

TESIS DOCTORAL

# Sistema de la Corriente del Bransfield (Antártida)

Sistema de la Corriente del Bransfield, SCB (Antártida)

Carmen Gordo Rojas





UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA  
Departamento de Física

D. SALVADOR GALVÁN HERRERA, SECRETARIO DEL  
DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LAS PALMAS DE GRAN  
CANARIA

CERTIFICA,

Que el Consejo de Doctores del Departamento en su sesión de fecha 18/10/2013 tomó el acuerdo de dar el consentimiento para su tramitación, a la tesis doctoral titulada "**Sistema de la Corriente del Bransfield, SCB (Antártida)**" presentada por el/la doctorando/a D/D<sup>a</sup> M<sup>a</sup> Carmen Gordo Rojas y dirigida por los Doctores M<sup>a</sup> de los Ángeles Marrero Díaz y Pablo Sangrà Inciarte.

Y para que así conste, y a efectos de lo previsto en el Artº 6 del Reglamento para la elaboración, defensa, tribunal y evaluación de tesis doctorales de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, firmo la presente en Las Palmas de Gran Canaria, a 21 de OCTUBRE de dos mil trece.



PROGRAMA DE DOCTORADO EN FÍSICA FUNDAMENTAL  
Departamento de Física  
Bienio 1996-98



**SISTEMA DE LA CORRIENTE DEL BRANSFIELD,  
SCB (ANTÁRTIDA)**

Tesis doctoral presentada por D<sup>a</sup>. M<sup>a</sup> Carmen Gordo Rojas para  
obtener el grado de Doctor por la Universidad de Las Palmas de Gran  
Canaria.

Dirigida por la Dra. M<sup>a</sup> de los Ángeles Marrero Díaz y el Dr. Pablo  
Sangrà Inciarte.

La Directora

El Director

La Doctoranda

Las Palmas de Gran Canaria, Octubre de 2013

**TESIS DOCTORAL**

**SISTEMA DE LA CORRIENTE DEL BRANSFIELD,  
SCB (ANTÁRTIDA)**



**M<sup>a</sup> CARMEN GORDO ROJAS**

Las Palmas de Gran Canaria, octubre de 2013

A mi marido, Bayo,  
y a mis hijas  
Paula y Sonia

# Agradecimientos

Ya estamos aquí, hemos llegado al final! Creí que no iba a terminar nunca esta tesis. Y la cosa es que el grueso del trabajo ya estaba hecho desde hace años, pero faltaba el empujón de empezar a escribir y contarlo. Para lo que a muchos esto no es un problema, ni se lo cuestionan, para mí sí suponía un gran reto, pues siempre consideré que me enrolló mucho al contar las cosas, sobre todo escritas. Me pasa también cuando cuento una película, una experiencia personal, un viaje...tiendo a contarlo todo, revivirlo con tanta pasión como la que sentía mientras lo vivía. Y así, lo que para otros podría resolverse en una sintética crónica, una sencilla exposición o enseñar unas pocas fotos del viaje, para mí se convierte en todo un relato con pelos y señales y reportajes de videos y fotos. Así que en un trabajo como éste, donde se aprecia tanto lo que uno sabe como la habilidad para transmitirlo lo más concreta y claramente posible...se me antojaba arduo.

Pero por una y mil razones ya estaba bien, llegó el momento de dar el paso y terminar con este episodio de mi vida, tanto profesional como personal. Y tengo que decir que este salto no podría haberlo dado sin el apoyo que te ofrece un entorno como el que tengo la suerte de contar, el de unos compañeros totalmente respetuosos, comprensivos y con la dosis justa de ánimo y/o apremio por hacer este trabajo, tanto dentro del Departamento de Física como de la Facultad de Ciencias del Mar de la ULPGC.

Las circunstancias en la Universidad eran distintas tan sólo hace unos años, donde el tener un título de doctor no era tan apremiante como ahora, por lo que me dejé invadir por otras cuestiones personales y docentes, participando en la investigación hasta donde se me exigía por mi grado de participación en los proyectos, pero dejando de lado esta otra parte del trabajo de investigación más personal y que dependía única y exclusivamente de mí.

No voy a pecar en este apartado de Agradecimientos, de cometer los errores arriba descritos, así que seré breve. Quisiera agradecer a José Luis Pelegrí, su entusiasmo y apoyo en la elaboración de otro trabajo que antaño iba a camino de ser

A mi familia, mi gran familia, a mis padres, hermanos, sobrinos..., y en éstos incluyo tanto a los co-sanguíneos como a los de mi compañero y marido, que para mí son igualmente mi familia. Por sus risas, sus ánimos y sus esperanzas.

Y por último, por ser lo más importante para mí, agradecer a mis Hijas y al que puedo decir casi literalmente y sin equivocarme, Compañero de mi vida. Ellos sí que saben de paciencia, de horas robadas, de momentos irrecuperables, de ánimos, comprensión...en fin, de todo el amor y apoyo moral que nadie como ellos podrían darme. Sólo les pido perdón por el tiempo que no les he brindado, aunque espero que se los haya compensado en “especias”, momentos condensados de amor, je, je, je.

Y a los que queden sin mencionar y que saben tan bien como yo que han sido importante para mí, que me perdonen también, que lo achaquen a mi despiste o a estos momentos intensos en los que se me mezcla todo y todos, y que estén tranquilos porque los llevo también en mi corazón.

¡GRACIAS!

Este trabajo no se podría haber realizado sin la financiación por parte del Gobierno Español, dentro de los Proyectos de Investigación Científica promovidos por el Programa Antártico Español del Ministerio de Ciencia y Tecnología. Los datos utilizados en esta tesis proceden las campañas oceanográficas pertenecientes a los proyectos CIEMAR 1999/2000 (REN 2001-2650/ANT) y BREDDIES 2002/03 , (REN2001-2650/ANT).

# Resumen

En este estudio se describe por vez primera, la distribución de masas de agua, la variabilidad a mesoscala y la mezcla diapicna en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield con una resolución espacial no adoptada previamente. Los datos fueron adquiridos durante las campañas CIEMAR y BREDDIES en los veranos australes 2000 y 2003 con una resolución espacial media de 9.3 km, cercana al radio interno de deformación de Rossby ( $Rd \sim 10$  km). Esta resolución nos ha permitido determinar con precisión los rangos de propiedades de las masas de agua y establecer un nuevo patrón para su distribución. Este incluye elementos nuevos como son la presencia de una estrecha ( $L = 2 Rd \sim 20$  km) lengua de Agua Circumpolar Profunda Modificada (CDWm) a lo largo de la vertiente Sur del Talud de las Islas Shetland del Sur (ISS), núcleos aislados de CDWm desprendidos de dicha lengua, y núcleos salinos y cálidos de Agua Cálida Profunda del Mar del Weddell (MWDW) a lo largo de la vertiente Norte del talud de la Península Antártica. Las estructuras a mesoscala observadas están íntimamente ligadas formando parte de lo que hemos denominado como Sistema de la Corriente del Bransfield (SCB). La principal componente del SCB es el Frente de Bransfield (BF) y la corriente de chorro asociada, la Corriente del Bransfield, que fluye hacia el Noreste a lo largo de toda la vertiente Sur de la ISS y de escala longitudinal igual  $2 Rd$ . La comparación de las observaciones con experimentos de laboratorio sugieren que se comporta como una corriente de gravedad de descarga forzada por la diferencia de densidad entre las Aguas de Transición con influencia del mar de Bellingshausen (TBW) y la Aguas de Transición con influencia del mar de Weddell (TWW) y por la tasa de rotación local. Debajo del BF se sitúa la mencionada lengua de CDWm. En la superficie la TBW y la TWW convergen originando un estrecho ( $L = Rd \sim 10$  km) y somero frente cerca de la Península Antártica que hemos denominado Frente de Península (PF) y que presenta meandros. Entre el BF y el PF se sitúa un sistema de remolinos anticiclónicos de radio cercano al  $Rd$ , que pueden alcanzar los 300m de profundidad, y constituidos por TBW en las capas superficiales /subsuperficiales y por CDWm en las capas profundas. En los bordes de las estructuras de mesoscala y en la región de contacto entre TBW TWW se han observado signos de mezcla diapicna. Se han determinado los valores característicos del coeficiente de difusividad diapicna,  $Kz$ , para la región que son del orden de  $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  y  $10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ .

# Índice general

Índice de figuras.....	VII
------------------------	-----

Índice de tablas.....	XIII
-----------------------	------

Lísta de Abreviaturas .....	XV
-----------------------------	----

## Capítulo 1.- Introducción

1.1.- Región de estudio .....	1
1.2.- Antecedentes y motivación.....	5
1.3.- Objetivos.....	7
1.4.- Estructura de la tesis .....	8

## Capítulo 2.- Datos: Adquisición y procesamiento

2.1.- Campañas Oceanográficas CIEMAR y BREDDIES.....	11
2.1.1.- CAMPAÑA CIEMAR .....	11
2.1.2.- CAMPAÑA BREDDIES .....	13
2.2.- Instrumentación .....	16
2.2.1.- CTD con Roseta .....	16
2.2.2.- Termómetros reversibles.....	16
2.2.3.- Portasal.....	17
2.2.4.- Sondas XBT .....	17
2.2.5.- CTD ondulante Nv-Shuttle .....	18
2.2.6.- Perfilador de corriente acústico Doppler, ADCP.....	19

2.2.7.- Boyas a la deriva con seguimiento ARGOS.....	20
2.3.- Procesamiento de datos .....	21
<b>Capítulo 3.- Masas de agua en el Estrecho de Bransfield: caracterización y distribución</b>	
3.1.- Introducción .....	23
3.2.- Antecedentes .....	24
3.3.- Distribución vertical y horizontal de las masas de agua en la cuenca central de Bransfield.....	29
3.4.- Diagrama $\Theta$ -S y rangos característicos de propiedades en Bransfield.....	38
3.5.-Patrones de distribución de masas de agua .....	43
<b>Capítulo 4.- Principales componentes del Sistema de la Corriente del Bransfield (SCB)</b>	
4.1.- Introducción .....	49
4.2.- Frente de Bransfield. Corriente de Bransfield.....	51
4.3.- Agua Circumpolar Profunda, CDWm.....	58
4.2.1.- Lengua de CDWm .....	59
4.2.1.- Núcleos de CDWm.....	63
4.4.- Frente de Península (PF) .....	67
4.5.- Zona Interfrontal: Sistema de remolinos anticiclónicos.....	69
4.6.- El Sistema de la Corriente del Bransfield (SCB) .....	72
<b>Capítulo 5.- Estratificación y Mezcla diapicna</b>	
5.1.- Introducción .....	77

5.2.- Estratificación en la Cuenca Central de Bransfield .....	78
5.3.- Magnitudes básicas en la mezcla diapicna .....	84
5.3.1.- Flujo de densidad de Reynolds. Tendencia de densidad.....	84
5.3.2.- Número de gradiente de Richardson .....	87
5.3.3.- Coeficiente de difusión turbulenta vertical .....	89
5.4.- Mezcla diapicna en la Cuenca Central del Bransfield .....	91
5.4.1.- Valores característicos del número de gradiente de Richardson en CCBBr.	91
5.4.2.- Valores característicos del coeficiente de difusión vertical turbulenta en CCBBr.....	96
5.4.3.- Valores característicos de la tendencia media de la densidad en CCBBr. Mezcla diapicna en la CCBBr.....	97
5.4.4.- Efectos de la mezcla diapicna en CCB .....	99

**Capítulo 6.- Conclusiones y trabajos futuros**

6.1.- Conclusiones.....	101
6.2.- Líneas de trabajo futuras.....	104

**Apéndice I.- Procesamiento de los datos**

AI.1.- Procesamiento de datos de CTD.....	107
AI.1.1.- Calibración de datos de CTD en CIEMAR .....	109
AI.1.1.1. Calibración de temperatura.....	109
AI.1.1.2. Calibración de la salinidad.....	109
AI.1.2.- Calibración de datos de CTD en BREDDIES .....	110
AI.2.- Procesamiento de datos de XBT.....	113

---

AI.2.1.- Calibración de la temperatura de los XBT .....	114
AI.2.2.- Calibración de la profundidad de los XBT.....	115
AI.3.- Procesamiento de los datos del CTD ondulante Nv-Shuttle.....	116
AI.3.1.- Calibración de los datos de Nv-Shuttle.....	118
AI.3.1.1.- Calibración de temperatura del Nv-Shuttle .....	119
AI.3.1.2.- Calibración de la conductividad del Nv-Shuttle.....	121
AI.3.1.3.- Calibración de la salinidad del Nv- Shuttle .....	122
AI.4.- Procesamiento de los datos de ADCP.....	124
AI.4.1.- Cálculo de la componente de la velocidad perpendicular a los transectos .....	125
AI.5.- Ecuaciones de calibración en CIEMAR y BREDDIES .....	127
<b>Apéndice II.- Estimación de velocidades y transporte geostrófico</b>	
AII.1.- Datos hidrográficos en la Cuenca Central de Bransfield .....	129
AII.2.- Método geostrófico.....	130
<b>Referencias.....</b>	<b>135</b>

# Índice de Figuras

1.1. Mapa de la región de estudio .....	2
1.2. Distribución de los frentes y límites de la Corriente Circumpolar Antártica (ACC).....	4
2.1. Dominio observacional y distribución de estaciones utilizadas en esta tesis de la campaña CIEMAR 99/00 .....	13
2.2. Mediciones realizadas durante la Campaña de BREDDIES 02/03.....	15
2.3. Termómetro reversible digital de SIS Sensoren Instrumente Systeme. Utilizado en la Campaña BREDDIES 02/03.. .....	17
2.4. Portasal Guildline 8410 utilizado en las campañas CIEMAR 99/00 y BREDDIES 02/03.....	17
2.5. Lanzadera de XBT y baño de las sondas para calibración previa al lanzamiento en superficie con un termómetro de precisión, CKT100, de Anton Paar.....	18
2.6. Vehículo ondulante Nv-Shuttle utilizado en la Campaña BREDDIES 02/03 .....	19
2.7. (a) Modelo original del derivador SVP WOCE (Sybrandy and Niiler, 1992); (b) Modelo adaptado utilizado en BREDDIES, fabricado por SIDMAR, Bernhard Pack S.L.....	20

3.1. Esquema inicial de la distribución de masas de agua en la Cuenca Central de Bransfield obtenida a partir de la revisión bibliográfica resumida en la Tabla 3.1. ....	28
3.2. Cortes horizontales de temperatura <i>in situ</i> (°C), salinidad y anomalía de densidad potencial ( $\text{kg/m}^3$ ) a 10, 100 y 400 m. de profundidad en la Cuenca Central de Bransfield durante la primera fase de BREDDIES02/03. ....	31
3.3. Secciones verticales de temperatura <i>in situ</i> (CTD + XBT), salinidad y anomalía de densidad potencial durante BREDDIES, en T2 y T3 .....	33
3.4. Cortes horizontales de temperatura <i>in situ</i> (°C) combinando datos de CTD y XBT en la Cuenca Central de Bransfield durante la primera fase de BREDDIES02/03 (a) a 600m (izquierda) y (b) a 700m (derecha). ....	34
3.5. Secciones verticales de temperatura potencial, salinidad y anomalías de densidad potencial $\gamma_\theta$ ( $\text{kg/m}^3$ ), de los transectos BW (a,b,c), BE (d,e,f) y BC (g,h,i) durante CIEMAR. ....	36
3.6. Secciones verticales de temperatura potencial, salinidad y anomalía de densidad potencial durante BREDDIES, en T6 . ....	37
3.7. Diagramas $\theta$ -S, con contornos de anomalía de densidad potencial de las fases 1 y 3 de BREDDIES (transectos desde T1 hasta T7). ....	39
3.8. Diagramas $\theta$ -S de las aguas profundas, BDW y las del fondo BBW, durante BREDDIES .....	40
3.9. Diagramas $\theta$ -S con contornos de anomalía de densidad potencial de los transectos (BW), (BE) y (BC) de CIEMAR. ....	41
3.10. Diagramas $\theta$ -S de las aguas profundas, BDW, y las del fondo, BBW, durante CIEMAR .....	42
3.11. Esquema de la distribución vertical de las principales masas de agua presentes en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield. ....	45

3.12. Esquema de la ruta de las masas de agua superiores de la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield, entre 0 y 500m .....	46
3.13. Esquema de la ruta de las masas de aguas intermedias y profundas de la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield, entre 300 m y el fondo. ....	47
4.1. Secciones verticales de $\gamma_\theta$ ( $\text{kg/m}^3$ ) y velocidad geostrófica (m/s) respecto de un nivel de referencia de 500 dbar, de los transectos: BW de CIEMAR (a), (b); T2(c) y (d), T3 (f) y(g) de BREDDIES y secciones de velocidad de ADCP (componente rotada) de éstas últimas. ....	52
4.2. Trayectoria (izquierda) y velocidad (derecha) alcanzada por una boya a la deriva (n° 37058) lanzada durante la campaña BREDDIES 02/03.....	54
4.3. Transporte geostrófico integrado desde superficie hasta 500dbar con su barra de incertidumbre, en los transectos perpendiculares al Estrecho, en CIEMAR (a) y las fases 1 (b) y 3 (c) de BREDDIES.....	55
4.4. Ilustraciones sobre simulaciones de corrientes de gravedad de descarga extraídas de la tesis de Hernández-Arencibia, (2012).. ....	57
4.5. Secciones verticales de $\theta$ , S y $\gamma_\theta$ ( hasta 700m) y diagramas $\theta$ -S de BW (a,b,c,d) y BE (f,g,h,e) respectivamente, durante CIEMAR.....	60
4.6. Secciones verticales de $\theta$ , S (hasta 700m), y diagramas $\theta$ -S de las secciones transversales al Estrecho durante BREDDIES .....	61
4.6.bis. Idem 4.6.1 para T4. ....	62
4.7. (a), (b), (c) y (e ) Secciones verticales de $\theta$ , S, $\gamma_\theta$ ( hasta 700m) y velocidad geostrófica (m/s) respecto a un nivel de referencia de 500 dbar, del transecto longitudinal BC de CIEMAR; (d) diagrama $\theta$ -S de las estaciones del mismo.....	65
4.8. Esquema de la localización y recorrido de la CDW en la Cuenca Central de Bransfield .....	66

4.9. Corte horizontal a 50 m de anomalía de densidad potencial, $\gamma_\theta$ (kg/m <sup>3</sup> ), a partir de datos Nv-Shuttle). Se muestra el serpenteo del PF y los remolinos anticiclónicos de la zona interfrontal al norte del PF. ....	68
4.10. Esquema del Sistema de Remolinos Anticiclónicos con algunos elementos del SCB, (a) BREDDIES (a partir de datos del Shuttle y CTD) (b) CIEMAR (a partir de datos del CTD). ....	70
4.11. Esquema del Sistema de la Corriente del Bransfield (SCB) en vista cenital, con sus componentes principales. Modificado de Sangrá <i>et al.</i> (2011).. ....	72
4.12. Esquema de la distribución vertical de las principales componentes del Sistema de la Corriente del Bransfield a través del Estrecho de Bransfield. ....	73
5.1. Perfiles verticales de anomalía de densidad potencial, $\gamma_\theta$ kg/m <sup>3</sup> (Fase 1-BREDDIES) .....	80
5.2. Valores de la frecuencia de Brunt-Väisälä, $N$ (cph), obtenidos en CIEMAR para los transectos BW(a) y BE(b) y en BREDDIES para los transectos T1(c), T7(d) y T3(e). ....	82
5.3. Distribución vertical magnitudes asociadas al estudio de la mezcla diapicna en el transecto T2 (BREDDIES).....	92
5.4. Distribución vertical magnitudes asociadas al estudio de la mezcla diapicna en el transecto T3 (BREDDIES).....	93
5.5. Distribución vertical magnitudes asociadas al estudio de la mezcla diapicna en el transecto T7 (BREDDIES).....	94
5.6. Distribución de variables en las secciones BW y BE de CIEMAR: (a) y (e) $\gamma_\theta$ (kg/m <sup>3</sup> ); (b) y (f) $N$ (cph); (c) y (g) $S$ (cph); (d) y (h) $\log(Ri)$ , respectivamente. ....	95
5.7. Perfiles de anomalía de la densidad potencial en los primeros 300 m de la columna de agua en las diferentes estaciones del trasecto T2. ....	99

---

5.8. Diagrama $\theta$ -S de la campaña BREDDIES. En rojo aparecen los datos tomados en T2.....	100
AI.1. Calibración la salinidad CIEMAR.....	110
AI.2. ( a) Desviación de las temperaturas medidas por el CTD respecto de las obtenidas con los termómetros reversibles; (b) Curva de calibración temperatura de BREDDIES .....	111
AI.3. Resultados de la calibración de la salinidad de los datos de CTD de la Campaña BREDDIES.....	113
AI.4. Perfiles conjuntos de la temperatura, medida por el CTD MarkIII y por la sonda XBT T5, de Sippican, correspondiente a la estación 39.....	115
AI.5. Ejemplo de las trayectorias ondulantes sin filtrar del Shuttle en R3 con trayectorias irregulares en los primeros momentos hasta el establecimiento de una velocidad constante del barco .....	117
AI.6. Comparación de perfiles conjuntos de temperatura y salinidad realizados con el CTD y el Nv-Shuttle .....	119
AI.7. (a) Diferencia inicial $T_{CTD}-T_{Sh}$ frente a $T_{Sh}$ ; (b) Diferencia inicial $T_{CTD} - T_{Sh}$ frente a presión. ....	120
AI.8. Ajuste lineal por mínimos cuadrados de los datos de temperatura del ondulante Nv-Shuttle frente a los datos de temperatura del CTD ya calibrados.....	120
AI.9. Comparativa de perfiles de conductividad calibrada del CTD con la conductividad del Shuttle (a) sin calibrar y (b) calibrado, c) Ajuste lineal de los datos de conductividad del ondulante Nv-Shuttle tomando como referencia los datos de conductividad calibrados del CTD.....	122
AI.10. Comparativa de perfiles de salinidad calibrada del CTD con la salinidad del Shuttle de las estaciones 153 y 412 (a) sin calibrar y (b) calculada con temperatura y conductividad calibrados.....	123

AI.11. Cortes a 50 m de la distribución horizontal de salinidad (a) del CTD y  
(b) del Shuttle calibrado. .... 124

AI.12. Esquema que rotación de los ejes..... 126

# Índice de Tablas

3.1. Rangos de parámetros hidrográficos según distintos autores para las masas de agua presentes en Bransfield.....	27
3.2. Rango de las propiedades de las masas de agua encontradas en la Cuenca Central de Bransfield, a partir de (1) CIEMAR y (2) BREDDIES.....	44
4.1. Resolución horizontal de datos hidrográficos según distintos autores para las masas de agua presentes en Bransfield.....	50
4.2. Características del Frente de Bransfield y Corriente de Bransfield durante las campañas CIEMAR 99/00 y BREDDIES 02/03 en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield .....	53
4.3. Características de la lengua de CDWm por el margen septentrional del Estrecho durante las campañas CIEMAR y BREDDIES .....	63
4.4. Características del Frente de Península (PF) durante las campañas CIEMAR y BREDDIES .....	69
5.1. Valores de $R_i$ y $K_z$ máximos obtenidos en la CCB <sub>r</sub> durante BREDDIES 02/03, a partir de cizallas calculadas con datos de ADCP.....	97
AI.1. Datos de ADCP en la CCB <sub>r</sub> durante la campaña BREDDIES 2002/03.....	126
AI.2. Curvas de calibración de cada variable.....	127
AII.1. Campañas CIEMAR y BREDDIES: transectos y estaciones utilizadas para los cálculos geostroáficos y resolución espacial entre estaciones. ....	130



# Lista de Abreviaturas

Se ha mantenido la nomenclatura anglosajónica para las abreviaturas de uso habitual.

<b>ACC</b>	Corriente Circumpolar Antártica
<b>AD</b>	Divergencia Antártica
<b>ADCP</b>	Acoustic Doppler Current Profiling
<b>AE</b>	Remolinos (eddies) Anticiclónicos
<b>ASF</b>	Frente de Talud Antártico
<b>BB</b>	Broad Band (Banda ancha)
<b>CB</b>	Corriente de Bransfield
<b>Bdy</b>	Límite sur de la ACC
<b>BDW</b>	Agua Profunda de Bransfield
<b>BBW</b>	Agua del Fondo de Bransfield
<b>BC</b>	Transecto Bransfield Central de CIEMAR
<b>BE</b>	Transecto Bransfield Este de CIEMAR
<b>BF</b>	Bransfield Front / Frente de Bransfield

---

<b>BREDDIES</b>	Remolinos/meandros ( <i>EDDIES</i> ) de mesoscala en la parte central del Estrecho de <i>BRansfield</i> : Identificación y acoplamiento físico-biológico
<b>BW</b>	Transecto Bransfield Oeste de CIEMAR
<b>CCBr</b>	Cuenca Central del Estrecho de Bransfield
<b>CDW</b>	Agua Profunda Circumpolar
<b>CDWm</b>	Agua Profunda Circumpolar modificada
<b>CEBr</b>	Cuenca Este del Estrecho de Bransfield
<b>CIEMAR</b>	Campaña de <i>Investigación del Ecosistema Marino Antártico</i>
<b>COBr</b>	Cuenca Oeste del Estrecho de Bransfield
<b>CTD</b>	Conductivity, Temperature and Depth
<b>CWB</b>	Borde de las Aguas Continentales antárticas
<b>D''</b>	Núcleos de trazas de MWDW en la CCB
<b>EM</b>	Estaciones meridionales
<b>ES</b>	Estaciones septentrionales
<b>GPS</b>	Sistema de Posicionamiento Global
<b>LCDW</b>	Fracción Inferior del Agua Profunda Circumpolar.
<b>MWDW</b>	Agua Cálida Profunda de Modificada (procedente de Weddell)
<b>NADW</b>	Agua Profunda del Atlántico Norte
<b>NB</b>	Narrow Band (Banda estrecha)
<b>PA</b>	Península Antártica
<b>PF</b>	Frente de Península (en el Estrecho de Bransfield)

---

<b>SCB</b>	Sistema de la Corriente del Bransfield
<b>ISS</b>	Islas Shetland del Sur
<b>T#</b>	Transecto # de BREDDIES
<b>TBW</b>	Agua Transicional Zonal con influencia del Mar de Bellingshausen
<b>TEOS-10</b>	Thermodynamic Equation of SeaWater 2010
<b>TWW</b>	Agua Transicional Zonal con influencia del Mar de Weddell
<b>UCDW</b>	Fracción Superior del Agua Profunda Circumpolar.
<b>WDW</b>	Agua Cálida Profunda de Weddell
<b>WOCE</b>	World Ocean Circulation Experiment
<b>XBT</b>	Sondas batitermográficas desechables



# Capítulo 1

---

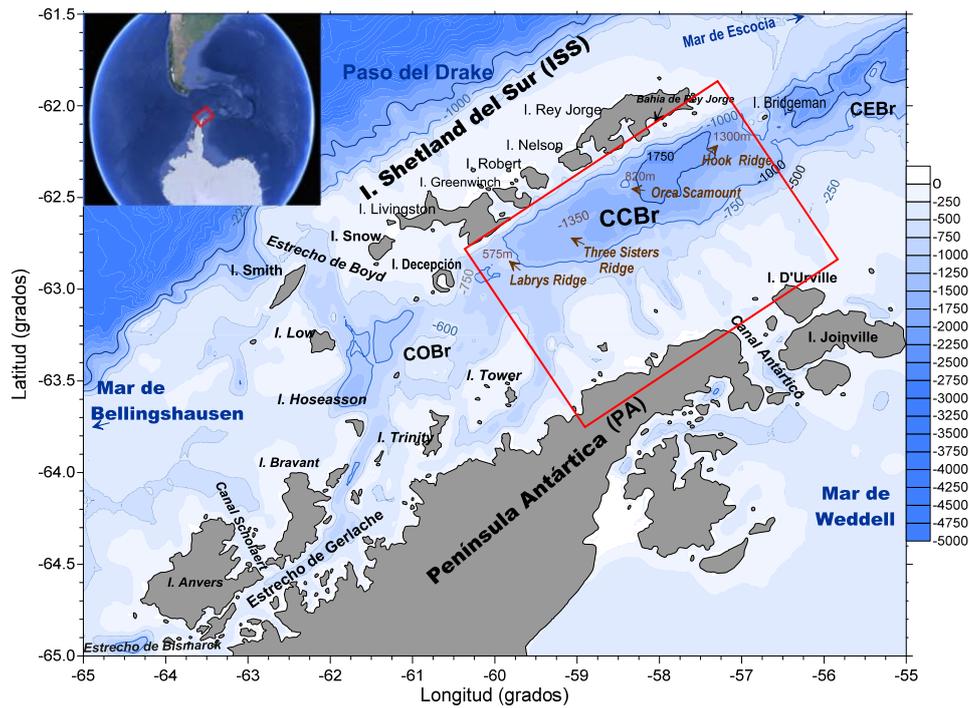
## Introducción

---

En esta parte introductoria se presentará la región de estudio, su ubicación y las características oceanográficas generales de su entorno. Además se mencionarán los antecedentes más relevantes sobre las masas de agua, hidrografía y actividad a mesoscala en el Estrecho de Bransfield y la motivación de este trabajo. Para finalizar se indicaran sus objetivos y estructura.

### 1.1.- REGIÓN DE ESTUDIO

El Estrecho de Bransfield es una región semi-cerrada, zona de transición entre los mares de Bellingshausen y de Weddell, que se encuentra en el margen occidental de la Península Antártica situada en el Océano Austral (Figura 1.1). Tiene unos 120 km de ancho y 460 km de largo con una orografía y una batimetría muy irregulares. En el Estrecho se distinguen tres cuencas separadas por sobreelevaciones del fondo con umbrales –inferiores a 1000 m, las cuencas: Oeste (COBr), Central (CCBr) y Este (CEBr). A su vez dichas cuencas están comunicadas con los mares adyacentes a través de diversos pasos entre las numerosas islas y los estrechos de Boyd, Gerlache y Canal Antártico.



**Figura 1.1.** Mapa de la región de estudio: Estrecho de Bransfield, limitado entre las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica. CCBr, COBr y CEBr son las Cuenca Central, Oeste y Este, respectivamente. La batimetría está en metros y se trazan las isobatas de 0, 250, 500, 1000, 1750 y 3000m (Smith y Sandwell, 1997) más relevantes que muestran la plataforma antártica, talud de PA y de las ISS, los pasos entre las distintas cuencas y las montañas submarinas en la parte más profunda de la CCBr .

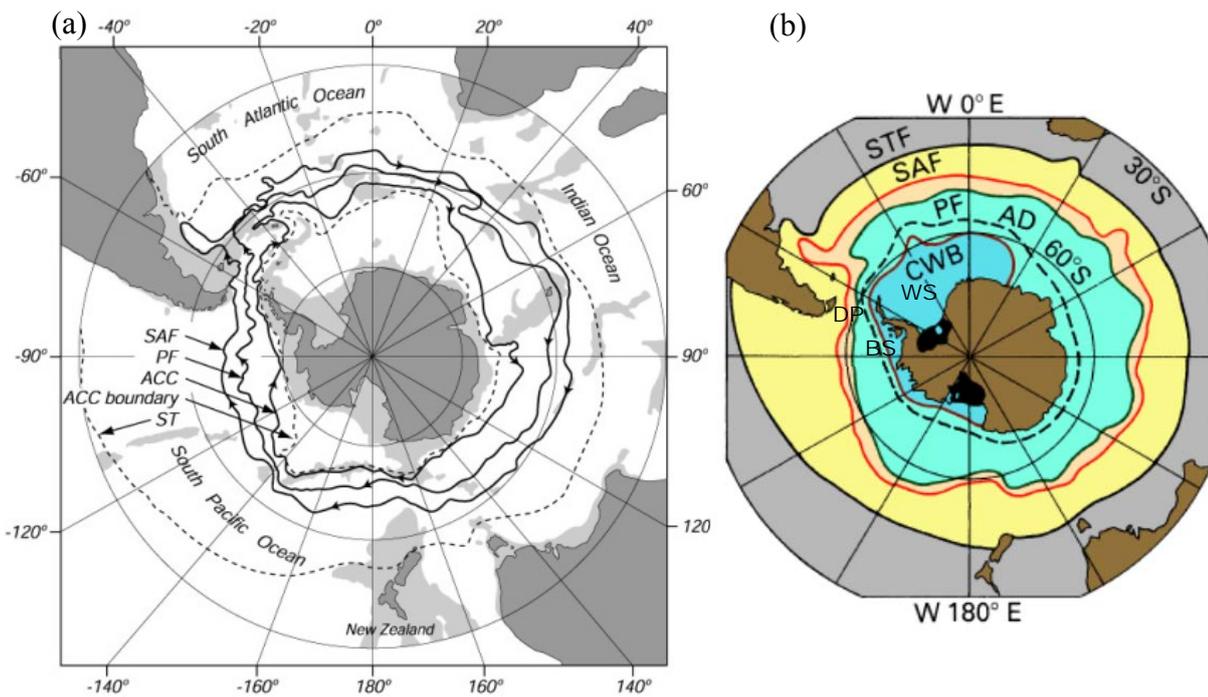
La Cuenca Central del Bransfield, CCBr, región concreta de este estudio tiene unos 120 km de anchura media y se extiende a la largo de unos 160 km en una dirección general Noreste-Suroeste (Figura 1.1). Se encuentra limitada al Norte por el abrupto talud del Archipiélago de las Islas Shetland del Sur (ISS) que lo separa del Paso de Drake, y al Sur por el talud y la plataforma de la Península Antártica que asciende mucho más gradualmente. El límite con la COBr es una línea imaginaria que une la Isla Decepción, la Isla Tower y la Península Antártica (PA) cuyo paso más profundo es inferior a 600 m de profundidad. Al Este se conecta con la CEBr por la línea imaginaria que une Isla Bridgeman con Isla D'Urville y su umbral más profundo es un estrecho paso inferior a 1000 m, próximo a Isla Bridgeman. Por el Sureste el Canal Antártico sirve de paso al agua procedente del Mar de Weddell mientras que por el Suroeste el Estrecho de Gerlache constituye la conexión más profunda de la Cuenca Central aunque en su entrada en el extremo Oeste tiene unas cordilleras muy someras, de unos 100 m de umbral, que restringen el flujo circumpolar a gran escala y la conexión con el Mar de

Bellingshausen (Zhou *et al.*, 2002). En el margen más occidental de las Islas Shetland del Sur, el Estrecho de Boyd entre las Islas Smith y Snow, con profundidades mayores de 500 m, conecta la COBr con el Paso de Drake, mientras que cordilleras de menos de 400 metros de profundidad entre las Islas Smith y Bravante, comunican la Cuenca Oeste con el Mar de Bellingshausen. La CEBr está más abierta a los mares de Escocia y de Weddell (López *et al.*, 1999).

El Estrecho de Bransfield forma parte del Océano Austral y es, por lo tanto, conveniente establecer cuál es el contexto de la circulación a gran escala en la región. La Corriente Circumpolar Antártica (ACC) es la principal característica de la circulación del Océano Austral. Es una extensa corriente que fluye hacia el Este, de forma horaria, alrededor de todo el continente antártico mantenida por los vientos del Oeste, banda de vientos que soplan entre unos 40°S y 60°S (Tomczak *et al.*, 2001) (Figura 1.2). Ocupa una enorme profundidad y extensión horizontal que implican un intenso transporte de volumen, siendo en promedio de  $125 \pm 11$  Sv (Whitworth y Peterson, 1985). Desde los 60°S hasta el continente antártico se encuentra la banda de los vientos del Este responsables de una estrecha corriente, la Corriente Polar Antártica, que circula de forma antihoraria pegada al continente. Entre la ACC y la Corriente Polar Antártica se encuentra la Divergencia Antártica, AD, (Figura 1.2.b) que es la mayor zona de afloramiento y ventilación del océano global. Es aquí donde las aguas profundas cálidas y salinas procedentes de otros océanos afloran hasta unos 200 m mientras se van mezclando con las aguas del fondo e intermedias Antárticas constituyendo finalmente la Corriente Circumpolar Profunda, CDW, al norte de la AD (Tomczak *et al.*, 2001 y 2005).

En la Figura 1.2 se muestra la distribución de los frentes en torno a la Antártida donde el Frente Subtropical representa el límite norte de la ACC. De Norte a Sur se encuentran tres frentes a lo ancho de la ACC a los que se hayan asociadas fuertes corrientes de chorro (Orsi *et al.*, 1995). Estos frentes son: el Frente Sub-Antártico, el Frente Polar y el Frente Sur de la ACC (Figura 1.2.a). En la región delimitada por estos frentes las aguas superficiales convergen y se hunden. Hacia el Sur se suele encontrar en muchos puntos alrededor de la Antártida otro frente, el Frente de Talud Antártico, que en muchas zonas se mantiene alejado de la costa (Mar de Weddell y Mar de Ross) y en otras zonas se aproxima más al continente. La distinción entre el Frente Sur de la ACC,

la Divergencia Antártica y el Frente de Talud Antártico no parece estar muy clara pues estas estructuras coinciden muchas veces en posición y en ocasiones puede faltar alguna de ellas dependiendo de la resolución del muestreo (Orsi *et al.*, 1995). Lo que sí parece estar claro es el límite sur de la ACC marcado en las Figuras 1.2.a y b, llamado Bdy por Orsi *et al.* (1995), que lo consideraron simplemente un borde dinámico pero no asociado a ningún frente. Sin embargo García *et al.* (2002) observaron un frente con un intenso chorro asociado al Bdy de modo que añadieron un cuarto frente a la zona frontal Sur de la ACC. Este límite sur, llamado CWB (Continental Waters Boundary) por Tomczak *et al.* (2001), marca el Borde del Agua Continental. En la zona del Drake, este borde marca tanto el límite Sur de la ACC (tomado como la extensión más al sur de la UCDW) como el inicio de las aguas continentales en la zona más próxima a nuestra región de estudio, la Cuenca Central del Bransfield (CCBr).



**Figura 1.2.** Distribución de los frentes y límites de la Corriente Circumpolar Antártica (ACC): (a) Según Orsi *et al.*, (1995): Frente Subantártico (SAF), Frente Polar (PF) y el Frente Sur de la ACC (en el gráfico, ACC). Con líneas a trazos se marcan los límites Norte y Sur de la ACC, el Frente Subtropical (ST ó STF) y el borde Sur respectivamente. Las áreas sombreadas indican batimetrías inferiores a 3 km<sup>3</sup>; (b) tomado de Tomczak *et al.* (2001), que marca la posición de la Divergencia Antártica (AD) y borde de las aguas continentales antárticas (CWB) y donde hemos añadido las siglas del Mar de Weddell (WS), Mar de Bellingshausen (BS) y el Paso del Drake (DP).

La Península Antártica Occidental es una de las regiones del planeta de mayor importancia debido a la mezcla causada por la interacción de las aguas del Mar de Weddell, del Estrecho de Bransfield, Mar de Bellingshausen y el Drake, que transmiten las características termohalinas y de nutrientes de los diferentes centros de formación y que posteriormente se conectan con el océano global. El Estrecho de Bransfield, junto con el Archipiélago de las Islas Shetland del Sur, constituye el único obstáculo a la libre circulación de la ACC (Figura 1.2). En la Figura 1.2.b podemos ver que el Estrecho de Bransfield y regiones adyacentes se encuentran precisamente enclavadas dentro del límite de las aguas continentales, CWB. Estas regiones, por su cercanía a la costa y posición en el extremo más septentrional de la Península Antártica, están sujetas a los cambios estacionales de las zonas frontales y regímenes de viento así como a la perturbación de los flujos oceánicos y atmosféricos por parte de la Península Antártica (Talley *et al.*, 2011). Además cabe decir que las aguas del Estrecho de Bransfield están sujetas también a la acción de los vientos catabáticos que soplan desde el continente hacia el océano bajando por los glaciares y que, al llegar a la zona del Estrecho, pueden generar perturbaciones locales y tener un efecto sobre las características de las aguas del Estrecho de Bransfield diferente al de otras zonas más abiertas al océano.

## **1.2.- ANTECEDENTES Y MOTIVACIÓN**

Estudios previos a escala regional llevados a cabo en esta zona han proporcionado un conocimiento básico de la estructura de las masas de agua (Grelowski *et al.*, 1986, Hoffmann *et al.*, 1996, Basterretxea *et al.*, 1999 y García *et al.*, 2002) y del patrón de circulación general (Clowes, 1934, Grelowski *et al.*, 1986, Stein *et al.*, 1994, Hoffmann *et al.*, 1996 y Zhou *et al.*, 2006). El patrón de circulación general incluye una entrada occidental de aguas relativamente cálidas y poca salinas procedente del Mar de Bellingshausen, el Estrecho de Gerlache y el Drake y una entrada oriental de agua relativamente fría y salada procedente del Mar de Weddell. El agua cálida y poco salina fluye hacia el Noreste a lo largo de la mitad Norte del Estrecho mientras que el agua fría y salada circula hacia el Suroeste a lo largo de la mitad Sur del Estrecho. Tokarczyk (1987), a partir de un análisis cuidadoso de las masas de agua, encontró que en el área de estudio hay aguas que cambian gradualmente desde las típicas del mar de Bellingshausen a las típicas del Mar de Weddell. Identificó el agua relativamente cálida y poco salina como un agua transicional dominada por características típicas del mar de

Bellingshausen y el agua relativamente fría y salada agua transicional dominada por características típicas del Mar de Weddell. Siguiendo a Tokarczyk (1987), García *et al.* (1994) denominaron a estas aguas: Agua Transicional Zonal con influencia del Mar de Bellingshausen (TBW) y Agua Transicional Zonal con influencia del Mar de Weddell (TWW).

En la región del se han descrito dos regiones frontales: un frente superficial que separa TBW de TWW, denominado Frente Península (PF) por Sangrà *et al.* (2011), y un frente más profundo a lo largo del talud sur de las Islas Shetland del Sur, llamado como el Frente de Bransfield (BF). El Frente Península había sido observado principalmente en las cuencas Central y Oriental (García *et al.*, 1994; López *et al.*, 1999). El chorro baroclino asociado con el Frente de Bransfield es conocido como la Corriente de Bransfield, BC, (Niiler *et al.*, 1991; Zhou *et al.*, 2002; Zhou *et al.*, 2006), y circula en dirección Noreste a lo largo del talud Sur de las Islas Shetland del Sur transportando TBW. Savidge y Amft (2009) observaron a partir de datos históricos de ADCP, que el chorro de Bransfield tiene una anchura típica de 10-20 km. Zhou *et al.* (2006) propuso que esta corriente podría ser vista como una corriente de frontera Oeste donde un flujo inducido por el viento hacia el Suroeste recircula hacia el Nordeste, como consecuencia de la obstrucción topografía. En esta región se ha descrito también la presencia de la CDW aflorando a aguas más someras al acercarse a la plataforma antártica en la zona de la COBr y CEBr (García *et al.*, 1994, 2000; López *et al.*, 1999), pero de la Cuenca Central, las únicas referencias que hay (Capella *et al.*, 1992 y Wilson *et al.*, 1999), han sido insuficientes para describir su ruta adecuadamente.

En general, las campañas que se habían realizado hasta 1999 en la Cuenca Central del Bransfield tenían escala regional sin resolver adecuadamente la mesoescala. Respecto a la Corriente de Bransfield, sólo Zhou *et al.* (2006) la habían muestreado con mayor resolución, pero utilizando un único transecto de XBT (batitermógrafos) y ADCP (Perfilador de corrientes acústico Doppler) en el extremo oriental del Estrecho. Con el objetivo de cubrir esta carencia y con el fin de revelar la naturaleza de la variabilidad de mesoescala en la región, se llevaron a cabo dos campañas interdisciplinarias: CIEMAR, en diciembre de 1999, y BREDDIES, en enero de 2003 cuyos resultados se presentan en este estudio. De esta forma, este trabajo ha estado motivado por la necesidad de resolver adecuadamente la variabilidad a mesoescala en la

CCBr que, como veremos, ha conducido a establecer con precisión las rutas de las masas de agua, a caracterizar la mesoscala y a establecer un nuevo patrón de circulación para la región. Una primera descripción de la variabilidad a mesoescala observada en dichas campañas ha sido realizada en los trabajos de Corzo *et al.* (2005) y Vázquez *et al.* (2007), con el fin de proporcionar el soporte físico para la distribución de bacterioplancton y meroplancton en esta región. En este trabajo se proporciona la imagen completa del entorno físico de la CCBBr con una resolución de mesoscala. Parte de los resultados de este trabajo aparecen publicados en

Sangrà, P., Gordo, C., Hernández-Arencibia, M., Marrero-Díaz, M.A., Rodríguez-Santana, A., Stegner, A., Martínez-Marrero, A. Pelegrí, J.L., Pichon, T (2011). The Bransfield Current System. *Deep-Sea Research Part I*, 58(4), 390-402.

### 1.3.- OBJETIVOS

Los principales objetivos de este trabajo son:

- Describir las rutas y distribución espacial de las diferentes masas de agua en la Cuenca Central del Bransfield, así como sus rangos de valores característicos en la región con especial atención a la ruta de la CDW.
- Identificar la naturaleza de la variabilidad a mesoscala en la Cuenca Central del Bransfield caracterizando el tipo de estructuras, su hidrografía y sus escalas características.
- Establecer un nuevo patrón para la circulación en la Cuenca Central del Bransfield conectando las diferentes componentes de su variabilidad a mesoscala.
- Localizar zonas potenciales de ocurrencia de procesos de mezcla diapícnica y determinar parámetros diapícnos útiles para aplicarlos en modelos de transporte de propiedades.

## **1.4.- ESTRUCTURA DE LA TESIS**

La presentación del trabajo realizado, el análisis de los resultados obtenidos y el planteamiento de las principales conclusiones y trabajos futuros se ha estructurado en este trabajo de la siguiente manera:

El Capítulo 2 es esencialmente metodológico donde se establece, en primer lugar, el dominio observacional detallando la estrategia observacional y la adquisición de datos a lo largo de las campañas CIEMAR y BREDDIES. A continuación se especifican las características de la instrumentación utilizada y se da una breve reseña sobre la calibración y procesamiento de datos realizados. Estos últimos se describen en detalle en el Apéndice I.

En el Capítulo 3 en primer lugar se identifican las masas de agua de la Cuenca Central del Bransfield y se define su distribución horizontal y vertical. A continuación se representan sus diagramas  $\theta$ -S y se determinan los rangos de valores característicos asociados a cada masa de agua. Finalmente, como síntesis de todas las observaciones, se propone un nuevo patrón para la distribución y rutas de las masas de agua en la Cuenca Central del Bransfield.

En el Capítulo 4 se caracteriza la variabilidad a mesoscala en la Cuenca Central del Bransfield con una resolución no previamente adoptada. Ello conducirá a describir estructuras nuevas y a determinar la naturaleza y escalas características de las ya previamente descritas. Finalizaremos viendo que todas las estructuras a mesoscala están íntimamente ligadas y forman parte de los que hemos denominado Sistema de la Corriente del Bransfield (SCB)

En el Capítulo 5 se analizan la cizalla, estabilidad estática y dinámica y parámetros diapícnos asociados a las distintas estructuras con el objeto de identificar regiones favorables a la mezcla diapícnica y procesos vinculados.

En el Capítulo 6 se enumeran y sintetizan las principales conclusiones de este trabajo y se discuten líneas futuras de trabajo.

En el Apéndice I se desarrollan en detalle los aspectos relativos a la calibración y procesamiento de datos de las dos campañas y el tratamiento de los datos de velocidad de ADCP necesario para la estimación de velocidad in situ y cálculos de cizalla.

Por último, en el Apéndice II se especifica cómo se han llevado a cabo las estimaciones geostróficas.



## Capítulo 2

---

# Datos: Adquisición y procesamiento

---

### 2.1.- CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS CIEMAR Y BREDDIES

Los datos utilizados en este trabajo proceden de dos campañas oceanográficas realizadas en el marco de sendos proyectos de investigación promovidos por el Programa Antártico Español del Ministerio de Ciencia y Tecnología. El primer proyecto se denominó Campaña de Investigación del Ecosistema Marino Antártico, CIEMAR, que se desarrolló entre el 15 al 30 de diciembre de 1999, a bordo del Buque de Investigación Oceanográfico Hespérides, en aguas del Estrecho de Gerlache y en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield (Figura 2.1). El segundo proyecto se denominó Remolinos (*EDDIES*)/meandros de mesoescala en la parte central del Estrecho de Bransfield: Identificación y acoplamiento físico-biológico y se identificó con el acrónimo BREDDIES. La campaña oceanográfica asociada al proyecto, también denominada BREDDIES, se llevó a cabo en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield, desde el 26 de diciembre del 2002 al 21 de enero del 2003, también a bordo del BIO Hespérides (Figura 2.2).

#### 2.1.1.- CAMPAÑA CIEMAR

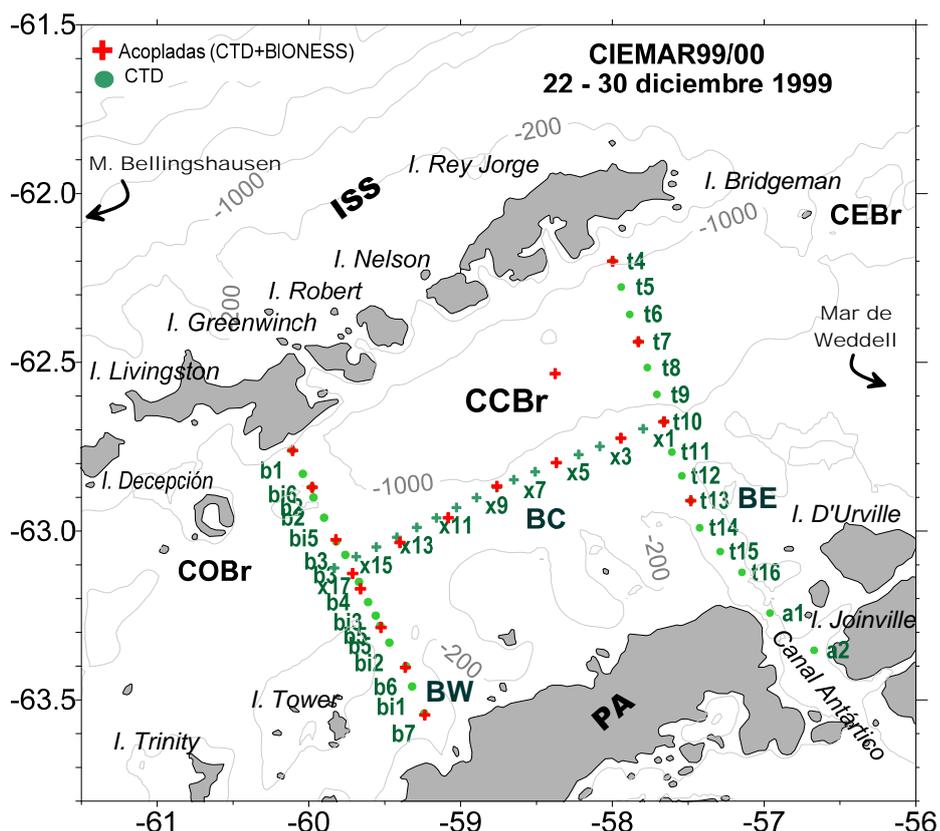
El principal objetivo de la campaña CIEMAR era el estudio observacional del acoplamiento físico-biológico en el rango de la mesoescala/submesoescala y, por ello, la campaña se enfocó hacia el muestreo interdisciplinar. En ella se realizaron una serie de

transectos interdisciplinarios, con una muy alta resolución espacial a través de determinadas secciones donde, a priori, era probable encontrar una alta actividad a mesoscala/sub-mesoscala. Esta campaña se desarrolló en los Estrechos de Drake, Gerlache y Bransfield, desde el 15 al 31 de diciembre de 1999, contándose con un total de 14 días efectivos de campaña.

CIEMAR se enfocó esencialmente hacia el muestreo de una serie de transectos donde se combinaron estaciones hidrográficas con estaciones interdisciplinarias procurando obtener los datos de la forma más integrada y sinóptica posible. Para ello se realizaron:

- 87 estaciones hidrográficas en las que se utilizó únicamente CTD (*Conductivity, Temperature and Depth sensors*)
- 26 estaciones multidisciplinarias en las que se tomaron datos de CTD en Roseta y Bioness (*Bedford Institute of Oceanography Net and Environmental Sensing System*).

Se muestrearon tres zonas: El último tercio del Estrecho de Drake, de 190 millas náuticas (mn), con 5 estaciones CTD distanciadas unas 20 mn entre sí; el Estrecho de Gerlache con 25 estaciones CTD y 11 estaciones CTD-Roseta-Bioness; y finalmente, la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield con 57 estaciones CTD y 15 estaciones CTD-Roseta-Bioness (Figura 2.1). Los datos analizados en este estudio se corresponden sólo con los de la Cuenca Central de Bransfield y fueron adquiridos entre el 22 y 30 de diciembre de 1999 (Figura 2.1). Con el fin de resolver la mesoescala, se realizaron estaciones de CTD cada 5 mn (9.2 km), resolución cercana al radio interno de deformación de Rossby que para esta región que es aproximadamente de 10 km (Grelowski *et al.*, 1986; Chelton *et al.*, 1998). Dado que se tardaron menos de dos días en la realización de cada transecto el muestreo puede considerarse cuasi-sinóptico.



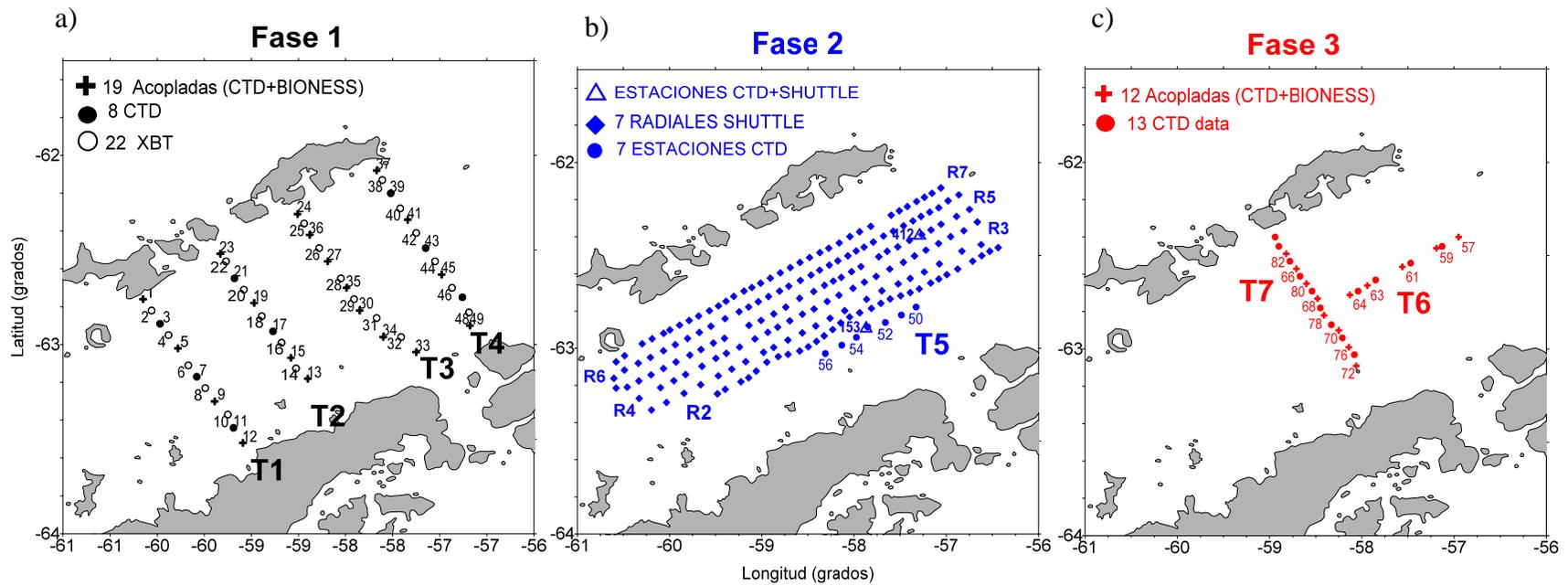
**Figura 2.1:** Dominio observacional y distribución de las estaciones de la campaña CIEMAR seleccionadas para este estudio. Estas se agrupan como transecto Bransfield Oeste (BW), Central (BC) y Este (BE). También se indica la localización de la Península Antártica (PA), y las Islas Shetland del Sur (ISS). El muestreo se desarrolló entre el 22 y 30 de diciembre de 1999.

### 2.1.2.- CAMPAÑA BREDDIES

El objetivo general del proyecto BREDDIES era estudiar el acoplamiento entre la componente física del sistema marino y la comunidad planctónica en el rango de la mesoscala mediante el muestro interdisciplinar de estructuras mesoscales que pudieran estar presentes en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield. En particular se pretendía confirmar la presencia de un sistema de remolinos de mesoscala asociados al Frente de Bransfield observado previamente en CIEMAR y estudiar su influencia en la distribución y estructura de la comunidad planctónica. A este respecto, la campaña se orientó hacia búsqueda de estas estructuras mediante sucesivas aproximaciones divididas en tres fases (Figura 2.2) que se fueron diseñando en tiempo real en función de las observaciones preliminares que se iban obteniendo:

- Fase 1 (Figura 2.2.a): se desarrolló entre 30 diciembre 2002 hasta 6 enero 2003 con el objetivo de localizar las regiones frontales. Para ello se muestrearon a través del Estrecho 4 transectos interdisciplinarios, T1, T2, T3 y T4, separados unas 25 mn entre sí y con 60 mn de longitud media. Las estaciones de CTD de cada transecto estaban a una distancia de 10 mn (~ 18.5 km) aumentándose la resolución en el campo de temperaturas con el lanzamiento de XBT en estaciones intermedia obteniéndose así una resolución de 5 mn (~9.3 km) para el campo de temperatura.
- Fase 2 (Figura 2.2.b): se desarrolló entre el 7 y 13 de enero de 2003 con el objetivo de localizar las estructuras de mesoescala con muy alta resolución y de forma cuasi-sinóptica. Para ello se muestreó con el vehículo ondulante N $\mu$ -Shuttle la región central del CCB $r$  mediante siete transectos a lo largo de la cuenca de unas 60 mn de longitud separados 5 mn. Tras el procesamiento ( Apéndice I, sección 3) se obtuvieron perfiles CTD promedio distanciados entre sí unas 2 mn (~3.7 km). Un rápido análisis de todas estas mediciones nos permitió elegir finalmente la zona donde más claramente se observaban estructuras mesoescalares que fueron muestreadas en la fase siguiente
- Fase 3 (Figura 2.2.c): tuvo lugar entre el 14 y el 20 enero de 2003. Se realizaron dos secciones de alta resolución cruzando con transectos perpendiculares la región en la que se observó la presencia de estructuras mesoescalares. Las estaciones de CTD estaban distanciadas entre sí 3 mn, mientras que las estaciones biológicas tenían una separación de 6 mn. Además, desde el centro del remolino observado en el transecto T7, se lanzaron 3 boyas a la deriva para estudiar la evolución lagrangiana del flujo. Las velas se situaron a unos 100 metros de profundidad, por debajo de la capa de Ekman, para minimizar el efecto directo del viento.

Durante las distintas fases se tomaron muestras de agua para la estimación de nutrientes. Estos valores nos fueron suministrados y los resultados obtenidos se incluyen en la Tabla 3.2 del Capítulo 3, con el resto de las propiedades de las masas de agua.



**Figura 2.2:** Mediciones realizadas durante la Campaña de BREDDIES. Tal como se indica, el tipo de símbolo hace referencia al tipo de estación y medición realizada.

## **2.2.- INSTRUMENTACIÓN**

En esta sección se presenta la instrumentación utilizada y la metodología seguida para la adquisición y procesamiento de datos durante la campaña.

### **2.2.1.- CTD con Roseta**

En ambas campañas se midió temperatura y conductividad con una configuración similar de CTD (CTD MKIIC, fabricada por Neil Brawn Instrument Systems, Inc.) al que se conectaron un fluorímetro, un transmisómetro y un altímetro. El equipo se acopló al centro de la roseta inteligente de General Oceanics, de 24 botellas oceanográficas Niskin de 12 litros.

En 33 de los 113 perfiles de CTD realizados en CIEMAR se tomaron muestras de agua en una o más profundidades. En las 26 estaciones CTD-Roseta-Bioness, se tomaron muestra biológicas y de nutrientes a profundidades estándares ( 0 -10 – 25 - 50- 75 - 100 m), así como a la profundidad del máximo de clorofila (MDC). Para calibrar el sensor de conductividad del CTD se eligieron profundidades de cierre de botellas donde no hubiera gradientes importantes de temperatura y salinidad. Se tomaron, así mismo, las medidas de temperatura registradas con el CTD en las mismas profundidades de cierre de botellas.

En BREDDIES se muestreó la columna de agua mediante 61 perfiles de CTD (27 en la primera fase, 8 en la segunda y 26 en la tercera), incluyendo dos perfiles conjuntos de CTD con el ondulante Nv-Shuttle con el objeto de calibrar los datos de éste último.

### **2.2.2.- Termómetros reversibles**

Durante CIEMAR las botellas Niskin se equiparon con termómetros reversibles de mercurio Richter & Wiese ( -2 a 30 °C), con el fin de hacer la posterior calibración de la temperatura. Se tenía tanto termómetros protegidos como no protegidos.

Durante BREDDIES se utilizó un termómetro reversible digital de SIS Sensoren Instrumente Systeme, modelo RTM4002X (Figura 2.3), en el que la lectura se hace activando la pantalla digital con un imán magnético.



**Figura 2.3** Termómetro reversible digital de SIS Sensoren Instrumente Systeme, utilizado en la Campaña BREDDIES.

### 2.2.3.- Portasal

El Portasal es un equipo que permite determinar con alta precisión (0.0001) la salinidad de las muestras de agua tomadas con las botellas Niskin de la roseta para la calibración posterior del CTD. En ambas campañas se utilizó el Portasal Guildline modelo 8410A (Figura 2.4) del Hespérides.



**Figura 2.4** Portasal Guildline 8410A del BIO Hespérides, utilizado para la calibración de la salinidad.

### 2.2.4.- Sondas XBT

Durante la campaña BREDDIES se utilizaron sondas batitermográficas desechables XBT del tipo T5, de Sippican, que registran la temperatura hasta unos 1830 m de profundidad. Se realizaron 37 estaciones de XBT 29 de ellas alternándolas con las de CTD en los transectos perpendiculares al Estrecho de Bransfield: T1, T2, T3, T4, durante la Fase 1 (Figura 2.2a). Se realizaron calibraciones previas a cada lanzamiento mediante mediciones conjuntas de las sondas XBT con las dadas por un termómetro digital de

precisión de Anton Paar, CKT100. Éstas consistían en medir la temperatura del agua con ambos medidores en un baño con agua que se mantenía a temperatura ambiente exterior para que las sondas estuvieran atemperadas antes de los lanzamientos (Figura 2.5). Se anotaban las diferencias observadas entre ambos medidores para realizar una corrección posterior de los datos. En cada transecto se realizaron uno o dos lanzamientos de XBT simultáneos con una estación de CTD para la calibración y validación posterior de los datos de XBT resultando un total de 6 perfiles conjuntos (CTD + XBT).



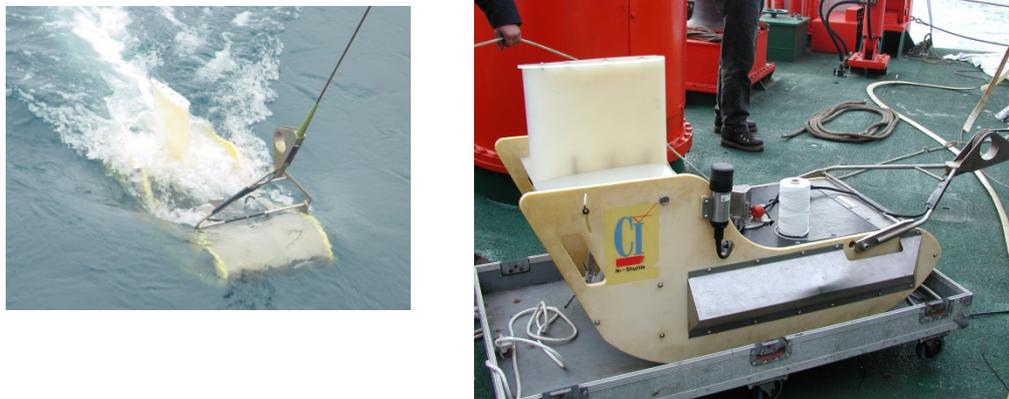
**Figura 2.5:** Lanzadera de XBT y baño de las sondas en un cubo agua a temperatura ambiente exterior para aclimatación. Calibraciones previas a cada lanzamiento con un termómetro de precisión de superficie, CKT100, de Anton Paar.

Algunas incidencias leves ocurridas durante el muestreo se corrigieron con repeticiones rápidas de nuevos XBT. Sólo en la estación 14 se encontraron anomalías en los datos de temperatura y estos datos fueron desestimados al compararlos con los obtenidos en estaciones de CTD próximas.

### 2.2.5.- CTD ondulante Nv-Shuttle

El CTD ondulante Nv-Shuttle, fabricado por Chelsea Technologies Group, sólo se utilizó durante la campaña BREDDIES. Es un vehículo ondulante muy sólido y estable, que va remolcado desde el barco y que portando un CTD va adquiriendo datos de forma ondulante en los primeros 150 m de la columna de agua (Figura 2.6). Uno de los parámetros que condiciona la calidad de este tipo de datos es lograr una velocidad de cruce-ro uniforme, de entre 5 y 15 nudos, y acorde a la tasa de adquisición de datos de los sensores, de forma que se obtengan vuelos regulares y con suficiente resolución vertical.

Durante esta campaña, la presencia de icebergs obligaba a aminorar la marcha o cambiar de rumbo, por lo que se produjeron saltos y pérdidas de datos a determinados niveles de profundidad.



**Figura 2.6:** Vehículo ondulante Nv-Shuttle utilizado en la Campaña BREDDIES

El Nv-Shuttle utilizado durante la campaña BREDDIES tenía instalado un CTD con sensores adicionales de fluorescencia, contador de partículas ópticas (OPC) y turbidez. Se realizaron 7 transectos en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield, con orientación NE-SW, de unas 120 millas de longitud y distanciados 5 millas náuticas entre sí (Figura 2.2b). Debido a la presencia de hielo, el radial R1, más cercano a la Península Antártica se completó combinando los vuelos del ondulador con perfiles de CTD. No obstante, se tuvieron que desechar los datos de esta radial, debido a la gran irregularidad de los vuelos.

### 2.2.6.- Perfilador de corriente acústico Doppler, ADCP

Durante la campaña BREDDIES, el ADCP (Acoustic Doppler Current Profiling) utilizado fue el Ocean Surveyor (OS-75 kHz), de Teledyne RD Instruments, que se instaló en el buque en julio de 2002. Los datos fueron registrados de manera continua tanto en travesía como en las estaciones.

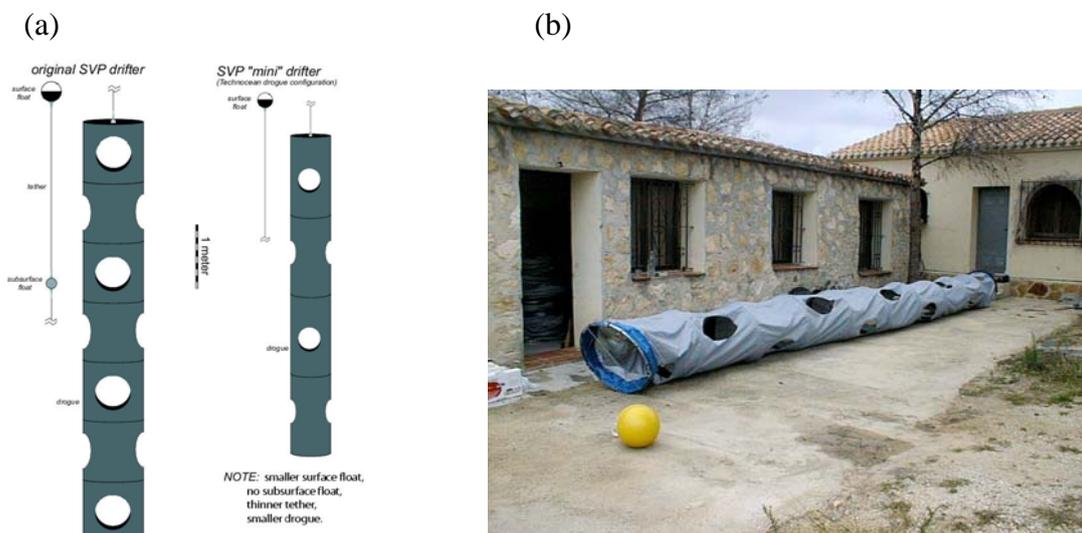
El OS puede operar en modo banda ancha (BB) o modo banda estrecha (NB), según se precise alcance o resolución. Se utilizaron ambos modos de operación dependiendo de los transectos, dando celdas de promediado vertical de 8 m (NB) y de 16 metros (BB). En ambos modos de operación se obtuvieron perfiles promediados cada 5 minutos con un rango máximo de unos 350 m en modo BB y unos 550m en modo NB.

El promediado de 5 minutos permitió obtener una resolución espacial de una milla. Es de destacar la rápida degradación de la señal y pérdida de datos cuando empeora el estado del mar.

Durante la primera parte de la Fase 1 se tuvieron que realizar modificaciones en el programa y el sistema de adquisición ya que no se obtenían datos fiables, por lo que no se dispone de datos de calidad en los transectos T1 ni T4. Los cambios realizados permitieron solventar el problema y realizar correctamente las medidas durante el resto de la campaña.

### 2.2.7.- Boyas a la deriva con seguimiento ARGOS

Las boyas a la deriva fueron construidas por SIDMAR (Bernhard Pack S.L S.A.), siguiendo el modelo de los derivadores originales utilizados en el Programa de Velocidad Superficial (SVP) del WOCE (Sybrandy *et al.*, 1992), pero modificándolas para situar la vela a 100 m de profundidad (Figura 2.7). La vela de cada derivador tenía un diámetro de 0.7 m y una longitud de 6 m de largo.



**Figura 2.7:** (a) Modelo original del derivador SVP WOCE (Sybrandy *et al.*, 1992); (b) Modelo adaptado utilizado en BREDDIES, fabricado por SIDMAR, Bernhard Pack S.L.

### 2.3.- PROCESAMIENTO DE DATOS

En este trabajo de se han tomado de modelo los estándares de calidad y requerimientos estipulados por WOCE y UNESCO (Unesco 1981) dado que todo el procesamiento de los datos se realizó antes del 2010 (fecha de publicación de la nueva TEOS-10). En todo el procesamiento y trabajo posterior con los datos, se ha trabajado con la escala PSS-78 (*Practical Salinity Scale, 1978*) para la salinidad. Aunque en esta escala es frecuente encontrar el valor de la salinidad dado en unidades psu, es una magnitud adimensional por lo que a lo largo de este trabajo se presenta sin unidades. Desde 1990 se recomendó el uso de la Escala de Temperatura TPS-90 (*Temperature Practical Scale, 1990*) para expresar el valor de la temperatura. Sin embargo, se necesita expresar la temperatura en la escala ITPS-68 (*International Temperature Practical Scale, 1968*) para derivar magnitudes tales como la densidad a partir de la EOS-80. La conversión de una escala a la otra es  $T_{68}=1.00024 \cdot T_{90}$  (Saunders *et al.*, 1990), y la diferencia de valores en ambas escalas es mayor a mayores temperaturas. Para las temperaturas típicas en la región de estudio la diferencia (del orden de  $0.0003^{\circ}\text{C}$ ) es menor que la precisión del sensor utilizado en el CTD MarkIIIIC ( $0.0005^{\circ}\text{C}$ ).

Los datos de CTD utilizados procedentes de la Campaña CIEMAR, fueron datos en formato ASCII ya calibrados y con un procesamiento básico aplicado. Sin embargo, los datos de CTD, XBT, ACDP y Nv-Shuttle procedentes de la Campaña BREDDIES eran datos brutos a los cuales hubo que aplicarle las calibraciones y procesamientos adecuados. Además, debido a que en esta campaña se realizaron mediciones de un mismo parámetro con diferentes equipos, fue necesario realizar una calibración y validación de todos los datos respecto al equipo más fiable para poder utilizarlos conjuntamente y comparar los resultados obtenidos con cada uno de ellos. En el Apéndice I se desarrollan en detalle los aspectos relativos a la calibración y procesamiento de datos de las dos campañas, en especial de la campaña BREDDIES y a modo de síntesis en la Tabla AI.2 del Apéndice 1 se presenta las diferentes curvas de ajuste que se aplicaron a los datos de CIEMAR y BREDDIES

A partir de los datos hidrográficos se realizó una estimación de la frecuencia de Brunt-Väisälä,  $N$ , y de la velocidad geostrofica relativa a 500 dbar (ver detalles de los cálculos geostroficos en el Apéndice II) a través de todas las secciones de la CCB<sub>r</sub> y se

elaboraron las correspondientes distribuciones verticales. Con los datos de velocidad de ADCP se extrajeron los perfiles correspondientes para cada estación del módulo, de las componentes Este ( $u$ ) y Norte ( $v$ ) así como de la componente  $v'$  perpendicular a la sección oceanográfica en cuestión. En ambos tipos de datos, se realizó un interpolado de los datos a diferentes intervalos de presión y profundidad para la utilización posterior en el cálculo de cizallas verticales, número de gradiente de Richardson y demás parámetros diapiricos. En el Apéndice I se amplía la información sobre el procesamiento realizado con los datos de velocidad de ADCP.

## Capítulo 3

---

# Masas de agua en el Estrecho de Bransfield: caracterización y distribución

---

### 3.1.- INTRODUCCIÓN

Las aguas en el océano no son homogéneas y presentan una estructura vertical condicionada y caracterizada fundamentalmente por propiedades físico-químicas, como la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nutrientes, etc. Las masas de agua de una región determinada se van caracterizando, según los procesos que las originaron, de acuerdo con su situación geográfica, el grado de aislamiento de esa región respecto de las que son adyacentes y el movimiento de las aguas que permiten su mezcla. El estudio de las masas de agua de una región, que lleva aparejados la determinación y el análisis de las distribuciones de temperatura-salinidad y otras propiedades, es uno de los elementos principales para caracterizar la región estudiada.

El Estrecho de Bransfield es una región donde no están bien establecidos los rangos de las propiedades que caracterizan las masas de la región debido tanto a que no ha sido sistemáticamente muestreada, como a la complejidad de los diagramas  $\theta$ -S

típicos de la región Antártica. A este respecto veremos que el análisis de los datos de alta resolución espacial de las campañas CIEMAR y BREDDIES, nos ha permitido identificar y caracterizar las masas de agua presentes en la CCB<sub>r</sub> con precisión (Tabla 3.2).

En este capítulo se revisan en primer lugar, los antecedentes más relevantes para, a continuación, identificar las principales masas de agua y discutir su distribución en la CCB<sub>r</sub>. Se sigue con la determinación de sus diagramas  $\theta$ -S y sus rangos de propiedades característicos recogidos en la Tabla 3.2. Finalmente se sintetizan las observaciones estableciendo el patrón de distribución de masas de aguas en la región.

### 3.2.- ANTECEDENTES

Programas internacionales tales como FDRAKE75, BIOMASS 81/85, FIBEX, RACER86/87, BIOANTAR93, ECOANTAR94, FRUELA95/96 (Gordon *et al.*, 1978; Sievers, 1982; Grelowski y Tokarczyk, 1985, García *et al.*, 1994) se ocuparon del estudio de las características de las masas aguas del Estrecho de Bransfield y mares de alrededor. Los cuatro primeros estudios abarcaban zonas muy extensas con muy pocas estaciones en el Estrecho de Bransfield, mientras que los últimos, aunque muestrearon el Estrecho de Bransfield, se centraron en la descripción de las masas de agua de las cuencas más exteriores y no de la Cuenca Central (CCB<sub>r</sub>), objeto de este estudio.

Los trabajos resultantes de dichos proyecto han permitido obtener una primera aproximación sobre la caracterización y distribución a escala regional de las principales masas de agua en el Estrecho del Bransfield (Gordon y Nowlin, 1978; Grelowski *et al.*, 1986; Stein *et al.*, 1989; Tokarczyk, 1987; García *et al.*, 1994; Withworth *et al.*, 1994; Hofmann *et al.*, 1996; Wilson *et al.*, 1999; Gyldenfeldt *et al.* 2002; García *et al.*, 2002; Gordon *et al.*, 2000; Zhou *et al.*, 2002). En muchos de estos trabajos se denomina a la misma masa de agua de diferentes formas. En este estudio se ha utilizado la denominación de García *et al.* (1994 y 2002) para las principales aguas superiores, la de Wilson *et al.* (1999) para el Agua Circumpolar Profunda (CDW) y la de Gordon *et al.* (2000) para las aguas profundas de la Cuenca Central de Bransfield. Las masas de agua identificadas en estos trabajos en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield son:

- En los primeros 500 m de la columna de agua, en la zona de aguas superiores:
  - Aguas de Transición con influencia del mar de Bellingshausen (Transitional Zonal Bellingshausen Water, TBW): es cálida, poco salada y estratificada procedente del Mar de Bellingshausen, a través del Estrecho de Gerlache y la Cuenca Oeste del Estrecho Bransfield (Figura 1.1).
  - Aguas de Transición con influencia del mar de Weddell (Transitional Zonal Weddell Water, TWW): es fría, salada y casi homogénea, entrando en la Cuenca desde el Este, procedente del Mar de Weddell. Tiene su origen en el flujo de aguas frías y saladas procedentes del Mar de Weddell desde el extremo de la Península Antártica y a través del Canal Antártico (Figura 1.1). Ocupa la mayoría del volumen del Estrecho y en su porción Sur se encuentra tanto en superficie como a niveles sub-superficiales.
  - Agua Profunda Circumpolar modificada (modified Circumpolar Deep Water, CDWm): el Agua Profunda Circumpolar que circula cerca de la Costa Antártica se divide en dos tipos que se desplazan a distintas profundidades. El agua que circula por el Estrecho de Bransfield es una agua circumpolar a la que vamos a denominar CDWm, siguiendo la notación de Wilson *et al.* (1999) y que, según diversos autores, es el resultado de la mezcla de la CDW, que aflora cuando se aproxima a la Plataforma Antártica, con las aguas costeras menos profundas (Whitworth *et al.*, 1974). El resultado es un agua CDW modificada que entraría en la Cuenca Central desde la Cuenca Oeste principalmente por el Estrecho de Boyd (Figura 1.1), circulando en torno a los 300-400m de profundidad (Capella *et al.*, 1992) o bien desde el Estrecho de Gerlache presentando, en este caso, una temperatura y salinidad menores que la anterior (García *et al.*, 2002).
- Por debajo de 500 m se describe la presencia de masas de agua profundas y de fondo (Gordon y Nowlin, 1978; Withworth *et al.*, 1994; Hofmann *et al.*, 1996;

Wilson *et al.*,1999; García *et al.*, 2002), aunque con rangos de valores de propiedades no bien establecidos:

- Agua Profunda de Bransfield (Bransfield Deep Water, BDW): Según diversos autores (Gordon *et al.*, 1978; Tokarczyk, 1987; Wilson *et al.*,1999; Gyldenfeldt *et al.*, 2002; García *et al.*, 2002) se forma por convección invernal que resulta de la mezcla entre TWW y aguas procedentes del Mar de Weddell, como el Agua Cálida Profunda del Mar del Weddell (WDW), persistiendo trazas de ésta última modificada, MWDW, dentro de las aguas profundas en la CCB, denominadas D'' por Gordon *et al.* (2000).
  
- Agua de Fondo de Bransfield (Bransfield Bottom Water, BBW): Se originan por la mezcla de aguas frías y saladas de la plataforma del Oeste del Mar de Weddell, que entran en el Estrecho de Bransfield por la región exterior de Isla Joinville (Figura 1.1), con un pequeño porcentaje de aguas de la pinoquina del Pacífico, provenientes del Oeste a través de los pasos en las Islas Shetland del Sur (Gordon *et al.*, 2000). El mecanismo de formación es el mismo que el de BDW pero dependiendo del grado de enfriamiento y salinidad de las aguas permite formar las aguas más densas del fondo.

En la Tabla 3.1 se compilan los rangos de propiedades obtenidos en los diferentes trabajos previos para las citadas masas de agua. Se indica además el nombre que recibían las masas de agua en cada trabajo. Notar que en esta tabla hay una discrepancia entre los valores dependiendo de la fuente, con rangos bastante amplios. Por ejemplo Tokarczyk (1987), que denomina la TBW como *4a*, la define con un rango de salinidad entre 33.6 y 34.4, y de temperatura potencial entre -1.3 °C y 1.5 °C. García *et al.* (2000) obtuvo para la TBW un rango parecido de salinidad, entre 33.72 y 34.16, pero valores más altos para la temperatura potencial, entre 0.02 °C y 1.65 °C. Uno de los objetivos de este capítulo es establecer con precisión cuales son los rangos de propiedades de estas masas de agua en el CCB. Ello será discutido en la sección 3.3 cuyos resultados se compilan en la Tabla 3.2.

**Tabla 3.1** Rangos de parámetros hidrográficos según distintos autores para las masas de agua presentes en Bransfield

Masa agua	Autor	Prof. (m)	$\theta$ (°C)	S	$\gamma_{\theta}$ (kg/m <sup>3</sup> )	NO <sub>3</sub> ( $\mu$ mol/kg)	SiO <sub>2</sub> ( $\mu$ mol/kg)	O <sub>2</sub> ( $\mu$ mol/kg)	
superior	TBW	1 <sup>*</sup>	0-100m	-1.3/1.5	33.6/34.4	10/25	11/75	261/353	
		2	-	0.02/1.65	33.72/34.16	21.3/29.0	68/84	291/335	
	TWW	1 <sup>**</sup>	75-300	-1.5/1.0	33.8/34.6	13/26	39/100	218/335	
		2		-0.92/0.66	34.08/34.53	25.2/32.7	76/91	271/351	
	CDW	1 <sup>***</sup>	150/300	0.9/2.1	34.3/34.8	--	22/27	24/102	174/244
		4	1000	>0.5	-	--	--	--	--
Profunda	CDW inferior (LCDW)	2		0.02/1.15	34.27/34.66	32.4/33.7	81/107.1	203/261	
		5	500-1200	-0.8/-1.2	34.55/34.57	--	--	--	--
	BDW	5 <sup>*</sup>	700	-0.7	Max 36.57	--	--	--	Min. 6.3
		1,2,3,5	500/1000	-1.5/-1.0	34.5 /34.57	--	--	--	--
fondo	BBW	5 <sup>**</sup>	1000	-1.2	Min.-34.55	--	--	--	6.76
		5 <sup>***</sup>	>1200m	< -1.615 <sup>4</sup>	>34.58 <sup>4</sup>	--	--	--	>7.08mL/L

<sup>1</sup> Tokarczyk (1987) a partir de datos medidos durante el crucero FIBEX con sólo 8 estaciones dispersas en la Cuenca Central.  
<sup>\*</sup> incluye aguas al norte y sur de las Islas Shtetland del Sur (fuera y dentro del Estrecho de Bransfield)  
<sup>\*\*</sup> incluye aguas hasta 1000m  
<sup>\*\*\*</sup> se refiere a aguas CDW fuera de la Cuenca Central de Bransfield al norte de las Islas Shtetland.  
Identificó adicionalmente aguas de la CDW modificada más somera pero no aportó los rangos claramente tabulados.

<sup>2</sup> García *et al.* (2002); a partir de datos medidos durante las campañas MACRO'95 y MACRO'96 del estudio FRUELA, en la cuenca Oeste de Bransfield.

<sup>3</sup> Wilson *et al.* (1999)

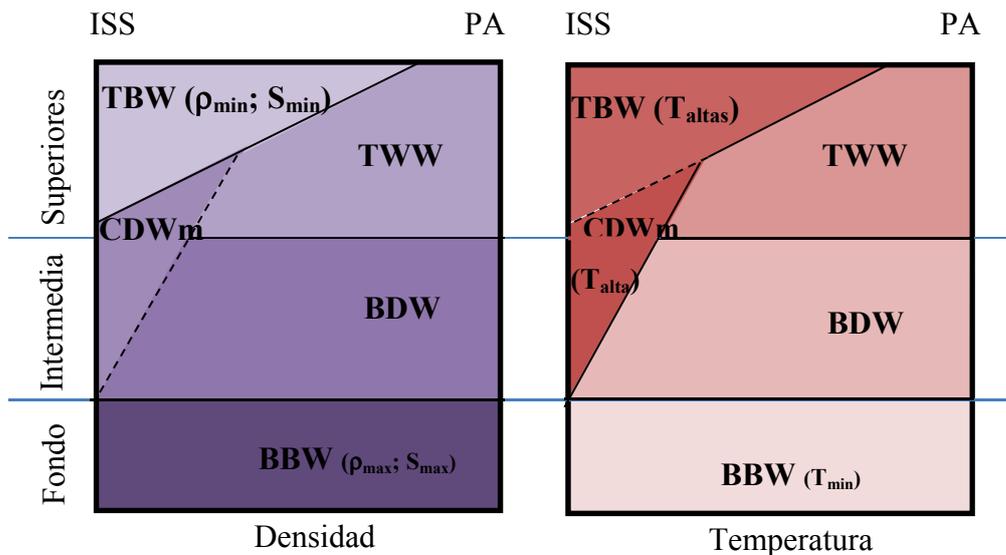
<sup>4</sup> Capella *et al.* (1992) (sólo medidas de XBT)

<sup>5</sup> Gordon *et al.* (2000), a partir de datos de DOVETAIL, en agosto-septiembre de 1997.  
<sup>\*</sup> La denominó D', es una señal de agua cálida profunda, que podría corresponder a la WSDW modificada, llamada MWDW en Santini *et al.* (2013).  
<sup>\*\*</sup> La denominó Bc', es un mínimo de salinidad encontrado a unos 1000m.  
<sup>\*\*\*</sup> La denominó Bc, Agua del Fondo Central

A pesar de las discrepancias en cuanto a los rangos en la Tabla 3.1, esta recopilación de datos históricos permite saber que se espera encontrar las siguientes masas de agua: dos masas de agua superiores, TBW y TWW; una componente modificada de CDW (CDWm) que se localiza tanto en profundidades superiores como profundas; una masa de agua profunda (BDW); y una masa de agua del fondo (BBW).

En la Figura 3.1 se muestra a modo de síntesis un esquema de la distribución de las masas de aguas observada en estudios previos. La TBW y la CDWm se localizan cerca del talud Sur de las ISS mientras que la TWW y la BDW se sitúan próximas a la

Península Antártica. La BBW yace sobre el fondo de la CCBr. Respecto a las temperaturas, las aguas más cálidas son las correspondientes a la TBW y a la CDWm. La CDWm se identifica por los relativamente elevados valores de temperatura respecto a masas de agua circundantes tales como la TWW y la BDW. Las aguas más frías son las correspondientes a la BBW.



**Figura 3.1.** Esquema inicial de la distribución de masas de agua en la Cuenca Central obtenida a partir de estudios previos (Tabla 3.1). Se marca el límite entre aguas superiores, profundas y de fondo. Así mismo, se marca la posición del talud sur de las ISS y de la PA. Con línea continua se marcan límites claros y con línea discontinua separaciones entre masas de agua con valores de parámetros en rangos superpuestos. A la izquierda se representan valores de densidad y a la derecha valores de temperatura. Los colores más intensos indican valores mayores. La falta de acuerdo entre los diferentes autores impide asignar valores a los diferentes parámetros y definir las profundidades a las que se mueven.

En lo que respecta a la densidad, marcada fundamentalmente por la salinidad, la TBW es la menos densa debido a su baja salinidad y a tener mayor temperatura que el resto. La CDWm coexiste en rangos de densidad con la TWW y la BDW debido a que, a pesar de tener temperaturas mayores que estas dos, también tiene altas salinidades, en los rangos de la TWW y la BDW. Por tanto, serán necesarios acudir a las distribuciones de temperatura y salinidad para poder identificar adecuadamente la presencia de la CDWm. La BBW es la más densa debido sus bajas temperaturas y altas salinidades.

### **3.3.- DISTRIBUCIÓN VERTICAL Y HORIZONTAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA CUENCA CENTRAL DE BRANSFIELD**

Uno de los objetivos de este trabajo es obtener un esquema o patrón para la distribución de masas de agua mucho más preciso que el anterior (Figura 3.1). Para ello analizaremos en esta sección cual es la distribución tridimensional de las masas de agua a partir de los datos de resolución de mesoscala de CIEMAR y BREDDIES. Este nuevo patrón y la sugerencia de las rutas de las distintas masas de agua se discuten al final de este capítulo a modo de síntesis.

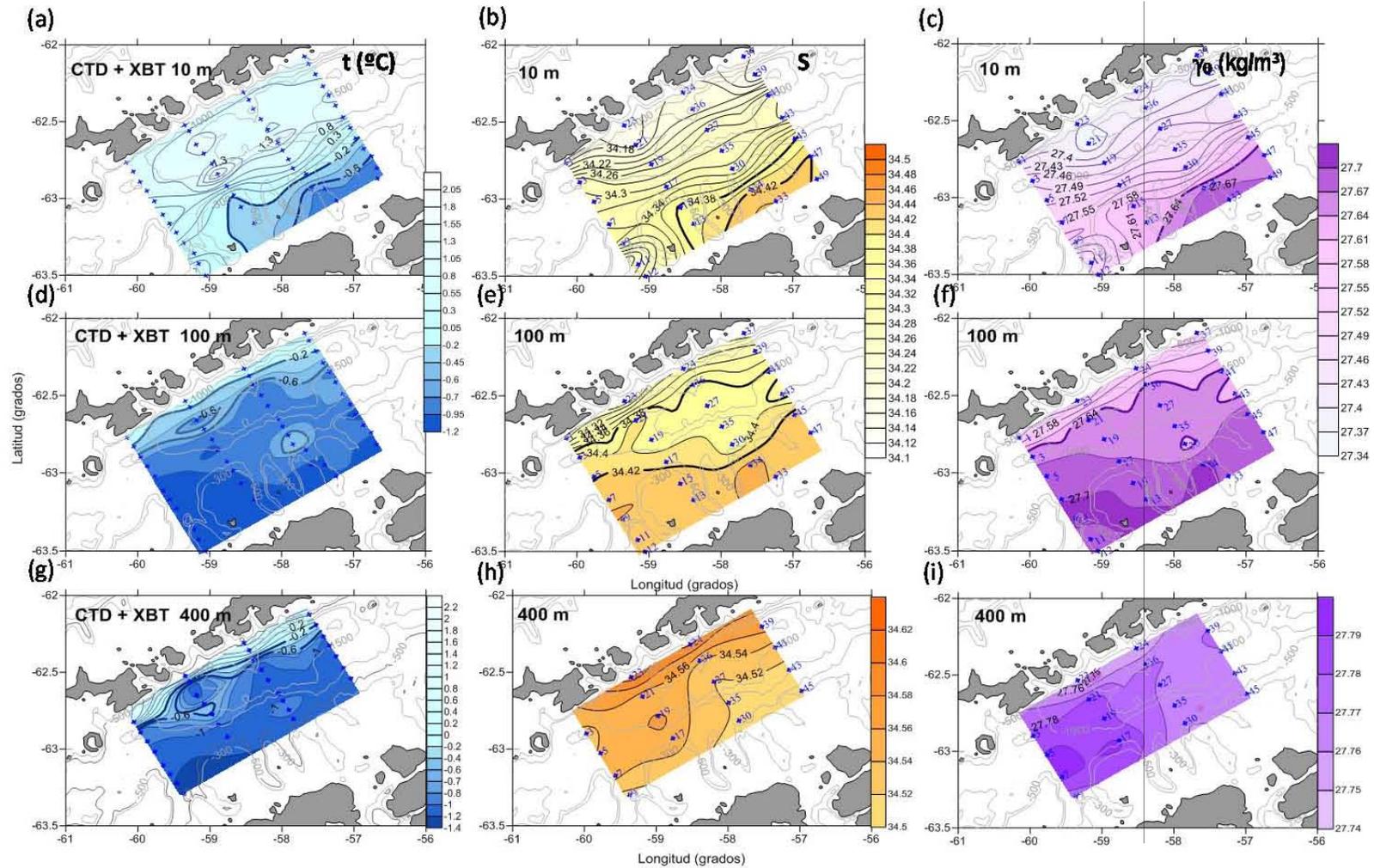
La distribución tridimensional de las masas de agua también nos ayudará a obtener una primera aproximación a los rangos de propiedades que las caracterizan y que completaremos en la próxima sección con el análisis de los diagramas  $\theta$ -S. A la vista de la Tabla 3.1, la mayor complejidad a la hora de establecer los rangos de valores de propiedades se encuentra en la parte superior de la columna de agua, en la que se esperan la TWW, la TBW y la CDWm.

La distribución horizontal de propiedades permitirá identificar frentes termohalinos en la capa superior de la columna de agua y su distribución espacial, de forma que se pueden establecer tanto los valores límites de cada masa de agua como su localización espacial. En la Figura 3.2 se observa cómo la distribución horizontal de propiedades varía conforme aumenta la profundidad, observándose un gradiente en la dirección Norte-Sur. En el corte horizontal a 10 m de profundidad podemos observar que la temperatura varía desde 1 °C ó 1.2 °C, en el margen septentrional, hasta temperaturas de -0.8 °C cerca de la Península Antártica (Figura 3.2 a). En el tercio Sur hay una zona de mayor gradiente, pasando de 0.4 a -0.6 °C en unos 20 km de distancia (transectos T3 y T4), que se corresponde con un frente que separa las aguas más cálidas asociadas a la TBW al Norte, de las más frías asociadas a la TWW, al Sur. Lo hemos denominado Frente de Península (PF) por encontrarse situado próximo al talud de la Península Antártica. Esta región frontal, donde confluyen la TBW y la TWW en las capas superficiales, es somera y su señal desaparece en el corte más profundo de 100 m (Figura 3.2 d). A 100 m se observa una distribución de propiedades muy diferente a la cercana a superficie (Figuras 3.2 d,e y f). Las aguas cálidas ( $T > -0.6$  °C) y poco salinas ( $S < 34.38$ ) de TBW ocupan una estrecha franja paralela al talud sur de las ISS. Esta

franja es menos extensa en el extremo occidental ( $L < 18$  km T1, T2 y T3), aumentando su anchura ( $L \sim 40$  km) hacia el transecto más oriental, T4. El borde Sur de esta franja aparece marcado por el empaquetamiento horizontal de las isopícnas sobre el talud de las ISS comenzando en general a unos 75 m de profundidad y manteniéndose hasta unos 200-350 m (Figuras 3.3c, f). Ello configura una segunda región frontal ya descrita desde los primeros estudios de la zona que separa, en niveles más profundos, la TWW y la TBW y que se denomina el Frente de Bransfield, BF (Niiler et al., 1991; García *et al.*, 1994 y 2002; López *et al.*, 1999).

Aunque la localización del límite entre la TBW y la TWW varía de una profundidad a otra, la isopícnica  $27.64 \text{ kg/m}^3$  marca en todos los casos la posición de ambos frentes (Figuras 3.2c, f) de manera que, en la parte superior de la columna de agua, valores de anomalía de densidad potencial menores de  $27.64 \text{ kg/m}^3$  corresponden a la TBW y valores mayores a la TWW. Teniendo en cuenta esta isopícnica límite se observa que cerca de la superficie (Figura 3.2c), la mayor parte de la Cuenca Central está ocupada por la TBW, cubriendo totalmente el transecto más occidental, T1, y casi completamente el T2. A medida que las capas son más profundas (Figuras 3.2f-i), se observa que TBW se contrae hacia el talud de las ISS, a lo largo de una estrecha franja, ocupando la TWW la mayor parte de la superficie. En temperatura y salinidad no hay un único valor límite que pueda utilizarse para distinguir la TBW y la TWW. En la Figura 3.2 se ha marcado en negrita las curvas de las isotermas e isohalinas que marcan el rango que coinciden en posición con la isopícnica de  $27.64 \text{ kg/m}^3$ . En las profundidades estudiadas esos rangos vienen limitados aproximadamente por las isotermas  $-0.6 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $-0.2 \text{ }^\circ\text{C}$ , mientras que la isohalina límite varía entre 34.38 y 34.42.

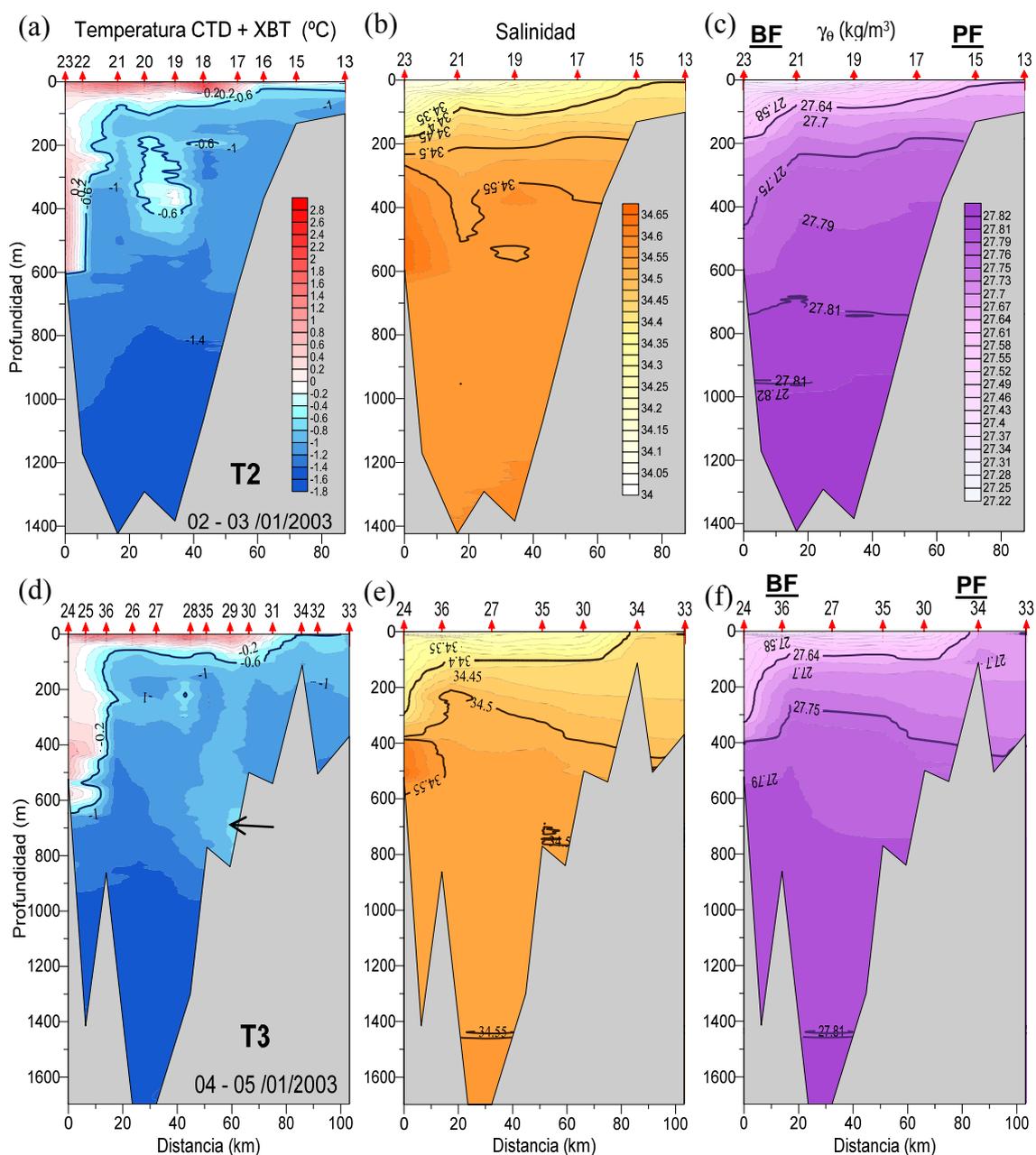
A continuación veremos, a partir de las secciones verticales, como la TBW yace en forma de cuña sobre la TWW (Figura 3.3c,f). Esto responde a que las secciones muestran que la TBW ocupa una profundidad de unos 100 m en la parte central de los transectos y mayor en las estaciones más próximas al talud de las ISS a la vez que su extensión meridional se hace menor. Las distribuciones de temperatura muestran una capa asociada a la TBW cálida, estratificada, superficial y con un fuerte gradiente vertical térmico en la zona próxima al Frente de Bransfield (BF), pasando de  $2.6 \text{ }^\circ\text{C}$  hasta  $-0.6 \text{ }^\circ\text{C}$  en sólo 40-50 metros de profundidad (Figuras 3.3a y d).



**Figura 3.2.** Cortes horizontales de temperatura in situ ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidad y anomalía de densidad potencial ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ) a 10, 100 y 400 m. de profundidad en la Cuenca Central del Bransfield durante la primera fase de BREDDIES. Se ha marcado en negrita la isopícula de  $24,64 \text{ kg}/\text{m}^3$  como delimitadora de las masas de agua TBW y TWW, a la que le corresponde un rango de temperatura aproximado de  $-0,2$  a  $-0,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$  y un rango de salinidad de  $34,38$ - $34,42$  (también marcados en negrita).

Desde el BF hacia el Sur se mantiene este gradiente marcando el límite de la TBW situado aproximadamente a 100 m de profundidad. Su salinidad oscila entre 34.04 en superficie y 34.4 en límite inferior de la cuña (Figuras 3.3b y e). La distribución vertical de la anomalía de densidad potencial es muy similar a la observada en salinidad con valores de entre  $27.3 \text{ kg/m}^3$  y  $27.64 \text{ kg/m}^3$  para la TBW (Figuras 3.3c, f). En las estaciones más cercanas a las ISS se observa la señal del BF mediante la fuerte inclinación de las isolíneas acompañada con la profundización de la TBW. Asimismo se observa también que el límite Sur de la cuña de TBW origina el somero Frente de Península que no supera los 100 m de profundidad (Figuras 3.3c, f). Debajo de la TBW se sitúa la TWW que es prácticamente homogénea y ocupa la mayor parte del volumen. En la zona centro-meridional se observan unos núcleos cálidos y de alta salinidad entre 200 y 400m, centrados en la estación 19 del transecto T2 (Figuras 3.3a, b). Estos núcleos se encontraron también en los transectos T1, T7 y se hablará más extensamente de ellos en el próximo capítulo.

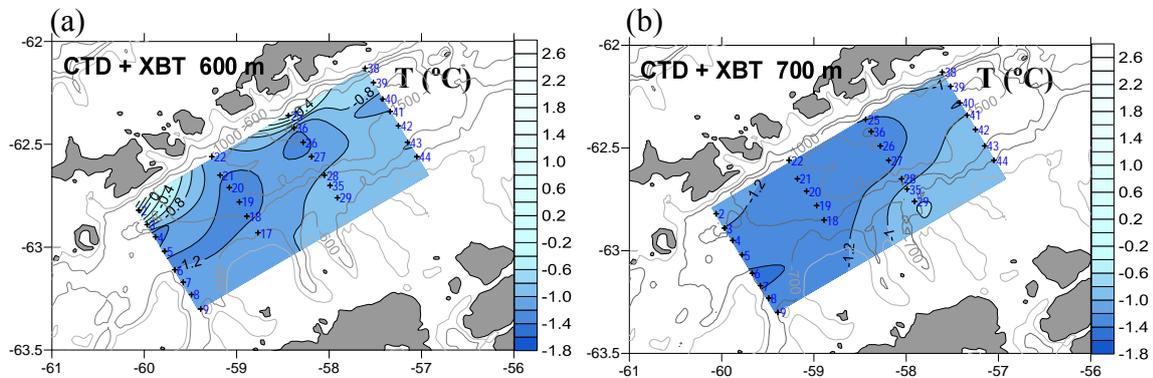
En las estaciones más septentrionales de cada transecto (desde las 23-22-21 en T2 y las 24-25-36 en T3) se observa por debajo del BF un ascenso de la temperatura a partir de 150 m hasta alcanzar un valor máximo de  $0.98 \text{ }^\circ\text{C}$  cerca de los 400 m, es la señal de la CDWm (Figuras 3.3a, d). Estudios previos realizados en puntos próximos a la zona de estudio identificaban a unos 300m la CDWm (Tokarczyk, 1987; Capella, 1992; Wilson, 1999; García *et al.*, 2002), aunque con diferentes nombres (Tabla 3.1). Esta masa de agua se caracteriza por ser muy cálida para la profundidad a la que se halla y por tener una salinidad mayor que la TBW. Como detallaremos en el próximo capítulo, esta masa de agua se ha observado en forma de lengua de unos 20 km de ancho, con temperaturas mayores de  $-0.6 \text{ }^\circ\text{C}$  y salinidades entre 34.56 y 34.6, a todo lo largo de la vertiente Sur del talud de las ISS situándose justo debajo del BF. A 600m todavía se puede identificar la señal de la CDWm con una temperatura relativamente alta, de hasta  $0.82 \text{ }^\circ\text{C}$ , en las estaciones más próximas al talud de las ISS (Figuras 3.3a, d y 3.4a). A 700 metros desaparece totalmente la señal de la CDWm, y la temperatura se homogeniza (Figura 3.4.b). Por debajo de la CDWm, la temperatura se corresponde con aguas profundas y continúa descendiendo lentamente hasta el fondo. La salinidad también disminuye al principio, hasta unos 34.55, pero después comienza a aumentar ligeramente hasta alcanzar un valor prácticamente homogéneo de 34.6 en el fondo.



**Figura 3.3.** Secciones verticales de temperatura *in situ* (CTD + XBT), salinidad y anomalía de densidad potencial,  $\gamma_{\theta}$  ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ) durante BREDDIES, en T2 (a,b,c) y T3(d,e,f). En los ejes inferiores la distancia es respecto al talud sur de ISS, de forma que la batimetría de la derecha representa el talud norte de la Península Antártica (PA). La isopigna de  $27.64 \text{ kg}/\text{m}^3$ , marca la separación entre la TBW y la TWW; y la de  $27.75 \text{ kg}/\text{m}^3$  la separación entre la TWW y la BDW. Por debajo de  $27.81 \text{ kg}/\text{m}^3$  encontramos la BBW. Se ha marcado la posición del Frente de Bransfield (BF) entre unos 75 m y 350 m de y el Frente de Península (PF), más somero entre superficie y unos 100m de profundidad. La flecha negra indica la presencia de un núcleo cálido profundo de MWDW.

Analizando las distribuciones horizontales (Figura 3.4) y verticales de propiedades por debajo de los 500m de profundidad en la CCB (Figura 3.3), se pueden

identificar las masas de aguas profundas y de fondo presentes y fijar los límites entre ellas, así como los rangos de valores de propiedades observados durante la campaña. Por debajo de los 400 m de profundidad se observan variaciones verticales pequeñas de las propiedades hasta unos 1000 m y a partir de esta profundidad el agua es bastante homogénea en todas las propiedades. El agua profunda localizada entre 400 y 1000 m puede ser identificada como Agua Profunda de Bransfield, BDW (Tabla 3.1), que durante BREDDIES tiene temperaturas que oscilan entre  $-0.75\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , con salinidades entre 34.48 y 34.57, y anomalía de densidad potencial entre  $27.75\text{ kg/m}^3$  y  $27.81\text{ kg/m}^3$  (Figura 3.3).



**Figura 3.4.** Cortes horizontales de temperatura *in situ* ( $T$   $^{\circ}\text{C}$ ) combinando datos de CTD y XBT en la Cuenca Central de Bransfield durante la primera fase de BREDDIES 02/03 (a) a 600 m y (b) a 700 m.

El flujo profundo queda limitado por la batimetría a partir de los 1000 m de profundidad. De esta forma profundidades entre 1000-1200 m podrían servir para marcar la diferenciación entre la BDW y la BBW ya definida (Figuras 3.3c y f), que se separa de la BDW por la isopicna  $27.81\text{ kg/m}^3$ , coincidente en posición con isohalinas límites entre 34.55 y 34.57 dependiendo del transecto. Alcanza 34.59 en las partes más profundas ( $\sim 1800\text{ m}$ ) y su temperatura varía entre  $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $-1.72\text{ }^{\circ}\text{C}$ . La BBW suele ocupar las partes más profundas de la Cuenca, pero durante BREDDIES ocupó una capa más gruesa de la esperada.

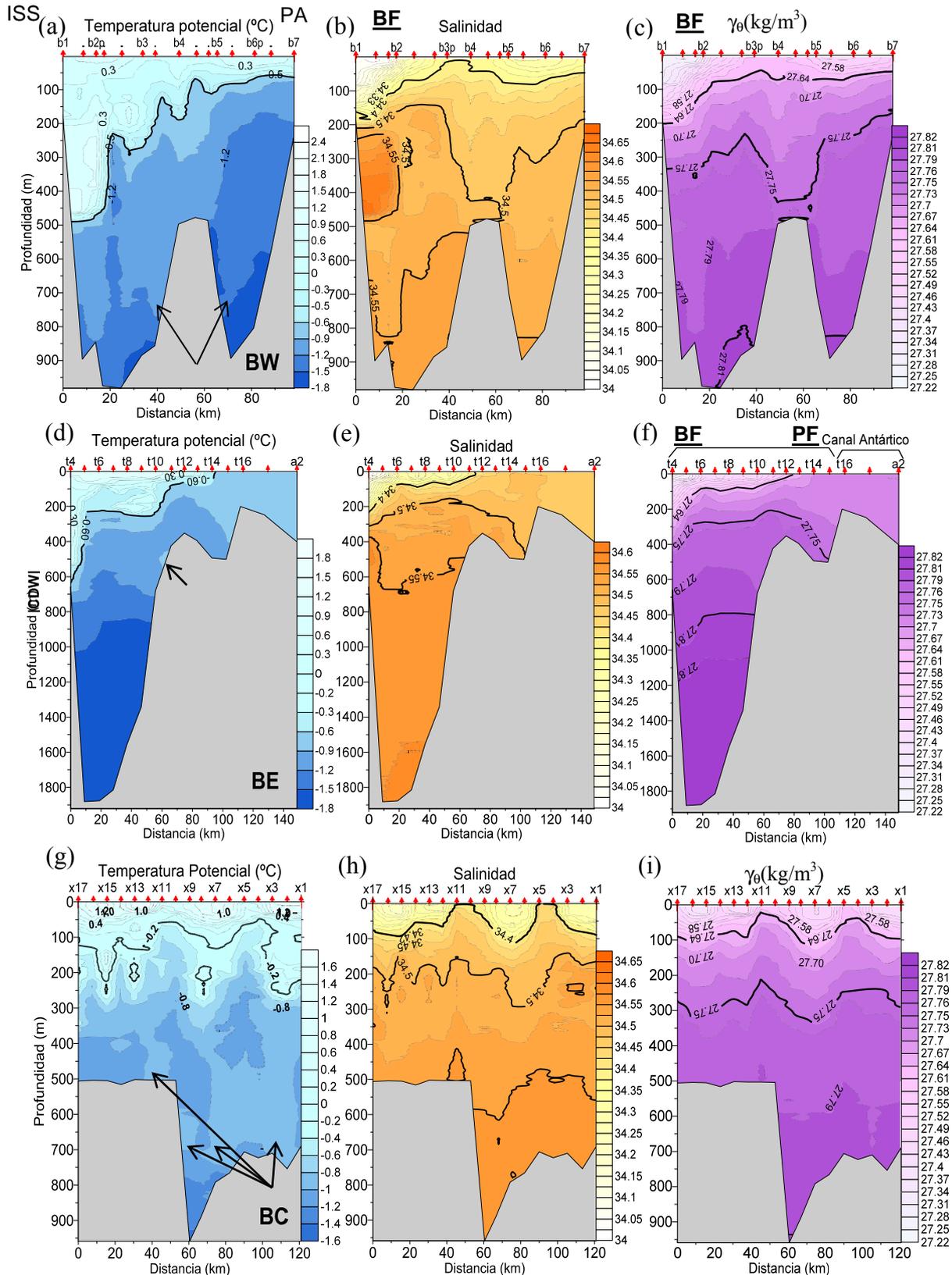
Durante la Campaña de CIEMAR se observó una distribución similar a la analizada más arriba para la campaña BREDDIES. En las estaciones más cercanas al talud de las ISS del transecto BW, la TBW llega hasta unos 200 m de profundidad y se extiende horizontalmente unos 15 km marcando la presencia del BF (Figuras 3.5.a, b y

c). Luego se distribuye en forma de cuña hacia la Península Antártica disminuyendo en extensión vertical hasta llegar a unos 100 m a unos 33 km del talud (estación bi5) y terminar a unos 75 m cerca de la estación b3p, manteniéndose más o menos a esa profundidad hasta el extremo Sur del transecto (Figura 3.5a). En este transecto más occidental la TWW no aflora en superficie cerca de la Península Antártica, manteniéndose entre 70 y 220 m de profundidad y no definiéndose, por lo tanto, el PF.

En el transecto BE el grosor de la TBW también va disminuyendo en forma de una cuña de Norte a Sur, pero en esta ocasión su extensión meridional es menor, ocupando en superficie dos tercios de la anchura del Estrecho (Figuras 3.5d, e y f). Entre las estaciones t12 y t14 se observa claramente la señal del PF en los primeros 100 m. Asimismo, en la región más próxima al talud de las ISS se puede reconocer, entre las estaciones t4 y t16, la señal del BF. Su efecto es profundizar respecto a la parte central la TBW hasta los 200 m.

A la hora de establecer rangos de valores límite entre TBW y TWW, se observó que a pesar de poder utilizar los mismos límites para la anomalía de densidad potencial que en BREDDIES, los rangos de temperatura y salinidad cambian ligeramente en las masas de agua superiores en CIEMAR. El rango de variación de temperatura de la TBW es menor en CIEMAR mientras que el rango de variación de la salinidad aumenta, observándose en general una menor estratificación. En la TWW no se aprecian grandes diferencias en cuanto a estratificación entre CIEMAR y BREDDIES, aunque tanto la temperatura como la salinidad fueron algo mayores. Los rangos de anomalía de densidad potencial se mantuvieron entre 27.64 y 27.75 kg/m<sup>3</sup>.

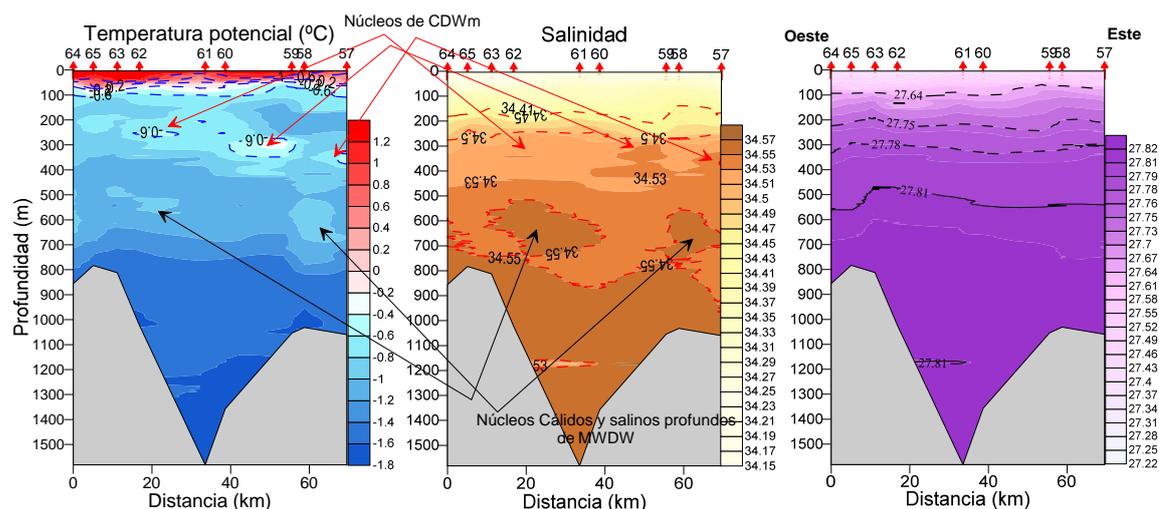
En la sección de salinidad del transecto BW (Figura 3.5b) se aprecia una estrecha lengua de agua más salina justo por debajo de la señal BF, que se corresponde con la CDWm. Esta lengua se extiende desde el talud de las ISS hasta la estación b2 entre los 200 m a los 450 m. Comparando las secciones de densidad y temperatura se reconoce también claramente la señal de la lengua de CDWm mediante una región de agua cálida que se prolonga por debajo de la profundidad de la región frontal marcada por la isopicnas (Figuras 3.5a y c). El rango de valores característicos de propiedades de la BDW en CIEMAR fue también muy similar a la de BREDDIES, aunque en general las aguas profundas fueron más frías y menos saladas.



**Figura 3.5.** Secciones verticales de temperatura potencial, salinidad y anomalías de densidad potencial  $\gamma_\theta$  ( $\text{kg/m}^3$ ), de los transectos oeste BW (a,b,c), este BE (d,e,f) y central BC (g,h,i) durante CIEMAR. Se remarcaron las isopícnas que marcan los límites entre las masas de agua. Se pueden apreciar en BW y BE los frentes: Frente de Bransfield (FB) y el Frente de Península (PF). Las flechas indican núcleos cálidos profundos de MWDW.

A partir de los 500 m aproximadamente y hasta los 900-1000 m, la salinidad en CIEMAR varió mucho menos que en BREDDIES y fue ligeramente inferior. Las aguas profundas también estuvieron algo más frías que en BREDDIES, llegando a temperaturas de  $-1.65\text{ }^{\circ}\text{C}$  en el transecto BW (Figura 3.5a).

Una característica no identificada previamente, y observada en ambas campañas es la presencia de núcleos profundos cálidos y relativamente salinos, entre 550 m y 850 m de profundidad, en el talud de la Península Antártica (Figura 3.6). Estos núcleos se caracterizan por un máximo local de temperatura de  $-0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  acompañados por un máximo de salinidad 34.55 (Figura 3.6). Se observaron en los transectos T1, T3, T4 y T6 de BREDDIES lo que sugieren que tienen continuidad a lo largo de toda la vertiente Norte del talud del Península Antártica.



**Figura 3.6.** Secciones verticales de temperatura potencial, salinidad y anomalía de densidad potencial durante en T6 (BREDDIES). La flechas indican la presencia de núcleos cálidos y salinos a distintas profundidades, los más someros son de CDWM y los más profundos, relacionados de MWDW.

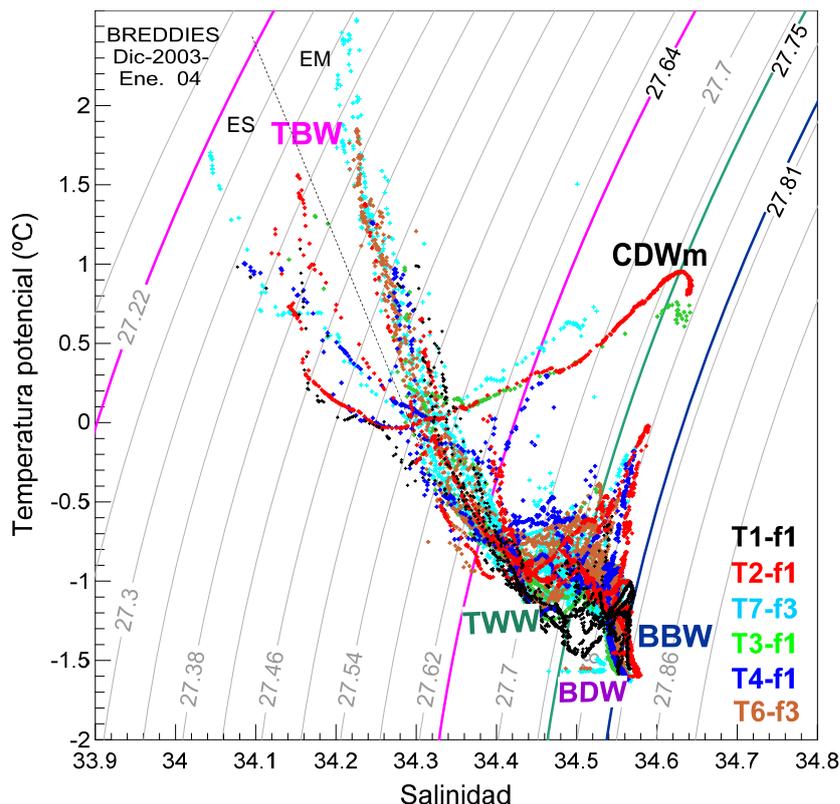
En CIEMAR también se detectaron estos núcleos a unos 700 m de profundidad en el margen meridional de la cuenca, adheridos al talud de la Plataforma Antártica (Figuras 3.5a, d, y g). Sugerimos que estos núcleos de aguas cálidas podrían ser debido a intrusiones de Aguas Cálidas Profundas de Weddell Modificadas (MWDW) que Gordon *et al.* (2000) denominó  $D''$ . De tal forma que los asociaremos a la masa de agua  $D''$  (Tabla 3.2). Según Gordon *et al.* (2000), estas intrusiones procedentes del Mar de Weddell entran desde la Cuenca Este, por una estrecha brecha en las cordilleras situada entre Isla Bridgeman e Isla D'Urville a un nivel de 600-700 m de profundidad.

### 3.4.- DIAGRAMA $\theta$ -S Y RANGOS CARACTERÍSTICOS DE PROPIEDADES EN BRANSFIELD

En esta sección se discutirán los diagramas  $\theta$ -S de ambas campañas para precisar los rangos de propiedades ya establecidos y ver la posición de cada masa de agua en el mismo. Los rangos de propiedades encontrados para cada masa de agua resultado de este análisis aparecen compilados en la Tabla 3.2 y se irán discutiendo a continuación.

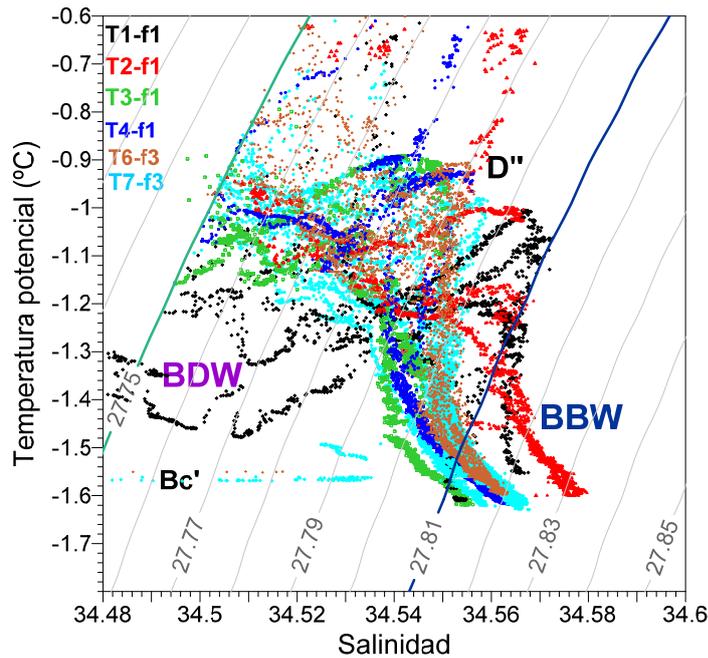
Hemos visto que la TBW se caracteriza por ser una masa agua superficial muy estratificada, con altas temperaturas potenciales y baja salinidad. Ello se refleja en el diagrama  $\theta$ -S a través de un amplio rango de salinidad y temperatura potencial que en 150 m puede pasar de una anomalía de densidad potencial de  $27.22 \text{ kg/m}^3$  a  $27.64 \text{ kg/m}^3$  (Figura 3.7). El rango de temperaturas potenciales oscila entre  $-0.82 \text{ }^\circ\text{C}$  y un máximo de  $2.6 \text{ }^\circ\text{C}$ , con una salinidad entre 34.0 y 34.46. Si comparamos nuestros rangos con los obtenidos por otros autores (Tabla 3.1) vemos que los máximos son parecidos pero en cuanto a los valores mínimos hay discrepancia probablemente porque no se está considerando el mismo rango de profundidad. Para la TWW, los rangos entre las isopícnas de  $27.64 \text{ kg/m}^3$  y  $27.75 \text{ kg/m}^3$  son de  $0.2 \text{ }^\circ\text{C}$  a  $-1.4 \text{ }^\circ\text{C}$  de temperatura potencial y de 34.37 a 34.53 en salinidad (Figura 3.7). Los rangos de la CDWm quedarían entre  $-0.6 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $0.98 \text{ }^\circ\text{C}$  de temperatura y entre 34.4 y 34.65 de salinidad, y se distribuirán entre las isopícnas  $27.64 \text{ kg/m}^3$  y  $27.79 \text{ kg/m}^3$ , estando el codo con la máxima temperatura centrado en la isopícnica de  $27.75 \text{ kg/m}^3$ .

Los límites para la BDW se definen aproximadamente por los valores de  $-0.9 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $-1.6 \text{ }^\circ\text{C}$  de temperatura potencial y 34.48 a 34.57 de salinidad y  $27.75$  y  $27.81 \text{ kg/m}^3$  de anomalía de densidad potencial resultados que se corresponden con los obtenidos por otros autores (Tabla 3.1). Los límites entre la BDW y la CDWm son a veces difusos. Por ejemplo, en el diagrama  $\theta$ -S hay un pequeño rango de temperatura, entre  $-0.80 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $-0.35 \text{ }^\circ\text{C}$ , en donde hay puntos de la BDW que tienen una alta temperatura para ser aguas profundas y son debidas núcleos cálidos de CDWm (Figura 3.7), de los que hablaremos en el Capítulo 4.



**Figura 3.7.** Diagramas  $\theta$ -S, con contornos de  $\gamma_{\theta}$ , de las fases 1 y 3 de BREDDIES. Representamos con distintos colores las curvas de los diferentes transectos. Se ha marcado con una línea en magenta la isopícnica 27.64 kg/m<sup>3</sup>, límite entre TBW y TWW; en verde la isopícnica 27.75 kg/m<sup>3</sup> que separa TWW y BDW; y en azul la 27.81 kg/m<sup>3</sup>, que separa BDW de BBW. La raya a trazos marca la diferenciación entre las estaciones más septentrionales (ES) menos salinas, de las más meridionales, (EM) más salinas.

En las secciones verticales del transecto T6 (Figura 3.6) de la sección anterior también se observaron otros núcleos cálidos más profundos, alrededor de 700 m, entre -1.1°C y -0.85°C, que requieren especial atención. Para ver mejor las características de las aguas profundas y del fondo durante BREDDIES, en la Figura 3.8 se hizo una ampliación del diagrama  $\theta$ -S de la Figura 3.7 tomando los rangos que involucraban las aguas de fondo. Si observamos el diagrama  $\theta$ -S en el área donde hay mayor densidad de puntos del agua profunda se observan unos pequeños codos señalados con la letra D'' (Figura 3.8). Estos codos se corresponden con los núcleos cálidos y salinos observados próximos al talud de la Península Antártica a 600 - 700 m y descritos anteriormente, que siguiendo la notación de Gordon (2000), los etiquetamos con D'' en el diagrama  $\theta$ -S. Estos núcleos de D'' son claramente identificables y diferenciables de los núcleos de CDWm observados en aguas más someras (Figuras 3.7 y 3.8).

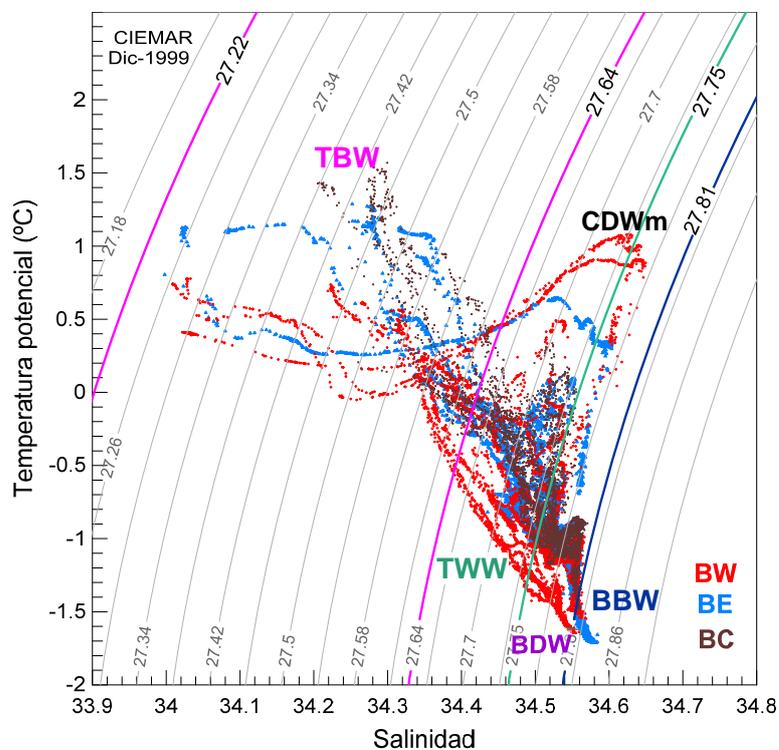


**Figura 3.8.** Diagramas  $\theta$ -S de las aguas profundas, BDW y las del fondo BBW, durante BREDDIES. Siguiendo a Gordon *et al.*(2000) se utilizan las siguientes identificaciones: Bc' para el mínimo de salinidad a unos 1000m, D'' para el codo de aguas cálidas y saladas profundas relacionadas con la influencia MWDW. Se marcó con un color diferente cada transecto, para remarcar el hecho de que estos núcleos se observaron en el margen meridional de prácticamente toda la cuenca.

A partir del diagrama  $\theta$ -S podemos establecer los rangos encontrados durante BREDDIES para la BBW son: temperaturas entre  $-1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-1.65\text{ }^{\circ}\text{C}$  y de salinidades entre 34.55 y 34.58 (Figura 3.8). La isopícnica de  $27.81\text{ kg/m}^3$  la separa del agua profunda. La mayor  $\gamma_{\theta}$  alcanzada, de  $27.83\text{ kg/m}^3$ , fue en la estación 21 (T2) a 1423 m, con una temperatura potencial de  $-1.65\text{ }^{\circ}\text{C}$  y 34.58 de salinidad, valores que concuerdan con los observados por Gordon *et al.* (2000) para el agua del fondo. También se encontraron zonas profundas de la Cuenca Central en torno a los 1100 m con un mínimo de salinidad que han sido marcados como Bc', siguiendo la notación de Gordon *et al.* (2000).

Durante CIEMAR, los rangos de temperatura y salinidad que presentó TBW entre las isopícnicas de  $27.25\text{ kg/m}^3$  y  $27.64\text{ kg/m}^3$ , fueron de  $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $-0.55\text{ }^{\circ}\text{C}$  para las temperaturas y de 34.0 a 34.45 para la salinidad (Figura 3.9). Lindando con la TBW se encuentra la TWW, que desde la isopícnica de  $27.64\text{ kg/m}^3$  hasta la de  $27.75\text{ kg/m}^3$  comprende unos rangos de temperatura de  $-1.35\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$  y salinidad entre 34.39 y 34.56. En la CDWm, el codo con la máxima temperatura se mantuvo centrado en la

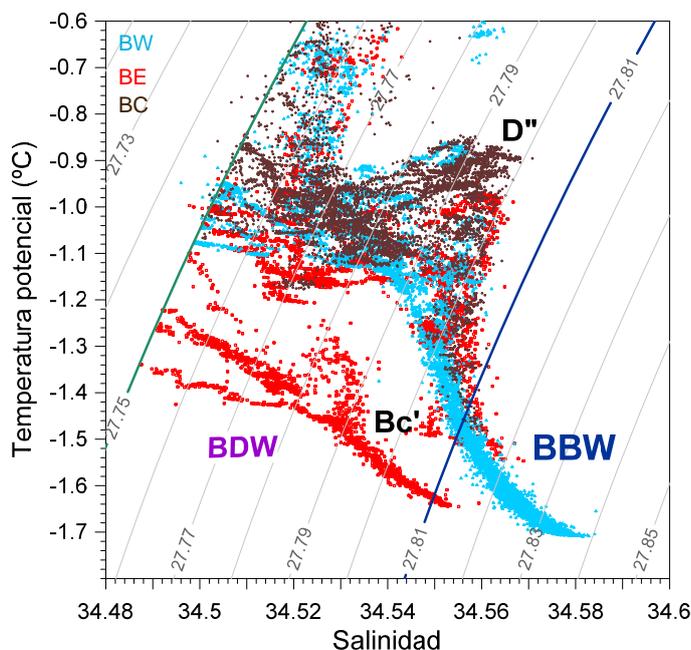
isopícnica de  $27.74 \text{ kg/m}^3$ , algo menos densas que en BREDDIES, aunque el rango de temperatura fue  $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$  superior, entre  $-0.5 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $1.1 \text{ }^\circ\text{C}$  (Figura 3.9). También el mínimo de salinidad fue algo superior durante CIEMAR, de  $34.45$ , con un máximo igual que el de BREDDIES, de  $34.65$ . En este amplio rango se incluyen aguas de transición entre las TBW-CDWm y entre las TWW-CDWm. El rango de valores característicos de la BDW fue muy similar al de BREDDIES, con prácticamente los mismos valores para la temperatura y salinidad. Por último, los rangos de la BBW fueron de  $-1.325 \text{ }^\circ\text{C}$  a  $-1.72 \text{ }^\circ\text{C}$ , de  $34.55$  a  $34.586$  y de  $27.81 \text{ kg/m}^3$  a  $27.84 \text{ kg/m}^3$ . En la ampliación del diagrama se vuelve a identificar la señal de los núcleos profundos de agua D” relativamente más cálida y salina (Figura 3.10).



**Figura 3.9.** Diagramas  $\theta$ -S, con contornos anomalía de densidad potencial, de los transectos (BW), (BE) y (BC) de CIEMAR. Se aprecia el amplio codo de alta temperatura y salinidad característico de la CDW, centrado en la isopícnica  $27.75 \text{ kg/m}^3$ . El rango de la CDW queda limitado por la isopícnas  $27.64 \text{ kg/m}^3$  y  $27.8 \text{ kg/m}^3$  y temperaturas mayores a  $-0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ .

A partir de análisis conjunto se puede ver que las características de las masas de agua en las dos campañas fueron muy similares (Figuras 3.7 y 3.9). En la Figura 3.7 hemos marcado la diferencia entre las aguas superficiales más septentrionales (ES), menos saladas, de las más meridionales (EM), más saladas, mientras que en las aguas profundas y del fondo apenas hay diferencia. La TWW y parte superior de la BDW fue

más cálida y salina en CIEMAR. El resto de las aguas profundas y del fondo fueron más frías y dulces en CIEMAR que en BREDDIES. Esto parece indicar la existencia de una variabilidad interanual. Otra característica a destacar es que en general, salvo la capa muy superficial, en estaciones próximas al talud de las ISS las aguas de la TWW y BDW son más frías al Oeste que en el Este (Figura 3.7).



**Figura 3.10.** Diagramas  $\theta$ -S de las aguas profundas, BDW y las del fondo BBW, durante CIEMAR. Siguiendo a la denominación de Gordon *et al.*(2000) distinguimos: Bc' para el mínimo de salinidad a unos 1000m (en CIEMAR se presentó en un par de estaciones), D'' para el codo de aguas cálidas y saladas profundas relacionadas con la influencia del Agua Profunda Cálida de Weddell Modificada, MWDW.

Como resumen de nuestras observaciones en la Tabla 3.2 se compilan los rangos de valores característicos de temperatura potencial,  $\theta$ , salinidad, S, anomalía de densidad potencial,  $\gamma_{\theta}$ , y nutrientes asociados a cada una masa de las agua identificadas en la Cuenca Central del Bransfield durante ambas campañas. Esta Tabla es uno de los principales resultados de este estudio ya que con respecto a observaciones anteriores (Tabla 3.1) se completan y caracterizan con mayor precisión los rangos de valores de las propiedades de las distintas masas de aguas presentes en la CCBBr.

### 3.5.- PATRONES DE DISTRIBUCIÓN DE MASAS DE AGUA

En base a lo descrito anteriormente en esta sección se sintetizan nuestros resultados proponiéndose una serie de patrones y rutas para la distribución de masas de

agua el Estrecho de Bransfield. En la Figura 3.11 se propone un nuevo esquema para la distribución vertical de las masas de agua que sustituye, completándolo y precisándolo, al inferido a partir de estudios previos mostrado en la Figura 3.1 al inicio de este Capítulo.

En los primeros 500 metros se han distinguido tres masas de agua principales:

- TBW: situada entre la superficie y 200 m. Es cálida, salina, estratificada y yace en forma de cuña sobre la TWW.
- TWW: situada entre la superficie y unos 450 m. Es fría, salina y homogénea ocupando gran parte del volumen del Estrecho
- CDWm: catalogada como agua profunda, pero que en la CCB<sub>r</sub> se encuentra a profundidades intermedias, situada entre 200 y 600 m, por debajo de la TBW, en forma de una estrecha lengua a lo largo de la vertiente sur del talud de la ISS.

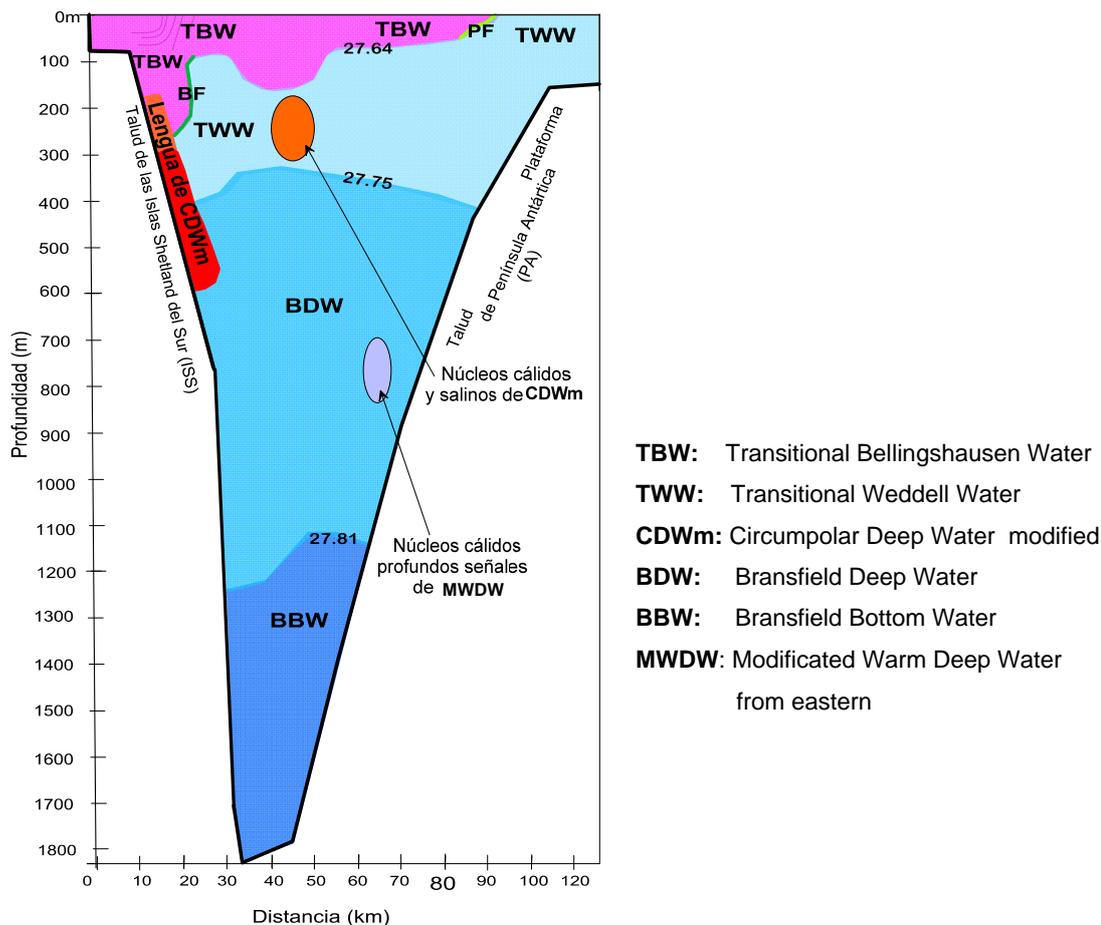
Dentro de las aguas profundas, entre 500m y el fondo, se ha distinguido:

- BDW: situada entre 450 m y unos 1200 m de profundidad
- MWDW: núcleos de agua cálida profunda procedente del Este (~ 750 m)
- BBW: agua del fondo, a más de 1200 m.

Se ha observado que el encuentro de TBW y la TWW origina dos regiones frontales señaladas por un fuerte empaquetamiento e inclinación de las isopícnas. A lo largo del talud de la ISS hemos distinguido la primera región frontal, el BF, ya descrita en trabajos previos. El límite meridional de la cuña superficial de TBW viene marcado por el encuentro en superficie de la TBW y la TWW originado la segunda región frontal mucho más somera, el PF. En el capítulo siguiente se detalla la estructura de estas dos regiones frontales y su conexión con lo que llamaremos el Sistema de la Corriente del Bransfield. Entre 500 y 1200 m nos encontramos con la BDW y entre 1200 y 1800 m con la BBW. En la BDW hemos observado unos núcleos relativamente cálidos de MWDW que aparecen a lo largo del margen meridional de la cuenca, apoyados en el borde del talud de la plataforma antártica a unos 650 m de profundidad (Figuras 3.11 y 3.12). Nuestros resultados indican asimismo que la TWW está limitada con la TBW por la isopícnica  $27.64 \text{ kg/m}^3$ , y con BDW por la isopícnica de  $27.75 \text{ kg/m}^3$ . La isopícnica límite entre BDW y BBW es  $27.81 \text{ kg/m}^3$ .

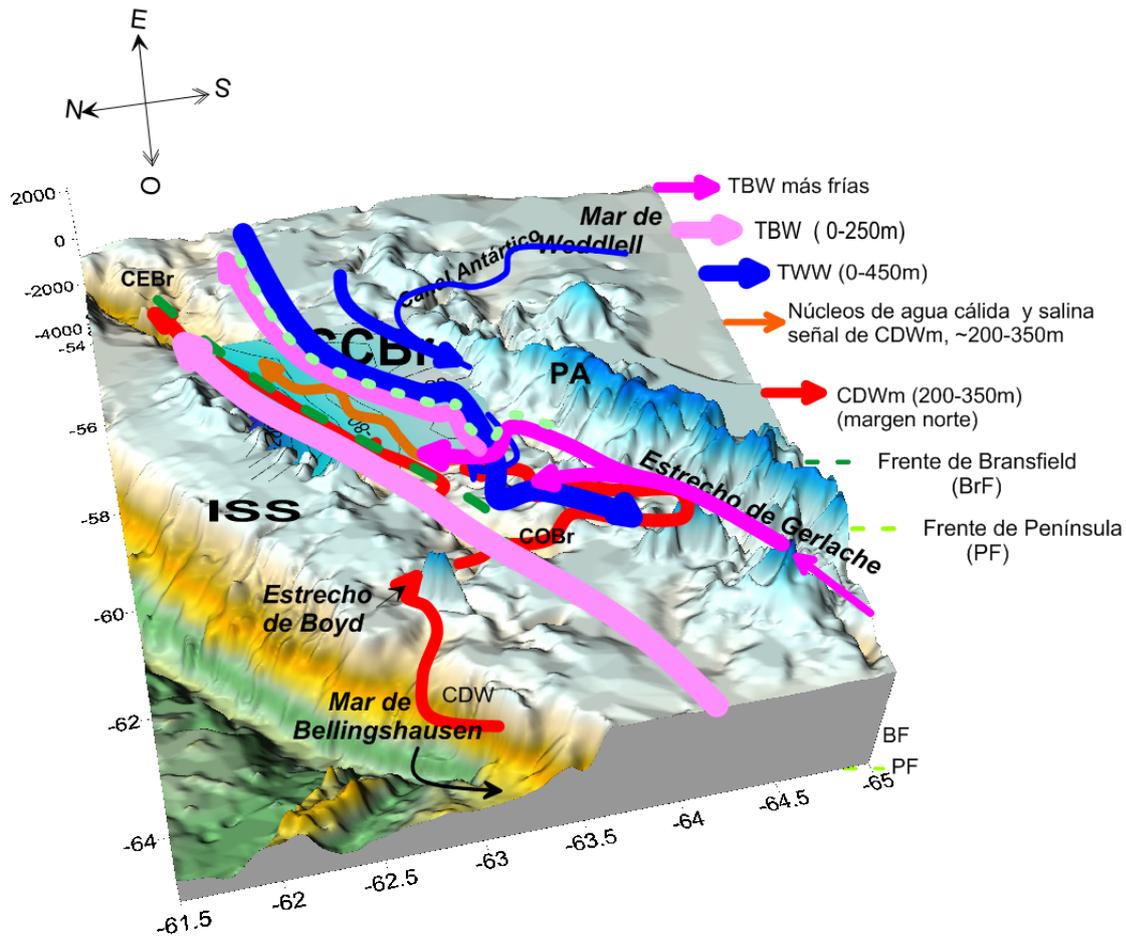
**Tabla 3.2.** Rango de las propiedades de las masas de agua encontradas en la Cuenca Central de Bransfield a partir de los datos de las Campañas de CIEMAR y BREDDIES . Hemos mantenido la denominación de D'' para los núcleos de MWDW, dada por Gordon *et al.* (2000).

Tipo	Prof. aprox. (m)	$\theta$ (°C)	S (psu)	$\gamma_{\theta}$ (kg/m <sup>3</sup> )	Nitratos ( $\mu\text{mol/L}$ )	Silicatos ( $\mu\text{mol/L}$ )	Nitritos ( $\mu\text{mol/L}$ )	Fosfatos ( $\mu\text{mol/L}$ )
TBW	0 / 200-320	-0.82 / 2.6	34.00 / 34.46	27.22 / 27.64	20 / 35	20 / 90	0.15 / 0.8	0.3 / 2.8
TWW	0 / 500	-1.4 / 0.2	34.37 / 34.56	27.64 / 27.75	20 / 50	25 / 95	0.15 / 0.6	1.5 / 3.4
CDW <sub>m</sub>	250 / 650	-0.6 / 1.1	34.4 / 34.65	27.64 / 27.79	37	70 / 75	0.05 / 0.15	2.2 / 2.4
BDW	400 / 1000	-1.65 / -0.75	34.48 / 34.57	27.75 / 27.81	30 / 40	22 / 92	0.01 / 0.11	1.8 / 2.6
D'' T máx	600 / 650	Max: -0.84 / -0.8	Max: 34.57	27.78 / 27.81	--	--	--	--
BBW	>1000	-1.8 / -1.325	34.55 / 34.585	27.81 / 27.84	32 / 37	34 / 67	1.8 / 2.6	1.8 / 2.6
Bc' S mín	1000 / 1200	-1.47 / -1.44	34.48 / 34.57	27.75 / 27.81	--	--	--	--



**Figura 3.11.** Esquema de la distribución vertical de las principales masas de agua presentes en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield. Se marca la lengua de núcleos cálidos y salinos someros con características de CDWm (en naranja) y otros núcleos cálidos profundos señales de MWDW. Se marcan las isopícnas limítrofes entre las distintas masas de agua, con los dos tramos más abruptos entre la TBW y TWW constituyendo el Frente de Bransfield (BF) y el Frente de Península (PF).

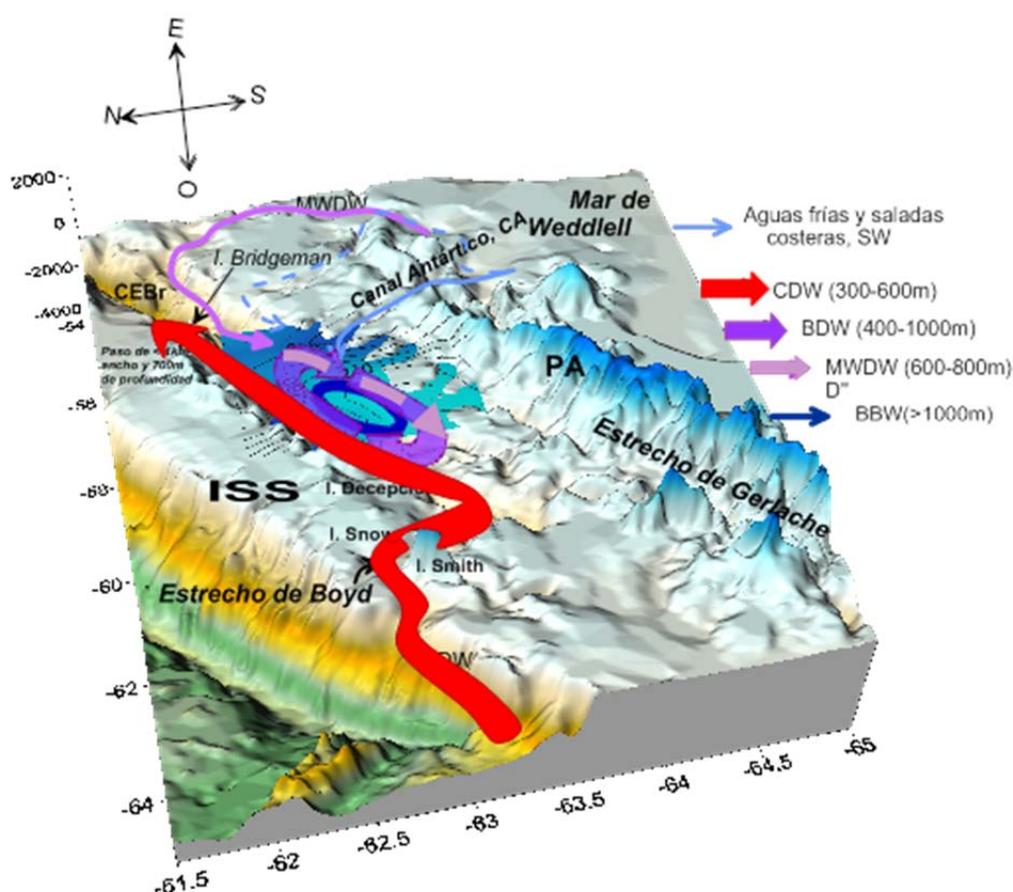
En las Figuras 3.12 y 3.13 se presentan esquemas de la distribución horizontal de las masas de agua de la CCBBr. En lo que respecta a la ruta de la TBW, hasta su llegada a la CCBBr estudios previos indican que entra desde el Mar de Bellingshausen y Estrecho de Gerlache (Tokarczik, 1987) a través de la Cuenca Oeste de Bransfield (Figura 3.12). Una vez en la cuenca, se desplaza por el margen septentrional ocupando prácticamente toda la anchura de la cuenca en el Oeste y retrayéndose hacia el centro de la cuenca en el extremo más oriental. Conforme nos desplazamos hacia el Sur la anchura de la capa de TBW que yace sobre TWW se va haciendo más somera y desaparece cerca de la Plataforma Antártica en el Frente de Península (PF) donde confluyen en superficie TBW y TWW (Figura 3.11).



**Figura 3.12.** Esquema de la ruta de las masas de aguas superiores de la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield, entre 0 y 500m, y de los frentes presentes (ver texto). Las siglas que aparecen en el mapa indican la localización de las Islas Shetland del Sur (ISS), la Península Antártica (PA), las Cuencas Central, Oeste y Este de Bransfield (CCBr, COBr y CEBr respectivamente). (Batimetría obtenida de Smith and Sandwell 1997)

Respecto a la ruta de entrada de la TWW en el Estrecho de Bransfield, las aguas frías y saladas llegan desde el Este procedentes del Mar de Weddell, desde la punta de la Península Antártica y a través del Canal Antártico en el extremo de la misma (Figura 3.12). Por otro lado a profundidades intermedias se encuentra la CDWm, que fluye hacia el Noreste en forma de lengua de agua relativamente más cálida y salina a lo largo de la vertiente Sur del talud de las Islas Shetland del Sur (Figuras 3.12 y 3.13). El grueso de la CDW tiene su origen es la entrada de CDW a través del Estrecho de Boyd (Figuras 3.12 y 3.13).

La distribución horizontal de las aguas intermedias, profundas y del fondo se presentan en la Figura 3.13. Nuestras observaciones apoyan la hipótesis de Gordon *et al.*, (2000) sobre el origen de la BDW. Según estos autores en la formación de BDW y BBW en CCBr, podría haber participación del Agua Cálida Profunda de Weddell modificada (MWDW) y una pequeña aportación de la piconclina profunda del Pacífico entrando desde la cuenca Oeste del Estrecho de Bransfield en invierno (Figura 3.13). Estas dos contribuciones cálidas junto con las aguas profundas frías que se han formado en invierno con la contribución de las aguas frías costeras entrando por el Canal Antártico, conformarán las aguas profundas, BDW, que parece llevar una lenta circulación ciclónica. El agua del fondo, BBW, se formaría por el mecanismo de convección invernal dando origen a aguas más frías y salinas que ocuparían las partes más profundas de la Cuenca Central, bajo la BDW, entre los 1200-1800 m.



**Figura 3.13.** Esquema de la ruta de las masas de aguas intermedias y profundas de la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield, entre 300 m y el fondo (no se incluyó aquí a TWW por considerarla una masa de agua superior aunque se llega a observar hasta unos 400 m). Las siglas que aparecen en el mapa indican la localización de la Islas Shetland del Sur (ISS), la Península Antártica (PA), las Cuencas Central, Oeste y Este de Bransfield (CCBr, COBr y CEBr respectivamente). (Batimetría obtenida de Smith y Sandwell 1997).



## Capítulo 4

---

# Principales componentes del Sistema de la Corriente del Bransfield (SCB)

---

### 4.1.- INTRODUCCIÓN

La Cuenca Central de Bransfield constituye un espacio de transición entre diferentes mares comunicados tanto por pequeños pasos superficiales entre las ISS como por otros más profundos como el Estrecho de Gerlache, el Canal Antártico y la conexión con las cuencas Oeste (<600m) y Este de Bransfield (<1000m). La intrincada topografía de los fondos de estos estrechos, con altas cordilleras que limitan las cuencas, hace que la circulación y comunicación entre ellas y, a su vez, con los mares adyacentes, sea meramente de las aguas superiores e intermedias, quedando la circulación profunda bastante restringida.

En el capítulo anterior, el análisis de las masas de agua y la correspondiente hidrografía han permitido establecer las componentes principales de la variabilidad a mesoscala en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield (Figura 3.1) representada por:

- Frente de Bransfield (BF)
- Lengua y núcleos de CDWm
- Frente de Península (PF)
- Sistema Interfrontal de Remolinos Anticiclónicos (AE)

El objetivo de este capítulo es mostrar que estas componentes están íntimamente ligadas y forman parte de lo que vamos a denominar como el Sistema de la Corriente del Bransfield (SCB), estableciendo un nuevo esquema de circulación para la región. Esto ha sido posible gracias a la mayor resolución espacial de las campañas CIEMAR y BREDDIES respecto a campañas previas (ver Tabla 4.1) unido a un muestreo cuasi-sinóptico.

En este capítulo detallaremos las características hidrográficas de estas componentes, estableceremos la circulación asociada y discutiremos su origen. Gran parte de los contenidos de este capítulo aparecen publicados en:

Sangrà P., Gordo, C., Hernández-Arencibia, M., Marrero-Díaz, A., Rodríguez-Santana, A., Stegner, A., Martínez-Marrero, A., Pelegrí, J.L., Pichon, T., (2011). The Bransfield Current System. *Deep-Sea Research I*, 58,390–402

**Tabla 4.1:** Resolución horizontal de datos hidrográficos según distintos autores para las masas de agua presentes en Bransfield

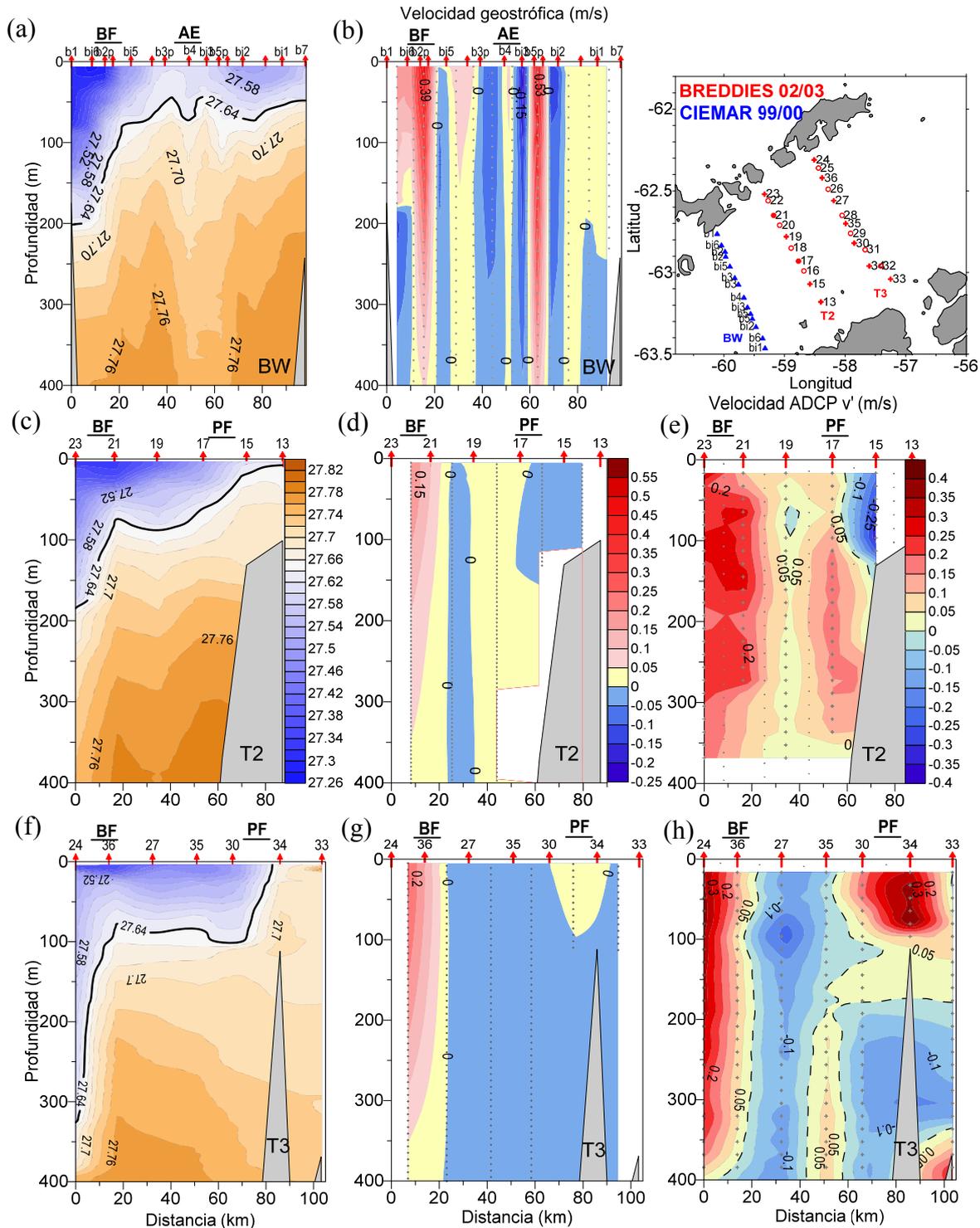
Autor	Estudio	Resolución
Grelowski <i>et al.</i> , (1986)	Hidrografía del Estrecho de Bransfield	18-28 km (10-15 mn)
Niiller <i>et al.</i> , (1991)	Frente de Bransfield	30-40 km
García <i>et al.</i> , (1994)	Variabilidad en la hidrografía de la Cuencas Oeste y Central	15-30 km
Wilson <i>et al.</i> , (1999)	CDW en Cuenca Central y Este de Bransfield	25 km
Lopez <i>et al.</i> , (1999)	Cuenca Este: Campaña ECOANTAR 94	22 km (12mn)
Gomis <i>et al.</i> , (2002) y García <i>et al.</i> , (2002)	Cuenca Oeste. Campaña MESO'95	15 km (8mn)
Zhou <i>et al.</i> , (2006)	Frente y Corriente de Bransfield.	2.5 km
Sangrà <i>et al.</i> , (2011)	Hidrografía y estructuras mesoescales en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield. Campañas CIEMAR y BREDDIES	2,5 - 9 -18 km (1,4- 5 -10 mn)

## 4.2.- FRENTE DE BRANSFIELD. CORRIENTE DE BRANSFIELD

El Frente de Bransfield (BF) y el chorro baroclino asociado conocido como la Corriente del Bransfield (CB), son unos de los rasgos más característicos de la circulación en la región y ya fueron identificados desde los primeros estudios (Grelowski *et al.*, 1986; Niiler *et al.*, 1991; García *et al.*, 2002; Gomis *et al.*, 2002, Zhou *et al.*, 2002 y 2006). En el capítulo anterior ya describimos la señal de este frente en el campo de densidad. En esta sección entraremos en algo más de detalle determinando el rango de las propiedades, sus escalas características, estableceremos la circulación asociada (CB) y discutiremos el comportamiento de la CB como una corriente de gravedad de descarga.

En la Figura 4.1 se muestran las distribuciones de isopícnas, velocidades geostróficas y velocidades de ADCP a lo largo de transectos seleccionados de BREDDIES y CIEMAR. La señal de BF viene marcada por la fuerte inclinación de la isopícnas así como su empaquetamiento en las estaciones más próximas al talud de la ISS. La señal de este frente se registró en todos los transectos por lo tanto tiene continuidad a lo largo de toda la vertiente del talud Sur de las ISS. Su escala longitudinal característica media en superficie, si a los valores de la tabla 4.2 le añadimos la distancia a la costa, es cercana 20 km, lo que equivale a dos veces el radio interno de deformación de Rossby ( $Rd \sim 10$  km). Su extensión en profundidad oscila entre 150 y 300 m según el transecto considerado siendo menor en las secciones occidentales que en las orientales en ambas campañas (Tabla 4.2). Una justificación a este hecho podría encontrarse en la entrada de agua procedente de la plataforma norte de las ISS a través de los someros pasos entre las islas del Archipiélago (Sangrà *et al.*, 2011; Zhou *et al.*, 2004, 2006).

Las secciones de velocidades de ADCP y geostróficas muestran que la señal de la Corriente del Bransfield asociada al BF domina en el patrón de circulación (Figuras 4.1b, d, e, g y h). Esta corriente transporta la TBW hacia el Noreste a lo largo del talud de la ISS. Tanto los cálculos geostróficos como las medidas de ADCP indican valores máximos cercanos  $0.4 \text{ ms}^{-1}$  (Tabla 4.2).



**Figura 4.1.** Secciones verticales de anomalía de densidad potencial,  $\gamma_\theta$  ( $\text{kg/m}^3$ ), y velocidad geostrofica (m/s) respecto de un nivel de referencia de 500 db, de los transectos: BW de CIEMAR (a), (b); T2(c) y (d); T3 (f) y(g) de BREDDIES. Se marca el límite entre TBW y TWW junto con CDW con la isopícula 27,64  $\text{kg/m}^3$ . En los transectos T2 (e) y T3(h) de BREDDIES, se incluyeron también las secciones de velocidad de ADCP (componente rotada). El signo positivo indica dirección hacia Noreste. Las distancias se miden respecto al talud sur de las ISS (a la izda). En los ejes se indican las localizaciones del Frente de Bransfield (BF), del Frente de Península (PF) y de un remolino anticiclónico (AE).

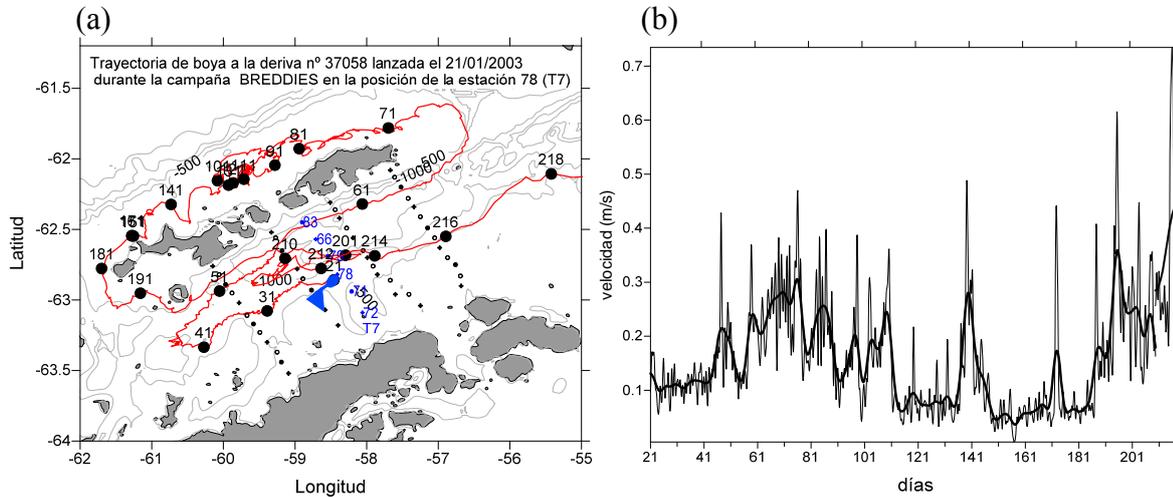
En el transecto BW y en el T2 se puede apreciar la estructura de chorro de esta corriente con velocidades máximas en el eje central del frente (~ 10 km) y decayendo hacia sus extremos (Figuras 4.1b y e). Estos valores sobre la intensidad de la Corriente de Bransfield son del mismo orden de magnitud que los reportados por Zhou *et al.* (2002, 2006) a partir de las estimaciones geostróficas respecto a 1000 m (0.4 m/s), de datos de ADCP (0.5 m/s) y de boyas a la deriva (0.3 m/s).

**Tabla 4.2:** Características del Frente de Bransfield y Corriente de Bransfield durante las campañas CIEMAR 99/00 y BREDDIES 02/03 en la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield

	<b>BW</b> CIE	<b>T1</b> F1-BRED	<b>T2</b> F1-BRED	<b>T7</b> F3-BRED	<b>T3</b> F1-BRED	<b>BE</b> CIE	<b>T4</b> F1-BRED
Figuras	4.1a,b 4.5c	4.6a,b	4.1c,d 4.6d,e	--	4.1f,g 4.6g,h	4.5h	4.6bis
Estaciones	bi6-b2	1-3	22-23	83-82	24-36	t4-t6	37-39
Anchura (km)	15	17	16	7	17	17	18
Profund. (m)	70-200	50-150	70-180	50-200	50-320	75-270	100-225
Velocidad geostrófica (m/s)	0.4-0.45	0.223	0.2	0.45	0.35	0.25-0.3	0.17
Transporte geost.(Sv)	0.61	0.38	0.73	0.66	0.88	0.87	0.48
Velocidad ADCP (m/s)	Nd	nd	0.25	0.3	0.35	Nd	Nd

En la campaña se lanzaron tres derivadores con la vela situada a 100 metros para evitar el efecto del viento. En la Figura 4.2 se muestra la trayectoria y velocidad asociada de una de las boyas. La trayectoria se obtuvo interpolando los datos brutos cada 3 horas y aplicado un filtro de paso bajo de 30 horas para eliminar las ondas inerciales. Esta boya se lanzó en una posición centrada en la cuenca, próxima a la estación 78 del transecto T7. En los primeros 21 días quedó atrapada en un remolino anticiclónico en la parte central de la CCB<sub>r</sub> para luego incorporarse con las aguas de la TWW hacia el Suroeste y recircular al llegar al extremo occidental de la CCB<sub>r</sub>, incorporándose al flujo de Corriente de Bransfield hacia el Noreste por el margen septentrional, siguiendo toda la vertiente del talud Sur de las ISS (días 51 al 61). En este tramo se mueve a mayor velocidad a lo largo del talud, con velocidades pico de entre

0.35 y 0.45 m/s (Figura 4.2.b), habiendo tenido una velocidad media en torno a 0.25 m/s en todo su recorrido.

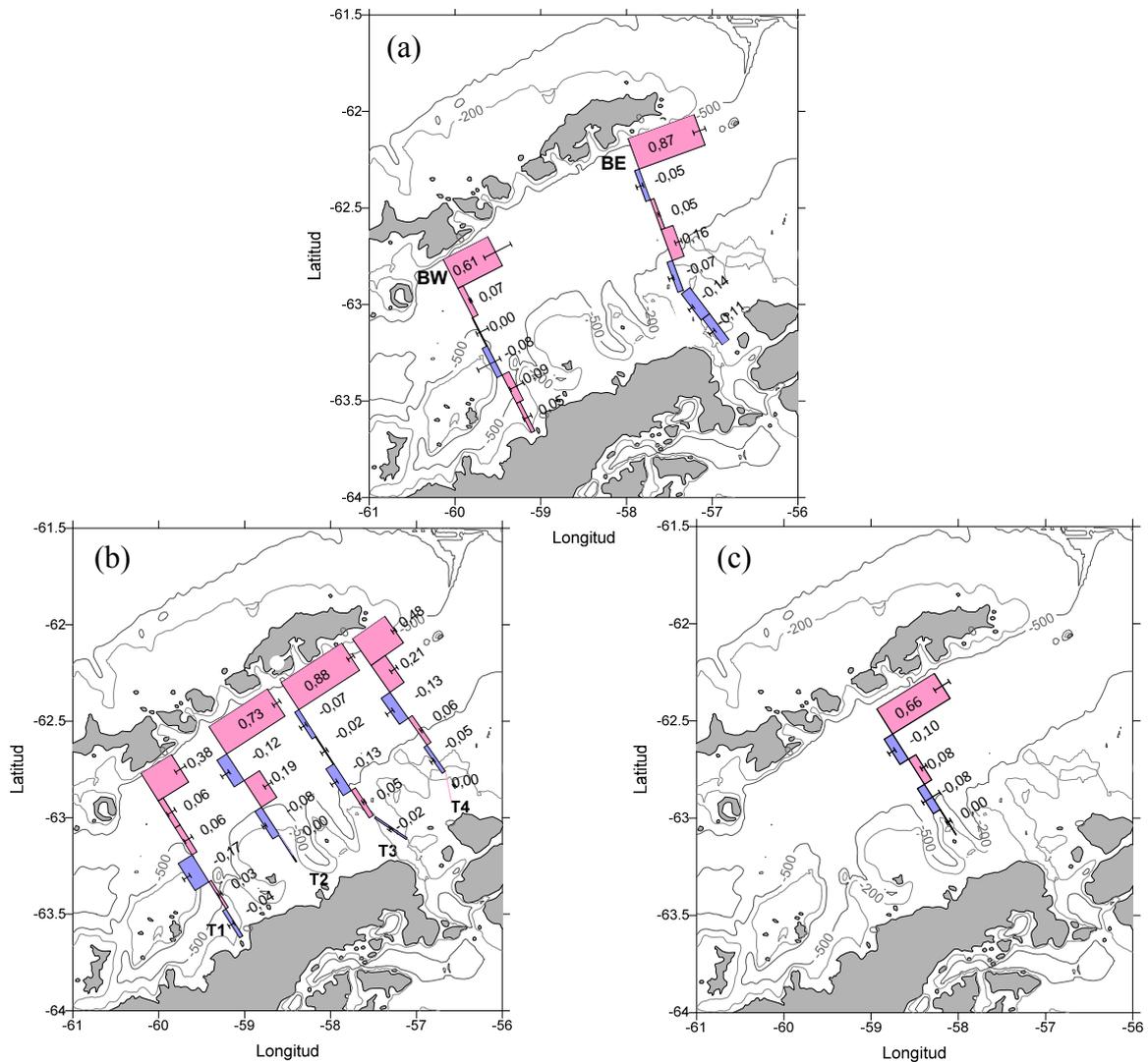


**Figura 4.2.** (a) Trayectoria y (b) velocidad alcanzada por una boya a la deriva (n° 37058) lanzada durante la campaña BREDDIES (punto de lanzamiento en la estación 78, marcada con la banderilla azul). Se ha incluido sobre la trayectoria círculos negros a intervalos de diez días. Las etiquetas sobre los círculos indican el día del año donde el día 1 se corresponde con el uno de enero. En (b) la línea delgada se corresponde con la serie original sin filtrar, y la gruesa con la serie filtrada.

Al llegar al extremo del talud Sur de las ISS, a la altura de la isla Rey Jorge, la boya recircula rodeando las ISS también con altas velocidades. A partir del día 181 entra de nuevo en el Estrecho de Bransfield a través del Estrecho de Boyd, aumentando su velocidad y volviendo a la Corriente de Bransfield, donde parece que es atrapada por alguna estructura mesoescalar que la separa de la Corriente de Bransfield. De esta forma la trayectoria de esta boya nos confirma la continuidad de flujo de la CB a lo largo de toda la vertiente del talud Sur del ISS y también su recirculación en lo largo de todo el talud Norte.

En la Figura 4.3 se muestran los transportes integrados respecto a 500 dbar de CIEMAR y BREDDIES. En ésta aparece claramente la señal del transporte asociado a la CB como una estrecha corriente de chorro que circula hacia el Noreste a lo largo de toda la vertiente del talud Sur de las ISS. El transporte geostrofico asociado a dicha corriente oscila entre 0.7 y 0.9 Sv en ambas campañas en los transectos centrales, mientras que es ligeramente inferior en los extremos Este y Oeste, alrededor 0.5 Sv

(Tabla 4.2). Fuera de la CB el transporte es muy difuso y variable sin ningún patrón claro de circulación.

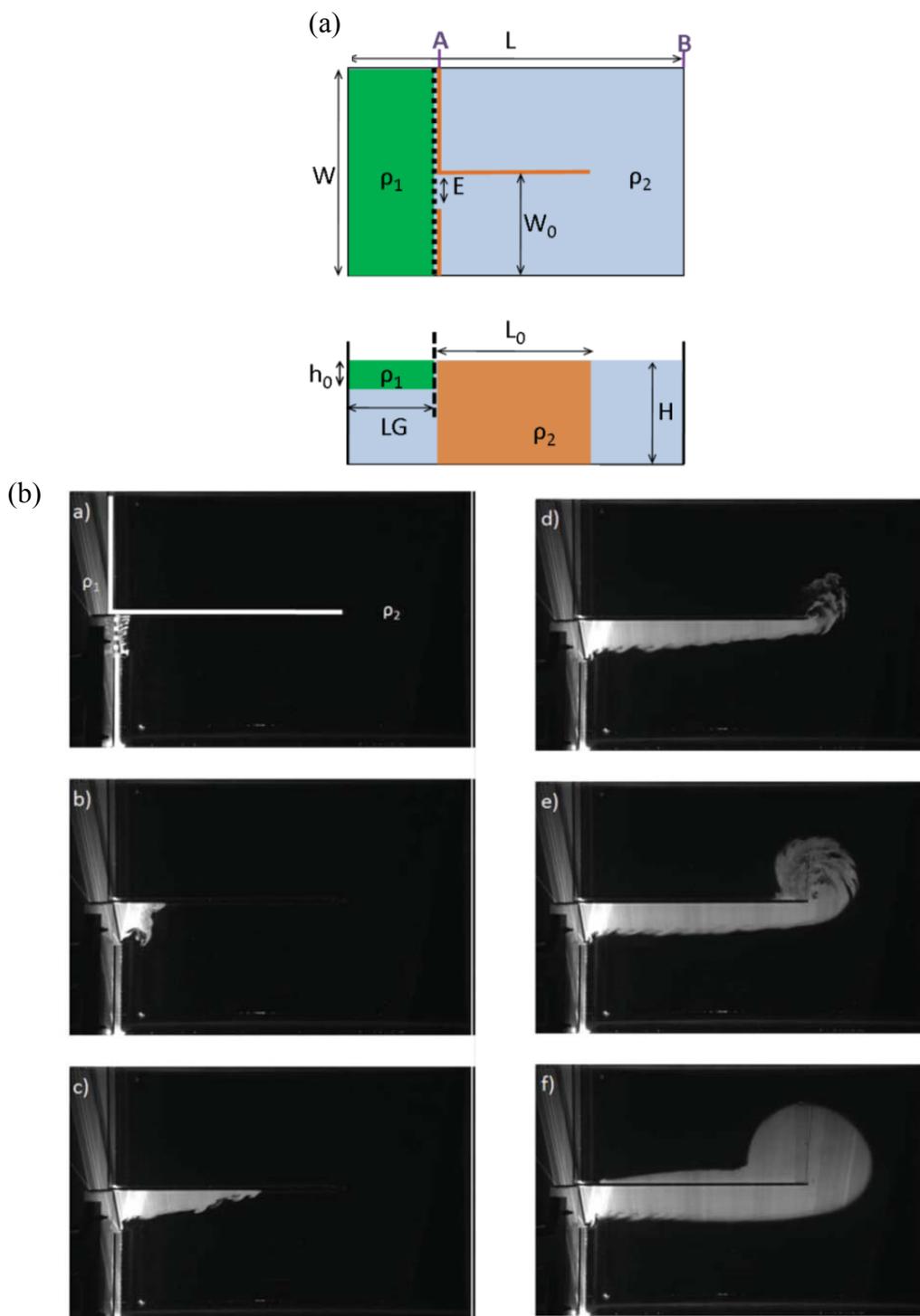


**Figura 4.3.** Transporte geostrófico integrado desde superficie hasta 500dbar con su barra de incertidumbre, en los transectos perpendiculares al Estrecho, en CIEMAR (a) y las fases 1 (b) y 3 (c) de BREDDIES. Los valores están dados en Sv y en positivo se representa el transporte hacia el noreste. El tamaño de la barra es proporcional a su valor.

Sangrà *et al.* (2011), combinando alguna de las observaciones que aquí se muestran con experimentos de laboratorio, sugirieron por vez primera la hipótesis del comportamiento de la CB como una corriente de gravedad de descarga (Griffiths y Hopfinger, 1983; Hacker *et al.*, 2002; Tal Ezer, 2005; Helfrich y Mullarney, 2005). Hernández-Arencibia (2012) diseñó toda una serie de experimentos de laboratorio conducentes a probar esta hipótesis. La idea es que el agua menos densa, la TBW, se propaga en forma de corriente de gravedad de descarga sobre un agua más densa, la

TWW, apoyándose en el talud insular de las ISS y dando origen a la CB. En la Figura 4.4(a) se muestra uno de los diseños experimentales, en el que inicialmente en la parte izquierda de un tanque se llena un pequeño compartimiento con agua menos densa que representaría la TBW y que yace sobre agua más densa que ocupa la mayor parte del volumen del tanque y que representaría la TWW. Esto se correspondería con la situación en el Estrecho de Bransfield donde existe un “*pool*” de aguas cálidas menos densas en los adyacentes Mar de Bellinghausen y Estrecho de Gerlache, y donde la gran parte del volumen del Estrecho está ocupada por el agua más densa, TWW. En la parte central del tanque experimental se ha simulado la presencia de la ISS mediante una placa vertical. El tanque se sitúa sobre una mesa rotatoria y cuando se alcanza la rotación sólida se levanta la trampilla que separa ambos tipo de agua. El agua menos densa empieza a propagarse en forma de corriente de gravedad de descarga, apoyándose sobre la placa central vertical y recirculando por cara Norte tal como se muestra en las secuencias de la Figura 4.4 (b).

Nuestras observaciones hidrográficas y lagrangianas muestran que es una situación muy parecida . Hemos visto que los datos del campo de densidad y velocidad indican que asociada al BF se produce una corriente de chorro (CB) que transporta TBW sobre TWW a lo largo de la vertiente del talud Sur de la ISS. La escala horizontal de esta corriente es cercana a dos veces el radio interno de deformación de Rossby que coincide con la escala observada en laboratorio por Hernández-Arencia (2012). Ya hemos discutido que la corriente tiene una estructura de chorro con valores máximos en su eje central localizado a una distancia equivalente a un radio interno de deformación de Rossby. Ello coincide también con los resultados experimentales de Hernández-Arencia (2012). Asimismo la trayectoria del derivador (Figura 4.2) muestra claramente, al igual que los resultados experimentales, como la CB recircula por la cara norte de la ISS. Esta hipótesis sobre el comportamiento de la CB como una corriente de gravedad de descarga es una alternativa a la propuesta previamente por Zhou *et al.* (2006) que sugirieron que se podía comportar como una corriente de borde oriental forzada por el viento.



**Figura 4.4.** Ilustraciones sobre simulaciones de corrientes de gravedad de descarga adaptadas de Hernández-Arencibia (2012). (a) Esquema en vista cenital y lateral de la configuración experimental; De color verde se marca el agua menos densa ( $\rho_1$ ) confinada inicialmente en un pequeño compartimento a la izquierda del tanque y que yace sobre agua más densa ( $\rho_2$ ) en azul. En marrón en el eje central del tanque se representa mediante una placa vertical en marrón las ISS. (b) Evolución temporal del experimento realizado con la técnica LIF (Fluorescencia inducida por láser) a: a) 0.03, b) 0.13, c) 0.33, d) 0.79, e) 1.20 y f) 2.17  $T_0$ , siendo  $T_0$  su periodo de rotación. El agua menos densa que se propaga en forma de corriente de gravedad de descarga esta indicada por las regiones mas claras. Notar como acaba por recircular por la cara Norte de la placa vertical (b-f).

### 4.3.- AGUA CIRCUMPOLAR PROFUNDA, CDWm EN CCBR

En el capítulo anterior ya se adelantó que el Agua Circumpolar Profunda modificada (CDWm) formaba una estrecha lengua adherida al talud de la ISS justo por debajo del BF (Figura 3.12). La distribución de la CDWm en la CCBR era desconocida hasta ahora y en esta sección precisaremos aspectos ya introducidos en el capítulo anterior tales como su distribución en forma de lengua y la identificación de núcleos de CDWm en la parte central de la CCBR.

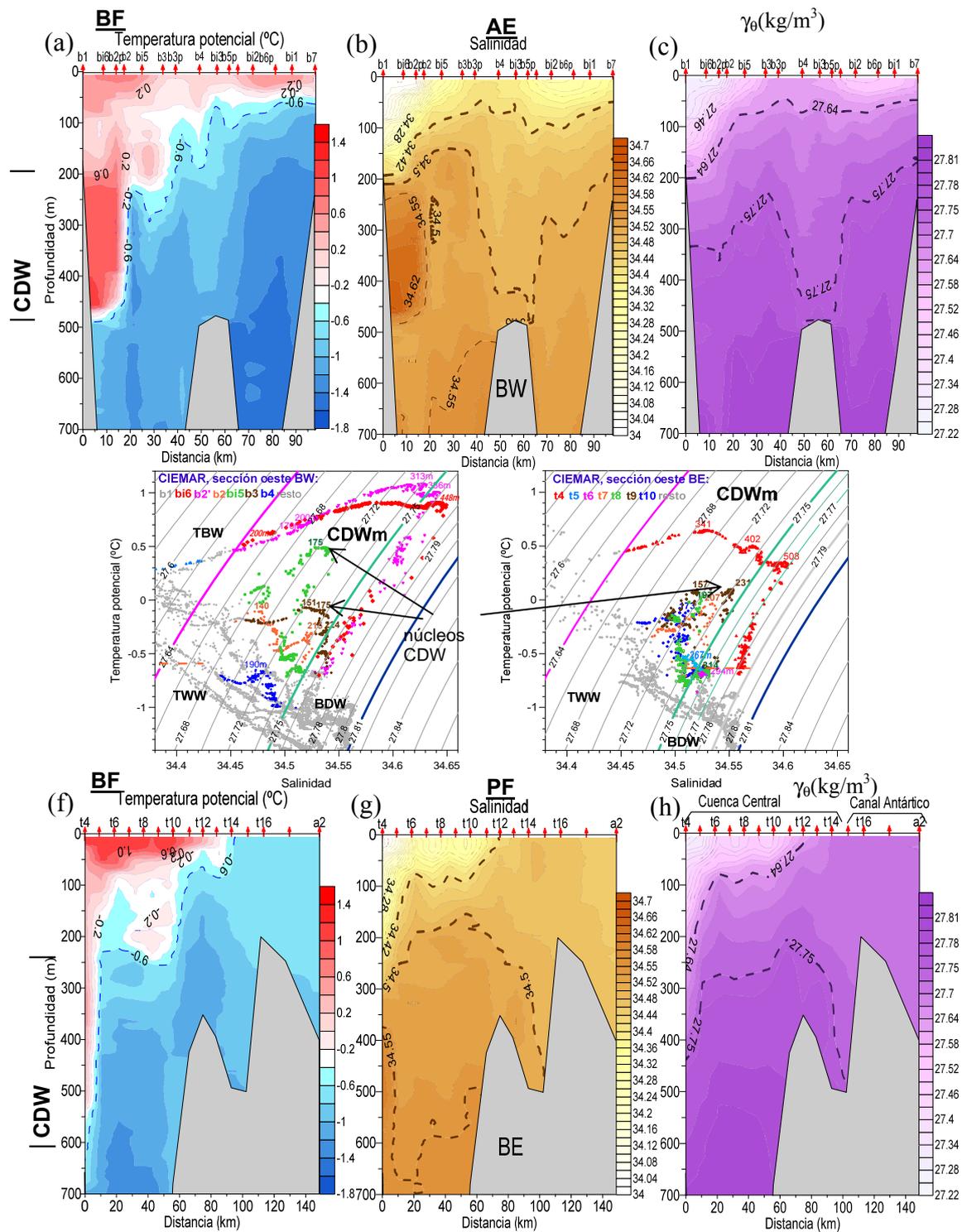
El CDW es una de las una de las masas de agua más importantes del Océano Austral. Dentro de la ACC, la CDW se diferencia la UCDW (CDW superior) caracterizada por presentar un máximo de temperatura de 2 °C a unos 500 m, y la LCDW (CDW inferior) que presenta un típico máximo de salinidad aproximadamente a unos 700 m de profundidad (Gordon *et al.*, 1978). Sin embargo, cerca de la Península Antártica ambas componentes de CDW (Upper y Lower) afloran a capas más superficiales (~ 200 m) y se llega a tener un Agua Circumpolar Profunda modificada por la mezcla con las aguas costeras más someras (Hofmann *et al.*, 1996; Wilson *et al.*, 1999). García *et al.* (2002) apuntaba que la CDWm puede estar entrando desde el Drake en la Cuenca Oeste por dos vías, una por el Estrecho de Boyd (cota hasta unos 600 m) y la segunda, desde el Mar de Bellingshausen al Estrecho de Gerlache a través de pasos menos profundos (< 400 m) como el Estrecho de Bismarck (en el extremo oeste del Estrecho de Gerlache) y el Canal de Scholaert (entre las islas Bravante y Anvers). Estos últimos pasos restringen mucho el progreso de la CDWm por el Estrecho de Gerlache, pero aun así observaron un máximo de temperatura >0.2 °C a unos 200 m en el extremo Este de Gerlache, lindando con la Cuenca Central, aunque con salinidades y temperaturas más bajas de las que presentaba la CDWm antes del afloramiento, posiblemente al haberse ido mezclando con las aguas costeras y adyacentes.

Datos obtenidos también en el Estrecho de Gerlache durante CIEMAR, no presentados en esta tesis, muestran una primera capa, de unos 100m de grosor de TBW, debajo de ésta una fina capa de TWW y por debajo de los 150- 200 m agua con características de CDWm ocupando todo el ancho del Estrecho.

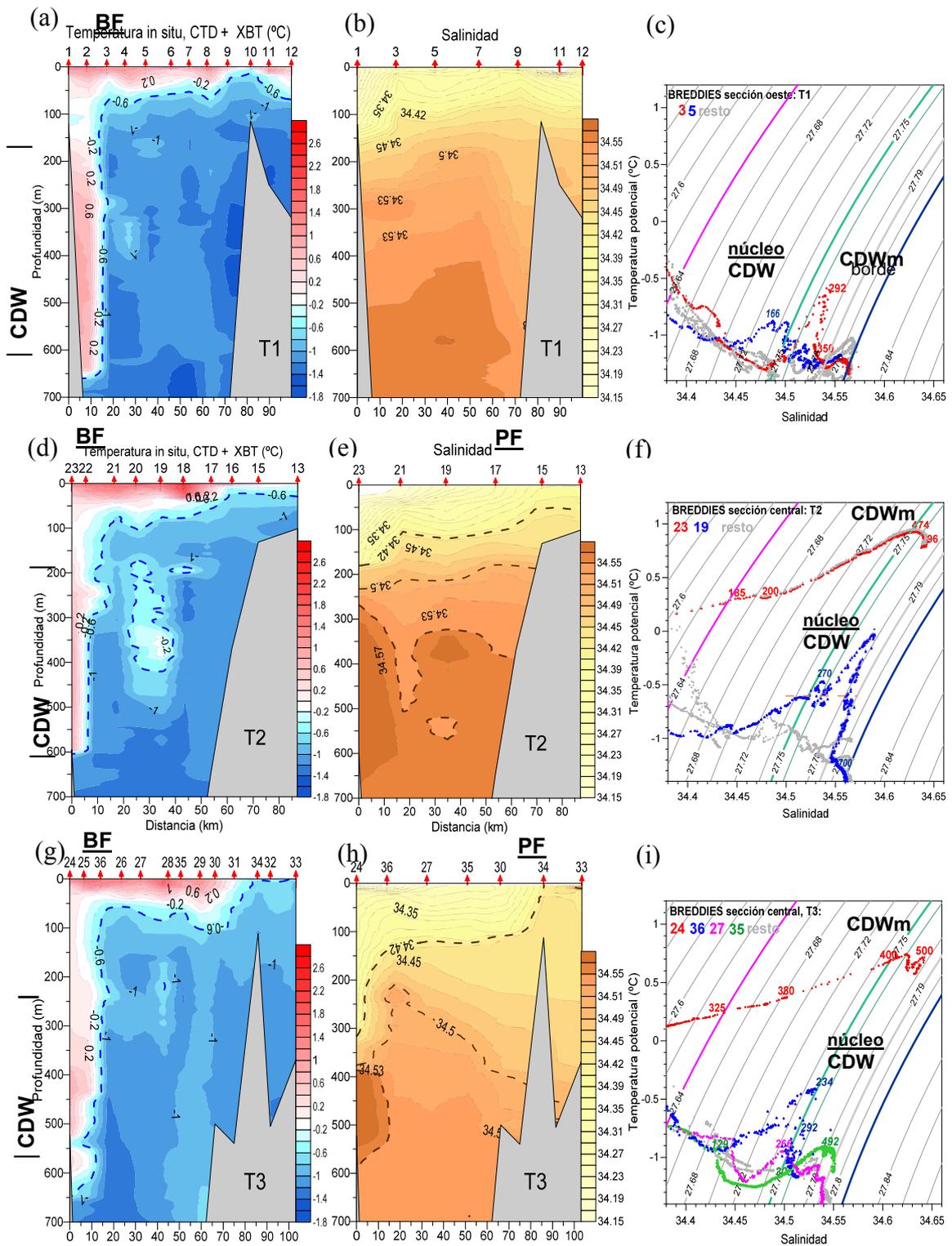
#### 4.2.1.- Lengua de CDWm

Las distribuciones verticales de temperatura y de salinidad a lo largo de los cuatros transectos de BREDDIES Y CIEMAR muestran como la señal de la CDWm, justo por debajo de la señal del BF, tienen continuidad a lo largo de toda la vertiente del talud Sur de la ISS en forma de lengua de agua relativamente más cálida y salina que el entorno (Figuras 4.5 y 4.6). Las fuentes de entradas ya comentadas más arriba sugieren que la circulación de esta lengua de CDWm es hacia el Noreste a lo largo de talud de la ISS moviéndose entre 185 m y 650 m de profundidad (Tabla 4.3). De esta forma nuestras observaciones sugieren que el agua CDWm entra por el Noroeste a la CCBBr entre 350 y 600m de profundidad y circula como una estrecha lengua profunda de agua cálida y salina a lo largo de toda la vertiente Sur del talud de las ISS situándose por debajo del BF. A continuación especificamos con más detalle la naturaleza de esta lengua.

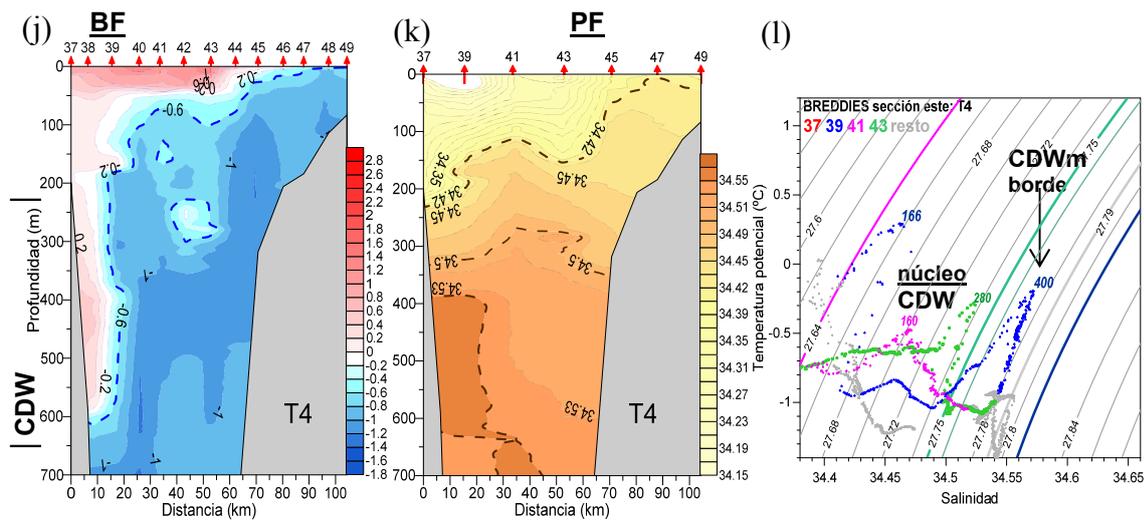
En las secciones verticales de CIEMAR y BREDDIES la señal de la lengua de CDW se observa en las dos o tres primeras estaciones al norte de cada transecto (Figuras 4.5 y 4.6). La señal en temperatura es siempre más clara que en salinidad, abarcando una mayor profundidad. Esto es debido a que las aguas TWW y las BDW con las que linda, tienen salinidades sólo ligeramente inferiores a la CDWm, mientras que su temperatura es muy inferior. Su anchura es de aproximadamente 20 km, dos veces el radio interno de deformación de Rossby. En concreto en el transecto BW de CIEMAR se observa, pegada al talud de la ISS, una intensa señal de CDWm con una anchura de unos 18 km (Figuras 4.5a, b, c). Esta señal tiene continuidad en el transecto oriental pero con una intensidad más débil y a mayores profundidades (Figuras 4.5f, g, h). En los diagramas  $\theta$ -S correspondientes a las estaciones por donde circula la lengua se marca muy bien la señal de la CDWm mediante el característico codo de aguas relativamente más salinas y cálidas (Figuras 4.5 d y e). En los diagramas  $\theta$ -S correspondientes de BREDDIES se observa la misma situación (Figuras 4.6 c, f, i y l).



**Figura 4.5:** Secciones verticales de temperatura potencial,  $\theta$ , salinidad,  $S$ , anomalía de densidad potencial,  $\gamma_\theta$ , diagramas  $\theta$ - $S$  de BW (a,b,c,d) y BE (f,g,h,e) respectivamente. Se indican en los ejes superiores las posiciones de BF, PF y un remolino anticiclónico (AE). En los diagramas  $\theta$ - $S$  se utilizan diferentes colores para las estaciones donde aparece la señal de la CDWm. Los codos pequeños con valores máximos de temperatura mayores a  $0,5^\circ\text{C}$  corresponden a CDWm sobre el talud de las ISS y los inferiores a  $0,3^\circ\text{C}$  corresponden a núcleos de CDWm a lo largo de la plataforma Antártica, entre 175-350 m de profundidad.



**Figura 4.6.** Secciones verticales de temperatura potencial,  $\theta$ , S diagramas  $\theta$ -S de las secciones transversales al Estrecho durante BREDDIES, T1(a,b,c), T2(d,e,f) y T3(g,h,i) respectivamente. En los diagramas se observan los codos grandes con máximos de temperatura correspondientes a la CDWm, y los más pequeños, dentro de la zona sombreada de amarillo, correspondientes a los núcleos observados en el margen meridional.



**Figura 4.6.bis** Idem Figura 4.6 para T4. En el diagrama, el codo grande en azul corresponde a la lengua de CDWm de la estación 39, que se halla en el borde sur de la lengua, por ello presenta un máximo de temperatura más bajo; los codos más pequeños son debido a los núcleos observados en el margen meridional.

En la Tabla 4.3 se sintetizan las características de la lengua de CDW en todos los transectos. Como ya se ha comentado, en los transectos de alta resolución de CIEMAR se observa una tendencia de la lengua a descender a medida que progresamos hacia el Este. Sin embargo, esta tendencia no se aprecia con claridad en los transectos de BREDDIES situándose en un rango de profundidad bastante constante de 200 m a 600 m, aunque el límite superior es más variable. Esta posible variabilidad podría ser resultado de la interacción con el BF. La naturaleza de esta interacción puede ser compleja pero es de esperar que haya transferencia de propiedades a través de procesos tales como la mezcla diapirica y la doble difusión. En este sentido notar como, a pesar de estar alejados de superficie, las salinidades y temperaturas máximas de la lengua de CDWm no muestran un valor constante, presentando rangos bastantes variables. En particular, se ve una cierta tendencia a la erosión de la lengua manifestada por el decrecimiento de las temperaturas máximas a medida que progresamos hacia el Este (Tabla 4.3).

Cabe destacar que, a pesar de tener constancia de la presencia de CDW ocupando todo el Estrecho de Gerlache a profundidades mayores de 200m, en los transectos más occidentales de la CCB (T1 y BW) sólo se observa entrada de CDWm en las estaciones más próximas al talud de las ISS.

**Tabla 4.3:** Características de la lengua de CDWm por el margen septentrional (talud de las ISS) durante las campañas CIEMAR y BREDDIES

Característica	BW CIEMAR	T1 BREDDIES F1	T2 BREDDIES F1	T7 BREDDIES F3	T3 BREDDIES F1	BE CIEMAR	T4 BREDDIES F1
Anchura (km)	18	13	8 (*)	7 (*)	15	10-12 (*)	18
Profund. (m)	200-480	185-650	200-600	300-600	370-570	350-600	320-630
Máx. $\theta$ (°C)	0.9 / 1.1	0.8	0.95	1°C(*)	0.75	0.646	0.194
Máx. S	34.65	34.53(**)	34.65	34.55	34.63	34.53	34.57
codo $\gamma_{\theta}$ (kg/m <sup>3</sup> )	27.75	-	27.75	27.68	27.76	27.4	27.77

(\*) T2, T7 y BE presumiblemente tienen más o menos la misma anchura que el resto, unos 15 km, sólo que a la altura de estos transectos la CDW parece penetrar ligeramente sobre la plataforma de las ISS y la señal no se ve tan ancha y la primera o segunda estación de cada transecto debe recoger sólo el borde sur de la lengua de CDW. Más aclaración en el texto.

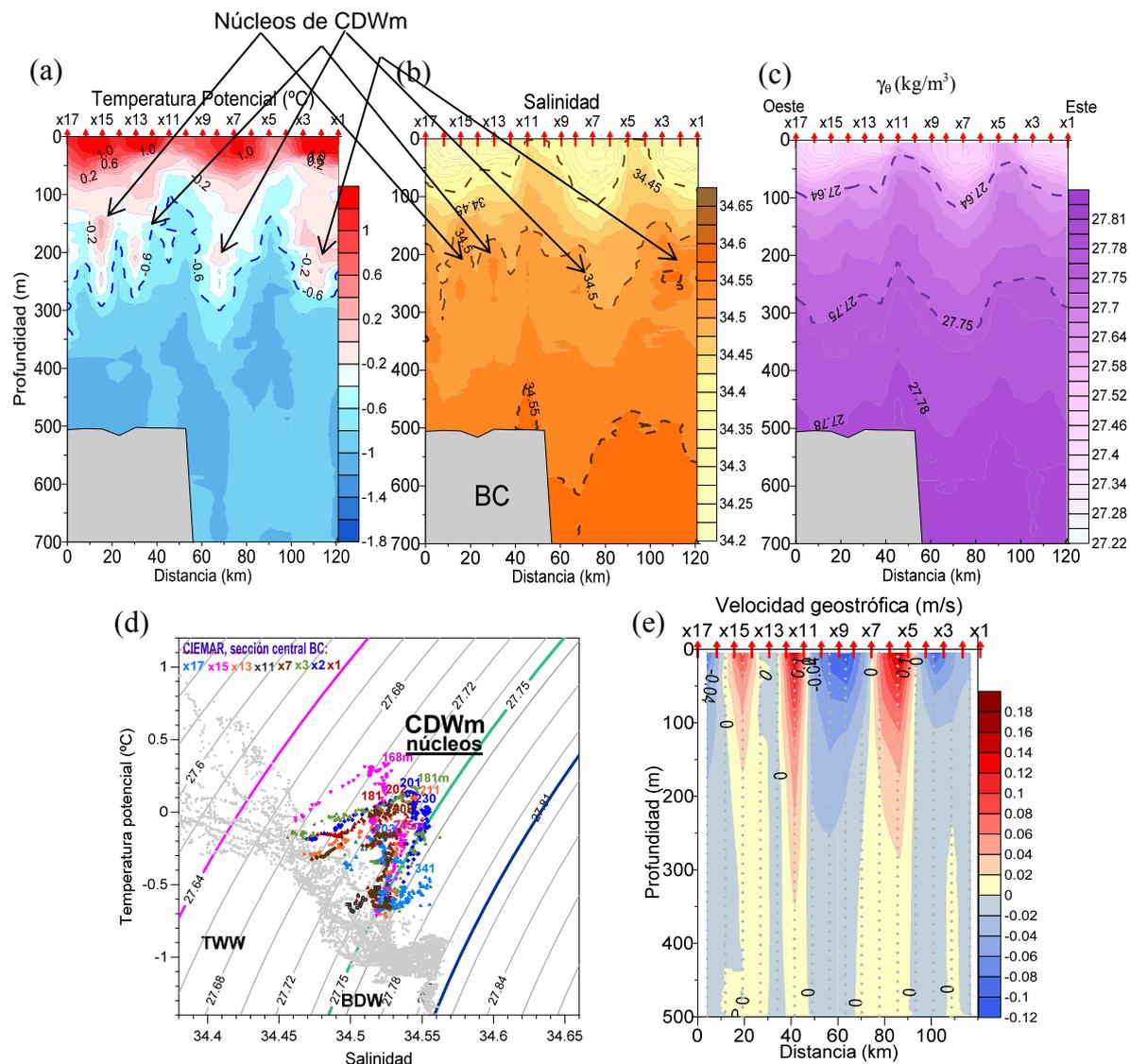
(\*\*) En la estación 2 del T1 de BREDDIES, sólo se disponía de temperatura de XBT, el dato de salinidad es estimativo según la del entorno.

#### 4.2.2.- Núcleos de CDWm

En el centro y margen meridional de la Cuenca Central hemos observado la presencia de núcleos cálidos y salinos con características dentro de los rangos de la CDWm alrededor de unos 150-350 m de profundidad en general entre el BF y PF. En el transecto BW, asociado a la lengua de CDWm, se observa en las estaciones bi5 y b3' la señal de un núcleo de CDWm cálido y salino desde unos 140 m a 200 m de profundidad con temperatura de 0.5 °C y 34.54 de salinidad (Figuras 4.5a, b). La sección de velocidad geostrofica del transecto BW en la Figura 4.1 (b) muestra una velocidad hacia el NE bajo la estación b3' y hacia el SO bajo la bi5, coincidiendo con este núcleo que podría corresponder a un pequeño remolino anticiclónico sub-superficial (~ 12 km de diámetro). En el transecto oriental BE, se observa la señal de otro núcleo cálido y salino de CDWm en las estaciones t7, t8, t9 y t10 nuevamente cerca del BF y de la lengua de CDWm (Figuras 4.5f, g). Se sitúa entre unos 150 m y 250 m de profundidad. Su señal en los diagramas  $\theta$ -S aparece con el característico codo con alta temperatura de la CDWm, y que aunque en este caso resultan de menor temperatura y salinidad, quedan dentro del rango de la CDWm (Figura 4.3 d).

También en BREDDIES se observaron núcleos de CDWm en varias estaciones a lo largo de la Cuenca, como en el transecto T1 en la estación 4 entre 300 m y 400 m de profundidad y de unos 15 km de ancho (Figura 4.6 a) con una señal en temperatura bastante más tenue que las anteriores. No se aprecia en salinidad (Figura 4.6b) debido que la estación 4 es de XBT. En el transecto T2 se observa otro núcleo de CDWm en las estaciones 19 y 20 a 400 m de profundidad, con una señal muy clara en la sección de alta resolución de temperatura (Figura 4.6 d). En la sección de baja resolución de salinidad se observa la señal del núcleo centrada en la estación 19. En el transecto T4 (Figuras 4.6bis j,k,l) se observa un clara señal de un núcleo de CDWm a unos 250-350 m de profundidad en las estaciones 41, 42 y 43 (Figuras 4.6bis j,k, i).

Estos núcleos podrían tener su origen en el desprendimiento en forma de remolinos desde la lengua de CDWm que discurre a lo largo del talud de las ISS. Para dirimir si estos núcleos de CDWm constituyen una lengua continua de CDWm paralela a la del talud de la ISS o son núcleos aislados asociados a remolinos pasamos a continuación analizar su señal en el transecto longitudinal al Estrecho BC (Figura 4.7). En este transecto hemos podido identificar entre 175 m y 300 m de profundidad numerosos núcleos consecutivos de CDWm (Figuras 4.7 a, b). El diagrama  $\theta$ -S correspondiente muestra los codos típicos de esta masa de agua (Figura 4.7 d). Asimismo se puede observar cómo la isopícnas se curvan hacia abajo en las estaciones x15, x13, x8 y en las x3, x 2 y x1, (Figura 4.7 c), lo que puede asociarse a un sistema de remolinos anticiclónicos que se observa incluso en capas superiores a aquellas en las que se localizan los núcleos de CDWm. En este caso los núcleos más salinos y cálidos de CDW ocuparían las capas profundas de estos remolinos y la TBW las capas más someras. De esta forma nuestras observaciones indican que los núcleos de CDWm no constituyen una segunda lengua de CDWm paralela al talud del ISS sino que forman estructuras aisladas probablemente asociadas a remolinos anticiclónicos.

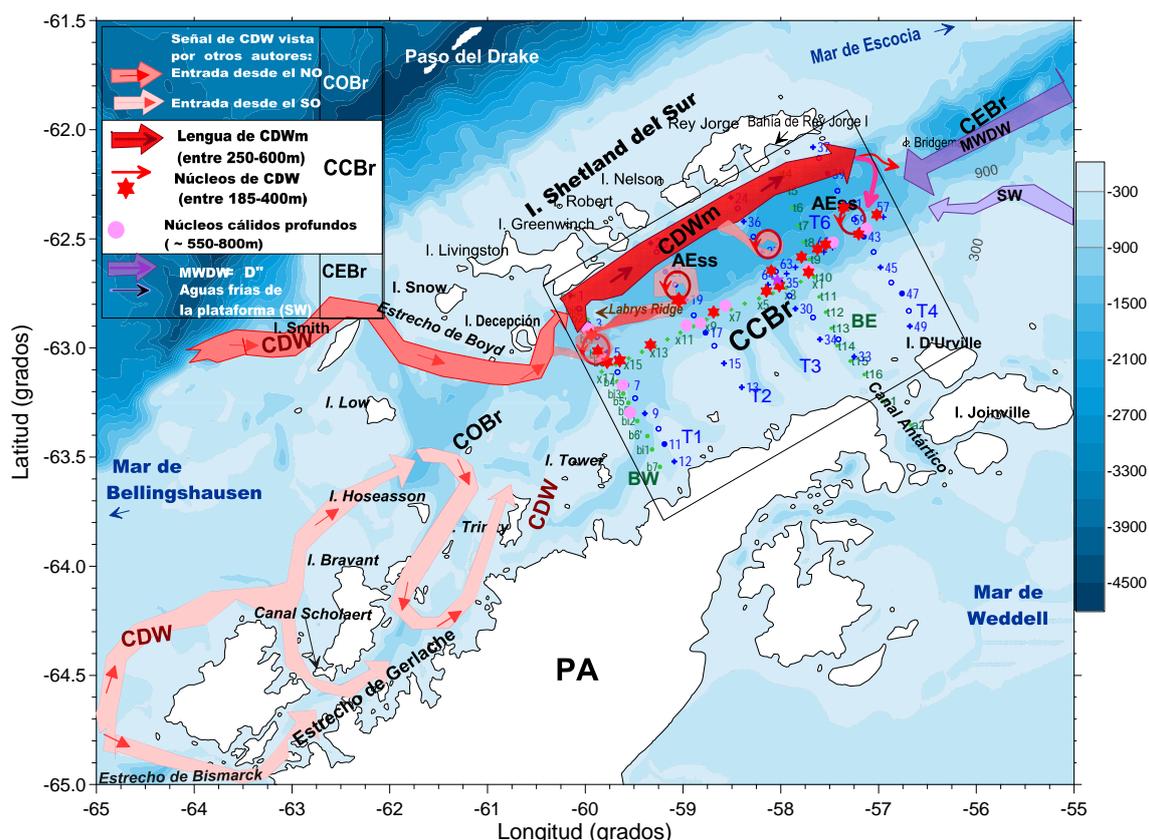


**Figura 4.7:** (a), (b), (c) y (e) Secciones verticales de temperatura potencial,  $\theta$ , salinidad,  $S$ , anomalía de densidad potencial,  $\gamma_\theta$ , y velocidad geostrófica (m/s) respecto a un nivel de referencia de 500 dbar, del transecto longitudinal BC de CIEMAR; (d) diagrama  $\theta$ - $S$  de las estaciones del mismo. Se ha utilizado diferentes colores para las estaciones donde se espera ver la señal de la CDWm, el resto están dibujadas en gris. Los codos con valores máximos de temperatura inferiores a  $0.5^\circ\text{C}$  corresponden a núcleos de aguas con características de la CDWm presentes a lo largo del margen centro-meridional, entre 175-350 m de profundidad.

A modo de síntesis en la Figura 4.8 se propone una nueva ruta para la CDWm en la Cuenca Central de Bransfield cuyos elementos principales elementos, ya discutidos más arriba, son:

- Un entrada de CDW a la CCBBr desde el Noroeste.
- Una Lengua de CDWm sobre el talud de ISS, moviéndose hacia el Noreste (en rojo)
- Núcleos de CDWm desprendidos de la lengua de CDWm

En la Figura 4.8 también se muestran las dos vías de entrada de la CDWm en el Estrecho de Bransfield según diferentes autores. La vía NO parece ser la que contribuye en mayor medida a las características de la lengua de CDWm septentrional, sobre todo en el tramo inferior de 300 - 600 m. En cuanto a la entrada desde el SO, sugerimos que la CDWm al llegar al extremo este de Gerlache podría verse desviada hacia el norte bajo el efecto de la tasa de rotación local, incorporándose a la lengua que circula adosada al talud de las ISS y ocupando el tramo superior de la lengua, con temperaturas y salinidades más bajas que el tramo inferior. Por último, se incluyeron en este gráfico los núcleos cálidos profundos con características de MWSDW, que etiquetamos como agua D” en el capítulo anterior, por su posible relación con la lengua de CDWm septentrional, que pensamos pueda contribuir en una pequeña proporción si al llegar al extremo este de la cuenca se produce una recirculación hacia el SO del tramo más profundo de la CDWm. Estas dos últimas sugerencias son conjeturas que requerirían un estudio aún con más resolución en los dos extremos Oeste y Este de la CCBr.



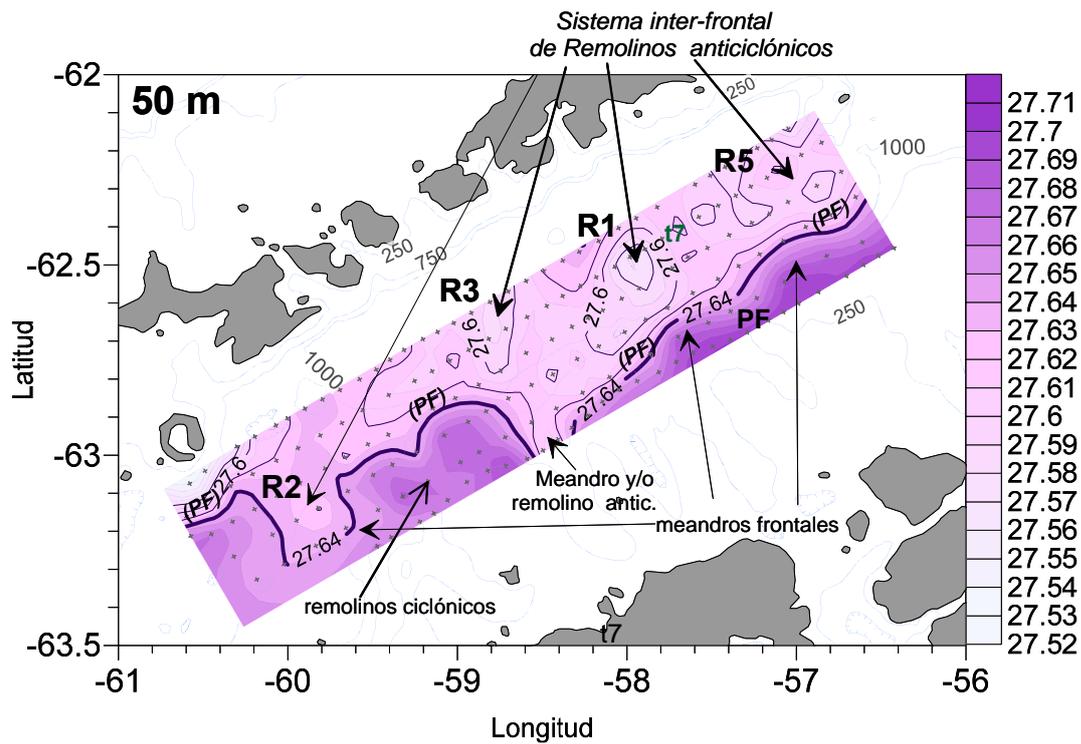
**Figura 4.8:** Esquema de la localización y ruta de la CDWm en la Cuenca Central de Bransfield. Se incluyen posibles entradas de CDWm y MWSDW obtenidas a partir de la revisión de trabajos realizados en las CEBR y COBr y comentados en el texto.

#### 4.4.- FRENTE DE PENÍNSULA (PF)

En el capítulo 3 describimos con bastante detalle la zona de encuentro entre las aguas cálidas y poco salinas de la TBW con las aguas más frías y saladas de la TWW, constituyendo un frente somero, que es el llamado Frente de Península, PF, (Sangrá *et al.* 2011). La distribución de temperatura en los tres transectos más orientales de BREDDIES indica que este frente se localiza cercano a la Península Antártica (Figuras 4.6 d, g y j). En consecuencia la TBW ocupa en superficie dos tercios de la anchura del Estrecho y la TWW tan sólo un tercio. En el extremo Oeste de la CCB<sub>r</sub>, coincidiendo con los transectos más occidentales, la TBW ocupa todas las capas superficiales perdiéndose la señal de este Frente (Figuras 4.5a y 4.6a). Las secciones horizontales (Figura 3.2) y verticales (Figura 4.1, 4.5 y 4.6) muestran que la zona de máximo empaquetamiento se mantiene en los primeros 100 m en una franja de unos 10-15 km, con el límite Sur dado por la isoterma de  $-0.6^{\circ}\text{C}$  y por la isopicna  $27.64\text{ kg/m}^3$  (e. Figuras 4.5f y h).

Volvemos a ver la importancia de la resolución y que esta debe ser al menos equivalente a un radio interno de deformación de Rossby ( $Rd \sim 10\text{ km}$ ) que es la escala natural de estas estructuras de mesoescala que estamos analizando. Los datos de alta resolución obtenidos con el Nv-Shuttle (Figura 4.9) muestran la señal del PF mediante la estrecha banda delimitada por la isopicna de  $27.64\text{ kg/m}^3$  que va serpenteando a lo largo del dominio observacional (Figura 4.9). Estas observaciones confirman la escala horizontal próxima al radio interno de deformación de Rossby y la inestabilización del frente mediante meandros.

En la Tabla 4.4 se sintetizan los parámetros característicos del PF a lo largo de los distintos transectos. Los rangos máximos de valores de temperatura y salinidad que delimitan la posición del frente hidrográfico son los del T3, de  $-0.6^{\circ}\text{C}$  a  $0.62^{\circ}\text{C}$  (una variación de  $1.2^{\circ}\text{C}$ ) y de 34.33 a 34.42 (una variación de salinidad de 0.09) en sólo 10-12 km aproximadamente, que coincide con las isopicanas de  $27.64\text{ kg/m}^3$  (entre  $27.54$  y  $27.64\text{ kg/m}^3$ ).



**Figura 4.9:** Corte horizontal a 50m de anomalía de densidad potencial,  $\gamma_{\theta}$  ( $\text{kg/m}^3$ ), a partir de datos Nv-Shuttle). Se muestra el serpenteo del PF y los remolinos anticiclónicos de la zona interfrontal al norte del PF. La malla de puntos grises corresponden a todas las estaciones con datos de Shuttle.

Las estimaciones de la velocidad geostrofica de la corriente en el PF dieron valores muy bajos y aumentando hacia el Este, de 0.04 m/s en los transectos T2 y T3 y de 0.06 m/s en el transecto T4. Sin embargo medidas directas con ADCP indican que ocasionalmente el chorro somero asociado al frente puede alcanzar intensidades altas de 0.35 m/s. En cualquier caso se trata de un flujo hacia el Noreste mucho menos intenso y más somero que la CB presentando inestabilidades en forma de meandros.

**Tabla 4.4:** Características del Frente de Península (PF) durante las campañas CIEMAR y BREDDIES : localización, rangos de anomalía de densidad y temperatura potencial,  $\Delta\gamma_\theta$ ,  $\Delta\theta$ , salinidad  $\Delta S$  y velocidad en el frente.

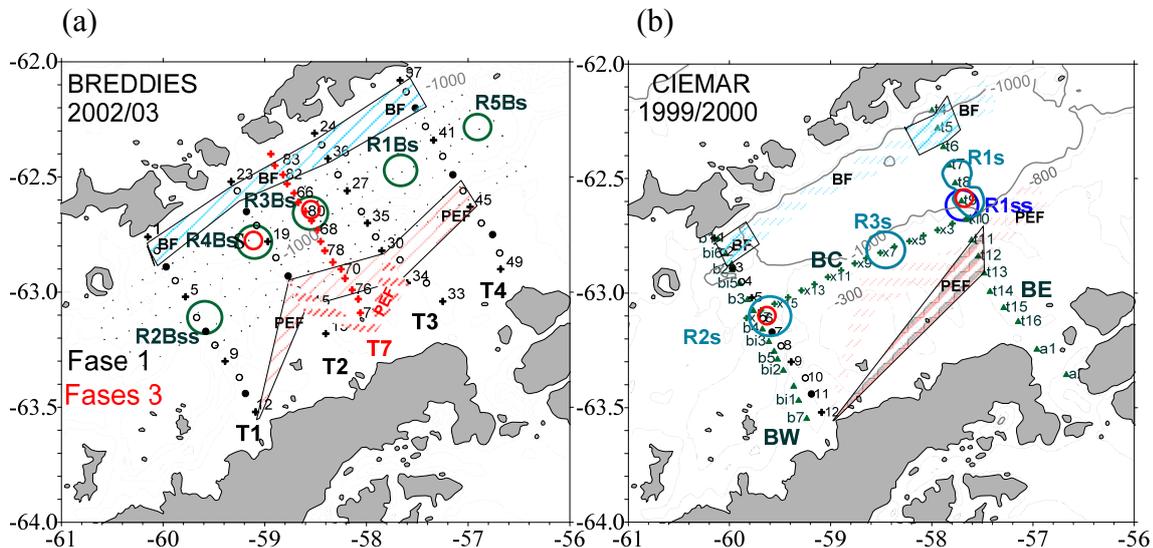
(*)	T2 BREDDIES F1	T3 BREDDIES F1	BE CIEMAR	T4 BREDDIES F1
Figuras	4.1c,d 4.6d,e	4.1f,g 4.6g,h	4.6bis	4.5h
Estación	18-17-16	30-31-34	t11-t13	44-45
Anchura (km)	15	12	10	12
Profund. (m)	0-80	0-100	0-60	0-100
$\Delta\gamma_\theta$ (kg/m <sup>3</sup> )	0.06	0.12	0.09	0.12
$\Delta\theta$ (°C)	0.08	1.2	1	0.8
$\Delta S$	0.06	0.09	0.08	0.08
$V_{\text{geostrofica}}$ (m/s)	0.04	0.04	0.06	0.06
$V_{\text{ADCP}}$ (m/s)	0.05	0.35	nd	nd

(\*) CIE= CIEMAR; BRED=BREDDIES; F1, F3= FASES 1 Y 3 DE BREDDIES; nd=no hay datos

#### 4.5.- ZONA INTERFRONTAL: SISTEMA DE REMOLINOS ANTICICLÓNICOS

Los remolinos de mesoscala son estructuras ubicuas en el océano (Chelton *et al.* 2007). De esta forma es de esperar que sean bastante frecuentes en nuestra región de estudio. Estudios previos de resolución de mesoscala detectaron este tipo de estructuras en la cuenca occidental y en la oriental del Estrecho de Bransfield (Gomis *et al.* 2002, López *et al.*, 1999). Por otro lado las trayectorias de boyas a la deriva lanzadas dentro del programa RACER han trazado la presencia de remolinos de distintos signo en la Cuenca Central (Amos *et al.*, 1987; Zhou *et al.*, 2002). A este respecto, como elemento nuevo que discutiremos a continuación, nuestras observaciones indican que entre el Frente de Bransfield (BF) y el Frente de Península (PF) se localiza un sistema de remolinos anticiclónicos. En la Figura 4.10 se esquematiza las localizaciones de los distintos remolinos que iremos describiendo.

En el transecto BW de CIEMAR, la distribución de propiedades muestran una profundización de las isolíneas centrada en la estación b4 que podrían indicar la presencia de un remolino anticiclónico (Figuras 4.5a, b, c). Esta estructura, que hemos etiquetado como R2s, se extiende hasta los 400 metros y su radio es próximo al radio interno de deformación de Rossby,  $R_d \sim 10$  km (Figura 4.10b). En el transecto Este el hundimiento de las isopícnas entre las estaciones t6 y t11 señala la presencia de otra estructura en el centro del transecto que se podría corresponder con otro remolino anticiclónico que hemos etiquetado como R1s (Figuras 4.5f, g, h y 4.10b). Su señal en el campo de temperatura es especialmente fuerte introduciendo una anomalía de casi medio grado (Figura 4.5a). Su señal en densidad es más somera que la anterior extendiéndose hasta 300 m (Figura 4.5h). Si inspeccionamos con detalle las secciones de salinidad y temperatura se puede apreciar en el rango más profundo de la estructura la presencia de un núcleo de CDWm. Ello podría ser un indicio de que el remolino se ha desprendido de BF arrastrando consigo CDWm de la lengua de CDWm situada por debajo de él.



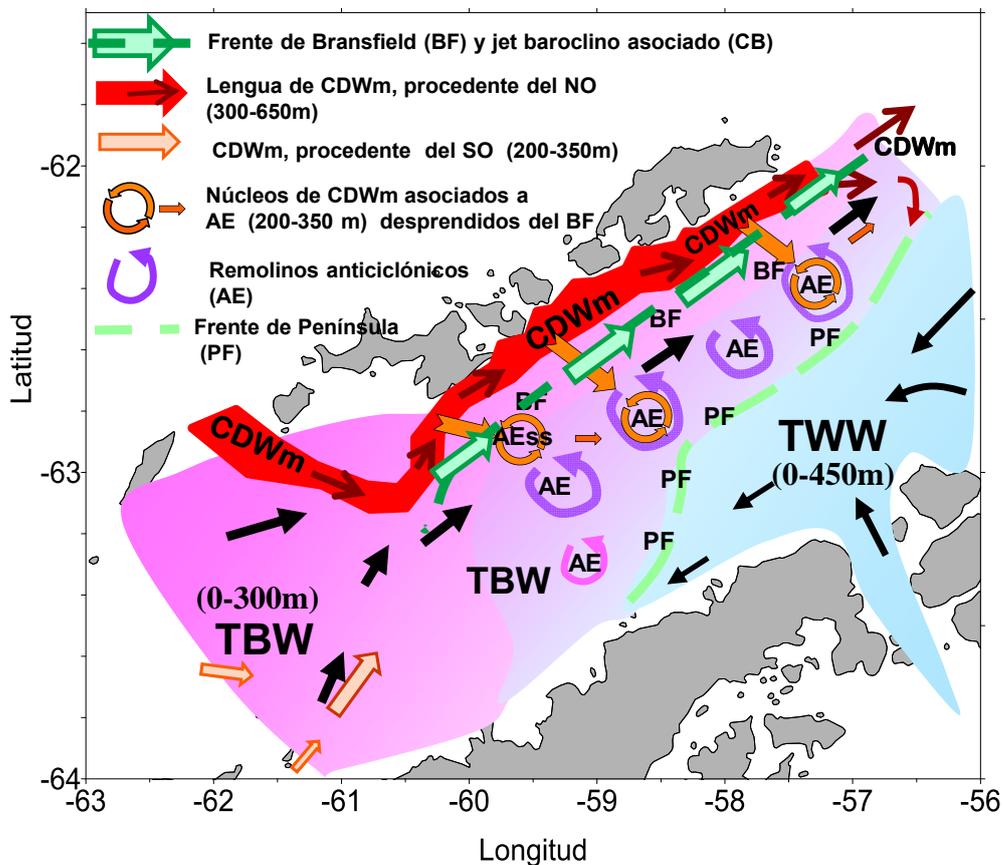
**Figura 4.10.** Esquema del Sistema de Remolinos Anticiclónicos con algunos elementos del SCB: el Frente de Bransfield (BF) en el polígono marcado en rayas celestes, el Frente de Península (PF) en rojo y el campo de Remolinos Anticiclónicos en la zona Inter-frontal. Se han denominado Rns (n: n° identificativo, s: superficial, ss: sub-superficial). Los aros rojos indican presencia de aguas de CDWm en el tramo inferior de los remolinos. (a) BREDDIES (a partir de datos del Shuttle y CTD) (b) CIEMAR (a partir de datos del CTD).

La profundización de las isolíneas centradas en las estaciones x15, x7 y x1 del transecto BC indica la presencia de tres estructuras que se podría corresponder con 3 remolinos anticiclónicos (Figura 4.7). Los remolinos situados en los extremos se corresponden con el R2s detectado en el transecto BW y el R1s del transecto BE (Figura 4.10b). El remolino central, centrado en la estación x7, que hemos llamado R3s tiene un radio aproximado de 15 km y se extiende desde la superficie hasta, al menos, 300 m en el rango de la TBW y TWW (Figuras 4.7, 4.10.b). El remolino del oriental, R2s, tiene dos núcleos, centrados en las estaciones x15 y x12, lo cual sugiere que podría ser el resultado de la fusión de dos anticiclones. Se puede extraer una evidencia de ello a partir de la sección de temperatura que muestra dos máximos en superficie en las estaciones x15 y x12, acompañados del hundimiento de las isothermas (Figura 4.7a). En la sección de salinidad (Figura 4.7b), al igual que para el remolino R1s, se vuelve a apreciar un núcleo de CDWm en el rango más profundo a partir de 150 m que se corresponde con los núcleos de CDWm ya comentados. El conjunto de los tres remolinos forma un sistema de remolinos anticiclónicos entre el BF y el PF (Figura 4.10b).

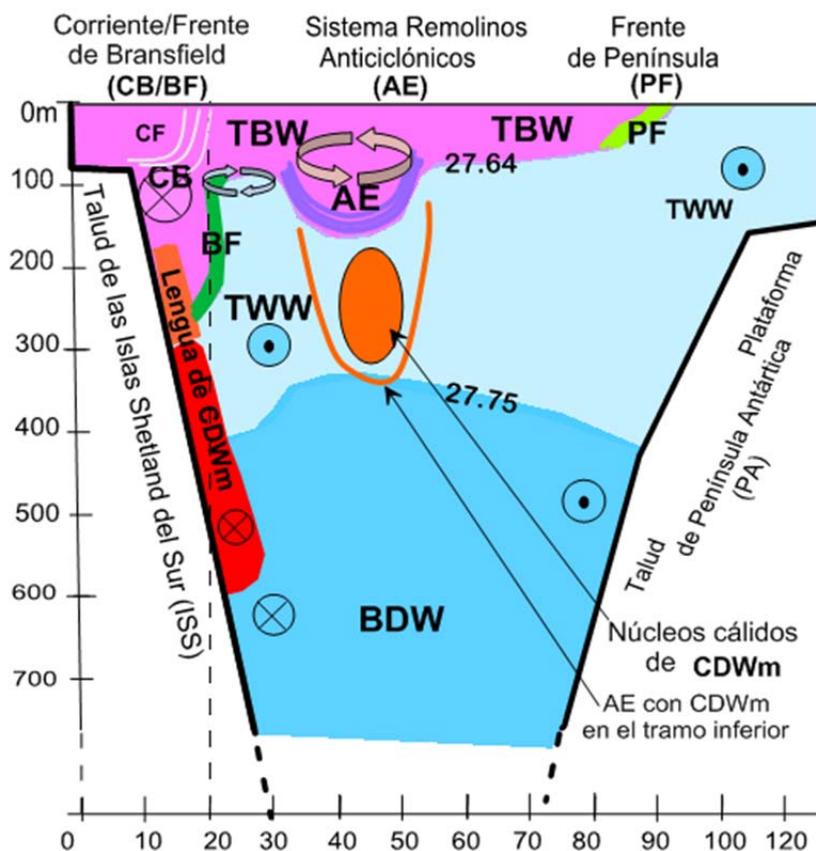
En el corte de anomalía densidad potencial a 50 m obtenido a partir de las observaciones con el vehículo ondulator Nv-Shuttle en BREDDIES (Figura 4.9), pudimos confirmar la presencia del anterior sistema de remolinos anticiclónicos observados CIEMAR. El corte horizontal de anomalía de densidad potencial muestra la señal de un sistema de 5 remolinos anticiclónicos entre el BF y el PF de unos 10 km de radio (Figuras 4.9 y 4.10a). En las secciones verticales del transecto T2, bajo las estaciones 19 y 21 se observó otro remolino comenzando a unos 60m de profundidad por lo que no se apreció en el corte a 50m de la Figura 4.9, pero que tiene importancia pues en su tramo inferior incluye aguas de CDWm, posiblemente desprendidas de la Corriente de Bransfield (Figuras 3.3 y R4Bss en 4.10a). De esta forma este sistema de remolinos anticiclónicos parece ser una estructura casi permanente entre el BF y PF (Figura 4.10). Ello sugiere que estas estructuras podrían estar extendiendo y transportando TBW desde el BF hasta la Península Antártica pudiendo ser responsables de la génesis de PF. Por otro lado nuestras observaciones sugieren que su origen podría estar en inestabilidades de la CB tal como se ha observado en otros sistemas de corriente de gravedad (Obaton *et al.*, 2000).

#### 4.6.- EL SISTEMA DE LA CORRIENTE DEL BRANSFIELD (SCB)

Para concluir este capítulo, en las Figuras 4.11 y 4.12 se propone un nuevo esquema de circulación para la región que sintetiza las observaciones descritas más arriba. Veremos que sus componentes están íntimamente ligadas y, como ya ha sido introducido, forman parte de los que hemos denominado Sistema de la Corriente del Bransfield (SCB).



**Figura 4.11.** Esquema del Sistema de la Corriente del Bransfield (SCB) en vista cenital, con sus componentes principales. Modificado de Sangrá *et al* (2011). La línea a trazos verde oscuro marca el Frente de Bransfield (BF), y las de color verde claro, el Frente de Plataforma (PF), entre ambos, la zona interfrontal con el Sistema de Remolinos anticiclónicos y la lengua de CDWm por el margen septentrional.



**Figura 4.12.** Esquema de las distribución vertical de las principales componentes del Sistema de la Corriente del Bransfield a través del Estrecho de Bransfield. La línea naranja bajo el núcleo de CDWm indica la presencia de CDWm en la parte inferior de algunos remolinos anticiclónicos. CF indica un pequeño frente costero superficial. Modificado a partir de Sangrá, *et al.* (2011).

Tal como se muestra en las anteriores figuras, la principal componente del SCB es el BF y su chorro baroclino asociado, la CB. Esta transporta TBW hacia el Noreste a lo largo del talud de las ISS. Su extensión horizontal es aproximadamente 20 km, dos veces el radio de deformación interno de Rossby, oscilando su extensión vertical entre los 150-300 m. En su eje, situado a una distancia igual a  $Rd \sim 10$  km, el chorro alcanza velocidades de orden de 0.4 m/s. Comparando nuestras observaciones con simulaciones en laboratorio, hemos discutido en la sección 4.2 que el comportamiento de ésta corriente puede explicarse como el de una corriente de gravedad de descarga donde un fluido menos denso (TBW) se propaga en el seno de un fluido ambiente más denso (TWW) apoyándose en la topografía (ISS). De esta forma esta corriente estaría forzada por la diferencia de densidad entre la TBW y la TWW, por la tasa de rotación local y por la topografía. La novedad de nuestras observaciones es su descripción con una

resolución de mesoscala que ha permitido establecer la naturaleza de esta corriente y frente asociado. Esto ha conducido a determinar con precisión sus rangos de variabilidad y escalas características. Todo ello junto a estudios en laboratorio ha permitido establecer la citada hipótesis de comportamiento de la CB como una corriente de gravedad de descarga.

Una segunda componente del SCB es el sistema de remolinos anticiclónicos que se sitúan entre el BF y PF (Figuras 4.11 y 4.12). Su señal se observó en ambas campañas lo que sugiere que son una característica permanente del SCB. Tienen un radio característico es de  $Rd \sim 10$  km y su señal puede llegar hasta 300 metros de profundidad. Están formados por TBW pero en algunos casos se ha observado en sus niveles más profundos núcleos de CDWm. Ello sugiere que se han desprendido de la CB arrastrando también parte de CDWm asociada a la lengua de CDWm situada por debajo del BF. Una primera hipótesis es que podrían ser debidos a la inestabilidad de la CB tal como se ha observado en otros sistemas de corriente de gravedad (Obaton *et al.*, 2000). Sin embargo la trayectoria de la boya mostrada en la Figura 4.2, experimentos de laboratorio (Hernández-Arencibia 2012) y recientes estudios teóricos (Stegner *et al.*, 2013) indican que esta corriente es particularmente estable. De esta forma el origen de este campo de remolinos todavía es una cuestión por resolver. Este sistema de remolinos no había sido detectado previamente debido a que las campañas anteriores no fueron capaces de resolver estructuras de escalas próximas al  $Rd \sim 10$  km y constituyen una aportación nueva de este trabajo a la circulación en la región.

Una tercera componente de nuestro sistema es el Frente de Península (PF). Se sitúa cercano a la Península Antártica próximo a su talud (Figura 4.12). Es un frente somero que no excede los 100 m de profundidad, siendo su longitud característica es  $Rd \sim 10$  km. Hemos visto que presenta claros meandros teniendo mayor variabilidad que el BF. La velocidad del flujo es, en general baja, aunque puede alcanzar valores de 0.35 m/s seguramente asociado al paso de meandros que podría favorecer la frontogénesis. En el campo medio su señal se pierde en la parte más occidental de nuestro dominio observacional. El origen de este frente es incierto aunque una hipótesis plausible es que esté asociado con la extensión de TBW desde el BF por parte del sistema de remolinos anticiclónicos. Al igual que para el BF/CB, nuestro datos de alta resolución han

permitido describir por vez primera con resolución a mesoscala el rango de sus propiedades, sus escalas características y su variabilidad.

Una última componente del SCB es una lengua de CDWm que se sitúa por debajo del BF (Figuras 4.11 y 4.12). En este trabajo hemos establecido sus escalas características que es la de  $2Rd \sim 20$  km para su escala horizontal y localizándose en media entre el rango de profundidad de 200-600 m. Así mismo se ha observado que esta lengua tiene continuidad a lo largo de toda la vertiente Sur del talud de la ISS al igual que BF/CB.



# Capítulo 5

---

## Estratificación y Mezcla diapicna

---

### 5.1.- INTRODUCCIÓN

La mezcla diapicna o vertical en la región de la Corriente Circumpolar Antártica (ACC) está siendo reconocida como un importante proceso involucrado en la *Overturning Circulation* (Cisewski *et al.*, 2005). La difusión vertical contribuye al mantenimiento del calor, momento, balance de sal de los océanos y facilita el transporte e intercambio de carbono, nutrientes, gases y sustancias antropogénicas entre la superficie y el océano profundo (Law *et al.*, 2003). Así, la mezcla diapicna en el océano interior, principalmente en la zona de la piconclina, se presenta como uno de los procesos fundamentales para entender la transferencia de propiedades de diversa índole a lo largo de la columna de agua y el sostenimiento de ecosistemas altamente productivos (Cisewski *et al.*, 2005; Rodríguez-Santana *et al.*, 1999).

Las fuentes para esta turbulencia la podemos encontrar principalmente en la cizalla vertical del flujo horizontal promedio, en rotura de ondas internas y en los procesos de doble difusión. En este trabajo nos vamos a centrar en la mezcla diapicna originada por cizalla vertical del flujo horizontal medio, la cual deberá superar un cierto valor respecto a la estratificación para que se produzcan los fenómenos turbulentos.

Estos fenómenos, y los procesos de mezcla asociados, aparecerán entonces de forma intermitente y localizados en ciertas regiones de la picnoclina (Large *et al.*, 1994; Large y Gent, 1999).

En el capítulo se hará en primer lugar un análisis de la estratificación observada en la Cuenca Central de Bransfield, estimándose la estabilidad estática de la columna de agua a partir del cálculo de la frecuencia de Brunt-Väisälä, también denominada como frecuencia de flotabilidad. A continuación se introducirán algunas magnitudes necesarias para estimar la mezcla diapicna. Posteriormente se calcularán y analizarán los valores típicos de difusividades en nuestra región de estudio. Ello conducirá a identificar las potenciales zonas de mezcla diapicna caracterizadas por convergencias y/o divergencias de flujo difusivo. Ello constituye el principal objetivo de este capítulo, en tanto que dicha mezcla podría jugar un papel significativo en la transformación de masas de agua y en el transporte vertical de trazadores biogeoquímicos.

## **5.2.- ESTRATIFICACIÓN EN LA CUENCA CENTRAL DE BRANSFIELD**

Las aguas polares se caracterizan por poseer perfiles de densidad prácticamente homogéneos en toda la columna de agua, contrastando con los perfiles típicos de latitudes medias y bajas. En altas latitudes, donde las temperaturas son bastante bajas, generalmente es la salinidad de las aguas la que determina en mayor medida los valores de densidad presentes en la columna de agua. El fuerte enfriamiento de las aguas en invierno conlleva la formación de hielo y, por tanto, el eventual aumento de la salinidad superficial, provocando un aumento de la densidad que termina con grandes movimientos convectivos que favorece la homogenización de la columna de agua. Por tanto, en invierno los perfiles de densidad suelen ser bastante homogéneos y sólo en verano se puede apreciar una densidad superficial algo inferior aumentando muy ligeramente con la profundidad.

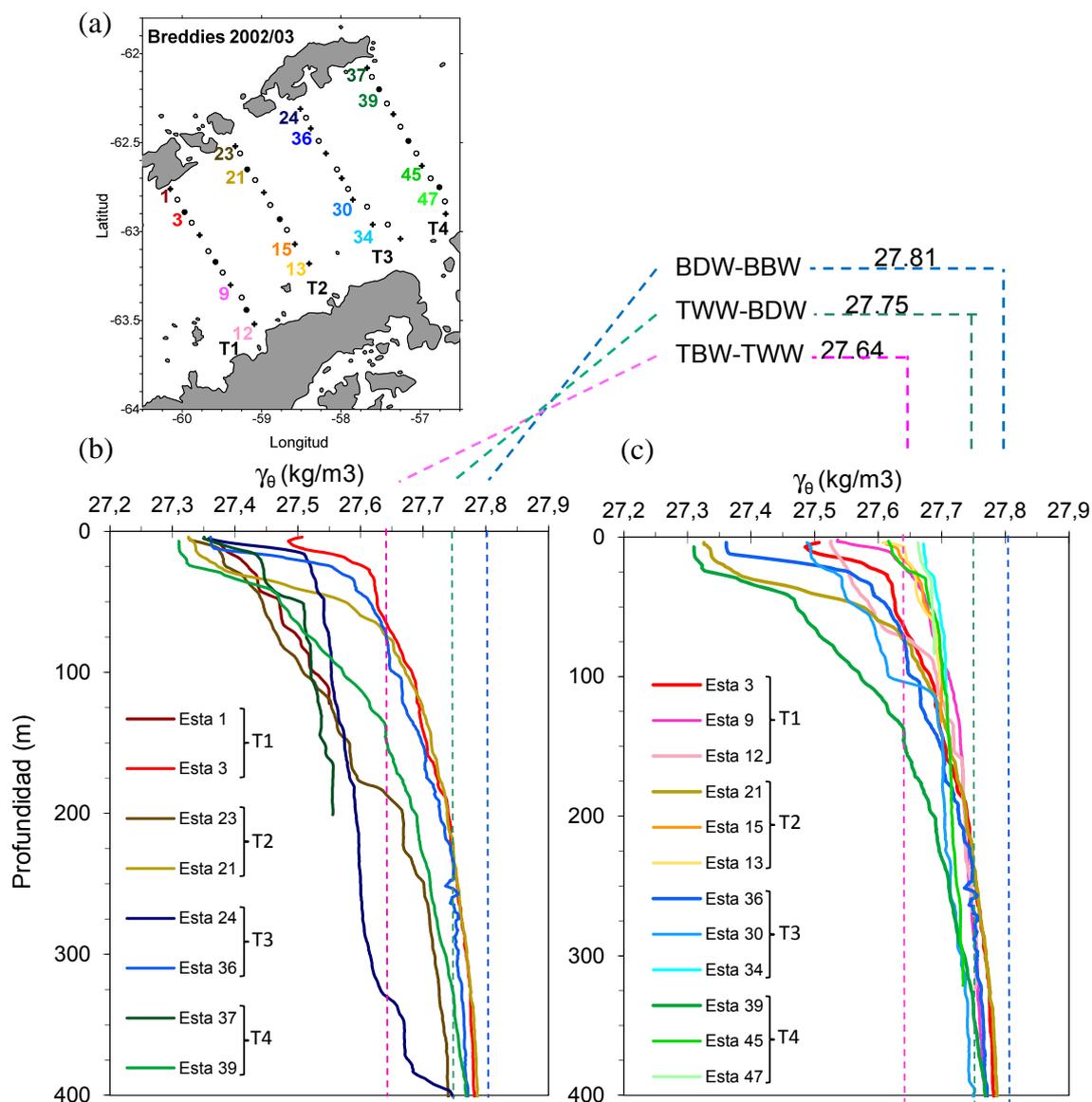
Esta situación, que podríamos decir que es general para las aguas polares, presenta una cierta variación en la Cuenca Central de Bransfield. Durante el verano se observa una estratificación superficial más alta de lo normal en esta región, comparada con

zonas próximas pero más abiertas como las Cuencas Oeste y Este del Estrecho de Bransfield (Gordon *et al.* 1978). Esto puede ser debido tanto al flujo de aguas relativamente cálidas y salinas procedentes del mar del Bellinghausen como al gran aporte de agua dulce desde los diferentes glaciares de la Península Antártica y de las Islas Shetland del Sur durante el verano austral. Ello se acentúa en las zonas costeras menos profundas, donde hay un mayor calentamiento superficial, lo que conduce a un descenso estacional en la densidad superficial y un reforzamiento de una piconclina que proporciona una gran estabilidad vertical a las aguas superiores (Sievers *et al.*, 1984). Son característicos los perfiles con gradientes de densidad desde superficie, prácticamente sin apreciar capa de mezcla, o a lo sumo escaleras de mezcla intratermoclinas.

En la Figura 5.1 se representan los perfiles de anomalía de densidad potencial hasta 400 m de algunas de las estaciones más representativas realizadas durante BREDDIES. Como la CDW tiene rangos de densidad coincidentes con la TWW en sus valores inferiores y con BDW en sus valores superiores, hemos analizado por separado las estaciones más influenciadas por CDW, próximas al talud sur de las ISS (Figura 5.1b), de las menos influenciadas (Figura 5.1c).

Las aguas superficiales en las estaciones más próximas a las ISS tienen, en general, una anomalía de densidad potencial baja, en torno a  $27.32 \text{ kg/m}^3$ , y está muy estratificadas, con una pequeña capa de mezcla superficial (de 10 a 30 m), seguida de un fuerte gradiente vertical hasta unos 50 m de profundidad (Figura 5.1.b). A partir de esta profundidad las estaciones próximas al borde sur del BF (3, 21 y 36), que son las de mayor gradiente vertical, la densidad aumenta lentamente hasta unos 75 m, y aún más lentamente hasta los 250 m, donde se identifica la TWW, y por debajo de ésta, ya nos encontramos la BDW. Sin embargo, en las estaciones más próximas al talud de las ISS, a partir de los 50 m de profundidad, aumentan suavemente los valores de anomalía de densidad potencial hasta profundidades que oscilan entre 250m (estación 23) y 325m (estación 24) dentro del rango de la TBW, para cambiar bruscamente a densidades más altas, en torno a  $27.64 \text{ kg/m}^3$  en aguas que tienen características la CDW (ver características y posición en Figura 4.6) hasta al menos los 400 m representados. Las estaciones 1 y 37 no llegaron a tener profundidad suficiente para presentar la CDW. La estación 39 muestra el mismo comportamiento hasta los 50 m, aunque con un aumento

de la anomalía de densidad potencial más gradual que en los casos anteriores, debido a que la TBW llega hasta una profundidad mayor (150 m) que en las otras estaciones en las que se localizaba el BF (ver Figura 4.6). Es de remarcar la presencia de frecuentes escalones en los perfiles verticales de anomalía de densidad potencial sobre todo en la capa perteneciente a la TBW, denotando la presencia de procesos de mezcla a pequeña escala que pueden ser debidos a procesos de doble difusión o de mezcla diapirna.



**Figura 5.1.** Perfiles verticales de anomalía de densidad potencial,  $\gamma_\theta$  kg/m (Fase 1-BREDDIES): (a) localización de las estaciones consideradas. (b) perfiles de las dos estaciones más septentrionales de cada transecto; (c) idem, de tres estaciones de cada transectos correspondientes respectivamente al BF, el PF y cerca de la Plataforma Antártica.

Una vez analizado lo que sucede en la proximidades del talud de las ISS, la Figura 5.1c permite comparar la estratificación de las diferentes aguas superiores e intermedias a lo ancho de la CCB. En esta figura se representan los perfiles de anomalía de densidad potencial hasta 400 m de estaciones próximas al PF y de estaciones próximas a la PA, junto algunas estaciones próximas al BF ya mostradas en la Figura 5.1b. La anomalía de densidad potencial de las aguas superficiales aumenta ligeramente en todos los transectos desde el BF hacia el PF a la par que disminuye la profundidad de la capa de mezcla. En la mayor parte de las estaciones interfrontales el perfil de anomalía de la densidad potencial muestra un aumento gradual con la profundidad al pasar de aguas la TBW a la TWW. Sólo en la estación 30 se observa un cambio brusco en el paso de la TBW a la TWW, posiblemente debido a la presencia de un remolino anticiclónico, que lleva la TBW hasta los 100 m. Mientras que en las estaciones al sur del PF, el agua superficial es TWW. Hacia capas más profundas el aumento de la anomalía de densidad potencial al pasar a aguas BDW sigue siendo gradual, destacando la poca profundidad a la que se localiza BDW en la estación 15 (mostrado también en Figura 3.3, T2).

Aunque no se muestran los gráficos, el análisis de los perfiles verticales de  $\gamma_\theta$  durante CIEMAR muestra una pendiente menor de la pycnoclina en las estaciones coincidentes con BREDDIES, aunque con una estratificación similar en ambas campañas. Respecto a la capa de mezcla, en algunas estaciones del trasecto BW (CIEMAR) se desarrolló una capa de mezcla una decena de metros mayor que la obtenida en las estaciones coincidentes de T1 (BREDDIES).

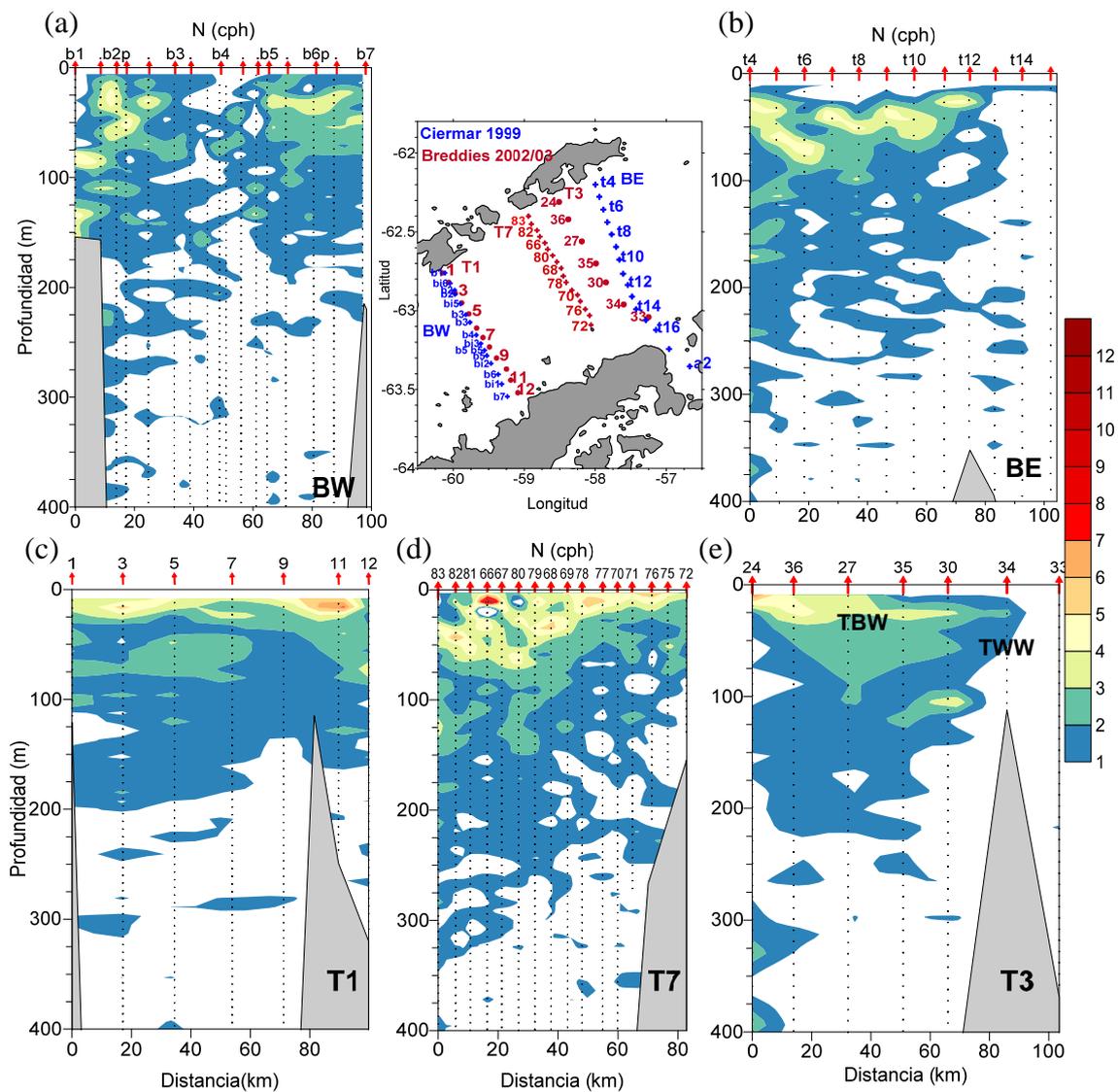
La estimación de la estratificación a partir de la variación vertical de la densidad permite analizar la estabilidad de la columna de agua. La frecuencia de Brunt-Väisälä,  $N$ , es la magnitud que se utiliza para cuantificar dicha estabilidad y se define a partir de la relación:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \left( \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \quad (5.1)$$

donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\rho_0$  es la densidad de referencia y  $(\partial \rho / \partial z)$  representa el gradiente vertical de densidad.  $N$  puede ser interpretada como la frecuencia vertical de oscilación de una parcela de fluido que ha sido desplazada de su posición de equilibrio y generalmente se expresa ciclos por hora (cph). Valores menores de 0.7 cph

no son fiables debido a encontrarse en el límite de incertidumbre de  $N$  asociado al método de cálculo (Muench *et al.*, 2002) por lo que serán filtrados y eliminados en todas las distribuciones verticales.

En la Figura 5.2 se representa la distribución de  $N$  en secciones verticales a lo largo del Estrecho, obtenida durante CIEMAR y BREDDIES.



**Figura 5.2.** Valores de la frecuencia de Brunt-Väisälä,  $N$  (cph), obtenidos en CIEMAR para los transectos BW(a) y BE(b) y en BREDDIES para los transectos T1(c), T7(d) y T3(e).

Observando la Figura 5.2 en conjunto, se puede apreciar en todos los transectos una clara diferenciación entre las aguas de la TBW, más estratificadas (generalmente

valores superiores a 2 cph), de las menos estratificadas TWW, con valores inferiores a 2 cph. Dentro de la TBW y hasta el límite con la TWW, encontramos valores de  $N$  máximos que señalan claramente la presencia de la piconclina. El valor de  $N$  disminuye a medida que las estaciones son TWW y va desapareciendo la piconclina

Se puede apreciar que en BREDDIES (Figura 5.2.c, d, e) la estratificación es mayor que en CIEMAR (Figura 5.2.a, b) y concentrada en los primeros 30 - 60 m asociada a una piconclina más intensa. En los transectos T1 y T3 se observan máximos de  $N$  en superficie, aunque en diferentes zonas: en T1 se observa en proximidad de la PA (estación 11 con  $N$  de 7 - 8 cph), mientras que en T3 se observa próximo a las ISS (estación 24 con  $N$  de 6 cph), denotando en ambos casos un aumento de la estabilidad debido al descenso de la densidad de las capas superiores por los aportes de agua dulce del deshielo desde la costa. En T3 se observa también un alto valor de  $N$  a unos 100m de profundidad (estación 30) coincidiendo con un alto gradiente de densidad asociado a la perturbación del campo de densidad por un remolino anticiclónico. En el transecto T7 la estratificación se mantiene alta (Figura 5.2.d), los máximos también están más distribuidos hacia la zona central de la cuenca y llegan a profundidades mayores que en los transectos T1 y T3, posiblemente coincidentes con la actividad de remolinos en la zona interfrontal. La mayor variabilidad observada en la distribución de  $N$  en T7 es debida a la mejor resolución espacial de dicho transecto.

En CIEMAR hubo una menor estratificación, con valores inferiores a 4 cph en TBW pero alcanzando una mayor profundidad. En BW se identificaron valores máximos hasta 150 m en las zonas costeras (ISS y PA). En BE los máximos estaban más repartidos hacia la parte central de la cuenca en los primeros 75 m, manteniendo máximos de 3.7 cph sobre el BF (entre las estaciones t4 y t6) y más al sur, entre las estaciones t11- t12 (BE), en el PF. De nuevo, la mejor resolución espacial de CIEMAR muestra distribuciones de  $N$  menos suavizadas, que también parecen estar relacionados con la actividad mesoesalar en la zona interfrontal, con remolinos que alcanzaron mayores profundidades que en BREDDIES.

En resumen, en la CCB<sub>r</sub> no hay una capa de mezcla grande (de 30 a 50 m como máximo) y además, va desapareciendo conforme progresa el verano, con estratificación prácticamente desde superficie en muchas regiones. En estaciones próximas al talud de

la PA de los transectos más orientales, aparecen valores altos de  $N$  en superficie, asociados al PF. Hacia el norte de este frente aparecen valores altos de  $N$  entre 50 y 100 m que podrían corresponder a los bordes de remolinos u otras estructuras mesoescalares. Estos altos valores se suelen observar también en la base de la picnoclina que separa la TBW de la TWW. En esta zona se han observados escalones de mezcla que podrían estar relacionados con procesos de mezcla a pequeña escala debido a la cizalla vertical entre ambas masas de agua. En las zonas más próximas a la PA también se observó una elevada estratificación en algunos puntos asociada a los aportes procedentes del deshielo de glaciares y de la costa. Por último, también se observaron valores altos de estratificación en la base del BF, de unos 3 - 4 cph, relacionados con el encuentro entre la TBW y la TWW.

### 5.3.- MAGNITUDES BÁSICAS EN LA MEZCLA DIAPICNA

Los flujos difusivos turbulentos verticales se pueden estimar, por analogía con los procesos de difusión molecular, a partir del gradiente vertical de la propiedad,  $C$ , y una constante de proporcionalidad que será el coeficiente de difusividad turbulento vertical. Su cuantificación conlleva el cálculo de magnitudes asociadas al estudio de la mezcla diapicna que han sido obtenidas en este trabajo y cuyas expresiones se expondrán en esta sección.

#### 5.3.1.- Flujo de densidad de Reynolds. Tendencia de densidad

En general, si se dispone del campo de una propiedad  $C(x,y,z,t)$ , la tasa de cambio de dicha propiedad siguiendo los elementos de fluido se puede calcular como:

$$\frac{DC}{Dt} = \frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} + w \frac{\partial C}{\partial z} \quad (5.2)$$

donde  $(u,v,w)$  son las componentes cartesianas del campo de velocidades.

Aplicando (5.2) a la densidad se obtiene la definición de tendencia de la densidad instantánea, que tiene unidades en el SI de  $\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$ , como:

$$w_\rho = \frac{D\rho}{Dt} = \frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (5.3)$$

Por otro lado, teniendo en cuenta la Ecuación de Conservación de la Masa,

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho(\nabla \cdot \bar{u}) = 0 \quad \rightarrow \quad w_\rho + \rho(\nabla \cdot \bar{u}) = 0 \quad (5.4)$$

(5.4) indica que la tendencia de densidad instantánea es nula ( $w_\rho = 0$ ) en el caso de los fluidos incompresibles. Sin embargo, para poder analizar el efecto de la turbulencia sobre la tendencia de la densidad, debemos descomponer el campo de densidad y el campo de velocidades instantáneas como la suma de un término promedio ( $\sim$ ) más uno de perturbación ( $'$ ):

$$\rho = \bar{\rho} + \rho' \quad u = \bar{u} + u' \quad v = \bar{v} + v' \quad w = \bar{w} + w'$$

Sustituyendo en (5.3), calculando el promedio para cada término y teniendo en cuenta que el promedio de las perturbaciones será nulo ( $\overline{\rho'} = \overline{u'} = \overline{v'} = \overline{w'} = 0$ ), queda:

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{u}\bar{\rho})}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}\bar{\rho})}{\partial y} + \frac{\partial(\bar{w}\bar{\rho})}{\partial z} = - \left( \frac{\partial(\overline{u'\rho'})}{\partial x} + \frac{\partial(\overline{v'\rho'})}{\partial y} + \frac{\partial(\overline{w'\rho'})}{\partial z} \right) \quad (5.5)$$

De manera análoga a (5.3), se define entonces la tendencia de densidad media,  $\tilde{w}_\rho$ , como,

$$\tilde{w}_\rho = \frac{D\bar{\rho}}{Dt} = \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \quad (5.6)$$

donde  $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$  son las componentes cartesianas de la velocidad media.

Por otro lado, el flujo de densidad de Reynolds,  $\tilde{F}$ , se define a través de la correlación entre las fluctuaciones de la densidad y velocidades, y tiene unidades en el sistema internacional de  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ .

$$\tilde{F} \equiv (\tilde{F}_x, \tilde{F}_y, \tilde{F}_z) \equiv (\overline{u'\rho'}, \overline{v'\rho'}, \overline{w'\rho'}) \quad (5.7)$$

Por simplicidad, a partir de aquí omitiremos  $\sim$  para las magnitudes promedio.

Como  $F$  es perpendicular a las isopicnas y estas presentan una pequeña pendiente, podemos aproximar  $F$  por su componente vertical,  $F_z = \overline{w'\rho'}$ . En el caso que la convergencia o divergencia del flujo vertical sea mucho mayor que la convergencia o divergencia del flujo horizontal, podremos aproximar su divergencia por la derivada vertical,

$$\nabla \cdot F \approx \partial F / \partial z \quad (5.8)$$

Siguiendo la analogía de los flujos difusivos moleculares,  $F_z$  se suele expresar en función del gradiente vertical de la densidad y de un coeficiente de difusión turbulenta vertical de densidad,  $K_z$ , de la siguiente forma,

$$F_z = -K_z \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (5.9)$$

Teniendo en cuenta las expresiones (5.5), (5.6) y (5.7), se puede obtener la tendencia de la densidad media a partir de la divergencia del flujo de densidad de Reynolds con la expresión,

$$w_\rho = -\nabla \cdot F \quad (5.10)$$

Y a partir de (5.8), (5.9) y (5.10), es posible estimar tendencia de densidad media a partir de la estratificación y del coeficiente de difusividad turbulenta vertical a partir de,

$$w_\rho = -\frac{\partial F_z}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z} \left[ -K_z \frac{\partial \rho}{\partial z} \right] = \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial K_z}{\partial z} + K_z \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} \quad (5.11)$$

Las expresiones (5.10) y (5.11) indican que la tendencia de densidad media se puede estimar a partir del cálculo de las variaciones vertical de  $F_z$  (Rodríguez-Santana, 1997) Esta tendencia de densidad no nula indica la presencia de mezcla diapirica por cizalla turbulenta vertical, que está modificando la distribución vertical de densidad, de manera que convergencia de  $F_z$  indicará una tendencia de densidad media positiva (aumento de la densidad en la profundidad estudiada), mientras que divergencia de  $F_z$  indicará una tendencia de densidad media negativa (disminución de la densidad en la profundidad estudiada). El efecto de este tipo de mezcla en los perfiles de densidad es la aparición de escalones (Rodríguez-Santana *et al.*, 2001, Pelegrí *et al.*, 1998). En la expresión 5.11 se pone de manifiesto que aún en zonas con baja estratificación pueden darse valores altos de tendencia de la densidad media en zonas con variaciones verticales altas del coeficiente de difusividad turbulento. Variaciones verticales de la tendencia de la densidad media proporcionan zonas de convergencias o divergencias diapiricas que cambian la separación entre las isopiricas y que se reflejarían como escalones en los perfiles verticales de densidad. Ello significaría que la dinámica de la

zona está condicionada por la presencia de procesos de mezcla turbulenta asociada a cizalla vertical del flujo horizontal (Rodríguez-Santana, 1997).

No siempre es posible la estimación del coeficiente de difusividad vertical a partir de los datos obtenidos en campañas oceanográficas ya que se necesita una instrumentación y unas metodologías específicas. Cuando se carece de estas medidas, se utilizan parametrizaciones que permiten obtener su valor. El tipo de parametrización dependerá de los procesos físicos involucrados en la generación de las inestabilidades turbulentas. Muench *et al.* (2002), Law *et al.* (2003), Howard *et al.* (2004), Naveira *et al.* (2004) y Cisewski *et al.* (2005), han realizado estudios de mezcla diapicna en la región antártica considerando como proceso físico dominante la cizalla vertical del flujo horizontal. Las parametrizaciones vienen en función del número de gradiente de Richardson, que es descrito en el siguiente apartado.

### 5.3.2.- Número de gradiente de Richardson

Como se mostró en (5.11), tanto la estratificación con la difusividad turbulenta vertical juegan un papel fundamental en la aparición de mezcla diapicna y se está asumiendo en este desarrollo que el proceso dominante es la cizalla vertical del flujo horizontal. El gradiente del número de Richardson,  $Ri$ , es una magnitud que evalúa la importancia relativa de la estratificación y de la cizalla vertical del flujo horizontal. El número del gradiente de Richardson se define como:

$$Ri = \frac{\langle N^2 \rangle}{\langle S^2 \rangle} \quad (5.12)$$

donde  $\langle N \rangle$  es el promedio de la frecuencia de Brunt-Väisälä (ec. 5.1) y  $\langle S \rangle$  es el promedio de la cizalla vertical (ec. 5.13 ó 5.14) del flujo horizontal en unas las escalas de espacio-temporales determinadas por los datos. La interpretación de los procesos de mezcla a partir de los valores de  $Ri$  debe hacerse con precaución pues depende tanto de los valores de estabilidad ( $N$ ) como de cizalla vertical del flujo horizontal ( $S$ ).

La cizalla vertical es el cambio vertical de las componentes horizontales de la velocidad, y la expresión discretizada para una capa de grosor  $\Delta z$  se puede estimar a

partir de las componentes medias de la velocidad horizontal en dicha capa. Generalmente se trabaja con el cuadrado de la cizalla vertical, que se obtiene como,

$$S^2 = \frac{(\Delta \langle u \rangle)^2 + (\Delta \langle v \rangle)^2}{\Delta z^2} \quad (5.13)$$

Una de las principales dificultades en los estudios de mezcla es tener la adecuada resolución vertical para observar las inestabilidades a pequeña escala propias de la mezcla diapicna analizada. Tanto en CIEMAR como en BREDDIES se contó con datos de CTD, por lo que se utilizaron velocidades geostróficas relativas a 500 dbar, y perpendiculares a la sección, y en este caso para, la estimación de la cizalla vertical se usó la siguiente expresión:

$$S_{geos.} = \frac{\Delta \langle v \rangle_{geos.}}{\Delta z} \quad (5.14)$$

Donde  $v_{geos.}$  es la componente de la velocidad geostrófica perpendicular al transecto. Para poder realizar futuras comparaciones se promediaron las velocidades geostróficas en celdas de 8 y 16m y fueron las utilizadas para obtener la cizalla vertical a partir del flujo geostrófico siguiendo (5.14)

En el caso de la campaña BREDDIES se pudieron estimar directamente velocidades a partir del ADCP del barco, aunque para el estudio de los procesos de mezcla diapicna sólo se utilizaron los datos de velocidad adquiridos con el barco parado en las estaciones de CTD. El alcance vertical de los perfiles de ADCP fue de hasta unos 350-400 m de profundidad, si bien en los transectos T1 y T4 el mal estado de la mar impidió obtener datos de ADCP de calidad aceptable. Dependiendo del transecto se pudieron estimar las velocidades en celdas verticales de 8 m (T7) o de 16 m (T2 y T3). En este caso, al disponer de datos de velocidad horizontal medidas con ADCP con componentes Este ( $u$ ) y Norte ( $v$ ), la cizalla vertical del flujo se obtuvo a partir de la expresión

$$S_{ADCP} = \frac{\sqrt{\Delta (\langle u \rangle)^2 + \Delta (\langle v \rangle)^2}}{\Delta z} \quad (5.15)$$

donde  $\langle u \rangle$  y  $\langle v \rangle$  indican el promediado de las componentes este y norte de la velocidad en una celda de 8 ó 16 m, dependiendo del transecto.

La elección del tamaño de celda no es casual, sino que responde a la intención de que se produzca la mejor estimación posible de los gradientes verticales de densidad y velocidad. De hecho, un aspecto a tener en cuenta para los cálculos del número de gradiente de Richardson,  $Ri$ , en regiones bien estratificadas es el efecto del suavizado en los datos de densidad y velocidad (Millar y Evans, 1985; Padman y Jones, 1985; Rodríguez-Santana *et al.*, 1999) ya que el suavizado con tamaños de celdas de 10 m causa un considerable incremento en la estimación de  $Ri$ . Otro aspecto a considerar es el tiempo de promediado más apropiado para la obtención de los perfiles, ya que un tiempo excesivamente largo también puede producir una sobreestimación de los valores de  $Ri$  aún cuando la resolución vertical sea aceptable (Muench *et al.*, 2002). Teniendo en cuenta estos aspectos y al hecho de que las aguas superiores de la Cuenca Central de Bransfield se daba la ocurrencia de frentes y otras estructuras mesoscales con altos gradientes horizontales de las distintas propiedades en la columna de agua, se tomó un intervalo de 30 minutos (primera media hora del cast) para el promediado de los perfiles verticales de ADCP. Este intervalo se corresponde también con el tiempo necesario del perfil de bajada CTD hasta los 500m, que es hasta donde había posibilidad de tener datos simultáneos de ADCP y CTD.

Teniendo en cuenta los promediados necesarios para el cálculo de la cizalla vertical, para el cálculo de los perfiles verticales de  $Ri$  se ha realizado previamente un promediado de los perfiles verticales de densidad potencial a celdas de 8 ó 16 metros, según los transectos, y se estimó  $\langle N \rangle$  con estos valores promedio utilizando la expresión (5.1).

### 5.3.3.- Coeficiente de difusión turbulenta vertical

Dentro de las posibles parametrizaciones de  $K_z$  asociados a mezcla diapicna por cizalla vertical del flujo, en este apartado plantearémos cuál es el óptimo para nuestra región de estudio.

En este estudio se partió de la parametrización Munk y Anderson (1948) modificada por Peligrí y Csanady (1994) y por Rodríguez-Santana (1997 y 1999). En esta parametrización se utiliza el número del gradiente de Richardson como indicador

de la posibilidad de mezcla en la parte estratificada de la columna de agua, relacionando  $K_z$  con  $Ri$  por:

$$K_z = 2.6 \cdot 10^{-3} \cdot (1 + 10 \cdot Ri)^{-3/2} \quad (5.16)$$

Autores como Muench *et al.* (2002) y Cisewski *et al.* (2005), que utilizaron la parametrización de Pacanowski y Philander (1981), igualmente basada en la estructura de la función  $K_z(Ri)$ , añadieron un valor de fondo de  $10^{-5}$  para  $K_z$ . Así, en zonas de baja estratificación y con valores de cizalla de aproximadamente  $3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ , obtuvieron valores bajos de  $Ri$  con los que encontraban valores de  $K_z$  del orden de  $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

En principio, este valor de fondo, que podría ser válido para zonas poco estratificadas, habría que modificarlo para la Cuenca Central de Bransfield, dado que a pesar de haber observado valores de cizalla similares a los obtenidos por Muench *et al.*, (2002) y Cisewski *et al.* (2005), la estratificación observada en el Estrecho de Bransfield es mayor de la habitual en aguas polares. Optamos, por utilizar un valor de fondo de  $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  acorde con los utilizados en otros estudios desarrollados en picnoclinas y frentes baroclinos (Large, 1994, Gregg, 1989). La parametrización finalmente elegida para esta tesis fue una tipo Munk-Anderson (Munk y Anderson, 1948) modificada, dada por la expresión:

$$K_z = 2.6 \cdot 10^{-3} \cdot (1 + 10 \cdot Ri)^{-3/2} + 10^{-6} \quad (5.17)$$

Teóricamente 0.25 es tomado como el valor sub-crítico de  $Ri$  que marca la condición necesaria para la mezcla diapicna debido a cizalla vertical del flujo. En la práctica, el método de estimación de  $Ri$  conlleva una sobrestimación del mismo, de manera que puede considerarse que hay mezcla diapicna en aquellas zonas en las que se obtengan valores de  $Ri$  menores de 1 (Muench *et al.*, 2002).

## 5.4.- MEZCLA DIAPICNA EN LA CUENCA CENTRAL DEL BRANSFIELD

A lo largo de esta sección iremos analizando los valores de  $Ri$ ,  $K_z$  y  $w_\rho$ , obtenidos en diferentes transectos de ambas campañas. El objetivo es identificar zonas con alta probabilidad de mezcla diapicna y cuantificar los valores característicos de los coeficientes de difusión turbulenta vertical. A la hora de interpretar los valores de las diferentes magnitudes asociadas a la mezcla diapicna hay que tener cuidado debido a la diferente resolución espacial y a la diferente procedencia de los datos de velocidad ya comentados a lo largo de este trabajo. En CIEMAR la resolución horizontal en el campo es mayor pero la cizalla se infraestimarán debido a que no se cuentan con datos de ADCP como en BREDDIES. Por ello a la hora de establecer valores característicos de mezcla en CCB<sub>r</sub> sólo consideraremos las observaciones durante BREDDIES.

### 5.4.1.- Valores característicos del número de gradiente de Richardson en CCB<sub>r</sub>.

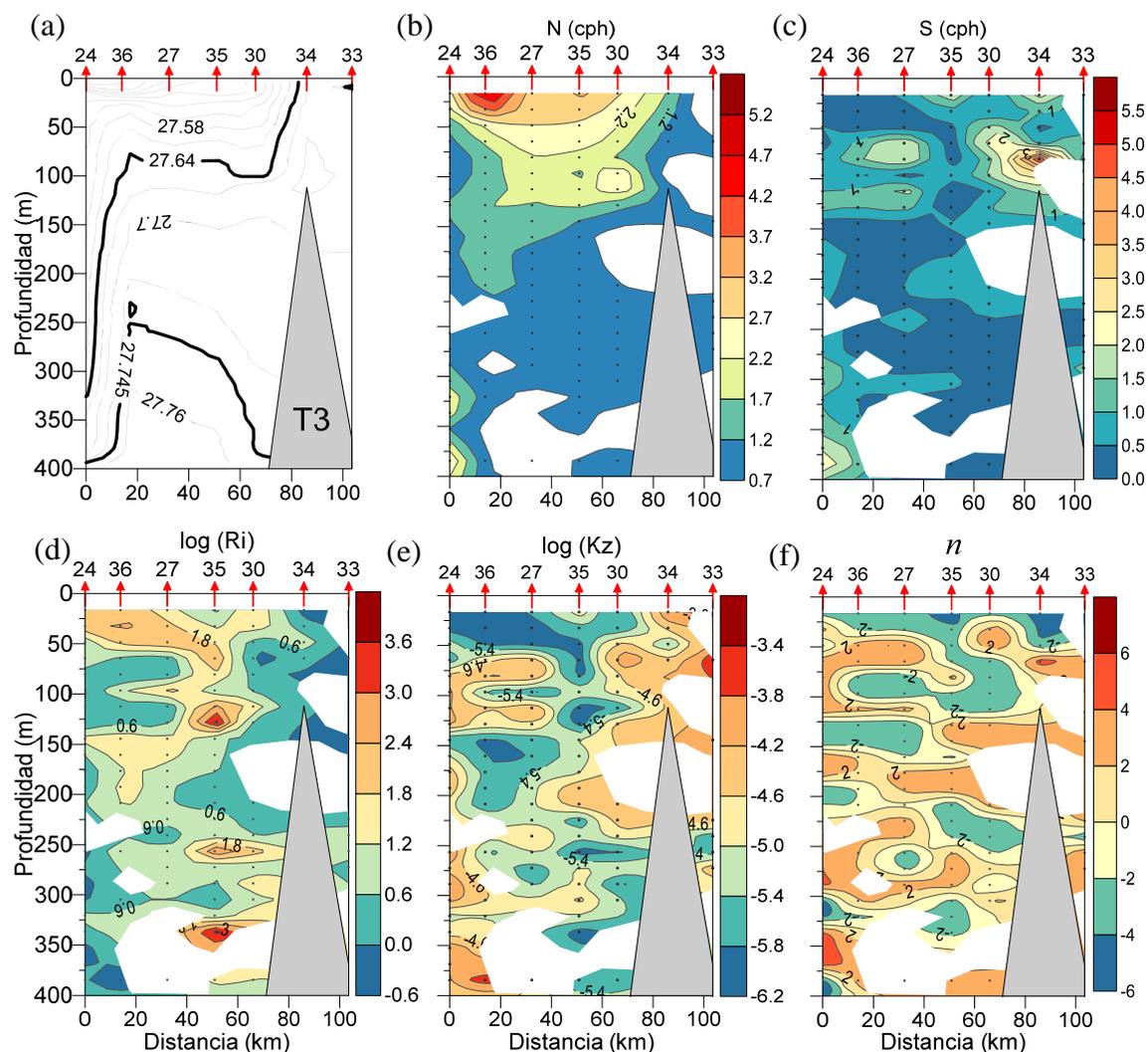
Debido al rango de variación de  $Ri$ , es frecuente representar su logaritmo,  $\log(Ri)$ , en lugar del valor de  $Ri$  (Rodríguez-Santana, 1997). Dada la sobreestimación del número de gradiente de Richardson ya comentada asociada al método de cálculo, consideraremos que la intensidad de los procesos de mezcla diapicna cuando se utilizan datos de velocidad obtenidos con ADCP es:

- Alta: con  $Ri$  entre 0.25 y 0.75, lo que conlleva valores de  $\log(Ri)$  entre -0.6 y -0.12.
- Media: con  $Ri$  entre 0,75 y 4, lo que conlleva valores de  $\log(Ri)$  entre -0.12 y 0.6.
- Muy baja: con  $Ri$  mayores de 4, lo que conlleva valores de  $\log(Ri)$  mayores de 0.6.

$Ri$  menores de 0,25 ( $\log(Ri) < -0.6$ ) serían propios de procesos turbulentos a mayor escala que los de mezcla diapicna.



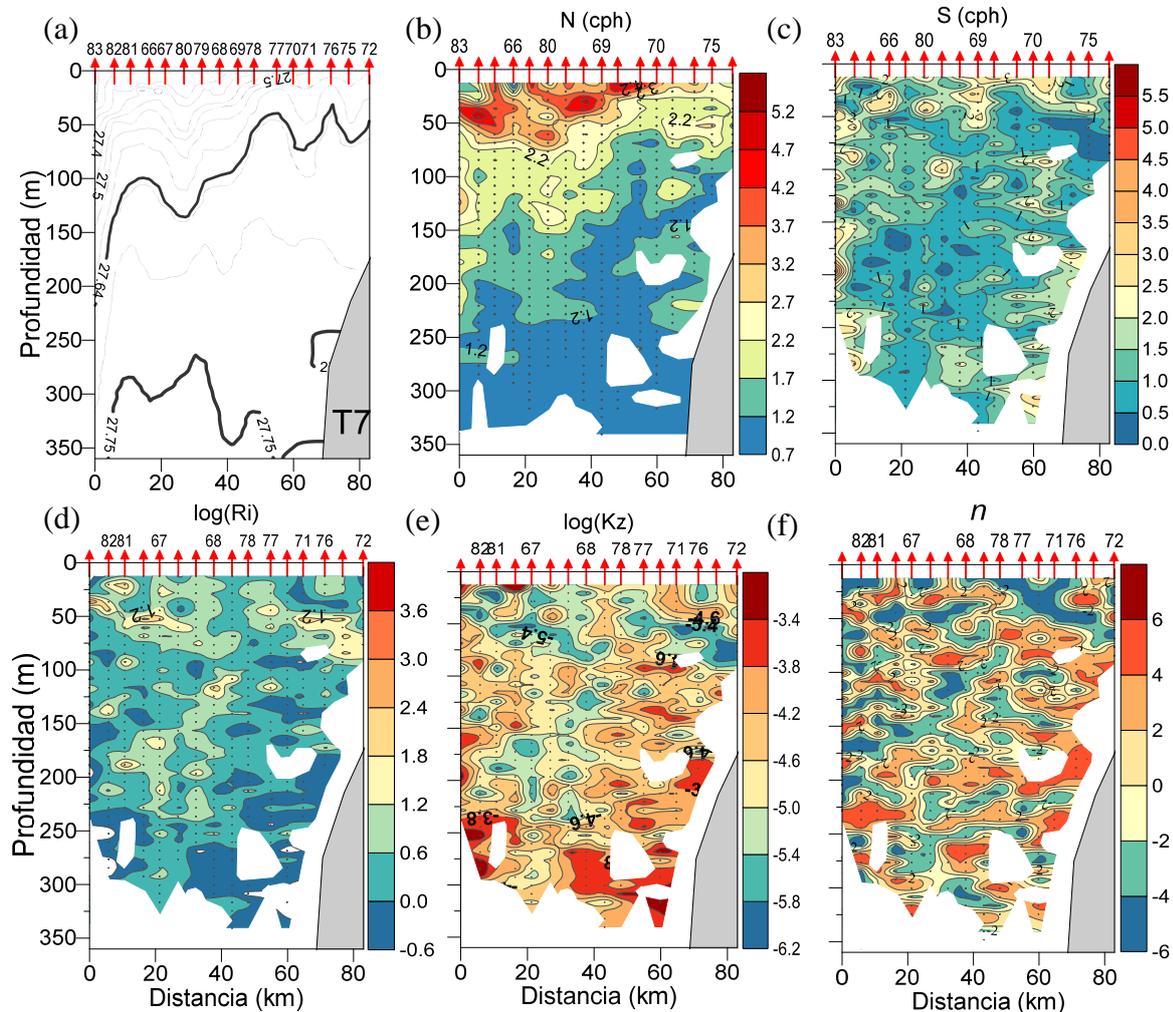
pasando por los canales entre las ISS. En T2 se obtiene otro valor destacable de  $S$  en la parte superior del límite entre TBW y TWW en PF (estación 17). La combinación entre  $N$  y  $S$  da como resultados  $\log(Ri)$  del orden de 0 ( $Ri$  de 1) en todas la zonas comentadas, llegando a  $\log(Ri)$  de -0.2 en la zona más superficial comprendida entre el talud de las ISS y BF.



**Figura 5.4.** Distribución vertical magnitudes asociadas al estudio de la mezcla diapícnica en el transecto T3 (BREDDIES): (a)  $\gamma_0$ (kg/m<sup>3</sup>); (b)  $N$  (cph); (c)  $S$  (cph), calculada a partir de datos de velocidad medidos con ADCP; (d)  $\log(Ri)$ ; (e)  $\log(K_z)$  (m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>); y (f)  $n$ , de manera que  $w_p = \text{signo}(n) \cdot 10^{n-13}$  (kg m<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>)

En T3 se encuentran resultados muy parecidos (Figura 5.4). Los valores más altos de  $S$ , en torno a 2.4 cph, se obtienen en la base del PF, dentro de las aguas TBW (Figuras 5.4 a y c). Valores entre 1.6 y 1.8 cph se obtienen en el talud de las ISS a 300 y 375 m coincidiendo con gradientes asociados a la CDW. Entre las estaciones 36 y 27, en el BF se obtienen valores similares, 1.8 cph en el límite entre TBW y TWW, y 1.6

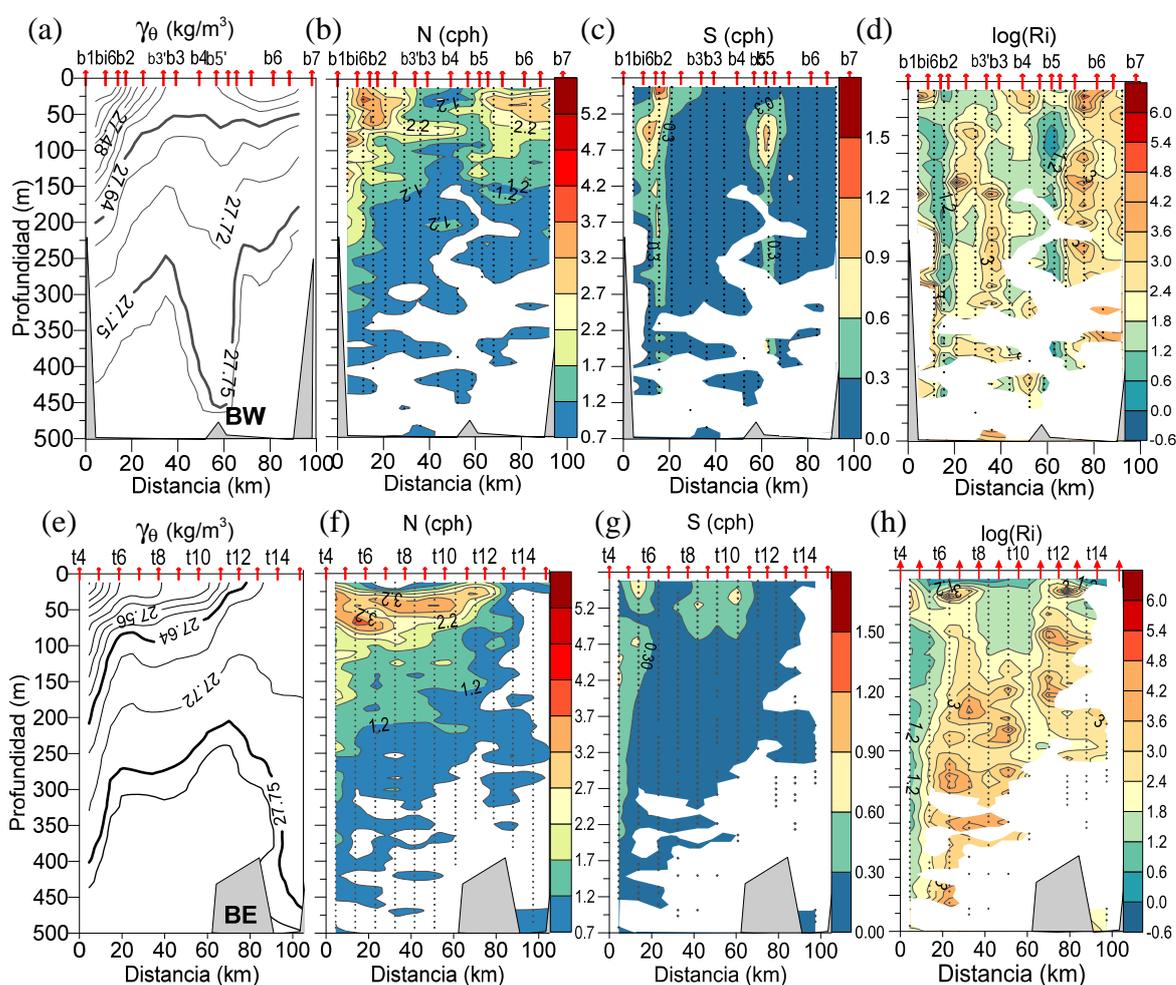
cph en el límite entre CDW y BDW. La combinación de valores de  $N$  y  $S$  da  $\log(Ri)$  máximos de  $-0.25$  tanto en el PF (Figura 5.4 d, estación 30), y en la base de CDW y de TBW en el talud de las ISS (ambas en estación 24). Un valor relativamente alto de  $0.25$  cph se obtiene entre las estaciones 30 y 37, en el BF.



**Figura 5.5.** Distribución vertical magnitudes asociadas al estudio de la mezcla diapycna en el transecto T7 (BREDDIES): (a)  $\gamma_0$ (kg/m<sup>3</sup>); (b)  $N$  (cph); (c)  $S$  (cph), calculada a partir de datos de velocidad medidos con ADCP; (d)  $\log(Ri)$ ; (e)  $\log(K_z)$  (m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>); y (f)  $n$ , de manera que  $w_p = \text{signo}(n) \cdot 10^{|n|-13}$  (kg m<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>).

El transecto T7 (Figura 5.5) tenía una gran resolución espacial, con una distancia entre estaciones de 5-6 km, lo cual permitió obtener una distribución vertical de densidad muy detallada y caracterizar la presencia de remolinos anticiclónicos centrados en la estación 80 y la estación 71 (Figura 5.5 a). Valores relativamente altos de cizalla vertical,  $S$ , de 2.5 a 3 cph, se encontraron en los bordes septentrionales de ambos remolinos (estaciones 66 y 70 respectivamente). En la estación más próxima al talud, al igual que ocurría en el resto de transectos de BREDDIES, se observaron valores

relativamente altos en el límite entre la CDW y la TBW, llegando 3.5 cph (Figura 5.5.b). Este transecto no atravesó en PF por lo que no se pudieron analizar los valores de cizalla en esta zona. No obstante, en la misma estación 71, pero a mayor profundidad (entre 100 y 150 m) en aguas de la TWW (Figura 5.5a) se identificaron valores de  $S$  entre 1.5 y 2.5 cph. Los menores valores del  $\log(Ri)$  también se obtiene en estas estructuras: con valores entre -0.6 y 0.0 a 100 y 125 m en la estación 83; -0.6 en los primeros 60 m, a 100 y 150 m de la estación 71; y 0 en los primeros 50m de la estación 66.



**Figura 5.6.** Distribución de variables en las secciones BW y BE de CIEMAR: (a) y (e)  $\gamma_\theta$  ( $\text{kg/m}^3$ ); (b) y (f)  $N$  (cph); (c) y (g)  $S$  (cph); (d) y (h)  $\log(Ri)$ , respectivamente.

En la Figura 5.6 se representan los valores de  $S$  y  $\log(Ri)$ , entre otras variables, para los transectos BW y BE de CIEMAR. Los mayores valores de cizalla vertical se obtienen en las capas más superficiales de las estaciones del BF (b2 en BW y t5 en BE), con valores de 1.4 cph en BW y 0.8 cph en BE. Estos valores máximos son bastante

inferiores a los obtenidos en BREDDIES, debido a no disponer de datos ACDP durante CIEMAR y obtener  $S$  con velocidades geostróficas.

En el transecto BW la estación del BF (estación b2) muestra valores relativamente altos de cizalla vertical a varias profundidades entre las que se incluyen, la capa de TBW a 100 m, la zona de encuentro de la TBW y la TWW, y la zona de encuentro entre CDW y TWW. En la zona interfrontal se genera un remolino anticiclónico centrado en b4. En el borde meridional de dicho remolino, se observa otra zona con  $S$  relativamente alta, entre 0.8 y 1 cph. En el transecto BE los valores relativamente altos de  $S$  se obtienen en la estación más próxima al talud (t4) y en aguas TBW situadas justo por encima del PF (estación t11). Los mínimos valores del  $\log(Ri)$  están entre 0.5 y 1.2, mucho mayores de los esperados en zonas en las que parece que puede haber mezcla diapirna. Esto es debido a la sobreestimación de  $Ri$  asociada a tener que calcular  $S$  con velocidad geostrófica.

#### **5.4.2.- Valores característicos del coeficiente de difusión vertical turbulenta en CCB<sub>r</sub>.**

Conocer los coeficientes de difusión vertical turbulenta permite determinar el flujo difusivo de cualquier magnitud de la que se conozca su gradiente vertical (Ecuación 5.9 generalizada a cualquier propiedad). Uno de los objetivos de esta tesis es determinar los valores típicos del coeficiente de difusividad vertical en la CCB<sub>r</sub> para que puedan ser utilizados para trabajos futuros en la región en los que se necesiten estimar flujos difusivos de propiedades. La parametrización mostrada en la Ecuación 5.17 permite obtener los coeficientes de difusión vertical turbulenta a partir del número de gradiente de Richardson.

En la tabla 5.1 se resumen los valores máximos de  $K_z$  obtenidos en las diferentes estructuras presentes en la CCB<sub>r</sub> teniendo en cuenta únicamente los valores de  $Ri$  descritos en el apartado anterior durante BREDDIES. En las Figuras 5.3e, 5.4e y 5.5e se muestra la distribución del  $\log(K_z)$ .

A pesar de que podría resultar útil tener tabulados valores de  $K_z$  a distintas profundidades, en la CCB<sub>r</sub> se observa una variabilidad espacial, tanto horizontal como vertical, muy alta en los valores de difusidad vertical.

**Tabla 5.1:** Valores mínimos de  $Ri$  y máximos de  $K_z$  obtenidos en diferentes zonas de la CCB<sub>r</sub> durante BREDDIES.

	BF	TBW-TWW en BF	CDW-TWW en BF	TBW en PF	TBW en remolinos interfrontales	TWW bajo remolinos interfrontales
$Ri$	0.63	1.00	0.50	1.00	0.50	0.56
$\log(Ri)$	-0.2	0	-0.3	0	-0.3	-0.25
$K_z$ ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )	$1.3 \cdot 10^{-4}$	$7.2 \cdot 10^{-5}$	$1.8 \cdot 10^{-4}$	$7.2 \cdot 10^{-5}$	$1.8 \cdot 10^{-4}$	$1.5 \cdot 10^{-4}$
$\log(K_z)$	-3.9	-4.1	-3.7	-4.1	-3.7	-3.8

#### 5.4.3.- Valores característicos de la tendencia media de la densidad en CCB<sub>r</sub>. Mezcla diapicna en la CCB<sub>r</sub>.

La convergencia o divergencia diapicna se analiza a partir de los valores de  $w_\rho$ . Valores positivos de  $w_\rho$  indican la existencia de convergencia del flujo difusivo, mientras que  $w_\rho$  negativa indica la divergencia de dicho flujo. En las Figuras 5.3f, 5.4f y 5.5f se representa un valor,  $n$ , relacionado con el logaritmo de la tendencia de densidad normalizada a  $10^{-13} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ .  $n$  verifica que  $\log\left(\frac{w_\rho}{10^{-13}}\right) = |n|$  y la relación entre este parámetro y  $w_\rho$  es,

$$w_\rho = \text{signo}(n) \cdot 10^{|n|-13} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$$

Los resultados obtenidos en los transectos de BREDDIES analizados, muestran que a lo largo de todo el transecto se alternan tendencia de densidad positiva y negativa, con muy pocas zonas con tendencia de densidad de  $10^{-13} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ , que sería el valor más bajo que puede tomar en la CCB<sub>r</sub>. Por transectos, tanto en T2 (Figura 5.3f) como en T3 (Figura 5.4f) se llega a valores de  $n$  de  $\pm 5$ , que implica valores límites de tendencia media de la densidad de  $\pm 10^{-8} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ . La diferencia más notable entre

ambos transectos es el predominio de tendencia de densidad media positiva ( $n$  entre 4 y 5) en los primeros 50 m de las estaciones más septentrionales de T2 (23, 21 y 19), que no se observa en T3. La alta resolución espacial, así como la utilización de celdas de 8 m para el promedio de velocidades del ADCP hace que T7 (Figura 5.5f) muestre una mayor variabilidad, con valores máximos de tendencia media de la densidad un orden de magnitud mayor ( $n$  de  $\pm 6$ , que implica valores de  $w_\rho$  de  $\pm 10^{-7}$  kg m<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>). Tampoco en T7 se observa el predominio de tendencia media de la densidad positiva en capas superficiales que se observa en T2.

El análisis conjunto de las figuras de  $\log(Ri)$  y  $n$  en los tres transectos muestra que las estructuras de la CCB<sub>r</sub> en las que son más importantes los procesos de mezcla diapicna son:

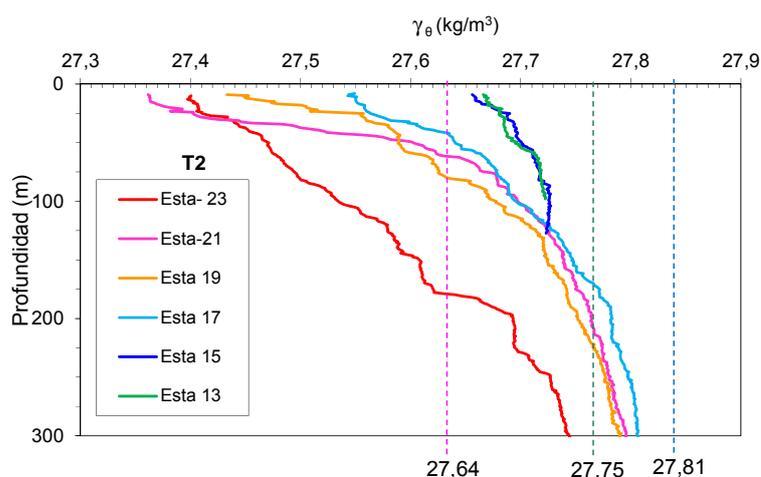
- Las estaciones más próximas al talud de las ISS:
  - En torno a los 50 m de profundidad, posiblemente asociado a la presencia de agua calida de plataforma de las ISS.
  - En el límite entre TBW y CDW (27.64 kg m<sup>-3</sup>), donde la alta cizalla origina valores intermedios de  $\log(Ri)$ , difusividades altas y valores de  $n$  entre -5 y 5 (valores de  $w_\rho$  entre  $-10^{-8}$  kg m<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup> y  $10^{-8}$  kg m<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>). Por tanto hay variaciones de  $w_\rho$  en la vertical, mostrando zonas de divergencia y zonas de convergencia del flujo.
- Estaciones en BF:
  - A profundidades mayores de la marcada por la isopicna 27.64 kg m<sup>-3</sup>, en la zona de encuentro entre CDW y TWW. De nuevo se aprecian valores altos (en valor absoluto) de  $w_\rho$ , alternando su signo.
- Estaciones próximas a PF
  - En estaciones próximas de PF, aún con agua TBW. Por encima de 27.64 kg m<sup>-3</sup> se identifica una zona de divergencia del flujo difusivo ( $w_\rho < 0$ ). En ocasiones, justo por debajo, en la zona ocupada ya por TWW se observa convergencia del flujo difusivo ( $w_\rho > 0$ )

Aunque requiere disponer de más datos, los resultados (Figura 5.5 y 5.6) parecen indicar que también las estructuras mesoescalares que se generan en la zona interfrontal, cuando llegan a afectar a aguas TWW, originan variaciones verticales de la tendencia de densidad media.

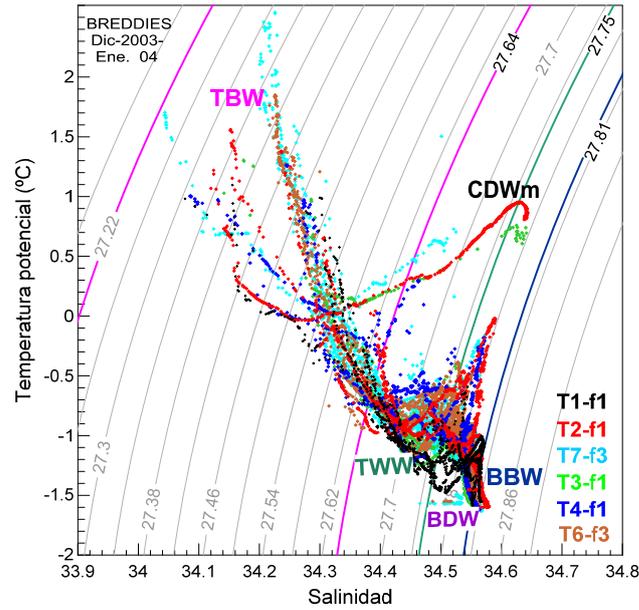
#### 5.4.4.- Efectos de la mezcla diapicna en CCB<sub>r</sub>

Los efectos de la mezcla diapicna permitiría explicar ciertas características que hemos estado viendo a lo largo de este trabajo y que hasta ahora no podíamos justificar objetivamente.

- Efectos en los perfiles de anomalía de densidad: En la Figura 5.7 se muestran los perfiles de anomalía de densidad potencial en las diferentes estaciones del transecto T2. En ella se observan escalones de pequeña escala que se encuentran en todas las estaciones y a todas las profundidades mostradas. Este tipo de escalones podrían ser debidos tanto a mezcla diapicna asociada a la cizalla vertical del flujo como a rotura de ondas internas. Los valores de la tendencia de la densidad media obtenidos a la largo del transecto (Figura 5.3f), alternantes además en signo, permiten establecer que los procesos de mezcla difusivos asociados la cizalla vertical del flujo pueden jugar un importante papel en el desarrollo de los mismos.



**Figura 5.7.** Perfiles de anomalía de la densidad potencial en los primeros 300 m de la columna de agua en las diferentes estaciones del trasecto T2. Se marcan las isopícnas límite entre TBW-TWW; TWW-BDW y BDW-BBW.



**Figura 5.8.** Diagrama  $\theta$ -S de la campaña BREDDIES. En rojo aparecen los datos tomados en T2. Se marcan las isopícnas límite entre TBW-TWW; TWW-BDW y BDW-BBW.

- Efectos en la transformación de masas de agua: Al analizar los diagramas  $\theta$ -S en el capítulo 3 resultaba complicado establecer límites entre TBW y CDW. Las aguas de las estaciones más próximas al talud de las ISS, más influenciadas por CDW, mostraban un cambio muy brusco de densidad en muy pocos metros en el paso de aguas con características TBW a CDW. En la Figura 5.8 se observa este brusco cambio en puntos de T2, que corresponden a la estación 23, en cuyo perfil de anomalía de la densidad (Figura 5.7) también se observaba un brusco cambio de anomalía de densidad potencial,  $\gamma_{\theta}$ . Los estudios de mezcla diapícnica realizados permiten decir que en esa zona se están dando procesos de convergencia y divergencia de flujos difusivos que favorecen la mezcla diapícnica de esas dos masas de agua.

# Capítulo 6

---

## Conclusiones y trabajos futuros

---

### 6.1.- CONCLUSIONES

A continuación se sintetizan y enumeran las principales conclusiones de este trabajo

- (1) Nuestras observaciones de alta resolución ( $\Delta x = 9.3\text{km}$ ) han permitido definir y caracterizar con mayor precisión, respecto a observaciones previas, los rangos de propiedades y los diagramas  $\theta$ -S de las masas de agua en Cuenca Central del Estrecho de Bransfield. Se han podido establecer las siguientes anomalías de densidad potencial límite entre masas de agua:  $27.64\text{ kg/m}^3$  entre TBW y TWW;  $27.75\text{ kg/m}^3$  entre TWW y BDW; y  $27.81\text{ kg/m}^3$  entre BDW y BBW. CDWm se localiza entre  $27.64\text{ kg/m}^3$  y  $27.79\text{ kg/m}^3$ , siendo su principal característica su relativamente alta temperatura en las profundidades a las que se localiza (250 – 650m).
- (2) La resolución adoptada en nuestro muestreo,  $\Delta x \sim 9.3\text{km}$ , ha permitido establecer un nuevo patrón para la distribución de las masas de agua con resolución de mesoscala, mucho más compleja a lo previamente observado. Como elementos nuevos hemos podido identificar la presencia de una lengua de CDWm lo largo de la vertiente Sur del Talud de las ISS, núcleos

aislados de CDWm, posiblemente desprendidos de dicha lengua, y núcleos salinos y cálidos de MWDW a lo largo de la vertiente Norte del talud de la Península Antártica.

- (3) Nuestro muestreo indica que para resolver adecuadamente la mesoscala en la región se ha de adoptar una resolución igual o menor al radio interno de deformación de Rossby ( $Rd$ ) que es del orden de 10 km. Se ha observado que esta escala es la escala característica de las estructuras a mesoscala observadas
- (4) Las estructuras a mesoscala observadas están íntimamente ligadas formando parte de lo que hemos denominado “Sistema de la Corriente del Bransfield (SCB)”. Sus componentes son el Frente de Bransfield (BF), una lengua y núcleos de CDWm, el Frente de Península (PF) y un sistema de remolinos anticiclónicos (AE) entre ambos frentes
- (5) El Frente de Bransfield, y la Corriente de Bransfield (CB) asociada, son las principales componentes del SCB. Su escala horizontal característica es de  $2Rd \sim 20$  km y su profundidad varía entre los 150-300 m. La CB tiene estructura de chorro alcanzándose velocidades máximas de 0.4 m/s en su eje central situado a  $1 Rd$  de su periferia. El BF/CB y el transporte asociado hacia el Noreste de TBW, tienen continuidad a lo largo de toda la vertiente Sur del talud ISS. La CB recircula en parte por la vertiente Norte de la ISS. Nuestras observaciones combinadas con las simulaciones de laboratorio de Hernández-Arencibia (2012) sugieren que se comporta como una corriente de gravedad descarga.
- (6) Situada inmediatamente por debajo del BF se ha observado una lengua de agua CDW no detectada previamente. Su escala horizontal característica es igual a  $2 Rd$  situándose en media entre los 200 y 600 metros de profundidad. Esta lengua tiene continuidad a lo largo de toda la vertiente Sur del talud de la ISS.

- 
- (7) Cercano a la Península Antártica, el encuentro de TBW y TWW origina un frente somero que hemos denominado “Frente de Península (PF)”. Se extiende tan sólo a 100 m de profundidad desde la superficie y su escala horizontal característica es cercana al  $Rd$ . Presenta inestabilidades en forma de meandros y, aunque el transporte asociado es muy bajo, se pueden alcanzar velocidades de 0.35 m/s. Su origen podría estar en el arrastre de TBW desde el BF hacia el Sur por el campo de remolinos anticiclónicos observados entre ambos frentes.
  - (8) Entre el BF y el PF se ha observado un sistema de remolinos anticiclónicos (AE) no descrito previamente. Sus radios son de aproximadamente  $1 Rd$ , observándose su señal desde la superficie hasta 300 m. Están formados principalmente por TBW aunque en sus niveles más profundos se han observado también núcleos de CDW. Se sugiere que se podrían haber derivado del BF/lengua de CDW tal como ocurre en otros sistemas de corriente de gravedad.
  - (9) En la CCB<sub>r</sub> los primeros 200m de la columna de agua presentaba una estratificación más alta de lo esperado para latitudes polares, con perfiles caracterizados con pequeña capa de mezcla y estratificación prácticamente desde superficie. Los perfiles mostraban escalones de pequeña escala en todas las estaciones y a todas las profundidades mostradas, que podrían ser debidos tanto a mezcla diapicna asociada a la cizalla vertical del flujo como a rotura de ondas internas.
  - (10) Los estudios de mezcla diapicna realizados permiten decir que en esa zona se están dando procesos de convergencia y divergencia de flujos difusivos asociados a la cizalla vertical del flujo que favorecen la mezcla diapicna de esas dos masas de agua.
  - (11) En los bordes de las principales estructuras de mesoescala se ha observado signos de mezcla diapicna. En concreto: en el borde Sur del BF y borde Norte del PF, en los bordes de los remolinos anticiclónicos y en la zona de contacto entre la lengua de CDW<sub>m</sub> y el BF.

- (12) Nuestras observaciones han permitido establecer valores característicos del coeficiente de difusividad diapicna,  $K_z$ , del orden de  $10^{-4}$  a  $10^{-5}$   $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$  para la región, con números de gradiente de Richardson de entre 0,5 y 1 respectivamente.

## 6.2.- LÍNEAS DE TRABAJO FUTURAS

- (1) Determinación de las proporciones de las diferentes masas de agua que participan en la mezcla encontrada en la CCB<sub>r</sub>, mediante el método Optimun Multiparametric OMP. Para ello habría que investigar qué tipo de parámetros serían los adecuados dado que los valores de nutrientes obtenidos en BREDDIES no parecen mostrar claras diferencias entre masas de agua que se localicen en profundidades similares.
- (2) Obtención de una mejor caracterización de la ruta de entrada y la distribución de CDW<sub>m</sub> en la CCB<sub>r</sub> a partir de campañas de alta resolución espacial abarcando COB<sub>r</sub> y CCB<sub>r</sub>. Esto permitiría analizar hipótesis contradictorias sobre la procedencia de CDW previamente observada por otros autores en el Estrecho de Bransfield. A su vez, también favorecería el estudio del origen de los núcleos de CDW<sub>m</sub> y su posible acoplamiento con el sistema AE.
- (3) Estudio de la variabilidad estacional de la morfología la Corriente de Bransfield. Aunque no se observan diferencias significativas en la morfología del BF entre las campañas CIEMAR y BREDDIES, ambas han sido realizadas en el verano austral. Recientes trabajos (Zhou *et al.*, 2013) parecen indicar que la Corriente de Bransfield desaparece en invierno.
- (4) Análisis más detallado de las zonas frontales, especialmente PF, donde parece haber células verticales que podrían estar asociadas a la circulación ageostrófica secundaria (ASC).
- (5) Utilización de coordenadas isopícnas tanto para una mejor estimación del transporte geostrófico, como para llevar a cabo estudios más concluyentes sobre la mezcla diapicna.

- (6) Exploración de la importancia de otros procesos distintos a la cizalla vertical del flujo horizontal, en la generación de mezcla diapirica.



# Apéndice I

---

## Procesamiento de los datos

---

En este trabajo se han tomado de modelo los estándares de calidad y requerimientos estipulados por WOCE (WOCE 1998) y UNESCO (Unesco 1981) dado que todo el procesamiento de los datos se realizó antes del 2010, fecha de publicación de la nueva TEOS-10. En todo el procesamiento y trabajo posterior con los datos, se ha trabajado con la escala PSS-78 (*Practical Salinity Scale, 1978*) para la salinidad

### AI.1.- PROCESAMIENTO DE DATOS DE CTD

Para la adquisición y visualización inicial de los datos brutos adquiridos con el CTD MARKIII , así como para la edición inicial y conversión a dato físico, se utilizó la rutina *CTDPost*, de *EG&G CTD acquisition software version 5.2 rev 2*, (G&G, Oceansoft acquisition manual, 1990). Posteriormente los datos fueron procesados con el paquete de software *SEASOFT*, de *Sea-Bird Electronics* el cual contiene distintos módulos que permiten obtener el conjunto final de datos físicos medidos procesados y calibrados, así como una colección de variables hidrográficas derivadas a partir de los datos medidos. Describiremos el procesamiento general en ambas campañas, haciendo más hincapié en el seguido durante BREDDIES dado que los datos de CIEMAR fueron suministrados ya procesados. Se describirá en detalle la calibración realizada.

El procesamiento realizado a los datos físicos de CTD fue el siguiente:

1. Filtrado y suavizado de la señal. Este proceso puede realizarse con los módulos *FILTER* o *WINFILTER* tal y como se realizó en CIEMAR. No obstante, en el caso de BREDDIES se aplicó un filtro propio que dio mejores resultados. Se filtraban valores cuya desviación fuese mayor de 2 veces la desviación típica de los datos, obtenida sobre cajas de 9 puntos en la serie de datos. En BREDDIES fue necesario realizar un suavizado del perfil aplicando 10 pases de un filtro binomial del tipo:

$$t(i) = 0.25 t(i-1) + 0.5 t(i) + 0.25 t(i+1)$$

2. Promediado e Interpolado de los datos, en presión a 1 dbar y en profundidad a 1m, utilizando la routine *BINAVG* del paquete *SEASOFT*.
3. Aplicación de las curvas de calibración a todos los ficheros de datos para obtener los correspondientes datos calibrados de CTD con las exactitudes requeridas. Para ello es necesario la calibración de las diferentes variables. En el caso de CIEMAR sólo fue posible calibrar la salinidad, mientras que en BREDDIES se calibraron la temperatura, la salinidad y la fluorescencia. En el siguiente apartado se indicará el procedimiento seguido para la calibración de estas variables en cada campaña.
4. Determinación de las variables derivadas:
  - Temperatura potencial con el algoritmo dado por Bryden (1973) consistente con la EOS-80, publicado por la UNESCO en 1991
  - Sigma theta, según la ecuación de Knudsen, utilizando para la densidad del agua pura de  $999,975 \text{ kg/m}^3$
  - Densidad del agua de mar y la anomalía de densidad potencial según la ecuación de estado EOS-80, adoptada por el JPOTS en 1981 (UNESCO, 1981) y utilizando en el algoritmo la temperatura potencial y a 0 dbar.
5. Por último, se realizó una interpolación/promediado general de los ficheros de datos, en celdas de 1 decibar, más otras adicionales en celdas de 8 y 16 decibares de presión y 8 y 16 metros de profundidad según los requerimientos del procesamiento y análisis posterior que se haría con los datos.

### **AI.1.1.- Calibración de datos de CTD en CIEMAR**

Los datos de CTD de la campaña CIEMAR 99/00 utilizados en esta tesis fueron suministrados ya procesados y calibrados. La calibración realizada se describe a continuación.

#### **AI.1.1.1. Calibración de temperatura**

Para la calibración de temperatura se contrastaron las medidas del CTD con las obtenidas a la misma profundidad y en la misma estación por el termómetro reversible. Comparaciones realizadas entre los datos de temperatura de los termómetros reversibles y los registrados por el CTD denotaron una diferencia significativa entre ellos, mostrándose lecturas incongruentes en los termómetros reversibles. Debido a la no fiabilidad de dichas lecturas se prefirió no utilizarlas para hacer ajuste alguno. Se confió en la calibración previa del sensor de temperatura realizada en laboratorio mostrando que los datos medidos por el CTD eran correctos y con la calidad requerida.

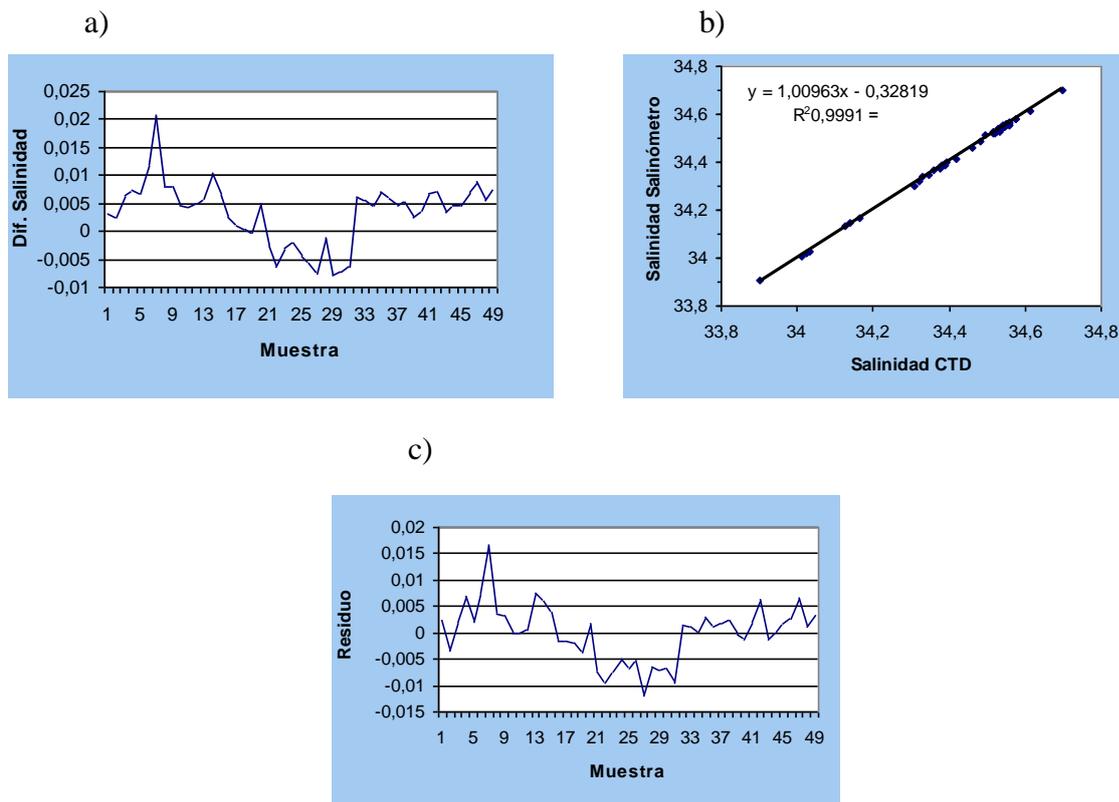
#### **AI.1.1.2. Calibración de la salinidad**

Para la calibración de salinidad se contrastaron las medidas del CTD con las obtenidas a la misma profundidad y en la misma estación con las obtenidas del análisis de las muestras de agua con un salinómetro Portasal (Capítulo 2). Con el Portasal se determinaba la salinidad de la muestra de agua contenida en la botella Niskin cerrada en la profundidad y estación de los datos de CTD utilizados para la comparación.

La salinidad adquirida por el CTD requirió la realización de ajuste y análisis de residuos para ser corregida. En la Figura AI.1a se muestra la desviación inicial de los datos de salinidad frente al número de orden de la muestra, con una exactitud inicial de 0.003 y su precisión (desviación estándar) de 0.006, ambas con valores superiores a los requeridos por los estándares de calidad del WOCE para salinidad;  $\pm 0.002$  y  $\pm 0.001$  respectivamente. La recta de calibración obtenida fue:

$$S_{\text{cal}} = 1.00963 \cdot S_{\text{CTD}} - 0.32819$$

con un coeficiente de determinación de  $R^2$  0.9991 (Figura AI.1b). Tras su aplicación a los datos mejoró la exactitud que fue  $\pm 0.002$  igual que la requerida por WOCE. La precisión fue de 0.005, inferior a los estándares requeridos por WOCE.



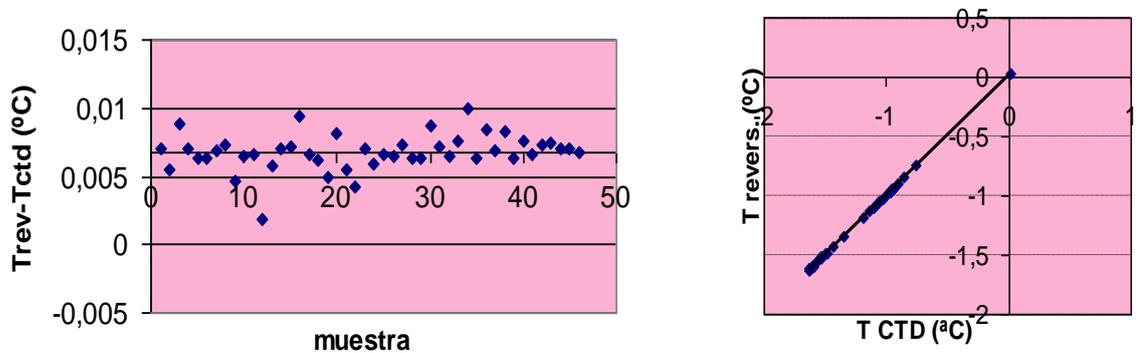
**Figura AI.1.** Calibración la salinidad CIEMAR: a)  $S_{\text{Psal}} - S_{\text{CTD}}$  frente al número de muestra ( $S_{\text{Psal}} - S_{\text{CTD}}$  media: 0.003; desviación estándar: 0.006); b) Curva de calibración; c) Residuo ( $S_{\text{Psal}} - S_{\text{CTD}}$ ) frente al número de la muestra ( $S_{\text{Psal}} - S_{\text{CTD}}$  media=0.00002, desviación estándar: 0.005)

### AI.1.2.- Calibración de datos de CTD en BREDDIES

A partir del fichero de configuración del CTD MarkIII utilizado en la Campaña BREDDIES se pudo comprobar que los sensores de temperatura y conductividad habían sido calibrados el 16 de julio del 2002. Dado que la campaña BREDDIES se desarrolló en diciembre del 2002 y enero del 2003, se estaba llegando al límite de 6 meses aconsejable entre calibraciones, al menos para temperatura. Ello obligaba a la realización de las medidas de campo necesarias para la verificación de una adecuada calidad de los datos de temperatura y salinidad. Con este fin se tomaron muestras de agua en las botellas Niskin y lecturas de la temperatura con un termómetro reversible en todas las estaciones, siempre evitando profundidades con gradientes de salinidad y temperatura, normalmente en el fondo y cerca de la superficie.

### AI.1.2.1. Calibración de temperatura

Para la calibración de temperatura se utilizó el termómetro reversible digital RTM4002X de SIS. Se contó con un total de 46 parejas de valores de temperatura CTD-termómetro reversible correspondientes, cada una de ellas a temperaturas tomadas por ambos sensores a la profundidad de cierre de botella y en la misma estación. La exactitud media inicial obtenida (promedio de  $T_{rev} - T_{CTD}$ ) fue de  $0.007^{\circ}\text{C}$  (Figura AI.2a), algo superior de la requerido según criterios WOCE ( $\pm 0.002^{\circ}\text{C}$ ), aunque del mismo orden la magnitud. En cuanto a la precisión, la estabilidad de los sensores de temperatura de este CTD es de  $0.001^{\circ}\text{C}$  al mes. En los 20 días de campaña la desviación estándar es inferior a  $0.001^{\circ}\text{C}$ , límite establecido por WOCE.



**Figura AI.2. Calibración de temperatura de BREDDIES:** ( a) Desviación de las temperaturas medidas por el CTD respecto de las obtenidas con los termómetros reversibles ( $T_{rev}-T_{CTD}$  media:  $0.007$ ; desviación estándar:  $0.001$ ); ( b) Curva de calibración temperatura  $T_{cal}=0.9989 \cdot T_{CTD} + 0.0054$

En la Figura AI.2a se puede ver cómo las diferencias se mantuvieron prácticamente iguales en torno al valor medio durante toda la campaña, incluso tendiendo a minimizarse cerca del final. La recta de calibración (Figura AI.2b) obtenida fue:

$$T_{cal}=0.9989 \cdot T_{CTD} + 0.0054 \quad , \quad R^2=1$$

El promedio del residuo entre la temperatura del termómetro reversible y la temperatura del CTD calibrada ( $T_{rev}-T_{cal}$ ), de  $\pm 0.0008^{\circ}\text{C}$ , ya muestra valores de exactitud dentro de los requerimientos WOCE. La precisión como era de esperar se mantuvo prácticamente igual,  $0.001^{\circ}\text{C}$ .

### AI.1.2.2. Calibración de la salinidad del CTD

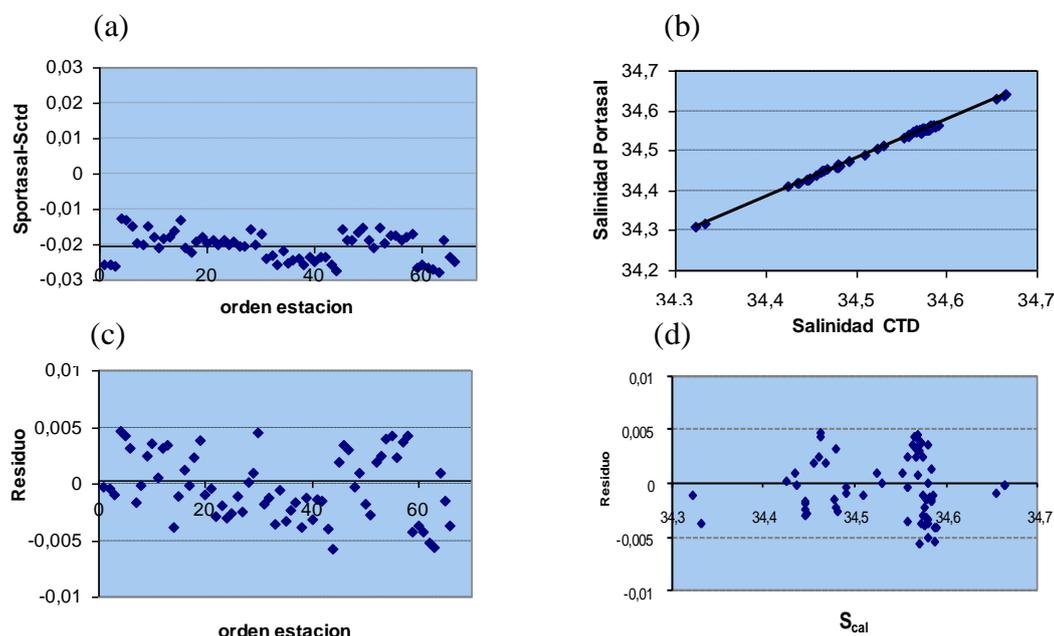
Para tener suficientes datos de conductividad/salinidad como para realizar la posterior calibración de la salinidad, se tomaron, además de la muestra de la botella 1, algunas muestras de agua a otras profundidades, manteniendo el mismo criterio de homogeneidad. Las muestras de agua recogidas de las botellas hidrográficas fueron almacenadas en botellas de vidrio oscuras y herméticas siguiendo las normas básicas de toma de muestras de salinidad. La salinidad de las muestras de agua se obtuvo con el Portasal Guildline del Hespérides, modelo 8400 (Figura 2.4), siguiendo el procedimiento indicado en la guía de uso del equipo. Los valores de salinidad eran obtenidos con una precisión de hasta 0.0001 usando los algoritmos para la Escala Práctica de Salinidad, 1978 (UNESCO, 1981).

Para la calibración de la salinidad se tomaron pareja de valores de salinidad obtenidos respectivamente por el CTD y por el Portasal, ambos valores correspondientes a la misma profundidad y la misma estación. El análisis inicial de las 66 muestras de agua mostró que el sensor de conductividad del CTD daba siempre valores mayores que los obtenidos con el Portasal (Figura AI.3a). El valor medio de la diferencia entre  $S_{\text{Psal}} - S_{\text{CTD}}$  ser de 0.02, que no cumplía los requerimientos WOCE. Por ello se procedió a realizar el ajuste lineal por mínimos cuadrados (Figura AI.3b), obteniendo la relación:

$$S_{\text{cal}} = 0.9511 \cdot S_{\text{CTD}} + 1.3232, \quad \text{con } R^2 = 0.9981$$

El residuo ( $S_{\text{Psal}} - S_{\text{cal}}$ ) se representó frente al número de orden de la estación (Figura AI.3c) y frente al valor de  $S_{\text{cal}}$  (Figura AI.3d). La desviación estándar residual daba una precisión final en los datos de salinidad de 0.003, consistente con los requerimientos de la WOCE, y con una varianza residual menor de 0.00001. El promedio del residuo proporcionó la exactitud final obtenida, de 0.0003, que mejoró considerablemente respecto a la de los datos no calibrados. Como se puede observar en los gráficos de la Figura AI.3a y 3c, la varianza residual no permaneció constante. Por otro lado, en la Figura AI.3d se muestra una distribución no uniforme de la nube de puntos, formando una cuña hacia valores negativos, que suele indicar la necesidad de un ajuste con mínimos cuadrados ponderados para mejorar los resulta-

dos de la regresión lineal simple utilizada. No obstante, al alcanzarse la exactitud y precisión requeridas, se optó por admitir como válido el ajuste lineal realizado.



**Figura AI.3.** Resultados de la calibración de la salinidad de los datos de CTD de la Campaña BREDDIES 02/03 (a) Diferencia SPsal-SCTD, con la exactitud inicial (media de las diferencias: -0.02) y la precisión (desviación estándar: 0.004); (b) Curva de calibración a partir de la representación de SPsal frente a SCTD, (c) Residuo frente al número de la estación, con la exactitud final (media residual: -0.0003) y la precisión (desviación estándar residual: 0.003); (d) Residuo SPsal- S<sub>cal</sub> frente a la S<sub>cal</sub>.

## AI.2.- PROCESAMIENTO DE DATOS DE XBT

El procedimiento seguido para el tratamiento de datos de XBT de BREDDIES fue el siguiente:

- Conversión de los datos brutos a unidades físicas (con el software deMK12)
- Calibración de la temperatura y la profundidad medidas con los XBT.
- Comprobación de la información contenida en la cabecera de los ficheros de datos y verificación con estadillos.
- Control de la calidad y depuración de los datos a partir de la aplicación de filtros y suavizados.
- Promediado e interpolación final a intervalos regulares de 1m profundidad.

Se utilizaron diferentes módulos del paquete de programas de *SEASOFT* (Seasoft, 2002), para la realización de este proceso:

- con la rutina *WILDEDIT* se eliminaron puntos cuyos valores se excedían dos veces la desviación típica, utilizando el filtrado estándar con un número de 50 datos por bloque.
- Con *WFILTER* se eliminó el ruido del perfil con un filtro de paso bajo, utilizando una ventana de 5 m., para evitar suavizar demasiado el perfil en las zonas de mayor gradiente de temperatura.
- El promediado e interpolación de los datos se realizó la rutina *BI-NAVIG* a intervalos de 1 metro de profundidad.

Una vez terminado este procesamiento inicial se realizó la calibración de la temperatura y la profundidad de XBT a partir de las estaciones conjuntas con CTD.

### **AI.2.1.- Calibración de la temperatura de los XBT**

El primer paso fue la comprobación de las diferencias de las lecturas entre el termómetro digital de precisión de superficie y las dadas por la sonda XBT en los primeros metros, información que fue contrastada con las anotaciones realizadas en los estadillos de control durante los lanzamientos de los XBT. Tras este análisis se detectaron 6 estaciones cuyas diferencias de temperaturas eran mayores que las permitidas por WOCE ( $\leq \pm 0.15^\circ\text{C}$  para datos de XBT). En todas estas estaciones hubo que hacer el perfil de XBT a partir de un segundo lanzamiento ya que se rompió el cable del primer lanzamiento por el paso de aves. Posiblemente este segundo lanzamiento fue tan rápido que no dio tiempo a que la sonda tuviese una correcta aclimatación. Además, el perfil de otra estación reflejó datos anómalos y no se pudo repetir.

Finalmente, de las 37 estaciones de XBT, se les aplicó calibración fiable a 30, consistente en corregir en cada uno de ellos la diferencia de temperatura observada entre el termómetro digital de precisión y la medida simultáneamente por el XBT. La media de estas diferencias fue de  $0.001^\circ\text{C}$ , con una desviación estándar de  $0.06^\circ\text{C}$ . La máxima diferencia observada, 0.14, está dentro del error referenciado por las recomendaciones

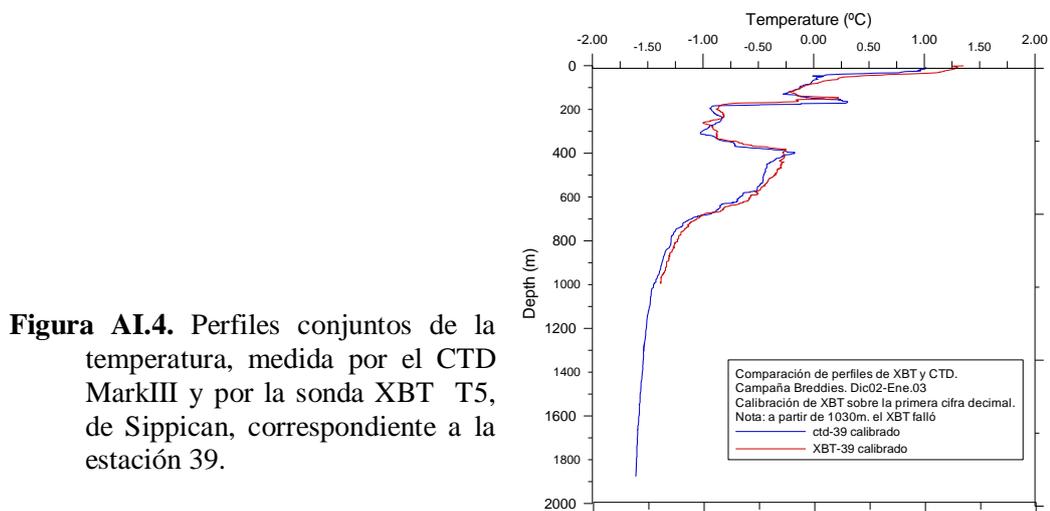
WOCE. Estos resultados muestran que las mediciones realizadas con los XBT fueron de buena calidad.

### AI.2.2.- Calibración de la profundidad de los XBT

El cálculo de la profundidad en las sondas XBT se hace con la fórmula empírica de caída suministrada por el fabricante:  $z = at - bt^2$ , donde  $z$  es la profundidad en metros,  $t$  es el tiempo transcurrido en segundos, y  $a$  y  $b$  son dos coeficientes estándar dados por el fabricante para cada modelo de XBT.

Hay diversos estudios (Flierl y Robinson, 1977, Georgi *et al.*, 1980, Heinmiller *et al.*, 1983, Hanawa y Yoritaka, 1987- 1991, Hawana y Yasuda, 1992, Pelegrí *et al.*, 1995), que han conducido a nuevas fórmulas empíricas para corregir los errores de la profundidad que asigna el XBT al utilizar la fórmula suministrada por el fabricante. Sin embargo, estas nuevas correcciones dependen del modelo de sonda utilizado y los modelos tratados en estos trabajos son las sondas XBT T4, T6, T7 y Deep-Blue, por lo que no se han encontrado relaciones empíricas para corregir la profundidad de las sondas utilizadas en esta campaña, las T5.

Para comprobar la asignación de la profundidad del XBT se compararon los 6 perfiles de estaciones conjuntas de CTD y XBT. En la Figura AI.4 se puede observar la comparación y buen ajuste entre los perfiles de temperatura en estas estaciones conjuntas con los datos calibrados de ambos instrumentos.



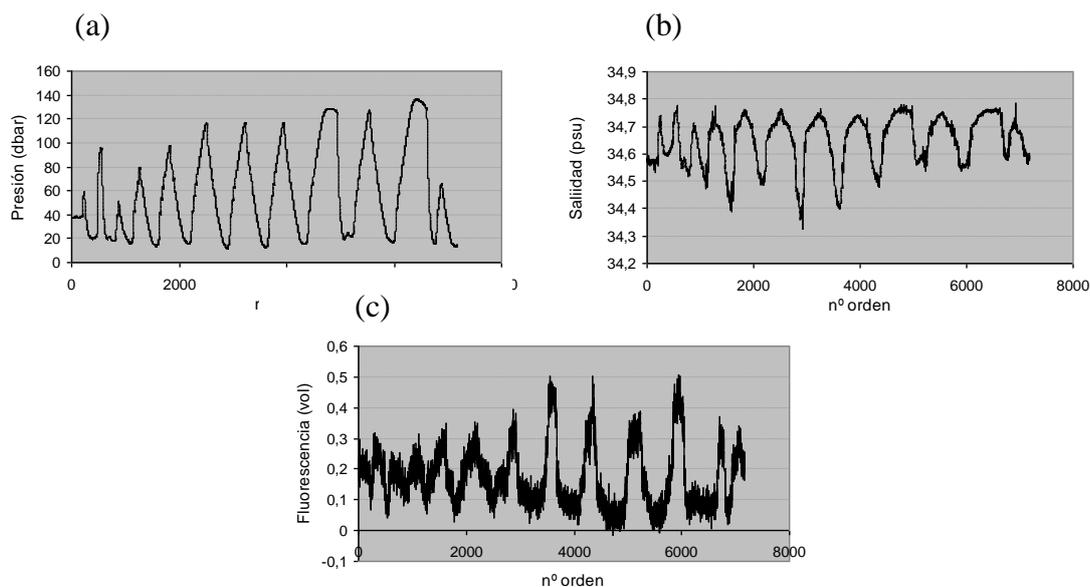
En general muestran un buen ajuste en temperatura y profundidad. El análisis del resto de los perfiles conjuntos nos permitió encontrar pequeños desplazamientos verticales entre los perfiles, a veces positivos, otras veces negativos, sin ninguna pauta común entre las distintas estaciones pero con desplazamientos de la profundidad, casi siempre inferiores a  $\pm 10$  metros. Esto hizo considerar suficientemente buenos los datos de XBT y no se hizo corrección alguna de la profundidad.

### **AI.3.- PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DEL CTD ONDULANTE**

#### **Nv-SHUTTLE**

Un análisis inicial de los barridos de presiones realizados con el ondulante sirvió para detectar desde qué punto en cada radial se podía considerar que había trayectorias regulares y decidir las profundidades mínimas y máximas que se tendrían en los perfiles finales de estaciones de Nv-Shuttle. Las dimensiones globales de la malla realizada con el Nv-Shuttle era de 25x120 km, la cual se representó con estaciones finales con una distancia de 2.5 mn entre estaciones y de 5mn entre radiales consecutivas. Además se hicieron dos estaciones, las estaciones conjuntas de CTD y N $\infty$ -Shuttle para la calibración de éste una vez calibradas las lecturas del CTD. Las dos estaciones, 153 y 412 están situadas aproximadamente a ambos lados del frente hidrográfico, correspondiendo a zonas de aguas de características diferentes, para cubrir un mayor rango de valores de las variables.

Los perfiles de fluorescencia y salinidad eran muy ruidosos, de forma más marcada en las crestas y valles de las ondulaciones (Figura AI.5.b y c). Por otro lado, los primeros y últimos datos de cada radial no eran buenos pues las trayectorias onduladas eran más pequeñas y abarcaban menos niveles de profundidad (Figura AI.5.a), posiblemente debido a las variaciones en la velocidad del barco. Para una correcta adquisición de datos de N $\mu$ -Shuttle el barco debe ir a una velocidad uniforme y esto no se cumplía tanto al comienzo como al final de cada radial, como por la presencia de icebergs.



**Figura AI.5.** Ejemplo de las trayectorias ondulantes sin filtrar del Shuttle en R3 con trayectorias irregulares en los primeros momentos hasta el establecimiento de una velocidad constante del barco de (a) presión, (b) salinidad y (c) fluorescencia.

El procedimiento seguido en el procesamiento de los datos de Nv-Shuttle fue:

- Calibración previa de la temperatura, conductividad y salinidad a partir de perfiles simultáneos del CTD y del Nv- N $\mu$ -Shuttle, que se detallan en la sección I.3.1
- Aplicación combinada de dos filtros básicos: uno que elimina los valores que exceden dos veces la desviación típica,  $2\sigma$ ; y un segundo filtro de media móvil con una caja de 9 puntos de igual peso. Se realizaron 20 pasadas debido al alto nivel de ruido observado.
- División de cada serie (una serie por cada radial), en pequeños cortes conteniendo cada uno sólo datos de subida de una ondulación, o sólo datos de bajada, que serían los datos que se utilizarían para cada estación dentro de la radial.
- Aplicación de las rectas de ajuste a todos los datos de T, C y S obtenidas en la calibración previa.
- Generación de las estaciones finales de Nv-Shuttle. Para ello:

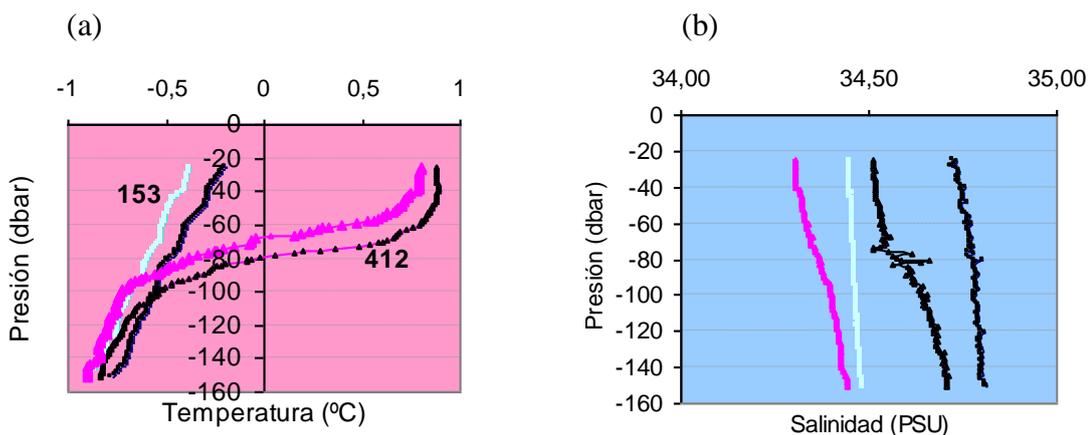
- Se realizó el promedio e interpolación de datos para conseguir una resolución vertical de 5m (no pudo ser menor debido a lagunas de datos encontradas en algunos ficheros).
- Una vez interpolados a 5 m, se tomaron los datos de tres ondulaciones consecutivas (3 bajadas y 3 subidas) y se promediaron en cada nivel, de forma que se tenían perfiles promedios de las diferentes variables.
- A estos perfiles promedios se les asignaba una posición centrada respecto de las tres ondulaciones.

De esta forma se obtuvieron finalmente las estaciones que se muestran con puntos azules en el gráfico de la Figura 2.2.b formando una malla con una resolución horizontal de 2.5mn x 5 mn.

### **AI.3.1.- Calibración de los datos de Nv-Shuttle**

Para calibrar los datos del Nv-Shuttle se utilizaron datos ya procesados (filtrados y calibrados) del CTD MARIII, tomados simultáneamente en las mismas estaciones del Shuttle. En la Figura AI.6 se superponen ambos perfiles obtenidos con datos del Shuttle en las estaciones 153 y 412 y los perfiles de CTD,

Como se observa en la Figura AI.6, los sensores del ondulante Nv-Shuttle medían temperaturas y salinidades mayores que las ofrecidas por el CTD en ambas variables, y las diferencias observadas se mantenían más o menos constantes para la temperatura (Figura AI.6a), dando perfiles con la misma forma. En el caso de la salinidades, las diferencias entre la medida de los dos sensores es ligeramente menor en la parte superior del perfil (hasta unos 80 dbar) y va aumentando ligeramente la profundidad, mostrando valores de salinidad dispersos justo coincidiendo en la zona de mayor gradiente de temperatura (Figura AI.6 a y b). A pesar de esta variación en la diferencia en salinidad, la forma de los perfiles de salinidad dados por cada sensor, para una misma estación, era bastante parecida.



**Figura AI.6.** Comparación de perfiles conjuntos de temperatura y salinidad realizados con el CTD (negro, en ambas estaciones) y el Nu-Shuttle en las estaciones 412 (fucsia) y 153 (celeste). a) Perfiles de temperatura de CTD y Shuttle; (b) Perfiles de salinidad del CTD y Shuttle.

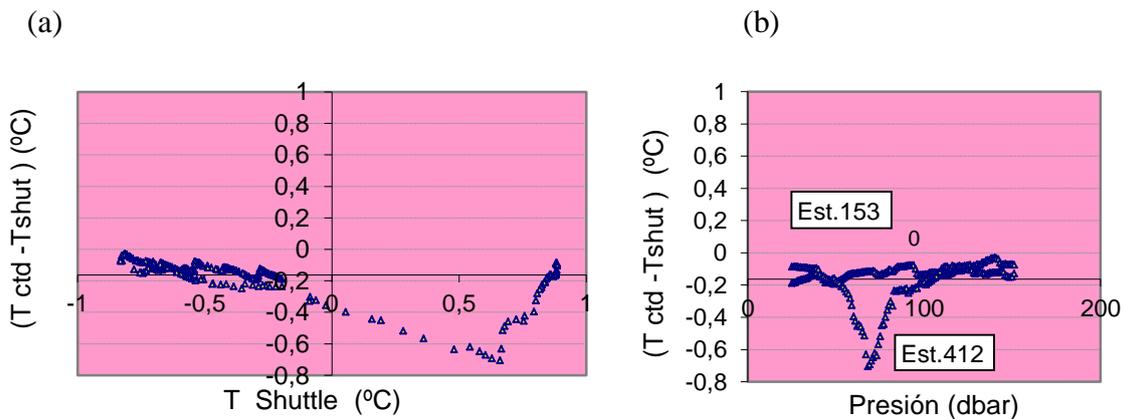
Los datos de ficheros de configuración utilizados para la adquisición y procesamiento de los datos del S Nv-huttle fueron proporcionados por los técnicos de la UTM. Las fechas de calibración, 3 años antes en el caso de los sensores de presión y fluorescencia, y 1 año antes para los sensores de temperatura y conductividad, son muy anteriores al tiempo recomendado lo que podría explicar el desfase mostrado en la Figura AI.6. Es de remarcar que los perfiles de temperatura del Shuttle y CTD tienen formas muy parecidas, aunque con cierto desplazamiento. Sin embargo, la salinidad no se ajustaba tan bien y el desplazamiento no se mantenía con la profundidad, denotando la importancia de la influencia de la temperatura en el cálculo de la conductividad (Figura AI.6 a y b) y posteriormente salinidad.

Se procedió, por tanto, a la calibración de las diferentes magnitudes medidas con el Nv-Shuttle, temperatura y conductividad, tomando como estándares de referencia los datos del CTD ya calibrados: la temperatura, conductividad (en vez de salinidad) y fluorescencia. Una vez calibrados los datos se calcularía la salinidad.

### AI.3.1.1.- Calibración de temperatura del Nv-NvShuttle

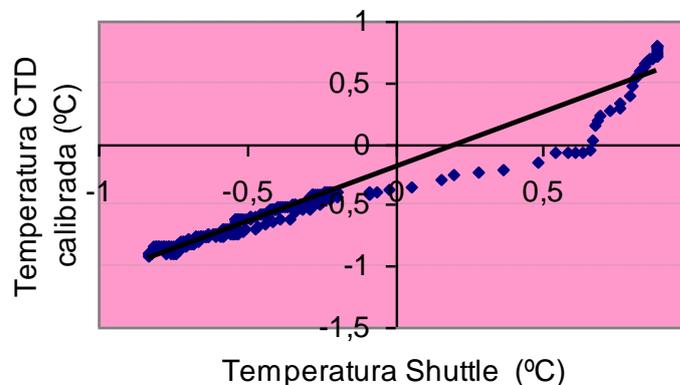
En las dos las estaciones conjuntas de CTD y Nv--Shuttle, 153 y 412, los perfiles utilizados contenían datos de las distintas variables desde 25 a 151 dbar de presión, inicialmente a intervalos de 1 dbar, lo cual hacía un total de 254 datos de cada sensor para realizar la comparación pertinente.

El cálculo de las desviaciones iniciales entre los datos medidos por el Nv-Shuttle y los del CTD ( $T_{CTD}-T_{Sh}$ ), mostraron una exactitud inicial de los datos de temperatura del Shuttle de  $-0.16^{\circ}\text{C}$  con una desviación estándar de  $0.12^{\circ}\text{C}$ . En la Figura AI.7.a se representan las desviaciones iniciales frente a la temperatura del Nv-Shuttle sin calibrar y puede observar como la desviación aumenta para con la  $T_{Sh}$ , hasta llegar a ser máxima a una temperatura de  $T_{Sh} = 0.6^{\circ}\text{C}$ . Al representar estas diferencias frente a la presión se identifica la máxima dispersión a unos 75 m de profundidad, en la estación 412. Por el contrario, la estación 153 no muestra alta dispersión a ninguna presión (Figura AI.7.b).



**Figura AI.7.** (a) Diferencia inicial  $T_{CTD}-T_{Sh}$  frente a  $T_{Sh}$ ; (b) Diferencia inicial  $T_{CTD}$  y  $T_{Sh}$  frente a presión.

La forma ligeramente arqueada de la distribución de los puntos en la Figura AI.7a podría indicar la necesidad de recurrir a un ajuste polinómico de segundo orden en vez de un ajuste lineal. Se estudiaron ambos casos y finalmente se optó por hacer un ajuste lineal de la temperatura, tal y como se muestra en la Figura AI.8.



**Figura AI.8.** Ajuste lineal por mínimos cuadrados de los datos de temperatura del ondulante Nv-Shuttle (eje x) frente a los datos de temperatura del CTD ya calibrados (eje y), de las estaciones conjuntas de CTD y Shuttle (153 y 412),  $T_{sh \text{ calibrada}} = T_{Sh} * 0.8955 - 0.191$  ( $R^2$  de 0.957).

La recta de calibración resultó ser:

$$T_{sh \text{ calibrada}} = T_{Sh} * 0.8955 - 0.191 \quad R^2 = 0.957,$$

que muestra que, a pesar de la alta dispersión de algunos puntos, el ajuste en general es bueno. El promedio residual dio una exactitud final en los datos de temperatura del Shuttle de  $-2,85E-06^{\circ}C$ , ( $\pm 0.065^{\circ}C$ , en valores absolutos) con una desviación estándar residual de  $0.11^{\circ}C$ .

Para llegar a los límites de precisión y exactitud recomendados por WOCE hubiera sido necesario tener más perfiles conjuntos para hacer una mejor calibración.

### **AI.3.1.2.- Calibración de la conductividad del Nv-Shuttle**

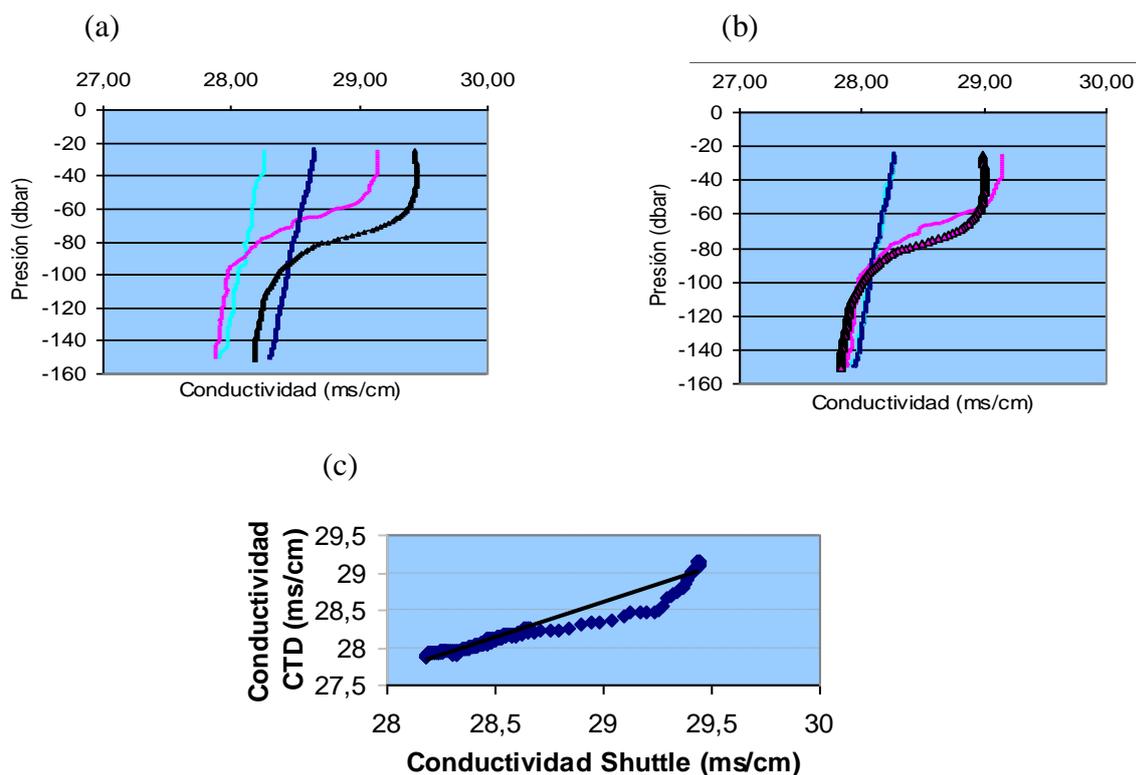
La calibración de la salinidad del Nv-Shuttle fue más complicada por dos motivos:

- Alto nivel de ruido observado en las series de datos iniciales, sobre todo en las zonas de gradiente de salinidad (Figura AI.7b)
- Diferencias entre los perfiles de salinidad del CTD y los del Nv-NvShuttle no eran constantes con la profundidad.

Se tomaron datos de conductividad calibrada del CTD como referencia para comparar con los datos de conductividad medidos por el Shuttle y obtener la recta de ajuste para la calibración de la conductividad. La curva de calibración de conductividad obtenida (Figura AI.9c), con un coeficiente de correlación de 0.9525 fue:

$$C_{cal} = C_{Sh} \cdot 0.9264 + 1.7253 \quad (mS/cm) \quad R^2 = 0.95251,$$

En la Figura AI.9 se aprecia la diferencia entre los perfiles de conductividad calibrada del CTD y los de la conductividad del Shuttle sin calibrar y calibrada. El análisis de estos últimos nos demuestra que el ajuste es válido para zonas con poca estratificación (estación 153, con color celeste), notándose un cierto desfase en las zonas de gradiente, como se puede ver entre 60 y 80 dbar en el perfil de la estación 412.

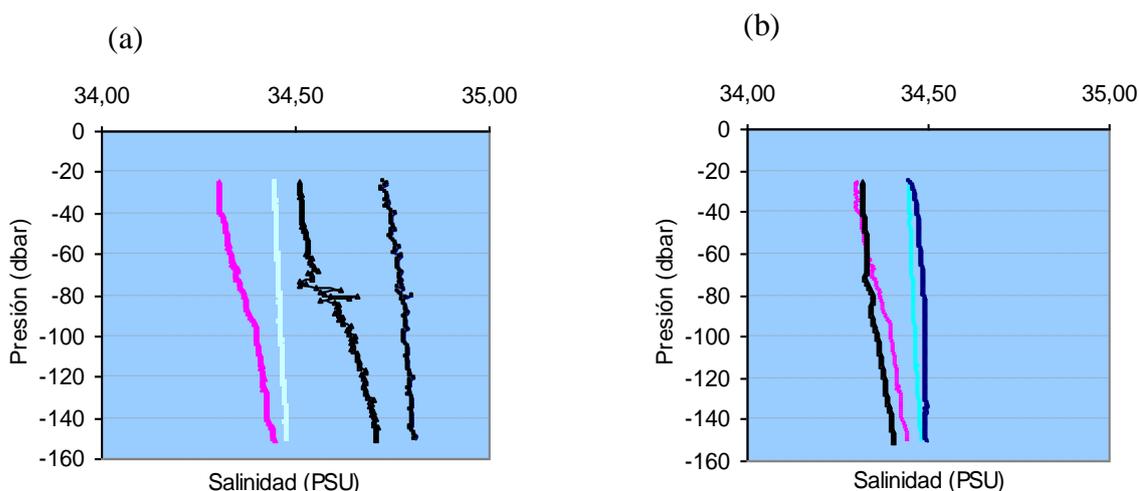


**Figura AI.9.** Comparativa de perfiles de conductividad calibrada del CTD con la conductividad del Shuttle (a) sin calibrar y (b) calibrado, representando en negro y azul marino los valores de CTD de las estaciones 412 y 153 respectivamente. En fucsia y celeste se representan los valores del Shuttle para las estaciones 412 y 153 respectivamente. c) Ajuste lineal de los datos de conductividad del ondulante Nv-Shuttle tomando como referencia los datos de conductividad calibrados del CTD.

### AI.3.1.3.- Calibración de la salinidad del Nv- Shuttle

Una vez calibradas la temperatura y la conductividad del Shuttle, se calculó la salinidad siguiendo los algoritmos de la UNESCO para la salinidad PSS78.

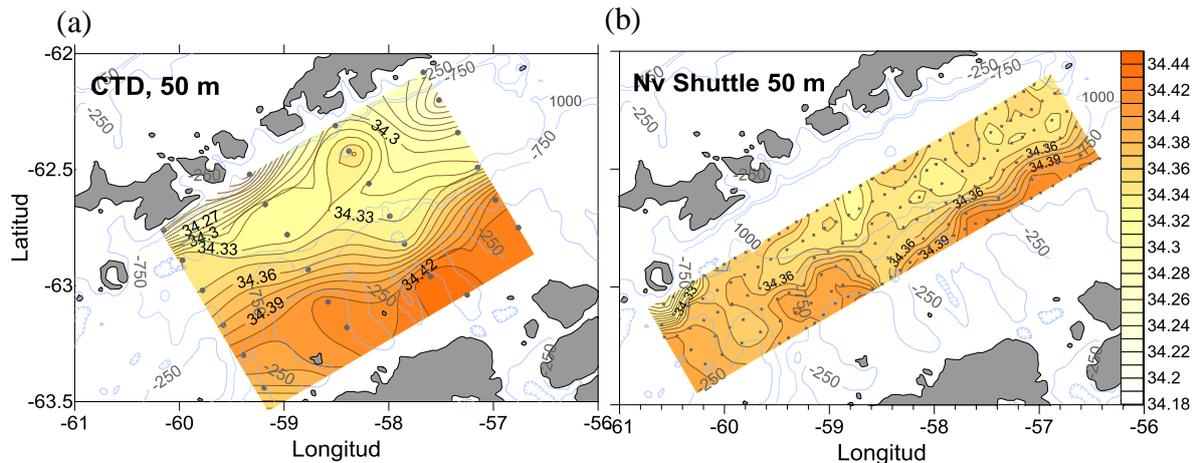
A continuación se hizo una comparación entre los perfiles de salinidad del Nv-Shuttle y del CTD, antes y después de la calibración (Figura AI.10.a y b respectivamente), para ver el grado de ajuste final de los datos (Figura AI.10.b). Aunque la exactitud final obtenida para la salinidad el Shuttle fue de  $-0.002^{\circ}\text{C}$ , se sigue notando cómo en los primeros metros el ajuste es muy bueno, pero a medida que aumentamos en profundidad y comienza cierto gradiente, empieza a haber un pequeño desfase.



**Figura AI.10.** Comparativa de perfiles de salinidad calibrada del CTD con la salinidad del Shuttle de las estaciones 153 y 412 (a) sin calibrar y (b) calculada con  $t$  y  $c$  calibrados. En negro y azul marino los perfiles obtenidos con CTD en las estaciones 412 y 153 respectivamente. En fucsia y celeste los perfiles obtenidos con Shuttle en las estaciones 412 y 153 respectivamente.

Dado que se había utilizado sólo dos estaciones, además de características muy distintas, para la calibración, se hacía preciso comparar los datos del Nv-Shuttle con más datos de CTD. Para ello se elaboraron mapas de distribución vertical y horizontal a diferentes profundidades de corte con datos de ambos medidores para ver el grado de ajuste de los datos. El análisis de los gráficos de temperatura, salinidad y  $\sigma_\theta$ , comparados con los obtenidos por el CTD, mostró que en general el ajuste era bueno (salvando las diferencias obvias por la mayor resolución espacial del Shuttle). No obstante, tanto en salinidad como en  $\sigma_\theta$  había una pequeña diferencia, que se mantenía constante. En la Figura AI.11 se representa la distribución horizontal de salinidad a 50 m obtenida con datos calibrados de CTD (a) y del Shuttle calibrado (b). Se puede como ambas distribuciones muestran la misma estructura, pero hay una diferencia entre ambas de medias de 0.12 en el valor de la isohalina que marca la posición del frente hidrográfico. Esta diferencia se mantiene constante con la profundidad como pudo comprobarse al hacer gráficos similares, no mostrados, a otras profundidades. Dado que la salinidad calibrada del Shuttle daba siempre un valor superior en 0.12 a la salinidad calibrada observada a partir del CTD, se corrigió la salinidad del Shuttle con este factor de manera que la salinidad finalmente calibrada y corregida es:

$$S_{\text{Sh-corr}} = S_{\text{Sh-cal}} - 0.12$$



**Figura AI.11.** Cortes a 50 m. de la distribución horizontal de salinidad (a) del CTD y (b) del Shuttle calibrado. Se observa la diferencia de 0,12 de salinidad entre las isohalinas que están marcando la posición del frente hidrográfico.

#### AI.4.- PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE ADCP

Los perfiles de velocidad de corriente de ADCP fueron tomados con celdas verticales de 8m (transecto T7) y de 16m (transectos T2 y T3). Los *ensambles* (perfiles instantáneos) fueron promediados a intervalos de 5 minutos y fueron almacenados en ficheros con formato ASCII conteniendo cada uno datos de períodos de tiempo variable, (máximo de un día y medio), que correspondían a un determinado número de ensambles, de 3 a 351, según los ficheros. Hay del orden de 4-7 ficheros de datos al día, conteniendo los datos tanto de las travesías como de los registrados “parados” a la deriva, en las estaciones.

Estos ficheros fueron editados nuevamente con el programa de RDI Instrument para extraer y separar en diferentes ficheros los ensambles realizados durante cada estación, de modo que se pudiera tener al final perfiles de velocidad en cada estación de la malla de la Campaña, aunque no hubo datos con válidos de los transectos T1 y T4.

Se cotejaron las fechas de inicio y fin de cada cast y en principio se cortaron los ficheros y se realizó un promedio de todos los ensambles correspondientes a ese período de tiempo (1-2h según la estación). Pero la observación de los datos registrados en dichos períodos nos mostraba que había gran parte del registro con datos erróneos, con

excesivo ruido. Esto era debido a que el barco se estaba moviendo a merced de la corriente, y debido al gran gradiente horizontal de propiedades en el Estrecho de Bransfield (sobre todo a lo ancho del estrecho), desde el inicio hasta el final de un cast, podía haber una variación muy grande en los datos de velocidad si se tomaba la duración total del cast. Así, el número de ensambles (o tiempo total de registros de datos de ADCP) tomados para cada estación finalmente decidimos que correspondiera a los 30 minutos primeros del cast, que es lo que tardaba el CTD en bajar hasta unos 500m, aproximadamente el alcance vertical máximo de los perfiles de ADCP (350-400 m de profundidad).

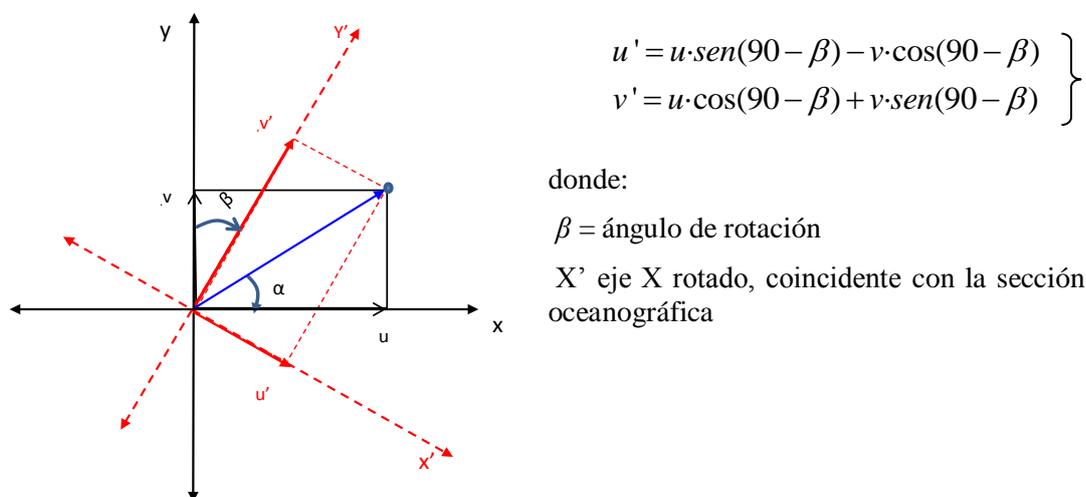
Así, finalmente de cada estación se obtuvieron cuatro ficheros de datos, de la componente u, la componente v, la dirección y el módulo de la velocidad, que contenían (cada uno) el promedio de unos 6 ensambles de media (30 minutos), con celdas o datos a niveles de profundidad cada 8 metros ó 16 metros (según el transecto) y comenzando con datos desde el primer nivel, a 12.5m y 16.5 respectivamente, hasta el alcance máximo de cada estación.

La exactitud en las medidas de velocidad fueron de 1cm/s (estima del error del fabricante).

#### **AI.4.1.- Cálculo de la componente de la velocidad perpendicular a los transectos**

Con el fin de poder hacer una mejor comparación entre los datos de ADCP y las estimaciones geostróficas, se hizo proyección de los valores de los primeros en un sistema de ejes rotados  $X'Y'$ , tal y como se muestra en la Figura AII.1, y se promediaron los segundos a la resolución vertical del ADCP.

La rotación de los ejes se realizó definiendo un nuevo sistema de ejes  $X'Y'$ , donde el eje  $X'$  era paralelo a cada transecto. Para obtener una componente comparable a la geostrófica se obtuvo la componente de la velocidad de ADCP en la dirección de  $Y'$  (es decir, perpendicular al transecto) que denominaremos  $v'$ , tal y como se muestra en la Figura AI.12



**Figura AI.12.** Esquema que rotación de los ejes donde  $\beta$  es el ángulo que se rota el sistema de ejes XY hacia la derecha.

En la Tabla AI.1 se resumen las características de las medidas realizadas en estación con ADCP, incluyendo el ángulo de rotación para cada transecto. En la tabla se observa que en los transectos T4 y T6 no pudieron obtenerse perfiles de velocidad con ADCP y faltaron perfiles en estaciones de T1 y T2.

**Tabla AI.1.** Datos de ADCP en la CCB<sub>r</sub> durante la campaña BREDDIES 2002/03. ISS= Islas Shetland del Sur, PA= Península Antártica. Z= profundidad máxima

Transecto	Nombre de las estaciones								Z <sub>máx</sub> (m)	Angulo rotación										
	←ISS				PA→															
Fase 1	T1	nd	nd	5	7	9	11	12	450	35.443										
	T2	23	21	19	17	15	--	--	350	35,791										
	T3	Tramo 1	24	36	27	35	30	34	--	500	35,867									
Tramo 2							34	33	300	12.517										
Fase 2	T7	83	82	81	66	67	80	79	68	69	78	77	70	71	76	75	72	--	350	36.504

## AI.5.- ECUACIONES DE CALIBRACIÓN EN CIEMAR Y BREDDIES

A modo de síntesis las curvas de ajuste que se aplicaron a los datos de CIEMAR y BREDDIES tras la calibración de los datos de CTD, XBT y CTD ondulante (Shuttle) se muestran en la Tabla AI.2, donde figura también el coeficiente de correlación y la precisión obtenida para cada uno de los parámetros (Temperatura y Salinidad):

Tabla AI.2 Curvas de calibración de cada variable				
Campaña	Variable	Curva de ajuste	R <sup>2</sup>	Precisión
CIEMAR	Temperatura CTD (°C)	No necesario	--	
	Salinidad CTD	$S_{cal}=1.00963 \cdot S_{CTD}-0.32819$	0.9991	0.00002
BREDDIES	Temperatura CTD (°C)	$T_{cal}=0.9989 \cdot T_{CTD} + 0.0054$	1	0.0008°C
	Salinidad CTD	$S_{cal}=0.9511 \cdot S_{CTD} + 1.3232$	R <sup>2</sup> = 0.9981	0.0003
	Temperatura XBT (°C)	No necesario		0.001°C
	Profundidad XBT	No necesario		
	Temp. Shuttle (°C)	$T_{sh\ calibrada} = T_{Sh} * 0.8955 - 0.191$	0.957	0.065°C
	Conduct. Shuttle (mS/cm)	$C_{Sh-cal}=C_{Sh} \cdot 0.9264+1.7253(mS/cm)$	0.9525	0,0008
	Salinidad Shuttle	$S_{Sh-corr} = S_{Sh-cal} - 0.12$		



## Apéndice II

---

# Estimación de velocidades y transporte geostrófico

---

### **AII.1.- DATOS HIDROGRÁFICOS EN LA CUENCA CENTRAL DE BRANSFIELD**

Los datos hidrográficos disponibles para cuantificar el flujo geostrófico en la región se resumen en la Tabla II.1. En dicha tabla los transectos con dirección P son perpendiculares al Estrecho de Bransfield, y van desde las ISS hasta la plataforma de la Península Antártica (dirección NO-SE). Los transectos con dirección L son a lo largo del Estrecho (dirección SO-NE). Estos datos corresponden a las campañas CIEMAR y BREDDIES y fueron obtenidos con un CTD MarkIII. En el capítulo 2 se hizo una descripción completa de dichas campañas y del procesamiento aplicado a estos datos.

Tanto los transectos BW, BE y BC de CIEMAR como los transectos T6 y T7 de BREDDIES tienen una resolución espacial media entre estaciones de 5 mn (unos 9 km), aunque en T6 faltaron algunas estaciones. Sin embargo, los transectos T1, T2, T3 y T4, de BREDDIES se realizaron con una resolución entre estaciones de unas 10mn (18-20km). Estos últimos transectos, perpendiculares al Estrecho, se realizaron próximos entre sí, con una distancia entre transecto de 20 mn. Los datos hidrográficos de ambas campañas se interpolaron a 1dbar y con ellos se obtuvieron las velocidades geostróficas

relativas a 500 dbar, que por las particularidades del método ya comentadas, son perpendiculares al transecto donde se calculan. En el caso de los transectos con dirección P se consideran positivas las velocidades hacia el NE, mientras que en el caso de los transectos L, las velocidades positivas serán hacia el norte.

**Tabla AII.1.** Campañas CIEMAR y BREDDIES: transectos y estaciones utilizadas para los cálculos geostroficados y resolución espacial entre estaciones. Direcciones de los transectos respecto al Estrecho de Bransfield: P (perpendicular, aprox. dirección Norte-Sur); L(a lo largo del Estrecho, aprox. Oeste- Este)

Campaña	Transecto	Dirección	Resolución	Estaciones	
CIEMAR (1999)	22-30/12/1999	BW	P	5 mn	b1 bi6 b2p b2 bi5 b3 b3p b4 bi3 b5p b5 bi2 b6p bi1 b7
		BE	P	5 mn	t4 t5 t6 t7 t8 t9 t10 t11 t12 t13 t14 t15 t16 a1 a2
		BC	L	5 mn	x17 x16 x15 x14 x13 x12 x11 x10 x9 x8 x7 x6 x5 x4 x3 x2 x1
BRED- DIES 2002-2003	Fase 1 (30/12-06/01)	T1	P	10 mn	1 3 5 7 9 11 12
		T2	P	10 mn	23 21 19 17 15 13
		T3	P	10 mn	24 36 27 35 30 34 33
		T4	P	10 mn	37 39 41 43 45 47 49
	Fase 3 (13-18/01)	T6	L	5 mn	64 65 63 62 61 60 59 58 57
		T7	P	5 mn	83 82 81 66 67 80 79 68 69 78 77 70 71 76 75 72

Para su representación se realizaron secciones verticales de velocidad en cada transecto utilizando una interpolación tipo Kriging, suavizada en la dirección vertical. Teniendo en cuenta la resolución espacial de cada campaña, los gráficos de velocidad geostrofica se han realizado como una resolución de 5km x 5dbar en todos los transectos de CIEMAR y en el T7 de BREDDIES, mientras que en el resto de transectos de BREDDIES la resolución fue de 10 km x 5 dbar.

## AII.2.- MÉTODO GEOSTRÓFICO

En el interior del océano lejos de la superficie, del fondo y de las fronteras laterales, para distancias que exceden las decenas de kilómetros, y para escalas de tiempo mayores a algunos días, la componente horizontal del gradiente de presiones en el océano puede considerarse en balance con la componente horizontal de la fuerza de Coriolis, verificándose el balance geostrofico (Cushman-Roisin, 1994). Aplicando dicho

balance se obtienen las componentes norte ( $v$ ) y este ( $u$ ) de la velocidad geostrófica a partir de,

$$u(z) = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \Big|_z; \quad v(z) = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \Big|_z \quad (\text{II.1})$$

donde,  $p$ , es la presión,  $\rho$ , es la densidad y,  $f$ , el parámetro de Coriolis. La velocidad a cada profundidad dependerá del gradiente horizontal de presión en esa profundidad. La presión se estima utilizando la aproximación hidrostática entre una profundidad de referencia y el nivel  $z$  en el que se quiere conocer la velocidad. Sin embargo, suele ser difícil determinar gradientes horizontales de presión por lo que se suele utilizar un sistema de coordenadas con una variable vertical diferente a la profundidad. Entre las coordenadas más utilizadas están la presión (sistema de coordenadas isobárico) o la anomalía de densidad (sistema de coordenadas isopícnico). Esta variable “vertical” es perpendicular a las superficies isobáricas o isopícnas, respectivamente, entre las que se calculan diferencias que permiten obtener la velocidad geostrófica.

En este trabajo hemos utilizado un sistema de coordenadas isobárico. En él se necesita hacer uso del geopotencial para obtener las velocidades geostróficas. Partiendo de la aproximación hidrostática para puntos en la misma vertical,

$$\frac{dp}{dz} = \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

el geopotencial,  $\Phi$ , puede relacionarse con la presión, para puntos en la misma vertical, como:

$$d\Phi = g dz = -\rho^{-1} dp \quad (\text{II.2})$$

por lo que es habitual expresar la altura geopotencial en metros dinámicos ( $m \text{ din}$ ), cuya relación con las unidades del geopotencial es  $1 m \text{ din} = 10 J \text{ kg}^{-1}$ , de manera que los valores numéricos de  $\Delta z$  son muy parecidos a los de  $\Delta\Phi$ .

De manera que

$$\partial\Phi/\partial p = -\rho^{-1}$$

La velocidad geostrófica en el sistema isobárico se expresa entonces como:

$$u = -\frac{1}{f} \frac{\partial\Phi}{\partial y} \Big|_p; \quad v = \frac{1}{f} \frac{\partial\Phi}{\partial x} \Big|_p \quad (\text{II.3})$$

donde  $\frac{\partial\Phi}{\partial y}$  y  $\frac{\partial\Phi}{\partial x}$  son los gradientes horizontales de geopotencial a presión constante y  $f$  es el parámetro de Coriolis.

Conocido un geopotencial de referencia,  $\Phi_r$ , se puede estimar el geopotencial a una presión determinada  $p$ , a partir de (II.2),

$$\Phi(p) = \Phi_r - \int_{p_r}^p \frac{dp}{\rho} \quad (\text{II.4})$$

Definiendo la altura dinámica,  $D$ , en el nivel  $p$ , como la diferencia entre el geopotencial en  $p$ ,  $\Phi(p)$ , y en el nivel de referencia  $\Phi_r$ ,  $D = \Phi(p) - \Phi(p_r) = \Phi(p) - \Phi_r$ , la velocidad geostrófica en un sistema isobárico se puede obtener a partir de

$$v = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} \left( \int_{p_r}^p \frac{dp}{\rho} \right) \Big|_p = \frac{1}{f} \frac{\partial D}{\partial x} \Big|_p \quad (\text{II.5})$$

En la práctica la expresión (II.5) se discretiza, de forma que para obtener el perfil de velocidad geostrófica se toman perfiles de datos hidrográficos contiguos y se obtiene la diferencia de altura dinámica a cada presión entre ambos perfiles, dividida por la distancia entre los perfiles,  $L$ . Con este método se asigna el perfil de velocidades obtenido a una estación ficticia colocada en el centro de las dos estaciones reales.

Teniendo en cuenta el balance geostrófico (Ec. II.5), las velocidades geostróficas son perpendiculares al transecto en el que se calculan y su signo dependerá tanto de la diferencia de alturas dinámicas como del signo del parámetro de Coriolis. La resolución horizontal de las dos campañas utilizadas no es la misma y esta dependencia debe tenerse en cuenta al realizar comparaciones de velocidades entre campañas.

La estimación depende del nivel de referencia isobárico elegido. Así, a partir de la diferencia de alturas dinámicas se obtiene una velocidad geostrófica relativa a la velocidad que haya en el nivel de referencia. Si la velocidad del nivel de referencia fuese nula la velocidad geostrófica obtenida sería una velocidad absoluta y al nivel de referencia se denominaría nivel de no movimiento (NML). Es posible acercarse a esta situación eligiendo nivel de referencia con isopícnas lo más horizontales posibles.

Con el fin de obtener velocidades geostróficas relativas en la región de estudio y poder comparar las obtenidas tanto en las campañas CIEMAR y BREDDIES, como con estudios previos, se fijó el nivel de referencia en 500 dbar para ambas campañas. En general, las isopícnas no presentaban en este nivel, ya utilizado en estudios previos, importantes pendientes, salvo en algunas zonas en las que este nivel no parecía el adecuado y en las que hay que tener en cuenta a la hora de interpretar los resultados (BW de CIEMAR, Figura 3.5c).

Asimismo, debido a la configuración del fondo y a la cercanía de muchas estaciones a costa, en algunas estaciones la profundidad máxima resultaba ser más somera que el nivel de referencia elegido. Para cada sección oceanográfica se utilizó un nivel de referencia de 500 dbar, y a partir de las estaciones donde la profundidad máxima era menor que el nivel de referencia se tomaba como nivel el de la profundidad del fondo en cada caso. Así, es de esperar que en estos sectores se cometa una infraestimación de la velocidad geostrófica respecto al resto de cada sección (Gomis *et al.*, 2002). Afortunadamente, en una de las zonas de mayor interés para los cálculos geostróficos como es la zona del Frente de Bransfield, el pronunciado talud de las Islas Shetland del Sur permitió que se pudiera utilizar para esa zona el nivel de referencia de 500dbar. Para el Frente de Península, hay que considerar que las velocidades pueden resultar infraestimadas, puesto que suele coincidir con el inicio de la Plataforma Antártica, con profundidades inferiores a 500 m.

Una vez obtenido el campo de velocidades se puede determinar directamente el transporte geostrófico a través del transecto estudiado. Si se considera un transecto zonal, la velocidad geostrófica será perpendicular al mismo (Ec. II.3), de manera que el transporte geostrófico se obtendrá a partir de la siguiente expresión:

$$T_y = \int_{x_A}^{x_B} \int_z^{z_0} v_r dz dx \approx L \int_z^{z_0} v_r dz \quad (\text{II.6})$$

donde  $v_r$  es la velocidad geostrófica relativa al nivel de isobárico de referencia. A diferencia de la velocidad geostrófica, el transporte geostrófico es independiente de la distancia entre estaciones (comparar Ec. II.3 y II.6). El transporte geostrófico será dado en Sverdrups ( $1\text{Sv}=10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).



# Referencias

- Amos, A.F., 1987. RACER: Physical oceanography of the western Bransfield Strait Antarct. J.U.S., 22, 5, 137-140
- Basterretxea, G., Arístegui, J., 1999. Phytoplankton biomass and production during late austral spring (1991) and summer (1993) in the Bransfield Strait. Polar Biology 21, 11-22.
- Bryden, H. L., 1973. New polynomials for thermal expansion, adiabatic temperature gradient and potential temperature of seawater. Deep-Sea Research, 20, 401-408.
- Cappella J.E., Ross R.M., tin L.B., Hofmann E.E. 1992. A note on the thermal structure of the upper ocean in the Bransfield Strait-South Shetland Islands region. Deep-Sea Research 39, 1221-1229.
- Chelton, D.B., Deszoeke, R.A., Schlax, M.G., Naggar, K., Stwertz, N., 1998. Geographical variability of the first baroclinic rossby radius of deformation. Journal of Physical Oceanography 28, 433–460.
- Chelton D.B., Schlax M.G., Samelson R.M., de Szoeki R.A., 2007. Global observations of large oceanic eddies. Geophys. Res. Lett., 34, L15606
- Cisewski B., Strass V. H. and Prandke H., 2005. Upper-ocean vertical mixing in the Antarctic Polar Front Zone. Deep-Sea Research II 52 1087- 1108.
- Clowes, A. J., 1934. Hydrology of the Bransfield Strait. Journal of Physical Oceanography 9, 1–64.

- 
- Corzo A., Rodríguez-Gálvez S., Lubian L., Sobrino C., Sangrà P., Martínez A., 2005. Antarctic marine bacterioplankton subpopulations discriminated by their apparent content of nucleic acids differ in their response to ecological factors. *Polar Biology* 29: 27–39
- Csanady, G., 1977. The coastal jet conceptual model in the dynamics of shallow seas. *The sea, Vol 6: Marine Modelling*. Ed. Godlbery, Wiley-Interscience.
- Cushman-Roisin, B. 1994. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. Prentice-Hall, 320pp.
- Flierl, G. R. y Robinson A. R., 1976. XBT measurements of thermal gradients in the MODE eddy. *Journal of physical Oceanography*, 7, 300-302.
- Fofonoff, N. P., y Millard R.C., 1983. Algorithms for computations of fundamental properties of seawater. *UNESCO Technical Papers in Marine Science No. 44*, 53 pp.
- García, M. A., Castro, C. G., Ríos, A. F., Doval, M. D., Rosón, G., Gomis, D., López, O., 2002. Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral summer 1995/96. *Deep-Sea Research II* 49, 585–602.
- García, M. A., López, O., Sospedra, J., Espino, M., Gracia, V., Morrison, G., Rojas, P., Figa, J., Puigdefabregas, J., Arcilla, A. S., 1994. Mesoscale Variability in the Bransfield Strait Region (Antarctica) during Austral Summer. *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences* 12 (9), 856–867.
- Gomis, D., García, M. A., López, O., Pascual, A., 2002. Quasi-geostrophic 3D circulation and mass transport in the western bransfield strait during austral summer 1995/96. *Deep Sea Research II* 49, 603–621.
- Gordon, A. L., Nowlin, W. D., 1978. The Basin Waters of Bransfield Strait. *Journal of Physical Oceanography* 8 (2), 258–264.

- 
- Gordon, A. L., Mensch, M., Dong, Z., Jr., W. M. S., Bettencourt, J. D., 2000. Deep and bottom water of the Bransfield Strait eastern and central basins. *Journal of Geophysical Research* 105 (C5), 11337–11346.
- Gregg, M.C., 1989. Scaling turbulent dissipation in the thermocline. *Journal of Geophysical Research* 94, 9686–9698.
- Grelowski, A. And Tokarczyk R., 1985. Hydrological conditions in the region of Bransfield Strait and southern part of Drake Passage in the period from December 10, 1983 and January 8, 1984 (BIOMASS-SIBEX). *Polish Polar Research* 6,31-41.
- Grelowski, A., Majewicz, A., Pastuszek, M., 1986. Mesoscale hydrodynamic processes in the region of the Bransfield Strait and the southern part of Drake Passage during Biomass-SIBEX 1983/84. *Polish Polar Research* 7, 353–369.
- Griffiths, R. W., Hopfinger, E. J., 1983. Gravity currents moving along a lateral boundary in a rotating fluid. *Journal of Fluid Mechanics* 134, 357–399.
- Gyldenfeldt A-B., Fahrbach E., García M.A., Schröder M., 2002. Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula. *Deep-Sea Research II* 49; 4743-4766.
- Hanawa, K. y Yasuda, T., 1992. New detection method for XBT depth error and relationship between the depth error and coefficients in the depth-time equation. *Journal of Oceanography*, 48, 221-230.
- Hacker, J. N., Linden, P. F., 2002. Gravity currents in rotating channels. Part1. Steady-state theory. *Journal of Fluid Mechanics* 457, 295–324.
- Heinmiller, R. C., Ebbesmeyer, C. C., Taft, B. A., Olson, D. B., Nitkin, G.P., 1983. Systematic errors in expandable bathythermograph (XBT) profiles. *Deep-Sea Research*, 30, 1185-1197.
- Helfrich, K. R., Mullarney, J. C., 2005. Gravity currents from a dam-break in a rotating channel. *Journal of Fluid Mechanics* 536, 253–283.
- Hernández-Arencibia, M. 2013. Estudio Experimental del Sistema de la Corriente de Bransfield. Tesis Doctoral por la ULPGC.

- 
- Hofmann, E.E., Lascara C.L., Klinck, J. M., Smith D., 1996. Water mass distribution and circulation west of the Antarctic Peninsula and including Bransfield Strait. In: RM. Ross et al. (Ed.), Foundations for Ecological Research west of the Antarctic Peninsula, Vo. 70, Antarctic Research Series, pp 61-80.
- Howard S.L., Hyatt J., Padman L., 2004. Mixing in the pycnocline over the western Antarctic Peninsula shelf during Southern Ocean GLOBEC. Deep-Sea Research II, vol 51 , pp. 1965-1979.
- Huntley, M., Karl, D. M., Niller, P., Holm-Hansen, O., 1991. Research on Antarctic Coastal Ecosystem Rates (RACER): an interdisciplinary field experiment. Deep Sea Research A 38 (8-9), 911–941.
- Ichii, T., Katayama, K., Obitsu, N., Ishii, H., Naganobu, M., 1998. Occurrence of Antarctic krill (*Euphasia superba*) concentrations in the vicinity of the South Shetland Islands: relationship to environmental parameters. Deep-Sea Research I 45, 1235–1262.
- Large, W. G., Peter R. Gent, 1999. Validation of Vertical Mixing in an Equatorial Ocean Model Using Large Eddy Simulations and Observations. Journal of Physical Oceanography, **29**, 449–464.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., Doney, S. C., 1994. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a non local boundary layer parameterization. Reviews of Geophysics, 32, 363-403.
- Law, C.S., Abraham, E.R., Watson, A.J., Liddicoat, M.E., 2003. Vertical Eddy diffusion and nutrient supply to the surface mixed layer of the Antarctic Circumpolar Current Journal of Geophysical Research 108 (8), 3272.
- López, O., García, M. A., Gomis, D., Rojas, P., Sospedra, J., Sánchez-Arcilla, A., 1999. Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfield Strait (Antarctica). Deep Sea Research I 46 (10), 1755– 1778.
- Muench, R.D., Padman, L., Howard, S.L., Fahrbach, E., 2002. Upper ocean diapycnal mixing in the northwestern Weddell Sea. Deep-Sea Research II 49, 4843–4861.

- 
- Munk, W.H., y Anderson, E.R., 1948. Notes on a theory of the thermocline. *Journal of Marine Research*; 7():276-295.
- Naveira Garabato, A.C., Polzin, K.L., King, B.A., Heywood, K. J., Visbeck, M., 2004. Widespread Intense Turbulent Mixing in the Southern Ocean. *Science* Vo. 303, 9 January.
- Naveira Garabato, A. C, 2007. Oceanography of the Scotia Sea, Bransfield Strait and Drake Passage. In *Encyclopedia of the Antarctic*, B. Riffenburgh, Ed. (Routledge, New York).
- Niller, P. P., Amos, A., Hu, J. H., 1991. Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region. *Deep Sea Research A* 38 (8-9), 943–959.
- Obaton, D., Millot, C., D’Hières, G. C., Taupier-Letage, I., 2000. The Algerian current: comparisons between in situ and laboratory data sets. *Deep Sea Research I* 47 (11), 2159–2190.
- Oceansoft MKIII/SCTD Acquisition Software Manual, 1990. P/N Manual 10239. EG&G Marine Instruments.
- Orsi, A. H., Whitworth, T., W.D., N., 1995. On the meridional extent and fronts of the antarctic circumpolar current. *Deep Sea Research I* 42 (5), 641–673.
- Pacanowski, R.C., Philander, S.G.H., 1981. Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical oceans. *Journal of Physical Oceanography* 11, 1443–1451.
- Padman, L., Jones, I.S.F., 1985. Richardson number statistics in the seasonal thermocline. *Journal of Physical Oceanography* 15, 844–854.
- Pelegrí, J. L., A. Antoranz, D. Grisolia, A. W. Ratsimandresy and P. Sangrà (1995) Campaña Hespérides Octubre 1995 Cartagena – Las Palmas de Gran Canaria. Informe presentado a la CICYT. Proyectos AMB94-1482E y AMB95-0731, 48 pp.
- Pelegrí, J.L. y Sangrà, P., 1998. A mechanism for layer formation in stratified geophysical flows. *Journal Geophysical Research.*, 103: 30679-30693.

- 
- Rodríguez-Santana, A., 1997. Mezcla diapicna en sistemas frontales. *Tesis Doctoral*, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 123 pp.
- Rodríguez-Santana, A., Pelegrí, J. L., Sangrá, P., y Marrero-Díaz, A., 1999. Diapycnal mixing in Gulf Stream meanders. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C11), 25981-25912.
- Rodríguez-Santana, A., Pelegrí, J. L., Sangrá, P., y Marrero-Díaz, A., 2001. On the relevance of diapycnal mixing for the stability of frontal meanders. An interdisciplinary view of the ocean. J. L. Pelegrí, I. Alonso and J. Arístegui (Eds.) *Scientia Marina*, 65 (suppl. 1), 251-258.
- Sangrá, P., **Gordo**, C., Hernández-Arencibia, M., Marrero-Díaz, A., Rodríguez-Santana, A., Stegner, A., Martínez-Marrero, A., Pelegrí, J. L., Pichon, T., 2011. The Bransfield Current System. *Deep-Sea Research I* 58, 390-402.
- Santini, M. F.; Muelbert, M. M. C.; Souza, R. B.; Wainer, I.E. K. C.; Hindell, M. A. 2013. Estrutura termohalina e massas de água ao norte da Península Antártica revelada a partir de dados in situ coletados por elefantes-marinhos do sul (*Mirounga leonina*). *Ambi-Agua*, Taubaté, v. 8, n. 1, p.119-132.
- Saunders, P., 1990. The International Temperature Scale of 1990, ITS-90. *WOCE Newsletter* 10.
- Savidge, D. K., Amft, J. A., 2009. Circulation on the West Antarctic Peninsula derived from 6 years of shipboard ADCP transects. *Deep-Sea Research I* 56 (10), 1633–1655.
- SEASOFT-Win32: SBE Data Processing User's Manual, 1998. Sea-Bird Electronics, Washington. Website: [www.seabird.com](http://www.seabird.com)
- Sievers, H. A., 1982. Descripción de las condiciones oceanográficas físicas, como apoyo al estudio de la distribución y comportamiento del krill. *INACH Serie Científica* 28, 87–136.
- Smith, W. H. F., Sandwell, D. T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277 (5334), 1956–1962.

- 
- Smith D. A., Hofmann E. E., Klinck, J. M., Lascara C. M., 1999. Hydrography and circulation of the West Antarctic Peninsula Continental Shelf. *Deep-Sea Research I* 46 (1999) 925-949.
- Stegner, A., Bouruet-Aubertot, P., Pichon, T., 2004. Nonlinear adjustment of density fronts. Part 1. The Rossby scenario and the experimental reality *Journal of Fluid Mechanics* 502, 335–360.
- Stein, M., Heywood, R. B., 1994. Antarctic environment-physical oceanography: The Antarctic Peninsula and Southwest Atlantic region of the Southern Ocean. *Southern Ocean Ecology*, 11-24
- Stein, M., 1989. Seasonal variation of water masses in Bransfield Strati and adjacent waters. *Archiv Fischereiwissenschaft*, v. 39, p. 15-38.
- Sybrandy, A. L. and P. P. Niiler, 1992: WOCE/TOGA Lagrangian drifter construction manual. WOCE Rep. 63, SIORef. 91/6, 58 pp., Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, Calif.
- Tal Ezer, 2005. Entrainment, diapycnal mixing and transport in three-dimensional bottom gravity current simulations using the Mellor–Yamada turbulence scheme. *Ocean Modelling* 9 (2005) 151–168.
- Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., Swift, J. H., 2011. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. Elsevier, Ch. Southern Ocean, pp. 437–471.
- Tomczak et al, 2005. Interannual variations of water mass volumes in the Southern Ocean. *Journal of Atmospheric & Ocean Science*. Volume 10, Issue 1, pp 31-42.
- Tomczak M., y Godfrey, J. S., 2001. *Regional Oceanography: An introduction*. Pergamon Press, Cap.6, 422 pp.
- Thompson, A. F., Heywood, K. J., Thorpe, S. E., Renner, A. H. H., Trasvina, A., 2009. Surface Circulation at the Tip of the Antarctic Peninsula from Drifters. *Journal of Physical Oceanography* 39 (1), 3–26.

- Tokarczyk, R., 1987. Classification of water masses in the Bransfield Strait and southern part of the Drake passage using a method of statistical multidimensional analysis. *Polish Polar Research* 8, 333–336.
- UNESCO, 1991. Processing of oceanographic station data. *Unesco Technical Papers in Marine Science*. 138 pp.
- UNESCO, 1981. The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Sea water 1980. *Unesco technical papers in marine science* 36, 25pp.
- Vázquez, E., Ameneiro, J., Putzeys, S., **Gordo**, C., Sangrá, P., 2007. Distribution of meroplankton communities in the Bransfield Strait, Antarctica. *Marine Ecology Progress Series* 338, 119–129.
- Whitworth, T., Peterson, R., 1985. Volume transport of the antarctic circumpolar current from bottom pressure measurements. *Journal of Physical Oceanography* 15 (6), 810–816.
- Whitworth, T., Nowlin Jr., W.D., Orsi, A.H.; Locarnini, R.A., Smith, S.G., 1994. Weddell Sea shelf water in the Bransfield Strait and Weddell-Scotia Confluence Deep-Sea Research Part I, 41, 4, 629–641
- Wilson, C., Klinkhammer, G.P., and Chin, C., 1999. Hydrography within the Central and East Basins of the Bransfield Strait, Antarctica. *J. Physical Oceanography* 29, 465–47.
- WOCE, World Ocean Circulation Experiment Implementation Plan Vol. I .Detailed Requirements, 1998. WCRP – 11, (WMO/TD- No. 242). IOC, SCOR. <http://woce.nodc.noaa.gov/wdiu/wocedocs/index.htm>
- Wunsch, C., Ferrari, R., 2004. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans. *Annual Review of Fluid Mechanics* 36, 281–314.
- Zhou, M., Niiler, P. P., Hu, J. H., 2002. Surface currents in the Bransfield and Gerlache Straits, Antarctica. *Deep Sea Research I* 49 (2), 267–280.
- Zhou, M., Niiler, P. P., Zhu, Y., Dorland, R. D., 2006. The western boundary current in the Bransfield Strait, Antarctica. *Deep Sea Research I* 53 (7), 1244–1252.

## Otras Referencias

Antoranz, A. y Cortés, J.M. Informe datos ADCP Breddies 2002/03

SIDMAR, Bernhard Pack S.L. <http://www.sidmar.es/es/>

ADCP RDI Instrument manual. <http://www.rdinstruments.com/surveyor.aspx>

BIO Hespérides. <http://www.utm.csic.es/hesperides.asp>

Chelsea Technologies Group. <http://www.chelsea.co.uk/allproduct/marine/towed-vehicles/nushuttle>

CTD MKIIC, General Oceanics. <http://www.generaloceanics.com/genocean/mk3c.htm>

SEASOFT, 2002. CTD Data Acquisition Software SEASOFT ,VERSION 4.249 Sea  
Bird Electronics. Washington 98005 USA

SIS Sensoren Instrumente Systeme, modelo RTM4002X

[http://www.sis-germany.com/german/rtm\\_d.htm](http://www.sis-germany.com/german/rtm_d.htm)

XBT fabricadas por Lockheed M. Sippican, [www.sippican.cmo/seaair/xbt.php](http://www.sippican.cmo/seaair/xbt.php)