

Resumen

Se utilizaron mediciones in situ de la Corriente de Brasil, dos secciones oceanográficas y valores del promedio anual del esfuerzo del viento en las latitudes 24° y 31°S para calcular el transporte meridional del calor en el Atlántico Sur en esas latitudes. Además se calculó el transporte de volumen de la Corriente de Brasil y de la componente termohalina de la circulación y el transporte de Ekman de la componente forzada por el viento. El transporte de calor a 24°S es de -0.07 ± 0.17 PW para la Corriente de Brasil y de 0.41 ± 0.24 PW para la componente termohalina y la forzada por el viento. El transporte de volumen a 24°S es de -5.3 ± 0.2 Sv para la Corriente de Brasil y de 17.5 ± 0.5 Sv para la componente termohalina en conjunto con la forzada por el viento. A 31°S el transporte de calor es de -0.15 ± 0.08 PW para la Corriente de Brasil y de 0.24 ± 0.12 PW para la componente termohalina y la forzada por el viento. El transporte de volumen a 31°S es de -12.6 ± 0.9 Sv para la Corriente de Brasil y de 17.9 ± 0.1 Sv para la componente forzada por el viento junto con la componente termohalina. El transporte de calor calculado a 24°S es de 0.34 ± 0.41 PW, de 0.1 ± 0.2 PW a 31°S y entre las dos latitudes es de 0.24 ± 0.61 PW con dirección norte. Se encontró que a 24°S el transporte de calor es dominado básicamente por la circulación termohalina y la forzada por el viento, mientras que a 31°S por el balance existente entre la Corriente de Brasil y las otras dos componentes.

**FLUJO MERIDIONAL DE CALOR EN LAS LATITUDES
24° Y 31°S EN EL ATLÁNTICO SUR.**

TESIS

que para obtener el título de

OCEANÓLOGO

presenta:

Lorena Guerrero Moreno

Aprobado por:



Dr. Affonso Da Silveira Mascarenhas
Director de Tesis



Dr. Rubén Castro Valdez
Sinodal



Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Sinodal

A mi ángel...

Cuando algo empieza, la vida se detiene,
y después hasta el tiempo vuelve.
Pensando en seguir, queriendo acabar,
gritando aquí no mas.

Tomando un camino difícil de pregonar,
en donde se toca lo inmundo de una vida material.

Avanzando sin sentido se podrá llegar,
mas sin fondo te alcanzo,
o es que te quiero tocar.

Jadeando al fin terminar,
aquello que empieza y quiere
vivir sin olvidar.
Interno, no importa quien consiga recordar.
Estados alterados...
Impunes...
Robando inseguridad.

Agradecimientos

Cuando se trata de recordar siempre hay algo que te impide analizar. Cuando se quiere olvidar, siempre hay alguien que te impulsa a continuar:

Rober, Mary... mis padres.

Mascarenhas, Ruben, Reginaldo... mi comité.

Cyntia, Ivette... mis amigas.

Dr. Antonio Badán y Dr. Julio Sheinbaum por la beca otorgada por de medio del proyecto **Estudio del estrecho de Yucatán-Deepstar** con referencia 621314, siendo el responsable el Dr. Badán.

Gracias.

Mañana

Antes en el tiempo.
Hoy en la adversidad.

Con ánimos celestiales
un libro pronto acabará,
cerrando una puerta,
tras un nuevo caminar,
que conduce a algo nuevo, algo que no debe acabar.

Una luz cegadora que implora querer brillar,
mas sin aliento se tiende,
esperando a la sombra por fin llegar.

Los tropiezos frecuentes
son imposibles de erradicar,
y sin embargo de pie firme
el mañana cercano esta.

CONTENIDO

	Pag.
1.- Introducción.....	1
1.1.- Circulación superficial del Atlántico Sur.....	1
1.1.1.- Corriente de Brasil.....	3
1.2.- Transporte de calor.....	5
2.- Área de estudio.....	7
3.- Datos.....	9
3.1.- Mediciones directas de corriente de frontera oeste.....	9
3.2.- Datos de batitermógrafos desechables (XBT).....	10
3.3.- Datos hidrográficos.....	11
3.4.- Datos de viento.....	11
4.- Método.....	12
4.1.- Cálculo de velocidad geostrofica con ecuaciones de viento térmico...	12
4.2.- Cálculo de velocidad geostrofica.....	13
4.3.- Cálculo de transporte de volumen.....	14
4.4.- Cálculo de flujo de masa.....	14
4.5.- Cálculo de transporte de Ekman.....	15
4.6.- Cálculo de transporte de calor.....	15
5.- Resultados.....	16
5.1.- Corriente de Brasil.....	17
5.2.- Secciones oceanográficas.....	20
5.2.1.- Distribución de temperatura y salinidad.....	21
5.2.2.- Velocidad geostrofica.....	24
5.3.- Viento.....	30
5.4.- Transporte de calor.....	34
6.- Discusiones.....	35
6.1.- Corriente de Brasil.....	35
6.2.- Secciones oceanográficas.....	38
6.3.- Viento.....	39
6.4.- Transporte de calor.....	39
7.- Conclusiones.....	41
8.- Referencias.....	42

LISTA DE FIGURAS

		Pag.
Figura 1.	Esquema del Giro Subtropical del Atlántico Sur , modificado de Peterson y Stramma (1991).	3
Figura 2.	Ubicación de las secciones oceanográficas (rombos) del proyecto WOCE (World Ocean Circulation Experiment), así como los sitios donde se midió la Corriente de Brasil (panel superior). El panel inferior presenta la posición de los PEGASUS (asteriscos negros) y los XBT (asteriscos rojos).	8
Figura 3.	Corriente de Brasil a los 24°S. a) Campo de temperatura (°C) y b) Campo de velocidad medido in situ (cm/s). Los signos en la velocidad indican dirección de flujo, positivo hacia el norte y negativo hacia el sur.	19
Figura 4.	Corriente de Brasil a los 31°S. a) Campo de temperatura (°C) y b) Campo de velocidad medido in situ (cm/s). Los signos en la velocidad indican dirección de flujo, positivo hacia el norte y negativo hacia el sur.	20
Figura 5.	a) Distribución de temperatura (°C), b) salinidad y c) diagrama T-S de la sección oceanográfica A09 ubicada a 24°S.	23
Figura 6.	a) Distribución de temperatura (°C), b) salinidad y c) diagrama T-S de la sección oceanográfica A10 ubicada a 31°S.	24
Figura 7.	Velocidad geostrófica (cm/s) de la sección A09 (24°S). El panel superior presenta la velocidad en toda la sección. Las divisiones marcadas corresponden a las figuras del panel inferior. Los valores negativos indican flujos hacia el sur y los positivos hacia el norte.	28
Figura 8.	Velocidad geostrófica (cm/s) de la sección A10 (31°S). El panel superior presenta la velocidad en toda la sección. Las divisiones marcadas corresponden a las figuras del panel inferior. Los valores negativos indican flujos hacia el sur y los positivos hacia el norte.	29
Figura 9.	Esfuerzo del Viento sobre el Atlántico Sur (Pa). a) Media anual y b) Esfuerzo zonal del viento (τ^x en Pa) a 24°S (línea roja) y a 31°S (línea negra). Los valores positivos indican dirección del viento hacia el este y los negativos hacia el oeste.	31
Figura 10.	Transporte de Ekman sobre el Atlántico Sur (cm³/s). a) Media anual y b) Transporte de Ekman a 24°S (línea roja) y a 31°S (línea negra). Los valores negativos indican dirección hacia el sur y los positivos hacia el norte.	33

LISTA DE TABLAS

	Pag.
Tabla I. Estudios previos realizados sobre la Corriente de Brasil. TV es el transporte de volumen.	4
Tabla II. Valores de transporte de calor (PW) estimados en el Atlántico Sur. Los valores entre paréntesis corresponden al nivel de referencia utilizado por el autor.	6
Tabla III. Posición de los recepto-transmisores a 24°S.	10
Tabla IV. Posición de los recepto-transmisores a 31°S.	10
Tabla V. Posición de los XBT a 31°S.	10
Tabla VI. Transporte de Calor (TC), transporte de volumen (TV), velocidad máxima, velocidad mínima y transporte de Ekman (TE_k). El signo indica la dirección del flujo (positivo hacia el norte, negativo hacia el sur). CB corresponde a la Corriente de Brasil y WOCE corresponde a las secciones oceanográficas.	17
Tabla VII. Índice termohalino de las masas de agua típicas en el Océano Atlántico Sur.	21

1. Introducción.

En las regiones de latitudes altas existe un déficit de energía térmica, pues se pierde mas energía en forma de onda larga de la que se recibe por radiación solar o de onda corta. Lo contrario ocurre en latitudes bajas, donde el calentamiento solar es predominante. Este exceso de calor en los trópicos aunado al déficit en las regiones polares, da lugar a una circulación atmosférica y oceánica dependientes del tiempo, que transporta grandes cantidades de calor de las regiones tropicales hacia latitudes altas.

Anteriormente se creía que la circulación atmosférica era el medio principal para llevar a cabo este balance. Hoy día se ha encontrado que gran parte de la distribución de calor en la tierra la lleva a cabo la circulación oceánica (Curry et al., 1998; Roemmich et al., 2001).

Un punto importante en la circulación oceánica es el Océano Atlántico, pues en él se llevan a cabo los intercambios de masas de agua más importantes cuando se distribuye agua profunda del Atlántico Norte con el resto de los océanos, siendo el Atlántico Sur el único medio para llevar a cabo este proceso. Este océano tiene un transporte de calor con dirección hacia el ecuador en latitudes medias y bajas, contrario al punto de vista intuitivo, en donde el transporte de calor se esperaría, de manera simétrica, hacia los polos.

Lo anterior es un buen motivo para realizar estudios detallados de transporte de calor en el Atlántico Sur, y así definir mejor los procesos de balance de calor que se dan en el océano pues con esto se podrá estar mas cerca de comprender y predecir el sistema climatológico terrestre. Para entender mejor este transporte es preciso describir la circulación que en él ocurre enfocando mas este trabajo a corrientes de frontera oeste.

1.1. Circulación del Atlántico Sur.

Como en los demás océanos, la circulación superficial en el Atlántico Sur se encuentra regida por un giro anticiclónico subtropical (figura 1). Peterson y Stramma (1991) sugieren que el punto de partida de este giro tiene lugar al sur de África, donde

la Corriente de Agulhas, procedente del Océano Índico, entra al Atlántico Sur. Esta corriente fluye hacia el suroeste bordeando la frontera oeste del Océano Índico, se separa de la costa y continua avanzando a lo largo del Banco de Agulhas. La contribución de esta corriente al Atlántico Sur aún se desconoce, pero imágenes infrarrojas de satélite muestran una extensión ininterrumpida de la Corriente de Agulhas que rodea la parte sur Africana y directamente alimenta al Atlántico Sur por medio de la Corriente de Benguela (Shannon et al., 1989), la cual es formada como un flujo hacia el noroeste cerca de Cabo Buena Esperanza.

Próximo a este lugar, la Corriente de Benguela cambia su dirección hacia el noroeste, separándose de la costa a los 30°S (Reid, 1989; Stramma y Peterson, 1989). Esta corriente es alimentada principalmente por la Corriente Sur Atlántica que conforma la parte austral del giro subtropical del Atlántico Sur (Stramma y Peterson, 1990). La Corriente de Benguela es la encargada de alimentar a la Corriente Sur Ecuatorial (figura 1) que fluye hacia el oeste hasta casi llegar a las costas de Brasil (en Cabo São Roque, ~4°S), lugar donde se bifurca y da lugar a la formación de dos corrientes, la Corriente del Norte de Brasil y la Corriente de Brasil. La primera viaja hacia el norte como un flujo intenso encargado de llevar agua superficial y de termoclina al Atlántico Norte, mientras que la segunda viaja hacia el sur bordeando la costa este de América del Sur, frente a Brasil (Peterson y Stramma, 1991). Aproximadamente a los 35-38°S la Corriente de Brasil llega a la zona de Confluencia Subtropical donde confluye con la Corriente de las Malvinas y cambia su dirección hacia el este (Tomczak y Godfrey, 1994).

Esta región de confluencia se caracteriza por la presencia de la Corriente Sur Atlántica, encargada de cerrar el giro subtropical. Al llegar a la frontera este se ve fuertemente influenciada por la intrusión de la Corriente de Agulhas en el Atlántico Sur, provocando que cambie su dirección hacia el norte, cambio que propicia su encuentro con la Corriente de Benguela y de esta manera cerrar el giro subtropical (Stramma y Peterson, 1990).

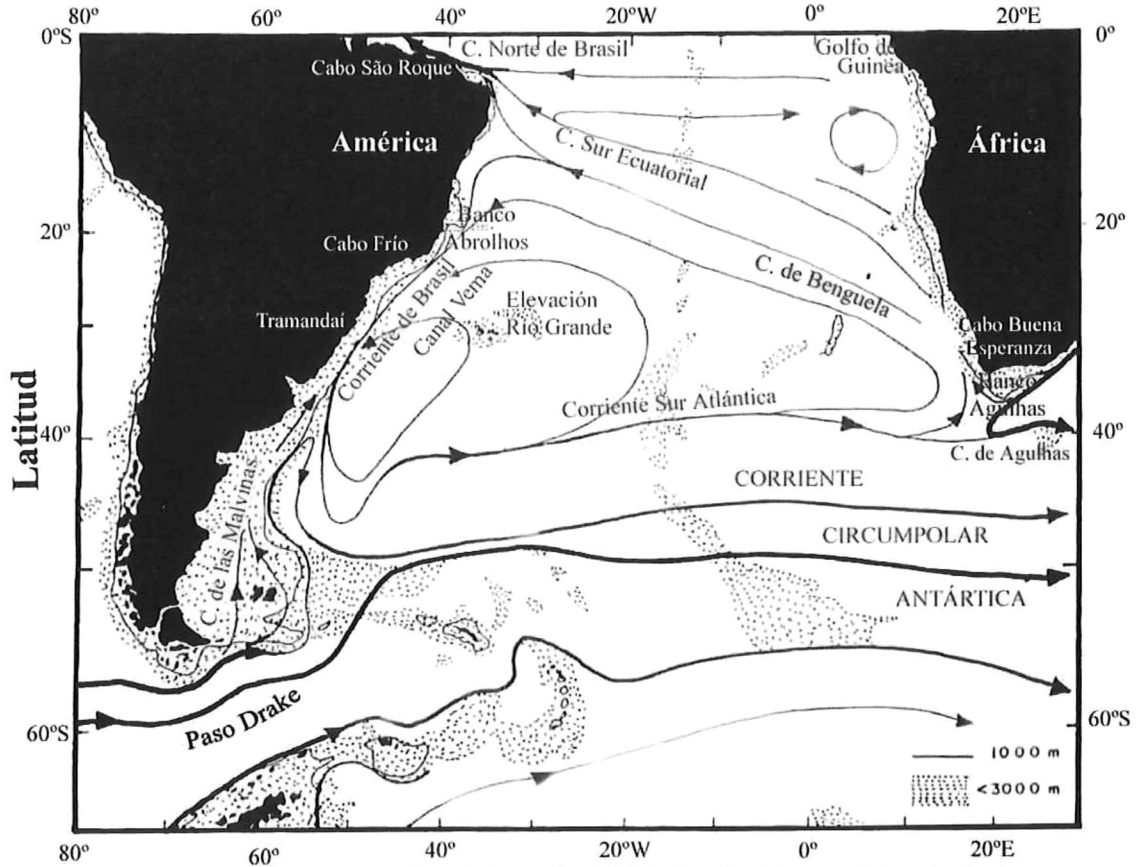


Figura 1.- Esquema del Giro Subtropical del Atlántico Sur, modificado de Peterson y Stramma (1991).

1.1.1. Corriente de Brasil.

La Corriente de Brasil es una corriente de frontera oeste que conforma la parte oeste del giro subtropical del Atlántico Sur (figura 1). Estas corrientes de frontera oeste son caracterizadas por flujos intensos, estrechos y bien definidos que fluyen a lo largo de los márgenes continentales.

La Corriente de Brasil es descrita en la literatura como una corriente relativamente débil cuando se le compara con su análoga en el Atlántico Norte, la Corriente del Golfo (Stommel, 1965). Tal diferencia se explica cuando se encuentra que la corriente superficial forzada por el viento tiene una dirección sur mientras que la corriente termohalina tiene su dirección hacia el norte, provocando que las componentes se resten fuerza entre ellas. En el Hemisferio Norte ocurre lo contrario, pues ambas

componentes se dirigen hacia el norte, provocando que se refuercen entre ellas dando lugar a una Corriente del Golfo rápida y profunda (Bunker, 1988).

La Corriente de Brasil se origina cerca de los 10°S con un transporte de tan solo 4 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), suministrados directamente por la Corriente Sur Ecuatorial (Stramma, 1991). La corriente de Brasil fluye hacia el Sur hasta llegar a la región de confluencia subtropical en donde confluye con la Corriente de las Malvinas y se separa de la costa (Silveira et al., 2000).

Después de separarse de la Corriente Sur Ecuatorial y sobre los siguientes kilómetros, la Corriente de Brasil aumenta su fuerza a poco mas de 10 Sv a través de la incorporación de agua proveniente de la recirculación sobre la Cuenca de Brasil. Al sur de la elevación de Río Grande (~30°S, análoga a la región de recirculación de la Corriente del Golfo, Mar de Sargazo) se encuentra una celda de recirculación bien definida que permite un incremento en el transporte de la Corriente de Brasil. El Valor de dicho transporte es alrededor de 19-22 Sv cerca de los 38°S (Tomczak y Godfrey, 1994). En la tabla I se presenta los valores de velocidad máxima y transporte de volumen de la Corriente de Brasil calculados en trabajos previos.

Tabla I.- Estudios previos realizados sobre la Corriente de Brasil. TV es el transporte de volumen.

Autor	Latitud (°S)	Vel. max. (cm/s)	TV (Sv)
Signorini (1978)	24	55-75	9.4
Evans et al. (1983)	24	---	4.1
Evans y Signorini (1985)	24	---	6.5
Gordon y Greengrove (1986)	38	91	19
Signorini et al. (1989)	24	30-40	3.3
Stramma (1989)	24	58	9.6
	33	---	17.5
Garfield (1990)	24	----	7
	31	70	18
Campos et al. (1991)	24	60-70	7.5
Müller et al. (1998)	24	---	10
	28	---	16.4
	31	---	20

1.2. Transporte de Calor.

El transporte de calor en el Atlántico Sur es dominado básicamente por la circulación termohalina y la circulación horizontal forzada por el viento o también llamada circulación agestrófica. Estos puntos son importantes pues en el Atlántico Sur presentan direcciones opuestas, siendo hacia el sur para la forzada por el viento y hacia el norte para la componente termohalina (Stommel, 1965).

El valor exacto del transporte de calor no se conoce aún ya que son relativamente pocos trabajos los que estiman este valor, pues resulta más interesante el estudio de su contra parte en el Norte. Son tan solo unos cuantos los que han tratado de esclarecer esta incognita, encontrando valores alrededor de 0.6-1.3 PW ($1 \text{ PW} = 1 \times 10^{15} \text{ W}$) en la parte norte de la cuenca (Fu, 1981; Peterson y Stramma, 1991; Speer et al., 1996; Holfort y Seidler, 1996; Lux et al., 2001).

El transporte de calor en la parte central del Atlántico Sur es de 0.4-0.6 PW y ha sido calculado por Bennett (1978) con datos hidrográficos y climatológicos de viento, por Fu (1981) con datos hidrográficos y del IGY (International Geophysical Year), por Boddem y Schlitzer (1995) utilizando un modelo, por Matano et al. (1995) utilizando el modelo de circulación general de Bryan (1962) modificando las condiciones de frontera, por Schlitzer (1996) con datos hidrográficos históricos de los archivos U.S. NODC y finalmente por Banks (2000) con un modelo climatológico acoplado.

En la parte sur de la cuenca, el transporte de calor del Atlántico Sur es más pequeño, entre los 0.15 y los 0.45 PW, indicando claramente la dirección ecuatorial del transporte de calor (Bunker, 1988; Peterson y Stramma, 1991). La tabla II presenta los valores de transporte de calor a diferentes latitudes estimados por los autores.

El cálculo de este transporte es importante ya que parte de esas aguas cálidas son llevadas directamente al Atlántico Norte por medio de la Corriente Norte de Brasil, las cuales, al llegar a la región de Islandia serán enfriadas dando lugar a la formación de

Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN), la cual es encontrada en todos los océanos del mundo. Lo anterior marca la pauta para decir que existe una circulación oceánica general que da inicio en el Atlántico Norte gracias al aporte de agua superficial e intermedia que el Atlántico Sur le sede para dar comienzo a dicha circulación (Broecker, 1991).

Tabla II.- Valores de transporte de calor (PW) estimados en el Atlántico Sur. Los valores entre paréntesis corresponden al nivel de referencia utilizado por el autor.

Autor	Latitud (°S)	Transp. Calor (PW)
Bryan (1962).	15-16	0.63-1.30
Bennett (1978).	24	0.65
	32	0.68
Bunker (1988).	Entre 22 y 48	0.54
Fu (1981).	8	0.25±0.31 (2000db)
	8	0.10±0.27 (4000db)
	24	0.64±0.12 (2000db)
	24	0.43±0.18 (4000db)
	32	0.88±0.15 (2000db)
	32	0.66±0.17 (4000db)
Peterson y Stramma (1991).	10	0.2 a 1.3
Boddem y Schlitzer (1995).	30	0.33
Matano et. al. (1995).	30	0.19
	32	0.24
Schlitzer (1996).	30	0.4
Speer et.al. (1996).	11	0.6±0.17
Banks (2000).	30	0.3
Holfort y Siedler (2001).	Entre 11 y 45	0.29±0.05
Lux et. al. (2001).	4.5	0.97±1.29

El objetivo de este trabajo es calcular el transporte de calor en el Atlántico Sur en dos latitudes diferentes (24° y 31°S) utilizando el método de Hall y Bryden (1982) que consiste en el cálculo del transporte de calor de la corriente de frontera oeste (para este trabajo Corriente de Brasil), el transporte de calor por parte de la componente termohalina de la circulación y el correspondiente al de la circulación forzada por viento, siendo la suma de los tres resultados el valor del transporte de calor en el Atlántico Sur en cada latitud respectivamente.

2. Área de estudio.

El estudio se dividió en dos secciones oceanográficas. La primera situada a los 24°S (figura 2) extendiéndose desde Cabo Frío, Brasil, hasta Bahía Walvis, Namibia. La segunda ubicada a los 31°S desde Tramandaí, Brasil, hasta Kleinsee, África del Sur. La sección ubicada a 24°S representa un punto importante debido a que la costa oeste cambia de dirección, de ser norte a sur pasa a ser de este a oeste. La sección mas al sur es importante debido a la adición de agua por la celda de recirculación ahí presente, lo que provoca un incremento en el transporte de volumen de la Corriente de Brasil.

La región adyacente a Cabo Frío es caracterizada por la presencia de giros ciclónicos y anticiclónicos asociados a la Corriente de Brasil que se propagan hacia el suroeste, provocando una inestabilidad en el balance de agua, compensados por la intrusión de APAN (Leudermann y Rock, 1971; Mascarenhas et al., 1971; Signorini, 1978; Garfield, 1990; Campos et al., 1995; Campos et al., 2000). Región interesante debido a la reorganización que sufre la Corriente de Brasil después de pasar por el Banco de Abrolhos (figura 1), además de ser una zona de transición entre la plataforma continental y las masas de agua.

La parte norte de esta región cuenta con una plataforma continental estrecha (Mascarenhas et al., 1971), con un cambio abrupto de norte a sur en la línea de costa (Campos et al., 2000). La parte sur está formada por una meseta de aproximadamente 74 km de ancho, delimitada en la parte exterior por la isobata de los 200 m. El límite de la plataforma es de este a oeste, y el área donde esta cambia de dirección se ve señalada por una saliente submarina somera.

Próximo a Tramandaí, la Corriente de Brasil incrementa su transporte un 5% cada 100 km, debido a la adición de aguas provenientes de la recirculación presente en esa área (Tsuchiya, 1985; Gordon y Greengrove, 1986). Al igual que su transporte, la Corriente de Brasil también incrementa su profundidad hasta aproximadamente 800

metros (Garfield, 1990). En esta región, la Corriente de Brasil viaja justo en el margen de la orilla de la plataforma continental y se presenta como una corriente de frontera oeste mejor definida y permanente (Müller et al., 1998). Desgraciadamente se conoce muy poco de la Corriente de Brasil a esta latitud por lo que resulta difícil describirla mas a detalle.

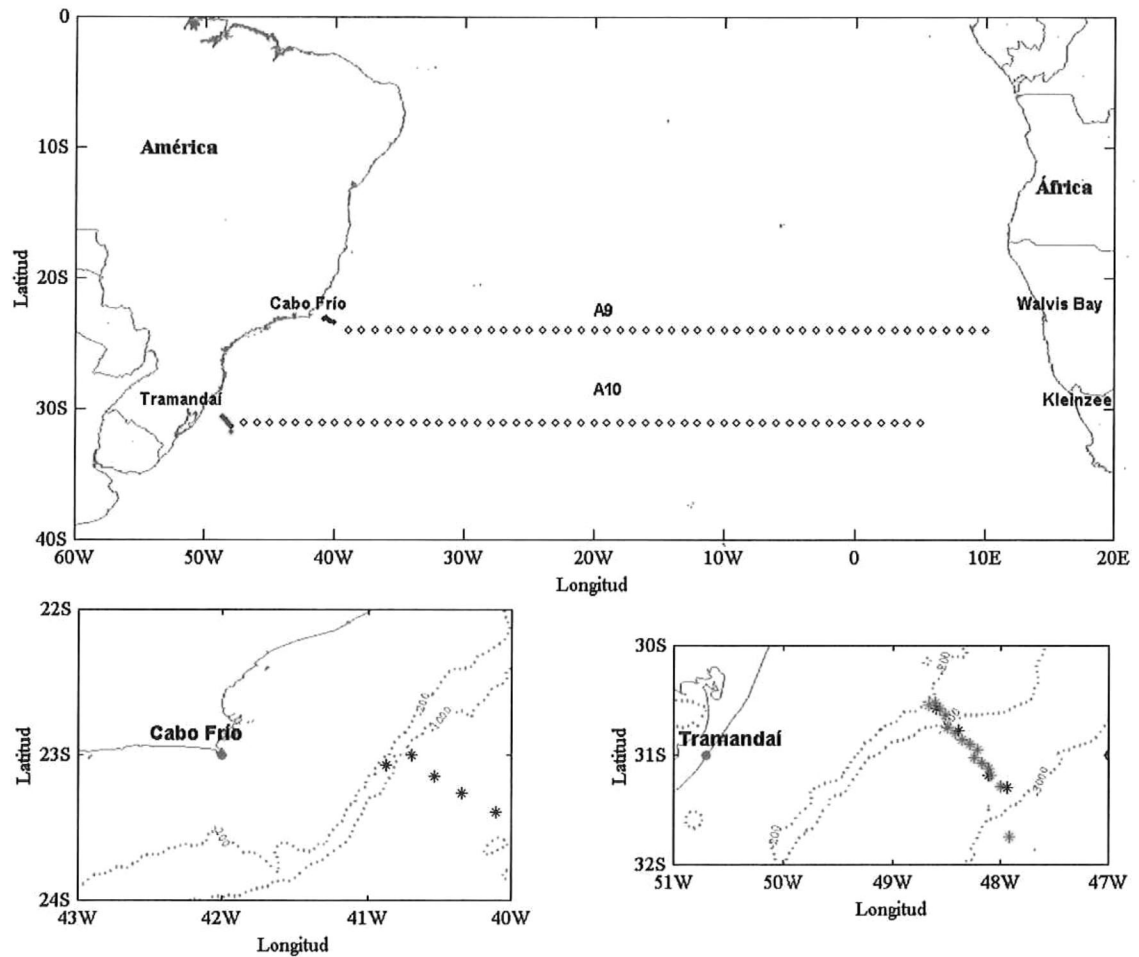


Figura 2.- Ubicación de las secciones oceanográficas (rombos) del proyecto WOCE (World Ocean Circulation Experiment), así como los sitios donde se midió la Corriente de Brasil (panel superior). El panel inferior presenta las posiciones de los PEGASUS (asteriscos negros) y la de los XBT (asteriscos rojos), observe que las secciones del WOCE no consideran a la Corriente de Brasil.

La parte este de ambas secciones oceanográficas, conocida como la región de la Corriente de Benguela, es influenciada principalmente por vientos prevalecientes del

Sur y Sureste que traen como consecuencia surgencias de agua fría rica en nutrientes (Stramma y Peterson, 1989). La parte que corresponde a la Corriente de Benguela es la porción en la que el flujo de agua fría se mezcla con pequeños chorros que viajan hacia el norte (Hart y Currie, 1960).

3. Datos.

3.1. Mediciones directas de corriente de frontera oeste.

Durante abril de 1983 se realizaron mediciones directas de corriente en el límite oeste del Atlántico Sur, sobre la Corriente de Brasil (figura 1). Los datos fueron tomados utilizando perfiladores de velocidad PEGASUS y cinco pares de recepto-transmisores (transponder), lanzados alrededor de 24°S (figura 2 panel inferior izquierdo). Cada posición, presentadas en la tabla III, se visitó tres veces en un período de 10 días. Posteriormente se promediaron las estaciones correspondientes a la misma posición.

Mas al sur, próximo a 31°S, se realizaron mediciones directas de corriente durante abril de 1985 utilizando 4 pares de recepto-transmisores (figura 2 panel inferior derecho). Lamentablemente la localización de los pares de recepto-transmisores no fue uniforme de tal forma que quedo un hueco de 50 km en la parte central de la corriente, entre las primeras y las ultimas dos estaciones. En este caso cada estación se visitó solamente una vez y las posiciones de los recepto-transmisores se encuentran en la tabla IV.

El perfilador de corriente PEGASUS es un medidor de corrientes lagrangiano que es lanzado desde el buque oceanográfico con unos pesos calculados de manera que su tasa de caída sea del orden de 50 cm/s. Al llegar a la profundidad programada, los pesos son liberados para que el aparato suba a una tasa de 75 cm/s. El instrumento toma datos cada 16 segundos, esto es, aproximadamente cada 8 metros y tiene una precisión en la medición de ± 1.2 cm/s. El sistema operacional del PEGASUS está descrito

completamente en Spain et al. (1981) y el procedimiento para el procesado de los datos se encuentra en Lillibridge y Rossby (1987).

Tabla III.- Posición de los recepto-transmisores a 24°S.

Fecha	Hora (GMT)	Latitud (S)	Longitud (W)	Prof. (m)	# Estación
16/04/1983	16:00	23° 23.7'	040° 06.6'	2700	TC03, TC07, TC12
17/04/1983	01:00	23° 15.6'	040° 20.6'	2555	TC04, TC08, TC13
17/04/1983	08:00	23° 08.9'	040° 32.0'	2190	TC09, TC14
17/04/1983	14:00	23° 00.1'	040° 42.0'	1190	TC05, TC10, TC15
17/04/1983	20:00	23° 04.3'	040° 52.7'	200	TC06, TC11, TC16

Tabla IV.- Posición de los recepto-transmisores a 31°S.

Fecha	Hora (GMT)	Latitud (S)	Longitud (W)	Prof. (m)	# Estación
09/04/1985	03:54	30° 34.87'	048° 35.55'	433	TC11
08/04/1985	19:24	30° 47.86'	048° 25.99'	1592	TC10
08/04/1985	08:45	31° 11.62'	048° 07.22'	2876	TC09
07/04/1985	09:40	31° 18.05'	047° 57.30'	3040	TC08

3.2. Datos de bartitermógrafos desechables (XBT)

Durante el crucero de abril de 1985 se realizaron, paralelamente a las mediciones de PEGASUS, 15 mediciones con XBT a lo largo de la misma sección, pero en este trabajo sólo se utilizaron las estaciones que se localizaron entre las estaciones de PEGASUS TC09 y TC10 (tabla V). Se utilizaron XBT modelo T-7 que alcanzan 750 m de profundidad de la firma Sppican. Las especificaciones de la sonda indican una precisión en la medición de la temperatura de $\pm 0.02^{\circ}\text{C}$ y ± 5 m para la profundidad (2%).

Tabla V.- Posición de los XBT a 31°S.

# Estación	Latitud (S)	Longitud (W)
TCXBT07	30.852°	48.359°
TCXBT08	30.898°	48.294°
TCXBT09	30.951°	48.217°
TCXBT10	31.023°	48.244°
TCXBT11	31.073°	48.179°
TCXBT12	31.119°	48.117°

3.3 Datos hidrográficos.

Los datos hidrográficos utilizados en los cálculos fueron medidos durante el experimento WOCE (World Ocean Circulation Experiment). Se componen de dos secciones oceanográficas a lo largo del Atlántico Sur, a 24° y 31°S (figura 2 panel superior).

La sección A09, a lo largo de 24°S, consta de 74 estaciones hidrográficas muestreadas con un CTD (Conductivity, Temperature, Depth) a bordo del buque oceanográfico METEOR durante diciembre-enero de 1990. El aparato usado fue un Neil Brown Mark III Instrument (IMF Kiel number NB3), con sensor de oxígeno y altímetro. La precisión del aparato para la presión es de ± 1.1 db, para la temperatura de $\pm 0.0001^{\circ}\text{C}$ y para la salinidad de ± 0.001 .

A lo largo de 31°S la sección A10 fue medida con un CTD modelo SEABIRD SBE 19 con sensor de oxígeno. Consta de 64 estaciones hidrográficas realizadas al este de la Corriente de Brasil y hasta casi las costas de África. La sección oceanográfica se llevó a cabo durante septiembre-octubre de 1993. En la figura 2 (panel superior) se presentan las ubicaciones de las estaciones sobre la línea A10. La precisión del CTD para la presión es de ± 2 db, para la temperatura $\pm 0.0001^{\circ}\text{C}$, y para la salinidad ± 0.002 .

El control de calidad de ambas secciones oceanográficas obedece las condiciones impuestas por el programa WOCE. Los datos fueron medidos cada 2 m de profundidad alcanzando el fondo siempre que esto fue posible.

3.4. Datos de viento.

Para este trabajo se han utilizado datos de esfuerzo de viento publicados por Hellerman y Rosenstein (1983) derivados de observaciones históricas climatológicas

(1870-1976) en los primeros 10 m de la base de la columna de aire. Los datos comprendidos en una caja de 2°x2° se interpolaron con una resolución de 1°x1°, para tener una mejor representación de los valores de esfuerzo de viento (Mascarenhas et al., 2001).

El coeficiente de arrastre de los datos considera la velocidad del viento y la estabilidad de la base de la columna de aire a través de la diferencia de temperatura en la interface aire-mar. Esto fue aproximado utilizando un polinomio de potencias de estos dos parámetros (Mascarenhas et al., 2001).

4. Método.

4.1. Cálculo de velocidad geostrófica con ecuaciones del viento térmico.

Las mediciones directas de corriente de frontera oeste a 31°S tienen un hueco de 50 km entre la estación TC09 y TC10. Estas velocidades faltantes se calcularon utilizando datos de temperatura tomados con XBT y las ecuaciones del viento térmico. Solamente se utilizaron las posiciones correspondientes a la zona faltante (tabla IV).

Los instrumentos de caída libre, como el XBT, no miden profundidad directamente, si no que esta se infiere del tiempo recorrido de caída libre en el medio (Emery y Thompson, 1998), por lo que requieren una corrección para la profundidad. Esta corrección se aplicó a todos los datos de XBT en base a las siguientes formulas (Heinmiller et al., 1983),

$$\int_{L_A - P_0}^{L_B} \int_0^{L_B} C_p \theta \rho V dA = \rho C_p \left[\int_{L_A}^{L_B} v_g \theta dx + \int_{L_A}^{L_B} \int_0^{P_0} v' \bar{\theta} dA \right]$$

donde Z_c es la profundidad corregida y Z_x es la profundidad medida por el XBT, en metros.

La densidad del agua de mar, debido a que el XBT no mide salinidad, se calculó mediante la ecuación lineal dada por,

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha\Delta T)$$

donde α es el coeficiente de expansión termal y ρ_0 es una densidad de referencia.

Las velocidades que no fueron medidas in situ se estimaron utilizando los datos de temperatura de los XBT y la ecuación del viento térmico para la componente meridional de la velocidad (Pond y Pickard, 1978) dada por,

$$V_{vt} = V_0 + \frac{g}{f\rho_0} \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial x} dz$$

donde V_0 es una velocidad de referencia, f es el parámetro de Coriolis dado por $2\Omega \sin\phi$ (donde Ω es la velocidad angular de la tierra y ϕ la latitud), g aceleración de la gravedad, z la profundidad de referencia. Se utilizó como profundidad de referencia los 800 m de acuerdo con Garfield (1990) pues encuentra que la Corriente de Brasil a 31°S no alcanza profundidades mayores.

4.2. Cálculo de velocidad geostrófica.

La velocidad geostrófica a través de las secciones oceanográficas A09 y A10 se calculó de acuerdo a las ecuaciones de movimiento (Pond y Pickard, 1978) dadas por,

$$V_g = \frac{\Delta D_B - \Delta D_A}{Lf} \quad \text{donde} \quad \Delta D_{A,B} = \int_{P_1}^{P_2} \delta_{A,B} \cdot dp,$$

los subíndices A y B corresponden a la primera y segunda estación respectivamente, ΔD representa las variaciones de la anomalía de volumen específico (δ) entre dos profundidades P_1 y P_2 , de forma que $\Delta D_B - \Delta D_A$ es la diferencia entre las anomalías de volumen específico entre dos estaciones (A y B) a la misma profundidad. Se utilizó el método de la profundidad máxima común (Deepest common depth). L es la distancia entre las dos estaciones.

4.3. Cálculo de Transporte de Volumen.

El transporte de volumen se calculó de acuerdo a Pond y Pickard (1978),

$$F_v = \int_{L_A - P_0}^{L_B} \int_0^0 V_r dA$$

donde V_r es la velocidad, para la Corriente de Brasil es la velocidad medida in situ (V_{CB}) y para la sección oceanográfica es la velocidad geostrofica (V_g). dA es el área de la sección. Para este trabajo el nivel de referencia en las secciones oceanográficas fue la profundidad máxima común y para la Corriente de Brasil fue a 400 m de profundidad para 24°S y a 800 m para 31°S de acuerdo a Evans y Signorini (1985) y Garfield (1990) pues encontraron que la Corriente de Brasil a esas latitudes alcanza solamente esas profundidades.

4.4. Cálculo de flujo de masa.

Para calcular el flujo de calor a través de una sección oceanográfica es necesario que el flujo de masa sea igual a cero. En la mayoría de los casos no lo es, pero se pueden hacer aproximaciones para conseguirlo. Una manera de hacer esto es sumar una constante a la velocidad $v_r + k$, donde k es la velocidad desconocida al nivel de referencia en toda la sección. De tal forma que,

$$\int \rho(v_r + k)dA = 0$$

la expresión anterior puede ser reescrita como,

$$\int \rho v_r dA + \int \rho k dA = 0 \quad \text{o} \quad \int_{-P_0}^0 \int_{L_A}^{L_B} \rho k dx dz = - \int_{-P_0}^0 \int_{L_A}^{L_B} \rho v_r dx dz = -F_M$$

si se asume que k es constante,

$$k \int_{-P_0}^0 \int_{L_A}^{L_B} \rho dx dz = -F_M$$

de donde se tiene que,

$$k = \frac{-F_M}{\int_{-P_0}^0 \int_{L_A}^{L_B} \rho dx dz}$$

donde P_0 es la profundidad de referencia y L_A y L_B son la distancia con respecto a la costa oeste de la primera y segunda estación respectivamente.

4.5. Cálculo de Transporte de Ekman.

El transporte de Ekman fue calculado a partir de los datos de viento utilizando la teoría de Ekman (Pond y Pickard, 1978) dada por,

$$u_E = \int \frac{1}{\rho_0 f} \tau^y dy \quad y \quad v_E = \int \frac{1}{\rho_0 f} \tau^x dx$$

donde u_E y v_E son las componentes del transporte de Ekman en la superficie, τ^x y τ^y son las componentes zonal y meridional del esfuerzo del viento respectivamente.

4.6. Cálculo de Transporte de Calor.

Aun no es posible contar con un método directo para medir el transporte de calor oceánico a través de mediciones de velocidad y temperatura, obtenidas con el auxilio de instrumentación distribuida de manera suficientemente densa en una sección, como por ejemplo entre las costas de dos continentes (Sudamérica y África).

En este trabajo el flujo de calor para cada latitud fue calculado utilizando el modelo propuesto por Hall y Bryden (1982), que se basa en la suma de las componentes tanto geostrofica como de Ekman. Además, un tercer termino que se considero para este trabajo y que es la contribución por parte de la Corriente de Brasil.

$$F_{TC} = \int_{L_{ACB}}^{L_{BCB}} \int_{-P_0}^0 C_p \theta \rho V_{CB} dA + \int_{L_A}^{L_B} \int_{-P_0}^0 C_p \theta \rho V dA + \int_{L_A}^{L_B} \int_{-P_0}^0 C_p \theta \rho \left(\frac{\tau^x}{f} \right) dA$$

la primera integral representa la contribución de la Corriente de Brasil al transporte de calor del Atlántico Sur donde L_{ACB} y L_{BCB} son la distancia de la primera y segunda

estación con respecto a la costa oeste respectivamente. La segunda integral es la componente geostrófica de toda la sección y la tercera es la componente de Ekman. θ es la temperatura potencial, C_p es el calor específico del agua de mar a presión constante.

Para poder realizar comparaciones entre la contribución de la Corriente de Brasil y la contribución oceánica, de donde no se conocen las velocidades absolutas, es preciso descomponer la velocidad absoluta en una velocidad media de toda la columna y para cada estación (v'), y en la velocidad geostrófica (v_g), de tal forma que $v = v_g + v'$. De igual manera para la temperatura potencial en donde $\bar{\theta}$ es la media de toda la columna para cada estación, quedando,

$$\int_{L_A - P_0}^{L_B} \int_0^0 C_p \theta \rho V dA = \rho C_p \left[\int_{L_A}^{L_B} v_g \theta dx + \int_{L_A}^{L_B} \int_0^{P_0} v' \bar{\theta} dA \right]$$

Una consecuencia importante de mencionar es el hecho de que el muestreo hidrográfico de este trabajo no cuenta con mediciones de la Corriente de Benguela, por lo que se espera que los cálculos de transporte de calor resulten subestimados por la falta de dicha información.

5. Resultados.

Se calculó el transporte de calor y volumen de la Corriente de Brasil a través de las latitudes 24° y 31°S. Estos mismos cálculos se realizaron a través de las secciones oceanográficas ubicadas a las mismas latitudes (A09 y A10 respectivamente), mientras que con los datos de esfuerzo del viento se calculó el transporte de calor y Ekman. La finalidad principal de estos cálculos es estimar el transporte de calor en el Atlántico Sur a 24° y 31°S. Los resultados de tales cálculos se encuentran en la tabla VI.

Tabla VI.- Transporte de Calor (TC), transporte de volumen (TV), velocidad máxima, velocidad mínima y transporte de Ekman (TE_k). El signo indica la dirección del flujo (positivo hacia el norte, negativo hacia el sur). CB corresponde a la Corriente de Brasil y WOCE corresponde a las secciones oceanográficas.

		TC (PW)	TV (Sv)	Vel. max. (cm/s)	Vel. min. (cm/s)	TE_k (cm^3/s)
CB	24°S	-0.07±0.17	-5.3±0.2	25.5 / -56.7	0.2 / -0.3	--
	31°S	-0.15±0.08	-12.6±0.9	36.3 / -90	0.1 / -0.5	--
WOCE	24°S	0.42±0.24	17.5±0.5	7.3 / -3.3	0.2 / -0.1	--
	31°S	0.24±0.12	17.9±0.1	7.6 / -2.3	0.1 / -0.1	--
VIENTO	24°S	-0.007	--	--	--	-13.7
	31°S	0.001	--	--	--	1.6

5.1. Corriente de Brasil.

Ya que la Corriente de Brasil es una corriente de frontera oeste que fluye hacia el sur, es de esperarse valores de transporte y velocidad mayores a medida que la corriente avanza a latitudes mayores. Al comparar los valores de velocidad medidos in situ, mediante perfiladores de corriente, de la Corriente de Brasil a 24° y 31°S muestran el claro aumento en la velocidad de la corriente, por lo que es de esperarse que también exista un incremento en el transporte de volumen, pues este último está muy relacionado con la velocidad.

En la figura 3 se presenta el campo de temperatura (a) y el campo de velocidad medido in situ (b) de la Corriente de Brasil a 24°S. En el campo de temperatura se observa que las isotermas están más juntas en los primeros 200 m de profundidad y entre los primeros 40 km de distancia con respecto a la costa. Esto indica un flujo correspondiente a la Corriente de Brasil, pues en esa zona se localiza el valor máximo de la velocidad (-56.7 cm/s) y un transporte de volumen de -5.3 ± 0.2 Sv con dirección sur (tabla VI). El cálculo del transporte de volumen se efectuó con un nivel de referencia de 400 m ya que esa isobata define bien a la Corriente de Brasil (Evans y Signorini, 1985; Garfield, 1990).

Entre los 50 y 60 km de distancia se encuentra ubicado el mínimo de la velocidad con un valor de -0.3 cm/s, delimitando así a la Corriente de Brasil a no más de 60 km de ancho. Del campo de velocidad de la Corriente de Brasil a 24°S se observa que ésta no alcanza más de 400 metros de profundidad, debido a la reorganización que sufre al pasar por el Banco de Abrolhos (figura 1), por lo que el nivel de referencia utilizado a 400 m si define bien a la corriente.

Por debajo de los 600 metros se observa un flujo con dirección norte y una velocidad máxima de 25.5 cm/s lo que sugiere un flujo de Agua Intermedia Antártica (AIA) ya que esta masa de agua fluye hacia el norte (Taft, 1963; Buscaglia, 1977; Reid et al., 1977; Gordon y Greengrove, 1986; Müller et al., 1998). Por debajo de los 1500 metros de profundidad y entre 80 y 100 km de distancia con respecto a la costa (figura 3b) se ve claramente la presencia de un flujo con dirección sur con velocidades de -0.03 cm/s.

En la figura 4 se presenta el campo de temperatura (a) y el campo de velocidad medido in situ (b) de la Corriente de Brasil a 31°S . En el campo de temperatura se observa el valor máximo de 25.41°C ubicado en la región donde el máximo de la velocidad (-90 cm/s) está presente. Esta zona corresponde al centro de la Corriente de Brasil (entre los 210 y 230 km de distancia) y se encuentra más alejado de la costa que con respecto al de 24°S .

En esta región se observa que las isotermas están más cercanas y presentan una pendiente negativa, lo cual indica que el flujo es hacia el sur. Esta señal se hace más clara cuando se observa que las isotermas en la parte oeste están a menor profundidad que en la parte este de la figura 4a.

Hacia la izquierda del centro de la Corriente de Brasil (entre 700 m de profundidad y 160 km de distancia) se observa un flujo hacia el norte con velocidad máxima de 36.3 cm/s y temperatura mínima de 4.22°C tratándose posiblemente de AIA que viaja hacia el norte.

A 31°S se observa que la Corriente de Brasil tiene velocidades mayores (-90 cm/s) que a 24°S (-56.7 cm/s). Este incremento también se hace visible en los valores de transporte de volumen, pues a esta latitud es de -12.6 ± 0.9 Sv (calculado a un nivel de referencia de 800 m [Garfield, 1990]) mientras que a 24°S es de -5.3 Sv.

También es importante señalar que existe un claro aumento en su profundidad, ya que a 31°S la Corriente de Brasil alcanza los 800 m de profundidad mientras que a 24°S solo llega a 400 m. Esto marca la pauta para decir que efectivamente la Corriente de Brasil se incrementa conforme avanza hacia el sur.

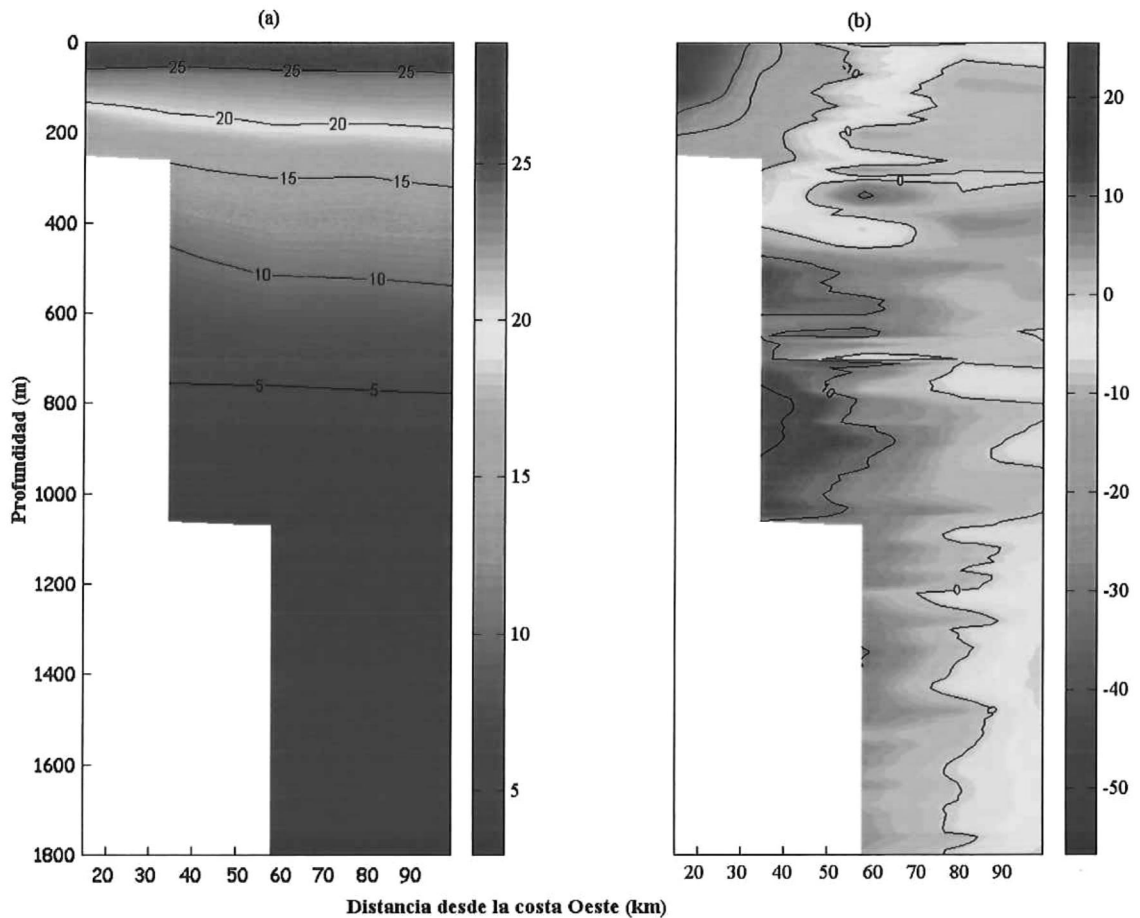


Figura 3.- Corriente de Brasil a los 24°S. a) Campo de temperatura (°C) y b) Campo de velocidad medido in situ (cm/s). Los signos en la velocidad indican dirección de flujo, positivo hacia el norte y negativo hacia el sur.

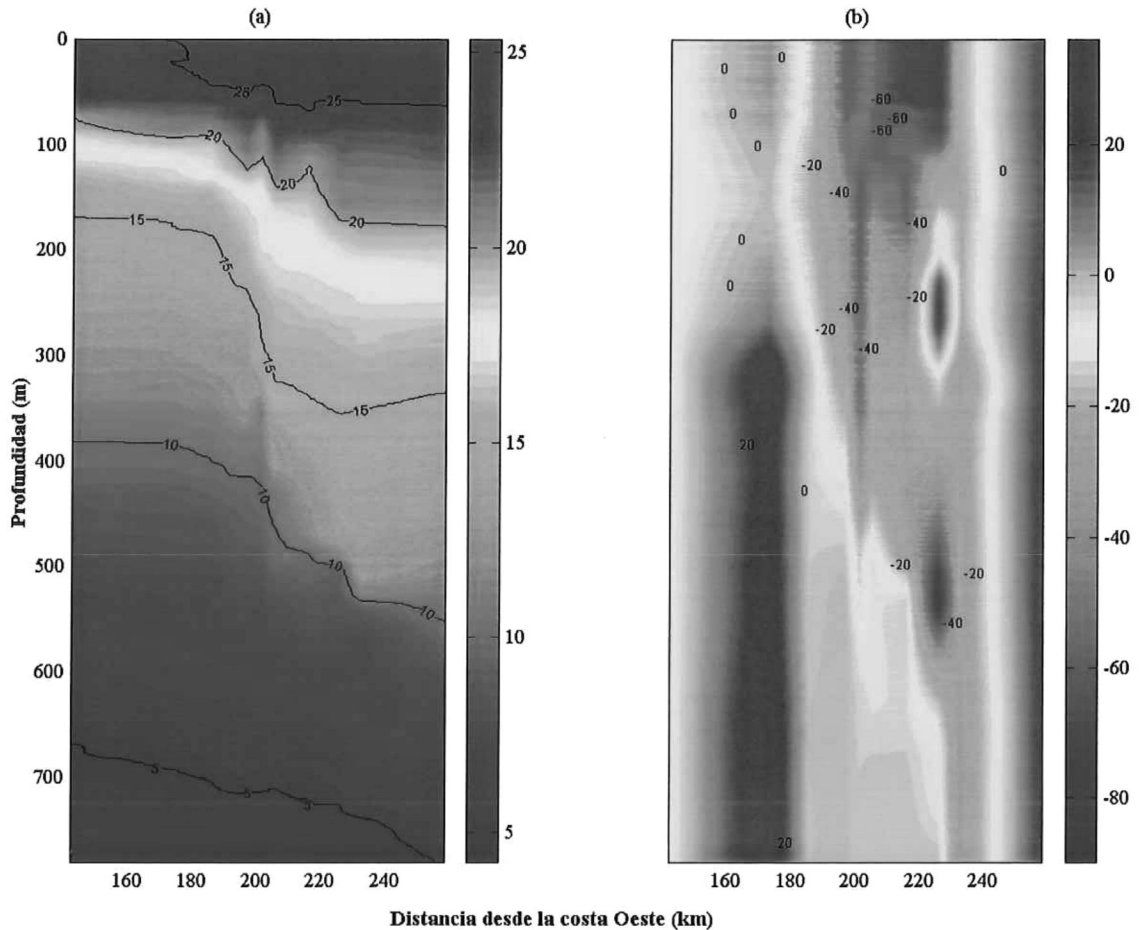


Figura 4.- Corriente de Brasil a los 31°S. a) Campo de temperatura (°C) y b) Campo de velocidad medido in situ (cm/s). Los signos en la velocidad indican dirección de flujo, positivo hacia el norte y negativo hacia el sur.

5.2. Secciones oceanográficas.

La circulación termohalina del Atlántico Sur presenta una dirección norte en la parte superior (en los primeros 1500 m de profundidad), entre 1500 y 4000 metros de profundidad viajan hacia el sur (APAN) y en la parte profunda (>4000 m) viajan hacia el norte. Parte del agua que viaja hacia el norte es transportada hacia el Atlántico Norte y el resto es regresado e incorporado a la circulación del giro subtropical del Atlántico Sur.

5.2.1 Distribución de Temperatura y salinidad.

El Atlántico Sur presenta una estructura vertical formada por diversas masas de agua. Las que más destacan son el Agua Tropical (AT), el Agua Central del Atlántico Sur (ACAS), el Agua Intermedia Antártica (AIA), el Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN) y el Agua de Fondo Antártica ([AFA], Sverdrup, 1942; Taft, 1963; Buscaglia, 1977; Reid et al., 1977; Gordon y Greengrove, 1986; Müller et al., 1998; Broecker, 1991; Gordon, 1992; Tomczak y Godfrey, 1994; Matano et al., 1995; Siedler et al., 1996; Stramma y England, 1999; Silveira et al., 2000). En la tabla VII se presenta los índices termohalinos y la profundidad a la cual estas masas de agua pueden ser encontradas.

Tabla VII.- Índice termohalino de las masas de agua típicas en el Océano Atlántico Sur.

	AT	ACAS	AIA	APAN	AFA
Temp. (°C)	20	<20 - >6	<6 - >2	2 - 3	<2
Salinidad	36	34.5 - 36	34 - 34.4	34.9	34.6
Prof. (m)	0-200	200- 600	600 - 1500	1500 - 4000	>4000

En la figura 5 se muestra el campo de temperatura (a), el campo de salinidad (b) y el diagrama T-S (c) correspondientes de la sección A09 ubicada a 24°S. En la parte este de la figura 5a y 5b se observa que tanto isotermas como isohalinas tienen una inclinación positiva lo que puede interpretarse como un flujo hacia el norte.

En la parte oeste se encuentra ubicado el máximo de temperatura (28.113°C) y salinidad (37.49) que corresponden al AT. Esta masa de agua se extiende hasta los 200 m de profundidad (Emilson, 1961; Tomczak y Godfrey, 1984; Stramma y England, 1999), y el índice termohalino observado en esa columna de agua corresponde con el del AT ($\geq 20^{\circ}\text{C}$ y ≥ 36 , figura 5c).

Por debajo del índice termohalino de 20°C -36 (aproximadamente a los 200 m) y hasta el de 6°C -34.5 (aproximadamente a los 600 m) el agua presente en esa columna de agua es el Agua Central del Atlántico Sur (ACAS), pues al observar la figura 6c se ve que el índice termohalino medido en ese lugar es congruente con el del ACAS

(Mascarenhas et al., 1971; Miranda, 1985; Campos et al., 1995; Campos et al., 2000; Sielveira et al., 2000).

El agua que conforma la columna de agua con índice termohalino entre $<6^{\circ}\text{C}-34.5$ y $>2^{\circ}\text{C}-34$ (de 600 a 1500 m de profundidad) es el Agua Intermedia del Antártico (AIA), ya que esta agua es caracterizada por tener el mínimo de salinidad (Taft, 1963; Buscaglia, 1977; Reid et al., 1977; Gordon y Greengrove, 1986; Müller et al., 1998), encontrando que para esta sección es de 34.350.

El Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN) se extiende de 1500 m hasta profundidades menores a 4000 metros (Broecker, 1991; Tomczack y Godfrey, 1994; Matano et al., 1995; Stramma y England, 1999; Silveira et al., 2000). El índice termohalino encontrado en la sección a 24°S entre esas profundidades es de $<3^{\circ}\text{C}-34.9$, por lo que al observar la figura 6c se ve que esa masa de agua es el APAN.

Finalmente, por debajo de los 4000 m de profundidad se observa que el índice termohalino del agua ahí presente (figura 5 a y b) es de $<2^{\circ}\text{C}-34.6$ el cual corresponde al índice termohalino del Agua de Fondo del Antártico (AFA), pues esta tiene ese índice (figura 5c, [Siedler et al., 1996]).

La figura 6 presenta la distribución de temperatura (a), el campo de salinidad (b) y el diagrama T-S (c) de la sección A10 localizada a los 31°S . De igual manera que a 24°S , se observa en la parte este de la figura 6a y 6b las isotermas y las isohalinas tienen una inclinación positiva, sugiriendo un flujo hacia el norte.

El máximo de la temperatura (27.469°C) y la salinidad (36.637) se ubica en la parte oeste de la figura 6 (a) y (b). Al igual que a 24°S este índice termohalino corresponde al AT y el resto de las masas de aguas encontradas a 31°S son las mismas que las encontradas a los 24°S (figura 6c). Es importante señalar que la isoterma de los 10°C se encuentra más profunda que a 24°S consecuencia que quizá se deba a la incorporación de aguas tanto del Océano Pacífico (Paso Drake) como del Océano Índico (Sur de África).

El valor mínimo de la salinidad (34.247) se localiza en la parte este de la sección y es menor que el mínimo encontrado a los 24°S (34.350). Esta diferencia puede ser debida a que en la frontera este de los 31°S ocurren diversos procesos de mezcla entre el Atlántico Sur y el Océano Índico. Pese que el Océano Índico tiene salinidad similar a las aguas del Atlántico Sur, este último recibe contribución de la Corriente Sur Atlántica que acarrea agua de más baja salinidad (incorporada por el Paso Drake), provocando de esta manera que el mínimo de salinidad sea menor que a 24°S (Gordon, 1986; Stramma y Peterson, 1989; Gordon et al., 1992; Boddem y Schlitzer, 1995).

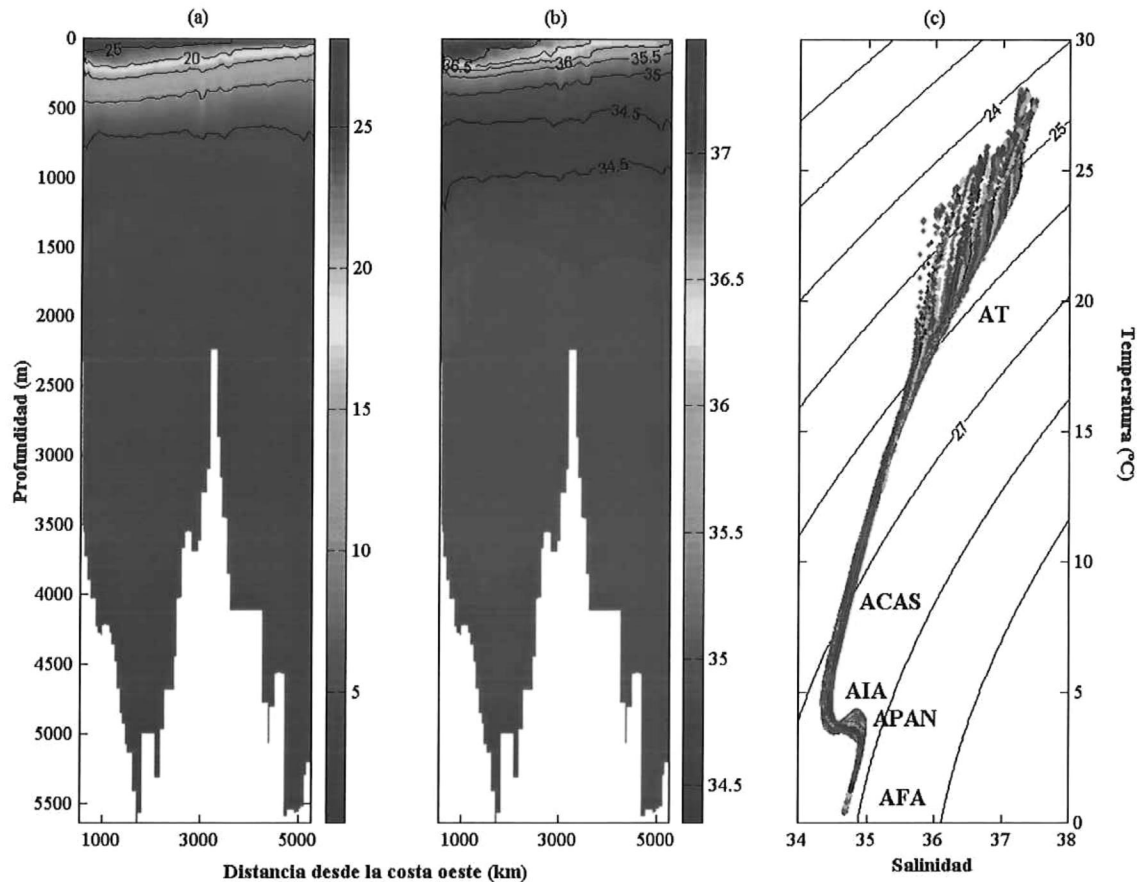


Figura 5.- a) Distribución de temperatura (°C), b) salinidad y c) diagrama T-S de la sección oceanográfica A09 ubicada a 24°S.

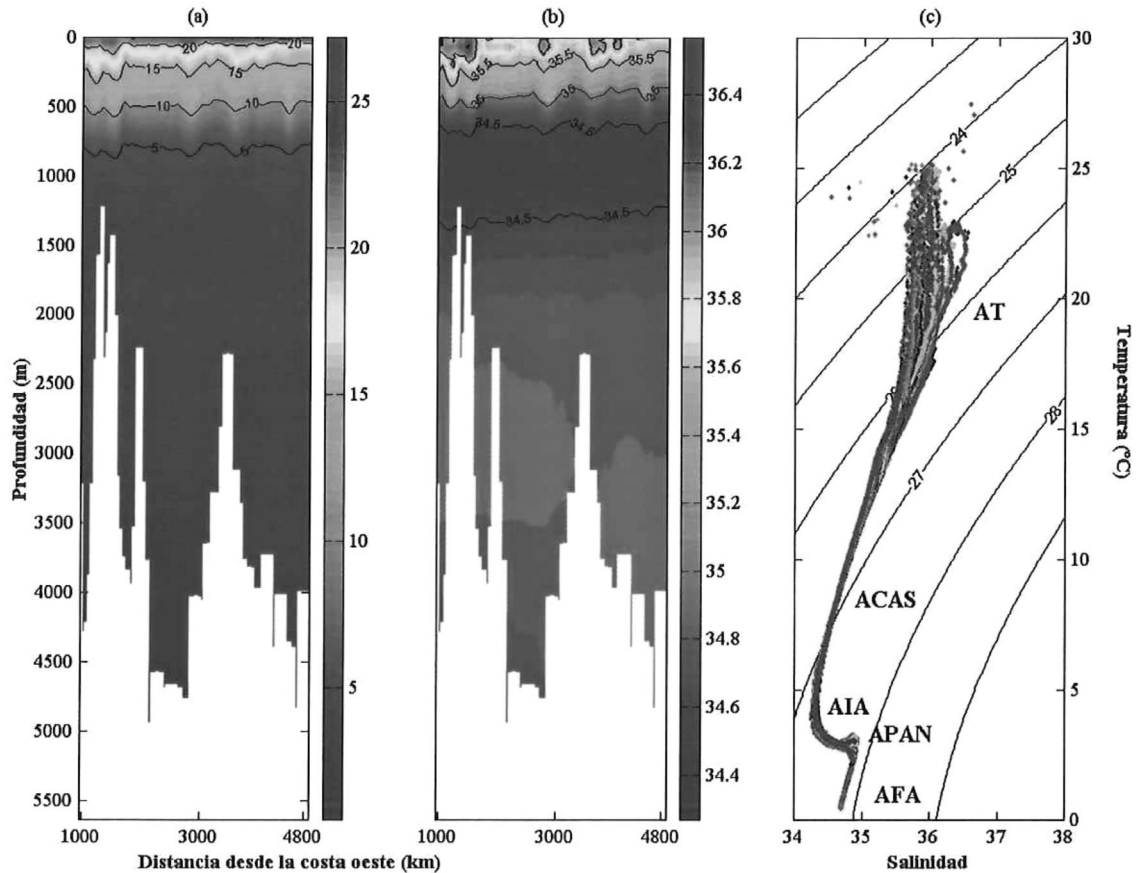


Figura 6.- a) Distribución de temperatura (°C), b) salinidad y c) diagrama T-S de la sección oceanográfica A10 ubicada a 31°S.

5.2.2 Velocidad geostrófica.

La velocidad geostrófica se calculó a partir de los datos de las secciones oceanográficas A09 (24°S) y A10 (31°S) del proyecto de circulación oceánica mundial (WOCE). Para una mejor interpretación, el campo de velocidad geostrófica se dividió en trayectos de 10 estaciones cada uno.

La figura 7 muestra el campo de velocidad geostrófica a los 24°S. El panel superior presenta el campo de velocidad geostrófica de toda la sección, en la cual se observan las divisiones realizadas para analizar mejor la velocidad. El panel inferior enseña la velocidad geostrófica de cada partición. Los valores negativos indican flujos

hacia el sur y los positivos hacia el norte. Esta sección inicia a los 550 km de distancia con respecto a la costa oeste, por lo que la Corriente de Brasil no se encuentra presente, ya esta corriente solo se extiende hasta los 60 km de distancia aproximadamente (figura 3b).

Aproximadamente a 600 km de distancia se observa un flujo hacia el norte con velocidad máxima de 7.3 cm/s. A 550 y 650 km de distancia se ve la presencia de dos flujos hacia el sur con velocidades del orden de -3.3 cm/s. Esta estructura forma parte de una recirculación que alcanza profundidades mayores a 300 m y se encuentra entre los 40° y 20° W. (Tsuchiya, 1985; Gordon y Greengrove, 1986).

Entre los 700 y 2800 km de distancia con respecto de la costa, se observan flujos hacia el sur y hacia el norte con velocidades menores a -1 y 1 cm/s. Los flujos hacia el sur y hacia el norte ubicados entre los 600 y 1500 m de profundidad corresponden al AIA, mientras que aquellos localizados entre los 1500 y 4000 metros de profundidad son para el APAN. Pese a que el AIA fluye en general hacia el norte y el APAN lo hace principalmente hacia el sur, se puede observar que en algunos lugares del océano lo hacen en el sentido opuesto, esto debido a procesos como recirculación e intrusión de aguas (Taft, 1963; Buscaglia, 1977; Reid et al., 1977; Warren, 1981; Tsuchiya, 1986; Peterson y Stramma, 1991).

Aproximadamente entre los 2900 y 3050 km de distancia se observan dos flujos desde la superficie hasta los 500 m de profundidad. El flujo hacia el norte tiene una velocidad máxima de 1.4 cm/s, mientras que el flujo hacia el sur tiene una velocidad máxima del orden de -1.3 cm/s. Este tipo de flujo indica un giro ciclónico de mesoescala con un diámetro aproximado de 140 km. Entre los 3550 y 4250 km se observa un flujo hacia el sur con una velocidad máxima de -1.9 cm/s. Tanto a la derecha como a la izquierda de este flujo, el agua fluye hacia el norte con una velocidad máxima de 0.5 cm/s. En la parte final de la sección A09 (próximo a África), se observa en la superficie el valor máximo de un flujo hacia el norte (0.4 cm/s), que forma parte de un giro de mesoescala asociado a inestabilidades por la circulación cercana a la costa (Stramma y Peterson, 1989).

A través de toda la sección A09 y por debajo de los 4000 metros de profundidad (en las estaciones que alcanzan esa profundidad), se observa que el flujo es hacia el norte y se trata del AFA fluyendo hacia el norte.

En general se percibe que la velocidad máxima en toda la línea localizada a 24°S es de 7.3 cm/s para la componente con dirección norte, mientras que para la componente hacia el sur este valor es de -3.3 cm/s. Ambos valores son localizados en el extremo oeste de la sección. Por otro lado es importante mencionar que el flujo promedio es hacia el norte con una velocidad de 0.8 cm/s y un transporte geostrófico de volumen de 17.5 ± 0.5 Sv con dirección norte.

La figura 8 presenta el campo de velocidad geostrófica a los 31°S. Al igual que para 24°S, el panel superior muestra el campo de velocidad geostrófica de toda la sección con las divisiones realizadas para analizar mejor la velocidad. El panel inferior enseña la velocidad geostrófica de cada partición. Los valores negativos indican flujos hacia el sur y los positivos hacia el norte. Las mediciones de esta sección se realizaron después de los 900 km de distancia con respecto de la costa, por lo que la Corriente Brasil tampoco se encuentra presente.

Entre los 1000 y 1700 km de distancia se observan cuatro flujos bien definidos (figura 8 a y b). El primero tiene dirección sur y una velocidad máxima de -2.0 cm/s, mientras que el segundo tiene una velocidad máxima de 2.7 cm/s y una dirección norte. Ambos son giros ciclónicos de diámetro aproximado de 250 km y 100 km respectivamente. El tercer flujo tiene dirección sur y una velocidad máxima de -2.3 cm/s alcanzando una profundidad aproximada de 1000 m, mientras que el cuarto flujo se dirige hacia el norte y su velocidad máxima es 7.6 cm/s. Al igual que el primer y segundo flujo, el tercero y el cuarto también son giros de mesoescala que corresponden a la zona de recirculación de la Corriente de Brasil (Tsuchiya, 1985; Stramma, 1989).

En los siguientes kilómetros (desde 2050 km hasta 4650 km de distancia) se observan flujos hacia el sur con velocidades máximas del orden de -1.8 cm/s y flujos hacia el norte con velocidades máximas entre 2.1 y 2.9 cm/s. Estos flujos son la consecuencia de la recirculación presente en la zona de la Corriente de Benguela (Stramma y Peterson, 1989).

De la misma forma que a través de los 24°S , los flujos hacia el norte y hacia el sur encontrados entre los 600 y 1500 m de profundidad corresponden al AIA, mientras que aquellos localizados entre los 1500 y 4000 metros de profundidad son para el APAN. En la parte más profunda (>4000 m) se observa que el flujo es hacia el norte lo cual indica que se trata del AFA fluyendo hacia el norte (Taft, 1963; Buscaglia, 1977; Reid et al., 1977; Warren, 1981; Tsuchiya, 1986; Peterson y Stramma, 1991; Siedler et al., 1996).

En general se percibe que la velocidad máxima en toda la línea de los 31°S es de 7.6 cm/s para la componente con dirección norte, mientras que para la componente hacia el sur es de -2.3 cm/s. Ambas están localizadas en el extremo oeste de la sección. Estos valores indican la recirculación de la Corriente de Brasil, y por tal tiene valores mayores que en el extremo este de la sección. Es importante mencionar que el flujo promedio es hacia el norte con una velocidad promedio de 0.3 cm/s y un transporte geostrofico de volumen de 17.9 ± 0.1 Sv.

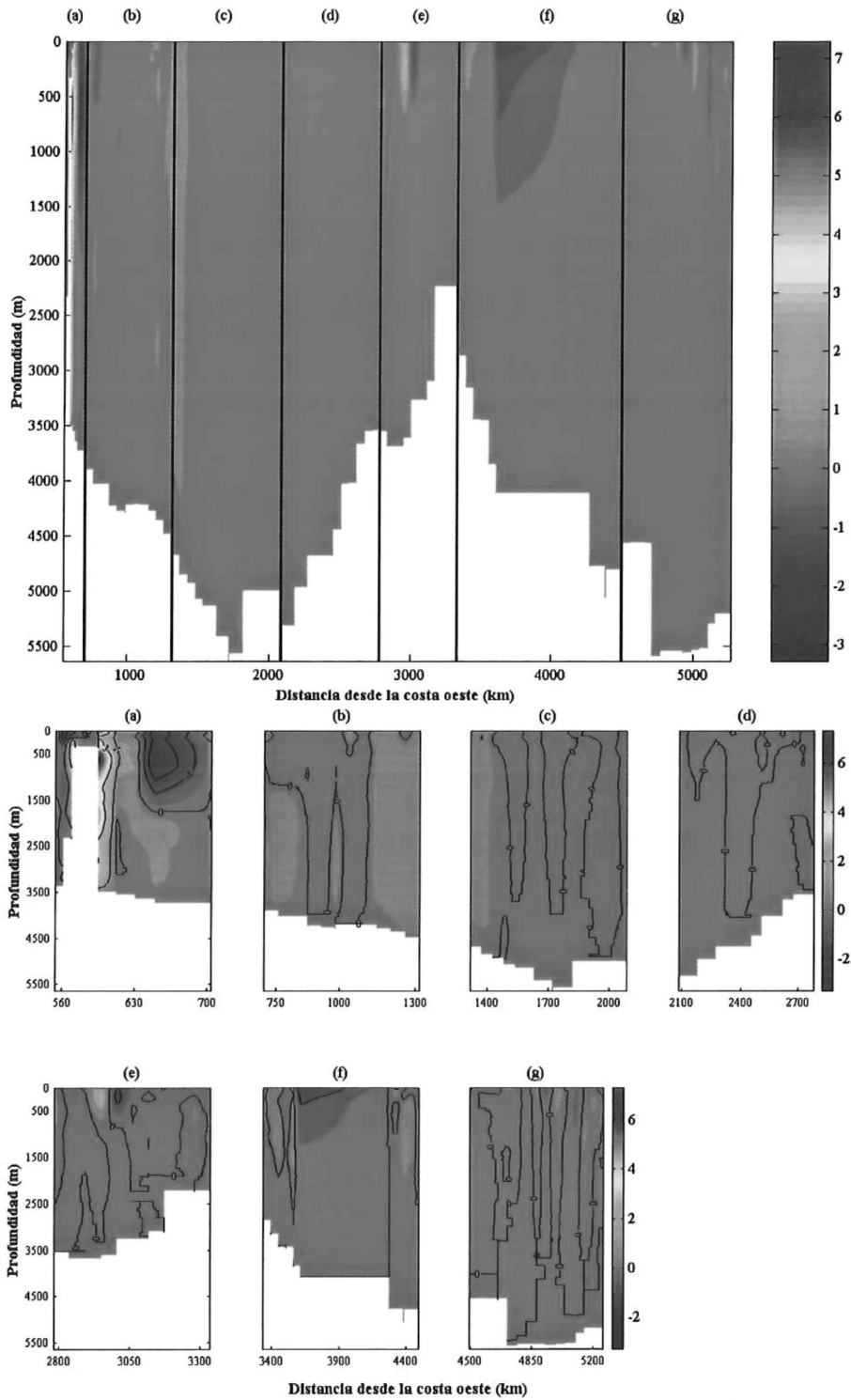


Figura 7.- Velocidad geostrófica (cm/s) de la sección A09 (24°S). El panel superior presenta la velocidad en toda la sección. Las divisiones marcadas corresponden a las figuras del panel inferior. Los valores negativos indican flujos hacia el sur y los positivos hacia el norte.

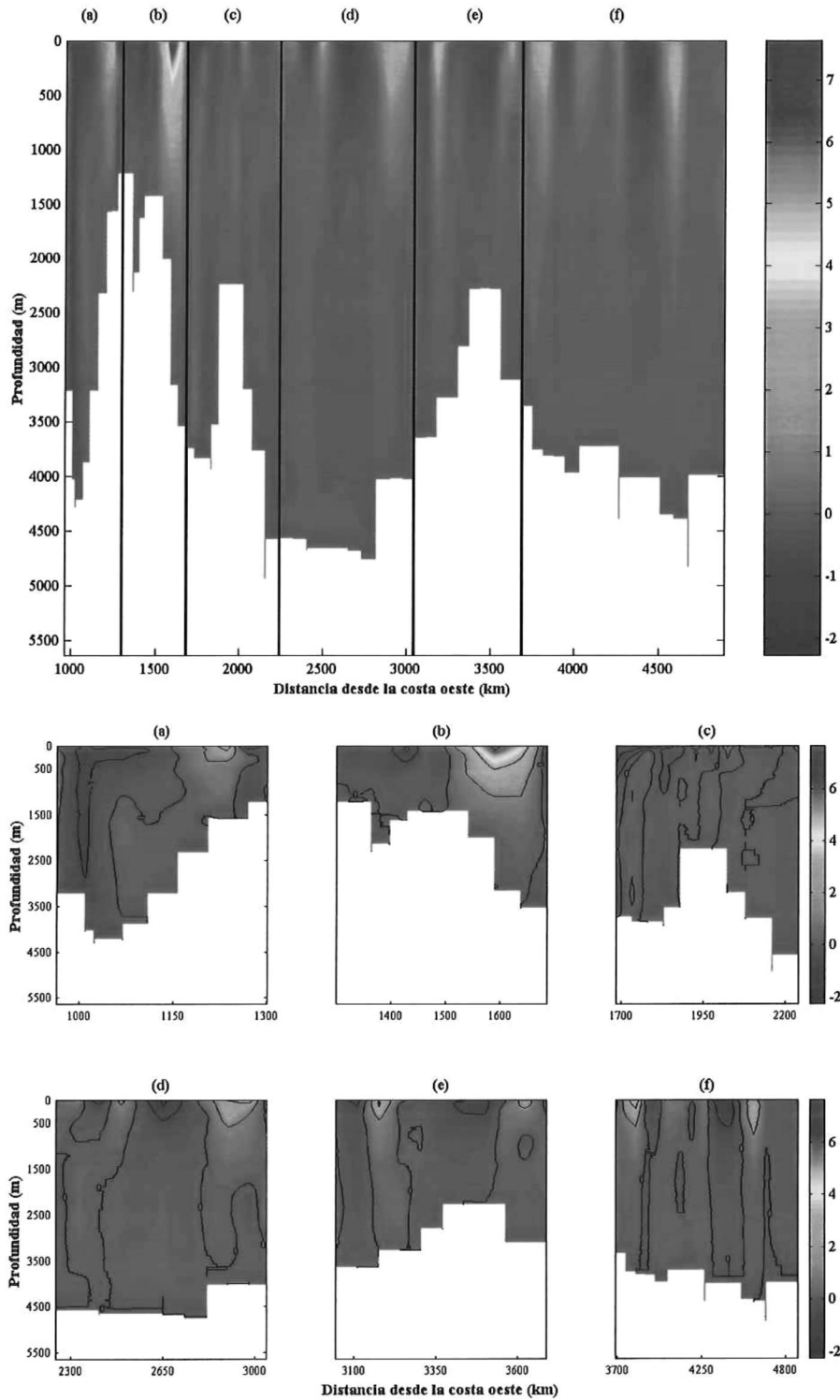


Figura 8.- Velocidad geostrófica (cm/s) de la sección A10 (31°S). El panel superior presenta la velocidad en toda la sección. Las divisiones marcadas corresponden a las figuras del panel inferior. Los valores negativos indican flujos hacia el sur y los positivos hacia el norte.

5.3. Viento.

El viento es el principal forzante de la superficie del océano que provoca un desplazamiento de agua a la izquierda de la dirección del viento en el Hemisferio Sur, conocido como circulación ageostrófica o también forzada por el viento.

La figura 9 presenta la media anual del esfuerzo del viento (a) para el Atlántico Sur y la media anual del esfuerzo del viento para las secciones a los 24° y 31°S (b). En esta figura se observa claramente la presencia de un giro anticiclónico en la parte central del océano muy similar al giro anticiclónico subtropical que tiene la superficie del Atlántico Sur, lo cual indica que el viento es una causa de esta circulación superficial oceánica, y por tal es preciso describirla.

El centro de alta presión del Atlántico Sur se localiza a 28°S y 15°W. Los vientos del sudeste cubren el Golfo de Guinea (figura 1) y la parte norte de la costa este de Brasil, siendo menos intensos en la frontera este. Por debajo de esa zona, entre los 15° y 25°S se observan fuertes vientos del sudeste en las costas africanas, más intensos que los vientos del sudoeste y noreste presentes en las costas de Brasil. Entre los 25° y 35°S se observa que en África los vientos procedentes del sur y sudoeste son intensos provocando surgencias importantes en esa zona. En Cabo Frío se observa que los vientos del nordeste cambian de dirección hacia el oeste, cambio que trae como resultado surgencias en las costas cercanas a Cabo Frío. Frente a Tramandaí hay una zona de calma que se extiende débilmente hasta encontrarse con el centro de alta presión.

A los 24°S (figura 9b línea roja) se observa que el valor máximo de esfuerzo del viento con dirección este es de 0.02 Pa ($1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$), mientras que el máximo para los vientos con dirección oeste es de -0.1 Pa . A 31°S (línea negra) el valor del esfuerzo del viento máximo hacia el este es de 0.04 Pa, siendo de -0.03 Pa para los vientos con dirección oeste.

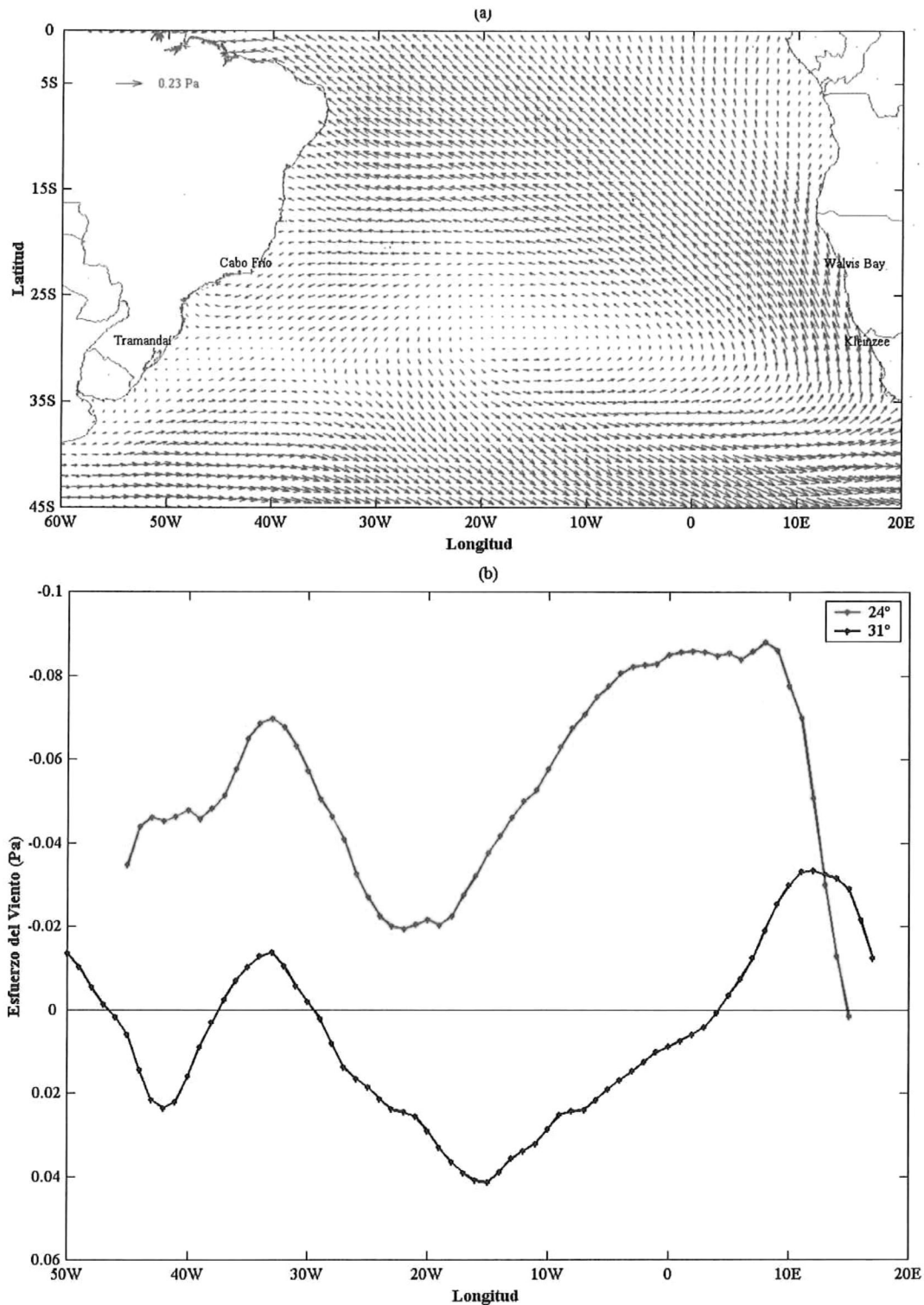


Figura 9.- Esfuerzo del Viento sobre el Atlántico Sur (Pa). a) Media anual y b) Esfuerzo zonal del viento (τ^x) a 24°S (línea roja) y a 31°S (línea negra). Los valores positivos indican dirección del viento hacia el este y los negativos hacia el oeste.

En la figura 10 se presenta el transporte de Ekman calculado a partir de los datos de esfuerzo del viento actuando sobre todo el Atlántico Sur (a) y el transporte de Ekman a 24 y 31°S (b). Debido a que el transporte de Ekman es hacia la izquierda del viento, los valores negativos indican transporte de Ekman hacia el Sur, mientras que los positivos indican que el transporte es hacia el Norte.

En esta figura se observan dos máximos en el transporte de Ekman, uno cercano a los 0° de latitud sobre la frontera oeste ($-129 \text{ cm}^3/\text{s}$) y otro ubicado aproximadamente a los 40°S entre 10° y 20°E ($46.11 \text{ cm}^3/\text{s}$). El primero es debido a que esa región es la zona de convergencia intertropical, lugar donde los vientos del este (Alisios) se encuentran con los vientos del sudeste y se intensifican entre ambos, mientras que el segundo es producto de la intensificación que ocurre entre los vientos del oeste y los vientos del noroeste sobre esa área.

En la parte central de la cuenca, al rededor de lo 30°S se observa que el transporte de Ekman es cercano a través de toda la cuenca, esto debido a que en esa región los esfuerzos tienen direcciones opuestas, por lo que no ocurre un transporte de Ekman significativo.

El valor máximo del transporte de Ekman con dirección sur, tanto para 24°S como para 31°S, es de -23.3 y $-7.3 \text{ cm}^3/\text{s}$ respectivamente y se localiza en la frontera este (figura 10b). Este valor corresponde al valor máximo del esfuerzo del viento con dirección oeste (-0.1 y -0.03 Pa respectivamente). El valor máximo del transporte de Ekman con dirección norte ($9.3 \text{ cm}^3/\text{s}$) es encontrado entre los 20° y 10°W y corresponde al valor máximo del esfuerzo del viento con dirección este (0.04 Pa).

A 24°S el transporte de volumen de Ekman es hacia el sur a través de toda la sección (figura 10b línea negra continua) con un valor de $-13.7 \text{ cm}^3/\text{s}$. Mas al Sur, a 31°S, el transporte de Ekman es hacia el norte en la mayor parte de la cuenca, con un valor de $1.6 \text{ cm}^3/\text{s}$.

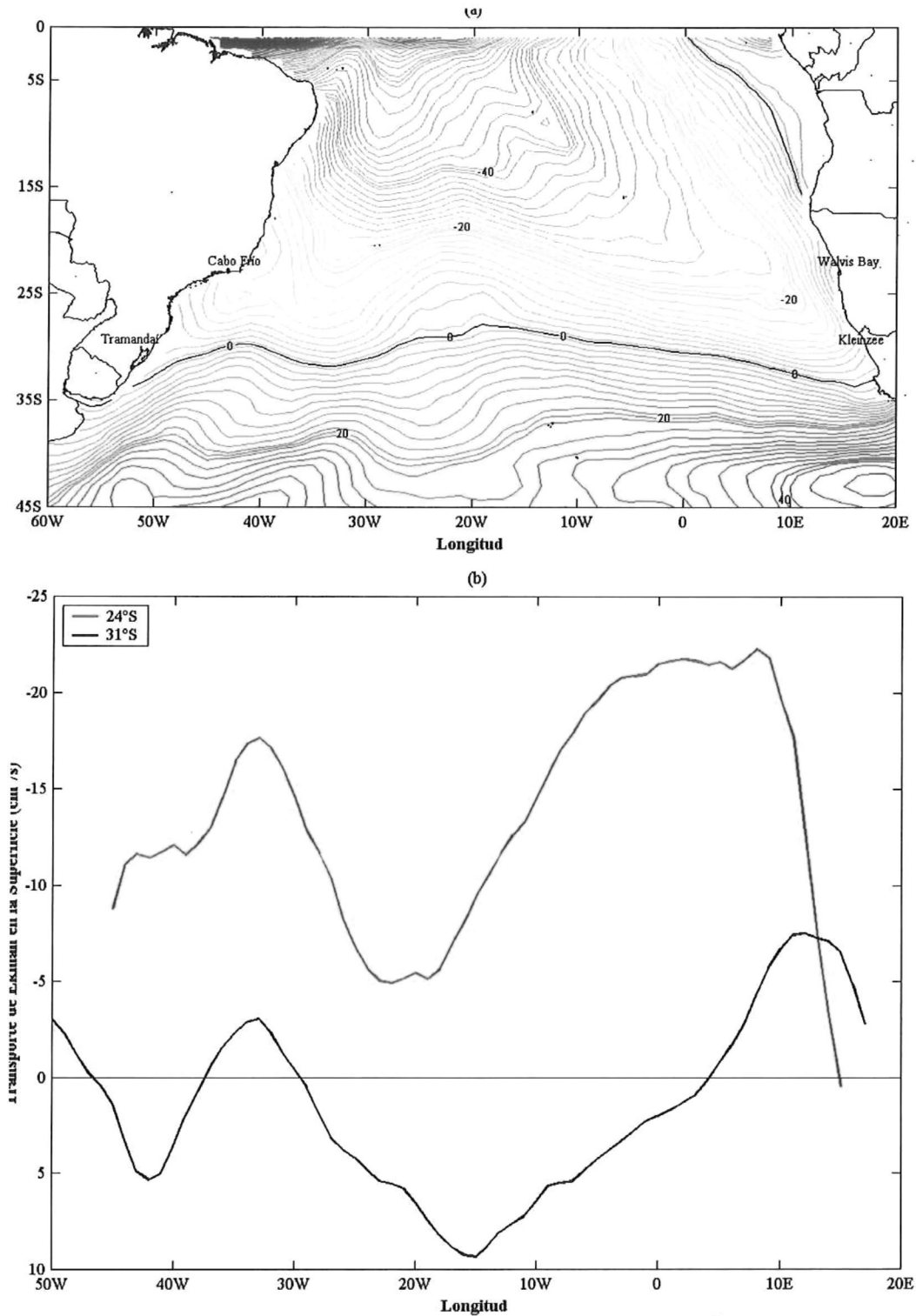


Figura 10.- Transporte de Ekman sobre el Atlántico Sur (cm^3/s). a) Media anual y b) Transporte de Ekman a 24°S (línea roja) y a 31°S (línea negra). Los valores negativos indican dirección hacia el sur y los positivos hacia el norte.

5.4. Transporte de calor.

El transporte de calor en el Atlántico Sur presenta una dirección ecuatorial debido a que este océano transporta agua hacia su vecino en el Norte. Esta consecuencia se debe a que el Atlántico Sur es el único medio por el cual el Atlántico Norte tiene comunicación con el resto de los océanos. Este transporte hacia el norte, se ve balanceado por un transporte hacia el sur de agua mas fría y profunda llamada APAN, que viaja por la frontera oeste y que llena todos los océanos del mundo.

Al analizar el transporte de calor en el Atlántico Sur, se puede observar que no en todos los puntos este transporte tiene la misma dirección. Un lugar importante para estudiar, pues presenta un flujo de calor hacia el sur, es la Corriente de Brasil, ya que esta se incrementa de norte a sur.

A partir de los datos de velocidad medida “in situ”, fue posible calcular el flujo de calor en dos secciones de la Corriente de Brasil, siendo de -0.07 ± 0.17 PW (1 PW = 1×10^{15} W) a los 24°S y de -0.15 ± 0.08 PW a los 31°S. Este aumento del transporte de calor es debido a la intensificación que sufre la velocidad y el transporte de volumen de la Corriente de Brasil al fluir hacia el sur.

El transporte de calor para la componente termohalina se calculó a partir de los datos de velocidad geostrofica. A 24°S el transporte de calor con dirección norte tiene un valor de 0.42 ± 0.24 PW, mientras que para 31°S se encontró de 0.24 ± 0.12 PW. Estos valores son interesantes, pues en ellos se observa un claro aumento de sur a norte en el flujo de calor, señalando la dirección ecuatorial del transporte de calor en la componente termohalina.

Los datos de esfuerzo del viento a lo largo de ambas secciones oceanográficas, permitieron el cálculo del flujo de calor de la componente ageostrófica. Se obtuvieron valores de -0.007 PW y 0.001 PW a 24° y 31° S respectivamente.

Para cada componente del transporte de calor se usó la restricción que el balance de masa es cero cuando se le sumó una velocidad constante obtenida como se mencionó en la metodología. Esta suposición se realizó con la finalidad de poder analizar por separado los transportes de calor para cada componente, ya que de otra manera solo en la suma de las componentes del transporte de calor se conservaría la masa del sistema. De la suma de las tres componentes resulta un transporte de 0.34 ± 0.41 PW para la sección a 24° S y 0.1 ± 0.2 PW a 31° S. Este último valor es más pequeño que los citados en literatura, debido a que ninguna de las estimaciones realizadas anteriormente utilizaban mediciones directas de la Corriente de Brasil, lo cual indica que esta corriente a 31° S juega un papel importante en el transporte de calor, contrario a lo encontrado por Fu (1981), que la Corriente de Brasil tiene un papel secundario en el transporte de calor del Atlántico Sur.

Por otro lado, para 24° S, el transporte de calor si es dominado básicamente por la componente termohalina de la circulación, ya que el valor del transporte de calor de la Corriente de Brasil es pequeño debido a que la corriente se reorganiza después de pasar por el Banco de Abrolhos (figura 1).

6. Discusiones.

6.1. Corriente de Brasil.

La Corriente de Brasil, al igual que la Corriente del Golfo en el Hemisferio Norte, es una corriente de frontera oeste del Océano Atlántico encargada de llevar hacia latitudes altas el exceso de agua que se acumula en latitudes bajas. Este exceso de agua tiene lugar en la zona oceánica ecuatorial, entre los vientos Alisios y los vientos del

Oeste, donde el transporte de Ekman es convergente e induce hundimiento de agua por debajo de la capa de acción del esfuerzo del viento (Mascarenhas et al., 2001). Tal consecuencia provoca que la Corriente de Brasil se propague como un flujo intenso hacia el sur con velocidades máximas del orden de -56 cm/s (encontradas en el centro de la corriente) y un transporte de volumen de -5.3 ± 0.2 Sv a los 24°S .

Al comparar las velocidades que se presentan para la Corriente de Brasil a 24°S en este trabajo, con las encontradas en investigaciones previas (tabla I), se puede observar cierta similitud entre ellas, lo cual indica que la Corriente de Brasil, a esa latitud, no alcanza velocidades mayores a 60 cm/s. Por su parte, el transporte de volumen calculado para este trabajo, definiendo a la Corriente de Brasil en los primeros 400 m de profundidad, resultó ser de -5.3 ± 0.2 Sv muy similar al encontrado por Evans y Signorini (1985), lo cual hace suponer que el valor es correcto.

De igual manera que Signorini (1978), Miranda y Castro Filho (1981), Evans y Signorini (1985) y Garfield (1990) se encuentra que la profundidad de la Corriente de Brasil no es mayor a 400 m. En la figura 3b se observa que el centro de la Corriente de Brasil no está completo, sugiriendo de esta manera que la demás parte de la Corriente de Brasil debe viajar sobre la plataforma continental, idea corroborada con lo encontrado en la mayoría de los trabajos anteriores, por ejemplo Campos et al. (1995) que encuentra que un fuerte meandro bien definido sobre la plataforma continental quizá sea el responsable de la intrusión de ACAS a la plataforma provocando de esta manera una inestabilidad en las surgencias de esa área.

En la estratificación de masas de agua de la Corriente de Brasil a 24°S se denota la presencia de AT en la superficie, encontrándose en ella el máximo valor de temperatura (28.84°C), seguida del ACAS, que como ya se mencionó, parte de esa agua es transportada a regiones someras. Por debajo del ACAS se observa la intrusión de AIA en la Corriente de Brasil (figura 3b), esto debido a la penetración hacia el norte de

la Corriente de las Malvinas, donde imágenes de satélite (AVHRR del NOAA) denotan la presencia de agua fría correspondiente a dicha corriente aproximadamente hasta los 20°S (Stevenson et al., 1998). Por otro lado, Evans et al. (1983) observan que hay una porción de AIA que viaja junto con la Corriente de Brasil. Esta parte del AIA es el resultado de la incorporación de AIA en el giro subtropical. En este trabajo no se observa este proceso, pues debe ocurrir aproximadamente a los 600 m y sobre los primeros 20 km de distancia de la costa oeste y la figura 3b no cubre esa área. De acuerdo con Müller et al. (1998), se observa a 24°S la presencia de APAN cubriendo toda la parte profunda de esa zona, con un flujo hacia el sur y temperaturas entre los 3 y 3.6°C.

La velocidad máxima (-90 cm/s) y el transporte de Volumen (-12.6±0.9 Sv) de la Corriente de Brasil a los 31°S se incrementa con respecto a lo observado a 24°S (-57.7 cm/s y -5.3 Sv respectivamente). Este incremento se debe a una celda de recirculación presente al sur de los 24°S (Tsuchiya, 1985, Stramma, 1989). Se observa similitud de los valores de velocidad máxima y transporte de volumen con los valores reportados en literatura (tabla I).

A la derecha del centro de la Corriente de Brasil (figura 4b) se encuentra presente un flujo con velocidades del orden de 30 cm/s con dirección Norte, indicando la intrusión de AIA a la Corriente de Brasil. Cabe señalar que las velocidades encontradas de este flujo son mayores que las encontradas a 24°S debido a que esa región está más próxima a la zona de confluencia Brasil-Malvinas, y por tal se ve más influenciada por la Corriente de las Malvinas (Legeckis y Gordon, 1982; Gordon y Greengrove, 1986).

6.2. Secciones oceanográficas.

El Atlántico Sur, debido a la estructura de masas de agua que lo forman, presenta direcciones de flujo diferentes en la superficie que en aguas más profundas. Tal consecuencia puede ser comprendida desde el punto de vista de procedencia de estas aguas.

En la capa superior se encuentran dos masas de agua características del Atlántico Sur, el AT y el ACAS, que cubren los primeros 400-600 m de profundidad, ambas fluyen hacia el sur en la frontera oeste y hacia el norte en la Este. Tal comportamiento indica un giro anticiclónico. Por debajo de esa profundidad se localiza el AIA que fluye hacia el norte a través de toda la cuenca, de tal forma que se incorpora al giro subtropical en la parte Este y recircula hacia el sur por la parte Oeste. Después de los 1500 m de profundidad se encuentra el APAN, masa de agua que fluye hacia el sur en la mayor parte del Atlántico, encontrándose en mayor medida en el límite oeste. Finalmente por debajo de los 4000 m se encuentra el AFA, formada en el Mar de Weddell y con una dirección ecuatorial (Mascarenhas, 1971; Miranda, 1985; Broecker, 1991; Campos et al., 1995, Siedler et al., 1996; Campos et al., 2000; Silveira et al., 2000).

Lo anterior señala el marco general de circulación de esas masas de agua, pues al observar el campo de velocidad se encuentra que no en todos los lugares del Atlántico Sur ocurre esto, debido a que existen procesos de recirculación que provocan que las masas de agua que en general van hacia el sur, fluyan hacia el norte y las que en general van hacia el norte, lo hagan hacia el sur. Un ejemplo claro son las zonas de recirculación de las corrientes de Brasil y de Benguela en donde se observa que hay flujos hacia el norte en los primeros 600 m de profundidad de la frontera oeste, mientras que en la parte este se encontró flujos hacia el sur (Stramma y England en 1999 hicieron un estudio mas detallado).

En ambas secciones oceanográficas (a 24°S y a 31°S) se encontró similitud de la dinámica en la frontera oeste y este, debido a que ambas secciones se encuentran en el centro del giro subtropical y forman parte de dos celdas de recirculación, una en la frontera oeste correspondiente a la zona de la Corriente de Brasil y la otra en la parte este, en la zona de la Corriente de Benguela (Tsuchiya, 1985; Stramma, 1989; Stramma y Peterson, 1989).

Se encontró una diferencia entre la frontera oeste y este de ambas secciones oceanográficas, pues la zona de recirculación de la Corriente de Brasil esta más cercana a las costas de Brasil de lo que esta la zona de recirculación de la Corriente de Benguela a las costas de África. Esto se debe a que la Corriente de Benguela cambia su dirección (de norte a noroeste) aproximadamente a los 30°S y se separa de la costa (Reid, 1989; Stramma y Peterson, 1989).

6.3. Viento.

El esfuerzo de viento en el Atlántico Sur presenta un giro anticiclónico similar al de la circulación superficial del Atlántico Sur, con la diferencia que el viento tiene una estructura más simétrica que las corrientes oceánicas, debido a que en el campo del viento no existen corrientes de límite oeste.

6.4. Transporte de calor.

El motivo principal para llevar a cabo este trabajo fue la gran incertidumbre en los cálculos de flujo meridional de calor en el Atlántico Sur, pues hasta hoy día no se cuenta con métodos precisos que calculen el flujo de calor. Sin embargo, algunos cálculos previos de transporte de calor a lo largo de secciones latitudinales, presentan valores calculados básicamente con modelos climáticos que no incluyen a la Corriente de Brasil.

Los valores de transporte de volumen indican que a 24°S la Corriente de Brasil transporta -5.3 ± 0.2 Sv, mientras que la sección oceanográfica a la misma latitud tiene un transporte geostrofico de volumen de 17.5 ± 0.5 Sv. A 31°S se transportan -12.6 ± 0.08 Sv por parte de la Corriente de Brasil y 17.9 ± 0.1 Sv en la sección hidrográfica. Al comparar los valores correspondientes a 31°S se puede observar que el valor del transporte de la Corriente de Brasil es grande comparado con el valor del transporte en la sección, tomando en cuenta que el área de la Corriente de Brasil es mucho más pequeña que el área de la sección.

Para encontrar el valor del transporte total tanto a 24°S como a 31°S es necesario sumar el valor de cada componente. El hecho que la Corriente de Brasil fluya hacia el sur y que la circulación termohalina lo haga hacia el norte, indica que al valor del transporte de la sección oceanográfica se le debe restar el valor correspondiente al transporte de la Corriente de Brasil en la misma latitud. El transporte total de volumen a 24°S es de 12.2 ± 0.7 Sv y a 31°S de 5.3 ± 0.9 Sv, lo cual indica que el flujo total hacia el norte es de 6 ± 1.6 Sv por lo que el transporte de volumen se incrementa hasta 10 Sv en el ecuador (Roemmich, 1983).

De lo dicho en párrafos anteriores, se observa que la Corriente de Brasil es importante a considerar en el cálculo de transporte de calor, pues si marca una diferencia grande en la circulación. El cálculo del transporte de calor fue descrito en la metodología y los valores obtenidos son 0.34 ± 0.41 PW a 24°S y 0.1 ± 0.2 PW a 31°S. Ambos valores concuerdan con los encontrados por otros autores (tabla II).

A 24°S la Corriente de Brasil presenta un transporte de calor de -0.07 ± 0.17 PW (con dirección sur), por lo que se observa que el transporte de calor es dominado básicamente por la circulación termohalina junto con la forzada por el viento (0.41 ± 0.24 PW con dirección norte) a esa misma latitud. A 31°S la Corriente de Brasil aumenta su transporte de calor a -0.15 ± 0.08 PW (con dirección sur) provocando que el transporte

total de calor de 0.1 ± 0.2 PW sea menor que el encontrado a 24°S (0.34 ± 0.41 PW). Lo ultimo indica que es importante considerar a la Corriente de Brasil en los cálculos de transporte de calor pues se observa que los valores obtenidos en este trabajo son más pequeños que los encontrados en otros trabajos en los cuales no se consideran mediciones directas de la Corriente de Brasil (tabla II). El transporte de calor de la componente termohalina y ageostrófica a 31°S (0.24 ± 0.12 PW con dirección norte) comparado con el de la Corriente de Brasil, a la misma latitud, muestra que la esta corriente no juega un papel secundario en el transporte de calor, contrario a lo encontrado por Fu (1981).

El transporte total de calor entre las dos latitudes es de 0.24 ± 0.61 PW, valor un poco por debajo al rango encontrado por otros autores en la parte central del Atlántico Sur (tabla II). El hecho que sea un poco mas bajo que lo indicado por los estudios previos quiere decir que es importante incluir mediciones directas de la Corriente de Brasil dentro de los cálculos de dicho transporte, pues marca diferencias mayores que si se hace tan solo con datos de modelos numéricos o climáticos, por lo que sí se quiere una mejor representación del transporte de calor, también se debe de hacer una mejor definición de las componentes que lo conforman.

7. Conclusiones.

El transporte de volumen y de calor de la Corriente de Brasil a 24°S es -5.3 ± 0.2 Sv y -0.07 ± 0.17 PW, mientras que a 31°S es -12.6 ± 0.9 Sv y -0.15 ± 0.08 PW respectivamente, indicando el claro aumento de dicha corriente debido a la celda de recirculación encontrada en esa área.

El transporte de calor en la latitud 24°S es de 0.34 ± 0.41 PW, mientras que el transporte de calor a 31°S es de 0.1 ± 0.2 PW, correspondiendo con los valores encontrados por otros autores.

Existe un transporte de calor total entre los 24° y 31°S con dirección norte (0.24 ± 0.61 PW), dominado básicamente por la componente termohalina y ageostrófica a los 24°S, mientras que a 31°S este transporte es dominado por el entre la Corriente de Brasil y las otras componentes.

8. Referencias.

- Banks, H., Ocean heat transport in the South Atlantic in a coupled climate model, 2000, *Journal of Geophysical Research*, 105, 1071-1091.
- Bennett, A. J., 1978, Poleward heat fluxes in Southern Hemisphere oceans, *Journal of Physical Oceanography*, 8, 785-798.
- Boddem, J., y Schlitzer, R. 1995, Interocean exchange and meridional mass and heat fluxes in the South Atlantic, *Journal Geophysical Research*, 100, 15821-1583.
- Broecker, W., 1991, The great ocean conveyor, *Oceanography*, 4, 79-89.
- Bryan, K., 1962, Measurement of meridional heat transport by ocean currents, *Journal of Geophysical Research*, 67, 3408-3414.
- Bunker, A. F., 1988, Surface energy fluxes of the South Atlantic Ocean, *Monthly Weather Review*, 116, 809-823.
- Buscaglia, J. L., 1971, On the circulation of the intermediate water in the South Western Atlantic Ocean, *Journal of Marine Research*, 29, 245-255.
- Campos, E. J. D., Gonçalves, J. E., e Ikeda, Y., 1995, Water mass structure and geophysical circulation in the South Brazil Bight: summer of 1991, *Journal of Geophysical Research*, 100, 18537-18550.
- Campos, E. J. D., Velhote, D., y Da Silveira, I. C. A., 2000, Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders, *Geophysical Research Letters*, 27, 751-754.
- 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-¿?.

- Emery, W.J., y Thompson, R. E., 1998, Data analysis in physical oceanography, *Pergamon Press*, N.Y., USA, 634 pp.
- Emilson, I., 1961, The shelf and coastal waters off Southern Brazil, *Boletín del Instituto de Oceanografía de la Universidad de São Paulo*, 17, 101-112.
- Evans, D. L., Signorini, S. R., y Miranda, L. B., 1983, A note on the transport of the Brazil Current, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1732-1738.
- Evans, D. L., y Signorini, S. R., 1985, Vertical structure of the Brazil Current, *Nature*, 315, 48-50.
- Fu, L-L., 1981, The general circulation and meridional heat transport of the Subtropical South Atlantic determined by inverse method, *Journal of Physical Oceanography*, 11, 1171-1193.
- Garfield, H., 1990, The Brazil Current at subtropical latitudes, Ph.D. Thesis, University of Rhode Island, 122 pp.
- Gordon, A. L., 1986, Interocean exchange of thermocline water, *Journal of Geophysical Research*, 91, 5037-5046.
- Gordon, A. L., Weiss, R. F., Smethie, W. M., y Warner, M. J., 1992, Thermocline and Intermediate Water Communication Between the South Atlantic and Indian Oceans, *Journal of Geophysical Research*, 97, 7223-7240.
- Gordon, A. L., y Greengrove, C. H., 1986, Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland Confluence, *Deep-Sea Research*, 33, 573-585.
- Hall, M. M., y Bryden, H. L., 1982, Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport, *Deep-Sea Research*, 79, 339-359.
- Hart, T. J., y Currie, R. I., 1960, The Benguela Current, *Discovery Reports*, 31, 123-298.
- Heinmiller, R.H., Ebbesmeyer, C.C., Taft, B.A., Olson, D.B., y Nitkin, G.P., 1983, Systematic error in expendable bathythermograph (XBT) profiles, *Deep-Sea Research*, 30, 1185-1197.
- Hellerman, S., Rosenstein, M., 1983, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1093-1104.
- Holfort, J., y Siedel, G., 2001, The meridional oceanic transport of heat and nutrients in the South Atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, 31, 5-29.

- Legeckis, R., y Gordon, A., 1982, Satellite observations of the Brazil and Falkland currents – 1975 to 1976 and 1978, *Deep-Sea Research*, 29, 375-401.
- Lillibridge, J.L., y Rossby, H.T., 1987, Program pegkey: at sea processing of Pegasus data on a HP-85 microcomputer. Technical Report, 87-6, *Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island*, 45 pp.
- Luedemann, E., y Rock, N., 1971, Studies with drift bottles in the region of Cabo Frio, *Fertility in the Sea*, Gordon & Breach, vol. 1, 267-283.
- Lux, M., Mercier, H., y Arhan, M., 2001, Interhemispheric exchanges of mass and heat in the Atlantic Ocean in January-March 1993, *Deep-Sea Research*, 48, 605-638.
- Mascarenhas Jr., A. DS., Miranda, L. B., y Rock, N. J., 1971, A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. *Fertility in the Sea*, Gordon & Breach, vol. 1, 285-308.
- Mascarenhas, Jr, Tiemi, O., Gil, E., y Larios, S., 2001, El esfuerzo del viento, su rotacional y el transporte de Sverdrup en el Atlántico Sur, *Boletín Instituto Español de Oceanografía*, 17, 1-12.
- Matano, R. P., y Philander, G. H., 1995, Heat and mass balances of the South Atlantic Ocean calculated from a numerical model, *Journal of Geophysical Research*, 98, 977-984.
- Miranda, L. B., 1985, Forma de correlação T-S de massa de água das regiões costeiras e oceânica entre Cabo São Tomé (RJ) e Ilha de São Sebastião (SP), Brasil, *Boletim del Instituto de Oceanografía de la Universidad de São Paulo*, 33, 105-119.
- Miranda, L. B., y Castro Filho, B. M., 1981, Geostrophic flow conditions of the Brazil Current at 19°S, *Ciencia Interamericana*, 22, 44-48.
- Müller, T. J., Ikeda, Y., Zangenberg, N., y Nonato, L. V., 1998, Direct measurements of the western boundary currents between 20°S and 28°S, *Journal of Geophysical Research*, 103, 5429-2437.
- Peterson, R. G., y Stramma, L., 1991, Upper lever circulation in the South Atlantic Ocean, *Progress in Oceanography*, 26, 1-73.
- Pond, S., y Pickard, G.L., 1978, *Introductory Dynamic Oceanography*, Pergamon Press, New York, 241 pp.

- Reid, J. L., Nowlin, W. D., y Patzert, W. P., 1977, On the characteristics and circulation of the Southwestern Atlantic Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 7, 62-91.
- Reid, J. L., 1989, On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports, *Progress in Oceanography*, 23, 149-244.
- Roemmich, D., 1983, The balance of geostrophic and Ekman transport in the Tropical Atlantic Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1534-1539.
- Roemmich, E., Gilson, J., y Cornuelle, B., 2001, Mean and time-varying meridional transport of heat at the tropical/Subtropical boundary of the North Pacific Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 106, 8957-8970.
- Siedler, G., Müller, T. J., Onken, R., Arhan, M., Mercier, King, B. A., y Saunders, P. M., 1996, The zonal WOCE sections in the South Atlantic, in *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, editado por Wefer et al., *Springer-Verlag*, New York, 83-104.
- Schlitzer, R., 1996, Mass and heat transport in the South Atlantic derived from historical data, *The South Atlantic: Present and Past circulation*, editado por Wefer et al., *Springer-Verlag*, New York, 305-323.
- Shannon, L. V., Lutjeharms, J. R. E., y Agenbag, J. J., 1989, Episodic input of subantarctic water into the Benguela region, *Suid-Afrikaanse Tydskrif vir Wetenskap*, 85, 317-322.
- Signorini, S. R., 1978, On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between São Tomé and Guanabara Bay, *Deep-Sea Research*, 25, 481-490.
- Signorini, S. R., Miranda, L. B., Evans, D. L., Stevenson, M. R., e Inestroza V., H. M., 1989, Corrente do Brasil: Estrucura térmica entre 19 e 25°S e circulação geostrofica, *Bolm Ints. Oceanogr*, 37, 33-49.
- Silveira, I. C. A., Schmidh, A. C. K., Campos, E., Godoy, S. S., e Ikeda, Y., 2000, A Corrente do Brasil ao largo da costa brasileira, *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48, 171-183.
- Spain, P.F., Drosou, D.L., y Rossby, H.T., 1981, PEGASUS: a simple, acoustically tracked velocity profiler, *Deep-Sea Research*, 28(12A), 1553-1567.

- Speer, R., Holfort, J., Reynald, T., y Siedler, G., 1996, South Atlantic heat transport at 11°S, *The South Atlantic: Present and Past circulation*, editado por Wefer et al., *Springer-Verlag*, New York, 105-120.
- Stevenson, M. R., Dias-Brito, D., Stech, J. L., y Kampel, M., 1998, How do cold water biota arrive in a tropical bay near Rio de Janeiro, Brazil?, *Continental Shelf Research*, 18,1595-1612.
- Stommel, H., A., 1965, *The Gulf Stream: A physical and dynamical description*, Berkeley, *University of California Press*, 248 pp.
- Stramma, L., 1989, The Brazil Current transport south of 23°S, *Deep-Sea Research*, 36, 639-646.
- Stramma, L., 1991, Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic, *Journal of Marine Research*, 49, 281-294.
- Stramma, L., y Peterson, R. G., 1989, Geostrophic transport in the Benguela Current region, *Journal of Physical Oceanography*, 19, 1440-1448.
- Stramma, L., y Peterson, R. G., 1990, The South Atlantic Current, *Journal of Physical Oceanography*, 20, 846-859.
- Stramma, L., y England, M., 1999, On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 104, 20863-20883.
- Sverdrup, H.V., Johnson, M.W., y Fleming, R.H., 1942, *The oceans: their physics, chemistry and general biology*, *Prentice-Hall Inc.*, Engelwood cliffs, 1087 pp.
- Taft, B.A., 1963, Distribution of salinity and dissolved oxygen of surfaces of uniform potential specific volume in the South Atlantic, South Pacific and Indian Oceans, *Journal of Marine Research*, 21, 129-146.
- Tomczak, R.G., y Godfrey, J.S., 1994, *Regional oceanography: an introduction*, *Pergamon Press*, Great Britain, 422 pp.
- Tsuchiya, M., 1985, Evidence of a double-cell Subtropical gyre in the South Atlantic ocean, *Journal of Marine Research*, 43, 57-65.
- Warren, B.A., 1981, The deep circulation of the world ocean, in *Evolution of Physical Oceanography*, *MIT Press*, Cambridge, 6-41.

Hasta el final

Pensamientos irracionales
es todo lo que queda al final.

Sentimientos encontrados
que se han logrado apaciguar.

Comportamiento ajeno
a aquello que se piensa es normal.

Y después de un naufragio
hoy se ha ganado un poco de paz.