

Variabilidad en el Atlántico Norte Subtropical

Alicia LAVÍN

Instituto Español de Oceanografía. Apdo 240, 38080 Santander.

Gregorio PARRILLA

Instituto Español de Oceanografía. Corazón de María 8, 1.º, 28002 Madrid

Harry BRYDEN

Southampton Oceanography Centre. SO14 3ZH Reino Unido

RESUMEN

Con el fin de estudiar la variabilidad en los flujos y algunas de las características de las masas de agua a lo largo del paralelo 24,5° N, en la zona central del giro subtropical del Atlántico Norte, se han analizado tres campañas hechas sobre la misma sección. Esta sección tiene un importante significado en los estudios climáticos puesto que se ha cubierto en tres ocasiones: durante el Año Geofísico Internacional (IGY) de 1957, en 1981 y finalmente en 1992 cuando se la denominó sección A-5 por el Experimento de Circulación Oceánica Global (WOCE). La comparación de las temperaturas entre las tres campañas muestra que las aguas entre 700 y 2500 m se han calentado significativamente entre 1957 y 1992 y que este calentamiento es peculiarmente uniforme a lo largo de toda la extensión de la sección. El máximo calentamiento ocurre a 1000 m y es de $(0,28 \pm 0,05 \text{ }^\circ\text{C})$. En la termoclina principal ha habido un incremento continuo de salinidad desde 1957 a 1992. También aumenta, entre 1981 y 1992, en aguas intermedias, entre 800 y 1500 m, 0,025 a profundidad, temperatura potencial y superficies de densidad constantes. En toda la columna de agua hasta los 2000 m de profundidad, la temperatura y la salinidad han aumentado a lo largo de toda la sección en superficies de densidad constante. Por debajo de los 2000 m aparece un ligero enfriamiento y una disminución de la salinidad en las superficies de densidad constante. Los cambios decadales de temperatura y salinidad entre 1981 y 1992 se han separado en dos componentes: una debida al movimiento vertical de las isopícnas y otra debida a los cambios de temperatura y salinidad de las isopícnas. El notable calentamiento interior, a presión constante, es debido a ambos procesos: entre 1957 y 1981 se debió principalmente al hundimiento de las isopícnas, de unos 50 db, y entre 1981 y 1992 se debió a cambios en las características de las masas de agua. Aunque se ha detectado cambios en la temperatura y la salinidad, los campos de velocidad y el transporte latitudinal, promediado zonalmente, presentan gran similitud a escala de cuenca. Con el fin de cuantificar los flujos de calor, sal, oxígeno y nutrientes se han calculado las diferentes componentes del flujo: Ekman y su compensación barotrópica, baroclínica y horizontal. El transporte de calor se mantiene prácticamente invariable dentro del error de las medidas, a pesar de los cambios que se han producido en temperatura, salinidad y masas de agua. La mayor contribución al flujo de calor hacia el Polo es la baroclínica, el flujo de agua cálida ha-

cia el norte en capas someras y más fría, hacia el sur, en capas profundas. La circulación horizontal, en la que aguas someras con bajo contenido de oxígeno fluyen hacia el norte por los estrechos de Florida y el borde occidental, y aguas con mayor contenido fluyen hacia el sur en la parte central y oriental de la sección, es la mayor contribución al transporte neto de oxígeno hacia el sur. El principal mecanismo del transporte de sales nutritivas es el transporte baroclínico, debido a un agua superficial con baja concentración de elementos nutritivos fluyendo hacia el norte y la circulación de retorno hacia el sur con altas concentraciones. El balance de transportes obtenido en la cuenca del Atlántico Norte a través de la sección en $24,5^{\circ}\text{N}$ es el siguiente: un flujo de calor de $1,51 \pm 0,40$ PW de los cuales $0,14$ PW se deben al efecto estacional, de oxígeno -2.600 ± 530 kmol s^{-1} , de silicato -254 ± 250 kmol s^{-1} , de nitrato -125 ± 120 kmol s^{-1} y de fosfato $-12,3 \pm 7,6$ kmol s^{-1} .

ABSTRACT

Three transatlantic hydrographic sections along $24,5^{\circ}\text{N}$, the centre of the subtropical gyre of the North Atlantic Ocean, are analysed for fluxes, and water masses variability. The $24,5^{\circ}\text{N}$ section is well suited for studies of climate change because it has been surveyed three times, during the International Geophysical Year of 1957, during 1981 and in 1992 as the WOCE A-5 section. Comparison of temperature from the three cruises show that the waters between 700 and 2500 m depth have consistently warmed over those 35 years and that the warming since 1957 is remarkably uniform across the zonal extend of the North Atlantic. The zonal mean maximum warming amounts to $0.28 \pm 0.05^{\circ}\text{C}$ and occurs at 1000 m depth. In the main thermocline, there has been a steady increase in salinity from 1957 to 1992. In the intermediate waters between 800 and 1500 m salinity has also increased from 1981 to 1992 by 0.025 on constant depth, constant potential temperature and constant density surfaces. Throughout the water column down to 2000 m and across the zonal section, salinity and temperature have broadly increased on density surfaces. Below 2000 m, there has been slight cooling and freshening on isopycnal surfaces since 1981. Decadal changes in temperature and salinity from 1981 to 1992 have been separated into a component due to vertical motion of the isopycnals and a component due to the changes in temperature and salinity on isopycnals. The remarkable interior warming at constant depth is due to both processes, from 1957 to 1981 mainly to downward displacement of isopycnals by about 50 db and from 1981 to 1992 mainly to changes in water masses characteristics. Since 1981 the continued cooling of deep water has been due to changes in water mass characteristics. Even though the temperature and salinity have changed, the three cruises exhibit similar features in the large-scale velocity fields and similar zonally averaged meridional transport. Ocean heat transport performed by similar calculations on the three cruises are indistinguishable. The different components of the fluxes, Ekman and its barotropic compensation, baroclinic and horizontal, have been evaluated for the fluxes of heat, salt, oxygen and nutrients. The baroclinic contribution due to overturning circulation is responsible for the largest amount of poleward heat transport, with warmer waters flowing poleward and cooler deep water flowing equatorward. The barotropic flow associated to the Bering Straits, net precipitation and Ekman transport is the main component in the salt transport. Horizontal transport is the main contribution to southward oxygen flux, and the large scale gyre circulation is responsible for this. In the case of

nutrients, baroclinic transport due to overturning circulation is the main factor for the southward transport of all nutrients. The heat transport through the 24.5°N section is calculated to be 1.51 ± 0.40 PW, about 0.14 PW could be considered due to the seasonal effect, oxygen transport -2600 ± 530 kmol s^{-1} , silica transport -254 ± 250 kmol s^{-1} , nitrate transport -125 ± 120 kmol s^{-1} and phosphate transport -12.3 ± 7.6 kmol s^{-1} .

1. INTRODUCCIÓN

El océano es la mayor reserva de calor de la Tierra, absorbe energía solar que transporta en forma de calor por medio de las corrientes oceánicas, devolviendo parte a la atmósfera quizás a miles de kilómetros de distancia de donde la absorbió. Estos procesos influyen sobre la distribución de vientos, lluvias y temperaturas. El océano absorbe parte del exceso de dióxido de carbono y otros gases que contribuyen al efecto invernadero. La capacidad del océano para absorber y distribuir el calor y los gases, tiene gran influencia en el clima y es una de las claves para comprender y predecir los cambios climáticos a las diferentes escalas. Estos cambios en la circulación oceánica pueden ser vitales para la Europa atlántica, calentada por la corriente del Atlántico Norte continuación de la del Golfo.

Cuando se describe el papel de los océanos en el sistema climático del planeta hay que tener en cuenta tres aspectos básicos: la circulación del calor, agua¹, y sustancias químicas (oxígeno, elementos nutritivos y dióxido de carbono), la formación y modificación de masas de agua y la estadística de la variabilidad oceánica. En regiones donde la variabilidad temporal es relativamente pequeña la repetición de ciertas secciones hidrográficas clave proporciona información de los campos medios de circulación oceánica así como de su evolución.

El Océano Atlántico es el más salino de todos los océanos. Intercambia agua, calor y sal con varios mares marginales (Ártico, Mediterráneo, Antártico, etc.). Tiene regiones donde se forman masas de agua y donde éstas sufren importantes cambios. Una compleja circulación termohalina transporta masas de agua hacia el norte y hacia el sur a lo largo de la mayor parte de sus bordes. La circulación en el Atlántico Norte ha sido extensamente descrita (Worthington, 1976; y Schmitz y McCartney, 1993) (Fig. 1). La circulación general se divide en la inducida por el viento y la termohalina. El rotacional del viento impele dos grandes giros a escala de cuenca: el giro Subtropical entre 10 y 40°N y el Giro Subpolar más al norte. La circulación termohalina se refiere al flujo asociado al hundimiento de agua fría en altas latitudes y su retorno hacia el Ecuador en la Corriente Profunda del Borde Oeste.

La sección estudiada, situada a la latitud de $24,5^{\circ}\text{N}$ del Atlántico, es un ejemplo de sección hidrográfica transatlántica. Es rica en masas de agua y

¹ Cuando se habla de flujo de agua se refiere a agua sin contenido de sal, lo denominado en inglés «freshwater» literalmente agua dulce. Como el contenido en sal del agua de mar es aproximadamente un 35 por mil, un 96,5% corresponde a agua y el resto a sal.

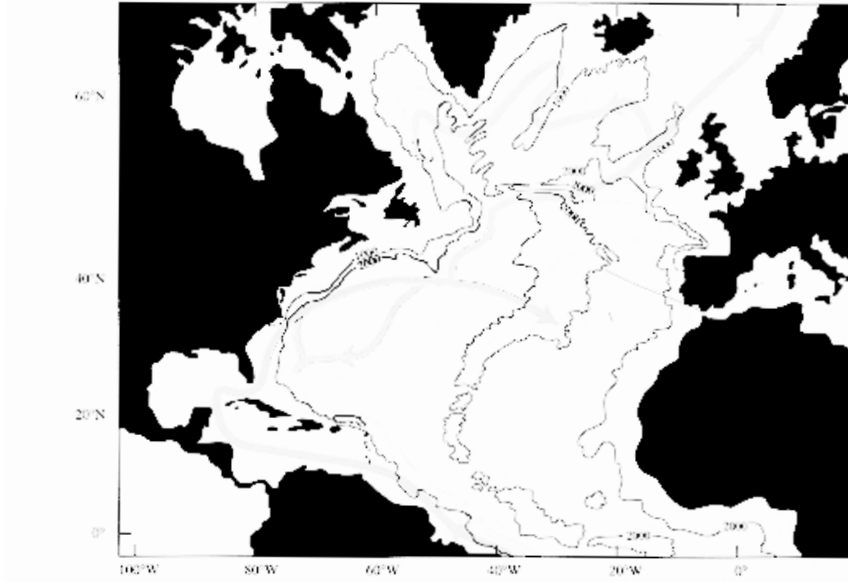


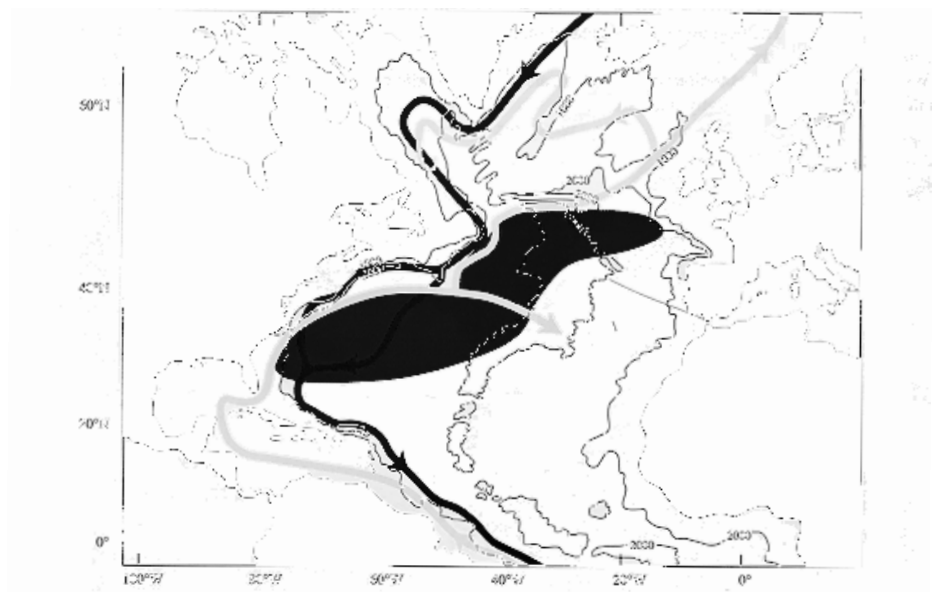
Figura 1. Circulación termohalina en el Atlántico norte. La línea roja representa la trayectoria de las aguas cálidas y la verde la de las aguas frías (McCartney, 1997).

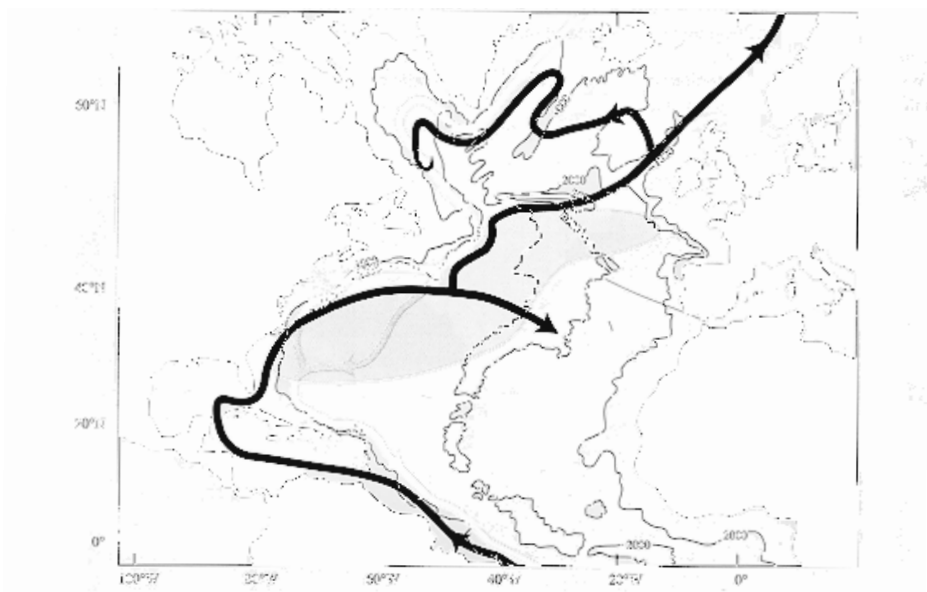
cruza el Atlántico Norte en mitad del giro subtropical. Provee de un censo de las masas de agua: intermedia, profunda y de fondo cuyas fuentes están en la Antártida, y en la parte septentrional del Atlántico. Permite estimaciones de la circulación termohalina de las masas de agua anteriormente mencionadas así como de la circulación inducida por el viento de las capas más someras. Además, la sección cruza la circulación hacia el Ecuador inducida por el viento (denominada de Sverdrup) en la latitud en que el rotacional del viento es máximo. Una extensión de la sección a una latitud de 26°N cruza la corriente del Golfo en los estrechos de Florida.

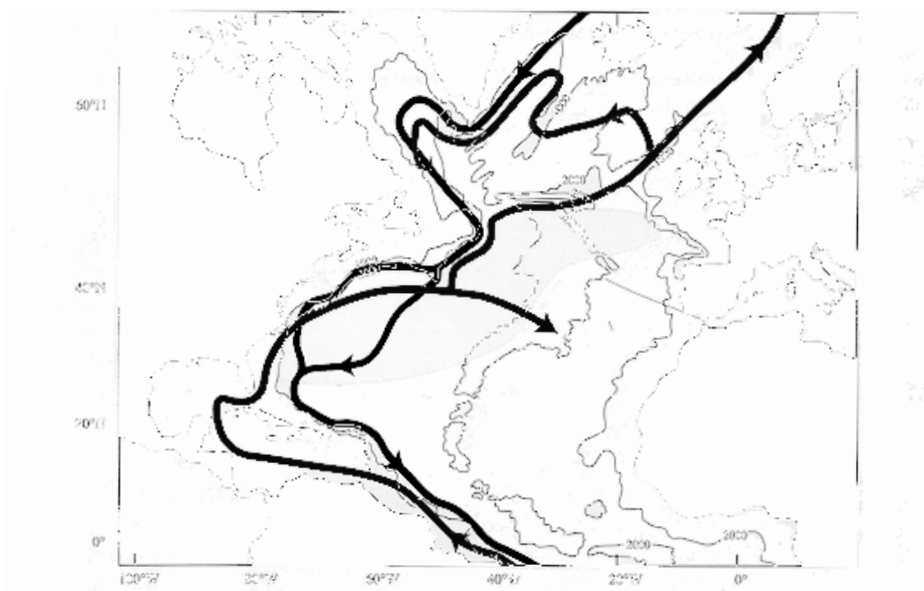
Esta sección fue realizada en 1957 (IGY) (Fuglister, 1960), en 1981 (LL) (Roemmich y Wunsch, 1985) y en 1992 durante el WOCE (Parrilla *et al.*, 1994a) (Fig.2).

2. MÉTODOS Y RESULTADOS

La comparación de las tres campañas nos permite analizar la variabilidad y las tendencias en las condiciones hidrográficas, masas de agua y flujos en el Atlántico Norte en las últimas décadas.







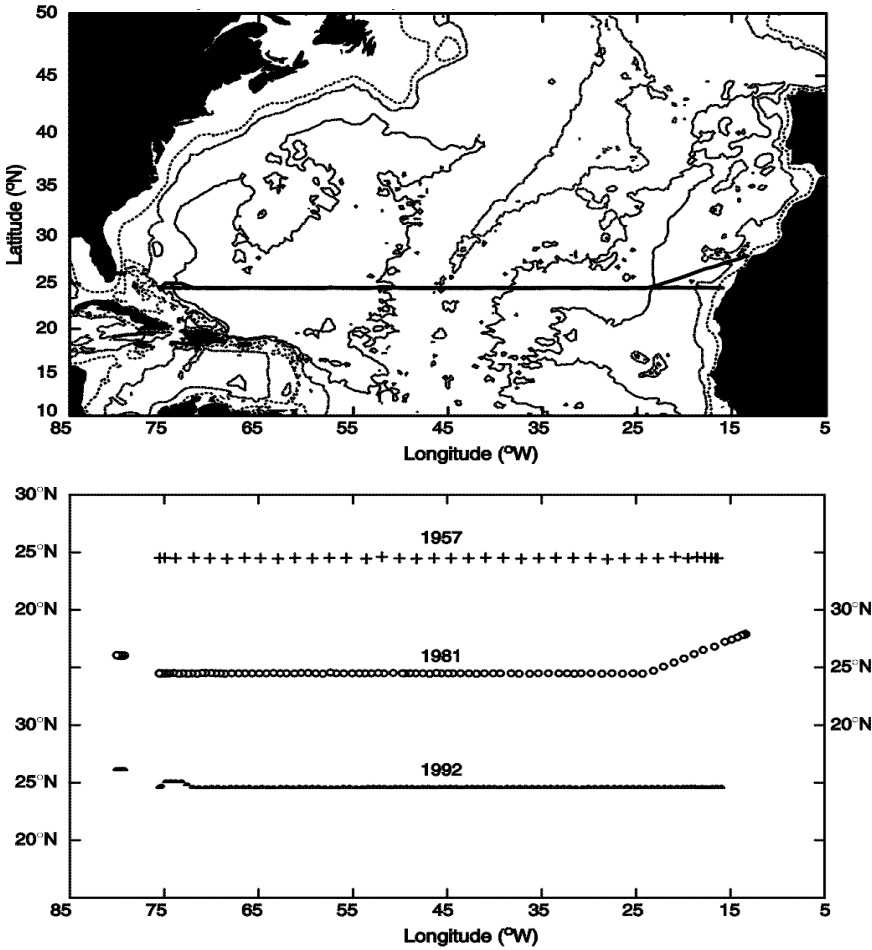
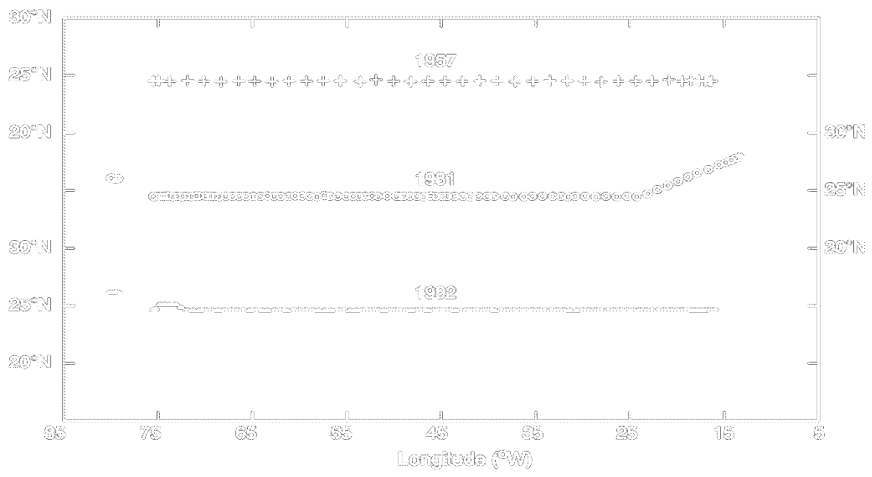
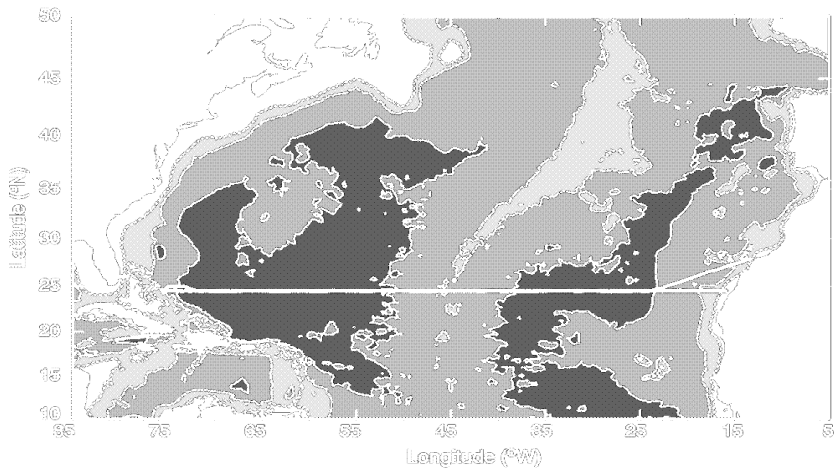
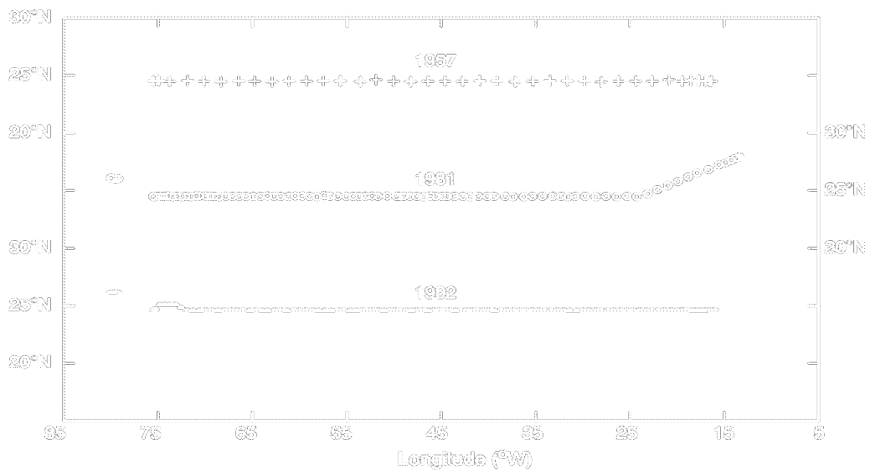
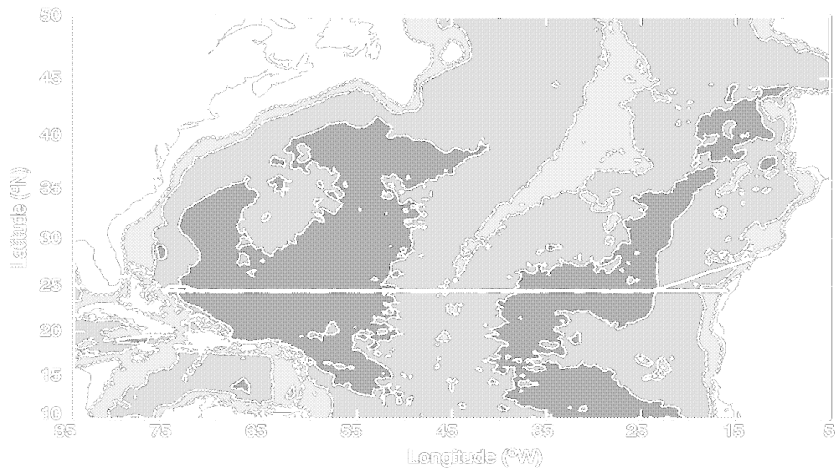
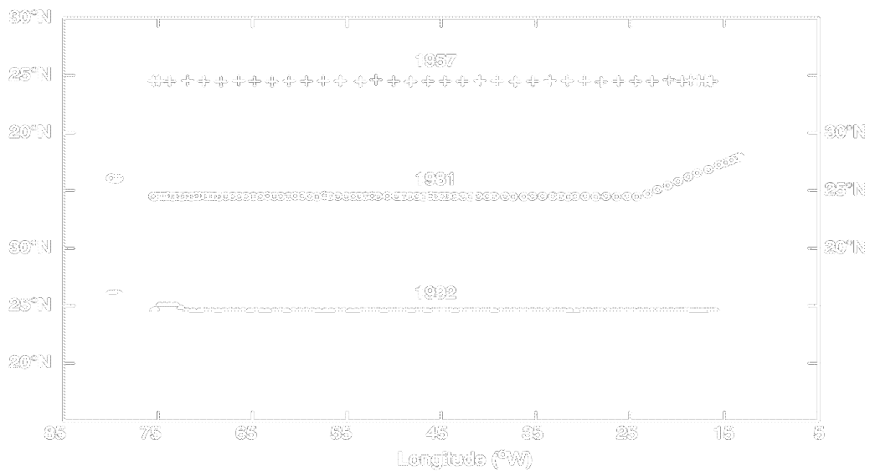
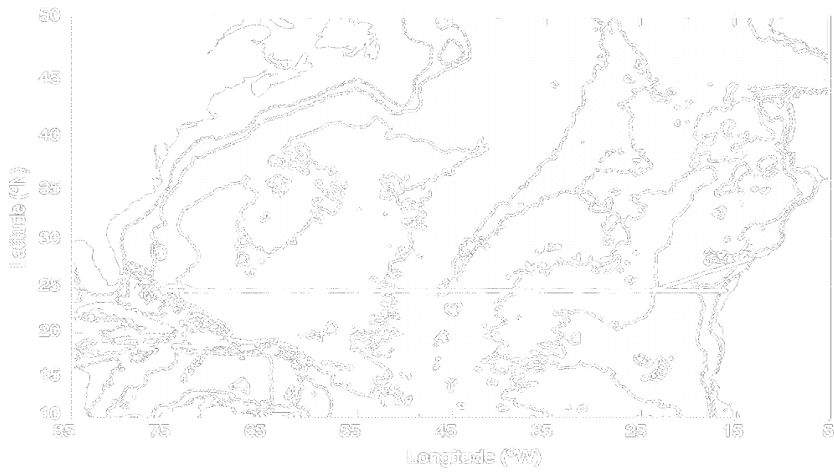


Figura 2. Secciones hidrográficas repetidas en la latitud de 24,5°N. La sección se indica con trazo continuo en la carta del Atlántico Norte, donde se han dibujado las isóbatas de 500, 3.000 y 5.000 m. La distribución espacial de estaciones tomadas durante las campañas de 1957 (+), 1981 (o) y 1992 (•) se indican bajo la carta.

Para comparar las variables de las diferentes campañas directamente es necesario interpolar todos los datos en una serie de situaciones geográficas comunes. Como se indica en la Figura 2, el espaciado entre estaciones es distinto para cada una de ellas. Los datos se interpolaron en una malla bidimensional en 24,5°N. El espaciado horizontal elegido fue de 0,5° de longitud, lo que aproximadamente corresponde a 50 km a esta latitud. Así mismo, todos los datos se han interpolado sobre una serie común de profundidades. El espaciado se ha escogido para resolver las estructuras de la circulación general y la variabilidad a







escalas medias. En resumen, para realizar una comparación de las características de las masas de agua se dispusieron de datos de CTD continuos en vertical en estaciones bastante próximas en 1992 y 1981 y más distantes en 1957. La escasa densidad de datos en 1957 limitará en algunos casos nuestra habilidad para examinar los cambios a largo plazo.

La sección hidrográfica de la IGY (Fuglister, 1960), realizada en 1957, marcó un hito en la calidad de los datos oceanográficos, especialmente para la salinidad que fue medida por primera vez mediante la conductividad, lo que era cuatro veces más preciso que los métodos anteriores de valoración. Por esta razón los datos de temperatura y salinidad procedentes de la IGY están dentro de los patrones modernos y se han podido comparar con las obtenidas en 1981 y 1992. Las medidas de estas últimas campañas se realizaron con CTDs y roseta de 24 botellas para toma de muestras de agua y calibrado de salinidad y oxígeno.

Para la comparación entre campañas se ha utilizado la técnica del análisis objetivo espacial. Su aplicación requiere el establecimiento *a priori* de un modelo de covarianzas. Las covarianzas de la señal y del ruido debido a los remolinos (eddies) se han modelado con una función de forma gaussiana y la del ruido intrínseco con una función delta. Para estimar la escala de decaimiento de estas distribuciones gaussianas se ha calculado la función de correlación (Lavín, 1993). Una vez interpoladas a una malla común se ha calculado las diferencias en temperatura y salinidad (Lavín, 1999)

2.1. Diferencias en temperatura entre 1957 y 1992 (Fig. 3)

Un notable calentamiento aparece de 700 hasta 3000 m de profundidad entre 1957 y 1992 (Parrilla *et al.*, 1994b). Los contornos de diferencias de temperatura son casi horizontales a lo largo de la mayor parte de la sección. Tanto la cuenca canaria como la norteamericana se han calentado aproximadamente en la misma cantidad. Los valores máximos encontrados son de $0,5^{\circ}\text{C}$ alrededor de los 1000 m de profundidad. Diferencias negativas aparecen sobre los 100 m en la cuenca norteamericana debajo de la capa cálida de superficie, este hecho puede ser debido a la variación estacional (las medidas fueron efectuadas en julio-agosto de 1992 y en octubre de 1957). Las variaciones estacionales en esta área afectan a los 100 m más superficiales. Las diferencias negativas alcanzan una profundidad hasta los 900 m en la parte occidental de la cuenca norteamericana. En la región próxima al borde occidental, bajo los 2000 m de profundidad, aparecen diferencias negativas superiores a $-0,05^{\circ}\text{C}$ al oeste de los 70°W . Las diferencias negativas se extienden por toda la cuenca norteamericana entre 3000 y 5000 m. Los errores calculados por Lavín (1999), muestran que la mayor parte de estos valores son estadísticamente significativos. (Nótese que los valores de error en las gráficas de temperatura están multiplicados por 10 por debajo de los 3000 m.). De la misma forma se realizó la

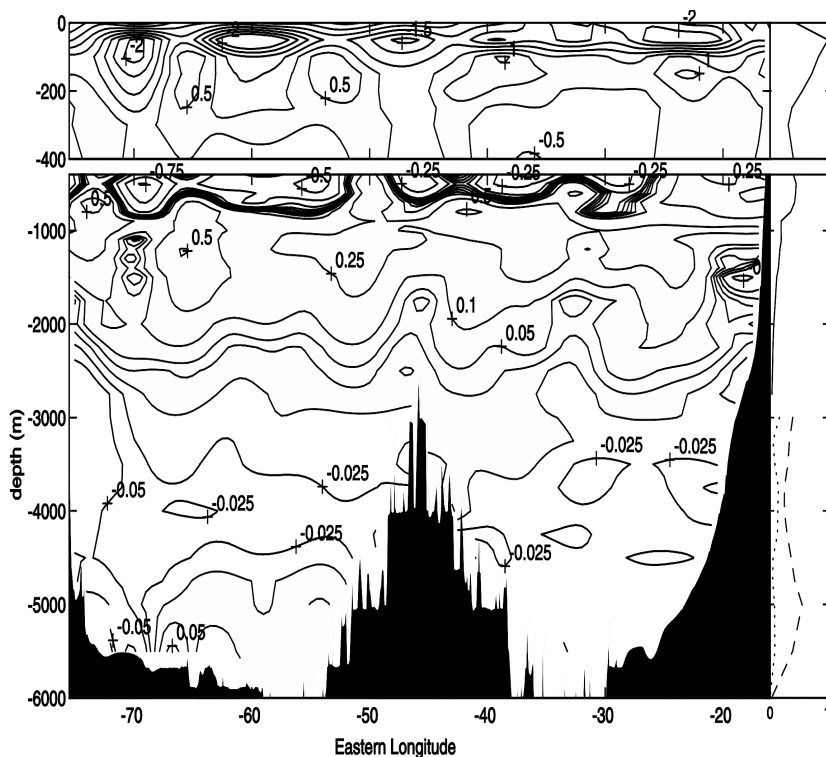
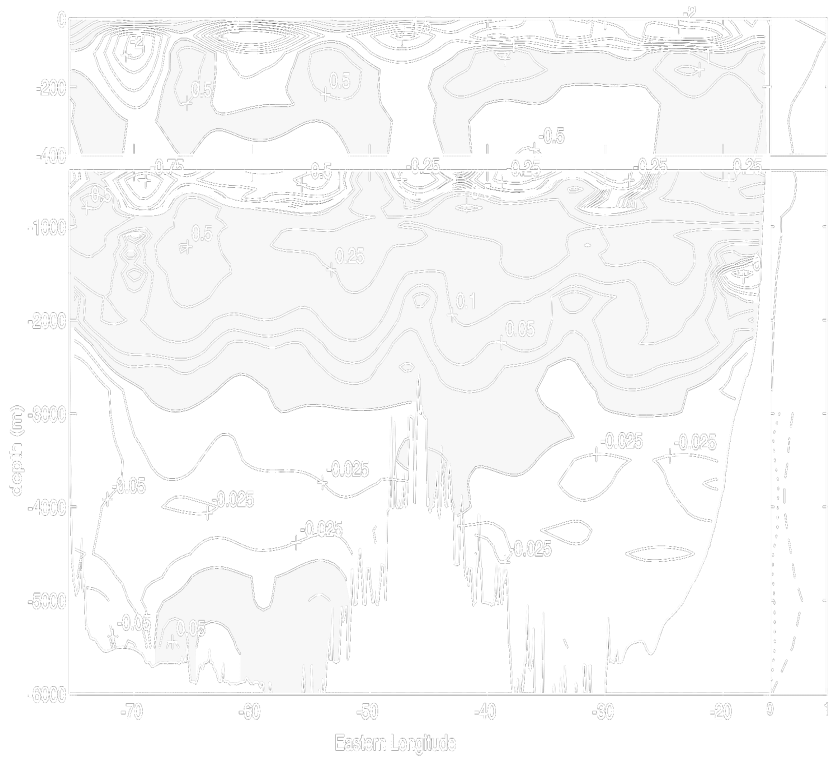
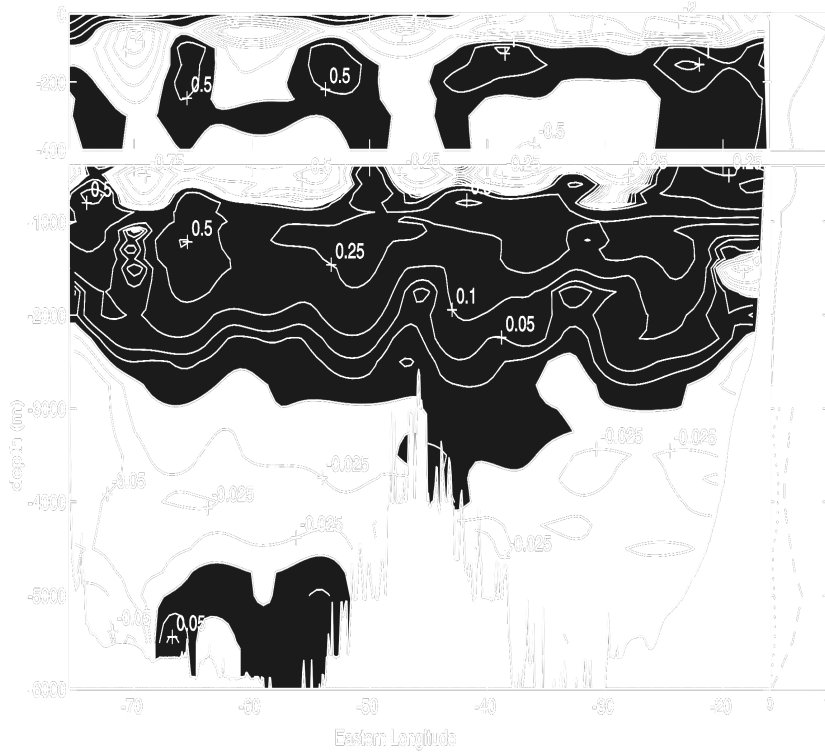


Figura 3. Diferencias de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) calculadas mediante análisis objetivo entre 1992 y 1957. En la parte derecha se presenta el error esperado ($^{\circ}\text{C}$). Por debajo de 3.000 m el error se da por separado para la cuenca canaria (punteado) y para la norteamericana (trazos). Los valores están multiplicados por 10. El área coloreada indica diferencia positiva. La gráfica superior tiene expandida la escala vertical.

comparación entre las diferentes campañas y en salinidad, ver Parrilla *et al.*, (1994b), Bryden *et al.*, 1996 y Lavín (1999).

Para el estudio de las masas de agua donde se ha detectado estos cambios, y ya que los cambios en temperatura y salinidad parecen ser uniformes zonalmente (Fig. 3), se han examinado los perfiles de temperatura y salinidad promediados zonalmente (a presión constante) para generar las relaciones θ/S para 1957 y 1992 (Bryden *et al.*, 1996) (Fig. 4). En las capas de temperatura superior a 17°C los cambios tienden hacia una relación θ/S más salina y son más o menos paralelos a las superficies de densidad constante. Entre 17°C y 9°C los cambios son paralelos a una θ/S constante (Fig. 4A). En aguas intermedias entre 8°C y 4°C se ha producido un cambio notable en la relación θ/S , promediada zonalmente, hacia salinidades más altas. Estos cambios son más o menos paralelos a las isopicnas (Fig 4B). Luego las variaciones en la relación θ/S en-





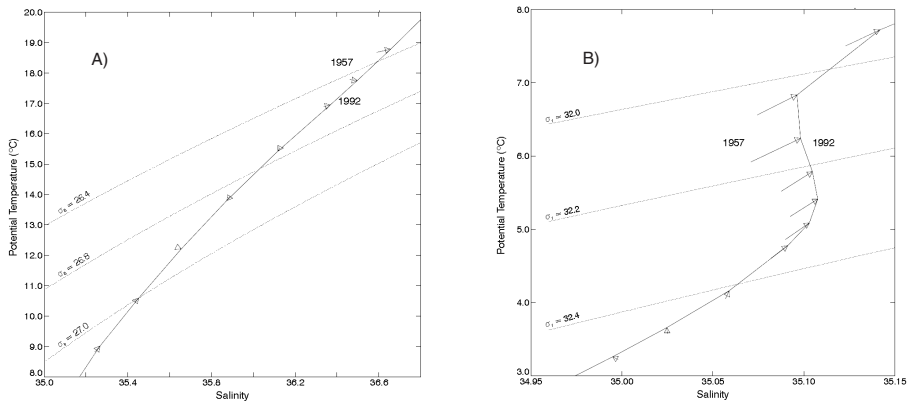
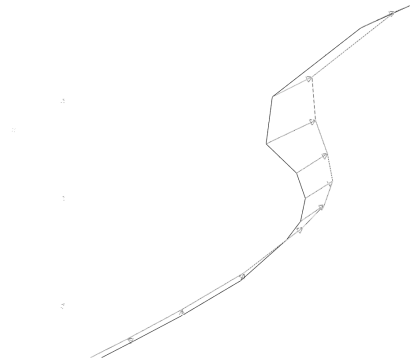
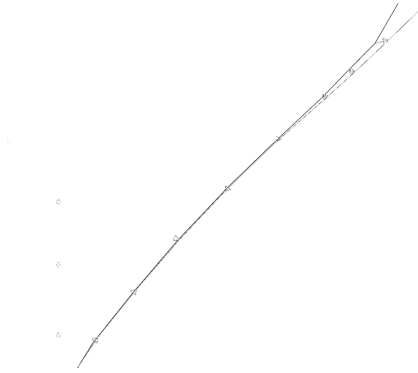


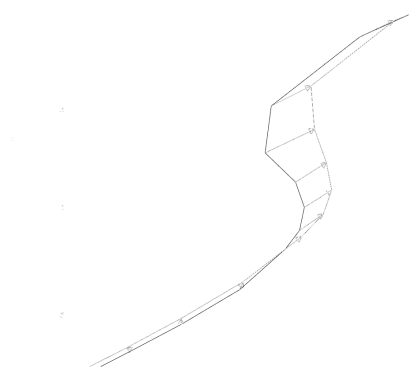
Figura 4. Dirección de los cambios en temperatura potencial a presión constante entre 1957 y 1992 promediados zonalmente para A) aguas cálidas y de la termoclina (entre 8 y 20°C) y B) aguas intermedias y profundas (entre 3 y 8°C). Se indican las superficies de anomalía en densidad potencial relativa a la superficie (σ_0) y a 1.000 db (σ_1).

tre 1957 y 1992 no son únicamente debidas a cambios en profundidad de las isopícnas sino también a cambios en las características de las masas de agua.

Para examinar la estructura espacial de los cambios en las características de las masas de agua intermedia en la termoclina inferior es necesario concentrarse en las secciones de 1981 y 1992, ya que en la sección de 1957 no hay suficiente número de botellas de muestras en el rango entre 4°C y 9°C que permita efectuar una media en vertical y horizontal de las variaciones de la salinidad asociadas con el agua de origen mediterráneo.

Para ilustrar los cambios con el tiempo, entre 1981 y 1992, se determinaron los promedios cada 10 grados de longitud de la temperatura potencial y la salinidad en las superficies σ_1 (anomalía de densidad potencial referida a 1.000 db). En la Figura 5A y B se presentan los cambios en la parte occidental 65°W-75°W y en la parte oriental entre 25°W y 35°W. El incremento máximo de la salinidad entre 1981 y 1992 en las aguas intermedias a lo largo del paralelo 24,5°N es de 0,06 en la zona oriental y 0,02 en la zona occidental. Este incremento no puede ser explicado por elevación vertical de masas de agua de estructura constante. Puesto que en aguas intermedias, la variación de salinidad con la presión o con la temperatura potencial es pequeña, el incremento en salinidad es prácticamente el mismo a temperatura constante o en superficies de densidad constante. El incremento en salinidad podría explicarse por un desplazamiento hacia el sur de unos 150 km de la lengua de Agua Mediterránea, pero ello entra en conflicto con la disminución del oxígeno disuelto. Un desplazamiento hacia el oeste de las distribuciones espaciales a gran escala conduciría al observado incremento en salinidad y disminución de oxígeno en la





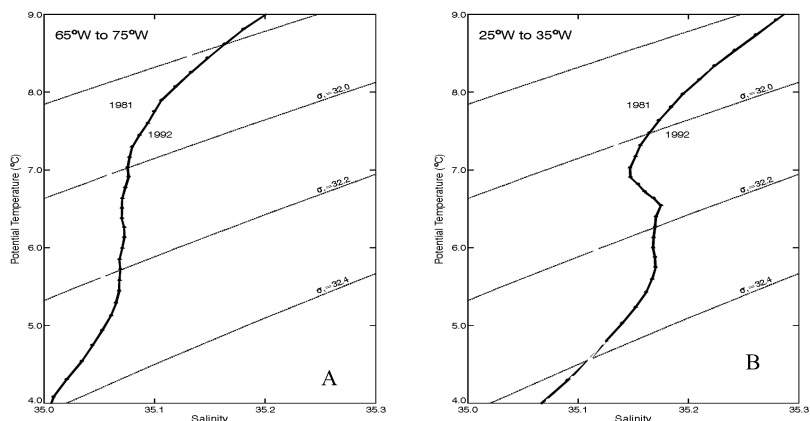
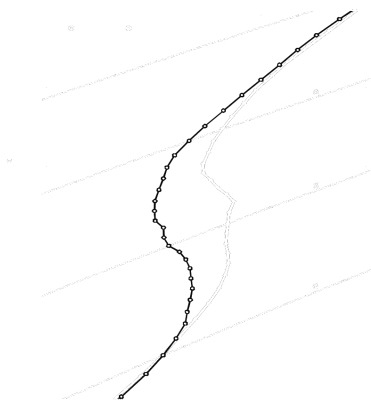


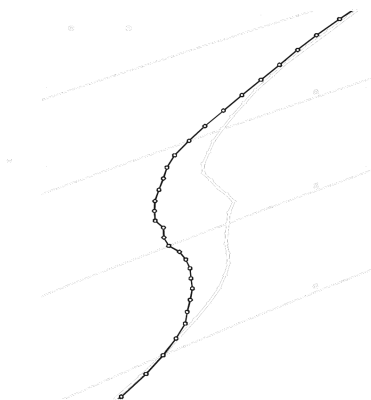
Figura 5. Cambios en la relación temperatura potencial salinidad entre las secciones de 1981 (línea roja) y 1992 (línea negra) en aguas intermedias para A) la zona occidental (de 65° W a 75° W) y B) para la zona oriental (de 25° W a 35° W) de la sección a 24,5° N. Los promedios en θ y S se realizan cada intervalo de 0,02 en σ_t en todas las estaciones en la banda de longitud indicada.

cuenca canaria pero no en la norteamericana donde el gradiente en salinidad tiene signo contrario. Entonces los cambios temporales en las características de las aguas intermedias no son el resultado de simples movimientos verticales o laterales de las distribuciones en gran escala en el Atlántico subtropical. La relación (θ/S) ha cambiado apreciablemente en aguas intermedias entre 1981 y 1992 hacia salinidades más altas.

2.2. Transporte latitudinal y variaciones del flujo de calor

Tras el análisis de los cambios en las condiciones térmicas y salinas, así como en las masas de agua, se ha calculado el transporte latitudinal de calor a través del paralelo 24,5° N en el Atlántico y su variación entre 1957 y 1992, comparándolo con los cálculos realizados por Bryden y Hall (1980) y Roemich y Wunsch (1985). Para esta comparación, y siguiendo el método de Hall y Bryden (1982), se considera al Atlántico Norte, a partir de la sección, como una cuenca cerrada por la parte septentrional. Así el transporte de calor se puede calcular integrando el calor a lo largo de la sección transatlántica. El transporte se separa en transporte de la corriente del Golfo a través de los estrechos de Florida, transporte de Ekman debido al viento en la sección transatlántica y transporte geostrófico en el interior de dicha sección. Como la masa debe conservarse, el transporte hacia el Polo de la corriente del Golfo y de la capa de Ekman (debido a los vientos alisios) debe ser compensado por el flujo geostrófico del interior del océano hacia el Ecuador.





El flujo de calor debido a corrientes oceánicas a través de cualquier latitud se puede aproximar por

$$T = \iint \rho C_p \theta V dz dx,$$

donde se integra según profundidad y longitud. V es la componente norte/sur de la velocidad absoluta del agua a través del círculo de latitud (Bryan, 1962), en este caso $24,5^\circ\text{N}$. Las variables ρ , C_p y θ son densidad, capacidad calorífica y temperatura potencial respectivamente.

Lavín *et al.* (1998) evalúa el flujo hacia el norte en los estrechos de Florida en $24,5^\circ\text{N}$ en $29,5$ Sv. La temperatura media ponderada según la velocidad se toma como $19,1^\circ\text{C}$ (Niiler y Richardson, 1973).

El transporte de volumen integrado zonalmente de la capa Ekman se obtiene de

$$\int (\tau^x / f\rho) dx,$$

donde τ^x es la componente hacia el este del esfuerzo del viento, ρ la densidad y f es el parámetro de Coriolis. El transporte Ekman hacia el norte a $24,5^\circ\text{N}$ fue estimado por Macdonald (1995) en $5,4$ Sv a partir de los valores de esfuerzos deformadores de viento dados por el European Centre for Medium Range Weather Forecast (Trenberth *et al.*, 1990).

A continuación se calcula un perfil promedio zonal de velocidades geostroficadas y se determina una velocidad barotrópica uniforme para asegurar el balance de masas en la sección, es decir $29,5$ Sv hacia el norte en la corriente de Florida y $5,4$ Sv también hacia el norte en la capa Ekman tienen que ser compensados con $34,9$ Sv de transporte hacia el sur en la sección oceánica. Lavín *et al.* (1998) discute la elección de nivel de referencia a partir de datos bibliográficos, transporte de agua profunda y zona frontal en la concentración de oxígeno, tomando 3.200 db entre el límite oriental hasta el comienzo de la corriente límite occidental a 69°W .

Como los cambios entre las secciones no son muy pronunciados se mantienen fijos los valores de transporte a través de los estrechos de Florida y en la capa de Ekman y los cambios que se estudian son los de la circulación geostrofica interior. El esquema de la circulación (Fig. 6) en las tres campañas es bastante similar en la estructura vertical. El flujo hacia el sur en la capa superficial y termoclina hasta los 600 m es muy similar, con un transporte que varía entre $-17,1$ en 1957, a $-18,7$ en 1981 y $-17,4$ en 1992. Un flujo hacia el norte entre 600 y 1.200 m señala la influencia de Agua Antártica Intermedia. Este transporte se reduce en el tiempo desde $2,5$ Sv en 1957 a $1,7$ en 1981 y a sólo $0,7$ Sv en 1992.

El Agua Noratlántica Profunda aparece claramente dividida en dos lóbulos, el superior influenciado por aguas con origen en el mar del Labrador y el inferior en los mares de Groenlandia-Islandia-Noruega. El lóbulo superior es

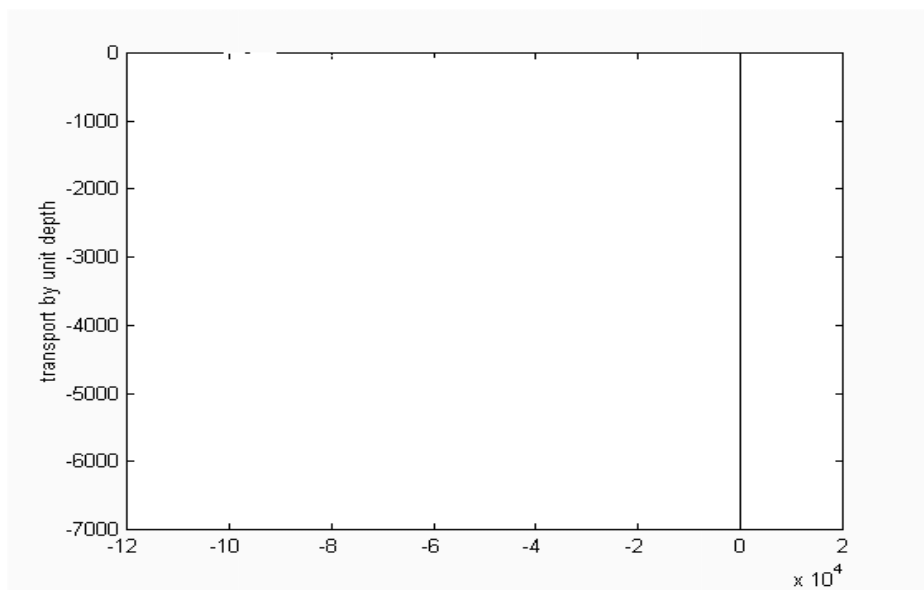
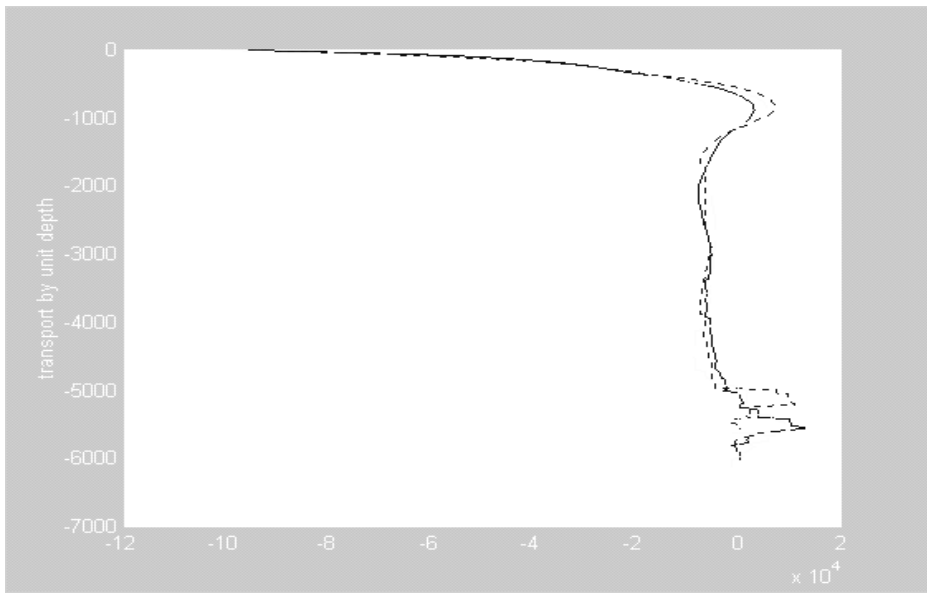
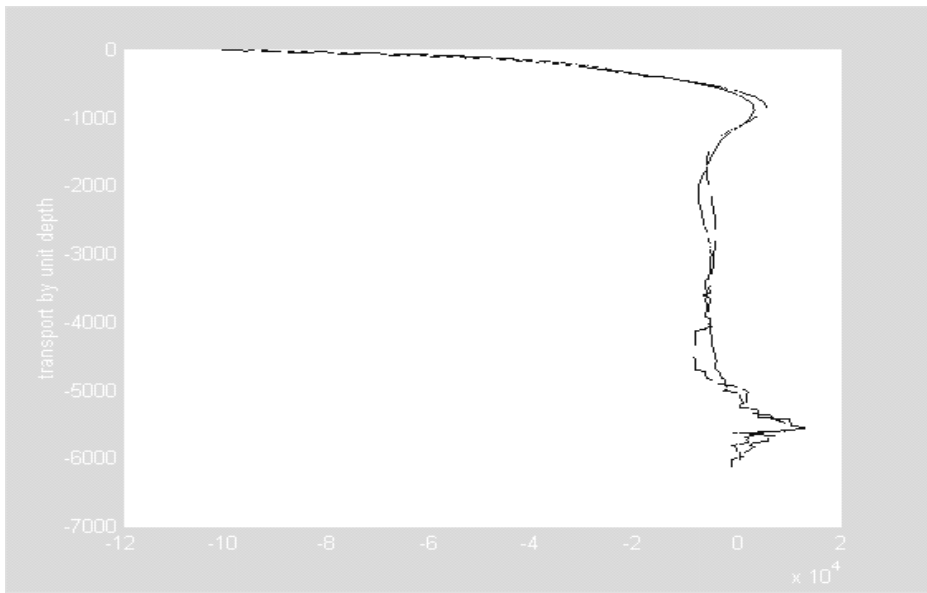


Figura 6. Transporte geostrófico meridional por unidad de profundidad a los 24,5°N promediado zonalmente a través de la sección transatlántica en 1992 (azul continuo), 1981 (rojo a trazos) y 1957 (verde punteado).

más profundo e intenso en 1992 que en las campañas previas. En el lóbulo profundo la intensificación que se produjo en 1981 se reduce de nuevo en 1992, lo que también ha sido detectado en los 36°N (Dobroliubov *et al.*, 1996).

En el procedimiento de Hall y Bryden (1982), el transporte de calor se puede separar en dos partes: el correspondiente a la célula de circulación vertical que viene dado por los valores medios y la contribución horizontal debida a los remolinos que refleja la variabilidad de la mesoscala. Esta última contribución se estima multiplicando la diferencia entre la velocidad latitudinal y la velocidad latitudinal promediada zonalmente a cada profundidad por la diferencia entre la temperatura potencial en cada par de estaciones y su media zonal e integrando a lo largo de la sección. Lavín *et al.*, (1998) ha calculado una temperatura media ponderada según la velocidad para cada una de las secciones transatlánticas. Así el transporte a través de la sección viene dado por el transporte de volumen multiplicado por la temperatura promedio para cada una de las tres componentes. La temperatura promedio de los estrechos de Florida se ha obtenido de Larsen (1992) y la de la capa de Ekman promediando la temperatura de los 50 m superficiales. En la Tabla I se muestra la comparación del flujo de calor en las tres campañas.





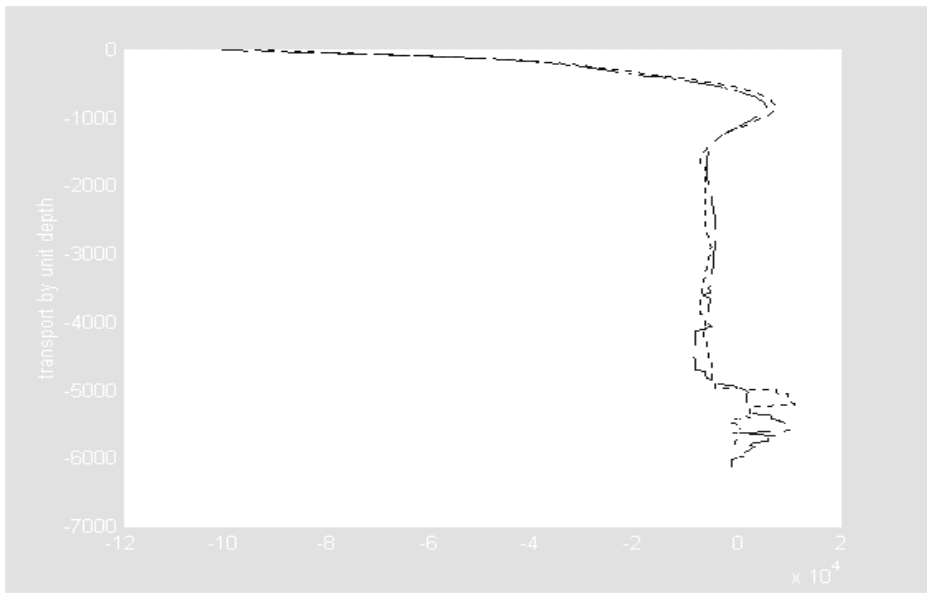


Tabla I. Componentes del flujo de calor, transporte, diferencia de temperatura con la sección oceánica, transporte en dirección norte y transporte neto a través de la sección a 24,5°N para 1957, 1981 y 1992

Sección	Componente	Transporte (SV)	Diferencia de temperatura con sección oceánica (°C)	Transporte de calor (dirección norte) PW	Transporte neto de calor W
1957	Capa Ekman	5,4	26,0-11,29=14,72	0,33	1,27×10 ¹⁵ W
	Estrechos de Florida	29,5	19,1-11,29=7,81	0,94	
1981	Capa Ekman	5,4	26,0-11,77=14,23	0,32	1,20×10 ¹⁵ W
	Estrechos de Florida	29,5	19,1-11,77=7,33	0,88	
1992	Capa Ekman	5,4	26,0-10,86=15,14	0,33	1,33×10 ¹⁵ W
	Estrechos de Florida	29,5	19,1-10,86=8,24	1,00	

Por último trataremos de los flujos y balances de calor, agua, oxígeno y elementos nutritivos. Con tal fin se reconsidera la circulación en la zona subtropical del Atlántico Norte con un enfoque especial en los flujos señalados. El transporte de calor y el de agua han sido publicados por Hall y Bryden (1982) con datos de la sección de 1957, y por Roemmich y Wunsch (1985) para las secciones de 1957 y 1981. Brewer *et al.* (1989) usando resultados del transporte de Hall y Bryden (1982), de la campaña de 1957 calcularon los flujos de oxígeno y CO₂. Rintoul y Wunsch (1991), han publicado los flujos de oxígeno y sales nutritivas de la sección realizada en 1981.

La distribución de oxígeno y elementos nutritivos que se observa en el océano es el resultado de un conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos (v.g. el consumo de elementos nutritivos en la zona eufótica y la remineralización de la materia orgánica en profundidad y de los procesos de traslación y difusión). En nuestro caso tal distribución puede verse en Bryden *et al.* (1996) y Lavín (1999).

El flujo de oxígeno y sales nutritivas se calcula multiplicando la densidad del agua del mar por la concentración de cada variable química y por la velocidad a través de la sección. Estas cantidades se calculan para cada par de estaciones a intervalos de 20 db desde la superficie hasta el fondo. La integración del mencionado producto en todo el área muestreada proporciona los transportes a través de la sección.

El transporte total de volumen de la sección incluidos los estrechos de Florida, la capa de Ekman y la sección transatlántica se presenta a intervalos de profundidad de 200 m en la Figura 7. El transporte es en dirección polar entre la superficie y los 1.200 m, debido a la corriente a través de los estrechos de Florida y en la capa de Ekman, así como a la capa de Agua Antártica Intermedia que fluye a unos 1.000 m de profundidad. A partir de los 1.200 m aparecen los dos lóbulos de Agua Noratlántica Profunda, con el núcleo más somero situado a los 2.000 m y el más profundo entre 3.500 y 4.000 m. El flujo en dirección

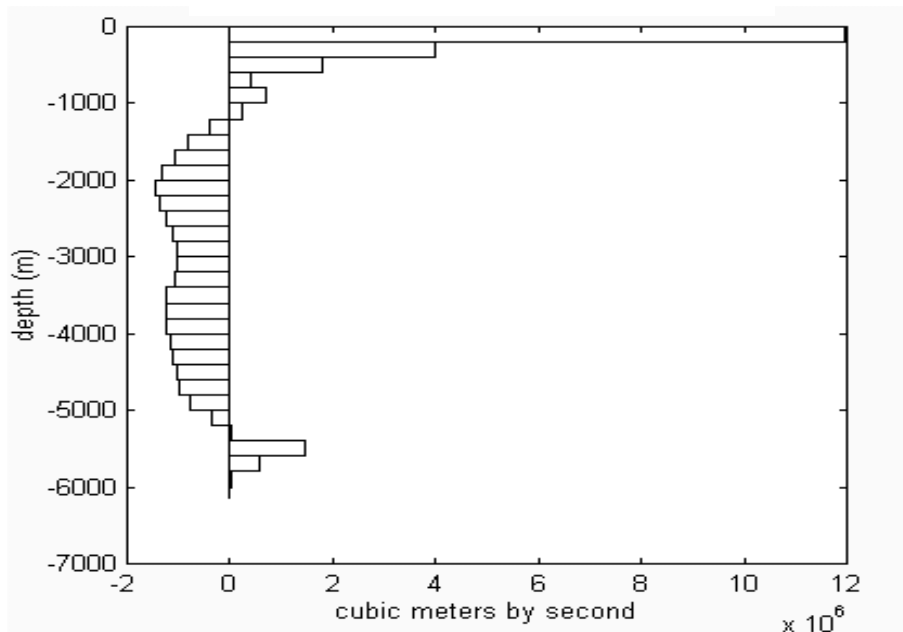


Figura 7. Transporte total (sección transatlántica, estrechos de Florida y capa de Ekman) de volumen de la sección a 24,5°N a intervalos de profundidad de 200 m.

norte en la parte más profunda es debido al Agua Antártica de Fondo que fluye entre los 5.400 y 6.000 m.

Siguiendo los conceptos de separación en componentes introducidos por Bryden y Hall (1980) y Hall y Bryden (1982) se ha dividido el flujo total de calor en tres componentes: una barotrópica, la otra baroclínica y la última horizontal (Lavín *et al.*, enviado). Para ello se ha separado la velocidad en una componente latitudinal media en la sección, una velocidad media con la profundidad y la anomalía respecto a esa velocidad media. Las demás variables se han separado de la misma forma. Pasemos a describir de una manera resumida las componentes de cada una de las variables, los valores medios, el perfil promediado y las anomalías.

La velocidad media de la sección es de $-1,9 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ y corresponde a un flujo hacia el Ecuador que compensa el transporte de Ekman. El perfil de velocidades baroclínicas presenta valores positivos en los 1.200 m superficiales, negativos hasta los 5.200 y de nuevo positivos hasta los 6.000 m. Las anomalías son altas en los estrechos de Florida y pequeñas y con muchas bandas en la sección atlántica. La temperatura potencial media de la sección es 5,35 °C, el perfil baroclínico de la temperatura es positivo en los 1.300 m más superficiales y ne-

gativo más abajo. En la capa más superficial de los estrechos de Florida se encuentran anomalías de temperatura positivas. En la zona occidental, a más profundidad, aparecen anomalías negativas y muy altas debido al origen suratlántico de una parte importante de la masa de agua que lo atraviesa. La salinidad media de la sección es de 35,17, su perfil baroclínico es positivo en los 900 m más superficiales y negativo por debajo. Las anomalías son negativas en los estrechos de Florida, en la cuenca norteamericana y en las capas superiores de la cuenca canaria. El oxígeno disuelto medio es de $228 \mu \text{ mol kg}^{-1}$ y su perfil baroclínico es negativo en los 1.500 m más superficiales y positivo por debajo. Las anomalías de oxígeno son negativas en los estrechos de Florida y en la cuenca canaria y positivas en la norteamericana fruto de la influencia del Agua Noratlántica recientemente ventilada. La concentración media de silicato es de $27,78 \mu \text{ mol kg}^{-1}$ y su perfil baroclínico es prácticamente lineal, negativo entre la superficie y los 2.500 y positivo por debajo. Las anomalías de silicato son negativas en la cuenca norteamericana, salvo en el flanco oeste de la dorsal donde son positivas, como en la cuenca canaria, donde la influencia de Aguas Antárticas es notable. Nitrato y fosfato siguen lógicamente una distribución parecida con valores medios de 19,26 y $1,23 \mu \text{ mol kg}^{-1}$ respectivamente. Sus perfiles baroclínicos presentan valores negativos hasta los 700 m, con un máximo a 1.000 m debido el Agua Antártica Intermedia y algo menores hasta el fondo. Anomalías positivas de nitratos y fosfatos aparecen en la cuenca canaria y negativas en la norteamericana.

El transporte se calcula basándose en las tres componentes: una componente barotrópica debido al balance con el transporte de Ekman; una componente baroclínica debida a la circulación latitudinal de retorno, en la cual el agua superficial cálida fluye hacia el Polo y agua profunda fría fluye hacia el Ecuador sin transporte de masa. El transporte de propiedades se obtiene integrando los perfiles de velocidades y propiedades en toda la columna de agua. La tercera componente es debida a la circulación horizontal a gran escala del giro subtropical y se calcula haciendo la correlación entre las anomalías de la velocidad y las de las diferentes variables (Lavín, *et al.* enviado). Los resultados se presentan en la Tabla II.

Tabla II. Transporte de calor (PW), sal (10^6 kg s^{-1}), oxígeno (kmol s^{-1}), silicato (kmol s^{-1}), nitrato (kmol s^{-1}) y fosfato (kmol s^{-1}) separado por componentes: Ekman y su compensación barotrópica, baroclínico, horizontal, y transporte neto

Transporte	Calor (PW)	Sal (10^6 kg s^{-1})	Oxígeno (kmol s^{-1})	Silicato (kmol s^{-1})	Nitrato (kmol s^{-1})	Fosfato (kmol s^{-1})
Ekman	0,45	10,1	-107	-150	-106	-6,5
Baroclínico	0,93	23,0	-852	-411	-210	-13,6
Horizontal	0,13	-14,1	-1.662	307	186	7,5
NETO	1,51	19,0	-2,621	-254	-130	-12,6

En cuanto al flujo de calor (Fig. 8), la mayor componente es la baroclínica que supone 0,93 PW y es debida a la circulación de agua cálida y salina hacia el norte en las capas superficiales. Agua que en los mares nórdicos se enfría, se hunde y fluye hacia el sur con más intensidad por los bordes occidentales; a esta circulación la llamaremos circulación de retorno, cuyo modelo conceptual es la cinta transportadora de calor. El flujo baroclínico se calcula a partir de la correlación entre velocidades baroclínicas positivas (hacia el norte) en las capas superficiales y temperaturas baroclínicas positivas (hasta los 1.200 m). Las temperaturas son altas en los 500 m más superficiales y las velocidades en los estrechos de Florida también. Las velocidades también son relativamente elevadas y hacia el sur (negativas) en la Corriente de Borde Oeste y la diferencia de temperaturas con la media ($5,35^{\circ}\text{C}$), también negativa, de ahí esa pequeña aportación positiva al flujo de calor. El transporte horizontal es debido a los movimientos a gran escala en el giro subtropical, en el cual el agua más cálida (anomalías positivas) en los 200 primeros metros fluye hacia el Polo por los estrechos de Florida y en el borde occidental y el agua más fría (anomalía negativa) fluye hacia el sur en el resto de la sección. A partir de los 200 m el agua en los estrechos de Florida es más fría, así el transporte horizontal de calor es hacia el sur. A partir de los 1.000 m es despreciable. El último factor es el trans-

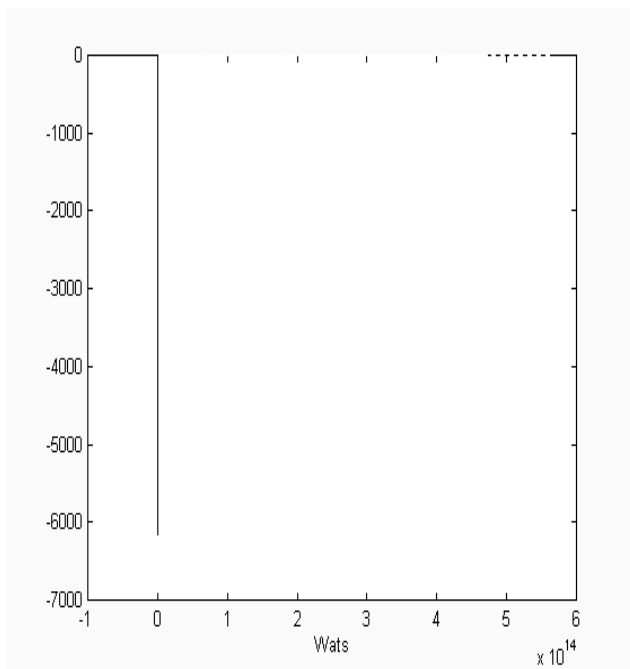
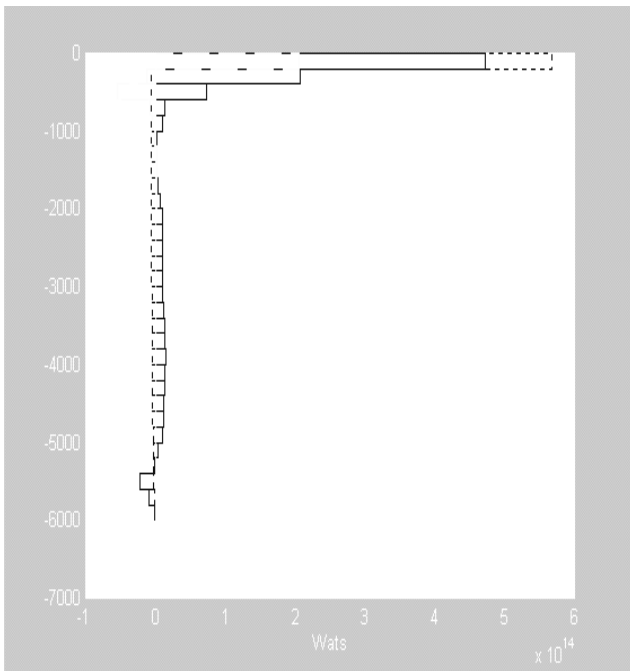
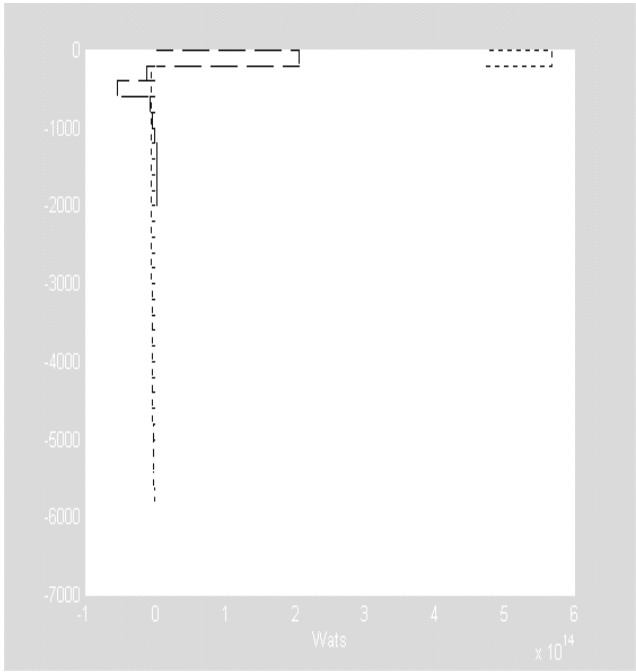


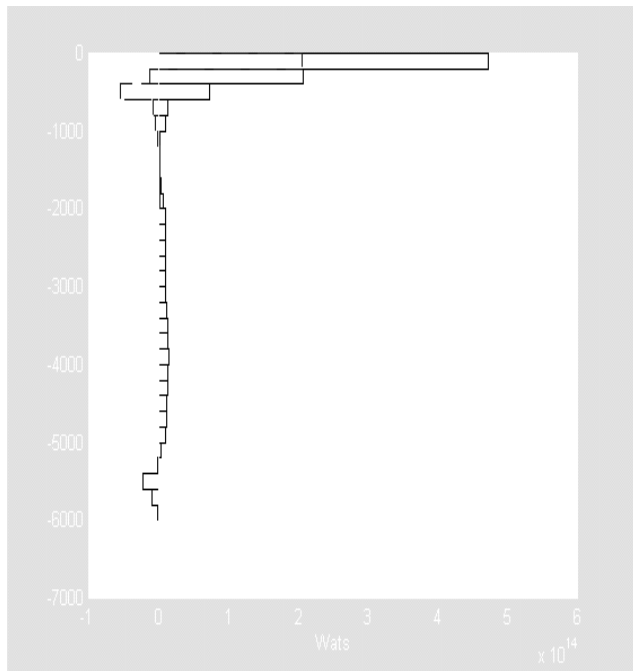
Figura 8. Flujo de calor en componentes barotrópico (...), baroclínico (—) y horizontal (-·-·-).



...

—





porte barotrópico que equilibra el transporte de Ekman en la capa superficial, el transporte a través del estrecho de Bering y la precipitación neta en el océano Atlántico al norte de nuestra sección. Estas contribuciones son muy pequeñas.

En cuanto al flujo de oxígeno, la contribución mayor es la aportada por la circulación horizontal, debida principalmente a la baja concentración de oxígeno en el flujo hacia el norte por los estrechos de Florida y a la alta concentración de oxígeno en el agua que fluye hacia el sur en las capas superficiales de la sección oceánica. En la circulación baroclínica, agua cálida y poco oxigenada fluye hacia el Polo en las capas superficiales y agua fría y rica en oxígeno fluye hacia el sur en las capas profundas. Un pequeño aporte se debe a la compensación barotrópica del flujo de Ekman; éste es positivo y la compensación negativa. En la Figura 9 se detallan los tres flujos barotrópico, baroclínico y horizontal en función de la profundidad.

El flujo de silicato es en dirección hacia el Ecuador, siendo la parte baroclínica la que más aporta debido al flujo hacia el norte de agua con baja concentración de silicato y hacia el sur con mayor concentración. En aguas intermedias hay una pequeña contribución de flujo hacia el norte, así como en el agua de fondo. La circulación horizontal produce un flujo en dirección norte contrario al anterior. En las capas superiores es debido a la diferencia de concentraciones entre los estrechos de Florida y el océano y en las capas profundas a la diferencia de concentraciones entre las cuencas canaria y norteamericana.

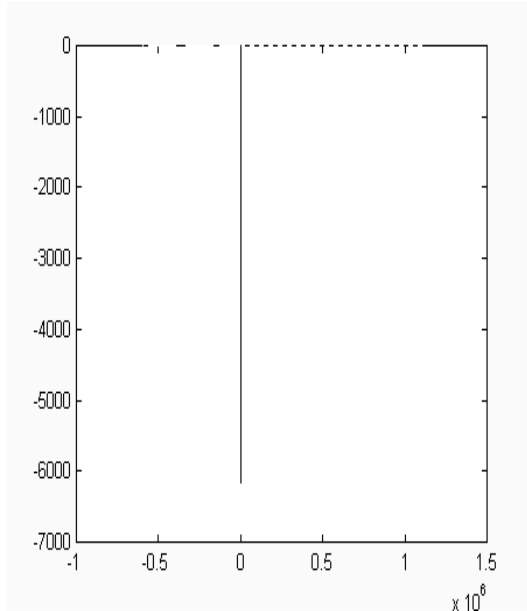
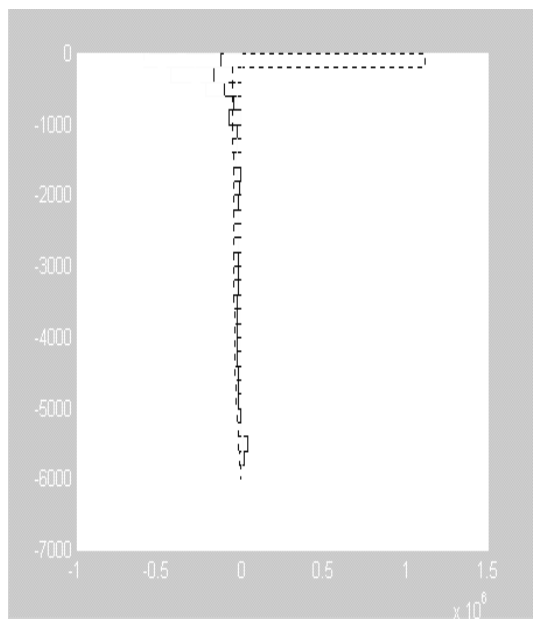
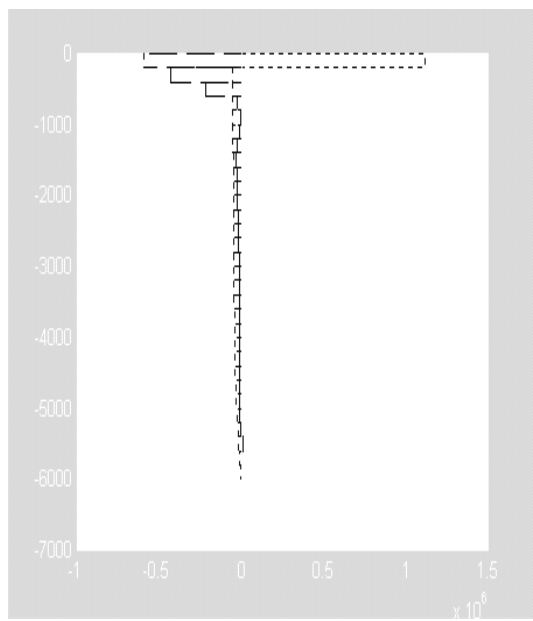
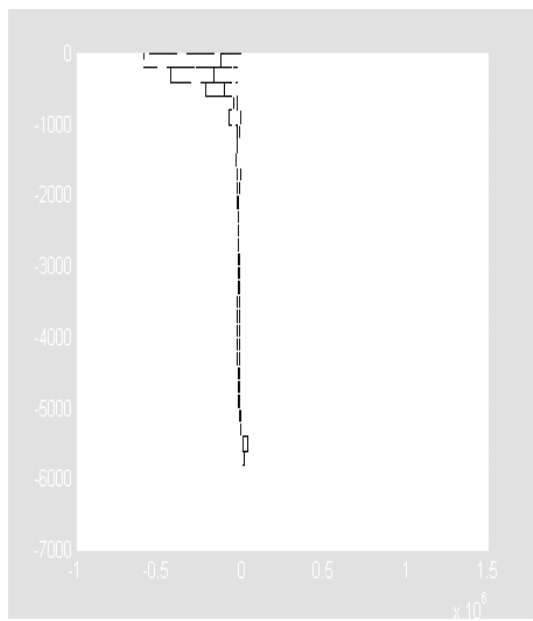


Figura 9. Flujo de oxígeno en componentes barotrópico (...), baroclínico (—) y horizontal (-·-·-).



...





La contribución barotrópica es negativa y la de la capa de Ekman casi nula, debido a la pequeña concentración de silicato en las capas superficiales. En la Figura 10 se presenta el flujo barotrópico, baroclínico y horizontal.

El flujo de nitrato es similar al de silicato en las capas superficiales; pero tanto el baroclínico como el horizontal son menores por debajo de la termoclina. Las contribuciones baroclínica y horizontal son de similar intensidad y de sentidos opuestos, y la compensación barotrópica del transporte de Ekman hacia el sur.

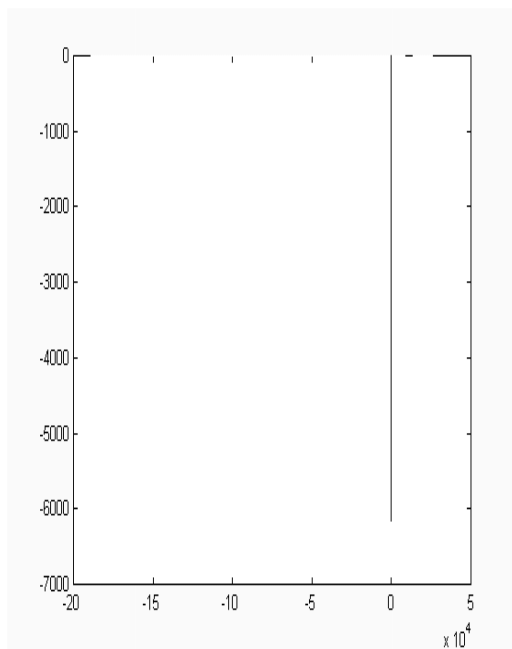
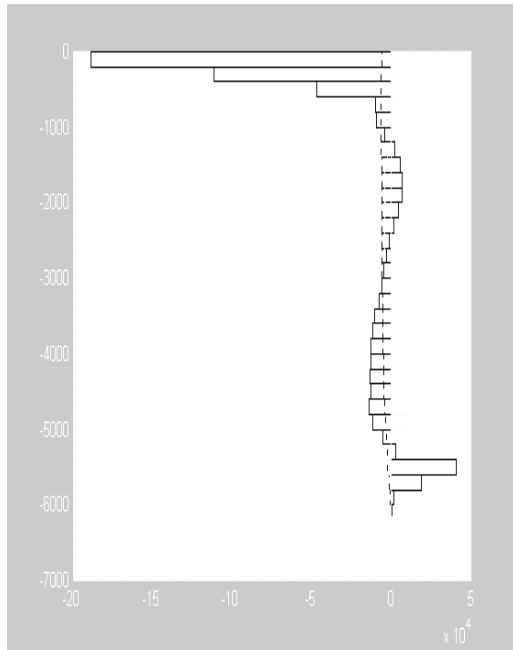


Figura 10. Flujo de silicato en componentes barotrópico (...), baroclínico () y horizontal ().

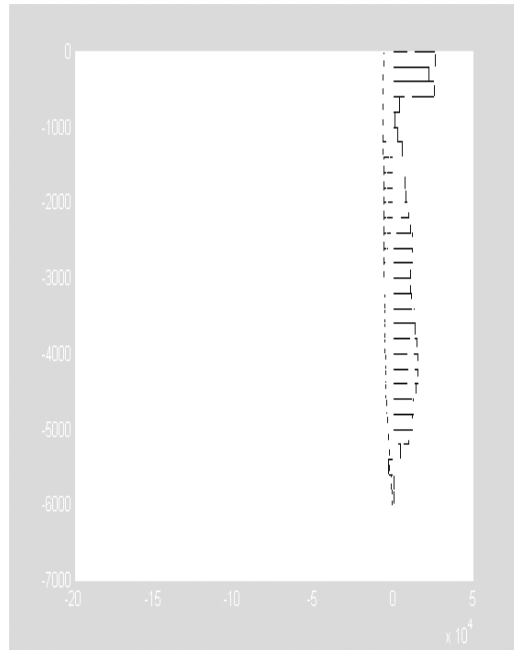
3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

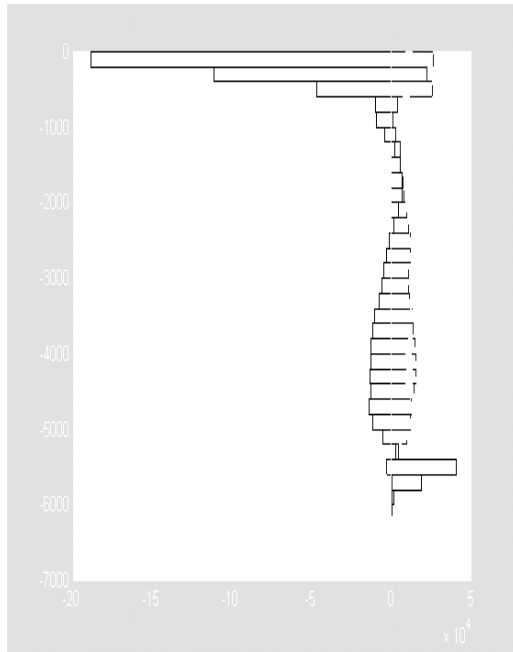
Se han calculado y analizado la variabilidad de los flujos a través de una sección a los $24,5^\circ\text{N}$ en el Atlántico subtropical, sus tendencias y los cambios decadales en sus características oceanográficas a partir de datos hidrográficos recogidos en distintas épocas.

En los 35 años transcurridos entre 1957 y 1992 la sección de los $24,5^\circ\text{N}$ se ha calentado entre los 700 y los 2500 m de profundidad con un máximo de $0,28 \pm 0,05^\circ\text{C}$ a 1.000 m. Lo que es sorprendente de este calentamiento es la horizontalidad de los contornos de diferencia de temperatura, toda la sección se



...





ha calentado casi uniformemente con un calentamiento máximo (superior a $0,5^{\circ}\text{C}$) a unos 1.000 m de profundidad. El agua profunda, por debajo de los 3.000 m, se ha enfriado. El enfriamiento más intenso ocurre en el borde oeste, justo debajo de los 3.000 m, donde el flujo hacia el Ecuador del Agua Profunda del Atlántico Norte está renovando las aguas profundas del océano.

A partir de las series hidrográficas temporales obtenidas en la estación de Bermuda, Roemmich (1980) mostró un calentamiento significativo del agua entre 1954 y 1981. Levitus y Antonov (1995) confirmaron esta tendencia entre 1960 y 1990. Joyce y Robbins (1996) han demostrado recientemente que la tendencia de calentamiento general entre 1.500 y 2.500 m está ocurriendo desde 1922. Sin embargo, las considerables oscilaciones, a escala de décadas en la temperatura a una profundidad fija puede impedir ver esta tendencia de calentamiento en periodos de observaciones de 10 años. (Levitus *et al.*, 1996).

De acuerdo con el análisis de los procesos que pueden explicar la evolución observada a los $24,5^{\circ}\text{N}$, el cambio ocurrido entre 1957 y 1981 es debido fundamentalmente al descenso de las isopícnas, con cambios pequeños en las propiedades de las masas de agua por debajo de los 500 m. Roemmich y Wunsch (1984), Levitus (1989a, 1989b) y Antonov (1993), llegan a conclusiones similares para los cambios decenales aparecidos entre 1957 y 1981 en la zona subtropical del Atlántico norte. Entre 1981 y 1992 ha continuado el descenso de las isopícnas, pero con un máximo de 20 m a la profundidad de 1.500 m. Las isopícnas en la parte central de la columna de agua (entre 1.500 y 2.000 m) han descendido entre 1,5 y 2,5 m anuales, desde 1957. Al no haber, aparentemente, grandes discontinuidades espaciales en estos descensos, no parece que estos cambios puedan estar asociados a un reforzamiento del giro subtropical, ocasionado por el incremento del rotacional del viento detectado por Bunker (1980) entre 1947 y 1972.

El notable incremento en temperatura y salinidad en las superficies isopícnas de la termoclina principal, entre 1957, 1981 y 1992, sugiere que las condiciones de formación de esta masa de agua, ventilada recientemente, están cambiando. Es necesario un modelo para interpretar estos cambios a la vista de las variaciones que se están produciendo en los intercambios océano-atmósfera. Un incremento de la evaporación neta en la superficie marina, en la zona de formación de la masa de agua, explicaría, según el modelo de Bindoff y McDougall (1994), el incremento de salinidad en la termoclina.

En las aguas profundas, donde los cambios sobre las superficies isopícnas son pequeños, se puede explicar el incremento de salinidad entre 1981 y 1992 en las capas superiores del Agua Noratlántica Profunda por la menor producción de agua, de baja salinidad, que se formó en el mar del Labrador. Esta disminución en la década de los 60 y su posterior aumento está bien documentada (Lazier, 1980). A partir de medidas de clorofluorocarbonados (Smethie, 1993), Bryden *et al.* (1996) sugieren que las anomalías en el mar del Labrador tardarían unos 15 años en llegar a esta latitud; esto significa que las aguas del Labrador podrían haber llegado a la sección analizada entre 1981 y 1992. La

baja concentración de oxígeno en dichas capas, también sugiere la reducción en la nueva producción sobre esta superficie de densidad. En el núcleo inferior del Agua Noratlántica Profunda, la disminución de salinidad puede ser debida a la baja salinidad, observada por Brewer *et al.*, (1983), en las aguas recientemente formadas en el mar de Groenlandia-Islandia-Noruega.

En realidad, se necesita más información de la estructura espacial de los cambios sobre una cuenca, como la del Atlántico Norte, para empezar a determinar las causas de los cambios decadales. Los cambios en la sección 24,5°N son difíciles de explicar debido a la ausencia de información de otras latitudes. Durante el proyecto WOCE (1990-1997), el Atlántico ha sido intensamente muestreado. Hay secciones en la parte nórdica, donde la variabilidad es más alta, que se han repetido casi anualmente y se están obteniendo resultados sorprendentes en cuanto a la rapidez de transmisión de los cambios que se están produciendo entre las zonas de formación de agua profunda (Labrador, Groenlandia-Islandia-Noruega), la cuenta occidental, (Curry *et al.*, 1998) y la oriental (Sy *et al.*, 1997).

Aunque se ha detectado cambios en la temperatura y la salinidad entre los tres periodos de muestreo, los campos de velocidad presentan gran similitud a gran escala, así como un transporte latitudinal, promediado zonalmente, similar. El transporte oceánico de calor, calculado de forma semejante en las tres campañas, es también similar, en concordancia con los resultados a los que habían llegado Roemmich y Wunsch (1995) en su comparación entre 1957 y 1981, utilizando una serie de modelos inversos.

La variación de la circulación en el interior oceánico es como sigue: El flujo en la capa superficial y en la termoclina, hasta los 600 m, es hacia el sur con un transporte que varía desde -17,1 Sv en 1957, a -18,7 Sv en 1981 y hasta -17,4 Sv en 1992. Un flujo en dirección polar entre 600 y 1.200 m señala la influencia de Agua Antártica Intermedia. Este transporte se reduce en el tiempo, desde 2,5 Sv en 1957, a 1,7 en 1981 y hasta 0,7 Sv en 1992. Este resultado es coherente con el incremento en la salinidad detectado a estas profundidades.

El Agua Noratlántica Profunda aparece claramente dividida en dos lóbulos, el superior contiene agua cuyo origen está en el mar del Labrador y el inferior en los mares de Groenlandia-Islandia-Noruega. El lóbulo superior es más profundo e intenso en 1992 que en las campañas previas, ello puede corresponder a la intensificación de la convección en el mar del Labrador detectada en la década de los 70. En el lóbulo profundo la intensificación que se produjo en 1981 se reduce de nuevo en 1992, lo que también ha sido detectado en los 36°N (Dobroliubov *et al.*, 1996). El transporte total de Agua Noratlántica Profunda disminuye desde 22,6 Sv en 1957, a 21,1 Sv en 1981 y hasta 20,8 Sv en 1992. Por tanto, ambos transportes, el del Agua Antártica Intermedia y el de Noratlántica Profunda, han disminuido en el tiempo. El del Agua Antártica de Fondo se incrementó en 1981 hasta 3,3 Sv y disminuyó a 2,7 Sv en 1992, aunque con un descenso en su profundidad en los últimos años.

Respecto a los diferentes componentes de los flujos de calor, sal, agua, oxígeno y sales nutritivas y tras la separación de las variables y el análisis de sus componentes, Ekman y su compensación barotrópica, baroclínica y horizontal, se concluye que la contribución baroclínica, debida al flujo de agua cálida en las capas someras hacia el norte y su retorno hacia el sur a mayor profundidad, es la responsable del mayor transporte de calor hacia el Polo. El transporte de Ekman y su compensación barotrópica es la segunda componente en importancia.

La mayor contribución al transporte de $-2600 \text{ kmol s}^{-1}$ de oxígeno es debida a la circulación horizontal o circulación a escala del giro subtropical. En las capas poco profundas, el agua con bajo contenido de oxígeno fluye en dirección norte, en su mayor parte, a través de los estrechos de Florida. En dirección sur fluyen aguas, a través de la parte oceánica de la sección, cuyo contenido en oxígeno es mayor. La segunda contribución al transporte de oxígeno es la baroclínica en la que, el agua con bajo contenido en oxígeno fluye hacia el norte en las capas superficiales y retorna hacia el sur en las capas profundas con mayores concentraciones de oxígeno. El transporte hacia el norte de la capa de Ekman equivale al de su compensación barotrópica hacia el sur, por lo cual la contribución de este término es muy pequeña.

En el caso de las sales nutritivas, el transporte baroclínico, debido al agua superficial, con baja concentración en sales nutritivas, que fluye hacia el Polo y la circulación de retorno en profundidad, con altas concentraciones, es el factor principal en el transporte. El segundo factor en importancia es el debido a la circulación horizontal de las capas someras, donde el agua que fluye hacia el norte en los estrechos de Florida tiene concentraciones altas respecto a la que fluye hacia el sur en la parte transatlántica de la sección.

Lavín *et al.* (enviado) ha realizado una evaluación de la variabilidad en los transportes. La primera causa de variabilidad está en el transporte Ekman. La climatología de Trenberth *et al.*, (1990) da un transporte de $5,4 \pm 0,7 \text{ Sv}$. La variabilidad en el transporte a través de los estrechos de Florida es la segunda causa a considerar. Puesto que en estos cálculos se ha considerado los datos de los estrechos de Florida, no la media anual como se consideró anteriormente, se debe tener en cuenta la variabilidad total. Esta fue cuantificada por Leaman *et al.* (1987) en $\pm 3 \text{ Sv}$. Finalmente, se ha estudiado la contribución de la célula horizontal entre pares de estaciones y calculado la desviación típica. Así la variabilidad del transporte de Ekman, del flujo a través de los estrechos de Florida y del transporte horizontal da unos resultados finales para el transporte de calor de $1,51 \pm 0,40 \text{ PW}$, para transporte de sal $19,0 \pm 8,2 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$, para el del oxígeno $-2.600 \pm 530 \text{ kmol s}^{-1}$, para el del silicato $-254 \pm 250 \text{ kmol s}^{-1}$, para el del nitrato $-125 \pm 120 \text{ kmol s}^{-1}$ y para el del fosfato $-12,3 \pm 7,6 \text{ kmol s}^{-1}$.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANTONOV, J. I. (1993): «Linear trends of temperature at intermediate and deep layers of the North Atlantic and the North Pacific Oceans: 1957-1981», *Journal of Climate*, **6**, 1928-1942.
- BINDOFF, N. L., y MCDUGALL, T. J. (1994): «Diagnosing climate change and ocean ventilation using hydrographic data. *Journal of Physical Oceanography*, **24**, 1137-1152.
- BREWER, P. G.; BROECKER, W. S.; JENKINS, W. J.; RHINES, P. B.; ROTH, C. G.; SWIFT, J. H.; TAKAHASHI, T., y WILLIAMS, R. T. (1983): «A climatic freshening of the deep North Atlantic (north of 50°N) over the past 20 years», *Science*, **222**, 1237-1239.
- BREWER, P. G.; GOYET, C., y DYRSSEN, D. (1989): «Carbon Dioxide Transport by Ocean Currents at 25 Latitude in the Atlantic Ocean», *Science*, **240**. (Reports), 477-479.
- BRYAN, K. (1962): «Measurements of meridional heat transport by ocean currents», *Journal of Geophysical Research*, **67**, 3403-3414.
- BRYDEN, H. L., y Hall, M. M. (1980): «Heat Transport by Currents Across 25°N Latitude in the Atlantic Ocean», *Science*, **207**, 884-886.
- BRYDEN, H. L.; GRIFFITHS, M. J.; LAVÍN, A.; MILLARD, R. C.; PARRILLA, G., y SMETHIE, W. (1996): «Decadal changes in water masses characteristics at 24°N in the Subtropical North Atlantic Ocean», *Journal of Climate*, **9**, 12, 3162-3186.
- BUNKER, A. F. (1980): «Trends of variables and energy fluxes over the Atlantic Ocean from 1948 to 1972», *Monthly Weather Review*, **108**, 720-732.
- CURRY, R. G.; McCartney, M. S., y Joyce, T. M. (1998): «Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters», *Nature*, **391**, 575-577.
- DOBROLIUBOV, S. A.; Tereshchenkov, V. P., y Sokov, A. V. (1996): «Water mass transport and heat flux changes at 36°N in the Atlantic Ocean», *ICES C.M.*, 1996/O:1.
- FUGLISTER, F. C. (1960): «Atlantic Ocean Atlas of temperature and salinity profiles and data from the International Geophysical Year of 1957/1958», *Woods Hole Oceanographic Institution Atlas Series 1*, 209 pp.
- HALL, M. M., y BRYDEN, H. L. (1982): «Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport», *Deep-Sea Research*, **29** (3), 339-359.
- JOYCE, T. M., y ROBBINS, P. (1996): «The long-term hydrographic record at Bermuda», *Journal of Climate*, **9**, 3121-3131.
- LARSEN, J. C. (1992): «Transport and heat flux of the Florida Current at 27°N derived from crossstream voltages and profiling data: theory and observations», *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **338**, 169-236.
- LAVÍN, A. M. (1993): «Climatic changes in temperature and salinity in the subtropical North Atlantic», *M.S. Thesis, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences*, Massachusetts Institute of Technology, 126 pp.
- LAVÍN, A.; BRYDEN, H. L., y PARRILLA, G. (1998): «Meridional transport and heat flux variations in the subtropical North Atlantic», *The Global Atmosphere and Ocean System*, **6**, 269-293.
- LAVÍN, A. M. (1999): «Flux, tendencias and decadal changes at 24°N in the Subtropical North Atlantic Ocean», *PhD Thesis*. Universidad de Cantabria. (Aceptado Pub IEO 2001.)
- LAVÍN, A.; BRYDEN, H. L., y G. PARRILLA: «Mechanisms of heat, freshwater, oxygen and nutrient transports and budgets at 24.5°N in the Subtropical North Atlantic» (enviado a *Deep Sea Research*, Mayo 2001).

- LAZIER, J. R. N. (1980): «Oceanographic conditions at Ocean Weather Ship *Bravo*, 1964-1974», *Atmosphere-Ocean*, **18**, 227-238.
- LEAMAN, K. D.; MOLINARI, R. L., y VERTES, P. S. (1987): «Structure and Variability of the Florida Current at 27°N: April 1982 July 1984», *Journal of Physical Oceanography*, **17**, 565-583.
- LEVITUS, S. (1989a): «Interpentadal variability of temperature and salinity at intermediate depths of the North Atlantic Ocean, 1970-1974 versus 1955-1959», *Journal of Geophysical Research*, **94**, 6091-6131.
- LEVITUS, S. (1989b): «Interpentadal variability of temperature and salinity in the deep North Atlantic, 1970-1974 versus 1955-1959», *Journal of Geophysical Research*, **94**, 16125-16131.
- LEVITUS, S.; y ANTONOV, J. (1995): «Observational evidence of interannual to decadal-scale variability of the subsurface temperature-salinity structure of the world ocean», *Climatic Change*, **31**, 495-514.
- LEVITUS, S., ANTONOV, J.; ZHOU, X.; DOOLEY, H.; SELEMENOV, K.; TERESCHENKOV, V., y MICHAELS, T. (1996): «Observational evidence of decadal-scale variability of the North Atlantic Ocean», in *Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales*, National Academy Press, Washington, D.C.
- MACDONALD A. (1995): «Oceanic fluxes of mass, heat and freshwater: a global estimate and perspective», *PhD dissertation*, Mass. Inst. of Techn.- Woods Hole Oceanographic Institution Joint Program. 326 pp.
- MCCARTNEY, M. S. (1997): «The North Atlantic Atmosphere-Ocean Oscillation», *US WOCE Implementation Report*, **9**, 55-60
- NEILER, P. P., and RICHARDSON, W. S. (1973): «Seasonal Variability of the Florida Current», *Journal of Marine Research*, **31** (3), 144-167.
- PARRILLA, G.; GARCÍA, M. J.; BRYDEN, H. L., y MILLARD, R. (1994a): *Informe de la Campaña HE06 (A-5, WOCE, 1992)* Instituto Español de Oceanografía, 110 pp.
- PARRILLA, G.; LAVÍN, A.; BRYDEN, H. L.; GARCÍA, M. J., y MILLARD, R. (1994b): «Rising temperatures in the subtropical North Atlantic Ocean over the past 35 years», *Nature*, **369**, 48-51.
- RINTOUL, S. R., y WUNSCH, C. (1991): «Mass, heat, oxygen and nutrient fluxes and budgets in the North Atlantic Ocean», *Deep-Sea Research*, **38** Suppl 1, S619-S644.
- ROEMMICH, D. (1980): «Estimation of meridional heat flux in the North Atlantic by inverse methods», *Journal of Physical Oceanography*, **10**, 1972-1983.
- ROEMMICH, D., y WUNSCH, C. (1984): «Apparent changes in the climatic state of the deep North Atlantic Ocean», *Nature*, **307**, 447-450.
- ROEMMICH, D. y WUNSCH, C. (1985): «Two transatlantic sections: Meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean», *Deep-Sea Research*, **32**, 619-664.
- SCHMITZ, W. J., y MCCARTNEY, M. S. (1993): «On the North Atlantic Circulation», *Reviews of Geophysics*, **31**, (1), 2949.
- SMETHIE, W. M. (1993): «Tracing the thermohaline circulation in the western North Atlantic using chlorofluorocarbons», *Progress Oceanography*, **31**, 51-99.
- SY, A.; RHEIN, M.; LAZIER, J. R. N.; KOLTERMANN, K. P.; MEINCKE, J.; PUTZKA, A., y BERSCH, M. (1997): «Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean», *Nature*, **386**, 675-679.

- TRENBERTH, K. E.; LARGE, W. G., y OLSON, J. G. (1990): «The Mean Annual Cycle in Global Wind Stress», *Journal of Physical Oceanography*, **20**, 1742-1760.
- WORTHINGTON, L. V. (1976): «On the North Atlantic Circulation», *The John Hopkins Oceanographic Studies*, **6**, 110 pp.

