 333 m a 43 m de profundidad) en LR1 y de las celdas 7 a la 48 (de 1148 m a 738 m de profundidad) en LR2, fueron utilizados para estimar el flujo vertical turbulento de calor y los esfuerzos de Reynolds, ya que las celdas excluidas mostraron datos irreales o velocidades verticales poco coherentes. En los datos cercanos a la superficie, estas incoherencias son debidas posiblemente a una contaminación por la reflexión en la superficie de los lóbulos acústicos laterales (Schott, 1986; Schott y Johns, 1987; y Smith, 1989). En los datos cercanos a la cabeza de los instrumentos, las incoherencias pueden ser debidas a un “campaneo residual de los transductores” (Flagg y Smith, 1989), a un sesgo en el filtro de la señal resultante del efecto Doppler (Chereskin *et al.*, 1989), o incluso a la interferencia por la presencia del cable del anclaje.

Otra posible limitación en las mediciones de los ADCPs puede ser la ocurrencia de inclinaciones considerables del instrumento, ya que éstas pueden cambiar la exactitud tanto de la brújula como del sensor de inclinación, produciéndose así errores que pueden sesgar los registros de velocidad. Teledyne RDI recomienda (en la documentación técnica disponible en su sitio de Internet ⁴) una inclinación máxima de $\pm 15^\circ$ para mantener la exactitud de la brújula y del sensor de inclinación especificada en la

³www.rdinstruments.com

⁴www.rdinstruments.com

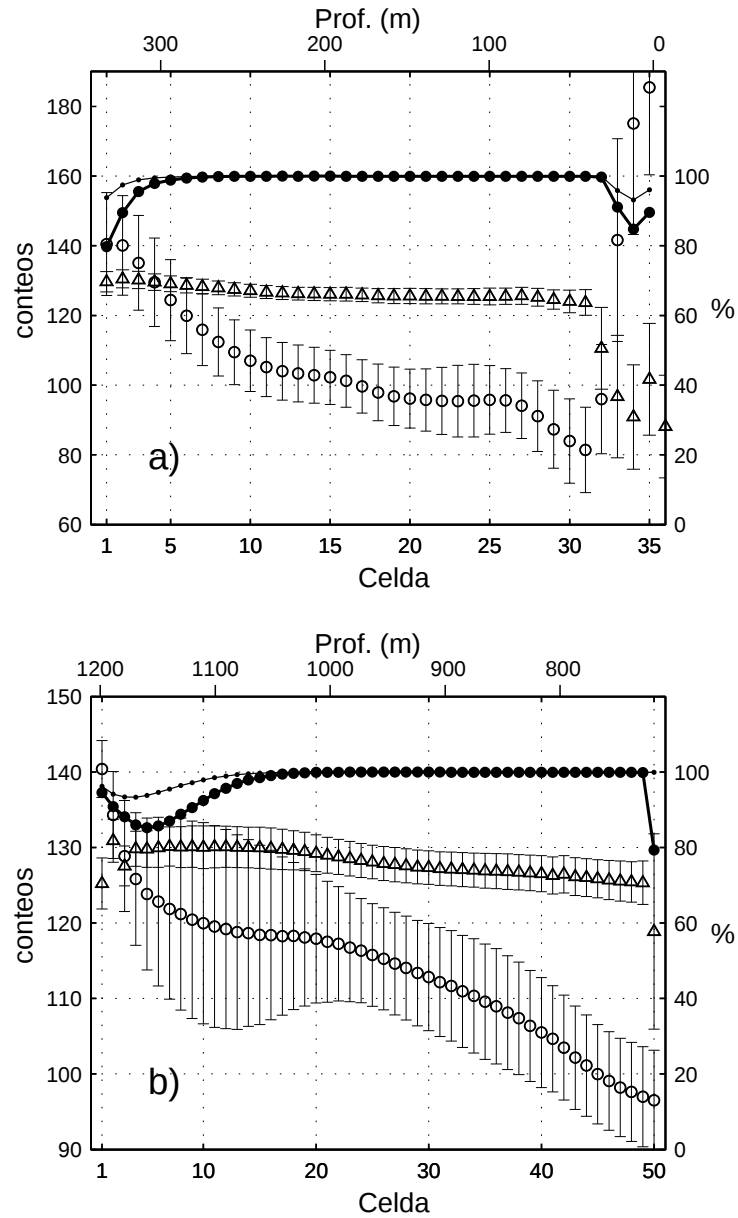


Figura 18: Valores medios de algunos indicadores de calidad de los datos para LR1 (a) y LR2 (b). Escala del lado izquierdo: Los círculos blancos corresponden a la intensidad del eco; los triángulos corresponden a la correlación promediada para los cuatro haces; las barras de error en ambas series indican su desviación estándar. Escala del lado derecho: Los círculos negros corresponden al porcentaje de datos buenos por ensamble para las componentes de velocidad estimadas a partir de los cuatro haces ($PG4$); las líneas con puntos corresponden al porcentaje de datos estimados usando ya sea tres o cuatro haces.

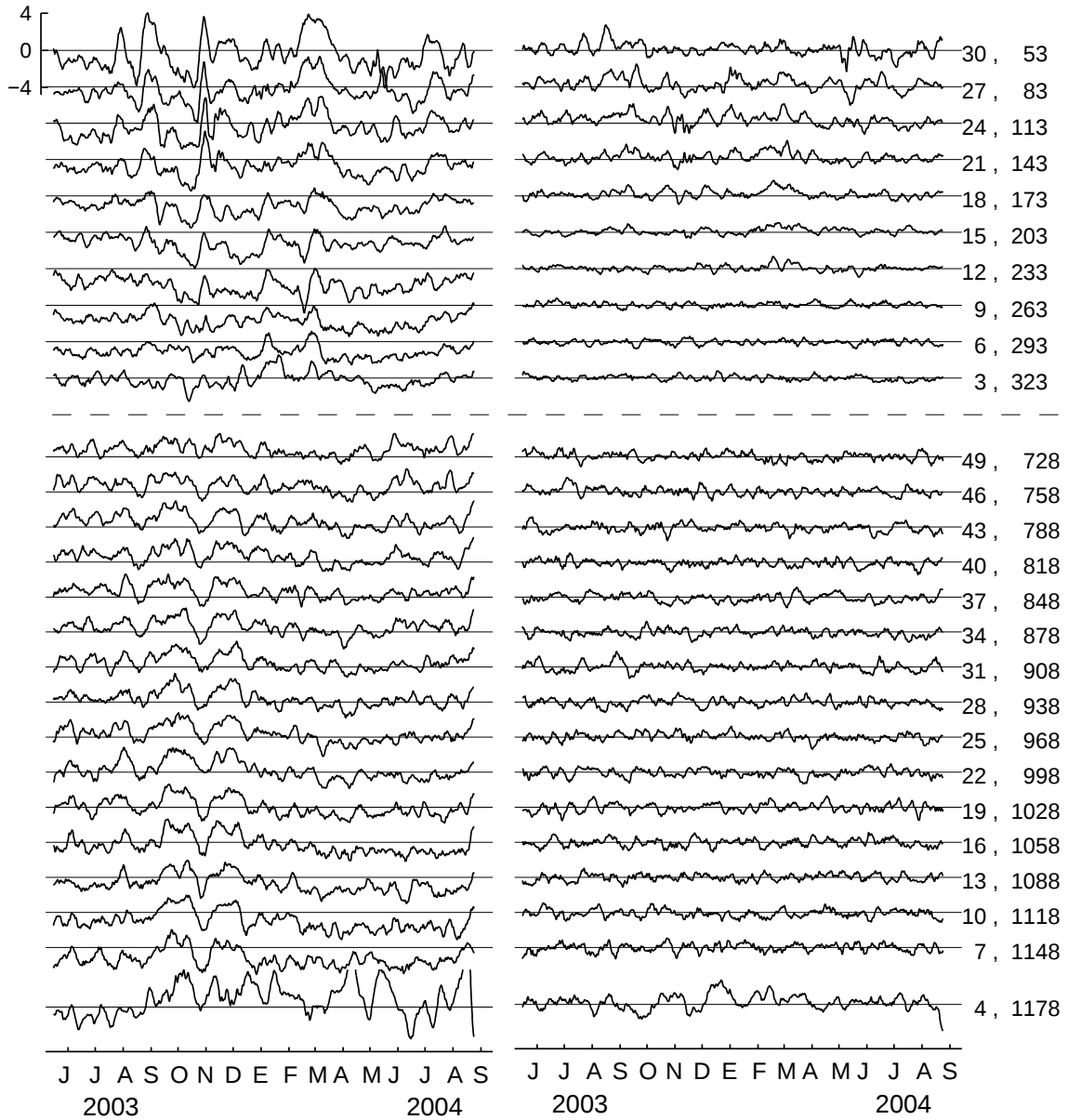


Figura 19: Evolución temporal de la velocidad vertical w (series del lado izquierdo) y velocidad error e (series del lado derecho) en LR1 y LR2 (separados por la línea horizontal discontinua). Todas las series se escalan con el eje vertical localizado en la esquina superior izquierda, cuyas unidades son mm s^{-1} . El primer número al final de cada serie indica el número de celda, mientras que el segundo número indica la profundidad correspondiente (en m). Las marcas en el eje temporal indican el inicio de cada mes.

Tabla III. Afortunadamente, las inclinaciones de LR1 y LR2 nunca excedieron los 5° ; de hecho, la inclinación fue generalmente pequeña, con media y desviación estándar de $1.7 \pm 0.1^\circ$ en LR1 y $1.2 \pm 0.6^\circ$ en LR2.

Por otro lado, se observó otra señal no física en los datos de la velocidad vertical, causada probablemente por la libre migración vertical del zooplancton. Este movimiento tiene una magnitud de unos cuantos centímetros por segundo y ocurre principalmente en periodos diurnos, como se ha reportado en diversos estudios en los que se aprecia contaminación de las corrientes verticales por esta señal biológica (*e.g.*, Schott y Johns, 1987) o, por el contrario, en los cuales los ADCPs fueron usados exitosamente para medir la abundancia y la migración vertical del zooplancton (*e.g.*, Flagg y Smith, 1989; Tarling *et al.*, 1998; Zhu *et al.*, 2000).

El lado izquierdo de la Fig. 19 muestra las series de tiempo de la velocidad vertical w en LR1 y LR2; el lado derecho muestra la velocidad de error e , la cual es una salida estándar de los ADCPs, pero los valores registrados deben ser divididos por un factor de $4 \cos \theta$ (donde $\theta = 20^\circ$ es el ángulo de inclinación de los haces del ADCP con respecto a la vertical) para ser comparables con w y así coincidir con la definición de las componentes de la velocidad verdadera (van Haren *et al.*, 1994; van Haren, 2000; Gemmrich y van Haren, 2002; van Haren *et al.*, 2005). Esta velocidad de error e es la diferencia en velocidad a lo largo del haz entre los pares de haces, y es indicativa de la inhomogeneidad del flujo a través de la separación de los haces (o una falla de uno o más haces), de manera que ésta puede ser usada para verificar el nivel de significancia de w con respecto al ruido instrumental (van Haren *et al.*, 2005). En las series que aparecen en la Fig. 19, w es mayor que e , y además muestra bastante coherencia vertical; de hecho, el coeficiente de correlación r entre las series de una celda y las series de la celda siguiente (rechazando los datos contaminados mencionados previamente) es alta y significativa: 0.87 ± 0.05 en LR1 y 0.82 ± 0.05 en LR2.

No obstante, la magnitud de w ($\sim 3 \text{ mm s}^{-1}$) es alrededor de un orden de magnitud mayor que la que pronostican típicamente los modelos teóricos de movimiento vertical de mesoescala (*e.g.*, Shearman *et al.*, 1999; Viúdez y Dritschel, 2003), aunque Pallàs Sanz y Viúdez (2005) reportan en uno de sus mapas un valor máximo ($\sim -0.7 \text{ mm s}^{-1}$) del orden de magnitud de las mediciones aquí analizadas. Los valores de w son, sin embargo, menores que aquéllos observados por van Haren *et al.* (2006) a los 1900-2400 m de profundidad en la Cuenca de Argelia durante el paso de remolinos de mesoescala, cuyos valores alcanzan hasta los -30 mm s^{-1} . Este último es aparentemente el único trabajo que reporta mediciones directas de velocidad vertical dentro de remolinos de mesoescala.

Más importante aún, los valores de w son suficientemente pequeños para caer dentro de los límites de la precisión del instrumento ($\sim 5 \text{ mm s}^{-1}$, ver Tabla III). Sin embargo, la coherencia vertical de las series de w refuerza la confianza en la bondad de los datos. Adicionalmente, tras inspeccionar los archivos de datos crudos, los ingenieros de Teledyne RDI han indicado que los instrumentos aquí utilizados parecen haber funcionado correctamente, de manera que los registros aparentan estar bien.

Además, de acuerdo con Ott (2005), la velocidad vertical puede sesgarse considerablemente por errores en la medición de los ángulos de inclinación del instrumento, y esto puede inspeccionarse tras obtener para cada profundidad el ángulo de corrección necesitado (en el cabeceo y en el balanceo, separadamente) para minimizar la raíz cuadrada del promedio de w^2 y la magnitud de esta minimización. En las series aquí analizadas la minimización no cambia de manera significativa, por lo que se puede confiar en los datos (Michael Ott, comunicación personal).

III.3 Resultados

III.3.1 Eventos de flujo vertical de calor y remolinos de mesoescala

Aquí se analizará el flujo vertical de calor en los niveles intermedios, el cual está relacionado con los remolinos de mesoescala presentes en los niveles superiores. Basándose en una descomposición de Reynolds, el vector velocidad $\mathbf{u} = (u, v, w)$ y la temperatura T pueden escribirse como $\mathbf{u} = \bar{\mathbf{u}} + \mathbf{u}'$ y $T = \bar{T} + T'$, donde las barras representan un promedio de las series de datos de 16 meses y las primas representan fluctuaciones alrededor de este promedio, debido a transitorios. Entonces, el flujo vertical turbulento de temperatura puede estimarse mediante un método directo de correlación

$$\overline{w'T'} = \overline{(w - \bar{w})(T - \bar{T})}. \quad (19)$$

Este producto covariante es proporcional a un flujo de calor, aunque la temperatura sea en sí sólo un indicador del calor. La Fig. 20 muestra las series de tiempo de $w'T'$ en diferentes niveles; promediar estas series corresponde entonces a la expresión (19). Tres picos sobresalen en las series, los cuales son razonablemente coherentes y duran alrededor de un mes y medio. Por debajo de los 700 m de profundidad, los eventos ocurridos durante septiembre y noviembre-diciembre de 2003 se observan como flujos de calor hacia arriba (valores positivos), a diferencia del evento de febrero-marzo de 2004, el cual es esencialmente hacia abajo (valores negativos). Existe relación de estos picos con las series de altimetría (Fig. 21), ya que se observan tres eventos sucesivos de vorticidad negativa y valores significativos del segundo invariante del gradiente de la velocidad, el cual es indicativo de remolinos de mesoescala (ver Isern-Fontanet *et al.*, 2003). Estos remolinos provienen de la Corriente de Lazo.

Durante el periodo de observación, se desprendieron cuatro remolinos de la Corriente de Lazo. El primero fue un anticiclón “pequeño” que se formó a principios de agosto de 2003 al sureste de un remolino anticiclónico mayor, cuando éste casi se

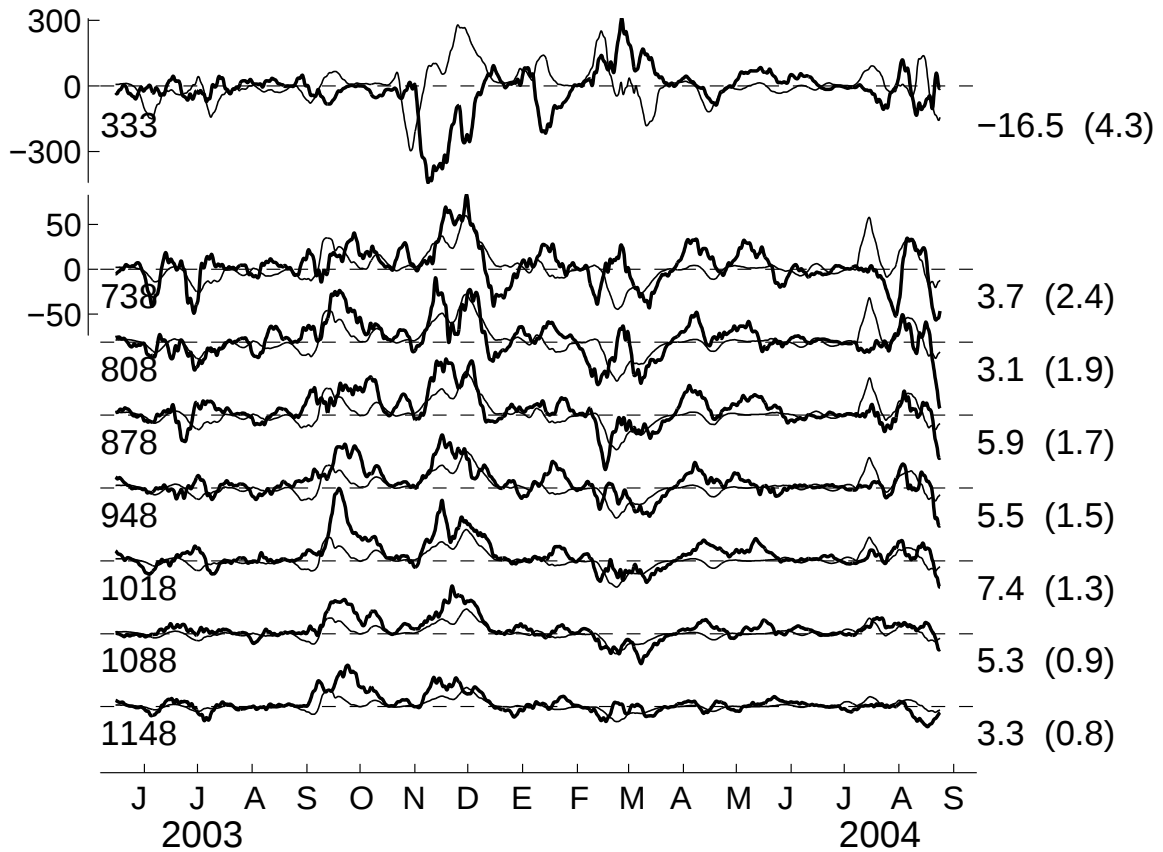


Figura 20: Evolución temporal del flujo turbulento vertical de temperatura en ocho niveles diferentes. Las líneas gruesas corresponden a la estimación directa de la ecuación (19) en $10^{-5} \text{ m } ^\circ\text{C s}^{-1}$, mientras que las líneas delgadas corresponden a la estimación adiabática de la ecuación (22) en $10^{-6} \text{ m } ^\circ\text{C s}^{-1}$. Note entonces que esta última serie fue multiplicada por 10 para una mejor comparación cualitativa entre ambas series. Los números del lado izquierdo indican la profundidad nominal de las series, aquellos del lado derecho indican la media del periodo: los primeros corresponden a la estimación directa, los segundos (en paréntesis) corresponden a la estimación adiabática. Las series sin eje de las ordenadas se escalan con la serie próxima superior que sí lo tenga. Las marcas en el eje temporal denotan el inicio de cada mes.

separaba de la Corriente de Lazo. Se observa típicamente que este tipo de remolinos anticiclónicos de menor tamaño se separan de la Corriente de Lazo, así como de otros remolinos cálidos de mayor tamaño, a través de sus interacciones con ciclones en su periferia (Schmitz, 2005; Leben, 2005). Como se mostrará posteriormente, este remolino menor (de aquí en adelante referido como MEd) tuvo efectos importantes sobre las series de las observaciones. Los otros eventos de separación corresponden a la formación

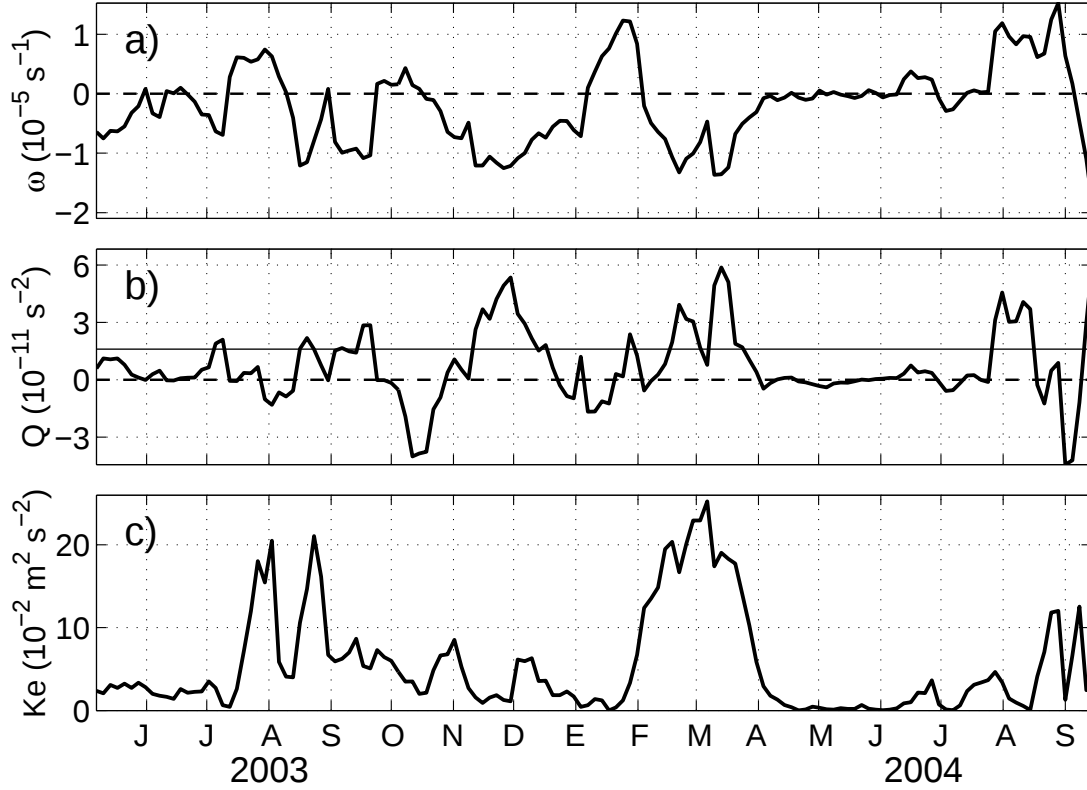
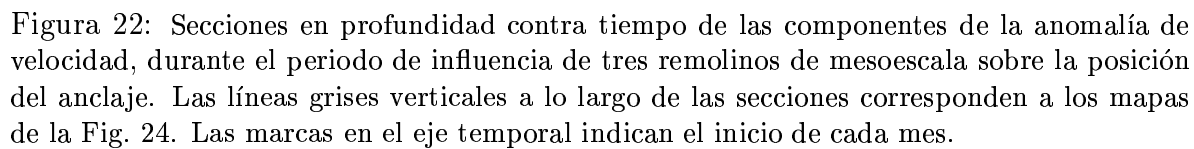


Figura 21: Evolución temporal de (a) la vorticidad relativa ω , (b) el segundo invariante del gradiente de la velocidad superficial Q (ver Isern-Fontanet *et al.*, 2003), y (c) la energía cinética turbulenta K_e obtenidos a partir de los datos de altimetría del Golfo de México e interpolados en la posición del anclaje. De acuerdo con Isern-Fontanet *et al.* (2003), los núcleos de los remolinos están caracterizados por $Q > Q_0$, donde Q_0 es un valor positivo “elevado”; aquí se elige el valor $Q_0 = 0.54 \sigma_Q$ (con $\sigma_Q = 2.98 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$ la desviación estándar de los mapas de Q), denotado por la línea horizontal delgada en el recuadro (b). Las marcas en el eje temporal denotan el inicio del mes.

de tres de los llamados Remolinos de la Corriente de Lazo, “Sargassum”, “Titanic” y “Ulysses” (de aquí en adelante referidos como SEd, TEd y UEd), nombrados por el programa *Eddy Watch* de *Horizon Marine, Inc.*⁵. Sin embargo, UEd no tuvo efectos importantes sobre las mediciones porque se desprendió a mediados de septiembre de 2004, alrededor de tres semanas del final de las mediciones; al final de las series de la Fig. 20 se aprecia un pico que se desarrollaba por la cercanía de UEd. SEd es el anticiclón mayor del cual se desprendió MED. Los detalles de la separación de estos

⁵www.horinmarine.com



A su paso sobre el anclaje, los remolinos originaron señales importantes en la

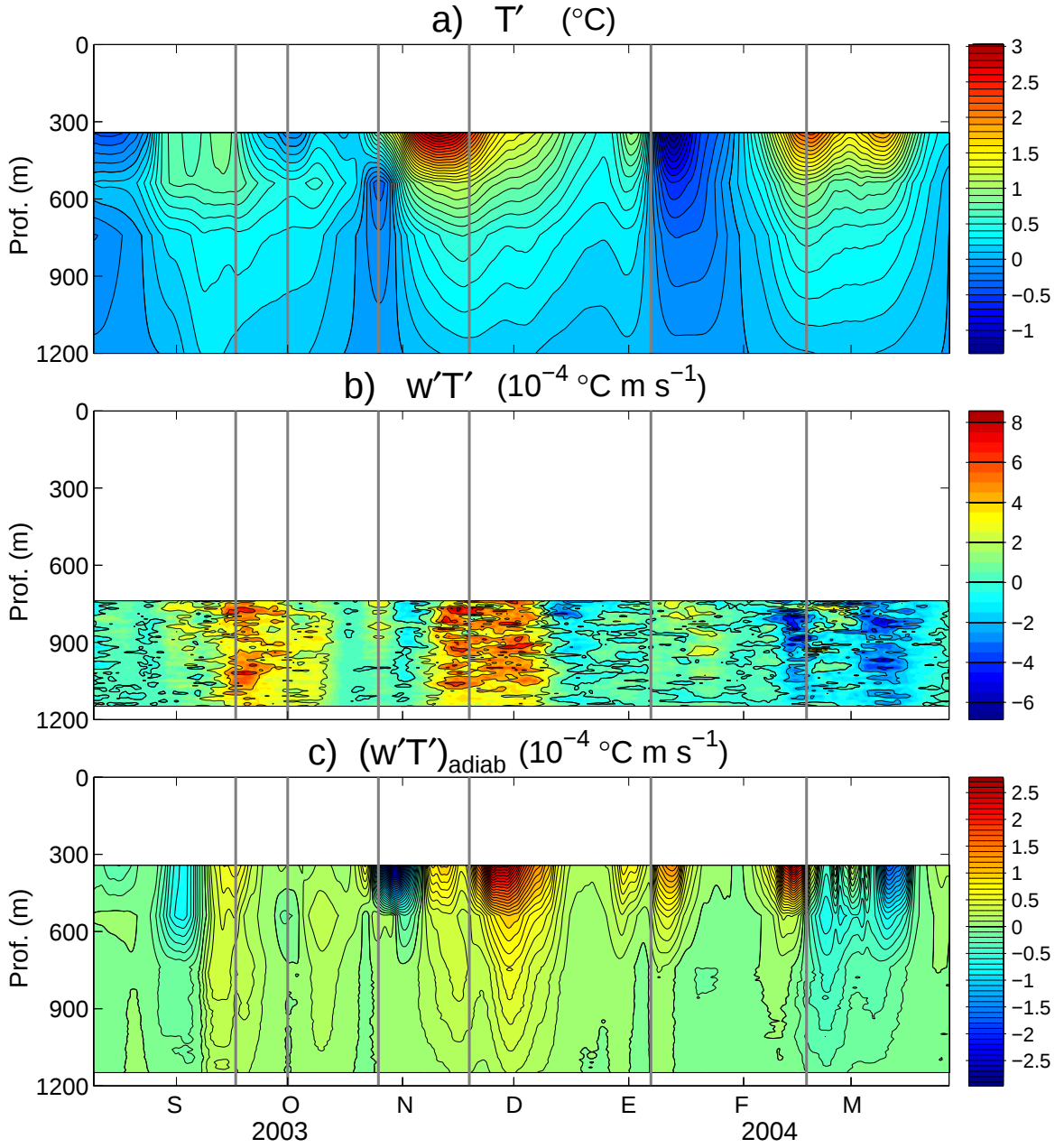


Figura 23: Igual que la Fig. 22, pero para la anomalía de temperatura y las estimaciones del flujo vertical de calor [ecuaciones (19) y (22)].

velocidad y la temperatura, como se puede observar en las Figs. 22 y 23. Por encima de los 400 m, la velocidad horizontal es coherente, pero por debajo de esa profundidad, se observan inversiones en el signo de la velocidad (Figs. 22a-b). Esto puede ser indicativo

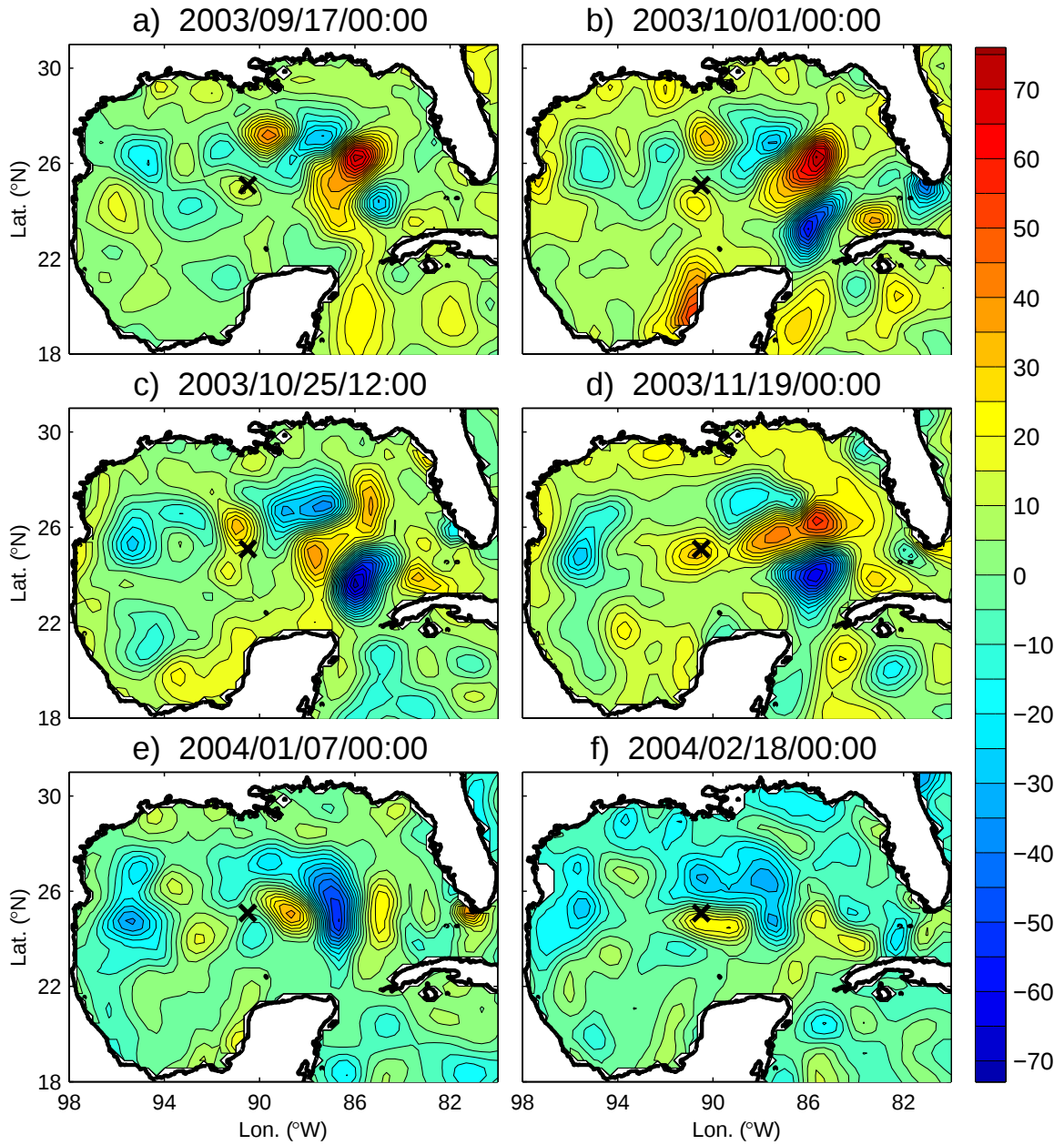


Figura 24: Mapas instantáneos de anomalías del nivel del mar (en cm), en intervalos irregulares, correspondientes a los tiempos señalados por las líneas grises verticales de la Figs. 22 y 23. La cruz denota la posición del anclaje.

de la existencia de anomalías de vorticidad de signo contrario a la de los remolinos en el fluido que se encuentra por debajo de éstos, o de una inclinación de las columnas de fluido, o de ambos. Además, en la presencia de un remolino se observan señales

coherentes importantes en la velocidad vertical, principalmente por debajo de los 700 m de profundidad (Fig. 22c). Cualitativamente, la principal diferencia entre las señales causadas por los tres remolinos sobre el anclaje es que los dos primeros (MEd y SEd, ver Figs. 24a y d) causan velocidades verticales positivas, mientras que el tercero (TEd, ver Fig. 24f) causa velocidades verticales negativas. Desde el punto de vista de la altimetría, la diferencia entre los eventos parece estar en que MEd y SEd posicionaron sus centroides cerca del anclaje, mientras que TEd solamente posicionó su periferia. Esto sugiere que el sentido del flujo vertical de calor observado depende de dónde se esté midiendo: por debajo de los 700 m, en el centro del remolino el flujo es positivo (hacia arriba), mientras que en la periferia del remolino es negativo (hacia abajo); por encima de los 400 m, la situación sería de la manera inversa. Esto podría sugerir la existencia de algún tipo de circulación secundaria dentro del remolino y en el fluido por debajo de éste.

Por otro lado, vale la pena mencionar que en las series de altimetría aquí presentadas se observó la fusión entre dos remolinos de mesoescala desiguales, MEd y SEd. Después de su separación del Lazo, SEd se desplazó hacia el oeste siguiendo aproximadamente la isóbata de 1500 m hasta que aparentemente “sintió” la presencia de MEd, deteniendo entonces su desplazamiento al oeste (Fig. 24b) y desplazándose al sur, hacia MEd. En este momento, los radios de SEd y MEd son de aproximadamente 107 y 86 km, respectivamente, y la distancia entre sus centroides ~ 309 km. A mediados de noviembre de 2003 (Fig. 24d), MEd y SEd se han fusionado completamente, de lo que resulta un sólo remolino que contendría el momento angular de los dos remolinos originales. El proceso de fusión duró alrededor de un mes y medio. Probablemente, las estructuras de signo alternado en la velocidad y la temperatura observadas por encima de los 600 m de profundidad (Fig. 22b, entre las líneas verticales primera y cuarta, correspondientes a los mapas de las Figs. 24b y d) pueden ser causadas por la presencia

de intrusiones (filamentos) de cada remolino a lo largo de la periferia de su contraparte durante la fusión, un proceso que puede estar además acompañado de ondas de choque (Nof, 1988), las cuales se manifestarían cerca de la banda de la frecuencia inercial. La presencia de este tipo de filamentos circundantes es una característica en la fusión de remolinos que ha sido observada numerosas veces en laboratorio (*e.g.*, Trieling *et al.*, 2005), así como también durante la fusión de dos remolinos cálidos de diferentes densidades en el sistema de la Corriente Australiana Oriental (Cresswell, 1982). La descripción de este fenómeno de fusión no es de importancia directa para este estudio, pero aun así se presenta aquí porque, por lo menos al conocimiento al autor, además del artículo de Cresswell (1982) no existe algún otro trabajo que reporte la fusión de dos remolinos de mesoescala observada en la naturaleza.

III.3.2 Perfiles medios de flujo vertical de calor

De la Fig. 20 se observa que por debajo de los 700 m, los eventos de flujo positivo dominan en las series de $w'T'$ ya que los promedios son positivos. A los 333 m, por otro lado, los eventos son en el sentido opuesto con respecto a los observados por debajo de los 700 m, lo que causa un flujo promedio negativo. La diferencia de signo entre los flujos promedio de los niveles intermedios y los niveles superiores indica una convergencia de calor en algún nivel entre los 333 m y los 738 m. A lo largo del dominio intermedio (por debajo de los 700 m), el flujo de temperatura es positivo (hacia arriba), en contra de la difusión molecular, y significativamente diferente de cero a un nivel de confianza del 96%. Esto es congruente con lo propuesto por Rivas *et al.* (2005).

Resulta entonces intrigante la existencia del cambio de signo del flujo de calor y su convergencia vertical dentro de la capa contenida entre los 333 m y los 738 m. Curiosamente, dentro de esta capa se encuentra la isoterma de 6.85°C (aproximadamente a los 615 m de profundidad, ver Fig. 25), que es la interfaz entre las capas superior e

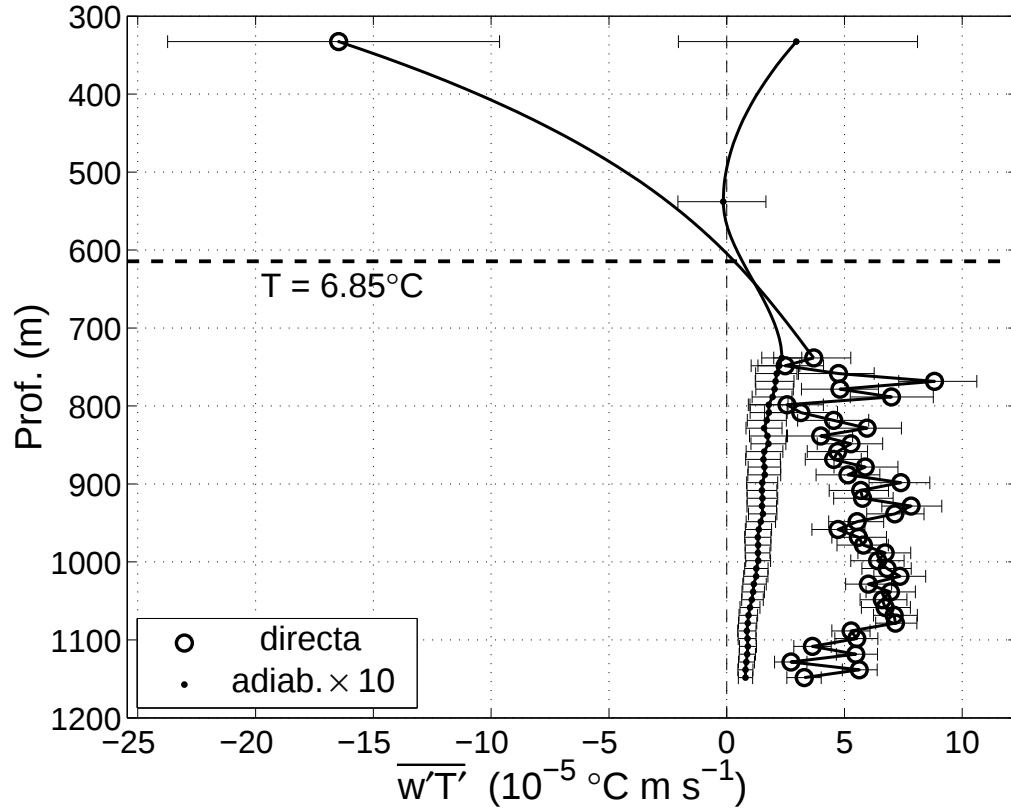


Figura 25: Perfiles medios de flujo vertical turbulento de temperatura $\overline{w'T'}$ de la estimación directa de la ecuación (19) y de la estimación adiabática de la ecuación (22); note que ésta última está multiplicada por 10 para ajustarse a la gráfica. Las barras de error corresponden al intervalo de confianza del 96%, cuyos límites son los percentiles 2 y 98 de un conjunto de 1000 medias obtenidas a partir de un método de *Bootstrap* (ver *e.g.*, Gentle, 2002) La línea discontinua horizontal indica la profundidad de la isoterma de 6.85°C, obtenida a partir de los lances hidrográficos descritos en la Sección III.2.1.

intermedia definidas por Rivas *et al.* (2005), y a través de la cual deben ocurrir los intercambios difusivos en contra de la difusión molecular. Entonces, el cambio de signo de $\overline{w'T'}$ se presenta cerca del nivel de la isoterma de 6.85°C, por lo que estos niveles cercanos a los 600 m muestran ser una zona de transición entre diferentes regímenes dinámicos (tal como lo sugieren Rivas *et al.*, 2005). Esto puede observarse también en las series de anomalía de velocidad de la Fig. 26, la cual muestra diferencias sutiles entre las series por arriba de los 500 m y aquéllas por debajo. Por ejemplo, el evento ocurrido en febrero-marzo de 2004, causado por el paso de TEd, se observa claramente

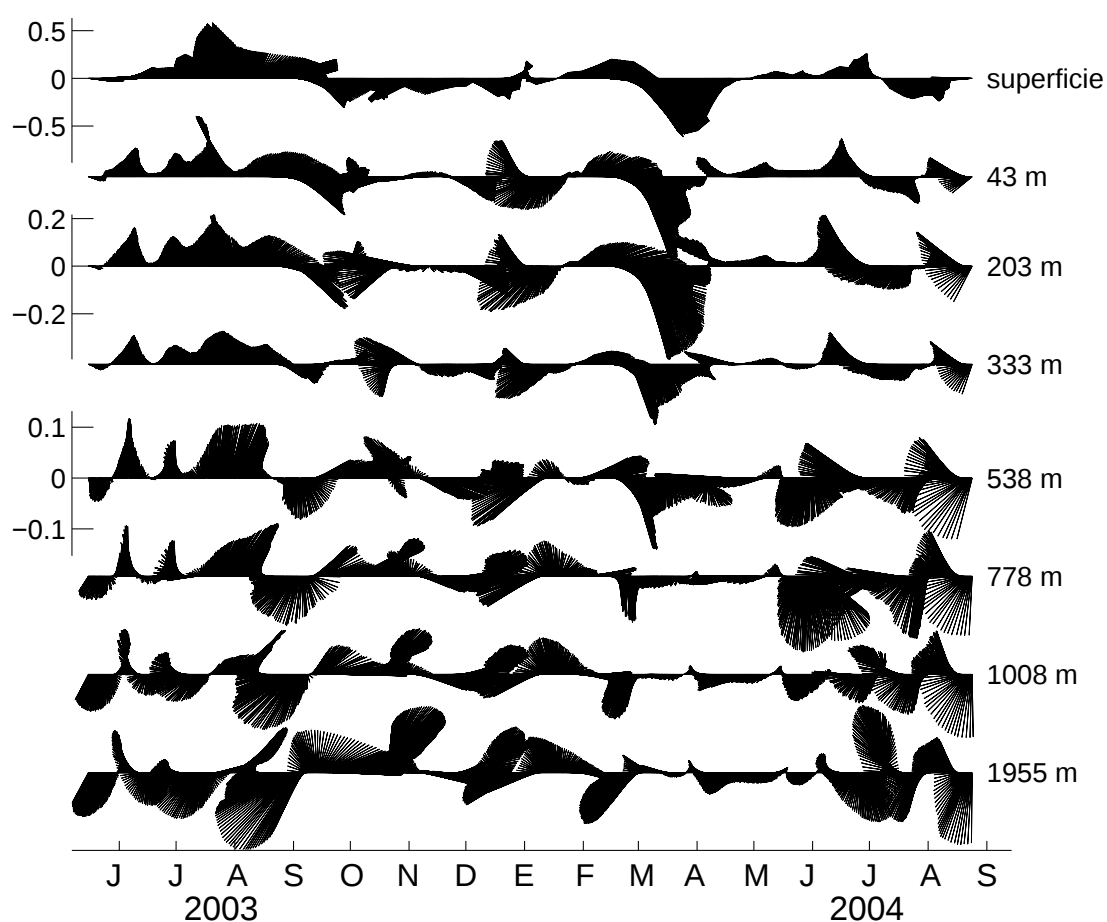


Figura 26: Evolución temporal de la anomalía de velocidad (en m s^{-1}) a diferentes niveles en el centro del Golfo de México. La serie etiquetada con “superficie” corresponde a la velocidad geostrófica calculada a partir de la altimetría. Las series sin eje de las ordenadas se escalan con la serie próxima superior que sí lo tenga. Las marcas en el eje temporal denotan el inicio del mes.

en los niveles superiores como un viraje anticiclónico de las astillas, pero en los niveles inferiores no es muy claro tal viraje (incluso la componente zonal es del signo opuesto). Así, las series por encima de los 300 m son muy coherentes entre sí, así como lo son entre ellas las series que están por debajo de los 700 m, pero las series a los 538 m son apenas moderadamente coherentes con ambos grupos. Desafortunadamente, no hubo mediciones de ADCP a lo largo de los “niveles de transición” antes mencionados, de manera que es imposible una descripción detallada de cualquier cisallamiento en la velocidad.

III.3.3 Flujo diapícnico contra flujo adiabático

Aquí se analizará si el flujo vertical positivo de calor en los niveles intermedios (Fig. 25) corresponde a un flujo diapícnico o a un flujo isopícnico. Para los niveles intermedios, donde el gradiente medio de temperatura es $\partial\overline{T}/\partial z \sim 4.1 \times 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$, se puede estimar de la manera usual una difusividad turbulenta diapícnica de calor como

$$\kappa = -\frac{\overline{w'T'}}{\partial\overline{T}/\partial z} \sim -1.5 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}, \quad (20)$$

cuyo signo es congruente con lo sugerido por Rivas *et al.* (2005), pero es alrededor de dos órdenes de magnitud mayor que el valor $\sim 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ sugerido por estos autores. Aplicando esta difusividad para todo el Golfo, implicaría una cantidad de calor de $\sim 2 \times 10^5 \text{ Gw}$ exportado hacia los niveles superiores, lo que es excesivo cuando se le compara con lo requerido por Rivas *et al.* (2005) para balancear el exceso de calor ($\sim 2800 \text{ Gw}$) ganado en los niveles intermedios por los intercambios con el Mar Caribe. Esta difusividad es comparable en magnitud, aunque no en signo, con los valores reportados para otras regiones persistentemente influenciadas por remolinos de mesoescala, tal como el Océano Austral (Naveira Garabato *et al.*, 2004; Thompson *et al.*, 2006).

No obstante, diversos autores (*e.g.*, Gent y McWilliams, 1990; Gent *et al.*, 1995;

Cessi y Fantini, 2004; Henning y Vallis, 2004; Cessi *et al.*, 2006) han establecido que por debajo de la capa superficial mezclada del océano el flujo es esencialmente adiabático y consecuentemente la mezcla de propiedades materiales ocasionada por los remolinos de mesoescala ocurre principalmente a lo largo de las superficies isopícnicas. Por tanto, parece razonable pensar que el flujo vertical observado (Fig. 20) se trate de la componente vertical de un flujo a lo largo de las isopícnas, y no a través de ellas. Suponiendo que la densidad es una función de la temperatura solamente, para cada tiempo, el flujo de calor perpendicular al gradiente de temperatura debe cumplir que

$$\mathbf{u}'T' \bullet \nabla T = 0, \quad (21)$$

de donde se obtiene una expresión para el flujo vertical de calor a lo largo de las isopícnas (isotermas), un flujo *adiabático*, de la forma

$$(w'T')_{adiab} = (u'T')s_x + (v'T')s_y, \quad (22)$$

con

$$\begin{aligned} (s_x, s_y) &= \left(-\frac{\partial T/\partial x}{\partial T/\partial z}, -\frac{\partial T/\partial y}{\partial T/\partial z} \right) \\ &= \frac{f_0}{g\alpha} \left(-\frac{\partial v/\partial z}{\partial T/\partial z}, \frac{\partial u/\partial z}{\partial T/\partial z} \right) \end{aligned} \quad (23)$$

la pendiente de las isotermas, bajo la aproximación de viento térmico; $f_0 = 6.2 \times 10^{-5}$ es el parámetro de Coriolis, g es la gravedad, y α es un coeficiente (constante) de expansión térmica.

La Fig. 20 muestra las series del flujo adiabático de la ecuación (22), sin promediar, sobrepuestas a las series de la estimación directa de la ecuación (19). Puede observarse que por debajo de los 700 m existe una importante similitud cualitativa entre ambas estimaciones, mostrándose que los eventos asociados a los remolinos de la Corriente de Lazo, así como sus promedios (Fig. 25), tienen los mismos signos en ambas estimaciones.

Esta similitud entre ambos flujos sugiere que una parte del flujo observado debe dirigirse a lo largo de las isopícnas. El flujo de calor inducido por los remolinos de mesoescala debe ocurrir desde los niveles intermedios hasta la capa diabática superficial, cuyo espesor cambia por la mezcla y así cambia también la profundidad de la termoclina (*e.g.*, Cessi y Fantini, 2004; Henning y Vallis, 2004; Cessi *et al.*, 2006). Sin embargo, a los 333 m parece haber una anticorrelación entre ambas estimaciones, lo que puede sugerir que dentro de los remolinos existe una circulación vertical diferente al flujo isopícnico.

Otro hecho intrigante es que el flujo adiabático estimado es un orden de magnitud menor que el observado, lo que va en contra del carácter adiabático de los remolinos. Sin embargo, los resultados numéricos recientes de Canuto y Dubovikov (2006) muestran que el flujo diapícnico de mesoescala debe ser del mismo orden que los demás términos en los balances energéticos para mesoescala, dentro de los que se encuentra el flujo isopícnico, por lo que no puede despreciarse. No obstante, la diferencia de un orden de magnitud entre los flujos observado y adiabático que se muestra aquí (Fig. 25) parece ser excesiva, de manera que tal vez no todo el calor del flujo observado debe irse a los niveles superiores, sino que dentro de los remolinos en algunas zonas el calor que va hacia arriba se compensa con el calor que va hacia abajo en otras zonas, como lo sugiere la diferencia en el signo de los eventos que se muestran en la Fig. 20. Entonces, sólo una cantidad residual de calor similar a la del flujo adiabático sería la que se exportara a los niveles superiores.

III.4 Discusión

En este capítulo se ha abordado, a partir de mediciones de ADCP de alta calidad (de acuerdo con los estándares de Teledyne RDI de los indicadores de calidad de los datos), la existencia de una componente vertical del flujo turbulento de calor dirigida hacia

arriba en los niveles intermedios del centro del Golfo de México, la cual es inducido por los remolinos de mesoescala presentes en los niveles superiores. Otros resultados observacionales previos (Rivas *et al.*, 2005) muestran que por debajo del nivel del umbral de Florida, el Golfo de México gana ~ 2800 Gw de calor por medio del intercambio neto con el Mar Caribe, a través del Canal de Yucatán. Este calor debe exportarse a los niveles superiores por medio de un flujo en contra de la difusión molecular, inducido por remolinos.

Los resultados aquí presentados muestran que los remolinos de mesoescala liberados de la Corriente de Lazo mantienen un flujo medio de temperatura significativo $\sim 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C m s}^{-1}$ que va de los niveles intermedios a los superiores (Fig. 25). La comparación entre el flujo de calor observado y el flujo adiabático estimado (Figs. 20 y 25) muestra que el observado es de un orden de magnitud mayor que el adiabático. En diversos trabajos se han utilizado esquemas meramente isopícnicos para la difusión atribuida a la actividad de mesoescala, despreciándose así la contribución diapícnica (*e.g.*, Gent y McWilliams, 1990; Danabasoglu *et al.*, 1994; Gent *et al.*, 1995); sin embargo, recientemente se ha mostrado que el flujo diapícnico es comparable con el flujo isopícnico por lo que no debe ser despreciado (Gille y Davis, 1999; Canuto y Dubovikov, 2006). Aun así la diferencia de un orden de magnitud entre ambos flujos parece ser excesiva, de manera que tal vez haya que diagnosticar el flujo de calor de manera integral dentro de cada remolino, ya que aparentemente el flujo de calor puede tener diferente signo de acuerdo a qué zona del remolino se esté muestreando (como se sugiere en la Sección III.3.1).

Las secciones hidrográficas, de clorofila y de nutrientes a través de tres remolinos de mesoescala de la Cuenca de Argelia sugieren la existencia de una circulación toroidal dentro ellos (Taupier-Letage *et al.*, 2003; Isern-Fontanet *et al.*, 2004). Sin embargo, lo que se sabe de la distribución de velocidad vertical en remolinos de mesoescala proviene

de trabajos teóricos, tal como el de Viúdez y Dritschel (2003), quienes se enfocan en un remolino superficial baroclínico. Sus resultados muestran unas estructuras horizontal y vertical del tipo cuádrupolar, con simetría vertical y simetría con respecto al centro del remolino (ver Fig. 27). No obstante, en la Fig. 22c no es clara la existencia de una configuración vertical como la que reportan Viúdez y Dritschel (2003) [Fig. 27], excepto quizás hacia el final de la serie, hacia el final de febrero y principio de marzo de 2004. En las Figs. 28 y 29 tampoco es clara la existencia de una configuración horizontal como la de estos autores, sino que cerca del núcleo de los remolinos los valores son negativos y alrededor de éste son positivos, como se mencionó en la Sección III.3.1.

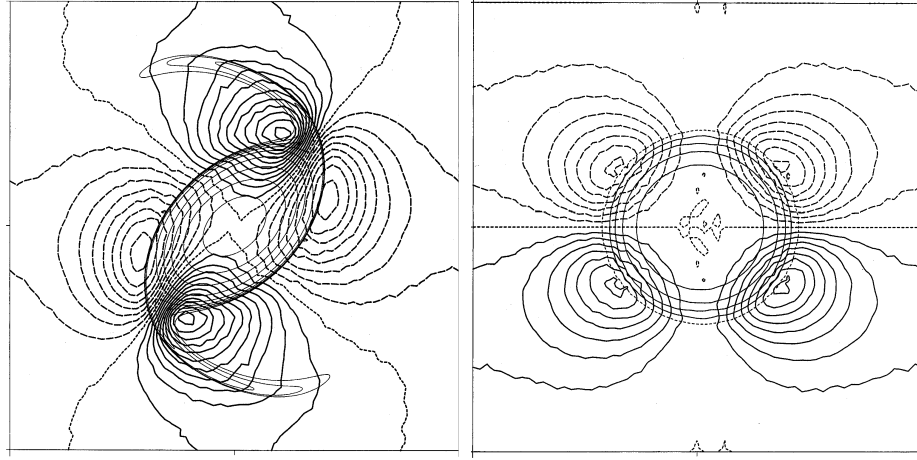


Figura 27: Distribuciones horizontal (izquierda) y vertical (derecha) de la velocidad vertical en un remolino baroclínico de mesoescala, tomadas de las Figs. 7 y 8 de Viúdez y Dritschel (2003) [ver este trabajo para mayores detalles sobre las figuras]. Las líneas delgadas corresponden a la vorticidad potencial, las líneas gruesas corresponden a la velocidad vertical: las continuas indican valores positivos y las discontinuas indican valores negativos.

Con la finalidad de explorar la circulación vertical dentro de los remolinos, en la Fig. 30 se muestran los valores de w' , T' y $w'T'$ en dos profundidades diferentes, como funciones de $r_* = r/R$ (donde r es la distancia absoluta entre el centroide del remolino y el punto de observación, el anclaje, y R es una escala del remolino que corresponde a la distancia del centroide al contorno de $\eta/\eta_{max} = 0.45$, donde η es la anomalía del nivel del mar y η_{max} su máximo, asociado al centroide del remolino). Estos datos corresponden

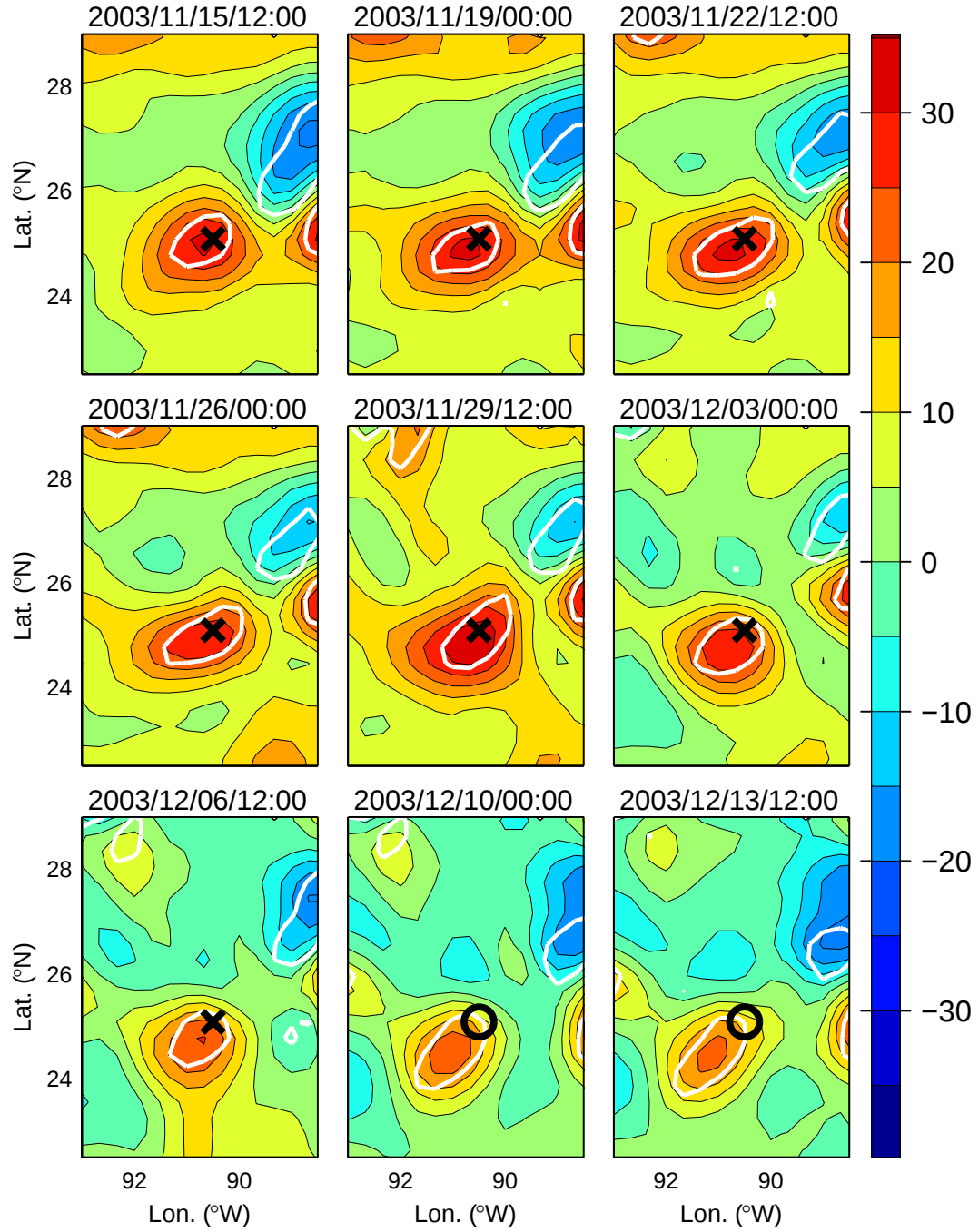


Figura 28: Anomalia del nivel del mar (en cm), en intervalos de 3.5 días, correspondientes a SEd sobre la posición del anclaje, denotada por un círculo si la velocidad vertical es positiva a 333 m de profundidad, o por una cruz si ésta es negativa. Los contornos blancos corresponden a $Q_0 = 0.54 \sigma_Q$ ($\sigma_Q = 2.98 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), el mismo valor de la Fig. 21b.

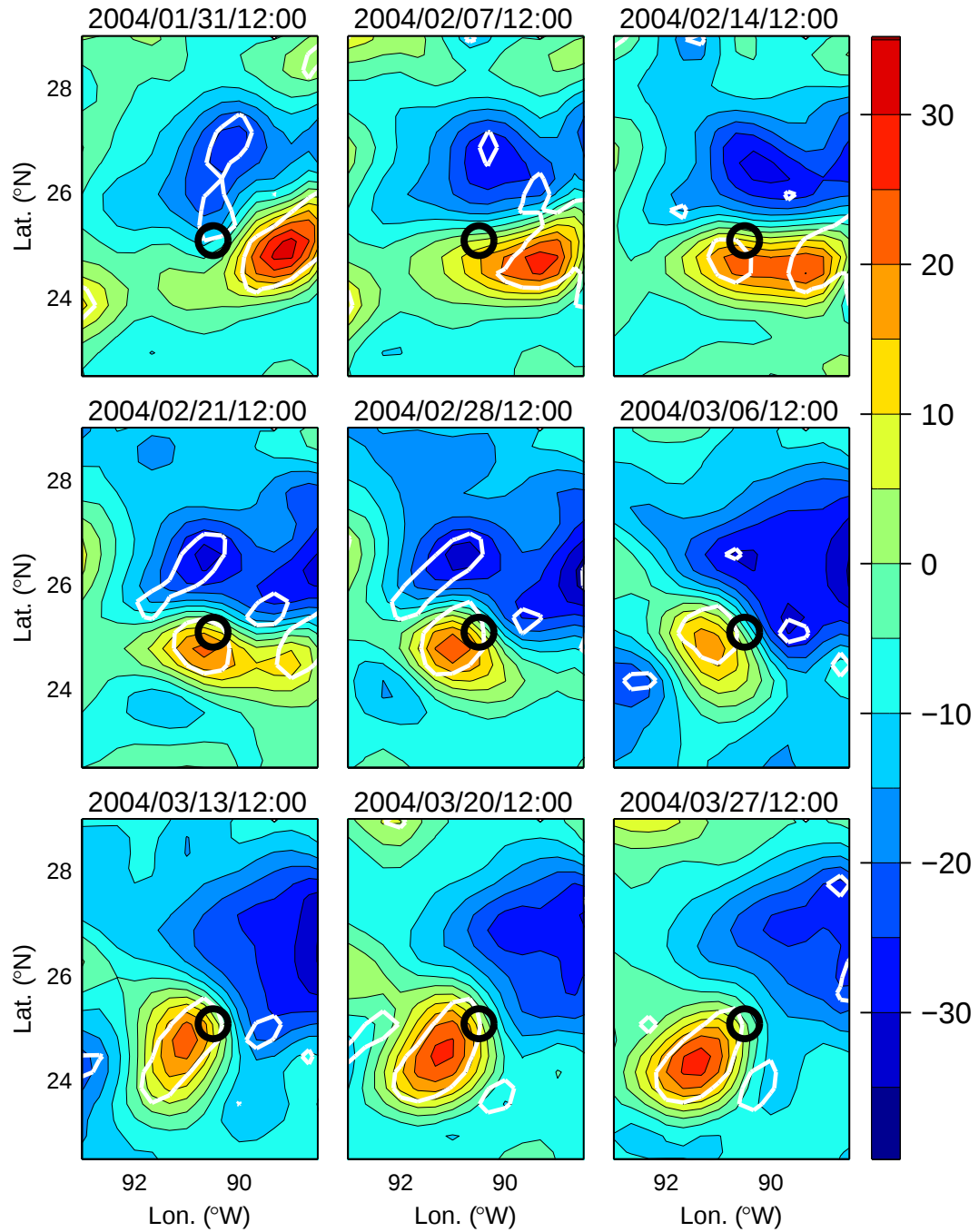


Figura 29: Igual que la Fig. 28, pero para TEd en intervalos de 7 días.

a los valores medidos al tiempo de cada uno de los 60 mapas de altimetría en los que los remolinos estuvieron afectando al anclaje, es decir, el periodo de las Figs. 22 y 23 (con excepción del mapa de la Fig. 24e y los 6 posteriores, periodo en el cual ningún

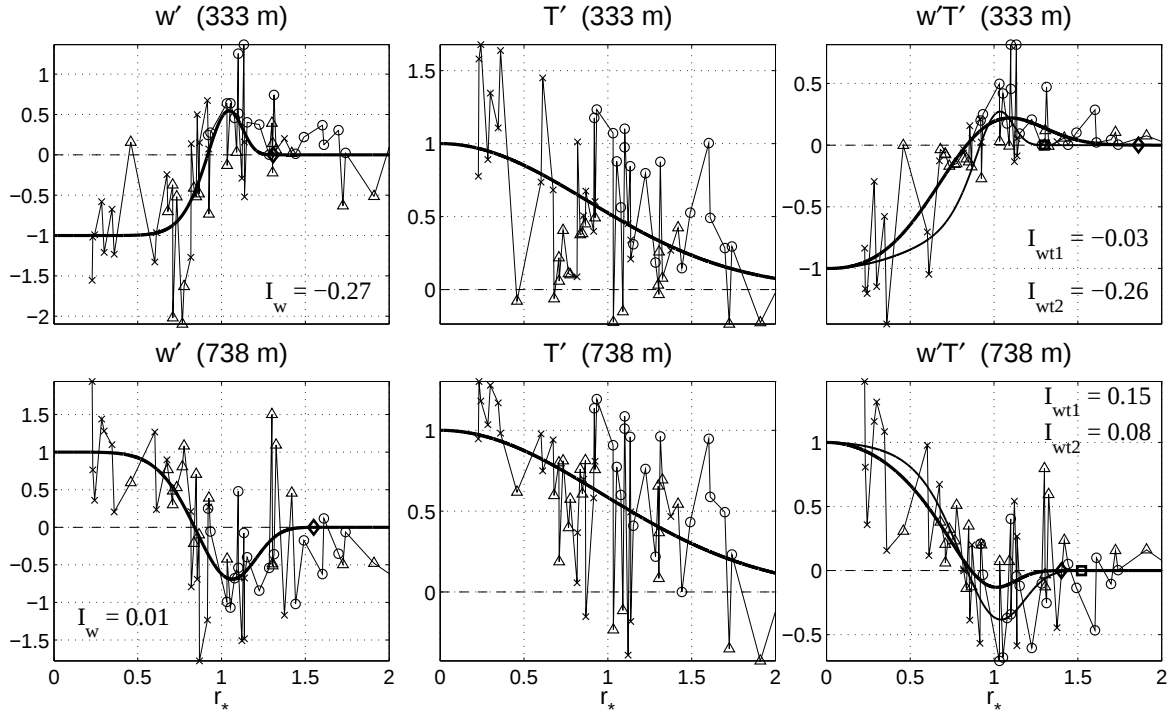


Figura 30: Valores de w' , T' y $w'T'$ (unitarizados) como funciones de la distancia radial adimensional r_* (ver texto), a dos profundidades diferentes. Los valores corresponden al periodo de influencia de los remolinos de mesoescala sobre el anclaje (ver texto). Los triángulos corresponden a MED, las cruces a SED y los círculos a TED. Sobre los datos, se grafican con línea gruesa los perfiles dados por las expresiones (24), (25) y (26), y con línea delgada aquellos de la expresión (27). Se muestran en los recuadros de w' y $w'T'$, las contribuciones netas estimadas mediante la expresión (28) con $\tilde{r}$ denotada por un diamante (o un cuadro para el caso de F_{wt2}).

remolino estaba aún sobre el anclaje).

Aunque existe una dispersión importante en los puntos de la Fig. 30, los datos muestran cierta estructura: cerca de $r_* = 0$, los valores w' y $w'T'$ son esencialmente negativos a los 333 m y positivos a los 738 m, y en ambos niveles éstos cambian de signo cerca de $r_* = 0.8$. En el caso de T' , como es de esperarse, los datos decrecen conforme aumenta r_* en ambas profundidades. La dispersión en los datos puede deberse no sólo al ruido en las mediciones, sino también al error cometido al definir el centroide del remolino (y la distancia entre éste y el anclaje), de aquí que también la temperatura muestre una dispersión importante, aun cuando su medición es más confiable que la de

la velocidad vertical. Además, en la periferia de los remolinos pueden existir perturbaciones que se manifiesten como variaciones de la velocidad vertical: valores positivos cerca de las zonas anticiclónicas de las perturbaciones y valores negativos cerca de las zonas ciclónicas de éstas, como se observa en los meandros de la Corriente del Golfo (Bower y Rossby, 1989). Desafortunadamente, en los mapas de altimetría no pueden observarse este tipo de perturbaciones en la periferia de los remolinos, ni los filamentos que pudieran formarse alrededor de ellos. De hecho, en los resultados de Viúdez y Dritschel (2003) se muestra que los valores mayores de la velocidad vertical están asociados con las zonas de influencia de los filamentos (ver Fig. 27).

Para establecer una posible estructura dentro de los remolinos, a los valores de la Fig. 30 se les ajustaron perfiles arbitrarios de la forma

$$F_w(r_*) = a_1 \left(1 - \frac{1}{2} a_2 r_*^{a_3} \right) \exp(-r_*^{a_4}), \quad (24)$$

$$F_t(r_*) = b_1 \exp\left(-\frac{1}{2} b_2 r_*^2\right), \quad (25)$$

$$F_{wt1}(r_*) = c_1 \left(1 - \frac{1}{2} c_2 r_*^{c_3} \right) \exp(-r_*^{c_4}), \quad (26)$$

donde los coeficientes (a 's, b 's, c 's) se ajustaron minimizando la suma de los residuos cuadráticos usando el optimizador *fminsearch* de *Matlab 6.1*. En los datos de $w'T'$ también se muestra una forma alternativa de definir sus perfiles, ésta es

$$F_{wt2} = F_w \cdot F_t. \quad (27)$$

Existe aparentemente una buena congruencia (cualitativa) entre los valores observados y los perfiles ajustados. Los perfiles de w' y $w'T'$ consisten en un núcleo de flujo (de masa o de calor, de acuerdo al caso) positivo o negativo, según la profundidad, rodeado de flujo de signo contrario. Dados estos perfiles, se puede estimar la contribución neta dentro del remolino mediante la evaluación de una integral de área en un disco,

normalizada por el área de dicho disco, la cual, bajo simetría axial, es

$$I_j = \frac{2}{\tilde{r}^2} \int_0^{\tilde{r}} F_j(r_*) r_* dr_*, \quad (28)$$

donde $j = w, wt1$ o $wt2$, según el caso; $\tilde{r}$ es la distancia máxima en r_* hasta donde se integra, la cual coincide cercanamente con el límite del remolino.

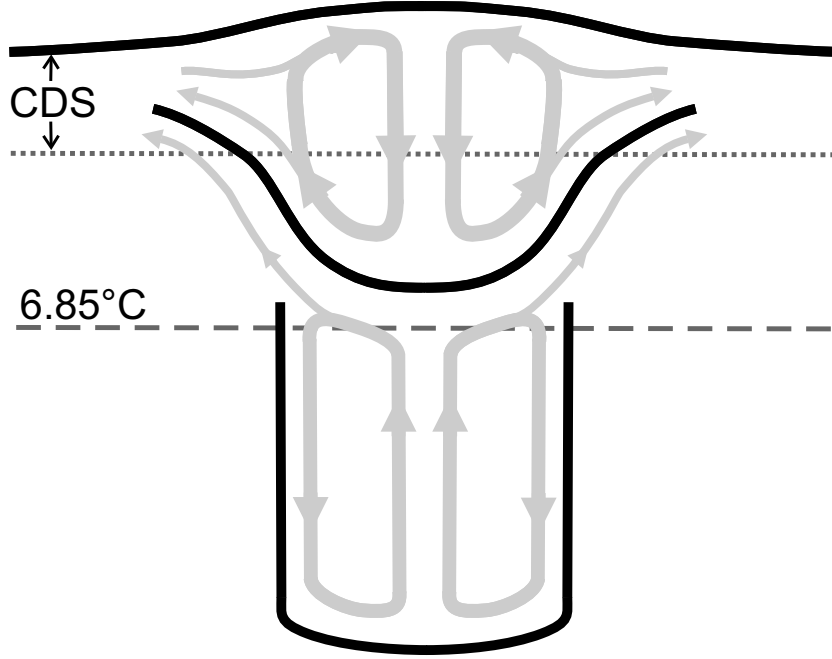


Figura 31: Esquema de la sección transversal de un Remolino de la Corriente de Lazo. Las flechas grises simbolizan el flujo de calor. Se indican el espesor de la capa diabática superficial (CDS) y la profundidad de la isoterma de 6.85°C.

Dadas unas estructuras de w' y $w'T'$ de la forma antes mencionada, la contribución neta de los perfiles es de apenas una fracción del máximo que se observaría cerca del centroide del remolino (ver Fig. 30). Esto sugiere que, por debajo de los 700 m, el calor transportado hacia arriba en el centro del remolino es esencialmente compensado por el calor transportado hacia abajo en la periferia, mediante una celda de circulación. Así, la cantidad neta de calor transportada por el remolino puede ser del orden de 10 veces menor que la de los picos observados en la Fig. 20, coincidente así con la magnitud del flujo adiabático estimado. De esto se deduciría que el remanente de calor que no

es transportado nuevamente hacia abajo fluye hacia arriba principalmente a lo largo de las isopícnas. Y dado que a los 333 m el escenario es precisamente el opuesto, es de esperarse que a este nivel el flujo de calor observado y el flujo adiabático estén anticorrelacionados (como se mencionó en la Sección III.3.3). La Fig. 31 propone un esquema de la circulación vertical del calor en un remolino y en el fluido por debajo de éste; nótese que el calor que escapa de la circulación de la capa inferior, cerca de la isoterma de 6.85°C , fluye adiabáticamente hasta que alcanza la capa superficial diabática, donde domina la mezcla y ocurre un intercambio diapícnico intenso.

Entonces, de la Fig. 20 se observa que por debajo de los 700 m los eventos son de $w'T' \sim 5 \times 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C m s}^{-1}$. Si de este flujo solamente el 10% sale del remolino para fluir hacia arriba (como lo sugiere la Fig. 30), entonces se tiene un flujo de calor estimado de $\rho_0 C_p \langle w'T' \rangle \sim 205 \text{ W m}^{-2}$, donde $\rho_0 \approx 1025 \text{ kg m}^{-3}$, $C_p \approx 4000 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ y los corchetes angulares indican integración dentro del área horizontal del remolino [expresión (28)], es decir $\langle w'T' \rangle \approx 0.1 w'T'$. Por lo tanto, un remolino “joven” bombearía $\sim 10^2 \text{ W m}^{-2}$ de calor de los niveles intermedios, aunque aún falta establecer cuánto de este calor es isopícnico y cuánto es diapícnico. Si todo este calor bombeado fuera diapícnico, un remolino circular de 150 km de radio extraería $\sim 1.4 \times 10^4 \text{ Gw}$, lo que excede por un orden de magnitud el requerimiento de 2800 Gw de Rivas *et al.* (2005); esto implicaría que solamente un 20% del calor bombeado por un sólo remolino joven presente en el Golfo sería suficiente para satisfacer tal requerimiento.

No obstante, debe recordarse que el requerimiento de 2800 Gw corresponde a un flujo contragradiante *neto* a largo plazo, remanente de procesos como la difusión molecular (a favor del gradiente). Conforme un remolino deriva y se abre paso por el fluido ambiente, deben generarse ondas internas que favorecerían una mezcla vertical intensa en la periferia del remolino, tal como lo sugiere la distribución de trazadores químicos observada a través de un remolino anticlónico de mesoescala en el Mar del

Sur de China (Li y Pohlmann, 2002).

Hasta el momento se ha considerado la idea de que el flujo diapícnico hacia arriba requerido está de alguna manera relacionado con una circulación vertical dentro de los remolinos y en el fluido que se encuentra por debajo de ellos; sin embargo, puede que no sea así, sino que este flujo esté asociado a un proceso de inestabilidad baroclínica de los remolinos. Un proceso como éste requiere de una extracción de la energía potencial media hacia la energía cinética de las perturbaciones (*e.g.*, Kundu y Cohen, 2002), mediante un flujo de flotabilidad el cual, dada una dependencia lineal entre la densidad y la temperatura, es proporcional al flujo de temperatura $\overline{w'T'}$. Los estudios teóricos sobre vórtices cuasigeostróficos en un océano de dos capas (*e.g.*, Helfrich y Send, 1988; Carton y McWilliams, 1996), muestran que éstos son baroclínicamente inestables. Benilov (2005), sin embargo, cuestiona esta idea argumentando que los vórtices oceánicos son muy estables y que pueden existir por años. Este autor atribuye esta estabilidad de los remolinos a la uniformidad del campo de vorticidad potencial por debajo de ellos (la cual elimina las perturbaciones cruciales para la inestabilidad baroclínica), que es una situación esperada para un remolino que se separó de una corriente frontal inestable y se desplazó a una nueva localidad. No obstante, los vórtices oceánicos muestran asimetría axial (Fig. 24), lo cual puede ser una señal de inestabilidad.

Como ya se dijo en la Sección III.3.2, no hubo mediciones de ADCP a lo largo de los “niveles de transición” cerca de la isoterma de 6.85°C, por lo que se necesitaría un mejor arreglo experimental para campañas futuras. Éste podría incluir otro ADCP midiendo en el espacio localizado entre las coberturas de LR1 y LR2, con algunas celdas redundando las mediciones de LR1 y LR2 para poder confirmar (o descartar) la bondad de los registros de velocidad vertical. Además, sería útil programar los instrumentos de tal modo que registren las velocidades en “coordenadas de los haces” (paralelas a cada haz), en lugar de en “coordenadas terrestres” (la salida convencional), ya que así podrían

explorarse las correcciones propuestas por Ott (2002), asociadas con la inclinación de los instrumentos. También sería útil, aunque no sería muy viable por la limitada memoria de los instrumentos, almacenar los datos por pulso (por lo menos por un periodo corto), en lugar de por ensamble, de manera que sea posible formular un análisis detallado de los errores en los datos, como los de Stacey *et al.* (1999a). Naturalmente, si se tuviera más de un sólo anclaje sería posible resolver mejor la estructura de la velocidad en los remolinos y también permitiría estimar series de derivadas horizontales, y por ejemplo no tener que recurrir a la aproximación de viento térmico para estimar las derivadas horizontales de la temperatura. Es importante que la separación entre los anclajes sea la adecuada para resolver las mesoescalas horizontales, ésta podría ser ~ 30 km.

Por último, un tema de investigación interesante es la comparación del campo de velocidad vertical observado con el resultante de algún método que combine un modelo teórico con observaciones. Un buen ejemplo de esto es el trabajo de Pallàs Sanz y Viúdez (2005), quienes diagnostican la velocidad vertical de mesoescala mediante la solución de una ecuación omega generalizada usando datos observados de densidad y velocidad horizontal, tomados de tres cruceros consecutivos en el Mar de Alborán. Las mediciones de un remolino de la Corriente de Lazo mediante un buen arreglo experimental de ADCPs y correntímetros (como el que se sugirió anteriormente), complementado con varios cruces hidrográficos de CTD/LADCP (suficientes para resolver con detalle la estructura del remolino), diagnosticarían confiablemente la estructura tridimensional de estos remolinos de mesoescala.

III.5 Conclusiones

Los resultados observacionales analizados muestran evidencia de un intenso flujo vertical de calor en los niveles intermedios del centro del Golfo de México, que está asociado con el paso de remolinos de mesoescala sobre el punto de medición. Los remolinos

mantienen un flujo medio de temperatura significativo $\sim 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C m s}^{-1}$, el cual es de un orden de magnitud mayor que el flujo adiabático (isopícnico) estimado.

Sin embargo, el flujo observado muestra diferencias en su signo de acuerdo a la zona del remolino en donde se esté midiendo. Proponiendo una estructura simplificada de la corriente vertical dentro del remolino consistente de un núcleo negativo rodeado de un anillo de signo positivo, y opuesta en el fluido por debajo del remolino (debajo de los 700 m), se tendría que en los niveles intermedios el calor transportado hacia arriba por debajo del núcleo del remolino es compensado por el calor transportado hacia abajo en su periferia, lo que resulta en que sólo una fracción $\sim 10^{-1}$ del calor fluiría hacia los niveles superiores. La magnitud de este flujo coincide con la del flujo adiabático estimado, lo que sugiere que la mayor parte de este calor fluye a lo largo de las isopícnas. No obstante, se requiere de más observaciones para determinar si estas hipótesis son adecuadas.

Los resultados sugieren entonces que el mecanismo causante de la transferencia vertical de calor requerida para balancear la entrada de calor proveniente del Caribe, es un flujo adiabático desde los niveles intermedios hasta los superiores, donde la mezcla domina cerca de la superficie. No obstante, esta transferencia pudiera estar también asociada con un proceso de inestabilidad baroclínica de los remolinos, pero se requiere de un mayor análisis para esclarecer esta hipótesis.

IV Conclusiones generales

De los resultados mostrados en los dos capítulos anteriores, puede concluirse lo siguiente: La gran cantidad de agua que se encuentra por debajo de los 2000 m de profundidad y hasta las profundidades mayores (4000 m) dentro del Golfo de México está en constante renovación, un proceso lo suficientemente eficiente para reemplazar dichas aguas en un tiempo del orden de 250 años y sustentan los altos niveles de oxígeno de las capas profundas. Esta renovación es generada por un flujo esporádico cercano al fondo (posiblemente causado por Ondas Topográficas de Rossby) a través del Canal de Yucatán, dentro de una capa límite de fondo de alrededor de 200 m de espesor, por la cual fluye agua proveniente de los niveles por debajo de los 2000 m de profundidad en el Caribe. Esta agua es relativamente fría, densa y rica en oxígeno, y debe deslizarse por la pendiente norte del umbral y así hundirse hacia el Golfo como una corriente de gravedad que se mezcla parcialmente con el agua circundante durante los años que tarda en alcanzar el fondo del Golfo.

Por debajo del Umbral de Florida, el Golfo de México muestra dos capas de cero transporte neto, de las cuales la capa inferior es la responsable del enfriamiento del Golfo profundo, al exportar ~ 200 Gw hacia el Caribe por los flujos medio y turbulento; este calor es transferido de la capa intermedia mediante una difusión positiva. La capa intermedia, sin embargo, gana un exceso de calor de ~ 2800 Gw (resultado de la ganancia por el flujo medio, menos la pérdida por el flujo turbulento y la difusión hacia la capa inferior), el cual se exporta a los niveles superiores mediante una difusión turbulenta negativa, en sentido opuesto al de la difusión molecular.

La evidencia indica que el flujo vertical de calor dirigido hacia arriba, que exporta el calor de la capa intermedia hacia los niveles superiores, está asociado con los remolinos anticiclónicos de mesoescala que se desprenden de la Corriente de Lazo. Los remolinos inducen un flujo principalmente adiabático que debe ir desde los niveles intermedios

hasta los próximos a la superficie, donde la mezcla diapícnica es intensa.

De esta tesis han surgido varios temas que merecen más investigación, como son la propagación de Ondas Topográficas de Rossby en el interior del Golfo, la naturaleza de las fluctuaciones de velocidad en el Canal de Yucatán profundo, y la dinámica del flujo de renovación del umbral hacia el abismo del Golfo. Otro tema importante, y el cual ayudaría entender el proceso de succión de calor por parte de los remolinos, es la realización de un modelo teórico de la circulación tridimensional de un remolino anticiclónico de mesoescala y la capa de fluido por debajo de éste.

Referencias

- Abascal, A. J., J. Sheinbaum, J. Candela, J. Ochoa, y A. Badan: 2003. Analysis of flow variability in the Yucatan Channel. *J. Geophys. Res.*, 108 (C12), 3381, doi: 10.1029/2003JC001922.
- Adem, J., E. E. Villanueva, y V. M. Mendoza: 1993. A new method for estimating the seasonal cycle of the heat balance at the ocean surface, with application to the Gulf of Mexico. *Geofís. Int.*, 32 (1): 21-34.
- Badan-Dangon, A., K. H. Brink, y R. L. Smith: 1986. On the dynamical structure of the midshelf water column off the northwest Africa. *Cont. Shelf Res.*, 5 (6): 629-644.
- Badan, A., J. Candela, J. Sheinbaum, y J. Ochoa: 2005. Upper-layer circulation in the approaches to Yucatan Channel. En: Sturges, W. S., y A. Lugo-Fernandez, Eds., *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*. Geophysical Monograph 161: 57-69. Amer. Geophys. Union.
- Benilov, E. S.: 2005. On the stability of oceanic vortices: A solution to the problem?. *Dyn. Atmos. Oceans*, 40: 133-149.
- Bower, A. S., y T. Rossby: 1989. Evidence of cross-frontal exchange processes in the Gulf Stream based on isopycnal RAFOS float data. *J. Phys. Oceanogr.*, 19: 1177-1190.
- Bryden, H. L., D. Halpern, y R. D. Pillsbury: 1980. Importance of eddy heat flux in a heat budget for Oregon Coastal Waters. *J. Geophys. Res.*, 85 (C11): 6649-6653.
- Bryden, H. L., y A. J. G. Nursen: 2003. Effects of strait mixing on ocean stratification. *J. Phys. Oceanogr.*, 33: 1870-1872.

- 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. *J. Geophys. Res.*, 107 (C12), 3233, doi: 10.1029/2001JC001256.
- Candela, J., J. Sheinbaum, J. Ochoa, A. Badan, y R. Leben: 2002. The potential vorticity flux through the Yucatan Channel and the Loop Current in the Gulf of Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (22), 2059, doi: 10.1029/2002GL015587.
- Canuto, V. M., y M. S. Dubovikov: 2006. Dynamical model of mesoscales in z -coordinates. *Ocean Modell.*, 11: 123-166.
- Carton, X. J., y J. C. McWilliams: 1996. Nonlinear oscillatory evolution of a baroclinically unstable geostrophic vortex. *Dyn. Atmos. Oceans*, 24: 207-214.
- Cenedese, C., J. A. Whitehead, T. A. Ascarelli, y M. Ohiwa: 2004. A dense current flowing down a sloping bottom in a rotating fluid. *J. Phys. Oceanogr.*, 34: 188-203.
- Cessi, P., y M. Fantini: 2004. The eddy-driven thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, 34: 2642-2658.
- Cessi, P., J. A. Polton, y W. R. Young: 2005. Control of large-scale ocean heat transport by small-scale mixing. *J. Phys. Oceanogr.*, en prensa.
- Chereskin, T. K., E. Firing, y J. A. Gast: 1989. Identifying and screening filter skew and noise bias in Acoustic Doppler Current Profiler measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6: 1040-1054.
- Cresswell, G. R., 1982: The coalescence of two East Australian Current warm-core eddies. *Science*, 215: 161-164.

- Danabasoglu, G., J. C. McWilliams, y P. R. Gent: 1994. The role of mesoscale tracer transports in the global ocean circulation. *Science*, 264: 1123-1126.
- DeHaan, C. J. y W. Sturges: 2005. Deep cyclonic circulation in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 35 (10): 1801-1812.
- Dengler, M., F. A. Schott, C. Eden, P. Brandt, J. Fischer, y R.J. Zantopp: 2004. Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8° S. *Nature*, 432: 1018-1020.
- Emery, W. J., y R. E. Thomson: 2001. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. 2nd ed. Elsevier, The Netherlands. 638 pp.
- Etter, P. C.: 1983. Heat and freshwater budgets of the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 13 (11): 2058-2069.
- Ezer, T., L. -Y. Oey, H. -C. Lee, y W. Sturges: 2003. The variability of currents in the Yucatan Channel: Analysis of results from a numerical ocean model. *J. Geophys. Res.*, 108 (C1), 3012, doi: 10.1029/2002JC001509.
- Flagg, C. N., y S. L. Smith: 1989. On the use of the Acoustic Doppler Current Profiler to measure zooplankton abundance. *Deep-Sea Res.*, 36: 455-474.
- Gemmrich, J. R., y H. van Haren: 2002. Internal wave band eddy fluxes above a continental slope. *J. Mar. Res.*, 60: 227-253.
- Gent, P. R., y J. C. McWilliams: 1990. Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 20: 150-155.
- Gent, P. R., J. Willebrand, T. J. McDougall, y J. C. McWilliams: 1995. Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 25: 463-474.

- Gentle, J. E.: 2002. *Elements of Computational Statistics*. Springer-Verlag. New York. 420 pp.
- Gille, S. T., y R. E. Davis: 1999. The influence of mesoscale eddies on coarsely resolved density: An examination of subgrid-scale parameterization. *J. Phys. Oceanogr.*, 29: 1109-1123.
- Gregg, M. C.: 1987. Diapycnal mixing in the thermocline: A review. *J. Geophys. Res.*, 92 (C5): 5249-5286.
- Hamilton, P.: 1990. Deep currents in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 20: 1087-1104.
- Henning, C. C., y G. K. Vallis: 2004. The effects of mesoscale eddies on the main subtropical thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, 34: 2428-2443.
- Hastenrath, S. L.: 1968. Estimates of the latent and sensible heat flux for the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. *Limnol. Oceanogr.*, 13: 322-331.
- Helfrich, K. R., y U. Send: 1988. Finite-amplitude evolution of two-layer geostrophic vortices. *J. Fluid Mech.*, 197: 331-348.
- Holtslag, A. A. M. y C.-H. Moeng: 1991. Eddy diffusivity and countergradient transport in the convective atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 48 (14): 1690-1698.
- Hopfinger, E. J.: 1987. Turbulence in stratified fluids: A review. *J. Geophys. Res.*, 92 (C5): 5287-5303.
- Isern-Fontanet, J., E. García-Ladona, y J. Font: 2003. Identification of marine eddies from altimetric maps. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20: 772-778.

- Isern-Fontanet, J., J. Font, E. García-Ladona, M. Emelianov, C. Millot, e I. Taupier-Letage: 2004. Spatial structure of anticyclonic eddies in the Algerian basin (Mediterranean Sea) analyzed using the Okubo-Weiss parameter. *Deep-Sea Res. II*, 51: 3009-3028.
- Johns, W. E., T. J. Shay, J. M. Bane, y D. R. Watts: 1995. Gulf Stream structure, transport, and recirculation near 68°W. *J. Geophys. Res.*, 100 (C1): 817-838.
- Johns, W. E. y D. R. Watts: 1986. Time scales and structure of topographic Rossby waves and meanders in the deep Gulf Stream. *J. Mar. Res.*, 44 (2): 267-290.
- Killworth, P. D.: 2001. On the rate of descent of overflows. *J. Geophys. Res.*, 106 (C10): 22,267-22,275.
- Kinard, W. F., D. K. Atwood, y G. S. Giese: 1974. Dissolved oxygen as evidence for 18°C Sargasso Sea Water in the eastern Caribbean Sea. *Deep-Sea Res.*, Vol. 21: 79-82.
- Kundu, P. K., y I. M. Cohen: 2002. *Fluid Mechanics*. Academic Press, 730 pp.
- Leben, R. R.: 2005. Altimeter-derived Loop Current metrics. En: Sturges, W. S., y A. Lugo-Fernandez, Eds., *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*. Geophysical Monograph 161: 181-201. Amer. Geophys. Union.
- Li, L., y T. Pohlmann: 2002. The South China Sea warm-core ring 94S and its influence on the distribution of chemical tracers. *Ocean Dyn.*, 52: 116-122.
- Lu, Y., y R. G. Lueck: 1999a. Using a broadband ADCP in a tidal channel. Part I: Mean flow and shear. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16: 1556-1567.
- Lu, Y., y R. G. Lueck: 1999b. Using a broadband ADCP in a tidal channel. Part II: Turbulence. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16: 1568-1579.

- Marsden, R. F., R. Paquet, y R. G. Ingram: 1994. Currents under land-fast ice in the Canadian Arctic Archipelago Part 1: Vertical velocities. *J. Mar. Res.*, 52: 1017-1036.
- McLellan, H. J. y W. D. Nowlin: 1963. Some features of the deep water in the Gulf of Mexico. *J. Mar. Res.*, 21 (3): 233-245.
- Metcalf, W. G.: 1976. Caribbean-Atlantic exchange through the Anegada-Jungfern Passage. *J. Geophys. Res.*, 81: 6401-6409.
- Montgomery, R. B.: 1974. Comments on 'Seasonal variability of the Florida Current', by Niiler and Richardson. *J. Mar. Res.*, 32 (3): 533-534.
- Mooers, C. N. K. y G. A. Maul: 1998. Intra-Americas sea circulation. En: Robinson, A.R., y K.H. Brink, Eds., *The Sea*, Vol. 11: 183-208. John Wiley and Sons, Inc.
- Morrison, J. M. y W. D. Nowlin: 1977. Repeated nutrient, oxygen, and density sections through the Loop Current. *J. Mar. Res.*, 35 (1): 105-128.
- Morrison, J. M. y W. D. Nowlin: 1982. General distribution of water masses within the Eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. *J. Geophys. Res.*, 87 (C6): 4207-4229.
- Munk, W. H.: 1966. Abyssal recipes. *Deep-Sea Res.*, 13: 707-730.
- Naveira Garabato, A. C., K. L. Polzin, B. A. King, K. J. Heywood, y M. Visbeck: 2004. Widespread intense turbulent mixing in the Southern Ocean. *Science*, 303: 210-213.
- Nagihara, S., y K. O. Jones: 2005. Geothermal heat flow in the northeast margin of the Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 89 (6): 821-831.

- Nof, D.: 1988. The fusion of isolated nonlinear eddies. *J. Phys. Oceanogr.*, 18: 887-905.
- Nowlin, W. D. y H. J. McLellan: 1967. A characterization of the Gulf of Mexico waters in winter. *J. Mar. Res.*, 25 (1): 29-59.
- Nowlin, W. D., D. F. Paskausky, y H. J. McLellan: 1969. Recent dissolved-oxygen measurements in the Gulf of Mexico deep waters. *J. Mar. Res.*, 27 (1): 39-44.
- Nowlin, W. D., Jr., A. E. Jochens, S. F. DiMarco, R. O. Reid, y M. K. Howard: 2001. *Deepwater Physical Oceanography Reanalysis and Synthesis of Historical Data: Synthesis Report*. OCS Study MMS 2001-064, U.S. Dept. of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, L.A. 528 pp.
- Ochoa, J., A. Badan, J. Sheinbaum, y J. Candela: 2003. Canek: Measuring transport in the Yucatan Channel. En: Velasco Fuentes, O.U., J. Sheinbaum, and J. Ochoa, Eds., *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*: 275-286. Kluwer Academic Publishers. Países Bajos.
- Ochoa, J., J. Sheinbaum, A. Badan, J. Candela, y D. Wilson: 2001. Geostrophy via potential vorticity inversion in the Yucatan Channel. *J. Mar. Res.*, 59: 725-747.
- Oey, L. -Y. y H. -C. Lee: 2002. Deep eddy energy and topographic Rossby waves in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 3,499-3,527.
- Oort, A. H.: 1964. Computations of the eddy heat and density transports across the Guls Stream. *Tellus*, 16: 55-63.
- Orlanski, I.: 1969. The influence of bottom topography on the stability of jets in a baroclinic fluid. *J. Atmos. Sci.*, 21: 1216-1232.

- Orlanski, I. y M.D. Cox: 1973. Baroclinic instability in ocean currents. *Geophys. Fluid Dyn.*, 4: 297-332.
- Ott, M. W.: 2002. An improvement in the calculation of ADCP velocities. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 19: 1738-1741.
- Ott, M. W.: 2005. The accuracy of acoustic vertical velocity measurements: instrument biases and the effect of zooplankton migration. *Cont. Shelf Res.*, 25: 243-257.
- Pallàs Sanz, E., y Á. Viúdez: 2005. Diagnosing mesoscale vertical motion from horizontal velocity and density data. *J. Phys. Oceanogr.*, 35: 1744-1762.
- Priestley, M. B.: 1981. *Spectral Analysis of Time Series*. Academic Press. San Diego, California. 890 pp.
- RD Instruments: 1998:. *ADCP Coordinate Transformations. Formulas and Calculations*. RDI Tech. Manual P/N 951-6079-00, 26 pp.
- Richman, J. y A. Badan-Dangon: 1983. Importance of eddy heat flux in a heat budget for Oregon coastal waters. *J. Geophys. Res.*, 88 (C4): 2626-2632.
- Rivas, D., A. Badan, y J. Ochoa: 2005. The ventilation of the deep Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 35 (10): 1763-1781.
- Rowe, G. T., A. Lohse, F. Hubbard, G. S. Boland, E. Escobar Briones, y J. Deming: 2003. Preliminary trophodynamic carbon budget for the Sigsbee deep benthos, northern Gulf of Mexico. En: Stanley, D., and A. Scarborough-Bull, Eds. *Fisheries, Reefs, and Offshore Development*: 225-239. American Fisheries Society, Symposium 36. Bethesda, Maryland.

- Sánchez Montante, O.: 1999. Los flujos de calor a través de la superficie de los mares Intra-americanos. *M. Sc.*, thesis, CICESE. 89 pp.
- Savidge, D. K.: 2004. Gulf Stream meander propagation past Cape Hatteras. *J. Phys. Oceanogr.*, 34 (9): 2073-2085.
- Schmitz, W. J. Jr.: 2005. Cyclones and westward propagation in the shedding of anti-cyclonic rings from the Loop Current. En: Sturges, W. S., y A. Lugo-Fernandez, Eds., *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*. Geophysical Monograph 161: 241-261. Amer. Geophys. Union.
- Schott, F.: 1986. Medium-range vertical acoustic Doppler current profiling from submerged buoys. *Deep-Sea Res.*, 33: 1279-1292.
- Schott, F., y W. Johns: 1987. Half-year-long measurements with a buoy-mounted Acoustic Doppler Current Profiler in the Somali Current. *J. Geophys. Res.*, 92: 5169-5176.
- Schott, F., M. Visbeck, y J. Fischer: 1993. Observations of vertical currents and convection in the central Greenland Sea during the winter of 1988-1989. *J. Geophys. Res.*, 98: 14401-14421.
- Shcherbina, A. Y., L. D. Talley, y D. L. Rudnick: 2004. Dense water formation on the northwestern shelf of the Okhotsk Sea: 1. Direct observations of brine rejection. *J. Geophys. Res.*, 109, C09S08, doi:10.1029/2003JC002196.
- Shearman, R. K., J. A. Barth, y P. M. Kosro: 1999. Diagnosis of the three-dimensional circulation associated with mesoscale motion in the California Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 29: 651-670.

- Sheinbaum, J., J. Candela, A. Badan, y J. Ochoa: 2002. Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (0), doi: 10.1029/2001GL013990.
- Sheinbaum, J., A. Badan, J. Ochoa, J. Candela, D. Rivas, y J. I. González: 2006. *Full Water Column Current Observations in the Central Gulf of Mexico. Final Report.* U.S. Dept. of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA. OCS Study MMS 2006-. 60 pp. (En revisión)
- Shiller, A. M.: 1999. An overview of the marine chemistry of the Gulf of Mexico. En *The Gulf of Mexico Large Marine Ecosystem: Assessment, Sustainability, and Management*: 132-148. Kumpf, H., K. Steidinger, K. Sherman, Eds. Blackwell Science Inc. Malden, MA.
- Stacey, M. T.: 2003. Estimation of diffusive transport of turbulent kinetic energy from Acoustic Doppler Current Profiler data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20: 927-935.
- Stacey, M. T., S. G. Monismith, y J. R. Burau: 1999a. Measurements of Reynolds stress profiles in unstratified tidal flow. *J. Geophys. Res.*, 104: 10933-10949.
- Stacey, M. T., S. G. Monismith, y J. R. Burau: 1999b. Observations of turbulence in a partially stratified estuary. *J. Phys. Oceanogr.*, 29: 1950-1970.
- Starr, V. P.: 1968. *Physics of Negative Viscosity Phenomena.* McGraw-Hill Inc. USA. 256 pp.
- Sturges, W.: 1965. Water characteristics of the Caribbean Sea. *J. Mar. Res.*, 23, 2: 147-161.
- Sturges, W.: 1970. Observations of deep-water renewal in the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 75 (36): 7602-7610.

- Sturges, W.: 1975. Mixing of the renewal water flowing into the Caribbean Sea. *J. Mar. Res.*, 33 (suppl.): 117-130.
- Sturges, W.: 2005. Deep-water exchange between the Atlantic, Caribbean, and Gulf of Mexico. En *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*. W. S. Sturges y A. Lugo-Fernandez, Eds., Geophysical Monograph 161, Amer. Geophys. Union, 263-278.
- Sturges, W., E. Chassignet, y T. Ezer: 2004. *Strong Mid-depth Currents and a Deep Cyclonic Gyre in the Gulf of Mexico: Final Report*. U.S. Dept. of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA. OCS Study MMS 2004-040. 89 pp.
- Sturges, W., y R. Leben: 2000. Frequency of ring separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A revised estimate. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 30, No. 7: 1814-1819.
- Sturges, W., J.C. Evans, S. Welsh, y W. Holland: 1993. Separation of warm-core rings in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 23: 250-268.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, y R. H. Fleming: 1942. *The Oceans. Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice-Hill Inc. USA. 1059 pp.
- Tarling, G. A., J. B. L. Matthews, R. Saborowski, y F. Buchholz: 1998. Vertical migratory behaviour of the euphausiid, *Meganyctiphanes norvegica*, and its dispersion in the Kattegat Channel. *Hydrobiologia*, 375/376: 331-341.
- Taupier-Letage, I., I. Puillat, C. Millot, y R. Raimbault: 2003. Biological response to mesoscale eddies in the Algerian Basin. *J. Geophys. Res.*, 108 (C8), 3245, doi:10.1029/1999JC000117.

- Thompson, A. F., S. T. Gille, J. A. MacKinnon, y J. Sprintall: 2006. Spatial and temporal patterns of small-scale mixing in Drake Passage. *J. Phys. Oceanogr.*, en prensa.
- Trieling, R. R., O. U. Velasco Fuentes, y G. J. F. van Heijst: 2005. Interaction of two unequal nonuniform vortices. *Phys. Fluids*, 17: 087103.
- van Haren, H.: 2000. Comment on “An efficient method for determining the significance of covariance estimates”. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 17: 885-886.
- van Haren, H., R. Groenewegen, M. Laan, y B. Koster: 2005. High sampling rate thermistor string observations at the slope of Great Meteor Seamount. *Ocean Science*, 1: 17-28.
- van Haren, H., C. Millot, and I. Taupier-Letage: 2006. Fast deep sinking in Mediterranean eddies. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04606, doi:10.1029/2005GL025367.
- van Haren, H., N. Oakey, y C. Garrett: 1994. Measurements of internal wave band eddy fluxes above a sloping bottom. *J. Mar. Res.*, 52: 909-946.
- Viúdez, Á., y D. G. Dritschel: 2003. Vertical velocity in mesoscale geophysical flows. *J. Fluid Mech.*, 483: 199-223.
- Warren, B. A.: 1999. Approximating the energy transport across oceanic sections. *J. Geophys. Res.*, 104 (C4): 7915-7919.
- Welsh, S. E., y M. Inoue: 2002. *Lagrangian Study of the Circulation, Transport, and Vertical Exchange in the Gulf of Mexico: Final Report*. OCS Study MMS 2002-064. U. S. Dept. of the Interior. Mineral Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA. 51 pp.

- Weatherly, G. L., y P. J. Martin: 1978. On the structure and dynamics of the oceanic bottom boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 8: 557-570.
- Webster, F.: 1961. The effect of meanders on the kinetic energy balance of the Gulf Stream. *Tellus*, 13: 392-401.
- Wimbush M. y W. Munk: 1970. The benthic boundary layer. En *The Sea*. A.E. Maxwell, ed. Vol.4, Part I; Wiley-Interscience, New York, pp. 731-758.
- Zavala-Hidalgo, J., A. Parés-Sierra, y J. Ochoa: 2002. Seasonal variability of the temperature and heat fluxes in the Gulf of Mexico. *Atmósfera*, 15: 81-104.
- Zhu, X. -H., Y. Takasugi, M. Nagao, y E. Hashimoto: 2000. Diurnal cycle of sound scatterers and measurements of turbidity using ADCP in Beppu Bay. *J. Oceanogr.*, 56: 559-565.