

## Brazil-Malvinas Confluence upper ocean temperature anomalies induced by an ENSO wind forcing

### Anomalías de temperatura en la capa superior del océano en la Confluencia Brasil-Malvinas inducidas por el esfuerzo del viento de un evento ENOS

LPF Assad<sup>1</sup>, AR Torres Jr<sup>2</sup>, RN Candella<sup>3</sup>, AS Mascarenhas Jr<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Centro de Tecnologia - Bloco I - sala 214, Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia, Av. Athos da Silveira Ramos 149, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, 21941-909, Brazil. E-mail: [luizpaulo@lamma.ufrj.br](mailto:luizpaulo@lamma.ufrj.br)

<sup>2</sup> Universidade Federal do Rio de Janeiro, CCMN, Instituto de Geociências, Departamento de Meteorologia, Laboratório de Modelagem de Processos Marinhos e Atmosféricos, Av. Brigadeiro Trompowsky s/n, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, 21949-900, Brazil.

<sup>3</sup> Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira, Divisão de Oceanografia Física, Rua Kioto 253, Arraial do Cabo, Rio de Janeiro, 28930-000, Brazil.

<sup>4</sup> Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Km 106, Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, Baja California, 22860, Mexico.

**ABSTRACT.** The Brazil-Malvinas Confluence (BMC) region constitutes one of the most important ocean features in the South Atlantic Ocean basin. Understanding the BMC upper ocean temperature variability could represent one of the key factors to understanding its connection to local and global ocean circulation. Some important local and remote ocean processes are related to the annual and interannual variability of its thermal/salt front position. This paper investigates the upper ocean variability in the BMC region under the influence of an El Niño/Southern Oscillation-type wind stress field using an oceanic general circulation model (Modular Ocean Model version 4.0). The results revealed the occurrence of positive anomalies, with values ranging from 0.5°C to 1.0°C (centered at 40.5°S and 55.0°W), near the BMC region associated with upper ocean velocity anomalies during the peak of the ocean kinetic energy phase. This mechanism was a response of a volume transport balance between the Brazil Current (BC) and the Malvinas Current (MC), the latter being accelerated by the Antarctic Circumpolar Current (ACC). The occurrence of positive anomalies was always associated with an enhanced BC meridional surface volume transport, together with a decrease of the ACC zonal volume transport, vertically integrated across the Drake Passage, and a correspondent decrease in the upper layer MC volume transport. It was possible to see negative upper layer temperature anomaly predominance just before the peak ocean kinetic energy month and positive anomaly predominance immediately following this month. The occurrence of upper layer temperature anomalies in the BMC region was not restricted to just the peak ocean kinetic energy month since they occurred throughout the perturbed experiment integration time.

*Key words:* general circulation model, Brazil-Malvinas Confluence, Brazil Current, Malvinas Current, El Niño/Southern Oscillation.

**RESUMEN.** La región de la Confluencia Brasil-Malvinas (CBM) constituye uno de los rasgos más importantes de la cuenca del Océano Atlántico Sur. El conocimiento de la variabilidad de la temperatura de la capa superior del océano puede representar uno de los factores clave para entender su conexión con la circulación oceánica local y global. Algunos procesos oceánicos importantes, locales y remotos, están relacionados con la variabilidad anual e interanual de la posición del frente térmico y salino. Este trabajo estudia la variabilidad en la capa superior del océano en la región de la CBM bajo la influencia de un campo de esfuerzo de viento simulando un evento de El Niño/Oscilación del Sur mediante un modelo de circulación general oceánica (Modular Ocean Model versión 4.0). Los resultados mostraron la ocurrencia de anomalías positivas, con valores oscilando entre 0.5°C y 1.0°C (centrados en 40.5°S y 55.0°W) cerca de la región de la CBM, asociadas con las anomalías de la velocidad del océano superior durante el pico de la fase de energía cinética oceánica. Este mecanismo fue una respuesta del balance entre el transporte de volumen de la Corriente de Brasil (CB) y de la Corriente de las Malvinas (CM), siendo la última acelerada por la Corriente Circumpolar Antártica (CCA). La ocurrencia de anomalías positivas se asoció con un mayor transporte meridional superficial de volumen de la CB junto con una disminución del transporte zonal de volumen de la CCA, integrada verticalmente a través del Pasaje de Drake, y el correspondiente decremento en el transporte de volumen de la CM. Se observó una predominancia de anomalías negativas de temperatura en la capa superior justo antes del mes que presentó el pico de energía cinética oceánica y una predominancia de anomalías positivas inmediatamente después de ese mes. La ocurrencia de anomalías de temperatura en la capa superior del océano en la región de la CBM no se restringió al mes que presentó el pico de energía cinética ya que se observaron a lo largo del tiempo de integración del experimento de perturbación.

*Palabras clave:* modelo de circulación general, Confluencia Brasil-Malvinas, Corriente de Brasil, Corriente de las Malvinas, El Niño/Oscilación del Sur.

## INTRODUCTION

The Brazil-Malvinas Confluence (BMC) region constitutes one of the most important features of the South Atlantic Ocean basin. This region is marked by a strong front formed by the warm and saline waters transported by the Brazil Current (BC) and the cold and less saline waters transported by the Malvinas Current (MC). Understanding the BMC upper ocean temperature variability could represent one of the key factors to understanding its connection to local and global ocean surface circulation.

Some important local and remote ocean processes are related to the annual and interannual variability of the thermal front position. The position of the BMC region oscillates during the year, moving to the north during the austral winter and to the south during the austral summer (Pickard and Emery 1990). Olson *et al.* (1988), using sea surface temperature satellite and drifter trajectory data, suggested that the possible sources of variability in the BMC region were Antarctic Circumpolar Current (ACC) transport variations and South Atlantic wind stress variability. In the annual cycle, the frontal motions are related to fluctuations in the baroclinic transport of the BC and are only influenced by the MC when the BC transport is very small (Goni and Wainer 2001). Even though El Niño/Southern Oscillation (ENSO) events are characterized by strong anomalies, not only in the wind stress field but also in the ocean-atmosphere heat transfer, cloud cover, and other processes, the unique imposition of wind stress anomalies over the sea surface is able to produce temperature and ocean transport anomalies, mainly in the surface layers of the ocean. Matano (1993), using a regional numerical ocean model, observed that the BC and BMC positioning are governed by the local wind stress curl when the MC transport is weak. This author also recommended the use of global ocean models to improve the representation of the ACC flow and consequently enhance the forecast skill in the BMC region. Gan *et al.* (1998), analyzing the results of a regional ocean model applied to the South Atlantic basin, demonstrated that the BMC seasonal variability is mainly influenced by the ACC seasonal variability. Vivier and Provost (1999) analyzed current meter data from the MC and observed local and remote sources of seasonal variability. The local one was associated with the wind stress curl around 40°S that modulated annually the excursions of the BMC front that influenced the MC retroflexion, but contributed little to the variations of its transport. The remote mode was associated with increased ACC transports that trailed negative wind stress curl anomalies at Drake Passage. Lentini *et al.* (2001) studied sea surface temperature variability in the southwestern Atlantic region. The authors observed southward and northward advection of cold anomalies ( $\pm 1^\circ\text{C}$ ) during and immediately after ENSO events, and noted that the larger amplitudes of these anomalies were situated at La Plata River and Patos Lagoon offshore regions. Torres Jr (2005), using an atmospheric general circulation model

## INTRODUCCIÓN

La región de la Confluencia Brasil-Malvinas (CBM) constituye uno de los rasgos más importantes de la cuenca del Océano Atlántico Sur. Esta región se caracteriza por un frente formado por las aguas cálidas y salinas transportadas por la Corriente de Brasil (CB) y las aguas frías y menos salinas transportadas por la Corriente de las Malvinas (CM). El conocimiento de la variabilidad de la temperatura en la capa superior del océano en la CBM podría representar uno de los factores clave para entender su conexión con la circulación oceánica local y global.

Algunos procesos oceánicos, locales y remotos, están relacionados con la variabilidad anual e interanual de la posición del frente térmico. La posición de la CBM varía durante el año, moviéndose hacia el norte durante el invierno austral y hacia el sur durante el verano austral (Pickard y Emery 1990). Olson *et al.* (1988) sugirieron, mediante datos satelitales de la temperatura superficial del mar y de trayectorias de objetos a la deriva, que las posibles fuentes de variabilidad en la región de la CBM eran variaciones en el transporte de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) y variabilidad en el esfuerzo del viento en el Atlántico Sur. Durante el ciclo anual, los movimientos del frente se relacionan con las fluctuaciones en el transporte baroclinico de la CB y sólo resultan afectados por la CM cuando el transporte de la CB es mínimo (Goni y Wainer 2001). Aunque los eventos de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) se caracterizan por anomalías fuertes, no sólo en el campo de esfuerzo de viento sino también en la transferencia de calor entre el océano y la atmósfera, la cobertura de nubes y otros procesos, la imposición única de las anomalías del esfuerzo del viento sobre la superficie del mar puede producir anomalías en la temperatura y el transporte oceánico, principalmente en las capas superficiales. Matano (1993) empleó un modelo numérico oceánico regional y observó que las posiciones de la CB y de la CBM se rigen por el esfuerzo del viento cuando el transporte de la CM es débil. Este autor también recomendó el uso de modelos oceánicos globales para mejorar la representación del flujo de la CCA y consecuentemente mejorar la habilidad de predicción en la región de la CBM. Gan *et al.* (1998) aplicaron un modelo oceánico regional a la cuenca del Atlántico Sur y demostraron que la variabilidad estacional de la CBM es influenciada principalmente por la variabilidad estacional de la CCA. Vivier y Provost (1999) analizaron datos de un medidor de corrientes de la CM y registraron fuentes locales y remotas de la variabilidad estacional. La fuente local se asoció con el esfuerzo del viento alrededor de 40°S que anualmente modulaba las excusiones del frente de la CBM afectando la retroflexión de la CM, pero que contribuyó poco a las variaciones en su transporte. La fuente remota se asoció con un incremento en el transporte de la CCA que resultó en anomalías negativas del esfuerzo del viento en el Pasaje de Drake. Lentini *et al.* (2001) estudiaron la variabilidad en la temperatura superficial del mar en

(AGCM) and an oceanic general circulation model (OGCM), demonstrated that, on seasonal and interannual scales, the South Atlantic Subtropical High (SASH) responded to the occurrence of sea surface anomalies in the Equatorial Pacific. He also observed changes in Hadley and Walker circulations that influenced the SASH behavior and consequently the increase of BC and MC transports. Candella (2007) used a global ocean model to simulate the influence of increased volume transport of the ACC through Drake Passage in the BMC region, and observed a  $0.5^\circ$  (latitude) northward shift of the front and the occurrence of negative anomalies ( $\leq 1.6^\circ\text{C}$ ) associated with the intensification of the MC flow.

This paper investigates the upper ocean temperature variability in the BMC region under the influence of an ENSO-type wind stress field and its related oceanic and atmospheric mechanisms using an OGCM (Modular Ocean Model version 4.0). The analyses were restricted to one specific temperature anomaly event, even though temperature anomalies in the BMC region were observed during the whole modeled event. A brief description of the model and some characteristics of the integration domain are given in the methodology section, the two subsections describing two numerical experiment methodologies: the climate and perturbed experiments. Results and time series analyses of dynamic and thermodynamic prognostic transports are presented and discussed.

## METHODOLOGY

The methodology of this work consists basically of the application of an OGCM as a tool to investigate the interannual upper ocean thermal variability under the influence of an ENSO-type wind stress. The model used boundary and initial dynamic and thermodynamic fields from different climatological data sets that will be further described.

The model used was the Modular Ocean Model version 4.0 (MOM 4.0) developed by the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL). This model is used by the scientific community for global climate research as well as in forecasts. A complete description of this model can be viewed in Pacanowsky and Griffies (1999). The execution of the numerical experiments was conducted using an SGI Altix 350.

The world ocean was represented by a discrete integration domain with horizontal resolution of  $1^\circ$  longitude  $\times$   $1^\circ$  latitude but with  $1/3^\circ$  latitudinal resolution within the  $10^\circ\text{N}$ – $10^\circ\text{S}$  equatorial band. The horizontal grid was composed of 360 longitudinal points and 200 latitudinal points. The  $z$  coordinate vertical layers varied in thickness to accommodate more resolution near the surface of the ocean. Fifty vertical levels were set with 22 levels in the first 220 m. Regions with depths less than 40 m were not included in the model calculations. The thickness of each level varied from 10 m to a maximum of 366.6 m near the sea bottom at 5500 m.

la región suroeste del Atlántico. Los autores observaron advección hacia el sur y el norte de anomalías frías ( $\pm 1^\circ\text{C}$ ) durante e inmediatamente después de eventos de ENOS, e indicaron que las amplitudes más grandes de estas anomalías se localizaban en las regiones mar adentro de la Laguna de los Patos y el Río de La Plata. Torres Jr (2005), mediante un modelo de circulación general atmosférica (MCGA) y un modelo de circulación general oceánica (MCGO), mostró que, a escalas estacionales e interanuales, la alta presión subtropical del Atlántico Sur respondió a la presencia de anomalías en la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial; asimismo, observó cambios en las circulaciones de Hadley y Walker que afectaron el comportamiento de la alta presión subtropical del Atlántico Sur y consecuentemente el incremento de los transportes de la CB y la CM. Candella (2007) utilizó un modelo oceánico global para simular la influencia de un mayor transporte de volumen de la CCA a través del Pasaje de Drake en la región de la CBM y observó un movimiento del frente hacia el norte de  $0.5^\circ$  (latitud) y la presencia de anomalías negativas ( $\leq 1.6^\circ\text{C}$ ) asociadas con la intensificación del flujo de la CM.

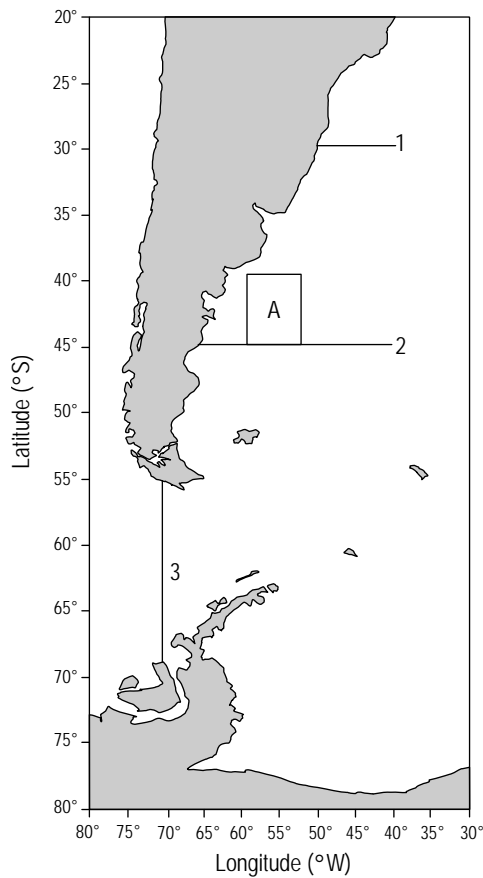
En este trabajo se analiza la variabilidad de la temperatura en la capa superior del océano en la región de la CBM bajo la influencia de un campo de esfuerzo de viento de un evento de ENOS y los mecanismos oceánicos y atmosféricos relacionados usando un MCGO (Modelo Oceánico Modular versión 4.0). Los análisis se restringieron a un evento anómalo de temperatura específico, a pesar de que se observaron anomalías de temperatura en la región de la CBM durante todo el evento modelado. En la sección de metodología se proporcionan una descripción breve del modelo y algunas características del dominio de la integración, y en las dos subsecciones se describen las dos metodologías numéricas: el experimento climático y el de perturbación. Se presentan y discuten los resultados y los análisis de las series de tiempo del pronóstico de los transportes termodinámicos y dinámicos.

## METODOLOGÍA

La metodología de este trabajo consiste básicamente en la aplicación de un MCGO como herramienta para investigar la variabilidad interanual de temperatura en la capa superior del océano bajo la influencia del esfuerzo del viento de un evento de ENOS. El modelo utilizó campos de frontera, y campos dinámicos y termodinámicos iniciales de diferentes series de datos climatológicos que se describirán más adelante.

El modelo empleado fue el Modelo Oceánico Modular versión 4.0 (MOM 4.0) desarrollado por el Laboratorio Geofísico de Dinámica de Fluidos (GFDL por sus siglas en inglés). Este modelo es utilizado por la comunidad científica para la investigación del clima mundial y para realizar predicciones. Ver Pacanowsky y Griffies (1999) para una descripción completa de este modelo. La ejecución de los experimentos numéricos se realizó con un SGI Altix 350.

To analyze the ocean variability in the BMC, dynamic and thermodynamic property fields were estimated. These estimates were obtained through the analysis of only two different experiments: a climate and a perturbed (ENSO-type wind stress) experiment. Anomalies were then estimated as differences between the perturbed and the climate experiments. These fields were analyzed in the upper layer (<100 m) for vertical zonal sections situated north and south of the BMC region at parallels 30°S (section 1) and 45°S (section 2) (fig. 1). A meridional section (section 3) situated at Drake Passage (70°W) was also analyzed. The locations of the three sections were justified by the well-defined current flow in these regions and also by the presence of observed data and transport estimates found in the literature. An analysis was also conducted for the rectangle defined by latitudes 40°S–45°S and longitudes 57°W–52°W (rectangle A, fig. 1).



**Figure 1.** Position of all the monitored sections and regions. Line 1 represents the 30°S zonal section, line 2 the 45°S zonal section, and line 3 the 70°W meridional section. Rectangle A represents the anomaly monitored region.

**Figura 1.** Posición de todas las secciones y regiones monitoreadas. La línea 1 representa la sección zonal a 30°S, la línea 2 la sección zonal a 45°S y la línea 3 la sección meridional a 70°W. El rectángulo A representa la región de anomalía monitoreada.

El océano global se representó por un dominio discreto de integración con una resolución horizontal de 1° de longitud × 1° de latitud pero con una resolución latitudinal de 1/3° dentro de la banda ecuatorial de 10°N–10°S. La rejilla horizontal se compuso de 360 puntos longitudinales y 200 puntos latitudinales. Las capas verticales de la coordenada *z* variaron en grosor para acomodar mayor resolución cerca de la superficie del mar. Hubo 50 niveles verticales con 22 niveles en los primeros 220 m. No se incluyeron las regiones con profundidades menores que 40 m en los cálculos del modelo. El grosor de cada nivel varió de 10 m a un máximo de 366.6 m cerca del fondo del mar a 5500 m.

Para analizar la variabilidad del océano en la CBM, se estimaron campos dinámicos y termodinámicos. Estas estimaciones se obtuvieron mediante el análisis de sólo dos experimentos diferentes: un experimento climático y uno de perturbación (esfuerzo del viento simulado de un evento de ENOS). Las anomalías se estimaron como las diferencias entre los dos experimentos. Estos campos se analizaron en la capa superior (<100 m) para secciones verticales zonales situadas al norte y al sur de la región de la CBM en los paralelos 30°S (sección 1) y 45°S (sección 2) (fig. 1). También se analizó una sección meridional (sección 3) situada en el Pasaje de Drake (70°W). Las ubicaciones de las tres secciones fueron justificadas por el flujo bien definido de la corriente en estas regiones, así como por la presencia de datos observados y de estimaciones de transporte disponibles en la literatura. También se realizó un análisis del rectángulo definido por las latitudes 40°S–45°S y las longitudes 57°W–52°W (rectángulo A, fig. 1).

### Experimento climático

Después de plantear la construcción de la rejilla numérica y los parámetros de configuración del modelo, se aplicaron las condiciones iniciales y de frontera, necesarias para poder ejecutar el experimento. Se impusieron condiciones de frontera cíclicas al modelo hasta obtener el estado “climático” deseado (Assad *et al.* 2009). Los datos usados como condiciones de frontera de la superficie del mar fueron tomados de la base de datos climatológicos del Ocean Model Intercomparison Project (OMIP) (Röeske 2001). Esta serie de datos se produjo para generar condiciones de frontera robustas para utilizarse en modelos numéricos oceánicos. Las variables empleadas para forzar el modelo fueron las componentes zonales y meridionales del esfuerzo del viento, la radiación de onda corta y de onda larga neta, el flujo de calor sensible, el flujo de humedad específica, y la precipitación congelada y líquida. El producto del OMIP consistió de medias diarias de un ciclo anual excepto en el caso de los datos de la humedad específica y del flujo de calor sensible, los cuales fueron representados por medias mensuales de un ciclo anual. Otra variable importante empleada como condición de frontera en el modelo fue el escurrimiento fluvial al océano.

## Climate experiment

Once the numerical grid construction and the configuration parameters of the model were posed, the initial and boundary conditions, necessary to execute the experiment, were applied. Cyclic boundary conditions were imposed to the model until it reached the desired “climate” state (Assad *et al.* 2009). The data used as sea surface boundary conditions were taken from the climatologic data set of the Ocean Model Intercomparison Project (OMIP) (Roeske 2001). This data set was produced to generate robust boundary conditions to be used by oceanic numerical models. The variables used to force the model were the meridional and zonal wind stress components, shortwave and net longwave radiation, sensible heat flux, specific humidity flux, and frozen and liquid precipitation. The OMIP product consisted of daily means of an annual cycle except for the specific humidity and sensible heat flux data, which were represented by the monthly means of an annual cycle. Another important variable used as boundary forcing of the model was the river runoff to the oceans.

The experiment used, as its initial condition, the ocean data obtained from the Ocean Data Assimilation for Seasonal-to-Interannual Prediction (ODASI) experiment conducted by GFDL. The ODASI experiment also used the MOM 4.0 code and generated 40 years of monthly average ocean data between 1963 and 2003, produced by the application of an assimilation ocean data system during the model integration (Sun *et al.* 2007). The assimilation was conducted only between the years 1993 and 2001. The choice of ODASI data was justified by their reproduction of the most important features of an ocean in thermodynamic and dynamic equilibrium and in a state of “ocean climate”. The data set from January 1985 was chosen due to the absence of strong climate anomalies such as ENSO events. This choice was done to eliminate any ENSO-related signal from the climate experiment results.

## Perturbed experiment

The second experiment used as initial conditions the September monthly mean dynamic and thermodynamic fields generated by the climate experiment but with anomalous wind stress boundary conditions. These anomalous boundary conditions were represented by monthly mean global wind stress fields generated by an AGCM experiment (Torres Jr 2005). The AGCM was executed for three years and used boundary conditions based on the 1982–1983 ENSO event. The ocean model was executed for 36 months. The analysis of these results was focused on the second integration year and specifically on the 23rd month of the OGCM integration. This month represents the global ocean kinetic energy peak. It is important to emphasize that dynamic and thermodynamic anomalies were observed before and after the kinetic

El experimento utilizó, como condición inicial, los datos oceánicos obtenidos del proyecto Ocean Data Assimilation for Seasonal-to-Interannual Prediction (ODASI) realizado por el GFDL. Tal proyecto utilizó el código de MOM 4.0 y generó 40 años de datos medios mensuales del océano entre 1963 y 2003, producidos mediante la aplicación de un sistema de asimilación de datos oceánicos durante la integración del modelo (Sun *et al.* 2007). La asimilación solamente se realizó entre 1993 y 2001. La elección de los datos de ODASI se justificó por su reproducción de las características más importantes de un océano en equilibrio termodinámico y dinámico, y en estado de “clima oceánico”. Se seleccionó la serie de datos de enero de 1985 debido a la ausencia de fuertes anomalías climáticas tales como los eventos de ENOS. Tal selección se realizó para eliminar cualquier señal asociada con un evento de ENOS de los resultados del experimento climático.

## Experimento de perturbación

Como condiciones iniciales del segundo experimento, se utilizaron los campos medios mensuales dinámicos y termodinámicos de septiembre generados por el experimento climático pero con condiciones de frontera anómalas del esfuerzo del viento. Estas condiciones de frontera anómalas fueron representadas por las medias mensuales de los campos globales del esfuerzo del viento generados por un experimento usando un MCGA (Torres Jr 2005). El MCGA se ejecutó por tres años y utilizó condiciones de frontera basados en el evento de ENOS de 1982–1983. El modelo oceánico se ejecutó por 36 meses. El análisis de estos resultados se enfocó en el segundo año de integración y específicamente en el vigésimo tercer mes de la integración del MCGO. Este mes representa el pico de energía cinética del océano. Es importante enfatizar que se observaron anomalías dinámicas y termodinámicas antes y después del pico de energía cinética. La figura 2 presenta la serie de tiempo de la energía cinética oceánica global integrada y del trabajo integrado global realizado por el viento. El análisis de esta figura muestra el comportamiento transitorio de este experimento, donde la curva de la energía cinética oceánica global sigue la curva del trabajo integrado global realizado por el viento con un retraso de tiempo pequeño.

## RESULTADOS

### Experimento climático

Los principales rasgos oceánicos relacionados con los flujos en la cuenca del Atlántico Sur asociados con la dinámica y termodinámica de la región de la CBM fueron representados por el modelo. El modelo también reprodujo exitosamente aspectos estacionales importantes de la circulación del Atlántico Sur. Se obtuvieron un incremento en el volumen de la CB transportado durante los meses del verano

energy peak. Figure 2 presents the time series plot of global ocean integrated kinetic energy and the global integrated work done by the wind. The analysis of this figure reveals the transient behavior of this experiment where the global ocean kinetic energy curve follows the global integrated work done by the wind curve with a small time lag.

## RESULTS

### Climate experiment

The main ocean features related to the flows in the South Atlantic basin associated with the dynamics and thermodynamics of the BMC region were represented by the model. The model was also successful in reproducing important seasonal aspects of the South Atlantic basin circulation. An increase in BC volume transport during the austral summer months and a decrease of this property during the austral winter months were obtained. This upper layer behavior is a response of the strengthening of the low level atmospheric circulation associated with the atmospheric anticyclonic subtropical gyre. This atmospheric feature approaches the South American coast and strengthens during the austral summer when the east and northeast winds prevail between latitudes 15°S and 35°S. During the austral winter, below 25°S, the west and southwest winds prevail nearer the coast (Castro and Miranda 1998). An annual average value of  $-3.619$  Sv was found for the 100-m vertically integrated meridional volume transport.

The vertically integrated zonal volume transport across the Drake Passage (70°W, 70°S–50°S) during the seven years of integration had a mean value of  $143.1 \pm 11.1$  Sv. An increase in the volume transport between October and May

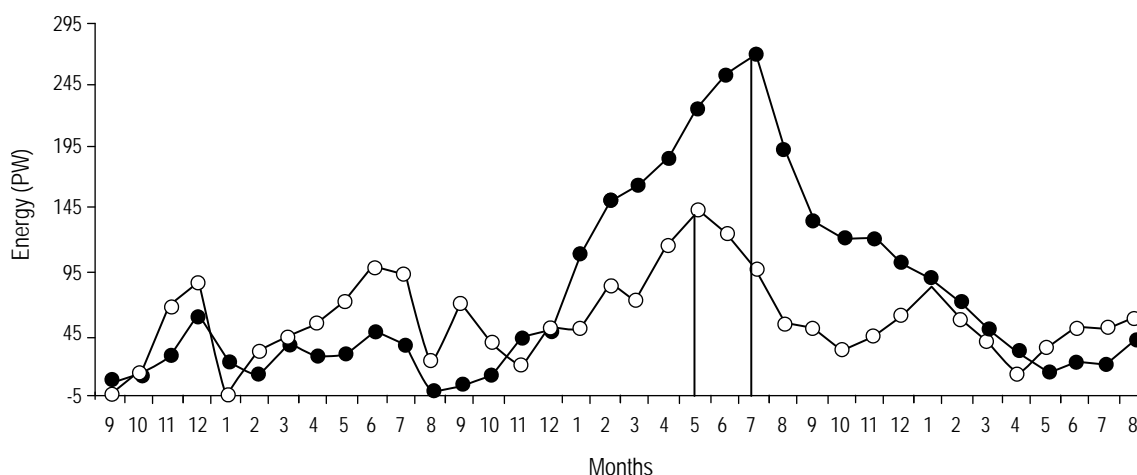
austral y un decremento de esta propiedad durante los meses del invierno austral. Este comportamiento de la capa superior es una respuesta al aumento en la circulación atmosférica a nivel bajo asociada con el giro anticiclónico subtropical atmosférico. Este rasgo atmosférico se acerca a la costa sudamericana y se intensifica durante el verano austral cuando los vientos del este y noreste prevalecen entre las latitudes 15°S y 35°S; durante el invierno austral, por debajo de 25°S, los vientos del oeste y suroeste prevalecen cerca de la costa (Castro y Miranda 1998). Se registró un valor medio anual de  $-3.619$  Sv para el transporte meridional de volumen integrado verticalmente para los primeros 100 m.

El valor medio del transporte zonal de volumen integrado verticalmente a través del Pasaje de Drake (70°W, 70°S–50°S) durante los siete años de la integración fue de  $143.1 \pm 11.1$  Sv. Se observó un aumento en el transporte de volumen entre octubre y mayo. Cunningham *et al.* (2003) revisaron una serie de artículos del International Southern Ocean Studies Program y estimaron un transporte absoluto medio anual de  $134 \pm 11.2$  Sv.

### Experimento de perturbación

En la capa superior del Océano Atlántico Sur se presentan anomalías de temperatura durante los eventos de El Niño y La Niña, lo que sugiere una relación con ENOS como posible forzador (Colberg *et al.* 2004). Venegas *et al.* (1996) mencionan un desplazamiento de norte a sur del anticiclón atmosférico subtropical, indicando modificaciones al giro debido a ENOS.

El campo de esfuerzo de viento perturbado que se utilizó para forzar el modelo oceánico presentó cambios importantes relacionados con la circulación atmosférica a bajo nivel en la



**Figure 2.** Global ocean integrated kinetic energy time series plot (line with ●) and global ocean surface integrated work done by the wind (line with o) for the three perturbed experiment years. The wind values were multiplied by a  $10^3$  factor for comparative analysis (month 1 = January, ..., month 12 = December).

**Figura 2.** Serie de tiempo de la energía cinética oceánica integrada (línea con ●) y el trabajo integrado en todo el volumen oceánico global realizado por el viento (línea con o) para los tres años del experimento de perturbación. Los valores del viento se multiplicaron por un factor de  $10^3$  para un análisis comparativo (mes 1 = enero, ..., mes 12 = diciembre).

was observed. Cunningham *et al.* (2003), reviewing a series of papers from the International Southern Ocean Studies Program, estimated an average year-long absolute transport of  $134 \pm 11.2$  Sv.

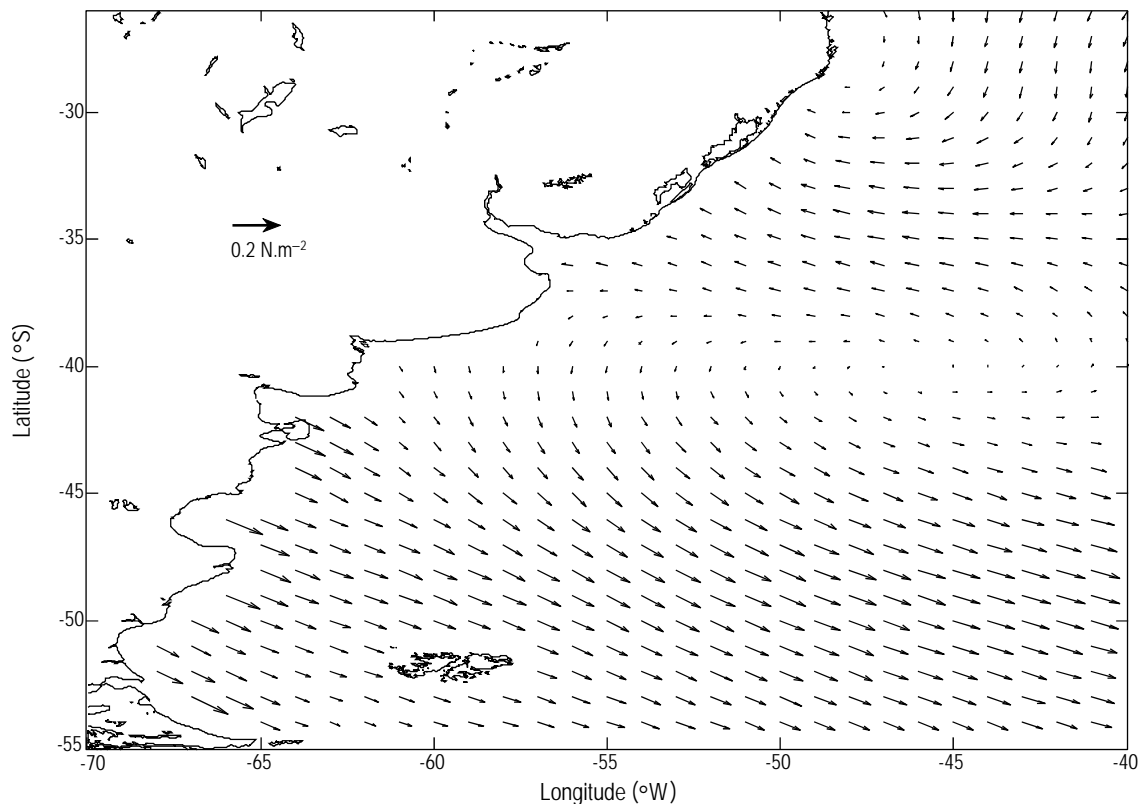
### Perturbed experiment

Some South Atlantic Ocean upper temperature anomalies occur during El Niño and La Niña events, implying a relationship with ENSO as a possible forcing (Colberg *et al.* 2004). Venegas *et al.* (1996) suggested a north-south displacement of the subtropical atmospheric anticyclone, implying gyre modifications due to ENSO.

The perturbed wind stress field used to force the ocean model showed important changes related to the low level atmospheric circulation in the South Atlantic basin; e.g., the strengthening of the anticyclone subtropical gyre and the eastward jet between 40°S and 55°S. Figure 3 shows the monthly mean wind stress difference vector space field for the peak of ocean kinetic energy. This intensification caused a strengthening of the surface volume transport associated with the BC flow in the southwestern Atlantic region (fig. 4). This was seen not only in the surface layer but also in the subsurface layers of the ocean. Figure 5 shows low negative meridional velocity anomaly values near the coast and also in

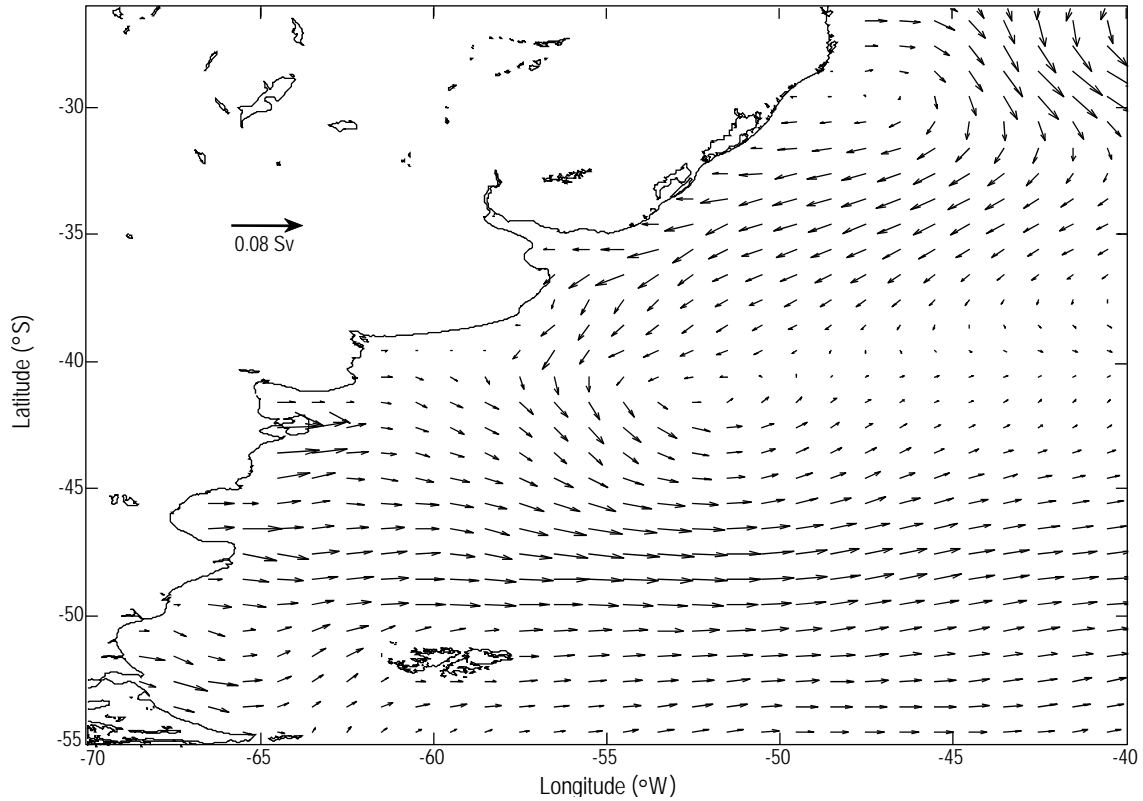
cuenca del Atlántico Sur; e.g., la intensificación del giro subtropical anticiclónico y la corriente de aire con dirección hacia el este entre 40°S y 55°S. La figura 3 muestra el campo espacial vectorial de la diferencia media del esfuerzo del viento para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica. Esta intensificación produjo un aumento en el transporte superficial de volumen asociado con el flujo de la CB en la región suroeste del Atlántico (fig. 4). Esto no sólo se observó en la capa superficial sino también en las capas subsuperficiales del océano. La figura 5 muestra valores bajos de las anomalías negativas de la velocidad meridional cerca de la costa y en las regiones mar adentro durante el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica. En la figura 5 también se presenta la distribución zonal del transporte meridional de volumen integrado verticalmente para los primeros 100 m. Esta distribución muestra un mayor transporte meridional de volumen hacia el sur asociado con el flujo de la CB.

La figura 6 muestra las distribuciones zonales verticales de las anomalías de temperatura y salinidad a 30°S para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica. En esta figura, cerca de la costa, se observan anomalías positivas de temperatura ( $0.0^\circ\text{C} < AT < 0.2^\circ\text{C}$ ) y salinidad ( $0.01 < AS < 0.04$ ) en la capa superior de 100 m y especialmente en los primeros 50 m. Este hecho probablemente esté asociado con



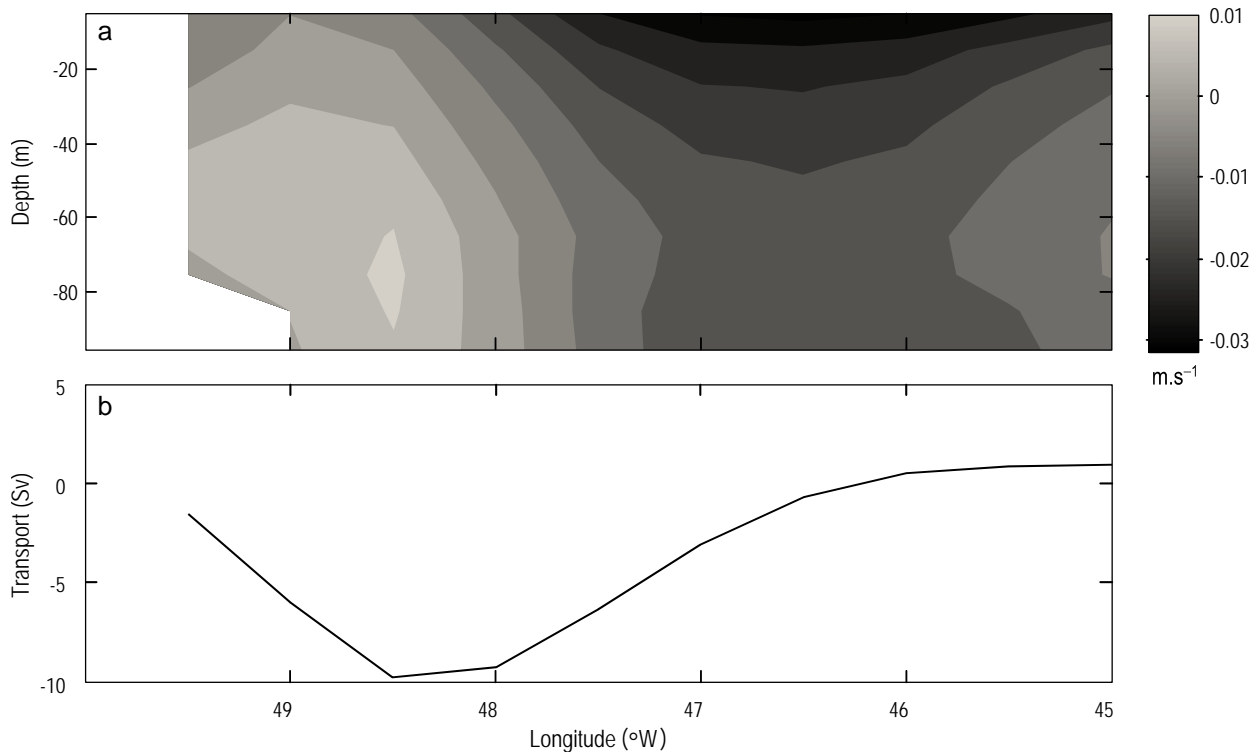
**Figure 3.** Mean wind stress ( $\text{N m}^{-2}$ ) difference vector space field for the peak ocean kinetic energy month.

**Figura 3.** Campo espacial vectorial de la diferencia media del esfuerzo del viento ( $\text{N m}^{-2}$ ) para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica.



**Figure 4.** Mean volume transport (Sverdrup) difference vector space field for the peak kinetic energy month at 5 m depth.

**Figura 4.** Campo espacial vectorial de la diferencia media del transporte de volumen (Sverdrup) para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica a 5 m de profundidad.



**Figure 5.** Monthly mean meridional velocity anomaly zonal distribution at 30°S (a) and 100-m vertically integrated meridional volume transport (Sverdrup) for the peak ocean kinetic energy month (b).

**Figura 5.** Distribución zonal de la anomalía de la velocidad meridional media mensual a 30°S (a) y transporte meridional de volumen integrado verticalmente para los primeros 100 m (Sverdrup) para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica (b).



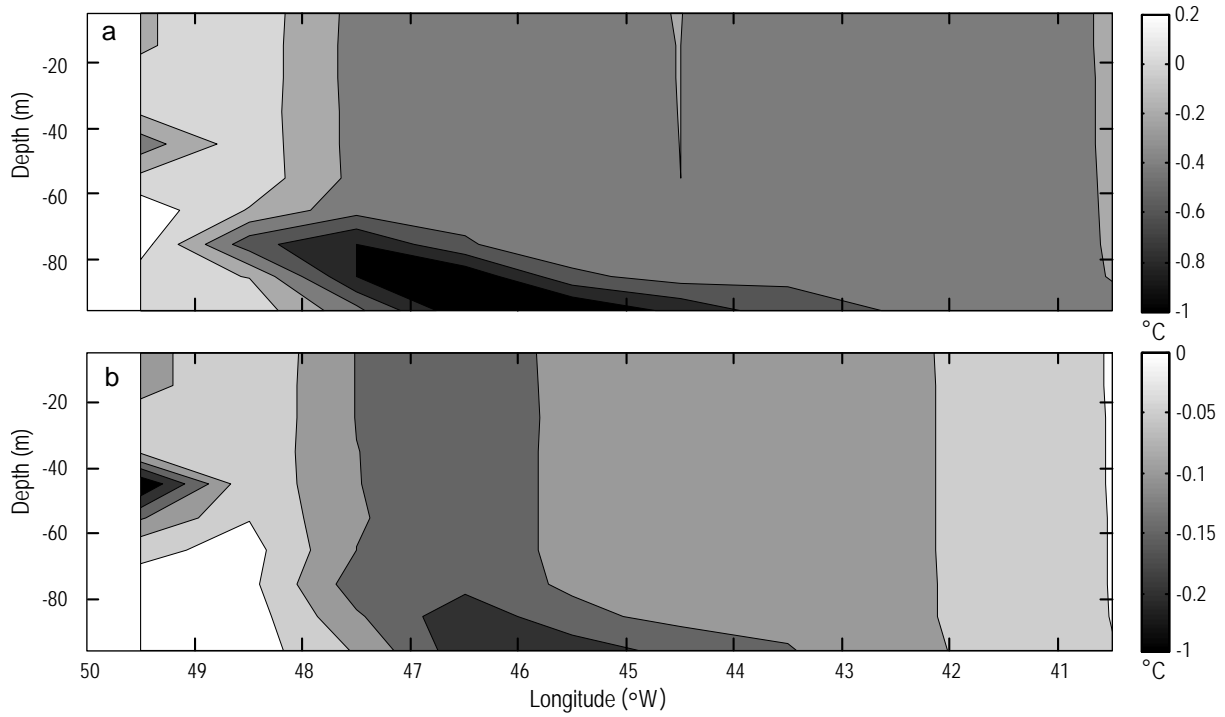
the offshore regions during the peak of ocean kinetic energy month. The zonal distribution of the meridional volume transport vertically integrated for the first 100 m is also represented in figure 5. This distribution shows enhanced southward meridional volume transport associated with the BC flow.

Figure 6 shows the vertical zonal temperature anomaly and salinity anomaly distributions at 30°S for the peak ocean kinetic energy month. In this figure, near the coast, positive temperature anomaly ( $0.0^{\circ}\text{C} < \text{TA} < 0.2^{\circ}\text{C}$ ) and salinity anomaly ( $0.01 < \text{SA} < 0.04$ ) occurred in the upper 100 m and especially in the upper 50 m. This fact is probably associated with an enhancement of the southward BC volume transport during this month (fig. 7). The same analysis was conducted for a zonal section at 45°S between 70°W and 40°W. In figure 7, negative meridional velocity anomalies occurred in the upper layers between 62°W and 52°W. This indicated a decrease in the northward upper layer volume transport associated with the MC flow. Between longitudes 54°W and 42°W, strong positive meridional velocity anomaly values indicated enhanced northward volume transport that is related to an anticyclonic recirculation cell that accelerates the BC flow at approximately 30°S, over the Brazilian continental shelf (Peterson and Stramma 1991). Figure 8 shows the vertical zonal temperature and salinity anomaly distributions at 45°S for the peak ocean kinetic energy month, as well as negative temperature and salinity anomalies in the upper 100 m ( $-0.6^{\circ}\text{C} < \text{TA} < -0.1^{\circ}\text{C}$  and  $-0.4 < \text{SA} < -0.1$ ) near the coast. The presence of these cold waters near the coast in this region is associated with waters transported by the MC or an enhanced cross-shelf, offshore surface volume transport. Near the La Plata River region a positive anomaly core, with values ranging from  $0.5^{\circ}\text{C}$  to  $1.0^{\circ}\text{C}$ , centered at 40.5°S and 55.0°W, is observed. The presence of this feature is related to a small southward movement of the BMC region that is explained by the strengthening of the surface volume and heat transport associated with BC flow and also with the ACC volume transport decrease.

In figure 9, the surface temperature anomaly field in the southwestern Atlantic was superimposed on the 5-m velocity difference vector field for the peak kinetic energy month. The residual circulation shows an intensification of the southward surface volume transport associated with the BC and a small anticyclonic circulation cell near the La Plata River mouth, marked by positive temperature anomalies. These results corroborate the dynamic and thermodynamic aspects described above. In figure 10, a zonal temperature anomaly vertical distribution was superimposed on the meridional anomaly velocity field at 40°S between 70°W and 30°W. The anticyclonic meridional circulation was confined approximately between 58°W and 52°W. This circulation was induced by a negative (downward) Ekman pumping that was responsible for the occurrence of positive temperature

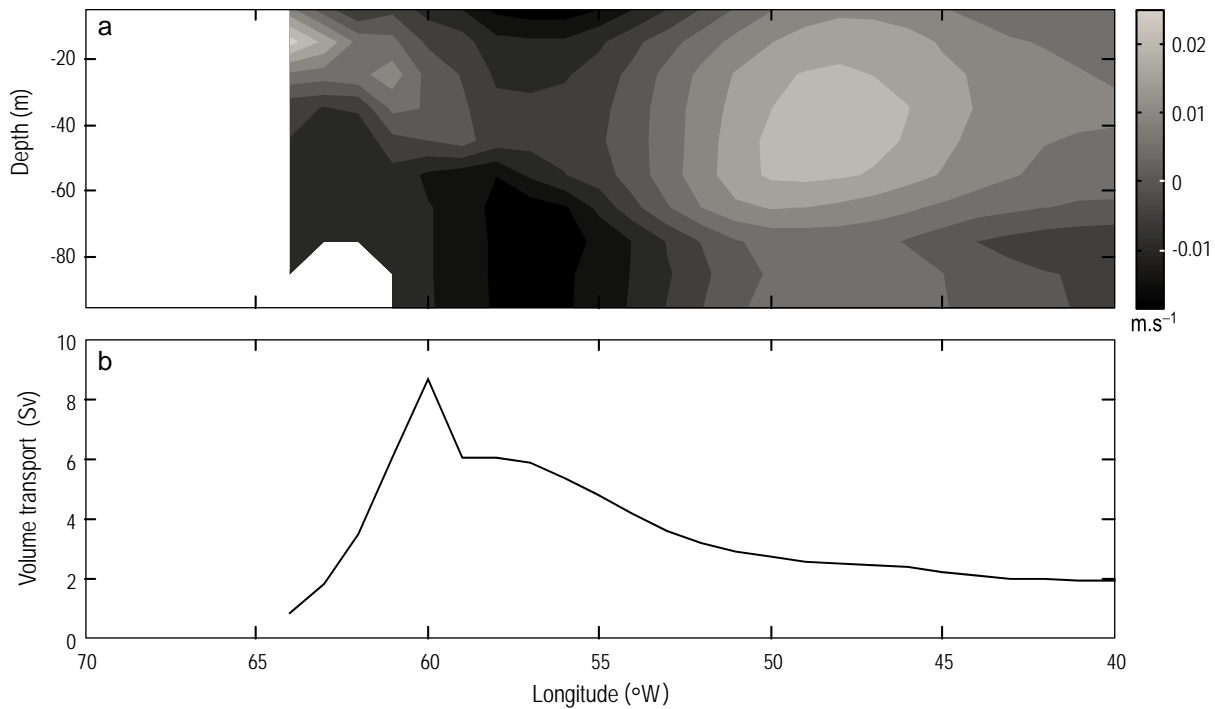
una intensificación en el transporte de volumen de la CB hacia el sur durante este mes (fig. 7). Se realizó el mismo análisis para una sección zonal a 45°S, entre 70°W y 40°W. La figura 7 muestra que ocurrieron anomalías negativas de la velocidad meridional en las capas superiores entre 62°W y 52°W; esto indica una disminución en el transporte de volumen de la capa superficial hacia el norte asociado con el flujo de la CM. Entre 54°W y 42°W, los fuertes valores positivos de las anomalías de velocidad meridional indicaron una intensificación en el transporte de volumen hacia el norte que se relaciona con una celda de recirculación anticiclónica que acelera el flujo de la CB a aproximadamente 30°S, sobre la plataforma continental de Brasil (Peterson y Stramma 1991). La figura 8 muestra las distribuciones zonales verticales de las anomalías de temperatura y salinidad a 45°S para el mes del pico de energía cinética oceánica, así como las anomalías negativas de temperatura y salinidad en los primeros 100 m cerca de la costa ( $-0.6^{\circ}\text{C} < \text{AT} < -0.1^{\circ}\text{C}$  y  $-0.4 < \text{AS} < -0.1$ ). La presencia de estas aguas frías cerca de la costa en esta región está asociada con las aguas acarreadas por la CM o un mayor transporte del volumen superficial de mar adentro, a través de la plataforma. Cerca de la región del Río de La Plata se observa un núcleo de anomalías positivas, con valores oscilando entre  $0.5^{\circ}\text{C}$  y  $1.0^{\circ}\text{C}$ , centrado en 40.5°S y 55.0°W; su presencia se relaciona con un leve movimiento hacia el sur de la región de la CBM que puede explicarse por la intensificación del transporte superficial de volumen y calor asociado con el flujo de la CB, así como con la disminución del transporte de volumen de la CCA.

En la figura 9 se presenta el campo de la anomalía de temperatura superficial en la región suroeste del Atlántico sobrepuesta en el campo vectorial de la diferencia de velocidad de 5 m para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica. La circulación residual muestra una intensificación en el transporte superficial de volumen hacia el sur asociado con la CB y una pequeña celda de circulación anticiclónica cerca de la boca del Río de La Plata, marcada con anomalías positivas de temperatura. Estos resultados corroboran los aspectos dinámicos y termodinámicos descritos anteriormente. En la figura 10, una distribución zonal vertical de las anomalías de temperatura fue sobrepuesta en el campo de anomalía de velocidad meridional a 40°S, entre 70°W y 30°W. La circulación meridional anticiclónica quedó confinada, aproximadamente, entre 58°W y 52°W. Esta circulación fue inducida por el bombeo de Ekman negativo (hacia abajo) que fue responsable de los valores positivos de las anomalías de temperatura tanto en las capas superficiales como en las subsuperficiales, entre 70 y 100 m. De hecho, las anomalías de viento inducidas por ENOS son muy importantes en la generación de las anomalías de temperatura en la capa superior del océano, al alterar el transporte de Ekman meridional y los procesos de bombeo (Colberg *et al.* 2004).



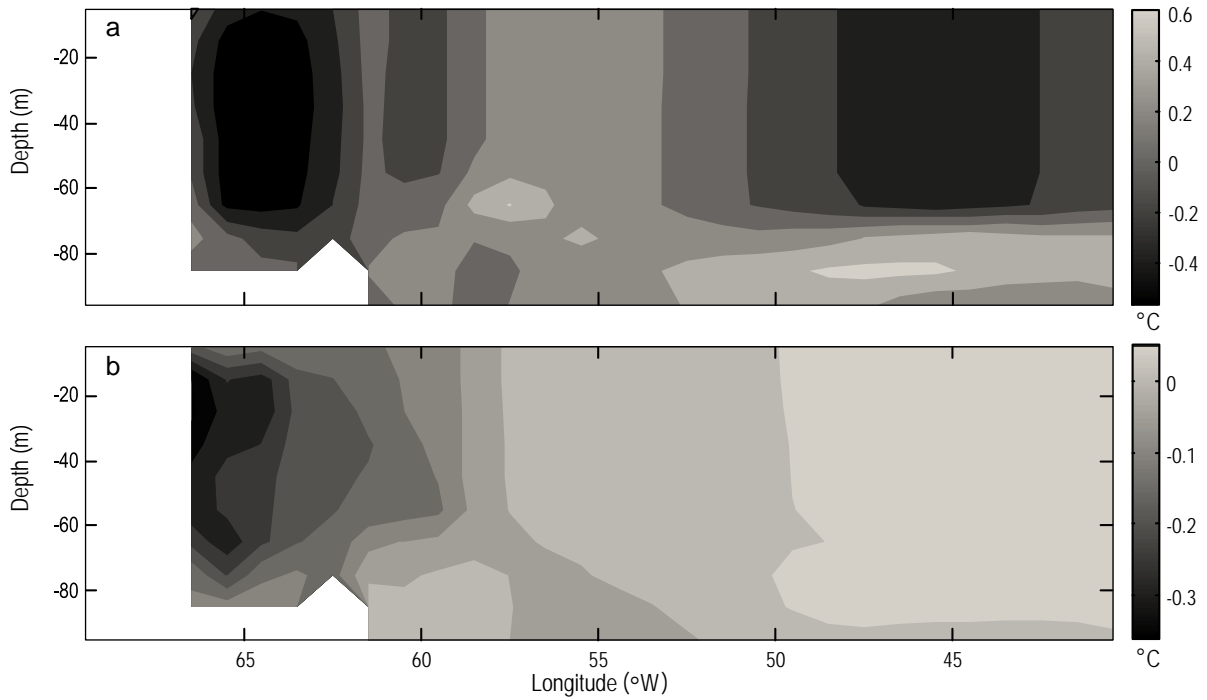
**Figure 6.** Monthly mean temperature anomaly (a) and salinity anomaly (b) zonal distributions at 30°S for the peak ocean kinetic energy month.

**Figura 6.** Distribuciones zonales de la anomalía media mensual de temperatura (a) y salinidad (b) a 30°S para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica.

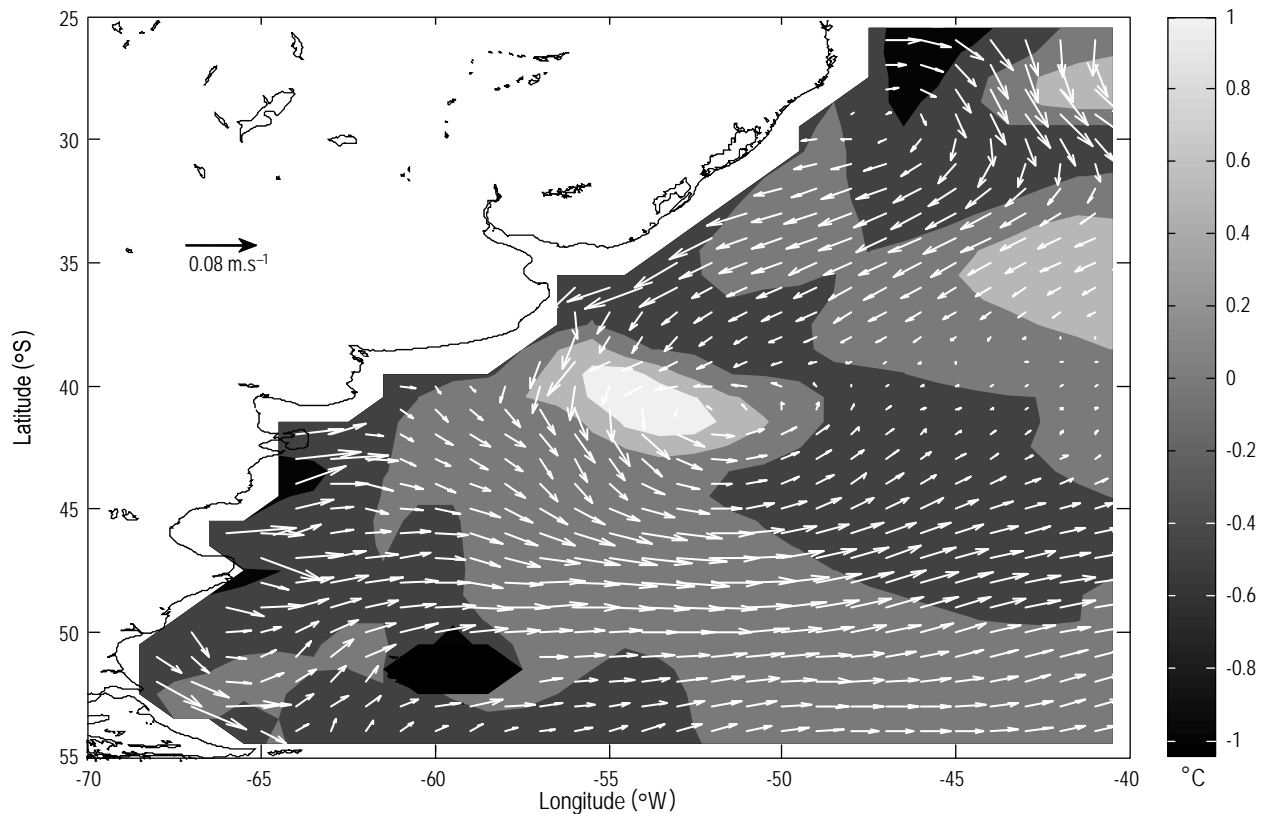


**Figure 7.** Monthly mean meridional velocity anomaly zonal distribution at 45°S (a) and 100-m vertically integrated meridional volume transport for the peak ocean kinetic energy month (b).

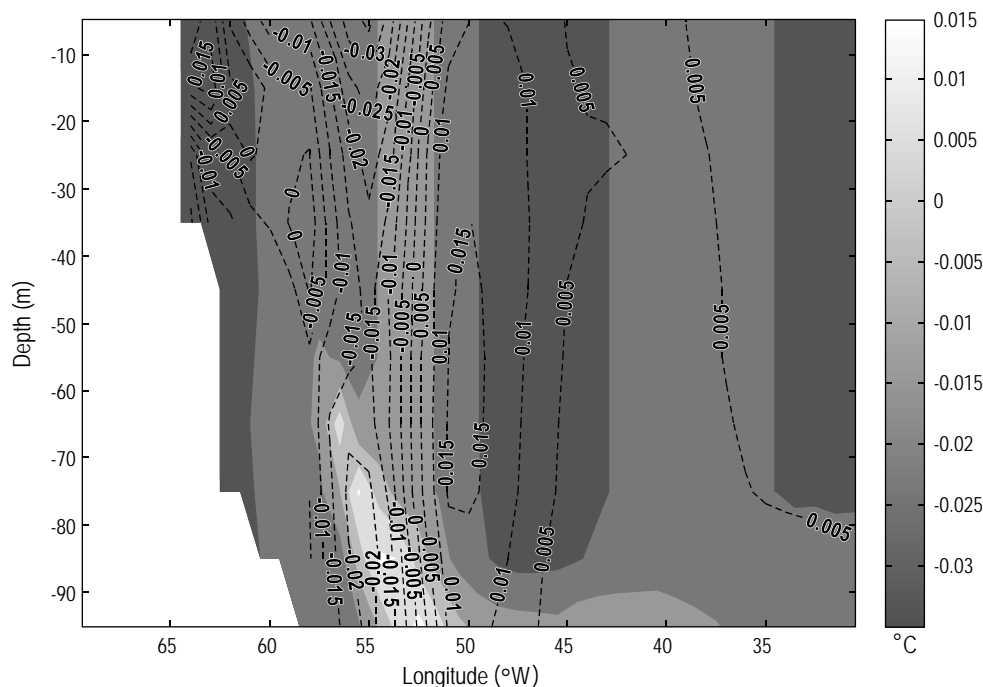
**Figura 7.** Distribución zonal de la anomalía media mensual de velocidad meridional a 45°S (a) y transporte meridional de volumen integrado verticalmente para los primeros 100 m, para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica (b).



**Figure 8.** Monthly mean temperature (a) and salinity (b) anomaly zonal distributions at 45°S for the peak ocean kinetic energy month.  
**Figura 8.** Distribuciones zonales de la anomalía media mensual de temperatura (a) y salinidad (b) a 45°S para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica.



**Figure 9.** Mean 5-m potential temperature anomaly space field superimposed on the 5-m velocity difference field, for the peak ocean kinetic energy month over the South Atlantic basin.  
**Figura 9.** Campo espacial de la anomalía potencial media de temperatura de 5 m sobrepuesta en el campo de diferencia de velocidad de 5 m, para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica en la cuenca del Atlántico Sur.



**Figure 10.** Potential temperature anomaly field superimposed on the meridional velocity difference field (dashed lines indicate negative values), for the peak ocean kinetic energy month, at 40°S between 70°W and 30°W.

**Figura 10.** Campo de anomalía de temperatura potencial sobrepuesta en el campo de diferencia de velocidad meridional (las líneas discontinuas indican valores negativos), para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica, a 40°S entre 70°W y 30°W.

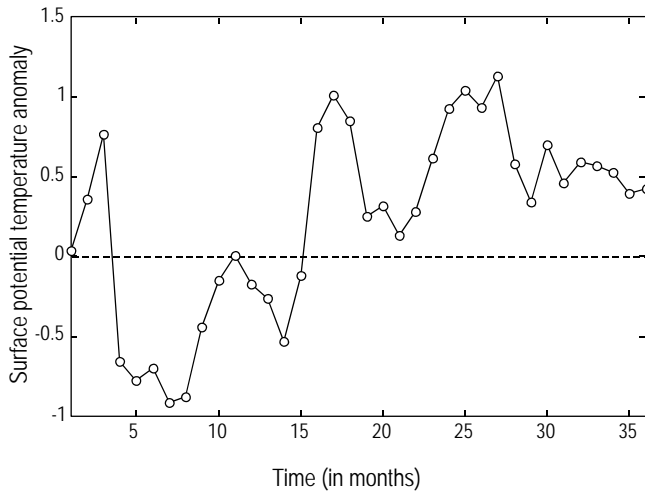
anomaly values not only in the surface layers but mainly in the lower layers, between 70 and 100 m. In fact, ENSO induced wind anomalies are very important in generating upper ocean temperature anomalies by altering the meridional Ekman transport and pumping processes (Colberg *et al.* 2004).

## DISCUSSION

It is important to emphasize that the occurrence of positive upper layer temperature anomalies for the BMC region was not restricted just to the peak ocean kinetic energy month, since they occurred during the entire perturbed experiment following that month. Figure 11 shows a time series plot of the monthly mean surface layer temperature anomaly for an area delimited by latitudes 40°S–45°S and longitudes 57°W–52°W. The choice of this area was based on the position and space distribution of the surface layer positive anomaly core found in the peak ocean kinetic energy month. Figure 11 revealed the occurrence of negative anomalies some months before the mature kinetic energy phase. This was a response to the volume transport balance between BC and MC, the latter being accelerated by the ACC flow. The occurrence of positive anomalies was associated with an enhanced BC meridional surface volume transport together with a decrease of ACC zonal volume transport vertically integrated across the Drake Passage and a corresponding

## DISCUSIÓN

Es importante enfatizar que las anomalías positivas de temperatura en el océano superior de la región de la CBM no ocurrieron sólo en el mes que presentó el pico de energía cinética, ya que se observaron durante todo el experimento de perturbación después de ese mes. La figura 11 muestra una gráfica de la serie de tiempo de la anomalía de temperatura media mensual de la capa superior de la superficie para una zona delimitada por las latitudes 40°S–45°S y las longitudes 57°W–52°W. Esta zona se seleccionó con base en la posición y la distribución espacial del núcleo de anomalía positiva de la capa superficial observada en el mes del pico de energía cinética. La figura 11 indicó la ocurrencia de anomalías negativas algunos meses antes de la fase madura de energía cinética, la cual fue una respuesta al balance entre el transporte de volumen de la CB y la CM, siendo la última acelerada por el flujo de la CCA. La ocurrencia de anomalías positivas se asoció con una intensificación del transporte meridional de volumen superficial de la CB, junto con una disminución en el transporte zonal de volumen de la CCA integrado verticalmente a través del Pasaje de Drake y la correspondiente reducción en el transporte superficial de volumen de la CM. Lenn *et al.* (2007) analizaron cinco años (1999–2004) de series de datos de un perfilador acústico de corrientes doppler de alta resolución en el Pasaje de Drake, de tres trayectorias a través del canal, y encontraron anomalías negativas de



**Figure 11.** Mean surface upper layer temperature anomaly for an area delimited by 40°S–45°S and 57°W–52°W for the three years of the perturbed experiment

**Figura 11.** Anomalia de temperatura superficial media para una zona delimitada por 40°S–45°S y 57°W–52°W para los tres años del experimento de perturbación.

decrease in upper layer MC volume transport. Lenn *et al.* (2007), analyzing five years (1999–2004) of high-resolution Acoustic Doppler Current Profiler data sets in Drake Passage, from three repeated cross-channel tracks, found negative surface layer (<250 m) volume transport anomalies in the period between 2002 and 2003, which were ENSO years. Even though this result is not conclusive it suggests a weakening of surface ACC flow in Drake Passage associated with the 2002–2003 ENSO event.

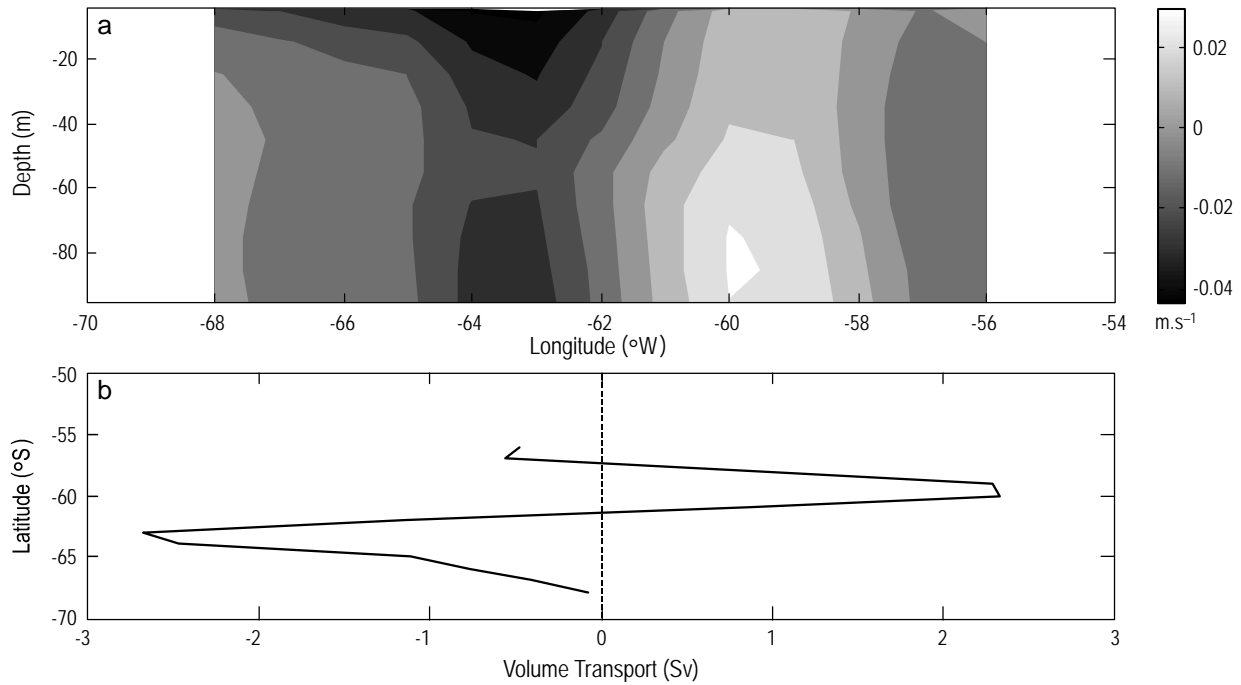
In the upper 100 m, positive anomaly zonal velocity values in the northern portion of Drake Passage and negative values to the south were observed (fig. 12). The 100-m vertically integrated volume transport indicated an increase of the upper layer volume transport on the north side and a strong decrease on the south side of the passage. This behavior was related to the decrease in MC flow during the peak ocean kinetic energy month. Some authors have suggested that MC intensity is related to the ACC intensity in the Drake Passage region (Olson *et al.* 1988, Matano 1993, Gan *et al.* 1998, Vivier and Provost 1999).

The opposite situation occurred during negative anomaly events when the BC volume transport becomes weaker and the ACC and MC volume transports become stronger. This situation is observed in the first month of the second integration year (September). Figure 13 shows one of these events with the occurrence of a negative temperature anomaly core in approximately the same region where the positive core had been observed. The difference velocity vector field also showed an enhanced surface transport associated with an enhanced northward MC flow (fig. 13). The northward vectors between latitudes 30°S and 35°S indicated a decreasing BC surface flow. Figure 14 shows the meridional velocity

transporte de volumen superficial (<250 m) en el periodo de 2002 a 2003, los cuales fueron años de ENOS. Aunque este resultado no es concluyente, sugiere un debilitamiento del flujo superficial de la CCA en el Pasaje de Drake asociado con el evento de ENOS de 2002–2003.

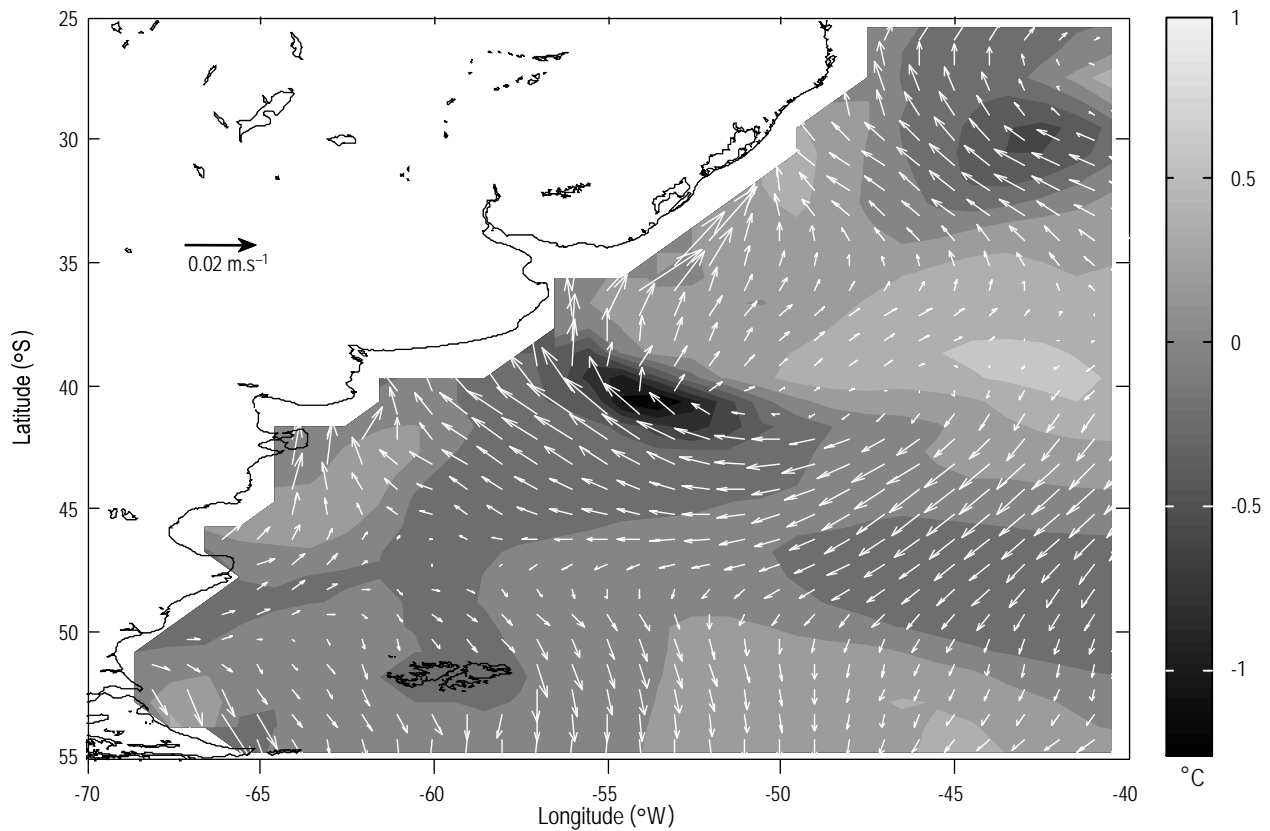
En los primeros 100 m, se registraron valores positivos de anomalía de velocidad zonal en la parte norte del Pasaje de Drake y valores negativos en la parte sur (fig. 12). El transporte de volumen integrado verticalmente para los primeros 100 m indicó un incremento en el transporte de volumen de la capa superior del lado norte del pasaje y un fuerte decremento en el lado sur. Este comportamiento se relaciona con una disminución en el flujo de la CM durante el mes del pico de energía cinética. Algunos autores han sugerido que la intensidad de la CM está relacionada con la intensidad de la CCA en la región del Pasaje de Drake (Olson *et al.* 1988, Matano 1993, Gan *et al.* 1998, Vivier y Provost 1999).

Una situación opuesta se presentó durante los eventos de anomalías negativas cuando el transporte de volumen de la CB se debilita y los transportes de volumen de la CCA y la CM se fortalecen. Tal situación se observó en el primer mes del segundo año de integración (septiembre). La figura 13 muestra uno de estos eventos con la presencia de un núcleo de anomalía negativa de temperatura en aproximadamente la misma región donde se observó el núcleo positivo. El campo vectorial de la diferencia de velocidad también mostró un mayor transporte superficial asociado con un mayor flujo de la CM hacia el norte (fig. 13). Los vectores apuntando hacia el norte entre las latitudes 30°S y 35°S indicaron una disminución del flujo superficial de la CB. La figura 14 muestra el campo de anomalía de velocidad meridional y el transporte meridional integrado verticalmente para los primeros 100 m para una sección zonal a 30°S. En ambas distribuciones se observaron valores positivos de anomalía entre la costa y la longitud aproximada de 42°W. Por otro lado, el campo de anomalía del transporte de volumen de la CM integrada verticalmente para los primeros 100 m también fue positiva entre las longitudes 50°W y 60°W, pero estos valores indican un aumento en el transporte de volumen hacia el norte (fig. 15). En la figura 16 se muestra la distribución meridional de la velocidad zonal y los campos de anomalía del transporte de volumen integrado verticalmente para los primeros 100 m para una sección localizada en el Pasaje de Drake (70°W, 70°S–54°S). La presencia de valores positivos cerca de ambos lados del pasaje indican un aumento del transporte de volumen de la capa superior de la CCA. Esto se observa con mayor claridad cuando se analiza la distribución de la anomalía del transporte zonal de volumen de la capa superior (fig. 16). La distribución presentó valores positivos, lo cual indicó un aumento en el transporte de volumen entre las latitudes 56°S y 62°S (frente subtropical de la CCA) y entre 64°S y 66°S (frente polar de la CCA).



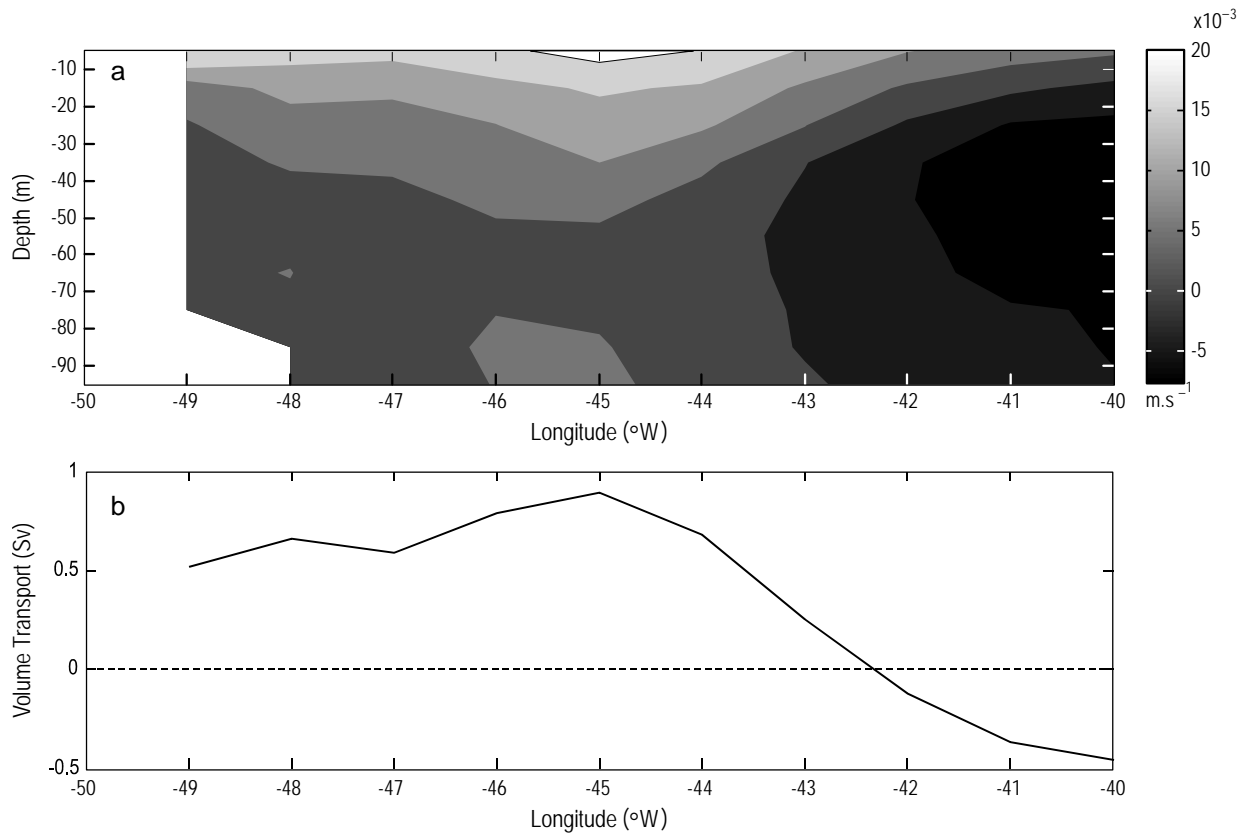
**Figure 12.** Monthly mean zonal velocity anomaly meridional distribution at 70°W (a) and 100-m vertically integrated zonal volume transport for the peak ocean kinetic energy month (b).

**Figura 12.** Distribución meridional de la anomalía media mensual de velocidad zonal a 70°W (a) y transporte de volumen integrado verticalmente para los primeros 100 m, para el mes que presentó el pico de energía cinética oceánica (b).



**Figure 13.** September monthly mean 5-m depth potential temperature anomaly space field superimposed on the 5-m depth velocity difference field, for the South Atlantic basin.

**Figura 13.** Campo espacial de la anomalía media mensual de temperatura potencial de 5 m en septiembre sobrepuesta en el campo de diferencia de velocidad de 5 m de profundidad para la cuenca del Atlántico Sur.



**Figure 14.** Monthly mean meridional velocity zonal distribution at 30°S (**a**) and 100-m vertically integrated meridional volume transport for September of the second integration year (**b**).

**Figura 14.** Distribución zonal media mensual de velocidad meridional a 30°S (**a**) y transporte meridional de volumen integrado verticalmente para los primeros 100 m, para septiembre del segundo año de integración (**b**).

anomaly field and the 100-m vertically integrated meridional transport for a zonal section at 30°S. In both distributions, the positive anomaly values occurred between the coast and the approximate longitude of 42°W. On the other hand, the 100-m vertically integrated MC volume transport anomaly field was also positive between longitudes 50°W and 60°W but these values indicate a strengthening of the northward volume transport (fig. 15). The meridional distribution of the zonal velocity and the 100-m vertically integrated zonal volume transport anomaly fields for a section situated in Drake Passage (70°W, 70°S–54°S) are shown in figure 16. The occurrence of positive values near both sides of the passage indicated a strengthening of the upper layer ACC volume transport. This becomes clearer when the upper layer zonal volume transport anomaly distribution is analyzed (fig. 16). This distribution showed positive values, which indicated an increase in volume transport between latitudes 56°S and 62°S (the ACC subtropical front) and between 64°S and 66°S (the ACC polar front).

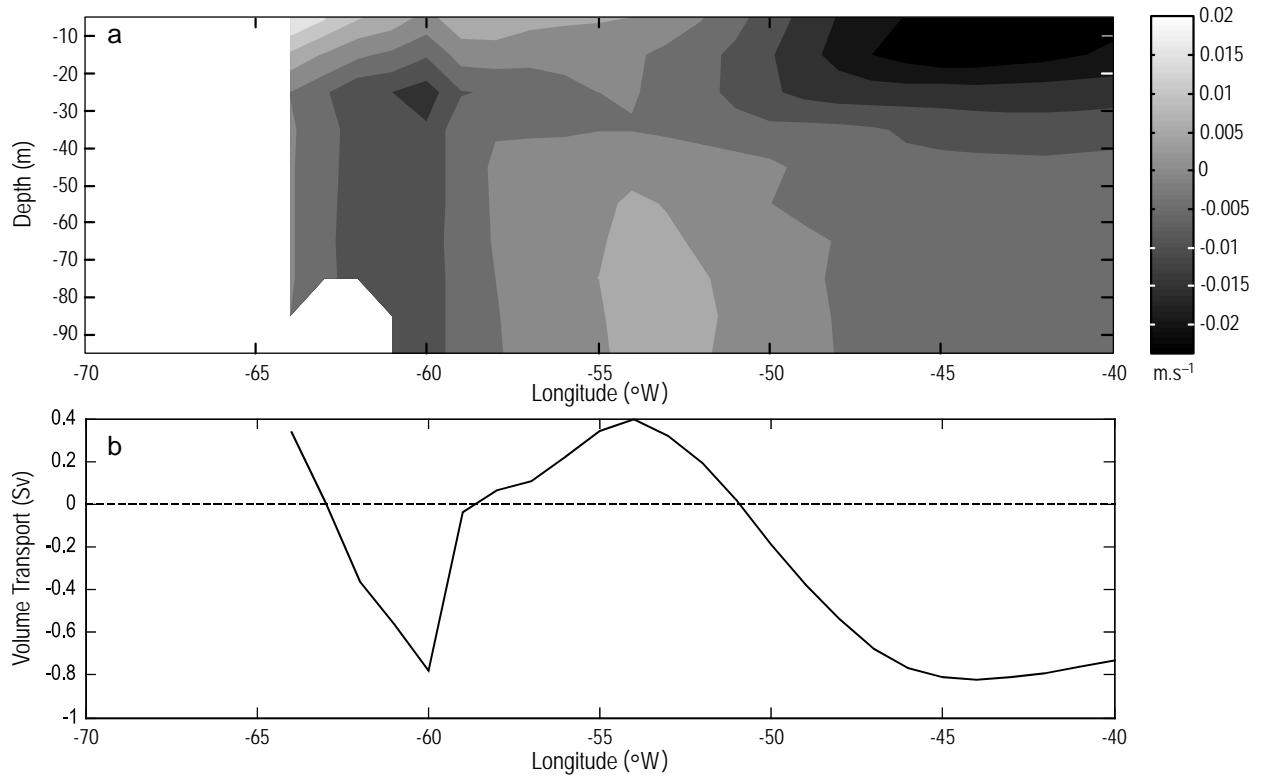
## CONCLUSIONS

An OGCM was used to study the upper ocean temperature variability in the BMC region during an ENSO-type

## CONCLUSIONES

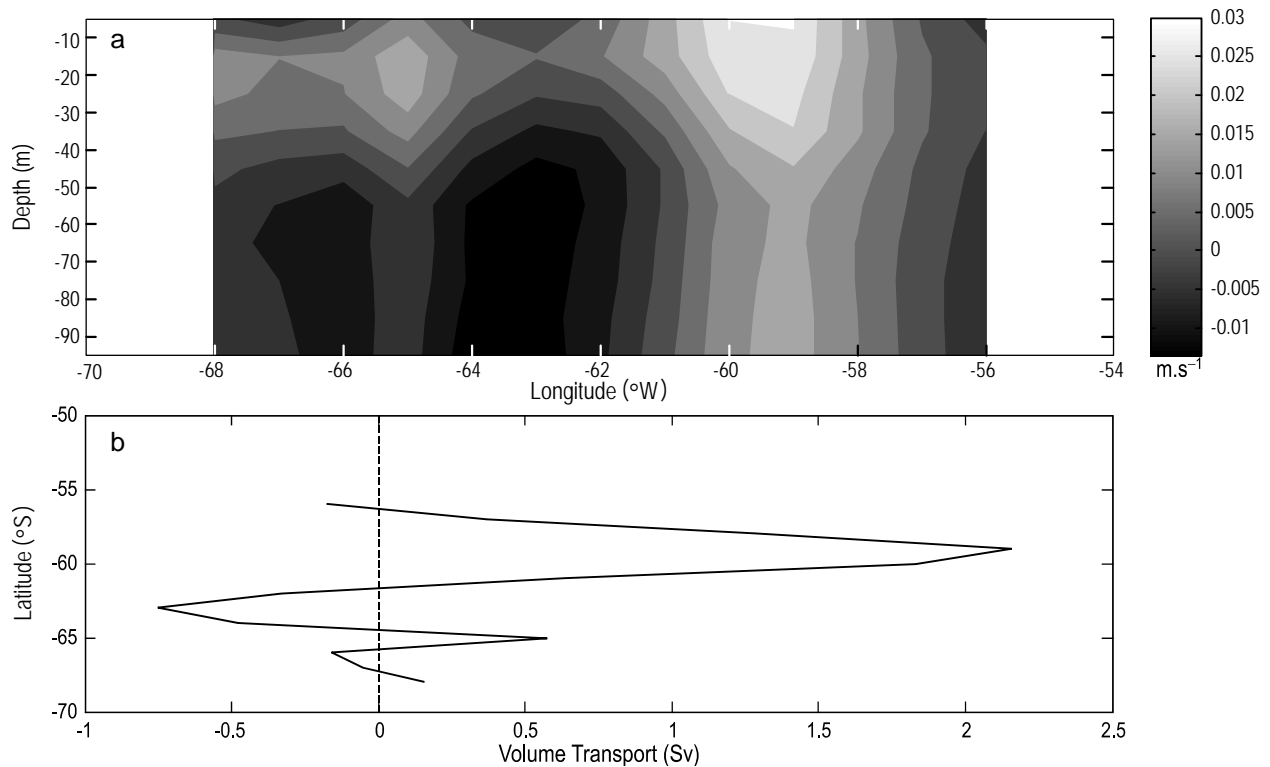
Se utilizó un MCGO para estudiar la variabilidad de temperatura en la capa superior del océano en la región de la CBM bajo la influencia de un campo de esfuerzo de viento de un evento de ENOS. La imposición de este campo resultó en una variabilidad importante de la intensidad de los flujos de la CB, la CCA y la CM. Esta variación del transporte produjo campos medios mensuales dinámicos y termodinámicos de anomalías positivas y negativas en la región de la CBM.

El pulso de la temperatura superficial del mar presentó su pico máximo en el decimosexto mes. El trabajo realizado por el viento integrado globalmente sobre el volumen global del océano presentó su pico de máxima energía en el vigésimo primer mes (mayo del segundo año de integración). Este resultado sugiere que estas propiedades se encuentran desfasadas por seis meses. La serie de tiempo de la energía asociada con el trabajo integrado globalmente realizado por el viento presentó una evolución temporal similar que la energía cinética oceánica integrada globalmente. Se observa que estas dos propiedades se encuentran desfasadas por dos meses ya que el pico de energía cinética oceánica ocurrió en el vigésimo tercer mes (julio del segundo año de integración) de la integración del MCGO. Colberg *et al.* (2004)



**Figure 15.** Monthly mean meridional velocity anomaly zonal distribution at 45°S (a) and 100-m vertically integrated meridional volume transport for September of the second integration year (b).

**Figura 15.** Distribución zonal de la anomalía media mensual de velocidad meridional a 45°S (a) y transporte meridional de volumen integrado verticalmente para los primeros 100 m, para septiembre del segundo año de integración (b).



**Figure 16.** Monthly mean zonal velocity anomaly distribution along 70°W (a) and 100-m vertically integrated zonal volume transport for September of the second integration year (b).

**Figura 16.** Distribución de la anomalía media mensual de velocidad zonal a 70°W (a) y transporte zonal de volumen integrado verticalmente para los primeros 100 m, para septiembre del segundo año de integración (b).



wind stress event. The imposition of this forcing field was able to promote important variability in the intensity of the BC, ACC, and MC flows. This transport variability caused the occurrence of monthly mean positive and negative thermodynamic and dynamic anomaly fields in the BMC region.

The sea surface temperature pulse had its maximum peak in the 16th month. The globally integrated work done by the wind over the global ocean volume had its maximum energy peak in the 21st month (May of the second integration year). This result suggests that these properties are approximately six months out of phase. The time series plot of the energy associated with the globally integrated work done by the wind had a similar time evolution as the globally integrated ocean kinetic energy. It is observed that these two properties are two months out of phase since the ocean kinetic energy peak occurred in the 23rd month (July of the second integration year) of the OGCM integration. Colberg *et al.* (2004) found a time lag of roughly one season between the atmosphere forcing and the upper ocean temperature anomalies in the South Atlantic Ocean during ENSO. During the peak ocean kinetic energy month the upper layer temperature variability was directly related to an enhanced South Atlantic subtropical gyre, which causes an intensification of the BC flow in the southwestern Atlantic region. In this month, it was also possible to observe important barotropic variability in Drake Passage, which caused a decrease in the ACC volume transport. These two events were associated with the occurrence of positive temperature anomaly fields in the BMC region. Just before the peak ocean kinetic energy phase, an opposite ocean dynamic situation occurred with enhanced ACC and MC volume transports and a weaker BC volume transport that caused the occurrence of negative upper layer temperature anomaly fields in the BMC region. Even though upper ocean temperature anomalies, during ENSO, are mainly the result of atmospheric forcing, it is important to note that the only perturbed boundary condition was the global wind stress field. A better study about the imposition of other perturbed (ENSO like) boundary conditions associated with surface heat balance fluxes is a good suggestion to see how they would affect the upper ocean temperature field.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by the Brazilian National Council for Scientific and Technical Development (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPq). The authors thank the ocean and climate group of GFDL for their valuable help in configuring the ocean model and providing the necessary data to initiate the experiment. They also thank T Chereskin and C Collins for their suggestions to the earlier version of the manuscript, and a reviewer for comments that helped to improve the paper.

encontraron un retraso temporal de alrededor de una estación del año entre el forzamiento atmosférico y las anomalías de temperatura de la capa superior del Océano Atlántico Sur durante un evento de ENOS. Durante el mes del pico de energía cinética oceánica, la variabilidad de temperatura en la capa superior estaba relacionada directamente con la intensificación del giro subtropical del Atlántico Sur, la cual intensifica el flujo de la CB en la región suroeste del Atlántico. En este mes también fue posible observar una importante variabilidad barotrópica en el Pasaje de Drake, que ocasionó una disminución en el transporte de volumen de la CCA. Estos dos eventos se asociaron con la presencia de campos de anomalías positivas de temperatura en la región de la CBM. Justo antes del pico de la energía cinética oceánica, se presentó una situación dinámica opuesta con mayor transporte de volumen de la CCA y la CM, y menor transporte de volumen de la CB, que provocó la presencia de campos de anomalías negativas de temperatura en la región de la CBM. A pesar de que las anomalías de temperatura en el océano superior, durante un evento de ENOS, son causadas principalmente por forzamiento atmosférico, es importante mencionar que la única condición de frontera perturbada fue el campo de esfuerzo de viento global. Se recomienda realizar un estudio sobre la imposición de otras condiciones de frontera (tipo ENOS) asociadas con flujos de calor superficial para determinar como afectarían el campo de temperatura del océano superior.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue apoyado por el Consejo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico de Brasil (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPq). Los autores agradecen al grupo del GFDL quien proporcionó valiosa ayuda para la configuración del modelo oceánico y los datos necesarios para iniciar el experimento. También agradecen a T Chereskin y C Collins sus sugerencias a una versión anterior del manuscrito, así como a un revisor cuyos comentarios ayudaron a mejorar el trabajo.

Traducido al español por Christine Harris.

#### REFERENCES

- Assad LPF, Torres Jr AR, Zumpichiatti WA, Mascarenhas Jr AS, Landau L. 2009. Volume and heat transports in the world oceans from an ocean general circulation model. *Braz. J. Geophys.* 27: 181–194.
- Candella RN. 2007. Influência do transporte no estreito de Drake sobre a circulação no oceano Atlântico Sul. Ph.D. thesis, Federal University of Rio de Janeiro, Brazil, 117 pp.
- Castro BM, Miranda LB. 1998. Chapter 8. Physical Oceanography of the Western Atlantic Continental Shelf Located between 4°N and 34°N. *The Sea 11*. John Wiley and Sons.

- Colberg F, Reason CJC, Rodgers K. 2004. South Atlantic response to El Niño-Southern Oscillation induced climate variability in an OGCM. *J. Geophys. Res.* 109: C12015, doi:10.1029/2004JC002301.
- Cunningham SA, Alderson SG, King BA, Brandon MA. 2003. Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage. *J. Geophys. Res.* 108: 8084, doi:10.1029/2001JC001147.
- Gan J, Lawrence A, Straub DN. 1998. Simulation of the South Atlantic Ocean circulation and its seasonal variability. *J. Geophys. Res.* 103: 10241–10251.
- Goni G, Wainer I. 2001. Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *J. Geophys. Res.* 106(C12): 31117–31128.
- Lenn Y-D, Chereskin TK, Sprintall J, Firing E. 2007. Mean jets, mesoscale variability and eddy momentum fluxes in the surface layer of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage. *J. Mar. Res.* 65: 27–58.
- Lentini CAD, Podestá GG, Campos EJD, Olson DB. 2001. Sea surface temperature anomalies on the western South Atlantic from 1982 to 1994. *Cont. Shelf Res.* 21: 89–112.
- Matano RP. 1993. On the separation of the Brazil Current from the coast. *J. Phys. Oceanogr.* 23: 79–90.
- Olson DB, Podestá GP, Evans RH, Brown OB. 1988. Temporal variations in the separation of the Brazil and Malvinas currents. *Deep Sea Res.* 35: 1971–1988.
- Pacanowsky RC, Griffies SM. 1999. The MOM3 Manual. Geophysical Fluid Dynamics laboratory/NOAA, Princeton, 680 pp.
- Peterson RG, Stramma L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 26: 1–73.
- Pickard GL, Emery WJ. 1990. Descriptive Physical Oceanography: An Introduction. 5th ed. Pergamon Press, Oxford, 329 pp.
- Röeske F. 2001. An atlas of surface fluxes based on the ECMWF re-analysis: A climatological dataset to force global ocean general circulation models. Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg. Report No. 323. ISSN 0937–1060.
- Sun C, Rienker MM, Rosati A, Harrison M, Wittenberg A, Keppenne CL, Jacob JP, Kovach M. 2007. Comparison and sensitivity of ODASI ocean analyses in the tropical Pacific. *Mon. Weather Rev.* 135: 2242–2264.
- Torres Jr AR. 2005. Evidências de tele-conexão atmosférica entre fenômenos oceânicos do Pacífico Equatorial e do Atlântico Sul. Ph.D. thesis, Federal University of Rio de Janeiro, Brazil, 156 pp.
- Venegas SA, Mysak LA, Straub DN. 1996. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the South Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 23: 2673–2676.
- Vivier F, Provost C. 1999. Remote and local forcing in the Brazil-Malvinas confluence. *J. Phys. Oceanogr.* 31: 892–913.

*Received June 2009;*  
*accepted April 2010.*