
**MASAS DE AGUA Y
TRANSPORTE GEOSTRÓFICO A
TRAVÉS DE UNA SECCIÓN
LATITUDINAL EN EL
ATLÁNTICO SURORIENTAL**

Sergio Ramírez Garrido

Dirección: Antonio García-Olivares
Codirección: Pablo Sangrà, Josep L. Pelegrí

INDICE

RESUMEN.....	3
1. Introducción.....	3
1.1. Caracterización de las masas de agua	5
1.1.2. Aguas modales	5
1.1.3. Masas de agua profundas	6
1.2. Circulación del Atlántico Sur	8
1.2.1. Circulación en superficie	9
1.2.2. Circulación de las aguas profundas.....	10
2. Métodos	12
2.1. Datos y batimetría de la campaña	12
2.1.1. Instrumentación e incidencias	13
2.2. Determinación de las masas de agua	14
2.2.1. Criterios de salinidad y oxígeno	14
2.2.2. Determinación de criterio isopícnico	15
2.3. Velocidades geostróficas	16
2.4. Determinación del transporte	18
3. Resultados	19
3.1. Diagrama T-S	19
3.2. Distribución vertical de las propiedades hidrográficas	21
3.3. Distribución de las masas de agua	22
4. Discusión	23
4.1. Velocidades geostróficas	23
4.2. Transporte	25
4.2.1. Transporte de aguas modales.....	27
4.2.2. Transporte de aguas profundas	30
5. Conclusiones	33
5.1. Trabajo a realizar.....	34
6. Referencias.....	34
Anexos	38

MASAS DE AGUA Y TRANSPORTE GEOSTRÓFICO A TRAVÉS DE UNA SECCIÓN LATITUDINAL EN EL ATLÁNTICO SURORIENTAL

Sergio Ramírez Garrido
Dirección: Antonio García-Olivares
Codirección: Pablo Sangrà, Josep L. Pelegrí

RESUMEN

El propósito de este trabajo es determinar, a partir de los datos hidrográficos recogidos en la campaña FICARAM XV (Marzo-Abril 2013), las diferentes masas de agua, las velocidades geostroficas y el transporte hacia el océano interior a lo largo de un transecto que discurre paralelo a la costa de Sudamérica desde los 50°S hasta los 10°N.

Para una primera identificación de las masas de agua se utilizan los rangos característicos de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto que las identifican (Mémery et. al, 2000). Las aguas superficiales sub-ecuatoriales se distinguen claramente por su máximo en la señal de salinidad, extendiéndose desde los 10°S hasta los 28°S. Para la distinción de las masas aguas formadas en regiones cercanas se utilizan también las isopícnas que las delimitan (Wienders et. al, 2000).

Para el cálculo de las velocidades geostroficas se ha seleccionado un nivel de no movimiento a lo largo de $\sigma_4=45.87$, cuya profundidad varía con la latitud. Este nivel se ha elegido por delimitar las aguas de origen norte de aquellas de origen sur, donde cabe esperar que las velocidades sean relativamente pequeñas. A partir de estas velocidades se ha obtenido el transporte, en la dirección aproximadamente perpendicular al continente americano, para cada una de las capas.

Destaca notablemente la gran intensidad de la estructura frontal en la región de Confluencia de Brasil-Malvinas y la variabilidad de la corriente asociada a esta estructura. Se aprecian diversos chorros de agua que circulan perpendicularmente al continente americano, que son interpretados como corrientes asociadas a estructuras mesoscales cálidas (anticiclónicas) al sur del frente y frías (ciclónicas) al norte del frente.

1. Introducción

El objetivo principal de este trabajo es el estudio de las masas de agua y el cálculo del transporte geostrofico a través de una sección hidrográfica latitudinal en el margen oeste del Atlántico. El primer paso consiste en la identificación de las distintas masas de agua, y posteriormente se calculan las velocidades geostroficas, utilizando como nivel de referencia la isopícnasigma 4 (referenciada a 4000 m) $\sigma_4 = 45.87$ que separa las aguas profundas de origen norte de aquellas de origen sur. Una vez obtenida la velocidad

geostrófica podemos proceder al cálculo del transporte individual de las aguas superficiales y de los diferentes tipos de aguas profundas.

Las masas de agua que se encuentran en la zona de estudio tienen origen diverso. Entre las aguas modales tenemos tres tipos diferentes, que se localizan a nivel termocline e intermedio. Estas aguas se suceden latitudinalmente y se diferencian fácilmente a partir de sus características de temperatura (T), salinidad (S), y contenido en oxígeno disuelto (O_2). Dicha distinción es meramente descriptiva, y se realiza para dar a conocer que sus características difieren entre sí. A la hora de contabilizar su transporte se engloban todas como un solo tipo: las Aguas SubAtlánticas Centrales (SubAtlantic Central Waters, SACW), para que su contribución a lo largo de toda la sección pueda ser comparada con la de las diferentes masas de agua profunda.

Las masas de agua que conforman las aguas profundas experimentan una intensa mezcla. Las Aguas Antárticas Intermedias (Antartic Intermediate Water, AAIW) y las Aguas Polares Centrales (Central Polar Water, CPW) se observan a partir del afloramiento del Agua Profunda del Atlántico Norte (North Atlantic Deep Water, NADW) en el frente polar, por lo que resulta más sencillo y preciso reconocer y determinar los límites de cada una de estas masas de agua a través de las isopícnas que las delimitan (calculadas utilizando diferentes niveles de referencia: σ_0 , 0 m; σ_1 , 1000 m; σ_2 , 2000 m; σ_3 , 3000 m; σ_4 , 4000 m). Esta correcta diferenciación es clave para realizar una cuantificación del volumen de agua asociado a cada una de ellas. Uno de los mayores motivos de controversia en los estudios del Atlántico Sur, son las diferentes formas de definir y nombrar a las diferentes masas de agua según los diversos autores, lo cual en un principio conduce a cierta confusión y posteriormente a la difícil comparación de resultados. Este trabajo, al estar basado en los estudios de Mémerly et al. (2000) y Wienders et al. (2000), utiliza la definición dada por el primero de ellos.

Aclarada la importancia sobre la elección de la definición y nomenclatura de las masas de agua procederemos a determinar el transporte de éstas. Primero es necesario conocer el campo de velocidades geostroficas, para lo que tenemos que establecer un nivel de referencia de no movimiento, que suele ser una isóbara de un nivel profundo. Este es otro de los puntos más delicados, ya que según el nivel de referencia escogido podemos llegar a tener diferencias en el transporte de hasta casi un orden de magnitud, pudiendo variar de 10 a 80 Sv ($1Sv = 10^6 m^3/s$). En nuestro caso este nivel de no movimiento se ha seleccionado a lo largo de la isopícnica $\sigma_4 = 45.87$, que es la que delimita la NADW del Agua de Fondo Antártica (Antartic Bottom Water, AABW), por lo que las presiones de referencia entre estaciones variará a lo largo de toda la sección.

Por último se ha podido detectar la presencia de un remolino de aguas cálidas al sur de los $40^\circ S$ en la zona de alta energía de la Convergencia Brasil-Malvinas (Brazil-Malvinas Convergence, BMC). Estos remolinos contribuyen al transporte e intercambio de calor desde las zonas subtropicales hacia el Atlántico Sur. El estudio de éstos es también de

gran importancia ya que aportan el calor necesario para que en las aguas frías ricas en nutrientes se den las condiciones óptimas para el desarrollo de la vida, potenciando la captación de CO₂ y activando la bomba de carbono hacia el fondo oceánico, que tiende a mitigar los efectos del Cambio Climático antropogénico.

1.1. Caracterización de las masas de agua

Una razón histórica que contribuye a las diferencias en el valor total del transporte es la determinación de las masas de agua, especialmente las de origen Antártico. Como se ha mencionado anteriormente, la NADW se mueve sobre la AABW y se va mezclando con ella, pero la definición de esta última y las diferentes nomenclaturas que se dan para las mismas masas de agua son muy diferentes según el autor. Desde los primeros estudios de Rennell (1832) hasta llegar a la popular circulación oceánica global de Broecker y Peng (1982), y ya por último, la visión proporcionada por Lumpkin (2006), que han contribuido al mejor conocimiento de las masas de agua en la zona, diversas publicaciones se han centrado en la formación y propagación de las aguas del fondo de origen Antártico, pero no hay una nomenclatura clara para las diferentes masas de agua profunda. Hasta la fecha existen varias definiciones para clasificarlas, para ello ver la tabla de Morozov et al. (2010) en el Anexo 1, donde se muestra una larga lista de las diferentes maneras de nombrar un mismo cuerpo de agua. A pesar de existir un gran número de estudios sobre estas, el conocimiento en la evolución y las vías que sigue cada una de estas definiciones, y por tanto la intensidad de su transporte, es deficiente.

En este trabajo se ha optado por elegir la nomenclatura utilizada por Mémerly et al. (2000) y Wienders et al. (2000), al igual que otros autores como Reid (1989), en la que la AABW está conformada por el Agua del Mar de Weddel (Weddell Sea Water, WDSW) y la CPW Inferior (Lower CPW, LCPW).

Como se ha comentado en la introducción, en este trabajo se hace una distinción entre aguas modales y aguas profundas y se estudian las diferentes masas de agua que conforman cada una de ellas. Las diferentes aguas modales se distinguen por sus características propias, mientras que las profundas quedan delimitadas por diferentes isopícnas que las delimitan.

1.1.2. Aguas modales

Las aguas modales son aguas que se forman por la convección de invierno y llegan a alcanzar hasta los 800 m. Las diferentes aguas modales tienen una clara distribución latitudinal y quedan englobadas por encima de la isopícnas de $\sigma_0 = 27.1$. A lo largo del margen oeste del Atlántico Sur encontramos tres tipos: el Agua de Máxima Salinidad (Salinity Maximum Water, SMW), el Agua Modal Subtropical (Subtropical Mode Water, STMW) y el Agua Modal Subantártica (Subantartic Mode Water SAMW). Estas tres masas de agua, a la hora de cuantificar el transporte, quedarán englobadas dentro una sola masa de agua denominada Aguas Centrales SubAtlánticas (SubAtlantic Central Waters, SACW) tal y como lo hace Wienders et al. (2000) en su trabajo. Para proceder a

la distinción entre ellas es más fácil hacerlo a través de su temperatura, salinidad y contenido en oxígeno que por las isolíneas que marcan su distribución. Procederemos a identificar cada una de ellas por sus características propias y distinguirlas claramente en el diagrama T-S, pero a la hora de cuantificar el transporte a lo largo de todo el transecto quedarán englobadas como SACW. Las principales características de las masas de agua, recopiladas de los trabajos de Talley (1999) y Mémerly et al. (2000), se muestran en la Tabla 1.

	T °C	S	σ Kg/m ³	O ₂ μmol/kg	Loc. S	Depth	Limits	
							S	N
SMW	24	>36	25.2		15-20	0-200	28-30	7 S
STMW	14-16	<36	26.5	>220	29-39	200	39	28-30 S
SAMW	4-5		27.1	250-300	40-50	0-800	50	38-40 S

Tabla 1. Recopilación de las principales características de las aguas modales según Memery et al. (2000)

1.1.3. Masas de agua profundas

Para la descripción y por tanto cuantificación del transporte de estas masas de agua, haremos la misma distinción que hacen Memery et al. (2000) y Wienders et al. (2000) en su trabajo, cuya principal característica es que el Agua Antártica de Fondo (AABW) está conformada realmente por LCPW y la WSDW. Además de esta masa de agua encontramos empezando por la menos profunda, las Aguas Antárticas Intermedias (AAIW), las Aguas Circumpolares Superiores (Upper Circumpolar Water, UPCW) y la NADW.

AAIW

Es una masa de agua de baja salinidad que se forma en superficie en el frente polar antártico y se transporta hacia el norte por el giro subtropical. Su formación se debe a las altas precipitaciones de la zona y aguas del deshielo que provienen de la Antártida, que al encontrarse junto con la NADW que emerge en esta zona, habiendo ya perdido la mayor parte de sus características, se mezclan y comienzan a distribuirse hacia el norte. Al llegar a la zona de convergencia antártica se hunden por ser más densas que las aguas situadas más al norte, pero no son lo suficientemente densas como para caer hacia el fondo, quedando atrapadas entre las aguas modales y la NADW o la CPW. En la parte más meridional antes de subducir llega hasta los 800 m y en su avance hacia el norte ocupa la franja de entre los 800 a los 1200 m de profundidad. El contenido en oxígeno de esta masa de agua es bastante alto, ya que proviene de zonas de alta ventilación (Talley 1999), con contenidos en oxígeno de entre 250 a 300 μmol/kg.

NADW

Su formación se da en varios puntos del Atlántico norte, y se produce por convección, siendo la principal componente de la cinta transportadora. Esta masa de agua puede ser diferenciada en el Atlántico Sur por su alta salinidad y alto contenido en oxígeno. La NADW atraviesa el ecuador y llega hasta los océanos del sur, donde como ya se ha comentado, después de haber perdido la mayor parte de sus características, emerge y juega un papel clave en la formación de la AAIW y de las CPW. Su densidad no llega a ser mayor que la de las aguas profundas de origen antártico con lo que queda atrapada entre la AAIW y CPW en su parte superior y la AABW en la inferior, ocupando unas profundidades que van de los 1200 a los 4000 m. En su progresión hacia el sur podemos apreciar diferentes subtipos de NADW, la superior (Upper NADW, UNADW), que es la parte superior al núcleo central de la NADW y que se diferencia por su mayor concentración salina, el núcleo central de la NADW, y la inferior (Lower NADW, LNADW) que es la parte inferior y está en contacto con la AABW, caracterizada por un mínimo de oxígeno situado entre dos máximos correspondientes a la NADW y la AABW. Esta distinción tiene sentido hasta los 25°S, ya que más allá las propiedades de estas son muy similares y apenas se diferencian.

CPW

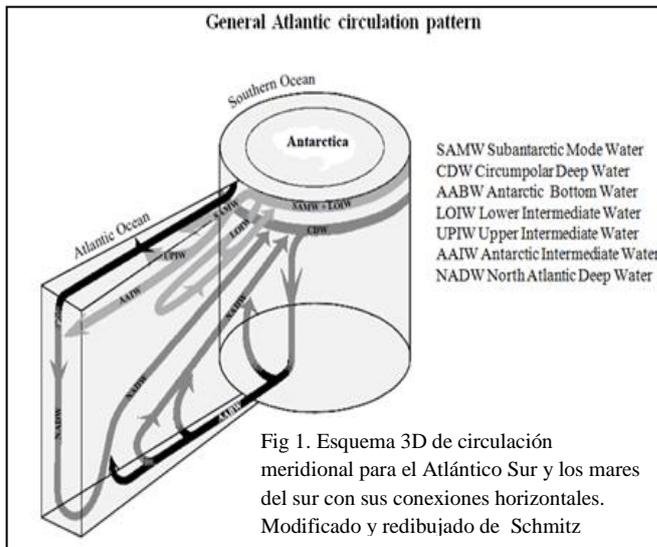
Las aguas circumpolares se forman por la mezcla de aguas que provienen del Índico y del Pacífico que son redistribuidas por la Corriente Circumpolar Antártica (Antartic Circumpolar Current, ACC), por lo que su contenido en nutrientes es mayor que las del resto. Estas aguas se mezclan en el Atlántico con la AAIW y la NADW por lo que en ciertas latitudes cuesta realizar una clara identificación de la misma. La CPW se puede subdividir a la vez en la superior (Upper CPW, UCPW) y la inferior (Lower CPW, LCPW). La UCPW es de densidad menor y queda superpuesta a la NADW, en cambio la LCPW llega a subducir por debajo de la NADW y forma parte de las AABW.

AABW

Es el agua más pesada de todos los océanos, con lo que prácticamente todas las cuencas en su parte más profunda han sido llenadas por ella. Debido a la formación de hielo en invierno, el agua fría del Océano Sur incrementa su salinidad con la salmuera recibida del hielo recién formado, lo que llega a incrementar tanto su densidad como para precipitar su caída hasta el fondo del océano.

El conocimiento de cómo se forman estas masas de agua y el cómo y dónde las aguas profundas pasan a formar parte de las capas superficiales es de suma importancia para saber los detalles de los diferentes caminos que tiene la Circulación Meridional de Retorno (Meridional Overturning Circulation, MOC).

1.2. Circulación del Atlántico Sur



Para poder dar una explicación correcta de todos los patrones de circulación existentes, hemos de partir de la MOC. Ésta es el producto combinado de un mecanismo de transporte superficial y de un mecanismo vertical que eleva agua profunda hacia la superficie. El primero se alimenta del calentamiento del agua en las zonas próximas al ecuador, que produce un gradiente de presión latitudinal que mueve el agua superficial hacia el norte y

luego al este debido al ajustamiento geostrófico entre la presión y la aceleración de Coriolis. Una parte del agua que alcanza el norte y este de la cuenca atlántica se enfría durante el invierno y se hunde para formar la NADW (Lappo, 1984; Broecker, 1991). Este hundimiento es posible debido a la continua inyección de agua ligera (flotabilidad) que realiza la turbulencia oceánica en capas profundas, así como el afloramiento de agua densa profunda en las latitudes del Paso de Drake. Estos dos mecanismos, que generan un exceso de flotabilidad en el fondo, aligerando la estratificación, son los dos motores últimos de la cinta transportadora global. Tras su formación, la NADW circula en profundidad en sentido norte-sur, atravesando el ecuador hasta llegar más allá del frente polar y emerger en la divergencia antártica, cambiando sus propiedades a lo largo de todo este recorrido y renovarse al enriquecerse en O_2 (Orsi et al., 1999, 2002) (Fig. 1). En los océanos del sur debido a la ACC, la NADW se mezcla con aguas del Pacífico y del Índico para formar las diferentes aguas antárticas ya mencionadas que se hunden y viajan hacia el ecuador en profundidad. En superficie la MOC se ve afectada por los diferentes regímenes de viento, mareas, corrientes superficiales y fenómenos meteorológicos. Debido al trazado de la sección, que discurre paralelo a la costa, se han de tener en cuenta las corrientes de margen oeste, aunque el conocimiento actual que se tiene de las mismas lo tenemos gracias a diversos estudios locales a partir de cálculos geostróficos. Estos estudios tienen una distribución espacio temporal muy variada, por lo que aunque intentemos tener una visión conjunta a partir de ellos, realmente no deja de ser el resultado de una realización individual del campo de corrientes.

A continuación se hace una breve descripción de las diferentes corrientes que afectan al Atlántico Sur en superficie y profundidad.

1.2.1. Circulación en superficie

Los patrones básicos de circulación en superficie en el Atlántico Sur están compuestos por el Giro Subtropical anticiclónico que ocupa prácticamente toda esta cuenca desde los 10°S hasta los 45°S aproximadamente, y por la Corriente Circumpolar Antártica al sur del mismo, con los diferentes frentes que la componen, circulando hacia el este.

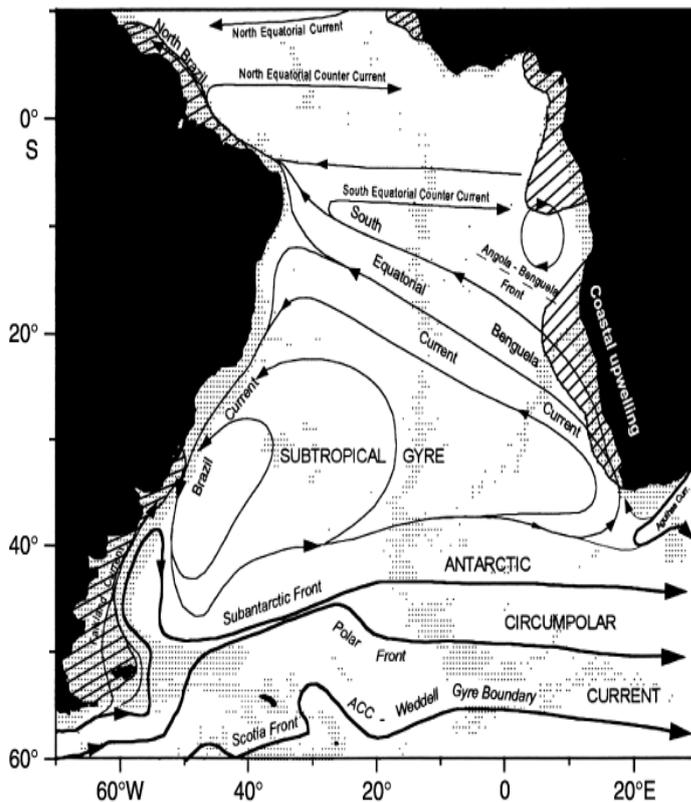


Fig 2. Patrones de circulación a gran escala de las corrientes geostóficas superficiales y situación de los frentes en el Atlántico Sur. Peterson and Stramma (1991)

El giro subtropical está compuesto por 3 giros de diferente tamaño. El mayor de ellos, llega hasta la costa sudafricana donde se une con parte de la corriente de Agulhas y retorna en dirección noroeste cruzando todo el Atlántico Sur remontando hasta los 10-15°S, esta corriente es la Corriente Sud Ecuatorial (South Equatorial Current, SEC). Al chocar con la plataforma brasileña se divide en dos ramales principales, uno hacia el norte la Corriente del Norte de Brasil (North Brazil Current, NBC) y otro hacia el sur formando la Corriente de Brasil (Brazil Current, BC). Esta corriente de margen oeste es de mayor intensidad y llega a

mayores profundidades que otras corrientes de este tipo en otros márgenes continentales debido a la topografía de la plataforma y del talud sudamericano. Debido a esta gran intensidad, la BC es de gran importancia debido a la gran cantidad de calor que transporta desde las zonas ecuatoriales hacia el polo sur. Dependiendo pues de la latitud y profundidad en la que nos situemos, esta corriente toma diferentes caminos constituyendo sub-ramas de la misma. En la BC encontramos la Contra Corriente Sud Ecuatorial (South Equatorial Counter Current, SECC), la rama central de la SEC que es la Corriente Central Sud Ecuatorial (Central South Equatorial Current, CSEC) y la Corriente Ecuatorial Subsupsuperficial (Equatorial Undercurrent, EUC).

En cuanto a la parte más al sur del Giro, al llegar a los 40°S comienza a separarse del talud y choca con la Corriente de las Malvinas (Malvinas Current, MC) dirigiéndose hacia el este para cerrar el giro. La principal rama llega a alcanzar el océano Índico. La BC, tras su colisión aproximadamente a 38°S, se divide en dos ramales diferentes. La primera se redirige hacia el ecuador, creando un gran remolino anticiclónico

reunificándose con la corriente de Brasil original sobre los 28°S, mientras que el segundo ramal se adentra hacia el interior del giro subtropical (Peterson y Stramma, 1990; Evans et al., 1983; Memery et al. 2000) extendiéndose con mayor amplitud hacia el océano interior recirculando hacia el norte y volviendo a entrar en la rama principal del BC hacia el sur sobre los 20°S (Fig. 2).

Pasado el giro subtropical nos encontramos con la Corriente de las Malvinas que circula en el mismo sentido que este, pero quedando claramente diferenciados, esta corriente es la delimitadora del Frente Sub-Antártico (Subantarctic Front, SAF). La MC está formada por aguas que provienen del Pacífico y entran por el pasaje de Drake, girando hacia el norte, que al encontrarse con la CB forman una retroflexión de la corriente superficial y se redirige hacia el polo y llega a alcanzar los 50°S antes de ser incorporada de nuevo por la ACC (Vivier y Provost, 1999).

Esta zona de encuentro entre la BC y la MC es la Zona de Convergencia Brazil-Malvinas (BMC) y se sitúa entre los 36-45S dependiendo de la época del año, en el verano austral la BC tiene mayor intensidad desplazando el frente hacia el Sur. Esta zona es de especial interés y la importancia de la región radica en que se trata del lugar donde la Corriente Circumpolar Antártica muestra una gran penetración hacia el norte. Esta zona de confluencia tiene también gran interés por su elevada producción primaria, ya que la corriente de las Malvinas suministra una gran cantidad de nutrientes, mientras que la de Brasil proporciona unas temperaturas cálidas del océano. La intensa mezcla vertical resulta en una elevada producción primaria y convierte a esta zona en un importante sumidero de carbono atmosférico.

1.2.2. Circulación de las aguas profundas

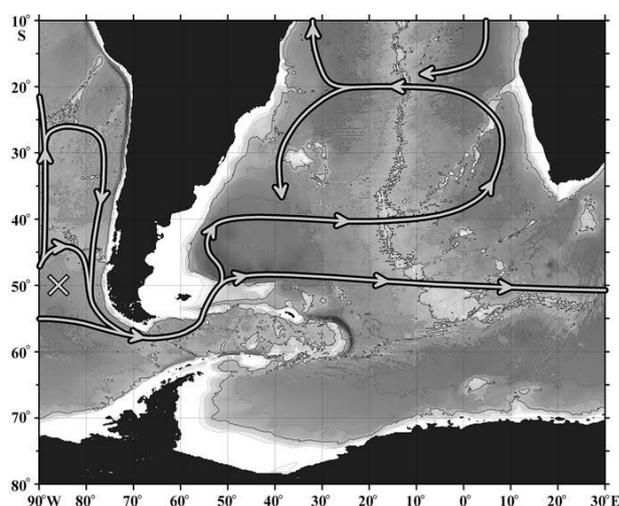


Fig. 3. Propagación de la AAIW en el Atlántico Sur. El esquema se obtiene a partir de la combinación de los resultados de Davis (1998) y Larque et al. (1997)

Existe una circulación subsuperficial que correspondería a la AAIW y en esencia se dirigiría hacia el norte pero mediante un sistema de giros. Según la Figura 3, reproducida de Larque et al. (1997), la AAIW entraría por el pasaje de Drake y se dividiría en dos. Un primer camino seguiría el mismo camino que el SAF, y el segundo seguiría hacia el norte pegado al talud para unirse a la corriente de Brasil y realizar otro giro anticiclónico algo menor que el Giro Subtropical, recirculando hasta los 20S. En esta latitud al chocar con el talud surge

otra rama hacia el norte que al llegar al ecuador también recircula creando un giro ciclónico.

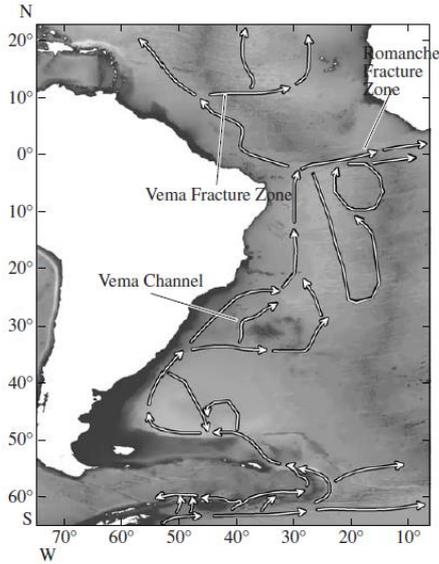


Fig. 5. Distribución de la AABW por el fondo de la Cuenca Atlántica según Morozov

A niveles más profundos nos encontramos ya con la circulación hacia el sur de la NADW, que es la principal componente de la cinta transportadora profunda. Los patrones de circulación de la NADW en el atlántico sur son bastante complejos, y son motivo de discusión tal y como se muestra en la Figura 4, y se discutirán posteriormente en el apartado 4.2 a partir de las velocidades obtenidas. Básicamente al llegar la NADW al ecuador ésta se separa en tres, donde surge una retroflexión hacia el norte según Schmitz (1996), una segunda rama viaja a lo largo de todo el ecuador hasta el continente africano, donde se especula con un posible giro ciclónico sobre los 10°S que llegaría a unirse en mitad del atlántico con otros subramales. Por último el tercer ramal continuaría su progresión hacia el sur pegado al

talud, originando otras ramas de la NADW algunas de las cuales están todavía por confirmar, pero que en cualquier caso acaban en Sud-África, primero desviándose hacia el sur-este en los 10°S y por último creando una recirculación en sentido anticiclónico entre los 25-40°S.

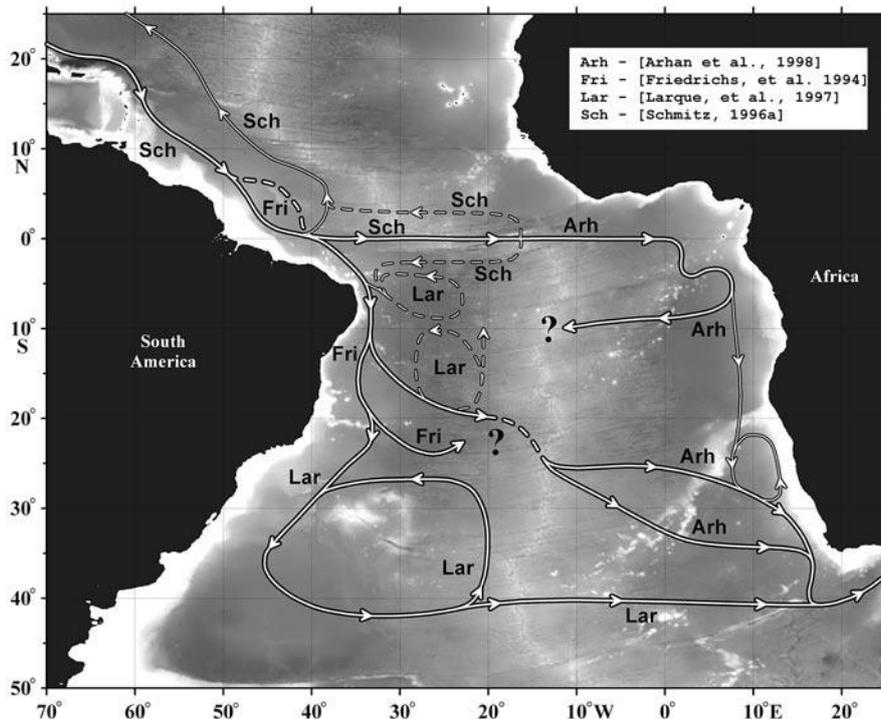


Fig. 5. Propagación de la NADW en el Atlántico Sur según los diferentes autores indicados en la leyenda. Los interrogantes indican que el camino seguido es cuestionable, mientras que las líneas discontinuas muestran posibles rutas que podrían seguir.

Por último la AABW que se forma en diferentes zonas del continente Antártico se propagaría hacia el norte por debajo de la NADW. La mayor parte de la AABW que atraviesa nuestra sección proviene del pasaje de Drake y de las aguas que se unen a ellas en el Mar de Weddell tras recircular por diferentes ramales. La AABW circularía la Antártida circulando hacia el este a lo largo de todo el frente polar, pero sobre el meridiano 35°W existe una rama que se desprende hacia el oeste a lo largo del paralelo 50°S hasta encontrarse con la base del talud de la plataforma sud americana y emprender aquí su camino hacia el norte pegada al mismo tal y como se aprecia en la Figura 5, para recircular al desprenderse parte de la misma sobre los 40°S hacia el sur y el principal ramal continuar hacia el norte y separarse en dos para extenderse hacia el este sobre los 35°S ocupando toda esta parte de la cuenca hasta su reunificación en los 20°S.

2. Métodos

2.1. Datos y batimetría de la campaña

La campaña FICARAM 15 es la decimoquinta repetición de la sección WOCE A17 llevada a cabo en 1994. Esta sección forma parte del programa internacional GOSHIP GOSHIP (<http://www.go-ship.org/CruisePlans.html>), desarrollado para establecer una red coordinada globalmente de secciones hidrográficas como parte del sistema de observación mundial del océano/clima. Para alcanzar el objetivo general de la campaña se realizaron 108 perfiles de CTD hasta el fondo del océano en las correspondientes estaciones, que van desde las Islas Malvinas hasta Cartagena. Esta campaña se organizó en dos fases diferentes:

LEG 1: Desde Punta Arenas (Chile) hasta Recife (Brasil), del 20 de Marzo al 20 de Abril, con 62 estaciones.

LEG 2: Desde Recife (Brasil) hasta Cartagena (España), del 23 de Abril al 21 de Mayo.

Durante esta campaña el grupo de oceanografía física fue el responsable de recoger los datos proporcionados por: CTD y XBT, ADCP del barco, LADCP y termosalinógrafo.

La primera estación del LEG1 de la FICARAM XV se situó en las Islas Malvinas en los 50°S, y se corresponde con la estación número 3 (Fig. 6). Al norte la sección intersecta con la pendiente del talud al finalizar la plataforma de las Malvinas pasando de una profundidad inicial de 730 m hasta casi los 5000 m. Entonces atraviesa la Cuenca Argentina, con profundidades superiores a los 6000 m entre los 47-45°S, para ir descendiendo la profundidad a medida que avanzamos hacia el norte hasta los 4237m en la Meseta de Santos 31.15°S, para llegar al canal de Vema cerca de los 30.4°S, donde la profundidad alcanza los 4650 m (Zenk et al., 1993). En la cuenca de Brasil, en la

estación número 49 el transecto describe un semicírculo, esto se debe a la falta de permisos para permanecer en aguas brasileñas en los 21°S cerca de las islas Vitoria-Trindade, finalizando esta modificación en la ruta en la estación 53 a los 17.83°S, para finalmente finalizar la estación 62 en los 10°S.

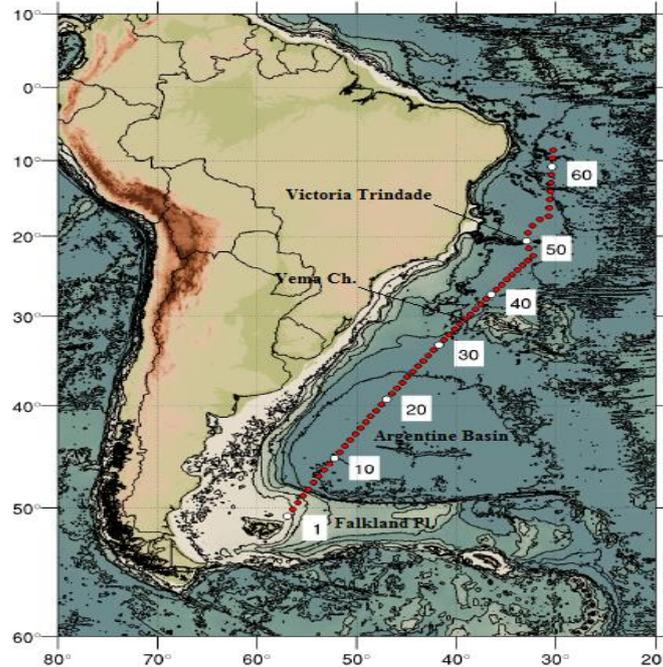


Fig. 6. Transecto FICARAM XV, mostrando la desviación respecto al transecto WOCE A17 original y la batimetría principal de la cuenca Argentina y Brasileña.

2.1.1. Instrumentación e incidencias

CTD

El CTD utilizado para la toma de los datos hidrográficos es el SBE911 plus (Sea-Bird Electronics). Estando equipado con sensores de temperatura y conductividad por duplicado, un sensor de presión Digiquartz, una sonda de oxígeno SBE-43, y con un fluorímetro, turbidímetro y altímetro SeaPoint. Durante este primer LEG hubo seis incidencias menores con el CTD que no afectaron a la toma de datos.

ADCP

Las principales características de configuración del ADCP montado en el casco del barco son: En alta resolución: Broad Band 50 bins, y para la banda estrecha Long Range: 45 bins. Siendo la distancia para cada uno de estos bins según su modo de funcionamiento de 16 m y 8 m respectivamente, por lo que la profundidad máxima que alcanza así el ADCP es de 700 m.

Entre el 29 de Marzo y el 1 de Abril hubo un fallo general con el software de adquisición de datos del mismo, mientras los datos en formato binario (RAW) eran

adquiridos, la transformación de los mismos a un formato legible para su tratamiento no se estuvo realizando. Como consecuencia de este fallo los datos correspondientes al día 30 y 31 de marzo se han perdido en su totalidad, siendo esta incidencia crucial para poder estimar los valores absolutos de las velocidades geostróficas y en la elección del método para calcular el transporte total a lo largo del transecto de la FICARAM XV.

2.2. Determinación de las masas de agua

Tal y como se dijo en la introducción realizaremos una distinción entre las aguas superficiales y las aguas profundas. Para proceder al reconocimiento de las diferentes masas de agua que conforman cada una de ellas se utilizarán dos criterios distintos. Las primeras quedarán reconocidas por sus características propias, contenido en sal y oxígeno, para tener un reconocimiento fácil de las mismas, aunque a la hora de contabilizar el transporte quedarán englobadas bajo un solo tipo que son las aguas modales. En cambio las segundas se diferenciarán mediante las diferentes isopícnas que las delimitan y podremos cuantificar su transporte para cada una de ellas.

2.2.1. Criterios de salinidad y oxígeno

Para poder distinguir los tres tipos de aguas modales que hay en la cuenca haremos uso del diagrama T-S, pero para poder tener una visión general exacta de las latitudes y profundidades que ocupan cada una de ellas es necesario recurrir a la información que nos proporcionan campos de salinidad y oxígeno en la sección. Mediante la información recopilada en la Tabla 1, se puede diferenciar claramente cada una de ellas a lo largo de todo el transecto.

Salinidad

A partir de la salinidad se pueden diferenciar las aguas modales más someras, la SMW queda definida por el máximo en salinidad de 37.5, quedando envuelta por la isohalina de 36, por debajo de este valor en salinidad se correspondería con la STMW, tal y como se apreciará más adelante en la Figura 9. Por otro lado también podremos apreciar la lengua de baja salinidad que se corresponde con las aguas provenientes del sur. Estas aguas están formadas por la AAIW y la UCPW, siendo imposible separar una de la otra a partir del contenido en sal por lo que para diferenciarlas debemos hacer uso del contenido en O₂. Una vez diferenciadas la parte más superficial de la AAIW se corresponde con la SAMW. Por debajo de estas masas de agua vuelve a haber un incremento en la salinidad correspondiente por un lado al máximo local de la NADW, quedando envuelta por la isohalina de 34.8 en la parte más septentrional. El resto de agua pertenecería a la AABW con un contenido algo menor en sal.

Oxígeno

Como hemos dicho no es posible diferenciar la AAIW de la UCPW tan solo con los datos de salinidad obtenidos, esta distinción se puede hacer sabiendo el contenido en O₂. La AAIW se diferencia claramente a partir del máximo en oxígeno correspondiente

a la ventilación que se da en la zona mientras que la UCPW tiene un contenido menor del mismo ya que se encuentra en capas más profundas con la consecuente menor oxigenación. La SAMW quedaría pues restringida a la parte más superficial de la AAIW.

Aun teniendo ya una caracterización de cada una de las masas de agua no es factible determinar el transporte de cada una de ellas a partir de este criterio, primero por la dificultad a la hora de establecer el límite en la transición de las zonas de contacto entre ellas mediante la S y el O₂, y en segundo lugar por la implementación del algoritmo necesario para establecer el nivel de referencia para calcular la velocidad geostrofica y por tanto el transporte.

2.2.2. Determinación de criterio isopícnico

Para determinar el límite entre las masas de agua se hace uso de las isopícnas que las delimitan, concretados en función de la latitud, conforme a lo especificado por Wienders et al. (2000), a partir del trabajo previo de Mémery et al. (2000) (Tabla 2). Esta diferenciación latitudinal de las isopícnas se debe a la mezcla a lo largo de todo su recorrido de las diferentes masas de agua.

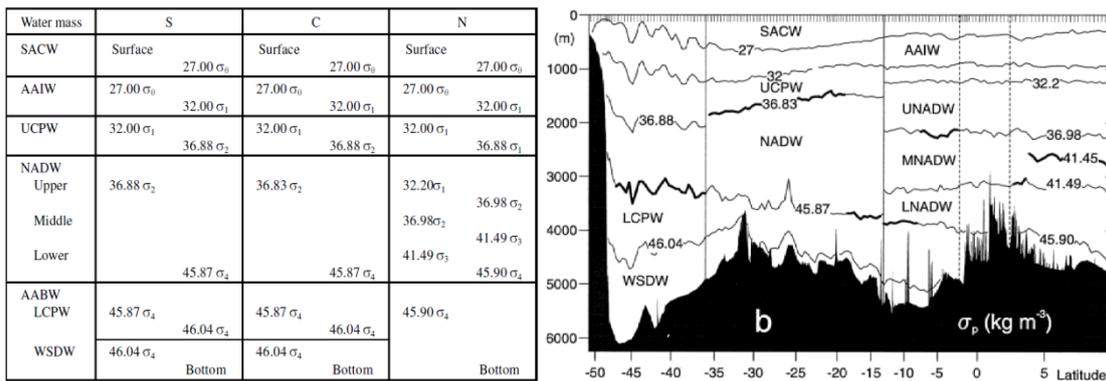


Tabla 2. Tabla de Wienders et al. (2000) en la que se sintetizan las isopícnas de referencia para trazar las diferentes masas de agua a lo largo del transecto meridional WOCE A17 en el Atlántico Sur a partir del trabajo de Mémer et al. (2000).

Como a partir de los 28 S no tiene sentido hacer una distinción entre los diferentes subtipos de la NADW, nuestra sección llega hasta los 10 S y no estamos interesados en realizar una diferenciación en el transporte de los diferentes subtipos de la NADW, las isopícnas utilizadas para diferenciar las masas de agua son las que se muestran en la Tabla 3, siendo el límite superior de cada una la isopícnica situada en la columna izquierda y el límite inferior el de la columna derecha de dicha tabla.

Isopicna superior	Masa Agua	Isopicna Inferior
superficie	SACW	27.1 σ_0
27.1 σ_0	AAIW	32 σ_1
32 σ_1	UCPW	36.83 σ_2
36.83 σ_2	NADW	45.87 σ_4
45.87 σ_4	AABW	fondo

Tabla 3. Isopicnas que delimitan las masas de agua con los límites inferior y superior que las definen.

2.3. Velocidades geostróficas

La limitación del cálculo de las corrientes a partir de datos hidrográficos es que mediante esta técnica obtenemos unos resultados en los que se calculan las corrientes relativas a otra corriente a un nivel dado. Por lo que tenemos una velocidad relativa respecto a otro nivel de referencia, y tenemos que obtener una velocidad absoluta escogiendo uno de los siguientes métodos:

- a) Suponer un nivel de no movimiento. Tradicionalmente se ha usado un nivel de no movimiento situado a 2000 m de profundidad porque se supone que el océano profundo es estático. La elección de esta capa es uno de los problemas en la determinación del transporte neto total. Como ejemplo, el transporte estimado de la corriente de las Malvinas en los 46S puede variar desde los 10 Sv ($1\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) cuando usamos un nivel de referencia intermedio, hasta más de 80 Sv cuando se tiene en cuenta el carácter barotrópico de la corriente (Peterson, 1992).
- b) Para eliminar la incertidumbre que genera el método anterior podemos usar corrientes conocidas: podemos obtener la velocidad en superficie como velocidad de referencia usando la altimetría de los satélites para calcularla. Con este método podemos encontrarnos con el problema de que algunas veces es difícil obtener las corrientes en superficie para el mismo periodo de tiempo en que tenemos los datos hidrográficos. Esto se puede resolver usando los datos obtenidos del ADCP/LADCP del barco. Podemos obtener así la velocidad de una capa de referencia a una profundidad determinada con más fiabilidad.
- c) Modelos inversos. Realizando una serie de secciones de estaciones hidrográficas que definan una caja cerrada podemos hacer uso de las ecuaciones de conservación y asumiendo la conservación de masa de agua y sal podemos calcular las corrientes.

La velocidad geostrófica la calcularemos a partir del gradiente de presiones existente entre dos puntos. Realmente lo que se hace es averiguar la diferencia de altura existente entre dos superficies de igual presión respecto a un geopotencial de referencia constante: la anomalía de geopotencial. A partir de ella podemos saber la pendiente que existe entre dos estaciones a lo largo de una isobara respecto a otra situada a un nivel inferior. Esta anomalía de geopotencial se desarrolla mediante la nueva ecuación de estado del agua de mar TEOS 10, para tener en cuenta los efectos estéricos del agua de

mar en toda la columna, pasando a ser de esta manera una función del coeficiente volumétrico α que depende de T, S y P. Una vez conocemos esta anomalía del geopotencial es fácil determinar la velocidad ya que conocemos la distancia entre estaciones L. Todos estos cálculos se realizan con las herramientas de cálculo GSW (Gibbs-Seawater toolbox) proporcionadas en la web de TEOS 10 (<http://www.teos-10.org/software.htm>). Concretamente con las funciones `dyn_heigh_anomaly` para averiguar la anomalía de altura dinámica, y `geo_vel` para obtener ya la velocidad geostrofica, para ver de forma esquemática todos los pasos seguidos para tratar los datos ver Anexo 2.

Para el cálculo del campo de velocidades haremos uso de las ecuaciones básicas de geostrofia, Eq 1.

$$u = \frac{-1}{\rho f} \frac{dp}{dy} \quad \text{Eq 1}$$

Pero realizando una serie de modificaciones para hacer este cálculo a lo largo de isobaras referenciadas sobre líneas de igual geopotencial y conocer de esta manera la anomalía de altura dinámica de este geopotencial. Para ello se tendrán en cuenta también los efectos estéricos del agua de mar a lo largo de toda la columna, por lo que este gradiente de geopotencial será en función de la T, S y P.

Si quisiéramos saber la velocidad en superficie, básicamente conociendo la diferencia de altura entre dos estaciones y la distancia que las separa, podemos saber la pendiente de la línea imaginaria que las une y por tanto la velocidad. De manera análoga en toda la columna de agua podemos averiguar esta pendiente a lo largo de superficies de igual presión, en relación a superficies geopotencial constante.

Realmente lo que se calcula es la anomalía de geopotencial a partir de dos líneas de presión constante, P1 y P2, entre dos estaciones. De esta manera podemos obtener la pendiente de la superficie de presión superior respecto a la inferior y calcular la velocidad geostrofica de un nivel respecto al otro, tal y como se muestra en la Figura 7.

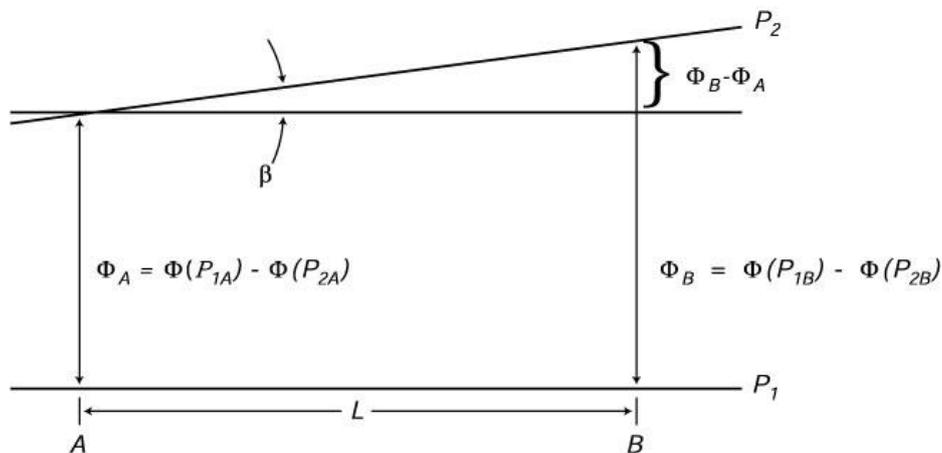


Fig. 7. Esquema del cálculo de la anomalía de geopotencial, reproducido de Stewart (2008).

El gradiente vertical de presión es de la forma:

$$dp = -\rho g dz \quad \text{Eq.2}$$

Por lo que combinando la Eq.1 con la Eq.2 obtendremos:

$$u = \frac{\rho g dz}{f} \quad \text{Eq.3}$$

Si consideramos que las superficies de igual geopotencial son de la forma:

$$\Phi = gh \quad \text{Eq.4}$$

Podemos asumir que

$$d\Phi = g dz \quad \text{Eq.5}$$

y sustituyendo en Eq.3 obtenemos:

$$u = \frac{\rho d\Phi}{f} \quad \text{Eq.6}$$

Esta diferencia de geopotencial a partir del esquema de Stewart es fácil de obtener, y la densidad se obtendrá a partir de los datos hidrográficos obtenidos en función de T, S y P, con lo que la expresión final para la velocidad en función de la distancia entre estaciones L será:

$$u = \frac{d\Phi}{f * L} \quad \text{Eq.7}$$

Donde:

$d\Phi$ es la diferencia de geopotencial entre A y B = $\Phi_B - \Phi_A$

f = fuerza de coriolis

L = distancia entre estaciones.

2.4. Determinación del transporte

Para obtener el transporte total en la columna de agua entre estaciones tan solo se ha de integrar la velocidad en el área que queda determinada entre las diferentes estaciones. Como para determinar las diferentes masas de agua se han utilizado las diferentes isopícnas que las delimitan, se podrá integrar entre las diferentes profundidades a las que se encuentran para conocer la contribución de cada una de ellas al transporte total hacia el océano interior a lo largo de todo el transecto.

3. Resultados

3.1. Diagrama T-S

En primer lugar procederemos a la realización del diagrama T-S de todas las estaciones para poder posicionar las diferentes masas de agua modales en el mismo y hacer una primera distinción de las mismas.

En el diagrama T-S (Fig. 8), la dispersión de los puntos a lo largo de la tendencia de los mismos se corresponde con las aguas modales. Como podemos observar estos puntos dispersos se pueden agrupar en tres zonas claras: superior derecha, central e inferior izquierda; además se han representado en función de la latitud a la cual se encuentran según la escala de color. Ya a simple vista podemos darnos cuenta de que cada una de estas tres agrupaciones tienen una marcada zonalidad y que se da la sucesión latitudinal comentada anteriormente.

La primera agrupación son las SMW, aguas superficiales que van desde la superficie hasta los 200 m de profundidad y pueden llegar a extenderse según la variabilidad estacional entre los 7°S y los 28-30°S, aunque su núcleo principal se encuentra entre los 15-20°S. Se caracterizan por su alta concentración salina comprendida entre los 36 y 37.5 PSU. Por la latitud a la que están situadas son las aguas modales más cálidas, llegando a alcanzar temperaturas superiores a los 27°C.

Todo esto se muestra claramente en el diagrama T-S (Fig. 7), estas aguas se revelan como los puntos de mayor T y S y claramente por el color rojo de su distribución latitudinal se corresponde con las aguas situadas hacia el ecuador. Estas aguas son transportadas hacia el oeste por la South Equatorial Current SEC y redistribuidas hacia el norte y el sur por las corrientes de frontera. A medida que nos desplazamos hacia el sur, colores anaranjados, vemos como la T y la S desciende, esto es un claro indicador de la mezcla progresiva de la SMW con las aguas que la circundan.

La nube de puntos central de colores mayoritariamente verdes se corresponde con las STMW, las cuales se forman por la convección hibernal de las Sub Atlantic Central Waters en la zona de confluencia de Brasil-Malvinas. Estas aguas se caracterizan por tener una temperatura media de entre 14-16°C, ya que abarcan un posicionamiento más hacia el sur situándose entre los 39 y los 28°S y llegan hasta profundidades de 400m. Su salinidad se sitúa por debajo de los 36 PSU y en superficie conserva aproximadamente este valor lo largo de todo su avance hacia el sur, pero decrece de forma más acusada en profundidad con un gradiente aproximado de 1PSU debido al contacto inferior con las aguas profundas de capas inferiores que se caracterizan su baja salinidad. Pero, aunque no se muestre en el diagrama T-S, el rasgo distintivo es su alto contenido en oxígeno para la zona, encontrándose envueltas dentro de la isolínea de O₂ mayor a los 220 μmol/Kg. Esta nube de puntos queda dentro del rango de salinidades de entre 35-36 PSU, aunque algunos puntos alcanzan valores de temperatura superiores a la media ya que pueden ser los que se encuentran en superficie a menores latitudes.

La última agrupación de puntos corresponde a las aguas más meridionales las SAMW que en el fondo no dejan de ser las AAIW más superficiales que penetran en la cuenca Argentina, extendiéndose desde los 50°S hasta los 38-40°S, según la época del año donde se forma la zona de confluencia Brasil-Malvinas, una región donde se da una gran mezcla con bajas temperaturas y salinidades. La gran dispersión en los puntos del diagrama es una muestra de esta mezcla.

Tanto en este grupo de puntos como en el anterior vemos unos perfiles que por su color, es decir su posición latitudinal, no cabría esperar verlos en estas zonas, a unos les correspondería estar más al sur y a otros más hacia el norte. También se puede observar cómo en la transición de un grupo a otro aparecen un par de perfiles aislados con valores de salinidad y temperatura menores de los esperados para la latitud que ocupan. Para dar explicación a ello hemos de fijarnos en la sección de temperatura de la Figura 11, en la zona de los 40°S justo la zona de BMC, podemos observar una masa de agua cálida rodeada de aguas más frías, esta masa de agua cálida podría atribuirse a un remolino tal y como se explicará posteriormente. Así pues los puntos que en el diagrama T-S quedan incluidas dentro de la nube de puntos de las STMW con una zonalidad más al sur corresponderían a esta masa de agua cálida, y al revés, los puntos y perfiles situados en zonas de aguas frías y menor salinidad, pero con una latitud más septentrional corresponderían a las intrusiones de agua fría que se muestran en la Fig. 9.

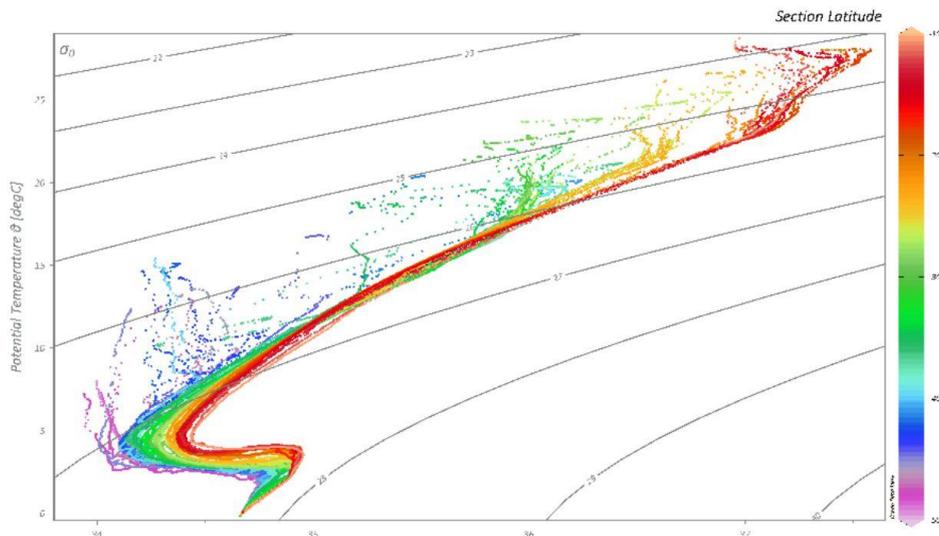


Fig. 8. Diagrama T-S, la barra de colores representa la latitud a la cual se ha realizado cada perfil hidrográfico.

3.2. Distribución vertical de las propiedades hidrográficas

Al representar estos mismos datos T y S a lo largo de toda la sección podemos reconocer a grandes rasgos las diferentes masas de agua que existen en toda la sección. En primer lugar a partir de la sección de la salinidad, Figura 9., se pueden diferenciar las aguas modales más someras como son la SMW y la SMTW. También se puede observar claramente la lengua de baja salinidad que propaga la AAIW, pero esta contiene una proporción de la UCPW que no puede ser separada de la anterior y para diferenciarlas se ha de hacer uso del contenido en oxígeno. Por debajo de esta encontramos la NADW con un mayor contenido en sal que la AABW.

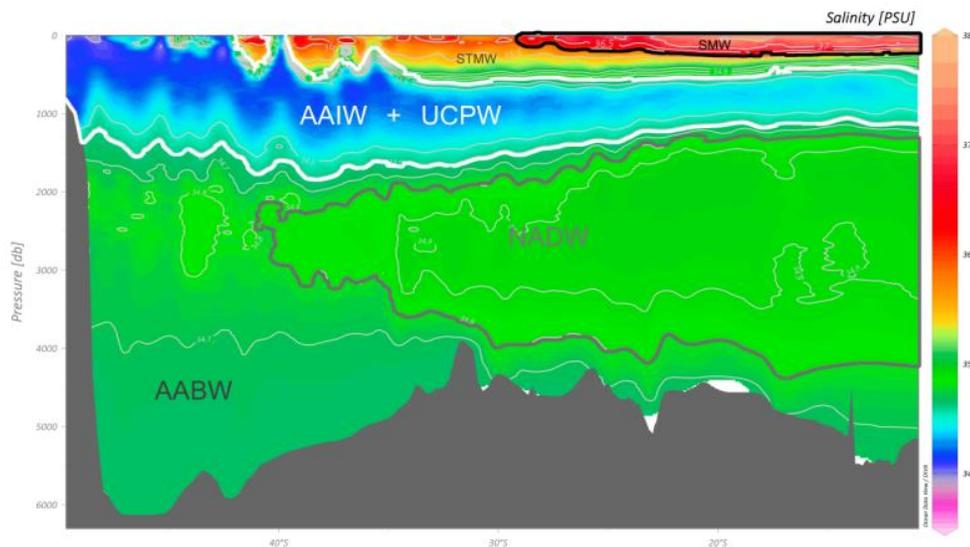


Fig. 9. Sección Meridional de la salinidad, identificando la SMW mediante la isohalina 36, AAIW+UCPW englobadas dentro de la isohalina del mínimo de salinidad, y el máximo relativo correspondiente a la NADW.

Al proceder a la representación del oxígeno en toda la sección podemos distinguir ahora claramente la AAIW de la UCPW, Figura 10. También podemos llegar a identificar el mínimo de oxígeno correspondiente a las zonas ecuatoriales pero no será objetivo de discusión en este trabajo. Por último se puede llegar a identificar los diferentes componentes de la NADW, por el máximo relativo en O_2 que contiene el núcleo principal de la misma y que es el que sirve de referencia para llegar a determinar las isopicnas que la delimitan en el trabajo de Wienders et al. (2000) pero que en nuestro no se diferenciaran.

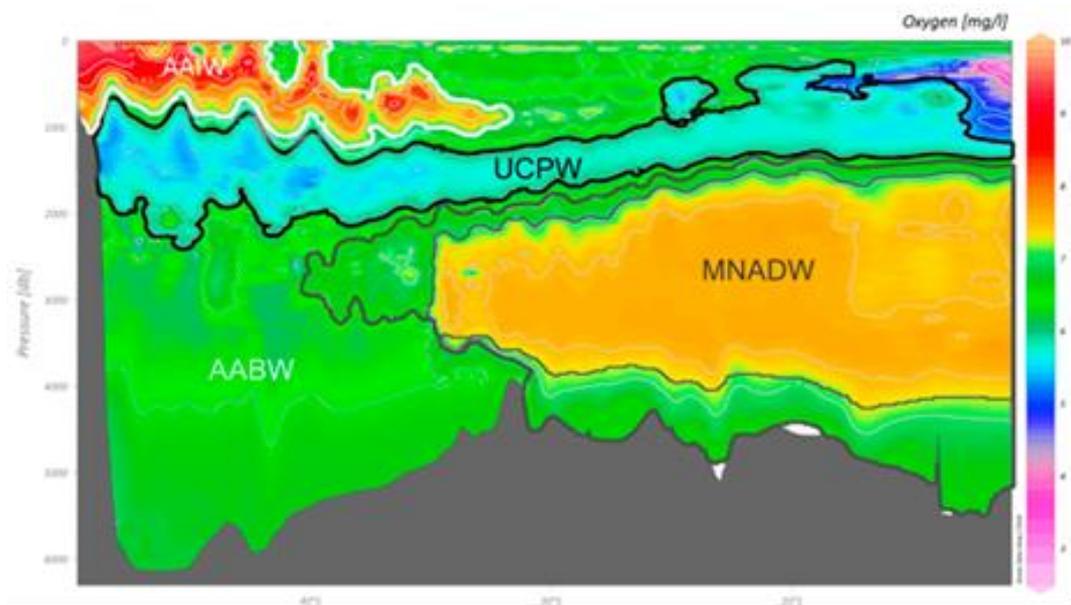


Fig. 10. Diferenciación de la UCPW y de la AAIW a partir de la señal de oxígeno.

Por último al representar la isopicna que nos servirá de referencia sobre la sección de temperatura, se observa claramente la isoterma de 2°C y 0°C que se corresponde con la forma de las isopicnas de 45.87 and 46.04, delimitando la NADW y los dos tipos de aguas que conforman la AABW (Fig. 11).

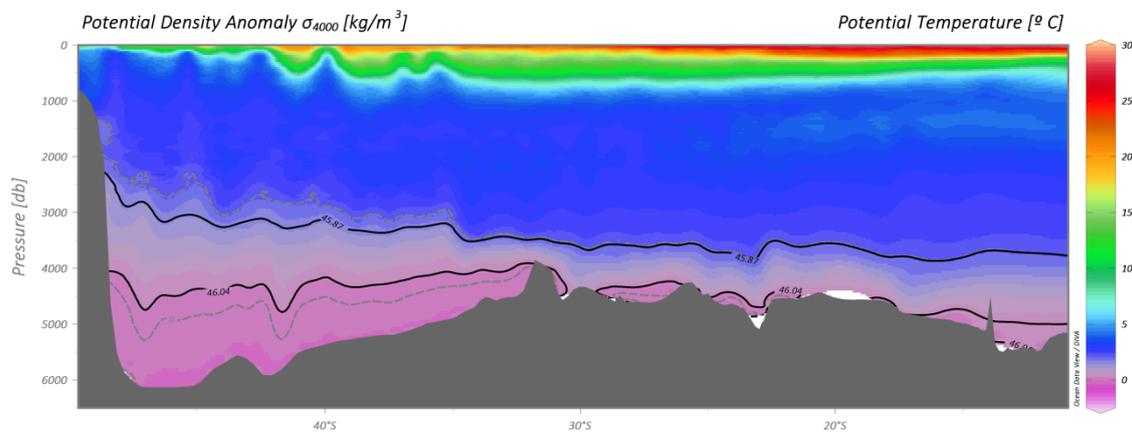


Fig. 11. Temperatura potencial a lo largo de la sección FICARAMXV contorneando las isopicnas de Densidad Potencial $\sigma_4 = 45.87$ y $\sigma_4 = 46.04$ y las isotermas de 2°C y 0°C mostrando el paralelismo entre ellas, y definiendo la LCPW y la SWDW que conforman la AABW.

3.3. Distribución de las masas de agua

Para poder diferenciar las diferentes masas de agua que nos interesan a la hora de cuantificar el transporte a lo largo de toda la sección, haremos uso de las isopicnas que las distinguen según la Tabla 3, diferenciando entre SACW, AAIW, UPCW, NADW y AABW. A partir de los datos hidrográficos, y realizando la conversión de la densidad a cada una de las densidades potenciales de interés se obtiene la siguiente distribución:

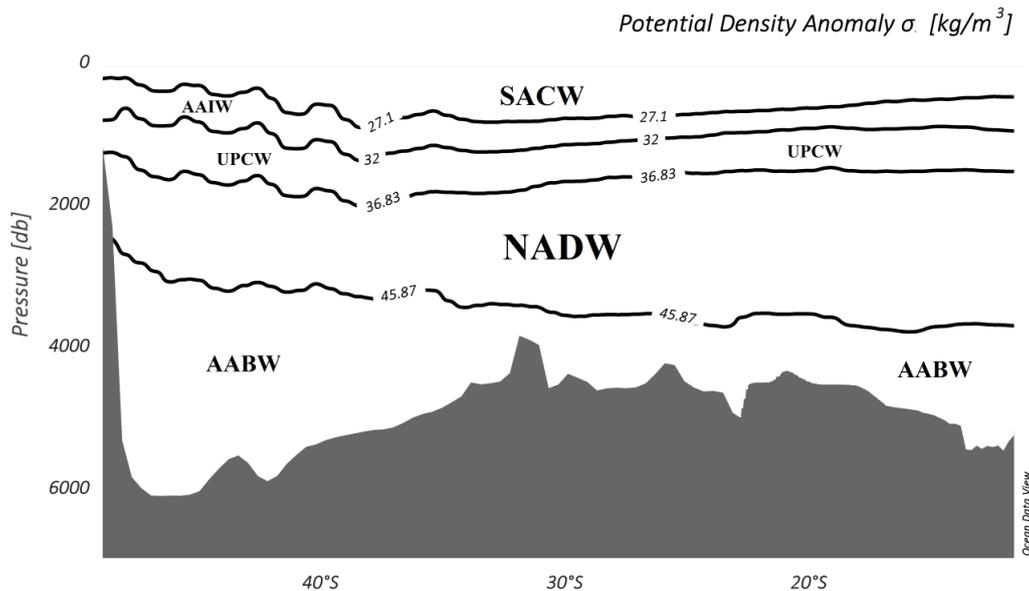


Fig. 12. Distribución masas de agua según isopícnas que las delimitan.

4. Discusión

4.1. Velocidades geostroficadas

El objetivo inicial de este estudio era obtener las velocidades geostroficadas haciendo uso de los datos del ADCP. Debido a las incidencias conocidas con el aparato, el primer tratamiento de datos se practicó sobre este instrumento para conocer con detalle cómo afectó a la toma de los mismos. Para ello se usó la última versión del software CODAS (Common Ocean Data Access System) (<http://currents.soest.hawaii.edu>), desarrollado a finales de 1980 por la universidad de Hawaii, para obtener una base de datos en la cual almacenar y acceder a datos oceanográficos con especial énfasis en los datos de ADCP. Ello se lleva a cabo con una implementación de diferentes scripts combinando también diferentes lenguajes de programación.

Tras intentar recuperar los datos de las fechas mencionadas en las incidencias del ADCP, reprocesando los datos binarios con el software de adquisición VmDas de RD Instruments ADCP, el resultado final es el que se muestra en la Figura 13. Como se puede observar la pérdida de datos en la gráfica de navegación se corresponde con la pérdida de los valores de las velocidades para esta zona en la gráfica superior izquierda de la Figura 13, color azul oscuro.

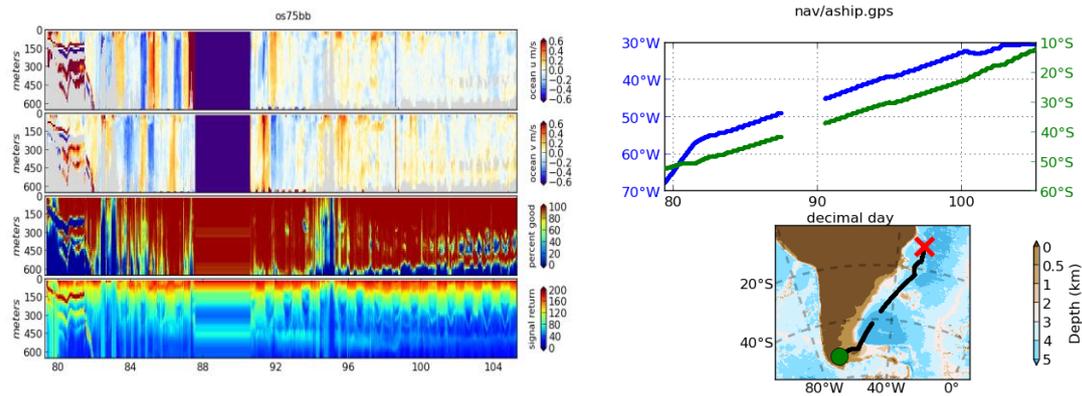


Fig. 13. Primera visualización de los datos de ADCP con CODAS tras el intento de recuperación de la información perdida.

Debido a este inconveniente, y a que la pérdida de datos se encuentra sobre los 40°S que es justo la zona de interés de la Confluencia Brasil-Malvinas, se decide continuar con el estudio pero solo con los datos hidrográficos del CTD, haciendo uso de un nivel de referencia de no movimiento, y por tanto subestimando las corrientes obtenidas.

Para determinar el campo geostrofico de velocidades debemos pues fijar un nivel de no movimiento, y como en el estudio de Wienders et al. (2000), no usaremos una presión de referencia constante, sino que haremos uso de una de las isopicnas que separan las diferentes masas de agua, de esta manera utilizamos diferentes valores de presión como referencia, ver el Anexo 2 para una explicación detallada. La NADW fluye hacia el sur en medio de dos capas que se dirigen hacia el norte, la UCPW y la LCPW, lo que nos sirve para fijar el nivel de referencia de no movimiento para determinar las velocidades geostroficas. Así pues tenemos dos posibles niveles de referencia que son los que delimitan la NADW entre estas dos capas: $\sigma_2 = 36.88$ en la parte superior y $\sigma_4 = 45.87$ y en la inferior. Tal y como se comentó anteriormente la elección de este nivel de referencia es crítica, ya que el valor final del transporte puede variar hasta casi un orden de magnitud según Peterson(1992), escogiendo el más profundo porque existe una menor variabilidad que en las capas superiores. Los valores obtenidos para el campo de velocidades geostroficas a lo largo de la sección son los que se muestran en la Figura. 14, con los valores positivos en sentido oeste, hacia el interior de la gráfica, ya que nos encontramos en el hemisferio sur, la línea indica los valores de presión de referencia que sigue la isopicna, y se puede observar cómo el valor de la velocidad es de 0 m/s a lo largo de la misma.

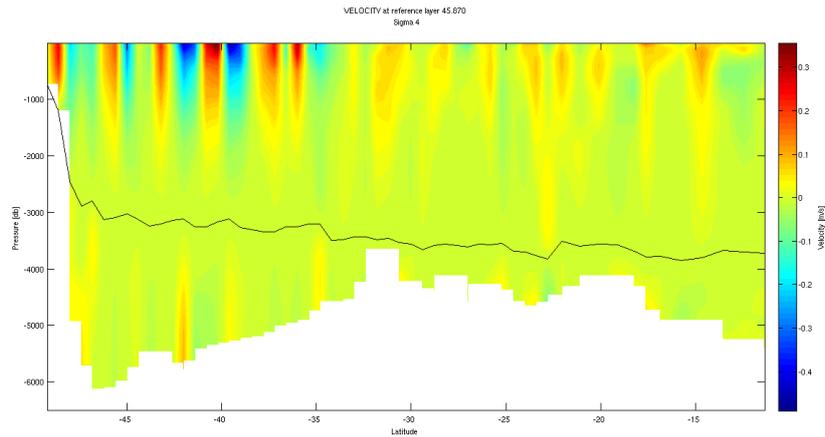


Fig. 14. Campo de velocidades geostóficas para el transecto FICARAM XV, valores positivos indican entrada de flujo hacia el oeste.

Los valores máximos de estas velocidades se encuentran en superficie y están entre los 0.36 m/s en sentido oeste y los 0.48 m/s hacia el este en la zona de la BMC. En el tramo más meridional observamos la entrada hacia la plataforma de la corriente de las Malvinas, para a continuación realizar la retroflexión de salida y unirse a la corriente de Brasil en el mismo sentido para formar la BMC con velocidades de unos 0.2 m/s en ambos sentidos. Entre los 45° y los 35°S observamos una sucesión de señales en sentido opuesto y de gran intensidad, los valores máximos indicados, que pueden corresponder a diferentes remolinos y meandros que se dan en la zona y que se analizan más adelante. A medida que nos desplazamos hacia el ecuador hay una serie de señales positivas que se corresponden con las diferentes re-entradas del giro subtropical y corrientes superficiales de la zona.

En profundidad como se puede observar los valores de la velocidad pasan a ser más moderados tal y como se supone ocurre en el océano profundo que es cuasi-estático. No obstante observamos en los 42°S una intensa señal positiva que abarca casi 1.500 metros en profundidad y que puede corresponderse con la entrada de la AABW señalada por Morozov (2008).

4.2. Transporte

Para obtener el transporte total en la columna de agua entre estaciones tan solo hemos de integrar la velocidad en el área que determina la separación entre las mismas. Como se han utilizado las diferentes isopícnas potenciales para determinar las masas de agua, se puede integrar de manera sencilla entre estas superficies para conocer la contribución de cada una de estas masas de agua al transporte total en todo el transecto. Los valores positivos, al igual que con la velocidad, indican transporte hacia el oeste y los negativos hacia el este. Para asegurar la validez del script utilizado se representan dos transportes totales, uno correspondiente a la sumatoria de las diferentes masas de agua y un segundo en el que se calcula directamente en toda la columna de agua.

En la Figura 15 se muestra el transporte entre estaciones, individualmente podemos ver cómo el transporte máximo total se produce en la zona cercana a la BMC que es la región de mayor energía, llegando a valores de 17.5 Sv aproximadamente en sentido oeste y de 25 Sv en sentido este, siendo las aguas modales SACW las que aportan una mayor cantidad de agua a pesar de ser las de menor extensión en la columna de agua. Es tan solo entre las estaciones 4-5 y 5-6 al salir de la zona de plataforma a mar abierto, donde la AABW tiene un peso significativo en el transporte contrarrestando el sentido del transporte con el resto de la columna de agua. En este caso se correspondería con la salida de agua hacia el océano interior procedente de la adición de la corriente de las Malvinas con la corriente de Brasil conformando la BC en la parte superior del océano y quedando contrarrestada por la entrada de agua pegada al talud en profundidad procedente de la AABW. Se puede apreciar como los dos métodos utilizados para calcular el transporte total coinciden, validando el transporte de cada una de las masas de agua.

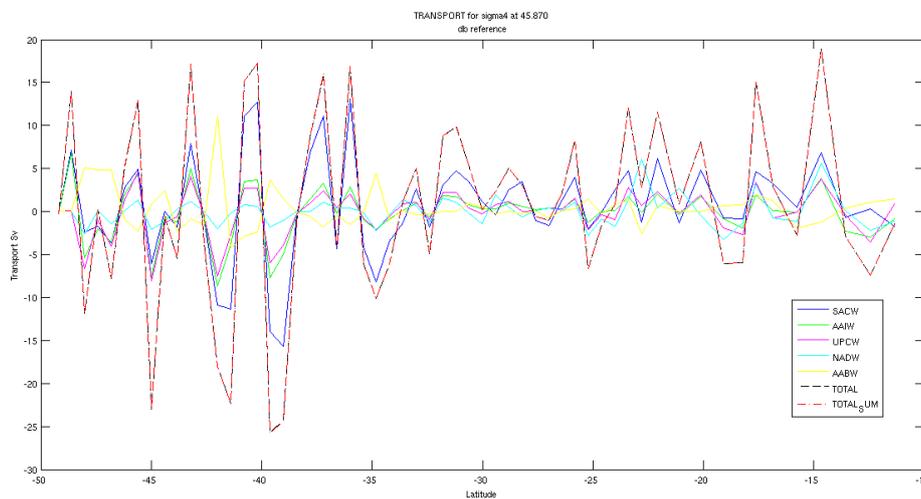


Fig. 15 Transporte entre estaciones. Las diferentes líneas indican el transporte para cada masa de agua. El transporte total está calculado mediante dos métodos: Total_Sum, realizando la suma del transporte de cada masa de agua, Total: realizando el cálculo del transporte para toda la columna de agua.

Para valorar el transporte total a lo largo de toda la sección haremos uso del transporte acumulado, adición del transporte entre estaciones a lo largo de todo el transecto, y así poder hacer una diferenciación latitudinal y tener una idea de la tendencia en el transporte. La tendencia general en el transporte es hacia el océano interior en la parte más meridional entre los 50° y los 37°S, la pendiente general del transporte entre estas latitudes es negativa, para cambiar la tendencia en el transporte desde este punto hasta los 10S. Como podemos ver en la Figura16 el valor máximo alcanzado es de 60 Sv hacia el océano interior y se da los 38°S, esta masa de agua proviene desde las Malvinas y es la contribución total de la corriente de las Malvinas junto con la de Brasil en su salida hacia el océano interior más el aporte de los diferentes meandros y remolinos que se dan en toda esta zona. Existen una serie de cambios significativos en sentido

contrario a este transporte hacia el interior debido a posibles remolinos, según se observa en la Figura 14 donde se indica el sentido de la corriente. A partir de aquí y en dirección hacia el ecuador se invierte la tendencia en el transporte total y se dirige hacia la plataforma, ya que la pendiente es positiva, llegando a acumular en los 15°S un valor máximo de unos 50 Sv.

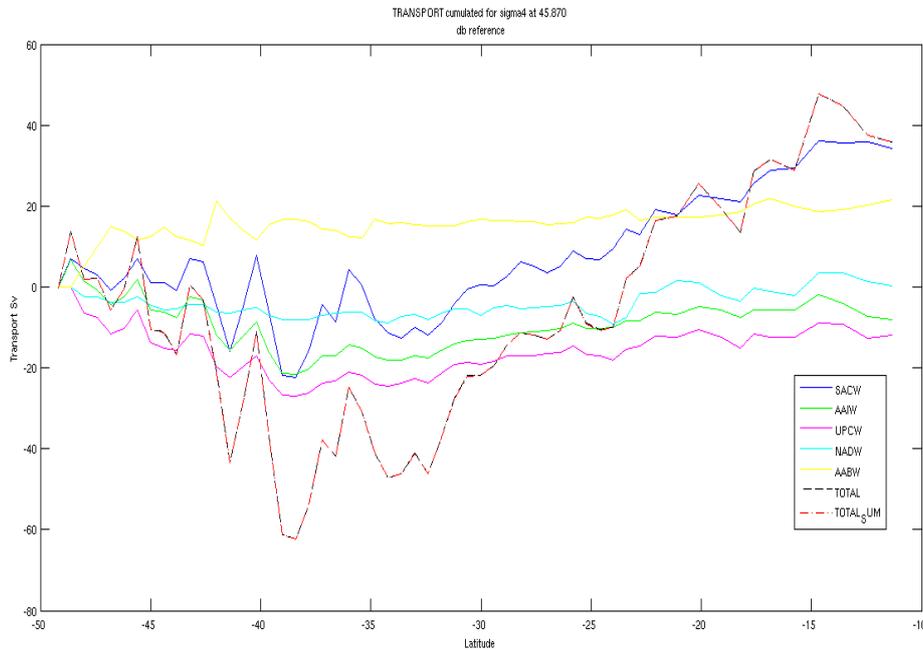
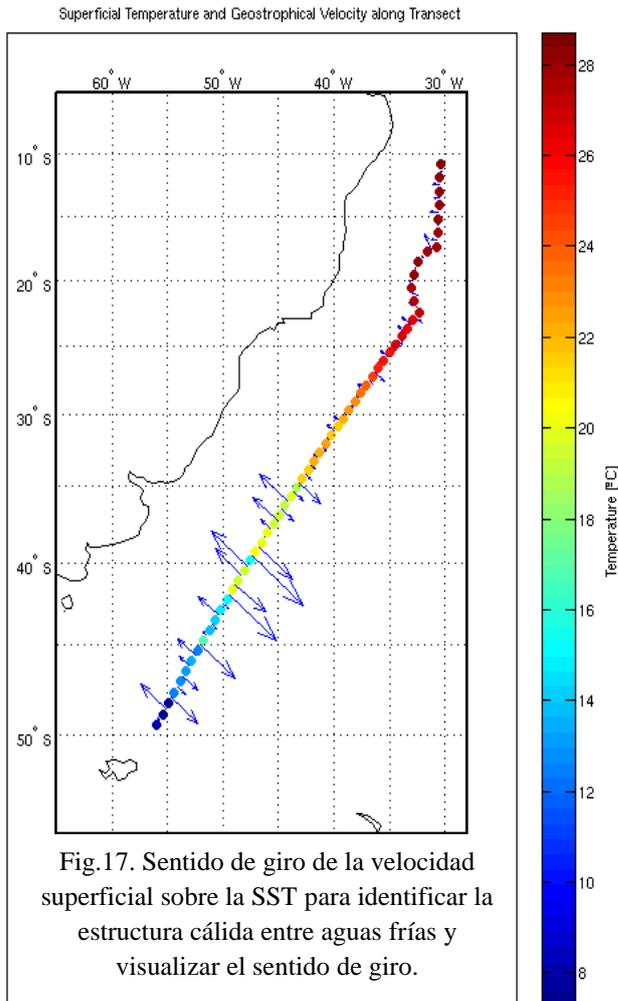


Fig. 16. Transporte acumulado a lo largo de la sección FICARAM XV para las diferentes masas de agua y el total de la columna de agua. El transporte positivo es hacia el Oeste.

4.2.1. Transporte de aguas modales

El intercambio de agua a lo largo de todo el transecto en las aguas superficiales sigue un patrón similar al del transporte total y se dirige hacia el oeste a lo largo de estos 5.000 km con un valor final de unos 37.5 Sv. En la parte más meridional el aporte de esta capa de agua es menor, ya que la isopícnica $\sigma_0=27.1$ que la delimita del AAIW sufre una elevación a medida que nos acercamos a la plataforma de las Malvinas.



plataforma oceánica para apreciar seguidamente el ramal de salida hacia el océano interior de las corrientes de las Malvinas junto con la corriente de Brasil, justo en la zona donde se forma la Confluencia Brasil Malvinas. Esto queda de manifiesto en la Figura 17 donde se muestra que el sentido de la corriente encima de la plataforma, en el inicio del transecto, es hacia el oeste. Siguiendo hacia el norte captamos una serie de estructuras que podrían ser una sucesión de remolinos o meandros. Estas estructuras de alta energía muestran un transporte de casi igual magnitud pero en sentido contrario, el más claro de ellos se puede observar entre los 42 y 40°S, en la Figura 14 donde se muestra el transporte entre estaciones y se observa una sucesión en el transporte en esta zona, pasando de los 11.5 Sv hacia el este a los 12.5 Sv hacia el oeste. Pudiendo indicar claramente un remolino.

Si representamos el sentido de la velocidad superficial entre estaciones sobre la temperatura superficial, observamos cómo por el sentido de la dirección de la velocidad sobre los 40°S puede existir un remolino anticiclónico de aguas cálidas, circundado por aguas frías tanto al norte como al sur Figura 17. Si observamos con detalle la sección de temperatura (Fig. 11) vemos como existe en esta latitud una estructura de agua caliente que alcanza los 20°C y rodeado por aguas de 12°C, también se puede observar

Desde los 50°S hasta los 34°S la tendencia general es a un transporte de agua hacia el este, con un valor final aproximado de unos 20 Sv, a lo largo de este tramo existen una serie de estructuras que exceden este valor, pudiéndose atribuir a remolinos generados en la BMC por la progresión de la CB hacia el sur, (Legeckis y Gordon, 1982). El transecto de la campaña parte del final de la plataforma de las Malvinas y durante el otoño austral. Según la variabilidad estacional del Atlántico sur, la corriente de Brasil se hace más fuerte en el verano austral, desplazando más hacia el sur la corriente de las Malvinas (Ilana Wainer, 2000). Según el patrón de circulación de Stramma (Fig. 2), la posición donde se encuentra la primera estación y la época del año, estaríamos captando pegado a la plataforma la entrada de agua de la corriente de las Malvinas hacia la

claramente la inclinación de las isothermas en esta bolsa de agua caliente. En la sección de salinidad vemos como en esa misma estructura existe un cambio de 1.5 unidades, dentro de los rangos que documentan Buss de Souza (2005) y Gordon (1984) para eddies calientes. Este aumento de la salinidad provoca el hundimiento de las isopícnas hasta los 600m.

Esta estructura en superficie va desde la estación 13 hasta la 17 aproximadamente, ocupando un diámetro total de unos 319 km, dimensiones que exceden a las reportadas para los tamaños usuales de los remolinos en esta zona con lo que cabe la posibilidad de que sea un anillo, pero no se denota la termoclad que suele definirlos. Por lo que esta estructura parece estar asociada con una penetración de aguas frías, provenientes del lado sur de la zona frontal. Este mismo tipo de estructura se repite, con un tamaño menor, centrada en los 46°S y 43°S, lo cual nos puede hacer pensar que existan sucesivos remolinos ciclónicos en la BMC. Estas estructuras se aprecian con más detalle al representar diferentes isothermas sobre la velocidad geostrofica de toda la sección (Fig. 18).

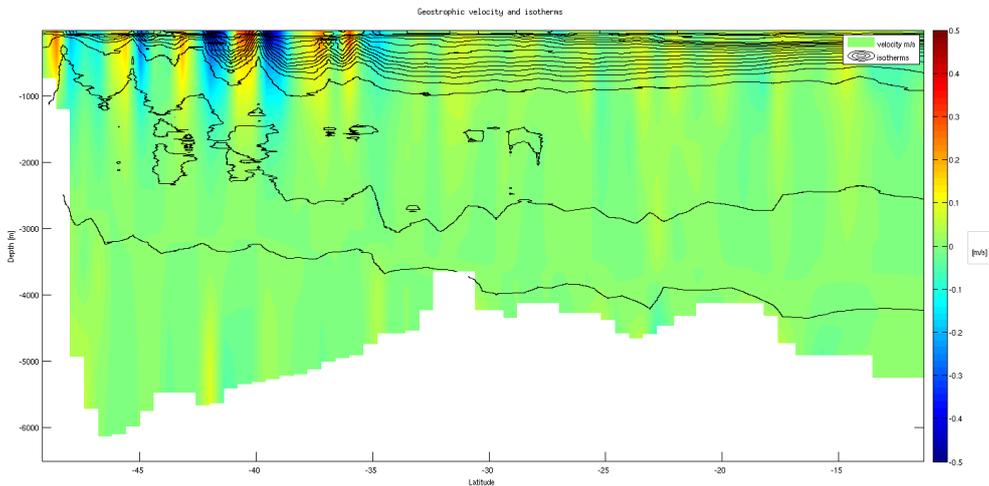


Fig. 18. Sección con las velocidades geostroficas e isothermas superpuestas para identificar los remolinos existentes en la BMC según la deformación de las últimas.

Las alternancias positivas y negativas de las velocidades geostroficas parecen asociarse con la recirculación de la CM, en la parte sur, y la existencia de una sucesión de remolinos ciclónicos (núcleo de agua fría con circulación en sentido horario) y anticiclónicos (núcleo de agua cálida con circulación en sentido anti-horario). En particular, el remolino centrado a los 40°S está asociado con la elevación de las isothermas, con circulación en sentido horario (ciclón), repitiéndose este sentido de giro en otra estructura similar centrada en los 42.5°S y una última, mejor definida que la anterior, en los 45°S. Sobre la misma Figura 18, al sur se aprecia la salida hacia el océano interior de la CB y de la MC, para por último ver la entrada de esta última hacia el continente.

La sucesión de remolinos de tipo ciclónico guarda mayor coherencia con las observaciones que la hipótesis anterior de un remolino cálido. Para confirmar esta idea se ha utilizado la imagen de altimetría por satélite para el 1 de abril de 2013, la misma fecha en que el buque pasó por la BMC (Fig. 19). Esta figura ha sido generada con los datos de altimetría AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>) y superponiendo posteriormente el trazado de la campaña. Los datos de altimetría indican la existencia de una sucesión de anomalías negativas (ciclones) y positivas (anticiclones) en la elevación de la superficie del mar (Fig. 19). EN (50°W, 40°S) se localiza el centro de un remolino ciclónico que, probablemente, es el que se refleja a lo largo de la sección hidrográfica. Más al norte se aprecia la presencia de otros tres remolinos fríos ciclónicos.

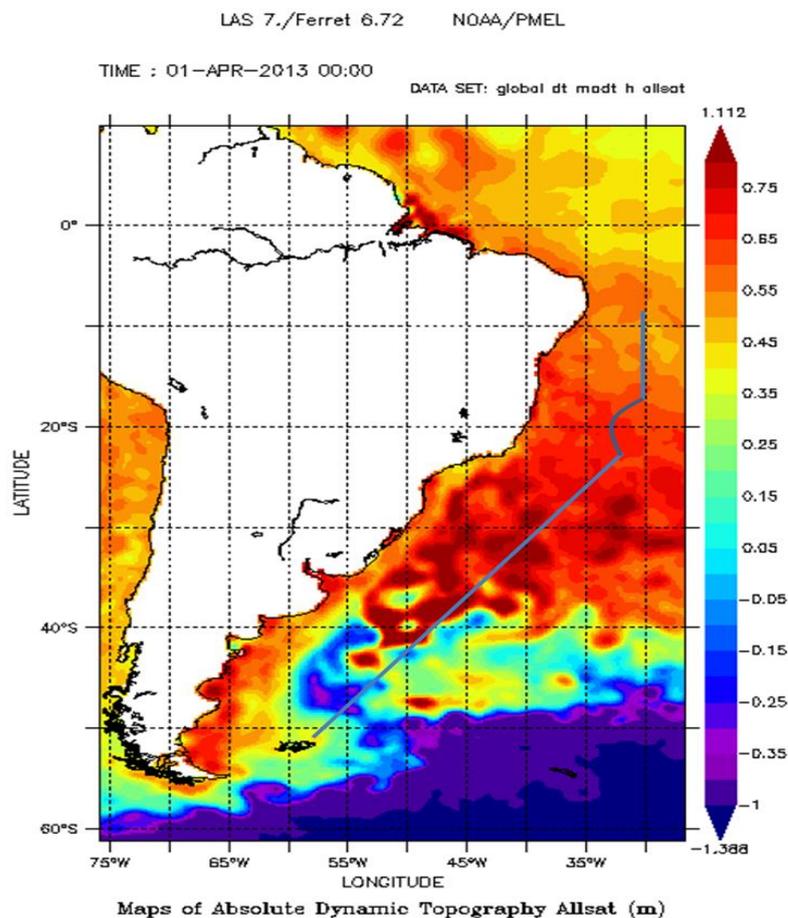


Fig. 19. Datos de altimetría proporcionados por AVISO, superponiendo la trayectoria de la FICARAM

A partir de los 34°S el transporte cambia la tendencia y el transporte se dirige hacia la plataforma, toda esta entrada de agua desde los 10°S hasta los 34°S se correspondería con los diferentes ramales de entrada del giro subtropical, llegando a transportar en esta parte de la sección un total de casi 40 Sv y acumulando 30 Sv al final del recorrido. Así podemos observar como aproximadamente sobre los 31°S hay un aumento del transporte, el cual podría corresponderse con el ramal más interior del giro de la

corriente de Brasil mostrado por Peterson and Stramma (1991) en la Fig. 2. Más al norte sobre los 21°S nos encontramos con otro aumento en el transporte, que se corresponde con el aporte del giro intermedio del giro subtropical. Por último en los 15°S vuelve a apreciarse un aporte intenso de un flujo de agua hacia la plataforma que se corresponde con la SSEC, para ya pasar a tener un transporte continuo.

4.2.2. Transporte de aguas profundas

El resto de las masas de agua conforman las aguas profundas, y nos dan un transporte neto total en toda la sección que está casi en equilibrio con unos 1.8 Sv hacia el este. Exceptuando la masa de agua de fondo, AABW, la tendencia general en el transporte es parecida a la de las aguas superficiales, viendo como las estructuras existentes en superficie extienden su influencia a lo largo de toda la columna de agua, siendo más suave el trazado de la curva a medida que la masa de agua es más profunda. Si nos fijamos en la pendiente general de las curvas que representan el transporte acumulado, estas aguas tienden a realizar un transporte hacia el interior del océano hasta los 37°S aproximadamente para cambiar a partir de esta latitud el sentido del transporte hacia la plataforma. La AABW en cambio inicia un transporte muy intenso en la parte más meridional para mantenerse con un ligero aumento progresivo en este mismo sentido hasta el final de la sección. Debido a la desviación en la ruta del transecto entre los 21.61°S y los 17.83°S, describiendo un semicírculo, se han de considerar con especial atención las interpretaciones de los transportes calculados en esta zona ya que son perpendiculares a la trayectoria.

AAIW

Siguiendo el patrón general de las masas de agua en superficie la AAIW, inicia el transporte hacia el oeste siguiendo la corriente de las Malvinas para cambiar rápidamente el sentido del transporte hacia el océano interior en la BMC, viéndose afectada claramente por las estructuras superficiales que en algunos casos llegan hasta su profundidad. La tendencia general en este tramo más meridional hasta los 37°S es de un transporte neto hacia el oeste, aportando un volumen total neto de unos 21.6 Sv. A partir de aquí durante su progresión hacia el norte invierte el sentido de aporte de manera más pronunciada inicialmente. Este transporte incrementa suavemente hasta el final de la sección, pasando de estos -21.6 Sv a -19 Sv, este patrón estaría pues en consonancia con los patrones de circulación establecidos mediante los trabajos combinados de Davis (1998) y Larque et al. (1997) de la Figura 3 y alterada también por las estructuras más superficiales.

UPCW

La UPCW sigue una evolución casi idéntica a la AAIW, pero con un transporte superior hacia el este debido a que es una masa de agua más profunda y no se ve afectada por la corriente de las Malvinas, que en su tramo inicial del transecto va en sentido contrario. Esta similitud en su evolución no es de extrañar, ya que si nos fijamos en las Figura 9 y

Figura 10, cuando se procedió a su identificación, estas aguas en un primer momento no se pueden distinguir a partir de su salinidad o temperatura, sino que lo hace su contenido en O_2 .

Podemos diferenciar también entre un primer tramo con un claro transporte hacia el este que llega hasta los $37^\circ S$ de $-27 Sv$, para ir aumentando el transporte hacia la plataforma a partir de este punto con un total de $152 Sv$ y alcanzar un transporte final neto de $-11.8 Sv$ a los $10 S$. En este caso al ser una capa más profunda se ve menos influenciada que la AAIW por la circulación superficial la tendencia en el transporte se ve menos influenciada por los eddies.

NADW

En cuanto al comportamiento de la NADW cabe esperar que no se asemeje al resto de aguas, en primer lugar porque proviene del norte y en su ajuste geostrófico tenderá a ir en sentido opuesto. Pero tal y como observamos sigue un patrón en el transporte también muy similar al de las aguas que están por encima de ellas, y ahora sí mucho más suavizado al ser mucho más profundas. Si nos fijamos en los posibles caminos que puede seguir la NADW, por debajo de los $10^\circ S$ básicamente tenemos agua que se propaga en dirección sur siguiendo el talud para formar dos posibles giros anticiclónicos a diferentes latitudes (Fig. 4). La tendencia en el transporte será hacia el oeste y debiéramos obtener alguna señal que nos indique la entrada de agua de estos giros proveniente del oeste.

Como en los casos anteriores tenemos un transporte hacia el este hasta los $37^\circ S$ aproximadamente de unos $-8 Sv$, este transporte se iría debilitando a medida que nos trasladamos hacia el sur ya que la NADW se iría debilitando y va perdiendo sus características. Esta tendencia hacia el este formaría parte de este segundo giro anticiclónico más allá de los $40^\circ S$. En el tramo central hasta los $25^\circ S$ el sentido de giro cambia hacia el oeste pero de forma muy suave transportando unos $4.3 Sv$ hacia el oeste, para llegar a un transporte neto de $-3.7 Sv$. Aquí cambia el sentido de transporte de forma abrupta para pasar a $-9 Sv$ para volver a transportar el agua en sentido oeste, pudiendo ser estas señales las pertenecientes al meandro y a la rama más meridional de la NADW señalada por Friedrich en la Figura 4. Entre los $20^\circ S$ y los $15^\circ S$, a pesar de existir la incertidumbre debida a la trayectoria circular del barco se observan también dos cambios seguidos en el sentido del transporte de la NADW con una señal individual entre estaciones bastante pronunciada, siendo la última de ellas de casi $5 Sv$, pudiendo ser claros indicadores de esta hipótesis de Larque en la que podría existir un giro anticiclónico en estas latitudes.

AABW

Las aguas de fondo son las únicas que siguen un comportamiento totalmente diferente al resto. Inician su transporte hacia la plataforma continental en el comienzo del transecto con un transporte que llega a los 14.7 Sv a los 47°S y alcanzar un máximo de 21.1 Sv sobre los 41-42°S y mantenerse sobre los 17 Sv con alguna excepción sobre este valor a lo largo del tramo central de la sección para finalmente incrementar suavemente este valor hasta los 21.5 Sv el final de la sección. Lo cual nos indica que en su progresión hacia el norte no hay retroflexiones y se ajusta al talud. Por otro lado si observamos con detalle el pico en el transporte a los 41°S este va precedido de un cambio en el sentido del transporte hacia el este para posteriormente repetir este patrón pero de forma más suavizada y prolongada. Este timo cambio de sentido formaría un gran giro ciclónico en el fondo de la cuenca Argentina (Coles et al., 1996) y se detalla en la Figura 5 de Morozov. El segundo transporte en dirección este podría pertenecer al pequeño giro anticiclónico que se une al anterior indicado también por Morozov.

Por último se aprecia un descenso en el transporte acumulado entre los 23°S y 22°S que podría corresponderse con la unión de los dos ramales que se producen al pasar el canal de Vema.

5. Conclusiones

A pesar de los contratiempos por la pérdida de datos del ADCP, y por tanto la variación de la estrategia en el planteamiento inicial para poder determinar el transporte a lo largo de la sección FICARAM XV, se han podido cumplir los objetivos fijados inicialmente. Así pues, se ha conseguido identificar satisfactoriamente las masas de agua y se ha calculado el transporte asociado a cada estrato de agua. Para la separación de las masas de agua se han considerado sus propiedades características en términos de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto, o se han separado mediante diferentes niveles isopícnos.

Para la determinación de la velocidad geostrofica y posterior cálculo del transporte se ha elegido una presión de referencia variable a lo largo de una isopícnica de valor constante que define una superficie de no movimiento: la $\sigma_4 = 45.87$ determinado por el nivel inferior de la NADW. Obteniendo unos valores máximos de 0.24 m/s para el ramal de la Corriente de Malvinas de salida hacia el Atlántico en su porción más septentrional y de unos valores máximos de 0.25 m/s en la entrada de los dos diferentes ramales del giro subtropical que conforman la corriente de Brasil, a los 21 y 13°S.

El frente asociado a la BMC aparece centrado a unos 42°S, alcanzando hasta unos 600-800 m de profundidad. En la región frontal, que se podría decir va desde unos 36 hasta 43°S, el campo de velocidades muestra gran intermitencia. Esto sugiere la presencia de varios eddies de signo contrario, posiblemente anticiclónicos (núcleos de agua cálida

con circulación horaria) al sur del frente y ciclónicos (núcleos de agua fría con circulación antihoraria) al norte del frente.

En la zona de confluencia de Brasil-Malvinas es donde se registran los valores máximos de velocidad de +0.35 m/s y de -0.45 m/s, que pertenecen a las estructuras de alta energía que se desarrollan en la zona debido al encuentro del frente cálido que proviene del ecuador (STF) con el frente frío subantártico (SAF). Estas velocidades tras la comprobación con datos de altimetría se asocian a la presencia de un remolino ciclónico frío, verificando la importancia de estas estructuras para el aporte de nutrientes desde el océano profundo.

Gracias a la caracterización a lo largo de diferentes isopícnas, y a partir de estas corrientes se ha podido detallar el aporte individual de cada una de estas masas de agua al transporte total neto a lo largo de la sección FICARAM XV, siendo este último de unos 37.5 Sv. Los resultados también han confirmado los patrones de circulación oceánica en el Atlántico Sur, tanto para las aguas superficiales como para las profundas, corroborando el patrón general en el transporte con el giro subtropical anticiclónico: en el tramo más latitudinal del transecto se aprecia una clara tendencia del transporte hacia el océano interior, con un transporte acumulado máximo de -50 Sv desde los 50°S hasta los 37°S. Mientras que a partir de esta latitud en su progresión hacia el ecuador el transporte se da en dirección oeste, siendo el valor máximo de 40 Sv a los 15°S, coincidiendo con la entrada de la SEC. Este cambio en la tendencia del transporte se da en la zona de Confluencia Brasil-Malvinas.

5.1. Trabajo a realizar

Para poder obtener de forma más precisa los datos del transporte a lo largo de este transecto y poder determinar correctamente las estructuras mesoscales localizadas en la zona de confluencia Brasil-Malvinas, el próximo trabajo a realizar sería recuperar los datos de ADCP que poseen la información de esta zona a partir de los datos brutos que no se han podido representar. Esto permitiría obtener una velocidad de referencia conocida y determinar la velocidad geostrofica absoluta de cada masa de agua. Esta información podría ser complementada con los datos de altimetría de la zona para corroborar la nueva información obtenida. Mediante este último análisis se podría cuantificar la transferencia de calor por parte de la corriente de Brasil hacia la Antártida.

6. Referencias

ARTICULOS

Carmack, E. C. and T. D. Foster. 1975. On the flow of water out of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, 22, 711-724

Chiessi et al. (2007). Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentina Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface sediments. *Marine Micropaleontology* 64. pp. 52-66.

- Davis, R. E. Preliminary results from directly measuring middepth circulation in the tropical and South Pacific. *Journal of geophysical research*, vol. 103, no.11, pages 24,619-24,639. (1998).
- Deacon G. E. R. (1937) The hydrology of the southern ocean. *Discovery Reports*, 15, 1-124.
- Deacon, G. E. R., 1933: A general account of the hydrology of the South Atlantic Ocean. *Discovery Rep.*, 7, 171–238. , 1937: The hydrology of the Southern Ocean. *Discovery Reports*, 15, 1-124
- Evans, D.L, S.S. Signorini and L.B. Miranda, 1983: A note on the transport of the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1732-1738.
- Garzoli S. L. and Z. Garrafro (1989) Transports, frontal motions and eddies at the Brazil-Malvinas Currents Confluence. *Deep-Sea Research*, submitted.
- Gerold, Siedler (2001). *Ocean circulation and climate*. Academic Press. p. 373.
- Gordon 1967
- Gordon A. L. (1981) South Atlantic thermocline ventilation. *Deep-Sea Research*, 28, 1239-1264.
- Gordon, A. L., and A.R. Piola (1983). Atlantic Ocean upper layer salinity budget, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1293-1300.
- Gordon A. L. and C. L. Greegrove (1986) Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland Confluence. *Deep-Sea Research*, 33, 573-585
- Ilana Wainer, Peter Gen and Gustavo Goni (2000). Annual cycle of the Brazil-Malvinas confluence region in the National Center for Atmospheric Research Climate System Model. *Journal of Geophysical Research*. Vol 105, p 26167-26177.
- Larqu e, L., K. Maamaatuaiahutapu, and V. Garçon, 1997: On the Intermediate and DeepWater flows in the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 102, 12 425–12 440.
- LEGECKIS R. and A. GORDON (1982) Satellite observations of the Brazil and Falkland currents -- 1975 to 1976 and 1978. *Deep-Sea Research*, 29, 375--401.
- McCartney, M. S., 1977: Subantarctic Mode Water. *A Voyage of Discovery*, M. V. Angel, Ed., Pergamon, 103–119.
- Memery, L., M. Arhan, X. A. Alvarez-Salgado, M.-J. Messias, H. Mercier, C. G. Castro and A. F. Rios. 2000. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Prog. Oceanog.*, 47, 69-98.
- Memery, L., M. Arhan, X.A. Alvarez-Salgado, M.-J. Messias, H. Mercier, C.G. Castro, A.F. Rios, 2000: The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Progress in Oceanography*, 47, 69-98.
- Molinari, R.L., Fine, R.A., Johns, E., 1992. The Deep Western Boundary Current in the western tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research A* 39, 1967–1984.
- Monika Rhein, Lothar Stramma, and Uwe Send. The Atlantic Deep Western Boundary Current: Water masses and transports near the equator. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 100. Pages 2441-2475. February 15, 1995.
- Morozov E.G, Demidov A.N, Tarakanov R. Yu, Transport of Antarctic Waters in the Deep Channels of the Atlantic Ocean. *Doklady Earth Sciences*, 2008, Vol. 423, No. 8, pp. 1286–1289.
- Orsi, A. H., G. C. Johnson, and J. L. Bullister, 1999: Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography*, Vol. 43, Pergamon, 55–109
- Orsi, A. H., T. Whitworth and W. D. Nowlin. 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res.*, 43, 641–673.

- Peterson, R. G. and L. Stramma. 1991. Upper level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, 26, 1–73.
- Peterson, R. G. and L. Stramma. 1991. Upper level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, 26, 1-73.
- Peterson, R. G. and T. Whitworth. 1989. The Subantarctic and Polar Fronts in relation to deepwater masses through the southwestern Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 94, 10817–10838.
- Peterson, R. G., 1992: The boundary currents in the western Argentine Basin. *Deep-Sea Res.*, 39A (3), 623–644.
- Peterson, R.G. and L. Stramma, 1990: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26, 1-73.
- Piola, A. R., and A. L. Georgi, 1982: Circumpolar properties of Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water. *Deep-Sea Res.*, 29A (6), 687–711. , and A. Gordon, 1989: Intermediate Waters in the southwest South Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 36, 1–16.
- Read, J. F. and R. T. Pollard. 1993. Structure and Transport of the Antarctic Circumpolar Current and Agulhas Return Current at 40E. *J. Geophys. Res.*, 98(C7), 12281–12295
- Reid, J. R., 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Progress in Oceanography*, Vol. 23, Pergamon, 149–244.
- Rennell, J., 1832. An Investigation of the Currents of the Atlantic Ocean, and of Those Which Prevail between the Indian Ocean and the Atlantic., J.G. & F. Rivington, London, p. 359.
- Roden, G. I. 1986. Thermohaline fronts and baroclinic flow in the Argentine Basin during the austral spring of 1984. *J. Geophys. Res.*, 91, 5075–5093.
- Sloyan, B.M., Rintoul, S.R., 2001. Circulation, renewal, and modification of Antarctic mode and intermediate water. *Journal of Physical Oceanography* 31, 1005-1030.
- Stommel, H. 1957. A survey of ocean current theory. *Deep-Sea Res.*, 4, 149–184.
- Stramma, L., 1989: The Brazil Current transport south of 23°S. *Deep-Sea Res.*, 36, 639–646. , and R. G. Peterson, 1989: Geostrophic transport in the Benguela Current region. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1440–1448. , and , 1990: The South Atlantic Current. *J. Phys. Oceanogr.* 20, 846-859.
- Stramma, L and Peterson, R. (1990)- The South Atlantic Current. *Journal of Physical Oceanography*. Volume 20, pp 846-859
- Tikinaga, H, et al. (2005). SST-Induced surface Wind Variations over the Brazil-Malvinas Confluence: Satellite and In Situ Observations. *Journal of Climate*. Vol 18. pp 3470-3482
- Stramma, L. and M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104, 20 863-20 883.
- Tsuchiya, M., L. D. Talley and M. S. McCartney. 1994. Water mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54S) northward across the equator. *J. Mar. Res.*, 52, 55–81.
- Vivier, F. and C. Provost, 1999b: Volume transport of the Malvinas Current: Can the flow be monitored by TOPEX/POSEIDON. *Journal of Geophysical Research*, 104, 21105-21122.
- Wienders, N., M. Arhan and H. Mercier. 2000. Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: Exchanges with the ocean interior. *J. Mar. Res.*, 58, 1007–1039.
- Wüst, G., 1935. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Die Stratophäre. In: *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs—und*

Vermessungsschiff "Meteor" 1925–1927, vol. 6, first part, 2, Berlin, 180 pp. (The Stratosphere of the Atlantic Ocean, Emery, W.J. (Ed), 1978 Amerind, New Delhi, 112 pp.).

LIBROS

Descriptive Physical Oceanography. An introduction. Lynne D. Talley, George L. Pickard, William J. Emery, James H. Swift. Academic Press ELSEVIER. Sixth Edition 2011. ISBN: 978-0-7506-4552-2

Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Water Structure and Flows . Morozov, E.G., Demidov, A.N., Tarakanov, R.Y., Zenk, W. 2010, XXII, 266p. ISBN 9789048193578.

Introduction To Physical Oceanography. Robert H. Stewart. Department of Oceanography. Texas A & M University. September 2008. 345 pp.
http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/PDF_files/book.pdf

Ocean Circulation and Climate, 2nd Ed. A 21st century perspective (Eds.): Siedler, G., Griffies, S., Gould, J. and Church, J. Academic Press, 2013. ISBN: 978-0-12-391851-2

The South Atlantic: Present and Past Circulation Hardcover – January 15, 1996. by Gerold Wefer , Gerold Siedler ISBN-13: 978-3540620792

Anexos

Anexo 1

Tabla con las multiples clasificaciones existentes para definir las diferentes masas de agua que interactúan en los océanos del Sur, recopilada por E.G. Morozov

Author	Bottom water masses	Comments Citations from authors
Classification of Wüst (1936), $\theta < 2^{\circ}\text{C}$		
Wüst (1936)	AABW	
Sverdrup et al. (1942)	AABW	
Hogg et al. (1982)	AABW	
Friedrichs and Hall (1983)	AABW	
Harvey and Arhan (1988)	AABW	
Broecker (1991)	AABW	
Speer and McCartney (1992)	AABW	
McCartney and Curry (1993)	AABW	
Rhein et al. (1996)	AABW	
Hall et al. (1997)	AABW	
Stramma and Rhein (2001)	AABW	
Schott et al. (2003)	AABW	
Lavin et al. (2003)	AABW	
Classification of Reid et al. (1977); LCPW $< 2^{\circ}\text{C}$; WSDW $< 0.2^{\circ}$		
Reid et al. (1977)	Lower Circumpolar Water, Weddell Sea Deep Water	
Mantyla and Reid (1983)	AABW = LCPW + WSDW	
Reid (1989)	Circumpolar, Weddell Sea Upper Layers	
Speer and Zenk (1993)	AABW = LCDW + WSDW	
Tsuchiya et al. (1994)	LCPW, WSDW	
Zenk and Hogg (1996)	AABW = LCDW + WSDW	
Larue et al. (1997)	WSDW, LCDW	
Rhein et al. (1998)	AABW = LCDW + WSDW	
Arhan et al. (1998)	AABW = LCPW + WSDW	
Arhan et al. (1999)	WSDW, LCDW, SPDW	
Stramma and England (1999)	AABW = LCDW + WSDW	
Mestas et al. (1999)	LCDW, AABW	
Wienders et al. (2000)	AABW = LCPW + WSDW	
Memery et al. (2000)	AABW = LCPW + WSDW	
Sandoval and Weatherly (2001)	AABW = LCPW + WSDW	
Vanicsek and Siedler (2002)	AABW = LCDW + WSDW	
McDonagh et al. (2002)	AABW = LCPW + WSDW	
Zenk and Morozov (2007)	AABW = CDW + WSDW	
Original opinions		
Fu (1981)	Only LCPW	
Roemmich (1983)	Only LCPW	
Smythe-Wright and Borwell (1998)	AABW primary derived from WSDW	
Onken (1995)		LCDW consists of WSDW and LCDW transported through Drake Passage
Johnson (2008)	AABW = WSBW	
Southern Ocean classification:		
AABW $\gamma^{\theta} > 28.27$; ACCbw $28.27 > \gamma^{\theta} > 28.18$; LCDW $28.18 > \gamma^{\theta} > 28.00$		
Mantyla and Reid (1983)	LCDW = NADW + AABW	
Patterson and Whitworth (1990)	LCDW = NADW + AABW	
Orsi et al. (1999)	LCDW + ACCbw + WSDW	
Orsi et al. (1999)	AABW = WSDW + WSBW	
Hoppema et al. (2001)	WDW = LCDW; WSDW + WSBW	
Naveira Garabato et al. (2002b)	AABW = WSDW + WSBW	
Klatt et al. (2002)	WDW = LCDW; WSDW + WSBW	
Klatt et al. (2005)	WDW = LCDW; WSDW + WSBW	
Barre et al. (2008)	AABW = WSDW + WSBW	
Southern Ocean classification applied to the South Atlantic		
Coles et al. (1996)	LCDW, AABW	
van Aken (2007)	LCDW, AABW	

Tabla 1. Nomenclatura para las aguas de origen antártico según diferentes autores recopilada por E.G. Morozov.

Anexo 2

Tratamiento de los datos de CTD

SBE Data processing-Win32. Conversión y pre-procesado de los datos brutos binarios (*.raw) a formato legible (*.cnv)

Filtros aplicados con Sea Bird Software:

1. Datcnv
2. Wildedit
3. Filter
4. Celltm
5. Alignctd
6. Loopedit
7. Binavg
8. Derive
9. Buoyancy

Debido a las incidencias con el CTD la estación número 5 se compone de dos archivos que han sido unidos. Todos los archivos duplicados provenientes de las estaciones con incidencias han sido revisados, seleccionando finalmente el correcto.

1. Conversión de format cnv a NETCDF estación por estación usando una combinación de programas en python y comandos de Sistema linux.
2. Generación de una sola matriz por variable, en formato NETCDF, con los datos de todas las estaciones.
3. Representación de todas las variables para pre-visualizar los datos con python 2.7
 - a. Detección en la estación 6 de datos erróneos con el sensor de oxígeno, eliminación de los datos erróneos.
4. Uso del programa Ocean Data View ODV, para representar con mayor calidad gráfica los datos.
5. Utilización de las rutinas Matlab para obtener las Velocidades Geostróficas, usando Gibbs-SeaWater (GSW) Oceanographic Toolbox, from TEOS-10:
 - a. gsw_SA_from_SP Absolute Salinity from Practical Salinity
 - b. gsw_CT_from_t Conservative Temperature from in-situ temperature
 - c. gsw_sigma0 sigma0 with reference pressure of 0 dbar
 - d. gsw_sigma1 sigma1 with reference pressure of 1000 dbar
 - e. gsw_sigma2 sigma2 with reference pressure of 2000 dbar
 - f. gsw_sigma3 sigma3 with reference pressure of 3000 dbar
 - g. gsw_sigma4 sigma4 with reference pressure of 4000 dbar
 - h. gsw_geostrophic_velocity geostrophic velocity
 - i. gsw_geo_strf_dyn_height dynamic height anomaly
6. Elaboración del código en Matlab para obtener el campo de velocidades geostróficas a lo largo de la isopícnica de referencia.
 1. A partir de la matriz de presiones se obtienen las diferentes matrices de densidad potencial sigma: $\sigma_0, \sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \sigma_4$.
 2. Rutina para encontrar la presión de referencia a lo largo de cada densidad potencial σ_n , que delimitan las diferentes masas de agua. Devuelve la posición (fila y columna) de el valor de interés en la matriz de densidad potencial, con estos índices se puede obtener la presión original de la matriz de presiones y pasarla como presión de referencia para el cálculo de velocidades.

3. Obtención de la anomalía de altura dinámica con la función `gsw_geo_strf_dyn_height`. Es en esta función donde se le da el valor de la presión de referencia obtenida mediante la función de búsqueda anterior.
4. Uso de la función `gsw_geostrophic_velocity`.
7. Función para calcular el transporte entre las diferentes masas de agua y el transporte total.