

**UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA**  
**DEPARTAMENTO DE FÍSICA. PROGRAMA DE OCEANOGRAFÍA**



**TESIS DOCTORAL**

**DETERMINACIÓN DE LA VARIABILIDAD ESTACIONAL DEL  
TRANSPORTE DE MASA, CALOR Y AGUA DULCE EN LA CUENCA  
ESTE DEL GINO SUBTROPICAL DEL ATLÁNTICO NORTE  
MEDIANTE EL USO DE PERFILADORES LAGRANGIANOS**

**EUGENIO ÓLIVER FRAILE NUEZ**

Las Palmas de Gran Canaria, 2004

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA

PROGRAMA DE OCEANOGRAFÍA



Tesis Doctoral en Ciencias del Mar

**Determinación de la variabilidad estacional del transporte de masa, calor y agua dulce en la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte mediante el uso de perfiladores lagrangianos.**

Eugenio Óliver Fraile Nuez

LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

2004



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA

PROGRAMA DE OCEANOGRAFÍA

**Determinación de la variabilidad estacional del transporte de masa, calor y agua dulce en la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte mediante el uso de perfiladores lagrangianos.**

Tesis doctoral presentada por D. Eugenio Óliver Fraile Nuez

Dirigida por el Dr. D. Alonso Hernández Guerra

El director,

El doctorando,

Fdo.: Dr. D. Alonso Hernández Guerra

Fdo.: D. Eugenio Óliver Fraile Nuez

Las Palmas de Gran Canaria, 22 de noviembre de 2004



A mis padres.



# Agradecimientos

---

Este trabajo de investigación, lejos de ser una labor individual, ha sido realizado gracias a la aportación de numerosas personas, sin cuya generosa participación no habría podido llevarse a cabo.

En primer lugar, debo expresar mi gratitud al Dr. D. Alonso Hernández Guerra, director de esta tesis, por haberme propuesto realizar este trabajo y por el apoyo y paciencia mostrados en todo momento. Su entusiasmo y su saber hacer, en la línea de investigación en la que se enmarca este proyecto, han sido claves para la finalización del mismo.

Debo manifestar desde aquí, mi reconocimiento hacia mis compañeros del Departamento de Física, cuya amistad y camaradería han creado el ambiente propicio para poder realizar este trabajo de investigación. Hago especial mención de aquellos que, como yo, trabajan en el campo de la Oceanografía Física y muy especialmente a Francisco Machín que, quitándose tiempo para la realización de su propia tesis doctoral, siempre estuvo ahí cuando lo necesitaba... ¡gracias amigo!. A Rafael Borges, Damià Gomis y Simón Ruiz, sin cuya ayuda el análisis objetivo sería aún un tema de ficción. A Jose Luis Pelegrí, por su apoyo incondicional y amistad, y a Antonio Martínez, por despejarme dudas de programación. También deseo dar las gracias a Javier Arístegui por brindarme la oportunidad de introducirme en el mundo de la investigación, y a Santiago Hernández por su confianza para dejarme participar en sus campañas oceanográficas.

Gracias también a: Carolina Padrón, Daura Vega, Pilar Pérez, Laura Herraiz, Veróni-

ca Benítez y José Abreu por su amistad incondicional.

El Instituto Español de Oceanografía, y su personal investigador, han sido también claves fundamentales para la finalización del trabajo. Debo expresar mi más sincera gratitud a: Gregorio Parrilla, Federico López Laatzen, Pedro J. Vélez, Alicia Lavín, Rosario Carballo, José Escánez y Nicolás González.

La realización de esta tesis ha sido posible gracias al proyecto Gyroscope ( *EVK2 – CT – 2000 – 00087*).

No podría concluir los agradecimientos sin dedicar este trabajo a mi familia que, incesantemente, me ha dado muestras de su apoyo y afecto incondicional. A mi madre Eugenia Nuez, a mi padre Juan Fraile y a mis tres hermanos: Juan Martín, Magdalena y Francisco. Para terminar con los agradecimientos a mi familia, lo haré con lo más maravilloso que nos ha pasado en estos últimos años, mi sobrina y ahijada Haridian, para que siga repartiendo el amor y la felicidad como hasta el momento.

# Prefacio

---

Este trabajo de investigación se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor por la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. No ha sido presentada anteriormente para la obtención de ningún otro título, en esta u otras Universidades. Dicho trabajo de investigación contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el Departamento de Física, durante el período comprendido entre el 1 de enero de 2001 y el 22 de noviembre de 2004, bajo la dirección del Dr. D. Alonso Hernández Guerra, Catedrático de dicha Universidad.

**Eugenio Óliver Fraile Nuez**

DEPARTAMENTO DE FÍSICA

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

Las Palmas de Gran Canaria, a 22 de noviembre de 2004



# Resumen

---

Para estudiar la variabilidad estacional de los transportes de masa, calor y agua dulce en la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte, se han analizado cuatro series distintas de temperatura y salinidad entre abril de 2002 y marzo de 2003. Fueron recogidas, en tiempo real, a partir de los datos proporcionados por 19 perfiladores lagrangianos autónomos diseminados en la zona de estudio.

Estos datos de temperatura y salinidad han sido interpolados, mediante una técnica avanzada de análisis espacial objetivo, a cinco cajas de idénticas dimensiones y con igual número de puntos de malla. Cada una de las cajas corresponde a una estación del año, siendo la quinta y última de ellas, la media anual.

Se ha aplicado un modelo inverso a cada una de las campañas estacionales y a la media para la obtención de los transportes de masa, calor y agua dulce. El modelo inverso combina observaciones con información de la dinámica del medio, para estimar alguna característica desconocida de la circulación oceánica (velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapicnas a través de cada interface, coeficientes de difusión diapicna, ajustes del transporte de Ekman y flujo de agua dulce).

Los resultados de este trabajo, muestran que los perfiladores lagrangianos tienen la suficiente resolución vertical como para identificar las diferentes masas de agua existentes en la región de estudio. Así mismo, ha sido posible cuantificar la circulación de las capas superficiales, encontrándose para el transecto norte de nuestra región, un mínimo del transporte de masa meridional de  $-7.6 \pm 1.8$  Sv en verano, y un máximo en invierno

de  $-10.9 \pm 1.9$  Sv. Para el transecto sur se ha encontrado un máximo en verano de  $-15.5 \pm 2.0$  Sv. El transecto este de nuestra región está relacionado con la circulación de la Corriente de Canarias, que tiene un máximo significativo en verano de  $-4.8 \pm 1.4$  Sv y mínimo en invierno de  $-2.2 \pm 1.0$  Sv, demostrándose, así, la variabilidad estacional de dicha corriente en la zona de estudio.

Finalmente, se han cuantificado los intercambios de agua dulce y calor entre la atmósfera y el océano y se han comparado con valores climatológicos. Obteniéndose para toda la región de estudio que, los procesos de evaporación superan durante todo el año a la precipitación pero de magnitud inferior a los que presenta la climatología. En cuanto a los transportes de calor, los valores obtenidos en este trabajo muestran que el océano está transfiriendo calor a la atmósfera durante todas las estaciones analizadas, pero su incertidumbre los hace no concluyentes.

# Índice general

---

Índice de figuras	xvii
Índice de tablas	xxi
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Localización geográfica . . . . .	1
1.2. Masas de agua . . . . .	2
1.2.1. Aguas centrales . . . . .	3
1.2.2. Aguas intermedias . . . . .	3
1.3. Circulación oceánica . . . . .	5
1.4. Oceanografía operacional . . . . .	6
1.4.1. Argo . . . . .	7
1.4.2. Gyroscope . . . . .	9
1.5. Objetivos . . . . .	10
<b>2. Instrumentos y Datos</b>	<b>13</b>
2.1. Perfiladores lagrangianos . . . . .	13
2.1.1. APEX y Provor . . . . .	15
2.1.2. Resolución vertical de los perfiles . . . . .	17
2.1.3. Calibración de los datos de salinidad . . . . .	19
2.1.4. Distribución anual de los datos . . . . .	21

2.1.5.	Distribución estacional de los datos . . . . .	22
2.2.	Datos climatológicos . . . . .	25
2.2.1.	SMD94 . . . . .	25
2.2.2.	WOA94 . . . . .	27
2.3.	Datos de satélite . . . . .	28
2.3.1.	Temperatura superficial del mar . . . . .	28
2.3.2.	Viento . . . . .	29
2.4.	Datos de batimetría . . . . .	30
<b>3.</b>	<b>Métodos</b>	<b>31</b>
3.1.	Análisis Espacial Objetivo . . . . .	31
3.1.1.	Introducción . . . . .	31
3.1.2.	Fundamento teórico . . . . .	32
3.1.3.	Determinación del brazo de malla . . . . .	35
3.1.4.	Cálculo de la matriz de peso $W$ . . . . .	37
3.1.5.	Método de Correcciones Sucesivas . . . . .	40
3.1.6.	Errores estadísticos . . . . .	41
3.2.	Modelo Inverso . . . . .	45
3.2.1.	Flujo geostrófico . . . . .	45
3.2.2.	Teoría de los modelos inversos . . . . .	47
3.2.3.	Generalización de los modelos inversos . . . . .	50
3.2.4.	El estimador Gauss-Markov . . . . .	54
<b>4.</b>	<b>Resultados</b>	<b>59</b>
4.1.	Masas de agua . . . . .	59
4.2.	Circulación anual . . . . .	64
4.3.	Variación estacional de la circulación . . . . .	70
4.3.1.	Primavera . . . . .	70

---

4.3.2. Verano . . . . .	75
4.3.3. Otoño . . . . .	79
4.3.4. Invierno . . . . .	83
4.4. Variabilidad estacional del transporte de Ekman . . . . .	88
4.5. Variabilidad estacional de los flujo de calor y de agua dulce . . . . .	89
4.6. Transporte de Sverdrup . . . . .	91
<b>5. Conclusiones y Trabajos Futuros</b>	<b>101</b>
5.1. Conclusiones . . . . .	101
5.1.1. Masas de agua . . . . .	101
5.1.2. Circulación . . . . .	102
5.1.3. Transporte de Ekman . . . . .	103
5.1.4. Flujo de calor y agua dulce . . . . .	103
5.1.5. Transporte de Sverdrup . . . . .	104
5.2. Trabajos Futuros . . . . .	104
<b>A. Tabla resumen de los transportes geostroficados</b>	<b>105</b>
<b>B. Matrices del sistema <math>Ex + n = y</math></b>	<b>107</b>
<b>Lista de abreviaturas</b>	<b>111</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>120</b>



# Índice de figuras

---

1.1. Localización geográfica de la zona de estudio . . . . .	2
1.2. Masas de agua en el océano Atlántico Oriental (Pickard & Emery, 1982) .	3
1.3. Posiciones de los 1043 perfiladores diseminados en todo el mundo por el proyecto Argo (Febrero 2004). . . . .	7
1.4. Esquema básico del ciclo de un perfilador lagrangiano. . . . .	8
1.5. Mapa general de la campaña Gyroscope E-03-2002. . . . .	10
2.1. Flotador APEX. . . . .	15
2.2. Flotador Provor. . . . .	16
2.3. Posiciones de los perfiladores lagrangianos desde abril 2002 hasta marzo 2003. . . . .	17
2.4. Periodograma para los 19 perfiladores lagrangianos. Se puede observar el número de perfiladores por estación del año (trimestres). . . . .	21
2.5. Posiciones de los perfiles utilizados en primavera. . . . .	22
2.6. Posiciones de los perfiles utilizados en verano. . . . .	23
2.7. Posiciones de los perfiles utilizados en otoño. . . . .	24
2.8. Posiciones de los perfiles utilizados en invierno. . . . .	25
2.9. Mapa del esfuerzo del viento medio anual. . . . .	26
2.10. Flujo de agua dulce anual . . . . .	26
2.11. Satélite NOAA17-(M) (NOAA, 2004). . . . .	28

2.12. Satélite Quikscat (Quikscat, 2004) . . . . .	29
2.13. Mapa del esfuerzo del viento del año para la zona de estudio medida por el sensor Quikscat. . . . .	30
3.1. Posiciones en las que se estima la temperatura y salinidad a partir de los datos tomados por los perfiladores lagrangianos mediante AEO. . . . .	36
3.2. Estimación del error ( $2S_{ey}$ ) para la variable <i>temperatura anual</i> cometidos por el AEO para toda la columna de agua. . . . .	43
3.3. Estimación del error ( $2S_{ey}$ ) para la variable <i>salinidad anual</i> cometidos por el AEO para toda la columna de agua. . . . .	44
4.1. Diagrama $\theta/S$ para todos los perfiles utilizados en este estudio y para cuatro perfiles cuya localización se indica a la derecha. . . . .	59
4.2. Sección vertical de $\theta$ (anual) . . . . .	61
4.3. Sección vertical de salinidad (anual) . . . . .	62
4.4. Imagen de temperatura superficial del mar . . . . .	63
4.5. Sección vertical anual de $\gamma_n$ . . . . .	65
4.6. Transporte de masa geostrófico por capa y por transecto (anual) . . . . .	66
4.7. Transporte de masa geostrófico acumulado (anual) . . . . .	67
4.8. Velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapicnas y coeficientes de difusión diapicna para la campaña anual. . . . .	68
4.9. Transporte de masa geostrófico por capas y transecto anual después de la aplicación del modelo inverso. . . . .	68
4.10. Transporte de masa acumulado geostrófico anual para la capa superficial, intermedia y neta. . . . .	69
4.11. Interpretación de la circulación para la capa superficial (anual). . . . .	69
4.12. Sección vertical de $\gamma_n$ (primavera) . . . . .	70
4.13. Transporte de masa geostrófico por capa y por transecto (primavera) . . . . .	71

---

4.14. Velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapicnas y coeficientes de difusión diapicna (primavera). . . . .	72
4.15. Transporte de masa geostrófico por capas y transecto, después de la aplicación del modelo inverso (primavera). . . . .	72
4.16. Transporte de masa geostrófico acumulado para la capa superficial, intermedia y neta, después de la aplicación del modelo inverso (primavera). . .	73
4.17. Interpretación de la circulación para la capa superficial (primavera). . . .	74
4.18. Sección vertical de $\gamma_n$ (verano). . . . .	75
4.19. Transporte de masa geostrófico por capa y por transecto (verano). . . . .	76
4.20. Velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapicnas y coeficientes de difusión diapicna (verano). . . . .	77
4.21. Transporte de masa geostrófico por capas y transecto, después de la aplicación del modelo inverso (verano). . . . .	77
4.22. Transporte de masa geostrófico acumulado para la capa superficial, intermedia y neta, después de la aplicación del modelo inverso (verano). . . .	78
4.23. Interpretación de la circulación para la capa superficial (verano). . . . .	78
4.24. Sección vertical de $\gamma_n$ (otoño). . . . .	79
4.25. Transporte de masa geostrófico por capa y por transecto (otoño). . . . .	80
4.26. Velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapicnas y coeficientes de difusión diapicna (otoño). . . . .	81
4.27. Transporte de masa geostrófico por capas y transecto, después de la aplicación del modelo inverso (otoño). . . . .	81
4.28. Transporte de masa geostrófico acumulado para la capa superficial, intermedia y neta, después de la aplicación del modelo inverso (otoño). . . . .	82
4.29. Interpretación de la circulación para la capa superficial (otoño). . . . .	82
4.30. Sección vertical de $\gamma_n$ (invierno). . . . .	83
4.31. Transporte de masa geostrófico por capa y por transecto (invierno). . . .	84

4.32. Velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapicnas y coeficientes de difusión diapicna (invierno). . . . .	85
4.33. Transporte de masa geostrófico por capas y transecto, después de la aplicación del modelo inverso (invierno). . . . .	86
4.34. Transporte de masa geostrófico acumulado para la capa superficial, intermedia y neta, después de la aplicación del modelo inverso (invierno). . . . .	86
4.35. Interpretación de la circulación para la capa superficial (invierno). . . . .	87
4.36. Comparación de flujo de calor atmósfera-océano obtenido en este trabajo con valores climatológicos. . . . .	90
4.37. Comparación de flujo de agua dulce obtenido en este trabajo con valores climatológicos . . . . .	91
4.38. Esquema del Transporte de Sverdrup ( $V_{Sv}$ ). . . . .	93
4.39. Comparación entre el transporte geostrófico para el océano interior calculado a partir de dos conjuntos de datos hidrográficos a lo largo del paralelo 24°N y el transporte para el océano interior calculado mediante el rotacional del esfuerzo del viento. . . . .	96
4.40. Transportes en el océano interior anuales calculados a partir de datos hidrográficos (IGY-1957,1981,1992,Gyroscope-2002) para el paralelo 24°N comparados con el transporte en el océano interior teórico. . . . .	97
4.41. Transportes en el océano interior en cada estación durante abril-2002 y marzo-2003 para el paralelo 24°N, comparados con el transporte en el océano interior teórico. . . . .	98
4.42. Esquema global de la Circulación de Bucle Global (W. Broecker, modified by E. Maier-Rejmer). . . . .	99

# Índice de Tablas

---

2.1. Información sobre el diseminado de los 19 perfiladores en la Cuenca Canaria.	14
2.2. Precisión de los sensores APEX y Provor . . . . .	16
2.3. Profundidades de adquisición de datos para los perfiladores Provor . . . .	18
2.4. Profundidades de adquisición de datos para los perfiladores APEX . . . .	18
2.5. Profundidades interpoladas . . . . .	19
2.6. Tabla promedio de los valores de sesgo con su respectivo error para los valores de salinidad recogidos por los perfiladores Provor y APEX. . . . .	19
3.1. Errores estadísticos ( $2S_{ey}$ ) del AEO para la variable temperatura ( $^{\circ}C$ ) en intervalos de profundidad. . . . .	43
3.2. Errores estadísticos ( $2S_{ey}$ ) del AEO para la variable salinidad ( $psu$ ) en intervalos de profundidad. . . . .	44
3.3. Capas de $\gamma_n$ en las que se divide la columna de agua para el cálculo de transportes geostroficados, (Ganachaud, 1999; Macdonald, 1998). . . . .	49
3.4. Transporte de Ekman calculado a partir del esfuerzo medio anual del viento, en cada uno de los transectos. . . . .	50
3.5. Incertidumbre <i>a priori</i> de las incógnitas . . . . .	57
3.6. Incertidumbre anual <i>a priori</i> del ruido para las ecuaciones de masa y de anomalía de salinidad para cada una de las capas. . . . .	58

4.1. Transporte de Ekman para cada una de las estaciones y transecto. El signo de los transportes tiene sentido geográfico. . . . .	88
4.2. Valores medios de flujo de calor y agua dulce para la climatología y los valores medios de este trabajo. . . . .	89
A.1. Transportes geostroficados por transecto para las diferentes estaciones y la anual, como resultado de la aplicación del modelo inverso. . . . .	105

# Introducción

---

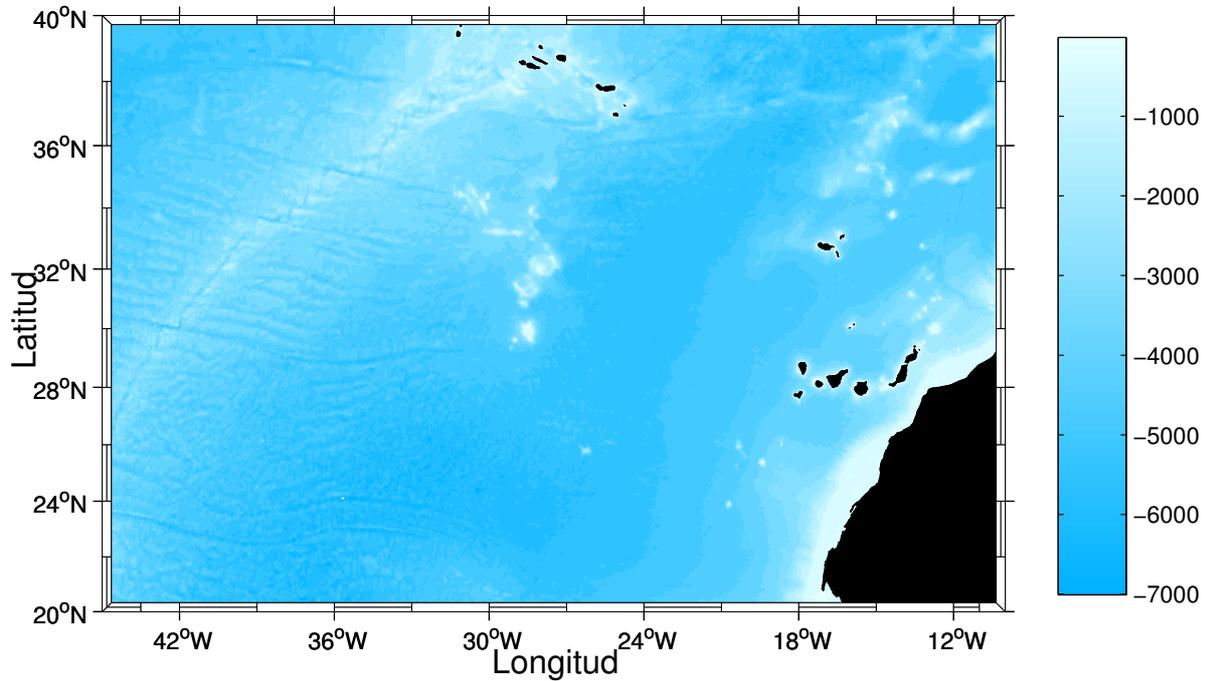
## 1.1. Localización geográfica

La Cuenca Canaria comprende desde los 20° hasta los 40°N de latitud, y desde los 10° hasta los 40°O de longitud, pudiéndose alcanzar en ella más de 7000 metros de profundidad. Este trabajo centra sus estudios en la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte dentro de la Cuenca Canaria, delimitada entre las Islas Canarias, la Cordillera Centro-Atlántica y las latitudes 24° y 30°N (figura 1.1).

Las dimensiones de la Cuenca Canaria son de aproximadamente 3150 *km* de largo por 2222 *km* de ancho, lo que representa un área total de unos 7 millones de *km*<sup>2</sup>. La magnitud de esta cuenca hace posible que en ella coexistan un gran número de masas de agua (figura 1.2), de muy diversa procedencia y comportamiento: Agua Central del Atlántico Norte (*North Atlantic Central Water, NACW*), Agua Antártica Intermedia (*Antarctic Intermediate Water, AAIW*), Agua Mediterránea (*Mediterranean Water, MW*), Agua Profunda del Atlántico Norte (*North Atlantic Deep Water, NADW*), Agua del Labrador (*Labrador Sea Water, LSW*) y Agua Antártica del Fondo (*Antarctic Bottom Water, AABW*).

Las dimensiones de nuestra zona de estudio son de 2200 *km* de largo por 666 *km* de ancho, o lo que es lo mismo, un área total de unos 1.5 millones de *km*<sup>2</sup>. Esto representa

el 22% del área total de la Cuenca Canaria.

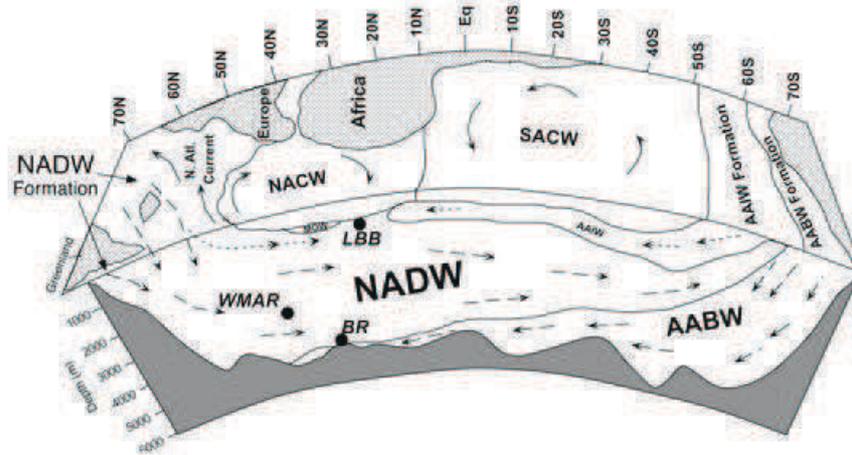


**Figura 1.1:** Localización geográfica de la zona de estudio. La batimetría que se muestra corresponde a la base de datos Smith-Sandwell (Smith y Sandwell, 1994; Sandwell *et al.*; Smith y Sandwell, 1997). La línea de costa ha sido extraída de la GSHHS (Wessel y Smith, 1996).

## 1.2. Masas de agua

Una masa de agua está constituida por un gran volumen de agua que se puede identificar por su origen en un área determinada. Básicamente, está caracterizada por unos valores de temperatura y salinidad, comprendidos dentro de ciertos rangos, correspondientes a sus condiciones de formación. Las masas de agua se forman generalmente por interacción del océano con la atmósfera, por enfriamiento, y/o aumento de la salinidad de la superficie del mar. Una vez formadas, se hunden a una profundidad determinada en

función de su densidad, y a partir de ese momento, se desplazan fundamentalmente en sentido isopícnico debido al gradiente de densidad. Una masa de agua se puede localizar a mucha distancia de su lugar de origen (figura 1.2). En este apartado comentaremos las masas de agua que podemos detectar con los instrumentos utilizados en este estudio.



**Figura 1.2:** Masas de agua en el océano Atlántico Oriental (Pickard & Emery, 1982)

### 1.2.1. Aguas centrales

El NACW está presente desde la superficie hasta una profundidad entre los 600-800 *m* en la Cuenca Canaria. Esta masa de agua se forma en el Atlántico norte por procesos convectivos. Su identificación en un diagrama  $\theta/S$  es sencilla debido a que entre 26.5 y los 27.3  $kg\ m^{-3}$  de  $\sigma_\theta$  su comportamiento queda representado por una línea muy bien definida.

### 1.2.2. Aguas intermedias

Las masas de agua intermedias se localizan inmediatamente por debajo de las aguas centrales, debido a que se han formado en latitudes superiores y poseen una mayor

densidad.

El MW se forma en el Mar Mediterráneo, donde se produce una intensa evaporación que supera la cantidad de agua dulce continental que llega a él. El agua muy salina se hunde y, como consecuencia, hay una penetración permanente de agua superficial (menos salina) desde el Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar, que va aumentando su salinidad por evaporación a lo largo de su recorrido hacia el extremo oriental, alcanzando una salinidad de 39.4, donde con el frío del invierno se produce el hundimiento a una profundidad entre los 100 y 500 *m*. El cuerpo de agua formado se desplaza ahora hacia el Estrecho de Gibraltar (Bryden y Kinder, 1991; García-Lafuente *et al.*, 2002). Al atravesarlo, el Agua Mediterránea se encuentra con aguas atlánticas de menor densidad, por lo que continúa descendiendo por la pendiente del fondo hasta alcanzar una profundidad de equilibrio de unos 1000-1200 *m*. Desde aquí, con unas características de  $S=36.5$  y  $T=12.0^{\circ}C$ , que se asignan al Agua Mediterránea tipo, se dispersa en forma de abanico. Una parte toma dirección norte, subiendo pegada a la costa ibérica y otra ocupa todo el Atlántico este, siendo localizada por un máximo de salinidad característico (Zenk, 1970; Käse y Krauss, 1996; Richardson *et al.*, 2000; Mauritzen *et al.*, 2001).

El AAIW se forma en el océano Pacífico en la Zona de Convergencia Antártica (ACZ) durante el verano austral. Su formación se debe a la combinación de tres masas de agua: agua superficial de baja salinidad debida al deshielo Antártico, agua profunda del Atlántico Norte y agua superficial cálida del norte. El AAIW atraviesa el Estrecho de Drake para pasar al Océano Atlántico y viaja hacia el norte ocupando buena parte del Océano Atlántico (Suga y Talley, 1995). Esta masa de agua se caracteriza por poseer un mínimo de salinidad en torno a 35.3 para la región de Canarias. Se localiza en el rango de 700-1200 *m* de profundidad para la Cuenca Canaria (Tsuchiya *et al.*, 1992), aunque su presencia es especialmente notable en el Canal entre el Archipiélago Canario y la costa Africana (Hernández-Guerra *et al.*, 2001; Knoll *et al.*, 2002; Hernández-Guerra *et al.*, 2003).

El LSW, se forma en invierno en el Mar del Labrador, situado entre Canadá y Groenlandia. El LSW se hunde hasta una profundidad media de 1800 *m* y sus características de temperatura y salinidad en la zona de formación son  $S = 34.89$  y  $T = 3.4^{\circ}C$ . Ésta es algo más cálida que la NADW, ya que su zona de formación es más meridional. Este hecho hace que sea menos densa y por tanto ocupe una posición más somera en la columna de agua que la NADW.

### 1.3. Circulación oceánica

La zona este del Giro Subtropical del Atlántico Norte incluye la Corriente de Las Azores, la Corriente de Canarias y la Corriente Norecuatorial. La corriente de Las Azores, al oeste de la Dorsal Centro-Atlántica, es la extensión de la rama sureste de la Corriente del Golfo, y es por ello, una parte esencial de la circulación oceánica a gran escala (Gould, 1985; Schmitz y McCartney, 1993; Käse y Krauss, 1996). Esta corriente, que cruza la dorsal entre los 32 y 37°N al sur de Las Azores, fluye a través de la cuenca este con un transporte geostrofico de unos 10 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \simeq 10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ) en los 800 primeros metros y transporta la NACW. Además, está relacionada con el Frente de las Azores, el cual separa agua más fría y menos salina en el norte, de agua más cálida y más salina en el sur. La Corriente de las Azores se divide en tres ramas principales que fluyen hacia el sur para unirse, más tarde, en la Corriente Norecuatorial que fluye hacia el oeste (Klein y Siedler, 1989). Estas ramas, que varían estacionalmente, se encuentran en las siguientes posiciones: la primera, al este de la Dorsal Centro-Atlántica; la segunda, en la cuenca central, próxima a los 23°O; y la tercera, cerca de la costa oeste de África (Stramma, 1984; Stramma y Siedler, 1988; Stramma y Müller, 1989). Esta última rama alimenta la Corriente de Canarias, la cual, forma parte del sistema de corriente de Frontera Este.

Las Islas Canarias suponen un obstáculo en el avance hacia el sur de la Corriente

de Canarias, debido a lo cual, al sur del archipiélago se generan numerosos remolinos mesoescalares (Hernández-Guerra *et al.*, 1993; Sangrà, 1995; Fraile-Nuez *et al.*, 1998; Machín *et al.*, 1998; Pacheco y Hernández-Guerra, 1999; Barton *et al.*, 2000). Estas estructuras, además de los filamentos de afloramiento procedentes de la costa africana, enriquecen en gran medida la producción primaria de estas aguas inicialmente oligotróficas. Debido a las dimensiones mesoescalares de estas estructuras (30-60 *km* de diámetro), se encuentran fuera del rango de estudio de este trabajo, pero nos ayudan a entender algunos valores mínimos de temperatura y salinidad superficial recogidos por nuestros perfiladores lagrangianos.

## 1.4. Oceanografía operacional

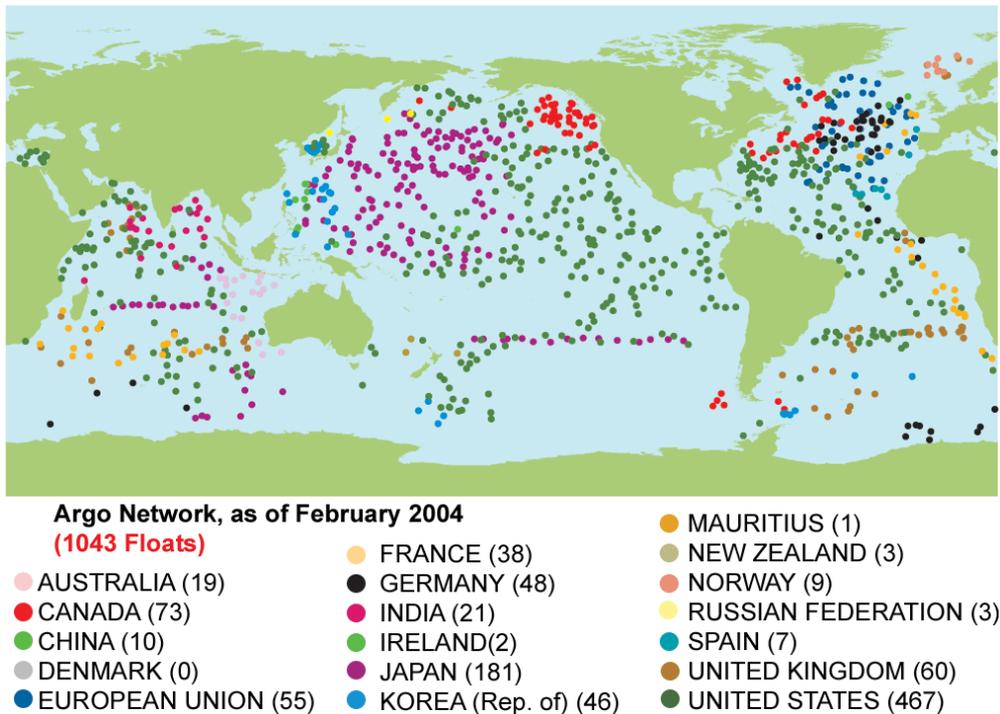
Se entiende por *Oceanografía operacional* toda aquella actividad que efectúa medidas en los océanos, mares y atmósfera, y posteriormente, las interpreta de forma rutinaria, con el fin de:

- suministrar una previsión continua de las futuras condiciones del mar con la mayor antelación posible,
- suministrar la descripción más precisa, desde el punto de vista utilitario, del estado actual del mar, incluyendo los recursos vivos y
- reunir los datos climatológicos a largo plazo que suministrarán la información necesaria para describir estados pasados y con la que fabricar series de tiempo que muestren las tendencias y cambios.

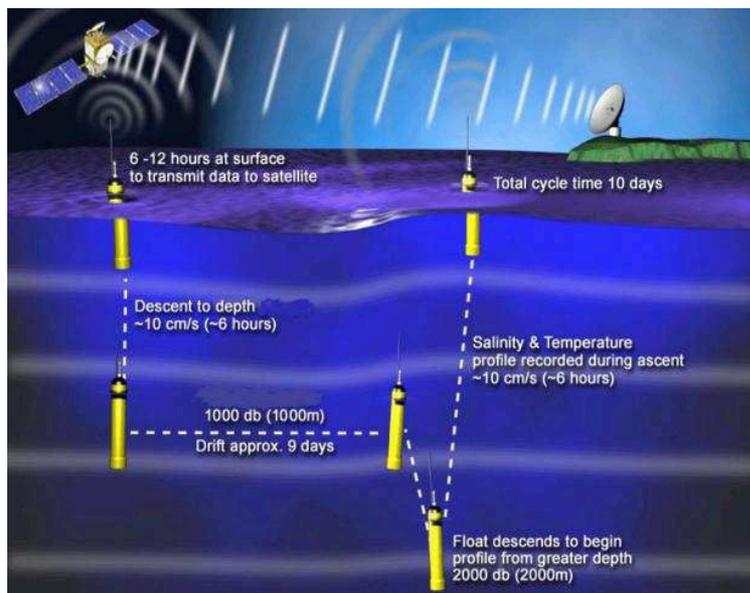
Este trabajo de investigación se enmarca dentro de la Oceanografía Operacional, siendo el instrumento de trabajo el perfilador lagrangiano. Éste innovador instrumento está siendo utilizado actualmente por el proyecto internacional Argo, donde Gyroscope (proyecto en el que se engloba este trabajo) es su contribución Europea.

### 1.4.1. Argo

Una de las principales desventajas al estudiar el océano es la dificultad de su observación lo que hace que las medidas tomadas no tengan la calidad suficiente para hacer estudios climáticos en cuanto a la cobertura espacial y temporal. Últimamente se ha puesto un gran empeño en el establecimiento de un sistema de observación oceánico, similar al meteorológico, consistente en la adquisición de datos de temperatura y salinidad en tiempo real.



**Figura 1.3:** Posiciones de los 1043 perfiladores diseminados en todo el mundo por el proyecto Argo (Febrero 2004).



**Figura 1.4:** Esquema básico del ciclo de un perfilador lagrangiano.

Argo<sup>1</sup> es un programa internacional que proyecta el despliegue de 3000 perfiladores lagrangianos, con el fin de proporcionar observaciones en tiempo real de la temperatura y salinidad de las capas superiores e intermedias de los océanos.

El perfilador derivará, generalmente, a una profundidad superior a 2000 metros, realizando un perfil vertical de temperatura y salinidad frente a la presión cada 10 días (figura 1.4). Después de enviar los datos registrados en cada perfil vertical y su posición a una estación terrestre via satélite, se vuelve a sumergir para empezar otro ciclo y continuar así durante unos 4 años, su tiempo de vida previsto. Estos perfiladores son análogos a los globos radiosonda atmosféricos, con la diferencia de que sirven para más de una observación.

Estas observaciones sub-superficiales realizadas por Argo, combinadas con la cobertura de la superficie del mar de los satélites, permiten un avance significativo tanto en las previsiones operacionales como en las actividades científicas. Alemania, Australia,

<sup>1</sup>Argo no es un acrónimo, es el compañero de Jason (proyecto global de satélites altímetros), por la mitología griega “Jason y los Argonautas”.

Canadá, China, Dinamarca, España, E.E.U.U., Francia, India, Japón, Nueva Zelanda, Reino Unido y la República de Corea, junto con la Comisión Europea, han contribuido o están en proceso de contribuir con dicho programa, mediante la incorporación de nuevos perfiladores.

### 1.4.2. Gyroscope

Gyroscope es un proyecto de la Unión Europea liderado por el IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer) en el que, además, intervienen las instituciones españolas ULPGC (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria), IEO (Instituto Español de Oceanografía) e ICM (Instituto de Ciencias Marinas) y otras europeas como SOC (Southampton Oceanography Centre), SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), CLS (Collection Localisation Satellites) y el IfM-Kiel (Institut für Meereskunde). Gyroscope es la contribución Europea al proyecto internacional Argo.

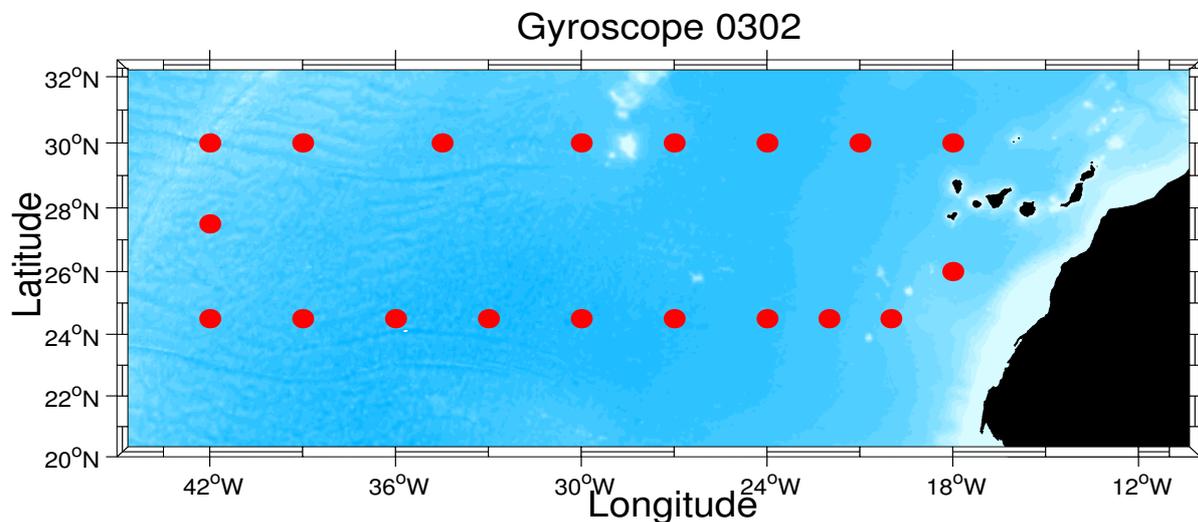
El proyecto, iniciado en enero de 2001, que cuenta con un presupuesto total de 2.930.769 euros y una duración de 36 meses, contribuye con 80 perfiladores lagrangianos que ya han sido lanzados en la cuenca este del Atlántico Norte.

Los datos en tiempo real son distribuidos automáticamente y sistemáticamente a los servicios meteorológicos nacionales, a través del GTS (Global Telecommunication System), para la predicción diaria de rutina. Además, toda esta información será utilizada para estudiar la variabilidad de la circulación oceánica de la zona, las características de las masas de agua y el equilibrio de calor y agua dulce.

#### **Gyroscope E-03-2002**

Dentro del proyecto Gyroscope, el IEO y la ULPGC desarrollaron una campaña oceanográfica denominada **Gyroscope E-03-2002**. Esta campaña diseminó los 19 per-

filadores lagrangianos que han suministrado los datos para la realización de este trabajo de investigación.



**Figura 1.5:** Mapa general de la campaña Gyroscope E-03-2002. Los puntos rojos muestran los lanzamientos de los perfiladores lagrangianos.

La campaña Gyroscope E-03-2002 se realizó entre los días 2 al 23 de marzo de 2002. Se desarrolló entre las Islas Canarias y la Dorsal Centro-Atlántica y las latitudes 24.5° y 30°N, a bordo del B/O “Vizconde de Eza” perteneciente al MAPA (Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación). Durante la campaña se lanzaron 19 perfiladores Argo (14 Provor y 5 APEX), como se muestra en las posiciones indicadas en la figura 1.5.

## 1.5. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo de investigación es el estudio de la variabilidad estacional del transporte de masa, calor y agua dulce, en la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte. Para conseguir este objetivo, haremos uso de una serie anual de perfiles verticales de temperatura y salinidad desde abril de 2002 a marzo de 2003 por medio de perfiladores lagrangianos.

Como objetivo secundario, pretendemos demostrar que los datos proporcionados por estos innovadores instrumentos tienen la suficiente resolución vertical como para identificar las diferentes masas de agua. Esta identificación se ha realizado no sólo para las aguas superficiales, donde los perfiladores tienen mayor resolución, sino también para las aguas intermedias.

Como tercer objetivo se pretende demostrar que los datos de los perfiladores corroboran que la circulación superficial a lo largo del paralelo 24°N es debida prácticamente en su totalidad a la circulación conducida por el viento.



# Instrumentos y Datos

---

## 2.1. Perfiladores lagrangianos

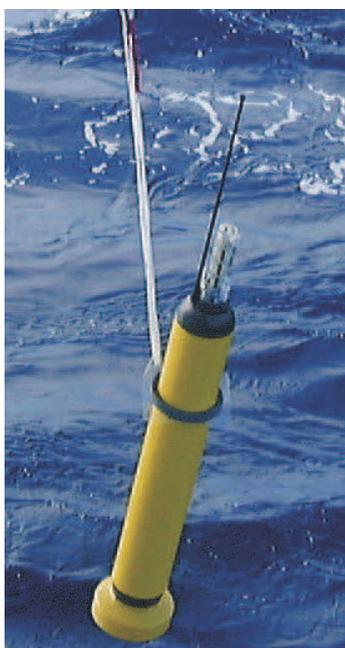
Para cumplir el objetivo principal de este trabajo de investigación, el estudio del transporte de masa en la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte, se han diseminado en la zona de estudio 19 perfiladores lagrangianos autónomos cada tres grados de longitud y latitud (figura 1.5). Los perfiles verticales de temperatura y salinidad recogidos por estos perfiladores, entre abril de 2002 y marzo de 2003, han sido los datos que utilizaremos para el desarrollo de este estudio. La tabla 2.1 muestra toda la información sobre el lanzamiento de dichos perfiladores en la Cuenca Canaria: nombre del flotador, tipo de flotador, fecha de lanzamiento, latitud y longitud de lanzamiento.

**Tabla 2.1:** Información sobre el diseminado de los 19 perfiladores en la Cuenca Canaria.

<b>Nombre</b>	<b>Tipo</b>	<b>Fecha</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>
<b>Flotador</b>	<b>Flotador</b>	<b>dd.mm.aa</b>	<b>Inicial (°N)</b>	<b>Inicial (°O)</b>
1900063	Provor	030302	25°59.63	18°00.08
1900064	Provor	050302	24°30.12	20°00.46
1900072	Apex	060302	24°29.99	22°00.01
1900065	Provor	060302	24°30.77	24°00.74
1900066	Provor	080302	24°30.31	27°01.22
1900067	Provor	090302	24°30.50	29°59.80
1900073	Apex	100302	24°30.35	33°00.75
4900207	Provor	110302	24°30.18	36°00.66
4900208	Provor	120302	24°31.41	39°09.97
4900209	Provor	150302	24°30.40	42°00.80
4900213	Apex	150302	27°30.58	41°59.66
4900210	Provor	16030	30°00.18	41°58.51
4900211	Provor	170302	29°59.99	38°58.93
4900212	Provor	190302	30°00.00	34°30.80
1900074	Apex	200302	29°59.89	30°00.10
1900068	Provor	210302	30°00.03	27°00.23
1900075	Apex	210302	30°00.00	24°00.10
1900070	Provor	220302	30°00.00	21°00.30
1900071	Provor	220302	30°00.00	17°59.85

### 2.1.1. APEX y Provor

APEX y Provor son perfiladores lagrangianos autónomos usados para hacer perfiles verticales de temperatura, salinidad y presión (ver figuras 2.1 y 2.2). Dos empresas, la Webb Research Corporation en Estados Unidos y la Martec en Francia, han sido las encargadas de suministrar estos perfiladores. Los sensores que APEX y Provor incorporan han sido fabricados por Seabird y Falmouth Scientific Instrument (FSI), respectivamente.



**Figura 2.1:** Flotador APEX.

APEX tiene unas dimensiones de 16.5 *cm* de diámetro por 200 *cm* de altura (de los cuales, 70 *cm* son de antena) y un peso de 23 *kg*. Utiliza la geo-localización vía ARGOS para ubicarse en el globo. APEX tiene un tiempo de vida de aproximadamente 4 años, pudiendo realizar más de 150 ciclos hasta una profundidad de 2000 *m*.

A los APEX se le puede ajustar su flotabilidad para que puedan derivar tanto sobre una superficie isobárica como isopícnica. La tasa de muestreo durante el perfil de ascenso es programable, pudiendo recoger hasta 100 datos de temperatura y presión, o 50 datos de conductividad, temperatura y presión en intervalos de 5-10 *m*.

Los sensores CTD de Seabird están ubicados en la parte superior del flotador dentro de una carcasa diseñada especialmente para protegerlos del *fouling*.

**Tabla 2.2:** Precisión de los sensores APEX y Provor

Sensor	Precisión	
	APEX	Provor
Temperatura $^{\circ}C$	0.002	0.002
Conductividad $mS/cm$	0.005	0.03
Presión $dbar$	2.4	3

**Figura 2.2:** Flotador Provor.

Provor tiene dimensiones mayores que APEX, (240 *cm* de alto con antena, 17 *cm* de diámetro y 37 *kg* de peso). Emplea la geo-localización via ARGOS para fijar su posición.

Provor, a diferencia del APEX, ajusta automáticamente su flotabilidad para derivar en superficies isobáricas. La tasa de muestreo durante el perfil de ascenso es programable, pudiendo recoger un dato cada 10 segundos o equivalentemente, un dato por metro.

La tabla 2.2, muestra algunas de las especificaciones técnicas del sensor CTD que APEX y Provor incorpora.

Ambos perfiladores están programados para realizar un perfil vertical de temperatura y salinidad cada 10 días. El *parking depth* se ha tomado a 1500 m de profundidad.

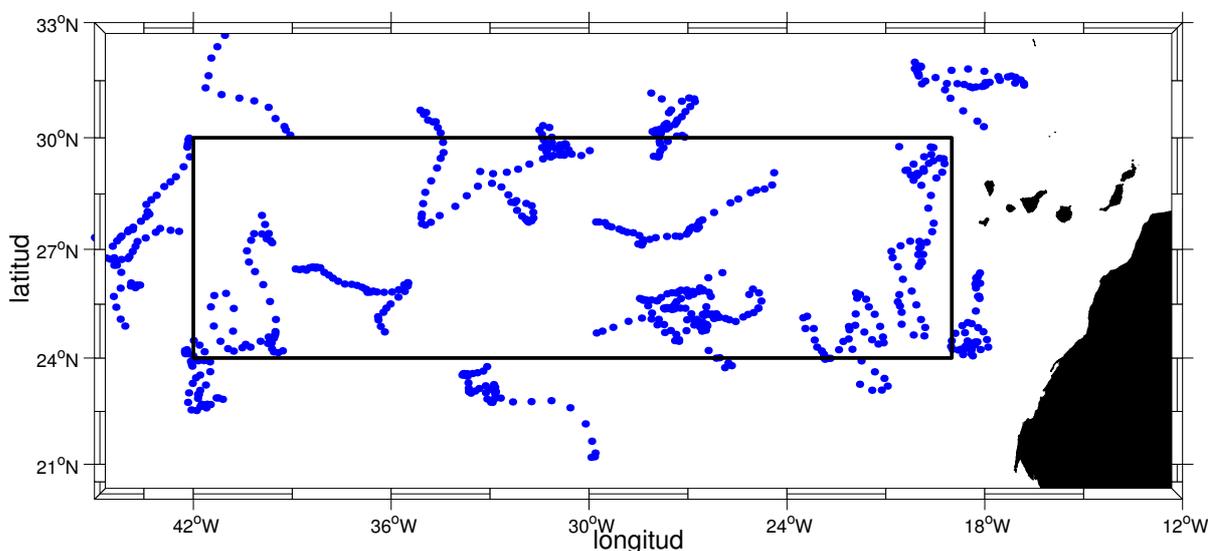
Una vez que los perfiladores han terminado su misión, es decir, han agotado sus baterías, se hunden hasta el fondo del océano donde la propia presión se encarga de comprimir aún más su volumen. Los flotadores tienen un valor residual muy pequeño. A modo de ejemplo, si 600 flotadores fuesen repartidos en todo el océano Atlántico y un

cuarto de ellos dejasen de ser operativos cada año, equivaldría, en términos de superficie, a un flotador por el área de España.

Más del 90 % de la masa del flotador es aluminio, el cual, por corrosión se transformará en óxidos de aluminio solubles, totalmente inocuo. La cantidad de materiales abandonados en el océano de esta manera será minúscula en comparación con otras de carácter militar o comercial. De hecho, cada 35 *kg* de flotador podría reemplazar a más de 100 *kg* de los expendable BathyThermographs (XBT).

### 2.1.2. Resolución vertical de los perfiles

Los 19 perfiladores lagrangianos han realizado, desde la fecha de lanzamiento hasta marzo de 2003, más de 500 perfiles individuales (figura 2.3). Cada uno de los puntos azules corresponde a un perfil desde aproximadamente 2000 metros de profundidad hasta la superficie de las variables temperatura, salinidad y presión.



**Figura 2.3:** Posiciones de los perfiladores lagrangianos desde abril 2002 hasta marzo 2003. Se enmarca la zona de estudio.

La resolución vertical no viene determinada por el aparato en sí, sino por el sistema

de transmisión vía satélite.

En el caso de los perfiladores Provor, las profundidades programadas, descritas en la tabla 2.3, contaron con un total de 93 profundidades de muestreo a lo largo de la columna de agua, según especificaciones de Argos.

**Tabla 2.3:** Profundidades de adquisición de datos para los perfiladores Provor

<b>Profundidades (<i>dbar</i>)</b>	<b>Intervalo (<i>dbar</i>)</b>
5-195	10
195-2020	25

Para el caso de los perfiladores APEX, el número de profundidades fue algo inferior, 61 en total (tabla 2.4).

**Tabla 2.4:** Profundidades de adquisición de datos para los perfiladores APEX

<b>Profundidades (<i>dbar</i>)</b>	<b>Intervalo (<i>dbar</i>)</b>
5-85	10
85-205	20
205-705	25
705-2005	50

Como se puede observar, en los primeros 200 *m* de la columna de agua la tasa de muestreo es mucho más alta que en el resto, esto se ha programado así debido a que que las propiedades físicas del océano varían más rápidamente en superficie que en profundidad.

Para poder utilizar en conjunto los datos de ambas sondas, se han interpolado todos los datos a un mismo perfil de profundidades, manteniendo una mayor resolución vertical en las capas superficiales (tabla 2.5). Se ha disminuido el intervalo de interpolación de

20 a 10 para profundidades inferiores a 1990  $m$  simplemente para obtener un valor a 2000  $m$  de profundidad.

**Tabla 2.5:** Profundidades interpoladas

Intervalo ( $m$ )	Profundidades ( $m$ )
10	0-195
20	195-1990
10	1990-2010

### 2.1.3. Calibración de los datos de salinidad

Los datos de salinidad de los perfiladores lagrangianos de Gyroscope han sido calibrados por personal cualificado del IFREMER mediante el método de Wong (Wong *et al.*, 2003). Este método ha sido recomendado por el equipo de científicos de Argo con el objetivo de validar de una forma uniforme todos los datos de su red.

La tabla 2.6 muestra los sesgos promedios de los valores de salinidad recogidos por los perfiladores Provor y APEX con su respectivo error. IFREMER ha calculado un sesgo para cada tipo de perfilador, con lo que se pretende corregir la posible desviación de los datos de salinidad propia de cada perfilador lagrangiano.

**Tabla 2.6:** Tabla promedio de los valores de sesgo con su respectivo error para los valores de salinidad recogidos por los perfiladores Provor y APEX.

Perfilador	Sesgo ( $psu$ )
<b>Provor</b>	$-0.026 \pm 0.012$
<b>APEX</b>	$-0.007 \pm 0.012$

Se puede observar que los perfiladores APEX tienen menor sesgo que los Provor, debido principalmente a la ubicación poco acertada del sensor de conductividad en el

perfilador Provor (se ha comprobado que existe una interferencia en el campo magnético de la célula de conductividad debido a la proximidad de este sensor con el estabilizador del perfilador).

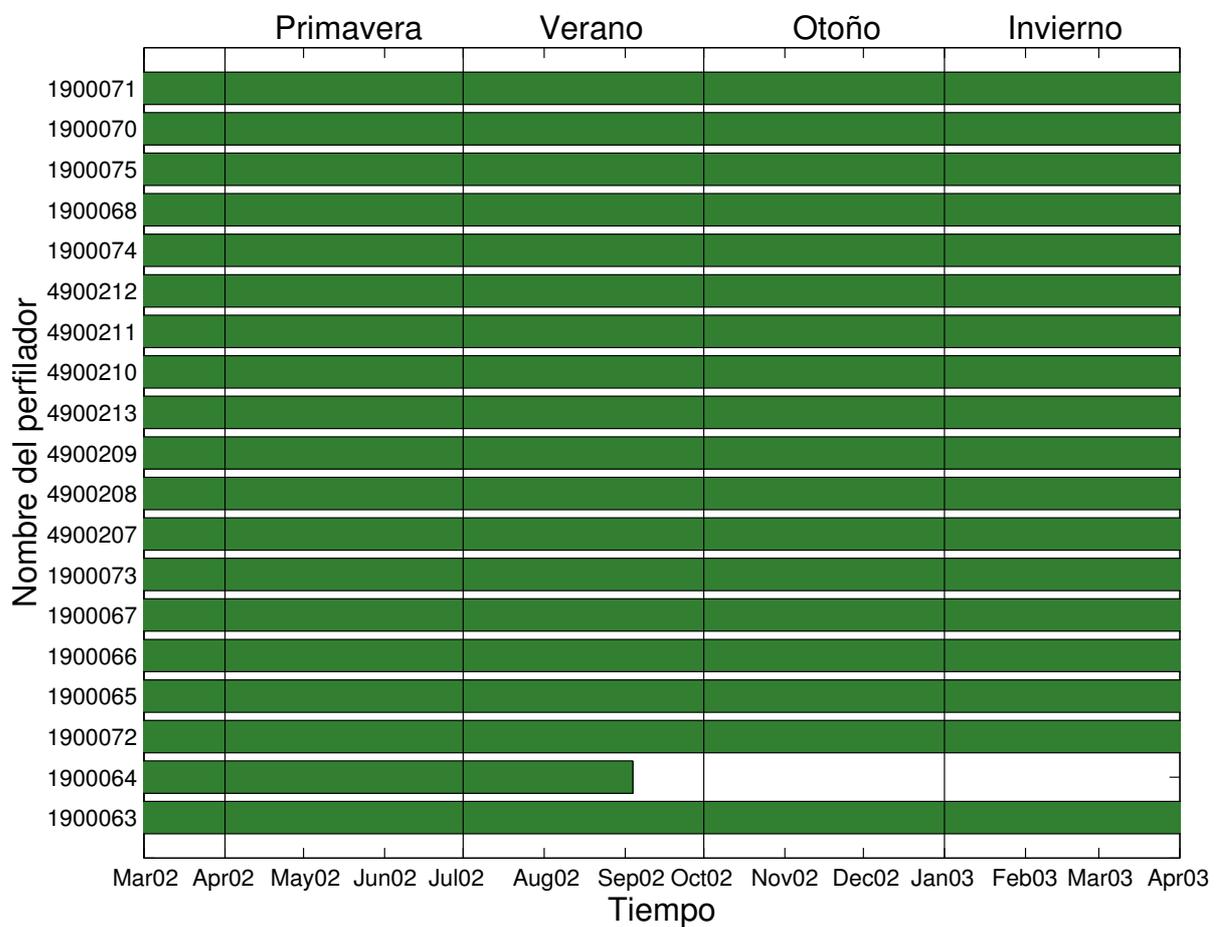
Por este motivo, IFREMER propone que sólomente se corrijan los datos proporcionados por los sensores FSI que Provor incorpora. La calibración ha sido realizada con la siguiente ecuación:

$$C' = a * C + b \tag{2.1}$$

donde  $C$  es la conductividad, la pendiente  $a = 1.000773$  y el sesgo  $b = -0.00495$ . Con la nueva conductividad  $C'$ , se recalcula la nueva salinidad  $S' = f(P, T, C')$  (Bacon *et al.*, 2001; Masson y Desaubies, 2002; Wong *et al.*, 2003).

### 2.1.4. Distribución anual de los datos

Uno de nuestros objetivos es comparar los resultados estacionales con la media anual. Para ello, generamos una nueva malla, esta vez con todos los perfiles obtenidos desde abril de 2002 hasta marzo de 2003 (figura 2.3)



**Figura 2.4:** Periodograma para los 19 perfiladores lagrangianos. Se puede observar el número de perfiladores por estación del año (trimestres).

### 2.1.5. Distribución estacional de los datos

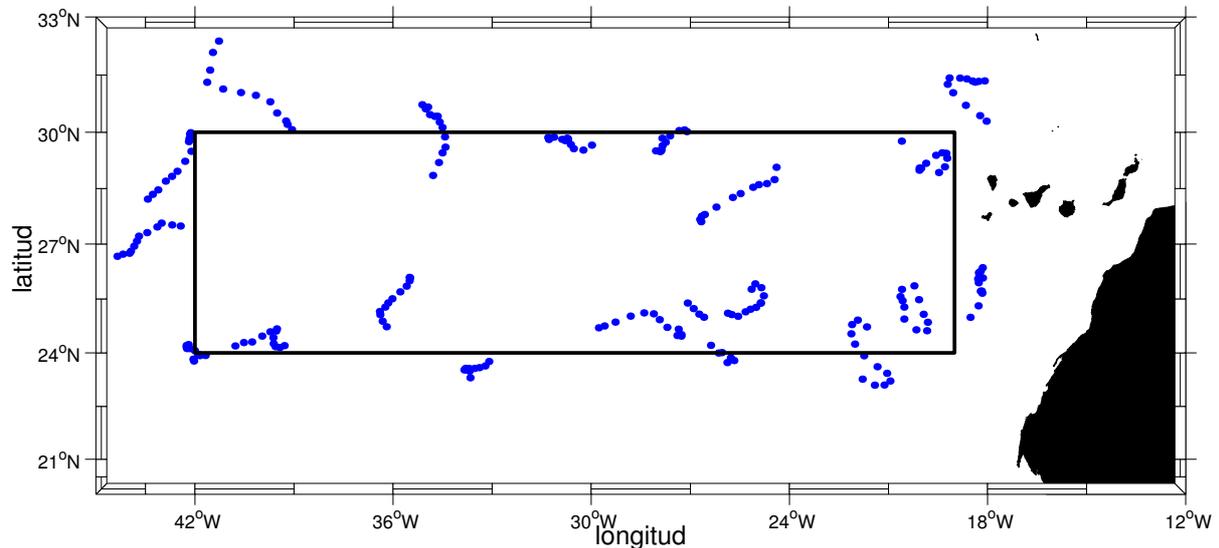
La adquisición de los datos de temperatura, salinidad y presión por parte de los perfiladores lagrangianos comenzó en marzo de 2002. En este trabajo se utilizará una serie de datos tomados a lo largo de un año y distribuidos en periodos estacionales.

La figura 2.4 muestra que de los 19 perfiladores que se lanzaron inicialmente en la zona de estudio, 18 de ellos llegaron al año de funcionamiento ya que el perfilador 1900063 emitió su último perfil en septiembre de 2002.

#### Primavera

La primera estación del año a analizar corresponde a los tres meses de primavera, desde abril de 2002 hasta finales de junio del mismo año (figura 2.4).

La figura 2.5 muestra con puntos azules los perfiles realizados por nuestros perfiladores lagrangianos, así como las diferentes trayectorias descritas por dichos perfiladores durante el transcurso de estos tres primeros meses.

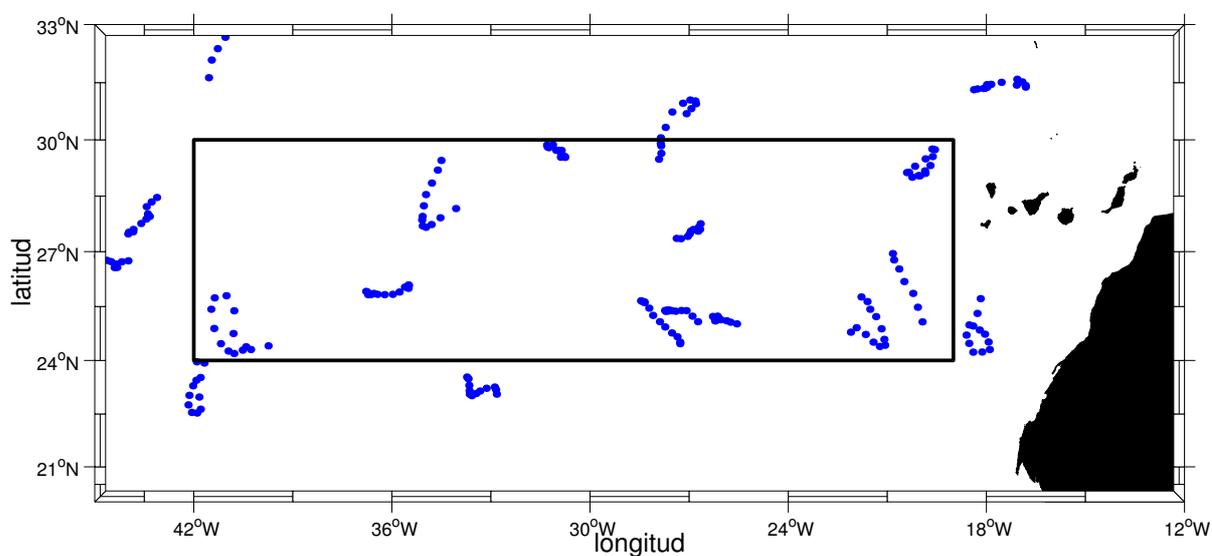


**Figura 2.5:** Posiciones de los perfiles utilizados en primavera.

### Verano

La segunda estación del año a analizar es verano, desde julio de 2002 hasta finales de septiembre del mismo año (figura 2.4).

La figura 2.6 muestra los perfiles obtenidos durante esta estación. Se puede observar también, cómo alguna de las trayectorias descritas se alejan de la caja a analizar (perfilador 4900210, esquina nor-occidental de la caja).



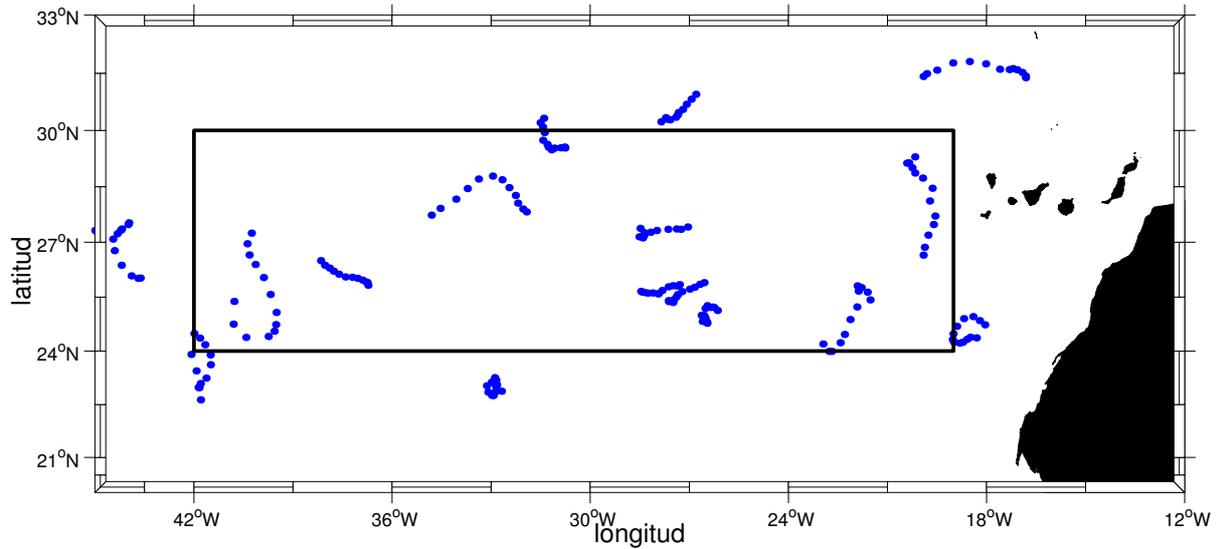
**Figura 2.6:** Posiciones de los perfiles utilizados en verano.

### Otoño

La tercera estación analizada en este trabajo corresponde a los tres meses de otoño, desde octubre de 2002 hasta finales de diciembre del mismo año (figura 2.4).

La figura 2.7 muestra los perfiles realizados por los ahora 18 perfiladores lagrangianos durante la tercera estación a analizar, debido a que el perfilador Provor 1900064 dejó de transmitir datos en septiembre de 2002. Además, en este caso hay que considerar que los perfiles obtenidos por el perfilador 4900210 sí tienen un peso prácticamente despreciable

a la hora de la aplicación del análisis objetivo para la obtención de la malla regular. Esto es debido fundamentalmente, a que la distancia entre éstos nuevos perfiles y la malla regular ha aumentado considerablemente.

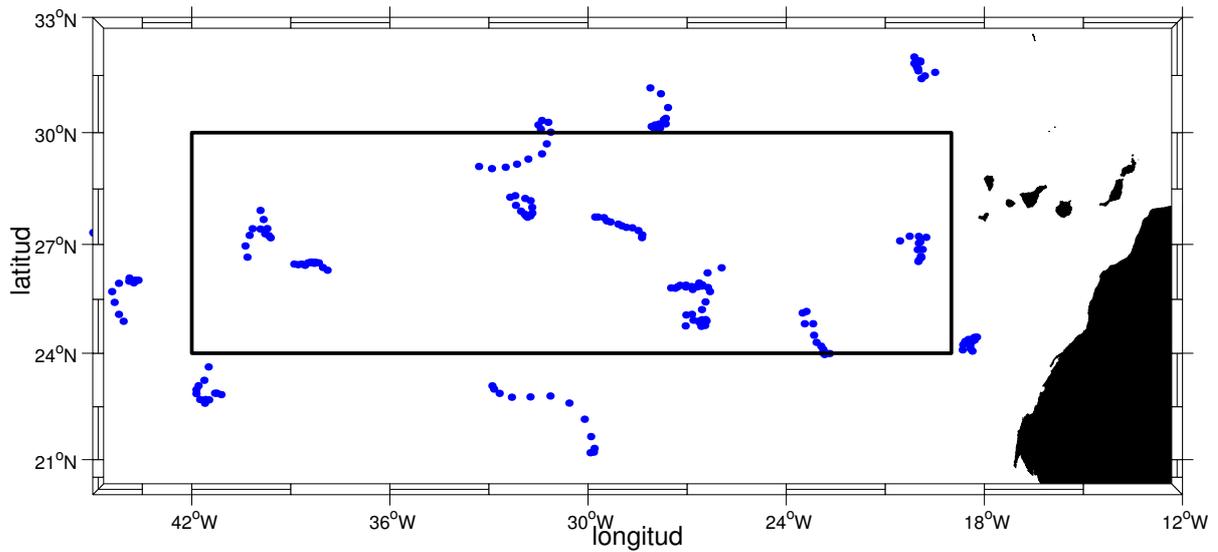


**Figura 2.7:** Posiciones de los perfiles utilizados en otoño.

## Invierno

La última estación que analizaremos corresponde a los tres meses de invierno, desde enero de 2003 hasta finales de marzo del mismo año (figura 2.4).

La figura 2.8 muestra los perfiles obtenidos por los 18 perfiladores lagrangianos, un año después de su lanzamiento en la zona de estudio. Se puede observar también la existencia de algunas zonas de nuestra caja sin cobertura de flotadores, esquina noroccidental.



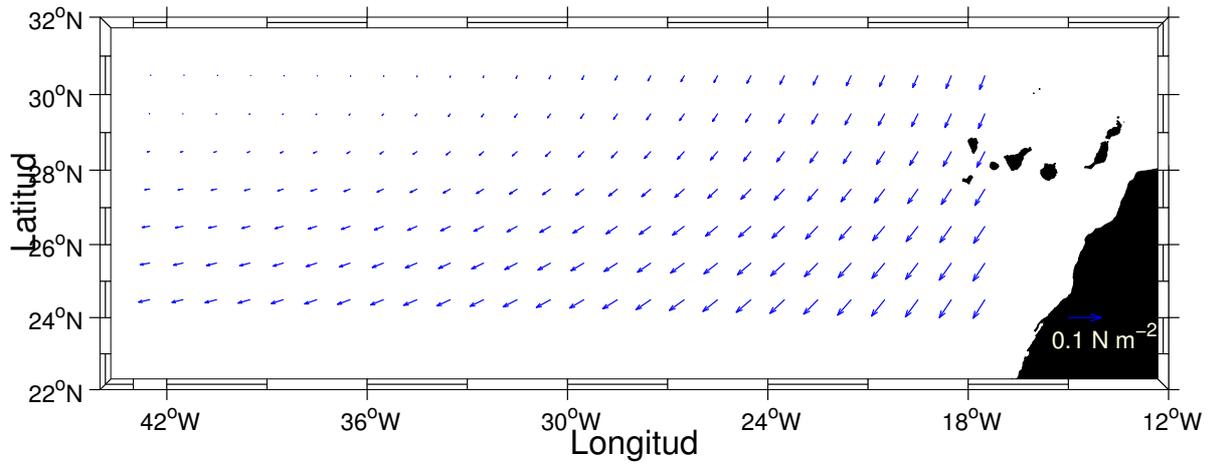
**Figura 2.8:** Posiciones de los perfiles utilizados en invierno.

## 2.2. Datos climatológicos

### 2.2.1. SMD94

SMD94 (Surface Marine Data 1994) es una base de datos climatológica que proporciona información en una malla de  $1^\circ$  de latitud por  $1^\circ$  de longitud y está basada en datos históricos que contienen información desde 1945 hasta 1989 (da~Silva *et al.*, 1994).

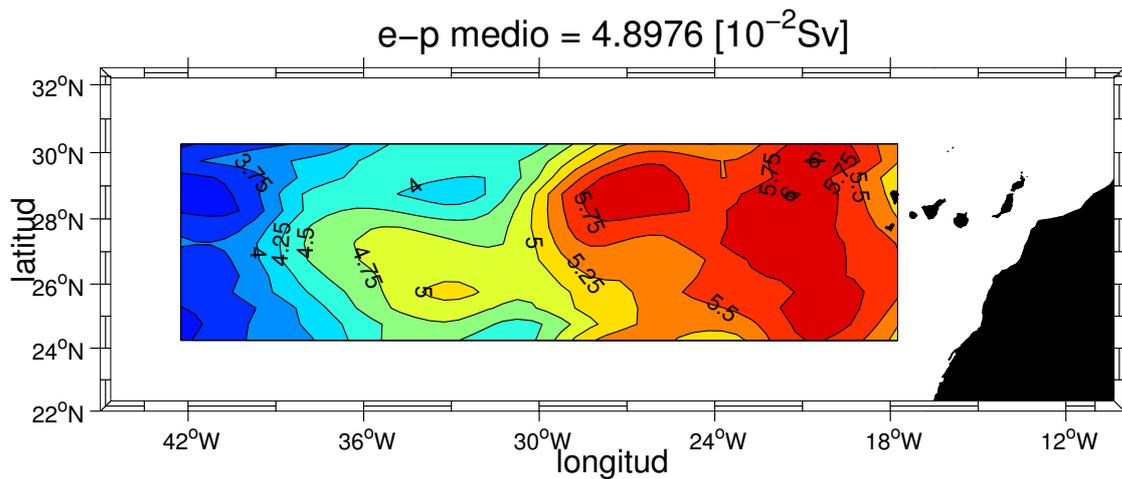
La figura 2.9 muestra el esfuerzo del viento anual en la región de estudio que utilizaremos para calcular el transporte de Ekman. En esta figura se muestra claramente la estructura de los vientos alisios, predominante en esta región. Dicho transporte será introducido en el modelo inverso para el análisis de cada una de las estaciones, así como para la media anual.



**Figura 2.9:** Mapa del esfuerzo del viento medio anual.

### Flujo de agua dulce

De esta misma base de datos, extraeremos los valores de evaporación-precipitación anual para nuestra región de estudio. Con esta información obtendremos el transporte de agua dulce que será introducido en nuestro modelo inverso. Este valor medio anual ha sido estimado en  $0.0489 \text{ Sv}$  (figura 2.10).



**Figura 2.10:** Flujo de agua dulce anual

### 2.2.2. WOA94

#### Datos hidrográficos

WOA94 (World Ocean Atlas 1994), al igual que SMD94, es una base de datos climatológica con una resolución de 1° de latitud por 1° de longitud (Levitus y Boyer, 1994; Levitus *et al.*, 2000, 2001). De esta base obtendremos los datos de temperatura y salinidad del océano desde la superficie hasta 2000 metros de profundidad, a las profundidades estándar: 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750 y 2000.

Estos datos serán utilizados con dos fines:

- calcular el área que ocupan las interfases que separan las diferentes capas en las que se divide el océano para cálculos de transferencias diapícnas<sup>1</sup>, y
- como *first guess* o primera aproximación dentro del análisis espacial objetivo. Este *first guess* también llamado *background*, será estacional o anual dependiendo del caso.

---

<sup>1</sup>Como variable de densidad utilizaremos para todo nuestro trabajo la densidad neutral ( $\gamma_n$ ), definida por Jackett y McDougall (1997).

## 2.3. Datos de satélite

### 2.3.1. Temperatura superficial del mar

El sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) se encuentra a bordo de los satélites NOAA. El último de estos satélites fue lanzado al espacio en junio de 2002, NOAA17-(M)(figura 2.11).



**Figura 2.11:** Satélite NOAA17-(M) (NOAA, 2004).

Actualmente se encuentran activos los satélites NOAA12, NOAA15-(K), NOAA16-(L) y NOAA17-(M). Estos satélites proporcionan imágenes de temperatura superficial del mar (SST). Su escáner tiene un barrido de banda ancha, capaz de medir radiación en diferentes zonas del espectro electromagnético. Al obtener una misma imagen en diferentes longitudes de onda se puede hacer un análisis multiespectral para definir con gran precisión parámetros hidrológicos, oceanográficos y meteorológicos. La resolución espacial de estos sensores es de  $1.1 \text{ km}^2$  en el nadir. La resolución temporal es en término medio de tres pases diarios.

Se distinguen varios modelos de este instrumento: El AVHRR/1, el AVHRR/2 y el AVHRR/3. Este último es el que portan los satélites de la serie KLM.

El instrumento AVHRR proporciona datos en distintos intervalos dentro del rango visible, infrarrojo cercano e infrarrojo térmico del espectro electromagnético. Las observaciones en los canales correspondiente al visible y el infrarrojo cercano, permiten observar vegetación, nubes, lagos, costas, nieve y hielo. Los otros tres canales, que operan dentro de la zona del infrarrojo térmico, permiten obtener la temperatura de la Tierra, la temperatura de la superficie del agua y las nubes. El canal adicional del mo-

delo AVHRR/3, llamado 3A, mejora la capacidad de discriminación entre nieve, hielo y nubes.

En nuestro estudio, las imágenes proporcionadas por el sensor AVHRR se utilizan para explicar valores realmente bajos de temperatura y salinidad encontrados en alguno de los perfiles realizados por nuestras boyas. Es decir, comprobar la existencia o no de filamentos de afloramiento sahariano cerca de nuestros perfiladores.

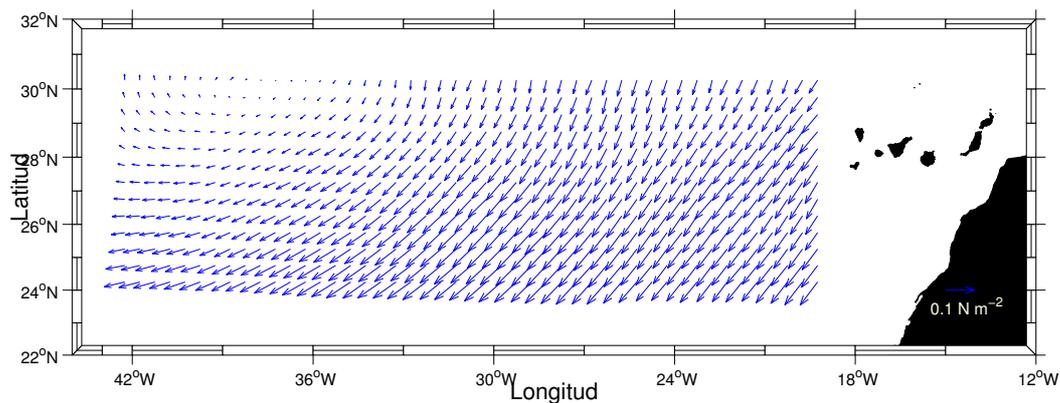
### 2.3.2. Viento

Quikscat es un satélite dispersómetro de la NASA lanzado al espacio el 19 de Junio de 1999 para cubrir el hueco dejado por el NSCAT, desaparecido antes de lo previsto (figura 2.12).



**Figura 2.12:** Satélite Quikscat (Quikscat, 2004)

Este sensor es capaz de tomar, entre otros datos, medidas de viento en la superficie del océano, tierra e hielo de forma continua. Toma aproximadamente 4000000 medidas y cubre hasta un 90% de la superficie total de la Tierra al día. La resolución espacial de este satélite es de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (longitud x latitud). En este trabajo se han utilizado los datos del rotacional del esfuerzo del viento entre abril de 2002 y marzo de 2003, para el cálculo del transporte de Sverdrup (ver capítulo 4 sección 4.6).



**Figura 2.13:** Mapa del esfuerzo del viento del año para la zona de estudio medida por el sensor Quikscat.

## 2.4. Datos de batimetría

En este trabajo se utiliza la batimetría de la base de datos de Smith-Sandwell (Smith y Sandwell, 1994, 1997) para la realización de los mapas. Esta base de datos combina información a partir de los datos proporcionados por las ecosondas de diversos barcos y la de altímetros instalados en los satélites ERS-1, ERS-2, Topex/Poseidon y Geosat. La resolución espacial que ofrece es de 2 minutos.

---

## Capítulo 3

# Métodos

---

### 3.1. Análisis Espacial Objetivo

#### 3.1.1. Introducción

En oceanografía, la calidad de la predicción depende de manera crítica de su inicialización, es decir, de cómo se interpolan las observaciones sobre la malla regular que servirá para trabajar con las versiones discretas de las ecuaciones. Este proceso de interpolación se denomina **Análisis Espacial Objetivo**.

Si definimos un dominio y un conjunto finito de observaciones de una variable, se entiende por análisis objetivo la estimación de dicha variable mediante un algoritmo numérico en cualquier punto del dominio a partir de las observaciones disponibles. La apreciación de *objetivo* se ha de entender únicamente en referencia a la metodología utilizada anteriormente y después de la eclosión de los potentes ordenadores. Cuando se comenzaron a realizar las primeras estimaciones de variables oceanográficas (hacia la mitad del siglo XIX), tanto los cálculos de variables analizadas como las isolíneas de los mapas que se presentaban se hacían a mano y, por tanto, los resultados estaban sujetos al criterio subjetivo de la persona que realizaba el mapa. Debido a este hecho, las técnicas recibían el nombre de *análisis subjetivo*. Actualmente, con el gran desarrollo informático, los métodos de interpolación y visualización de variables están automatizados. Un mismo

análisis se puede reproducir cuantas veces se desee, obteniendo en todos los casos el mismo resultado (fijados los parámetros que controlan el análisis). Por esta razón, a los esquemas de análisis automatizados se les denomina *análisis objetivo*.

Siguiendo con los adjetivos del análisis, éste es *univariante* si la estimación del campo de la variable analizada se hace a partir únicamente de las observaciones de dicha variable. Sin embargo, en un mismo análisis se pueden utilizar observaciones de distintas variables, que están ligadas entre sí por relaciones físicas. En tal caso, se considera que la estimación de cualquiera de las variables ligadas se obtiene mediante un análisis *multivariante* (Gòmis *et al.*, 2001; Gomis y Ruiz, 2003).

### 3.1.2. Fundamento teórico

Dado un conjunto de datos,  $\phi_i$ , correspondientes al muestreo de un campo continuo  $\phi$  en una serie de puntos  $X_i = (x_i, y_i, z_i)$ , se denomina **análisis espacial** al proceso que da una estimación de los valores de ese campo en cualquier punto del espacio  $\hat{\phi}(X)$ ,  $X = (x, y, z)$ .

El análisis puede ser bidimensional (2D) o tridimensional(3D). En el primer caso, el valor en el punto dado se calcula a partir de las *observaciones* situadas sobre una superficie en la que se inscribe ese punto y que no tiene por qué ser horizontal. En el segundo, se utilizan *observaciones* situadas en un volumen alrededor del punto. En este trabajo se ha construido una malla 3D a partir de la superposición de una serie de análisis 2D.

Conocer el valor de un campo real con todo el espectro de escalas en cualquier punto del espacio es imposible. Por ello, los métodos de análisis se sirven de la llamada *discretización espacial*, que consiste en la estimación,  $\hat{\phi}_g$ , de los valores del campo,  $\phi_i$ , en una serie de puntos  $X_g$ , con distribución regular. Las estimaciones  $\hat{\phi}_g$ , pueden obtenerse interpolando directamente las observaciones (por ejemplo, mediante funciones peso

dependientes de la distancia) o bien, a partir del muestreo de una función cuyos parámetros se han estimado imponiendo algún tipo de ajuste a las observaciones (por ejemplo, ajuste polinómico o por *splines*). El cálculo de variables derivadas puede hacerse en este último caso por **diferencias finitas**.

Para la obtención de derivadas por diferencias finitas se consideran los desarrollos de Taylor en torno a un punto,  $X_k$ :

$$\phi_{k+1} = \phi(x_k + \Delta x) = \phi_k + \phi'_k \Delta x + \frac{\phi''_k \Delta x^2}{2!} + \frac{\phi'''_k \Delta x^3}{3!} + \dots \quad (3.1)$$

$$\phi_{k-1} = \phi(x_k - \Delta x) = \phi_k - \phi'_k \Delta x + \frac{\phi''_k \Delta x^2}{2!} - \frac{\phi'''_k \Delta x^3}{3!} + \dots \quad (3.2)$$

Despejando  $\phi'_k$  a partir de (3.1) y (3.2) se obtienen las aproximaciones de primer orden:

Hacia adelante (*forward*)

$$\begin{aligned} \phi'_k &= \frac{\phi_{k+1} - \phi_k}{\Delta x} + \epsilon \\ \epsilon &= \frac{-\phi''_k \Delta x}{2!} - \frac{\phi'''_k \Delta x^2}{3!} + \dots \end{aligned}$$

Hacia atrás (*backward*)

$$\begin{aligned} \phi'_k &= \frac{\phi_k - \phi_{k-1}}{\Delta x} + \epsilon \\ \epsilon &= \frac{\phi''_k \Delta x}{2!} - \frac{\phi'''_k \Delta x^2}{3!} + \dots \end{aligned}$$

Operando ahora [(3.1)-(3.2)] obtenemos una aproximación de segundo orden denominada **diferencias finitas centradas**:

$$\begin{aligned} \phi'_k &= \frac{\phi_{k+1} - \phi_{k-1}}{2\Delta x} + \epsilon \\ \epsilon &= \frac{\phi'''_k \Delta x^2}{6!} + \dots \end{aligned} \quad (3.3)$$

La **precisión** con la que se calcula la derivada de una función no depende sólo del orden de las aproximaciones. Para una aproximación concreta, la precisión depende del

brazo de malla,  $\Delta x$ , tal y como ilustra la expresión (3.3). Por lo tanto, cuanto más densa sea la malla, mayor será la precisión de la derivada.

Los **efectos de los errores observacionales** constituyen un condicionante inverso al anterior, al aumentar su efecto con la densidad de la malla.

Sea:

$$\phi_k = \tilde{\phi}_k + \epsilon_k \quad (3.4)$$

donde  $\tilde{\phi}_k$  es el valor real,  $\epsilon_k$  el error observacional y  $\phi_k$  el valor observado. Tomando valores esperados o estadísticamente significativos (promedios extendidos a un gran número de campos), del producto de (3.4) por sí misma resulta:

$$\sigma_\phi^2 = \tilde{\sigma}_\phi^2 + \sigma_\epsilon^2$$

donde  $\sigma_\phi^2$ ,  $\tilde{\sigma}_\phi^2$ ,  $\sigma_\epsilon^2$  son las varianzas de la señal, la real y la de los errores, respectivamente, asumiendo que éstos no están correlacionados espacialmente entre ellos ni con el campo.

Calculando la derivada se obtiene:

$$\phi'_k = \frac{\phi_{k+1} - \phi_{k-1}}{2\Delta x} = \frac{\tilde{\phi}_{k+1} - \tilde{\phi}_{k-1}}{2\Delta x} + \epsilon = \tilde{\phi}' + \epsilon'$$

siendo:

$$\epsilon' = \frac{\epsilon_{k+1} - \epsilon_{k-1}}{2\Delta x}$$

Puede demostrarse entonces que la relación ruido-síñal de la derivada y del campo original,  $\sigma_\epsilon^2 / \tilde{\sigma}_\phi^2$ , es:

$$\frac{\sigma_\epsilon^2}{\tilde{\sigma}_\phi^2 - \zeta^2} \quad (3.5)$$

donde  $\zeta^2$  es la correlación de la señal a una distancia  $d = 2\Delta x$ .

Para una malla muy densa,  $\zeta^2$  tiende a  $\tilde{\sigma}_\phi^2$ , magnificando, por tanto, el coeficiente ruido-síñal. Para que éste no aumentara al hacer derivadas sucesivas,  $\Delta x$  debería ser tan grande como para que la correlación del campo fuera despreciable a una distancia  $d = 2\Delta x$ .

En general, el efecto de los errores aumenta inevitablemente con el orden de las derivadas. De su tratamiento durante el proceso de análisis espacial dependerá en gran medida la fiabilidad del diagnóstico.

### 3.1.3. Determinación del brazo de malla

De lo dicho en el apartado anterior surge un conflicto a la hora de elegir la densidad de la malla. Cuestiones fundamentales a tener en cuenta en ese aspecto son:

1. Lo que determina el tamaño de las escalas más pequeñas que se pueden resolver es la densidad de estaciones, no la de la malla. Se considera que la mínima longitud de onda resoluble (longitud de onda de Nyquist) es igual a dos veces la separación promedio entre estaciones:

$$\lambda_{min} = 2d_{ij} \quad (3.6)$$

Será imprescindible eliminar del análisis las escalas no resolubles si se quiere evitar que éstas contaminen las escalas resolubles. Para nuestro caso, la distancia promedio  $d_{ij}$  es de 3 grados luego,  $\lambda_{min}=6$  grados.

2. En general, la malla debería ser lo suficientemente densa como para muestrear correctamente la mínima escala resoluble. Esto puede traducirse en una condición del tipo:

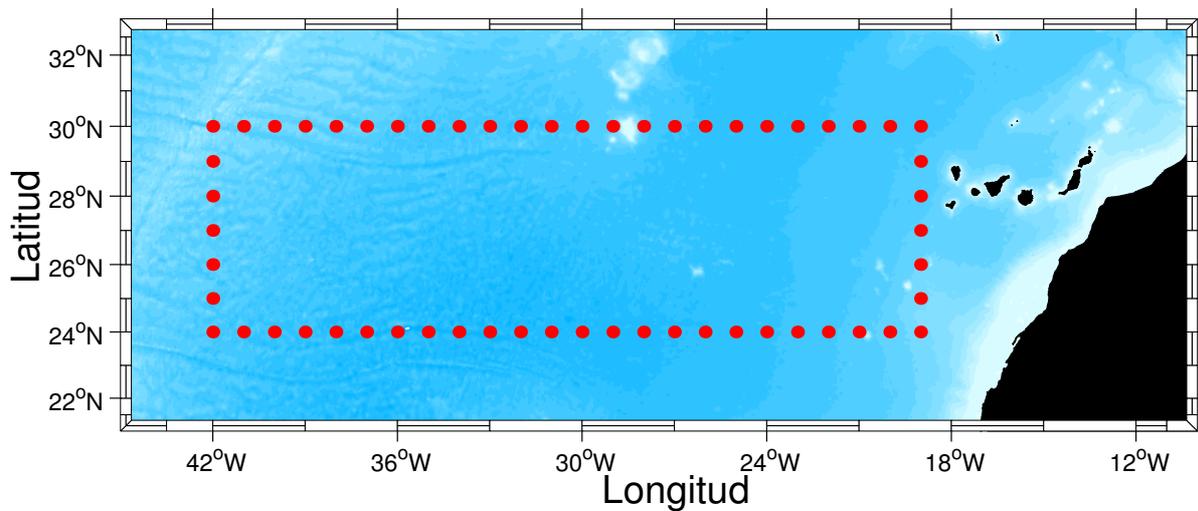
$$\Delta x < \frac{1}{4}\lambda_{min} = \frac{1}{2}d_{ij}$$

3. Por otra parte, la expresión (3.5) da una idea de cómo puede aumentar la influencia de los errores a medida que disminuye  $\Delta x$ .

Así, la elección del brazo de malla al final depende de las prioridades de cada estudio. Un ejemplo de compromiso entre la precisión y la influencia de los errores podría ser:

$$\frac{1}{4}d_{ij} < \Delta x < \frac{1}{2}d_{ij}$$

Siguiendo esta relación de compromiso, para nuestro estudio tendremos una distancia media promedio entre todas las salidas efectuadas por los 19 perfiladores lagrangianos de  $d_{ij} = 3^\circ$ , luego nuestro brazo de malla estará en el rango ( $0.75^\circ < \Delta x < 1.5^\circ$ ). De esta manera, elegiremos para nuestro estudio  $\Delta x = 1$ , es decir, una caja con separación entre estaciones de  $1^\circ$  (figura 3.1).



**Figura 3.1:** Posiciones en las que se estima la temperatura y salinidad a partir de los datos tomados por los perfiladores lagrangianos mediante AEO.

### 3.1.4. Cálculo de la matriz de peso $W$

El valor del análisis en un punto de malla  $\hat{\phi}_g$  se obtiene a partir de los valores (o desviaciones) respecto a un *first guess* observado en las estaciones,  $\phi_i$ , a las cuales se le asigna un peso relativo  $W_{gi}$ ,

$$\hat{\phi}_g = \sum_{i=1}^N W_{gi} \phi_i \quad (3.7)$$

siendo los pesos relativos  $W_{gi}$  función exclusiva de la distancia  $d_{gi}$  entre el punto de malla  $\mathbf{g}$  y la estación  $\mathbf{i}$ ,  $|r_g - r_i|$ .

En términos generales, la matriz  $W = \Omega C^{-1}$ , donde  $\Omega$  es una matriz de factores peso dependiente exclusivamente de la distancia entre las estaciones.  $C^{-1}$  es una matriz diagonal de normalización.

Siguiendo la formulación propuesta por Pedder (1993):

$$\Omega^k(x_g - x_j) = \sum_{t=1}^k a_t \prod_{l=1}^d \left( \frac{L}{L_{tl}} \right) \exp \left[ -\frac{1}{2} \frac{(x_{gl} - x_{jl})^2}{L_{tl}^2} \right] \quad (3.8)$$

donde:  $a_t$ , es un coeficiente de expansión que tiene la siguiente forma:

$$a_t = t^t \mathbf{e}^{-t} \sqrt{\frac{2\pi}{t}} \left( 1 + \frac{1}{12t} + \frac{1}{288t^2} - \frac{139}{51840t^3} - \frac{571}{2488320t^4} + \frac{163879}{209018880t^5} \right)$$

Este parámetro además depende del número de iteración  $k$ . Para este trabajo, se ha demostrado que en  $k = 10$  el proceso converge de manera satisfactoria.

Como comentamos en el apartado 3.1.2, el AEO que realizamos en este trabajo es en 2D, luego,  $d$ , en la expresión de  $\Omega$ , da cuenta de dicha dimensión.

En la expresión 3.8 el término  $L_{tl}$  viene definido por:

$$L_{tl} = (tL_{gt}^2 + L^2)^{1/2}$$

donde el factor de escala,  $L$ , es un radio de acción, de manera que si la distancia entre dos estaciones es mayor que  $L$  tendrá un peso muy pequeño y viceversa. Se suelen usar valores en el intervalo  $(0.1^\circ - 0.3^\circ)$  para dinámicas dominadas por estructuras mesoescalares y

hasta  $0.9^\circ$  para giros mayores (Daley, 1991). Su efecto sobre el análisis será un suavizado tanto mayor cuanto mayor sea el valor de ese parámetro. Suele suceder, sin embargo, que dentro de los límites comentados, los análisis son robustos respecto al valor escogido. En este estudio se ha utilizado un factor de escala de  $L = 0.81^\circ$ .

Otro factor a tener en cuenta para nuestros cálculos es  $L_{gl}$ , la longitud de onda de filtrado. La distribución espacial de las observaciones condiciona la escala espacial mínima resoluble, que viene determinada por la longitud de onda de Nyquist (ecuación 3.6). Las estructuras de tamaño inferior a dicha longitud de onda se intentan filtrar para evitar que contaminen las estructuras de mayor tamaño. Las ventajas de incluir este filtrado son dos:

1. su determinación es fácil, pues depende de la separación entre estaciones, y
2. suele ser el más decisivo a la hora de suavizar el campo, con lo que resta sensibilidad respecto del parámetro anterior ( $L$ ), mucho más difícil de determinar de manera óptima.

Además, este filtro viene en unidades de longitud a través de la dimensión  $l$ . Nosotros utilizamos el mismo filtrado para las dos dimensiones ( $x / y$ ), o lo que es lo mismo, (*longitud / latitud*). Ese filtro es  $L_{gl} = 5.4^\circ$ .

Por último, decir que  $(x_{gl} - x_{jl})$ , es la distancia entre dos estaciones tanto de la malla como de las observaciones y en ambas componentes ( $x/y$ ).

### Generalidades sobre la matriz $\Omega$

Como ya hemos dicho, la matriz  $\Omega$  es una matriz de factores peso dependiente exclusivamente de la distancia entre las estaciones, ya sea de la malla a interpolar, como de las propias estaciones.

Debido a que  $g$  es el número de puntos de malla y, que  $s$  es el número perfiles (estaciones), las dimensiones de la matriz  $\Omega$  son de  $(nt \times nt)$ , donde  $nt = (g+s)$ . Además,

para la generación de dicha matriz  $\Omega$  debemos tener en cuenta algunas peculiaridades (Daley, 1991; Pedder, 1993; Gòmis *et al.*, 2001), tales como:

1. generación de una matriz  $\Omega_0$  de todas las estaciones (malla + estaciones originales) con todas las estaciones, sin la aplicación de la longitud de onda de filtrado,  $L_{gl}$ , es decir, construimos un *background* de  $\Omega$ , (Matriz 3.1)
2. sobre el *background* generado, le sumamos la contribución de,  $\Omega_{gg}$ ,  $\Omega_{gs}$ ,  $\Omega_{sg}$  y  $\Omega_{ss}$  generadas, ahora sí, con la longitud de onda de filtrado (Matriz 3.1)

$$\Omega = \begin{pmatrix} G_1G_1 & G_1G_2 & \cdots & G_1G_g & G_1S_1 & G_1S_2 & \cdots & G_1S_s \\ G_2G_1 & G_2G_2 & \cdots & G_2G_g & G_2S_1 & G_2S_2 & \cdots & G_2S_s \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ G_gG_1 & G_gG_2 & \cdots & G_gG_g & G_gS_1 & G_gS_2 & \cdots & G_gS_s \\ S_1G_1 & S_1G_2 & \cdots & S_1G_g & S_1S_1 & S_1S_2 & \cdots & S_1S_s \\ S_2G_1 & S_2G_2 & \cdots & S_2G_g & S_2S_1 & S_2S_2 & \cdots & S_2S_s \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ S_sG_1 & S_sG_2 & \cdots & S_sG_g & S_sS_1 & S_sS_2 & \cdots & S_sS_s \end{pmatrix}$$

**Matriz 3.1:** Generación de la matriz  $\Omega$

### 3.1.5. Método de Correcciones Sucesivas

Se consideran métodos de Correcciones Sucesivas aquellos en los que el análisis es el resultado de una serie de iteraciones, en cada una de las cuales se adicionan incrementos de la variable estudiada al resultado de la iteración anterior evaluada en los puntos de observación.

Se considera para este caso que:

1. La función peso es la misma para todas las iteraciones, a no ser que se añadan procesos de filtrado, como en este caso.
2. Tras numerosas iteraciones, el método converge al resultado obtenido con Interpolación Óptima (Bratseth, 1986; Pedder, 1993).

La diferencia entre este método y el de Interpolación Óptima estriba en la manera de abordar la matriz de observaciones:

1. La Interpolación Óptima invierte la matriz en una sola operación, con lo cual, si la matriz está bien condicionada, el resultado es exacto. Sin embargo, este método es más sensible a problemas numéricos debido al mal condicionamiento de la matriz, por ejemplo, cuando su determinante es casi nulo.
2. El Método de correcciones Sucesivas no invierte ninguna matriz, es un método iterativo, el cual es absolutamente robusto frente a un mal condicionamiento de la matriz, pero sólo dará un resultado exacto al cabo de numerosas iteraciones.

En definitiva, para la mayoría de las aplicaciones ambos métodos deben dar resultados muy parecidos, diferenciándose sólo frente a casos numéricamente patológicos.

Los algoritmos usados por Pedder (1993), son una mejora de los propuestos por Daley (1991):

$$r^k = f'_o - \Omega^k \beta^k$$

$$\beta^k = \beta^{k-1} + \alpha C_o^{-1} r^{k-1}$$

$$\hat{\phi} = \phi^\circ + \Omega^k \beta^k$$

donde  $\alpha \geq 1$ , es un parámetro opcional, denominado “parámetro de sobre-relajación”, que se usa para que el polinomio converja satisfactoriamente. En este trabajo usamos  $\alpha = 1$ . Al tratar con campos cuyo promedio estadístico es nulo, se asume que se interpolan diferencias entre observaciones,  $\phi$  y un *first guess*,  $\phi^\circ$ . Así, aunque la variable del análisis se denote en general como  $f'_o$  en la formulación siguiente, frecuentemente es en realidad  $(\phi - \phi^\circ)$ . El ciclo iterativo es inicializado por  $\beta^0 = 0$  y  $r^0 = f'_o$ .

Para la obtención de  $C_o^{-1}$ , debemos hacer la inversa de una matriz diagonal que contenga la suma de las contribuciones de  $\Omega^k$ . O lo que es lo mismo, una matriz de normalización tal que:

$$C_{ii} = \sum_{j=1}^N \Omega(x_{ij}) \quad i = 1, \dots, M$$

### 3.1.6. Errores estadísticos

Para poder obtener una estimación de los errores hacemos uso del campo real de datos,  $\phi_i$ , y del estimado después de la aplicación del AEO,  $\hat{\phi}_i$ , en las mismas posiciones que el campo original.

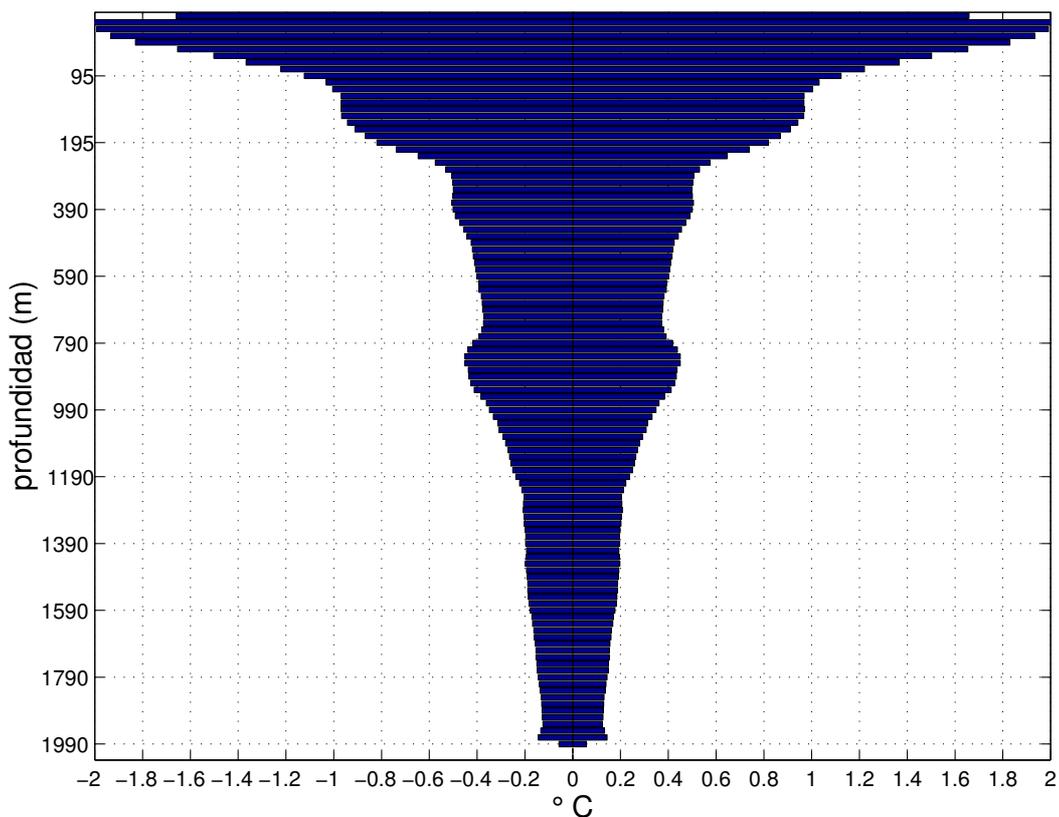
La siguiente expresión nos dará el *error típico de la estimación*:

$$S_{ey} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i - \hat{\phi}_i)^2}{n - 2}}$$

Bajo los supuestos de normalidad y homocedasticidad de los datos, la variable aleatoria  $d_i = \phi_i - \hat{\phi}_i$  es normal con media cero y desviación típica  $\sigma \simeq S_{ey}$ . Este hecho permite asumir bajo las condiciones anteriores y si  $n \geq 25$ , (para nuestro caso  $n \geq 500$ ), que el intervalo  $(-2S_{ey}, 2S_{ey})$  contiene el 95 % de las desviaciones de  $d_i$ . En otras palabras, el error cometido cuando se toma  $\hat{\phi}_i$  como medida de la variable  $\phi_i$ , es como

máximo igual en módulo a  $2S_{ey}$ , con probabilidad igual a 0.95.

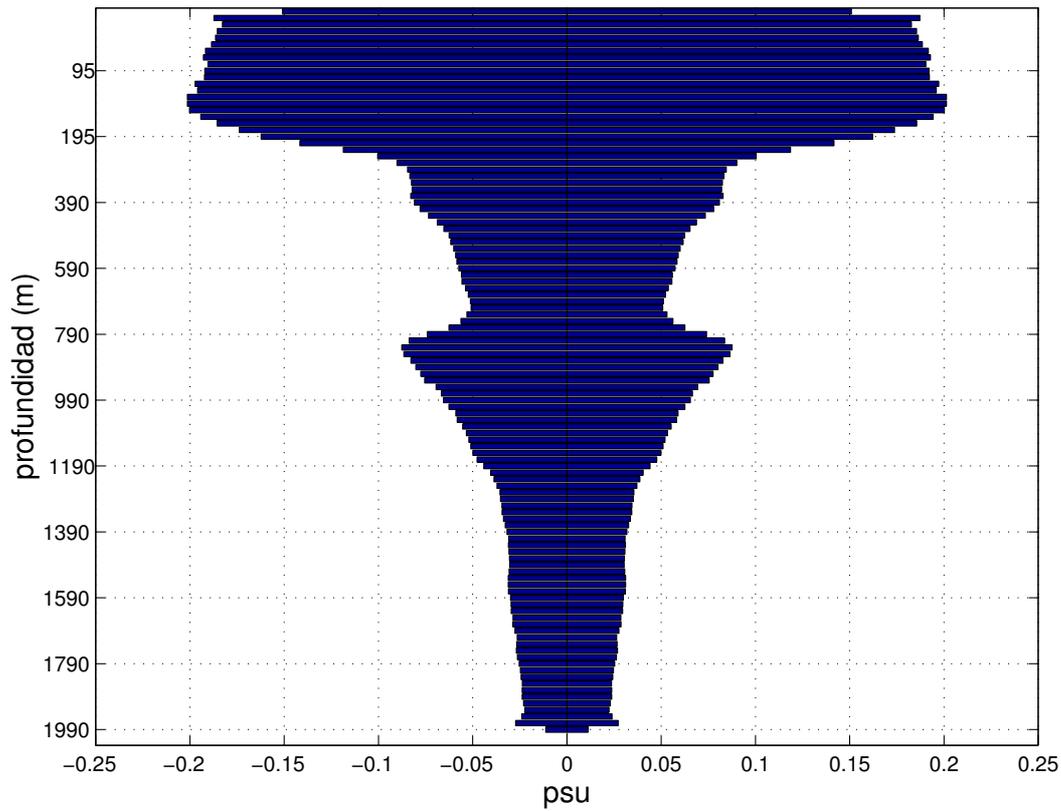
En las figuras 3.2 y 3.3 podemos observar el error para distintas profundidades para cada una de las variables analizadas, temperatura y salinidad. A modo de resumen, las tablas 3.1 y 3.2 muestran los errores estadísticos del Análisis Espacial Objetivo para diferentes intervalos de profundidad. Se observa también, que los mayores errores, como era de esperar, se obtienen para los primeros 200 metros de la columna de agua, tanto para la variable temperatura como para la salinidad. Por debajo de esta profundidad, el error máximo cometido es de  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$  para la temperatura y  $\pm 0.075$  psu para la salinidad.



**Figura 3.2:** Estimación del error ( $2S_{ey}$ ) para la variable *temperatura anual* cometidos por el AEO para toda la columna de agua.

**Tabla 3.1:** Errores estadísticos ( $2S_{ey}$ ) del AEO para la variable temperatura ( $^{\circ}C$ ) en intervalos de profundidad.

Estación	[0-200 m]	[200-600 m]	[600-1200 m]	[>1200 m]
Primavera	$\pm [0.90 - 0.65]$	$\pm 0.50$	$\pm 0.35$	$\pm 0.19$
Verano	$\pm [1.00 - 0.60]$	$\pm 0.43$	$\pm 0.30$	$\pm 0.19$
Otoño	$\pm [1.10 - 0.60]$	$\pm 0.42$	$\pm 0.36$	$\pm 0.17$
Invierno	$\pm [0.90 - 0.60]$	$\pm 0.40$	$\pm 0.30$	$\pm 0.18$
Anual	$\pm [2.00 - 0.80]$	$\pm 0.45$	$\pm 0.35$	$\pm 0.19$



**Figura 3.3:** Estimación del error ( $2S_{ey}$ ) para la variable *salinidad anual* cometidos por el AEO para toda la columna de agua.

**Tabla 3.2:** Errores estadísticos ( $2S_{ey}$ ) del AEO para la variable salinidad (*psu*) en intervalos de profundidad.

Estación	[0-200 m]	[200-600 m]	[600-1200 m]	[>1200 m]
<b>Primavera</b>	$\pm 0.150$	$\pm 0.075$	$\pm 0.030$	$\pm 0.025$
<b>Verano</b>	$\pm 0.120$	$\pm 0.060$	$\pm 0.030$	$\pm 0.025$
<b>Otoño</b>	$\pm 0.150$	$\pm 0.065$	$\pm 0.050$	$\pm 0.020$
<b>Invierno</b>	$\pm 0.170$	$\pm 0.070$	$\pm 0.055$	$\pm 0.030$
<b>Anual</b>	$\pm 0.170$	$\pm 0.070$	$\pm 0.050$	$\pm 0.025$

## 3.2. Modelo Inverso

### 3.2.1. Flujo geostrófico

Sabiendo que la circulación oceánica está gobernada por las leyes de Newton en un sistema en rotación, después de la aplicación de la aproximación de Boussinesq, y la aproximación de que la escala vertical de longitud y velocidad es mucho menor que la horizontal, obtenemos:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (3.10)$$

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g \quad (3.11)$$

siendo:  $u, v, w$  las componentes de la velocidad del fluido en la dirección  $x, y, z$  respectivamente;  $f$  el parámetro de Coriolis, en el que  $f = 2\Omega \sin\theta$ , donde  $\Omega$  representa la velocidad angular de rotación de la Tierra, y  $\theta$  la latitud del lugar; por otro lado,  $\rho_0$  corresponde a la densidad media del agua de mar;  $p$  a la presión; y  $\nu$  al coeficiente de viscosidad cinemática del agua de mar.

Si suponemos ahora que el flujo oceánico es estacionario, hidrostático, y se desprecia la fricción, las ecuaciones anteriores se simplifican, obteniendo:

$$-fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3.12)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (3.13)$$

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g \quad (3.14)$$

Realizando la derivada con respecto a  $z$  de las expresiones 3.12 y 3.13, y sustituyendo en ellas la expresión 3.14, obtenemos las denominadas *ecuaciones de viento térmico o de flujo baroclínico*:

$$f \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} \implies \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (3.15)$$

$$f \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} \implies \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad (3.16)$$

Integrando en la vertical:

$$\int_c^u du = +\frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \implies u = c + \frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz$$

$$\int_b^v dv = -\frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \implies v = b - \frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz$$

En esta expresión, la profundidad  $z_0$ , arbitraria, se denomina *profundidad de referencia* y las constantes de integración  $c$  y  $b$  son las *velocidades en el nivel de referencia*. Si denominamos *velocidad relativa* a:

$$u_r = +\frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz$$

$$v_r = -\frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz$$

la velocidad total será:

$$u = c + u_r$$

$$v = b + v_r \quad (3.17)$$

Las ecuaciones de viento térmico han sido esenciales en la Oceanografía Física desde que fueron introducidas en 1898 por el físico teórico noruego Bjerknes (1862-1951). Esta circunstancia se explica porque, históricamente, las únicas medidas significativas que podían obtenerse en el mar eran la temperatura y la salinidad del agua del océano a distintas profundidades. Con estas medidas, realizadas por medio de diversas sondas, se obtiene la densidad y, por consiguiente, se pueden utilizar las ecuaciones de viento térmico para conocer la circulación oceánica. De esta forma, sin tener en cuenta la constante de integración, el denominado *flujo geostrófico* surge a partir de medidas realizadas desde barcos.

### 3.2.2. Teoría de los modelos inversos

Los modelos inversos se basan en las siguientes suposiciones, (Wunsch, 1996):

1. Geostrofa y balance hidrostático,
2. conservación de masa y de cualquier otra propiedad con fuentes y sumideros conocidos, y
3. datos suficientemente sinópticos.

El modelo inverso que planteamos en este trabajo recibe el nombre de modelo inverso de caja, debido a que se aplica sobre áreas cerradas del océano, tal y como se muestra en la figura 3.1.

De esta manera, la cantidad neta de fluido moviéndose hacia el interior y hacia el exterior de este volumen cerrado viene dado por:

$$\iint_S \rho \vec{v} \cdot d\vec{S} = 0$$

Suponiendo que  $\vec{v}$  y  $d\vec{S}$  son paralelos y utilizando la expresión 3.17, la ecuación anterior quedará:

$$\iint_S \rho(v_r + b)dS = 0 \quad (3.18)$$

Si, además, tenemos en cuenta que las estaciones hidrográficas no son contínuas y que la columna de agua se divide en distintas capas, según las masas de agua que la constituyen, (tabla 3.3), podemos escribir la expresión anterior del siguiente modo:

$$\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^M \rho_{ji}(v_{r_{ji}} + b_j)\Delta S_{ji} \approx 0$$

donde el subíndice  $j$  indica el par de estación y el subíndice  $i$  indica la capa.

Hemos recogido el signo aproximado en esta expresión para tener en cuenta el error en los distintos términos de la suma. Teniendo en cuenta que  $b_j$  es constante en profundidad, la expresión anterior se puede reorganizar como sigue:

$$\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^M \rho_{ji} b_j \Delta S_{ji} \approx - \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^M \rho_{ji} v_{r_{ji}} \Delta S_{ji}$$

Si además suponemos que la masa se conserva en cada una de las capas, obtenemos lo siguiente:

$$\sum_{j=1}^N \rho_{ji} b_j \Delta S_{ji} \approx - \sum_{j=1}^N \rho_{ji} v_{r_{ji}} \Delta S_{ji}, \quad i = 1, \dots, M$$

o lo que es lo mismo:

$$\sum_{j=1}^N e_{ji} b_j + n_i = y_i, \quad i = 1, \dots, M$$

siendo:

- $e_{ji} = \rho_{ji} \Delta S_{ji}$
- $y_i = - \sum_{j=1}^N \rho_{ji} v_{r_{ji}} \Delta S_{ji}$
- $n_i$  es el término que recoge el error debido al ruido en cada capa.

El conjunto de todas las ecuaciones para todas las capas puede entonces sintetizarse de forma matricial en:

$$Ex + n = y \tag{3.19}$$

donde  $\mathbf{x}$  es un vector que contiene las velocidades desconocidas en el nivel de referencia ( $N \times 1$ ),  $\mathbf{E}$  es la matriz de los coeficientes ( $M \times N$ ),  $\mathbf{n}$  es un vector que considera el ruido de cada ecuación ( $M \times 1$ ), e  $\mathbf{y}$  da cuenta de los transportes en cada capa ( $M \times 1$ ).

La ecuación representativa de la capa superficial tiene que contener el transporte de Ekman, que da cuenta del efecto del viento en la circulación superficial del océano.

**Tabla 3.3:** Capas de  $\gamma_n$  en las que se divide la columna de agua para el cálculo de transportes geostroficados, (Ganachaud, 1999; Macdonald, 1998).

Capa	Interfases ( $\gamma_n$ )	Masa de agua
1	Superficie-26.44	
2	26.44-26.85	<b>NACW</b>
3	26.85-27.162	
4	26.162-27.38	
5	27.38-26.62	
6	27.62-27.82	<b>AAIW-MW</b>
7	27.82-29.922	

### Transporte de Ekman

Los primeros metros de la columna de agua se encuentran afectados por el contacto con la atmósfera. Por ello, debemos introducir el transporte de Ekman para considerar el efecto del viento sobre la circulación superficial del océano (Ekman, 1905).

El transporte de Ekman vendrá dado de la siguiente manera (Cushman-Roisin, 1994):

$$Tek_x = \frac{1}{\rho_0 f} \tau_y$$

$$Tek_y = -\frac{1}{\rho_0 f} \tau_x$$

donde  $Tek_x$  y  $Tek_y$  son los transportes de Ekman zonal y meridional, respectivamente ( $m^2 s^{-1}$ ),  $\tau_x$  y  $\tau_y$  son los esfuerzos del viento en la dirección zonal y meridional, respectivamente ( $N m^{-2}$ ) y  $\rho_0$  la densidad media del agua del mar ( $1026 kg m^{-3}$ ).

El transporte de Ekman considerado, será la suma de un transporte inicial, obtenido con la media anual del esfuerzo del viento (figura 2.9, tabla 3.4) más otra aportación, que será dada por el propio modelo, teniendo en cuenta las condiciones oceanográficas

de cada campaña:

$$T_{Ek} = T_{Ek_{Anual}} + \Delta T_{Ek}$$

Dicho de otra manera, admitimos que el transporte de Ekman en cada una de las campañas no es exactamente la media anual y dejamos que sea el modelo el que establezca su valor a partir de la información de cada campaña. Para ello, el término  $T_{Ek_{Anual}}$  se añade al transporte en la primera capa, mientras que  $\Delta T_{Ek}$  es una nueva incógnita del sistema.

**Tabla 3.4:** Transporte de Ekman calculado a partir del esfuerzo medio anual del viento, (da~Silva *et al.*, 1994), en cada uno de los transectos (valores positivos indican transporte hacia el norte/este y negativos hacia el sur/oeste).

<b>Transporte de Ekman (Sv)</b>				
	T.norte	T.oeste	T.sur	T.este
<b>Media</b>	0.2	-0.0	1.7	-0.5

### 3.2.3. Generalización de los modelos inversos

Debido a que el sistema de ecuaciones representado en la expresión 3.19 tiene muchas más incógnitas que ecuaciones, el sistema es indeterminado. Por lo que resulta beneficioso introducir nuevas ecuaciones, a partir de la conservación de otras propiedades como por ejemplo la sal.

Estas nuevas ecuaciones tienen la misma forma que las correspondientes a la masa. Una vez introducida la concentración de la propiedad considerada, se añaden al conjunto de ecuaciones de la masa:

$$\sum_{j=1}^N C_{ji} \rho_{ji} b_j \Delta S_{ji} \approx - \sum_{j=1}^N C_{ji} \rho_{ji} v_{r_{ji}} \Delta S_{ji}, \quad i = 1, \dots, M$$

En esta misma línea de generalización, los modelos inversos permiten estimar el intercambio que se produce entre las distintas capas. Si partimos de la ecuación general de conservación para cualquier propiedad, donde  $\kappa$  es el coeficiente de difusión turbulenta:

$$\vec{\nabla} \cdot (\rho C \vec{v}) = \vec{\nabla} \cdot \kappa \vec{\nabla}(\rho C)$$

Al integrar esta expresión a lo largo de una sección hidrográfica cerrada (figura 3.1), obtenemos:

$$\iiint \vec{\nabla} \cdot (\rho C \vec{v}) dV = \iiint \vec{\nabla} \cdot \kappa \vec{\nabla}(\rho C) dV$$

Aplicamos a continuación el Teorema de Gauss, en el que tomamos la dirección  $x$  perpendicular a la sección. En esta ocasión consideramos que la velocidad diapicna no es despreciable y que la difusión horizontal, es ruido:

$$\iint_S \rho C (v_r + b) dS + \iint_{S_z} \rho C w dS_z \approx \iint_{S_z} \kappa_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} dS_z$$

o lo que es lo mismo:

$$\iint_S \rho C (v_r + b) dS \approx \iint_{S_z} \left( \kappa_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} - \rho C w \right) dS_z \quad (3.20)$$

La diferencia entre esta expresión y la ya vista (3.18) estriba en el segundo miembro, que representa los flujos diapicnos advectivos y difusivos en cada interfase.

Como tan sólo tenemos información en el borde que rodea al volumen de agua, esto nos obliga a trabajar con el promedio de los términos diapicnos. Por otro lado, utilizaremos la descomposición de Reynolds. Ésta descomposición consiste en separar las distintas variables en la suma de su valor medio y un valor que fluctúa sobre esa media:

$$\rho = \bar{\rho} + \rho'$$

$$C = \bar{C} + C'$$

$$\kappa = \bar{\kappa} + \kappa'$$

$$w = \bar{w} + w'$$

Tras hacer esta sustitución de las variables, se promedia el resultado para determinar el promedio del término inicial.

$$\begin{aligned} \overline{\kappa_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z}} &= \overline{(\bar{\kappa}_z + \kappa'_z) \left( \frac{\partial((\bar{\rho} + \rho')(\bar{C} + C'))}{\partial z} \right)} = \\ &= \overline{\bar{K}_z \left( \bar{\rho} \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} + \bar{C} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} + \bar{\rho} \frac{\partial C'}{\partial z} + C' \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} + \rho' \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} + \bar{C} \frac{\partial \rho'}{\partial z} + C' \frac{\partial \rho'}{\partial z} + \rho' \frac{\partial C'}{\partial z} \right)} \end{aligned}$$

Donde se ha considerado que  $\overline{a'} = 0$ .

Si, además, tenemos en cuenta que  $\overline{\frac{\partial a}{\partial z}} = \frac{\partial \bar{a}}{\partial z}$ ,  $\overline{ab} = \bar{a}\bar{b}$ , y  $\overline{a + b} = \bar{a} + \bar{b}$ , obtenemos la siguiente expresión:

$$\bar{\kappa}_z \left( \frac{\partial(\bar{\rho}\bar{C})}{\partial z} + \frac{\partial(\rho'C')}{\partial z} \right)$$

Por otro lado, teniendo en cuenta las igualdades anteriores, el segundo sumando quedará del modo siguiente:

$$\begin{aligned} \overline{\rho C w} &= \overline{(\bar{\rho} + \rho')(\bar{C} + C')(\bar{w} + w')} = \\ &= \left( \overline{\bar{w}\bar{\rho}\bar{C}} + \overline{\bar{w}\rho'C'} + \overline{w'\bar{\rho}C'} + \overline{w'\rho'C} + \overline{w'\rho'C'} \right) \end{aligned}$$

Si, a continuación, consideramos despreciables los términos de Reynolds de segundo orden, la expresión 3.20 llega a ser:

$$\iint_S \rho C (v_r + b) dS \approx \iint_{S_z} \left( \bar{\kappa}_z \frac{\partial(\bar{\rho}\bar{C})}{\partial z} - \bar{w}\bar{\rho}\bar{C} \right) dS_z$$

o lo que es lo mismo:

$$\sum_{j=1}^N \rho_{ji} b_j \Delta a_{ji} + S_z \left( \bar{w}\bar{\rho}\bar{C} - \bar{\kappa}_z \frac{\partial(\bar{\rho}\bar{C})}{\partial z} \right) + \sum_{j=1}^N n_{ji} = - \sum_{j=1}^N \rho_{ji} v_{rji} \Delta a_{ji}, \quad i = 1, \dots, M$$

donde los términos diapicnos se evalúan en la interfase entre dos capas.

Por consiguiente, este vector  $\mathbf{x}$  contiene las incógnitas del sistema, que, además de la velocidad en el nivel de referencia en cada par de estaciones,  $b_j$ , están constituidas por las velocidades diapicnas a través de cada interfase,  $\overline{w}_i$ , los coeficientes de difusión diapicna,  $\overline{\kappa_{z_i}}$ , el ajuste del valor anual del transporte de Ekman por transecto,  $\Delta T_{EK}$ , y el flujo de agua dulce,  $F_W$ . Hemos introducido estos dos últimos términos como incógnitas del modelo debido al error existente tanto en la estimación del esfuerzo del viento, como del flujo de agua dulce, ya que ambos provienen de datos climatológicos:

$$\begin{pmatrix} (b_j)_{j=1,\dots,N} \\ (\overline{w}_i)_{i=1,\dots,M-1} \\ (\overline{\kappa_{z_i}})_{i=1,\dots,M-1} \\ \Delta T_{EK} \\ F_W \end{pmatrix}$$

Nuestro modelo inverso consta entonces de 14 ecuaciones, en las que hemos considerado:

1. la conservación de masa en cada una de las capas (7 ecuaciones) y
2. la conservación de la anomalía de salinidad (7 ecuaciones)

Para conservar la masa y la anomalía de salinidad hemos incluido en estas 14 ecuaciones una serie de términos adicionales:

1. advección diapicna de masa y salinidad
2. difusión diapicna de salinidad
3. transporte de Ekman y
4. flujo de agua dulce

### 3.2.4. El estimador Gauss-Markov

Como ya hemos comentado, el sistema de ecuaciones 3.19 es indeterminado, por lo que haremos uso del estimador de Gauss-Markov para obtener la solución,  $\tilde{x}$ . El requerimiento que vamos a exigir al estimador  $\tilde{x}$  es que minimice la desviación entre el estimado y el valor real, es decir, que minimice:

$$P = \langle (\tilde{x} - x)(\tilde{x} - x)^T \rangle \quad (3.21)$$

Supondremos que conocemos los momentos de primer y segundo orden de las variables:

- $\langle x \rangle = x_0$  ;  $\langle xx^T \rangle = R_{xx}$
- $\langle n \rangle = 0$  y ;  $\langle nn^T \rangle = R_{nn}$

Por lo tanto, la solución que encontremos debe estar expresada en términos de esta información conocida *a priori*:  $R_{xx}$  y  $R_{nn}$ .

Si partimos de que la relación entre los datos y las estimaciones ( $\tilde{x}$ ) es lineal:

$$\tilde{x} = By \quad (3.22)$$

el teorema de Gauss-Markov proveerá los valores de B que minimizan los elementos diagonales de P. Así, al sustituir la ecuación 3.22 en la ecuación 3.21, obtendremos la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} P &= \langle (By - x)(By - x)^T \rangle = \\ &= \langle By(By)^T - Byx^T - x(By)^T + xx^T \rangle = \\ &= \langle Byy^T B^T - Byx^T - xy^T B^T + xx^T \rangle = \\ &= B \langle yy^T \rangle B^T - B \langle yx^T \rangle - \langle xy^T \rangle B^T + \langle xx^T \rangle = \\ &= BR_{yy}B^T - BR_{yx} - R_{xy}^T B^T + R_{xx} \end{aligned} \quad (3.23)$$

donde hemos considerado  $R_{xy} = R_{yx}^T$ .

Teniendo en cuenta la igualdad 3.24 para conseguir que B esté sólo en uno de los términos:

$$ACA^T - AB^T - BA^T = (A - BC^{-1})C(A - BC^{-1})^T - BC^{-1}B^T \quad (3.24)$$

la ecuación 3.23 quedará:

$$P = (B - R_{xy}R_{yy}^{-1})R_{yy}(B - R_{xy}R_{yy}^{-1})^T - R_{xy}R_{yy}^{-1}R_{xy}^T + R_{xx} \quad (3.25)$$

Dado que  $R_{xx}$  y  $R_{yy}$  son positivas por definición y que, por consiguiente, ellas y sus inversas disponen de elementos diagonales positivos, los elementos diagonales de cada uno de los términos de la expresión 3.25 poseen, igualmente, valores positivos; por lo tanto, la minimización de cualquier elemento diagonal de P se obtiene escogiendo B, de tal forma que el primer término de la expresión 3.25 se anule. Esto implica que:

$$B = R_{xy}R_{yy}^{-1}$$

Por todo ello, según la ecuación 3.22, el valor estimado de la solución es:

$$\tilde{x} = R_{xy}R_{yy}^{-1}y \quad (3.26)$$

mientras que la incertidumbre de la estimación queda simplificada a:

$$P = R_{xx} - R_{xy}R_{yy}^{-1}R_{xy}^T \quad (3.27)$$

Para que las expresiones 3.26 y 3.27 queden escritas en función de la información conocida *a priori* se debe transformar  $R_{yy}$  y  $R_{xy}$ , por medio de la expresión general del modelo 3.19.

Para  $R_{yy}$ :

$$\begin{aligned}
R_{yy} &= \langle yy^T \rangle = \langle (Ex + n)(Ex + n)^T \rangle = \\
&= \langle Ex(Ex)^T + Exn^T + n(Ex)^T + nn^T \rangle = \\
&= \langle Exx^T E^T + Exn^T + nx^T E^T + nn^T \rangle = \\
&= E \langle xx^T \rangle E^T + E \langle xn^T \rangle + \langle nx^T \rangle E^T + \langle nn^T \rangle = \\
&= ER_{xx}E^T + ER_{xn} + R_{nx}^T E^T + R_{nn} = \\
&= ER_{xx}E^T + R_{nn} \tag{3.28}
\end{aligned}$$

donde hemos supuesto que  $R_{nx}$  y  $R_{xn}^T$  se anulan, es decir, que el ruido y las incógnitas son independientes. De igual forma,  $R_{xy}$  es:

$$\begin{aligned}
R_{xy} &= \langle x(Ex + n)^T \rangle = \langle x(Ex)^T + xn^T \rangle = \\
&= \langle xx^T E^T + xn^T \rangle = \langle xx^T \rangle E^T + \langle xn^T \rangle = \\
&= R_{xx}E^T + R_{xn}^T = \\
&= R_{xx}E^T \tag{3.29}
\end{aligned}$$

Introduciendo ahora las ecuaciones 3.28 y 3.29 en la 3.26, obtenemos:

$$\tilde{x} = R_{xx}E^T(ER_{xx}E^T + R_{nn})^{-1}y$$

por lo que 3.27 pasa a quedar definida como:

$$P = R_{xx} - R_{xx}E^T(ER_{xx}E^T + R_{nn})^{-1}ER_{xx}^T$$

lo que nos permite estimar todas las incógnitas,  $x$ , y sus incertidumbres, a partir de la información *a priori* en el sistema de ecuaciones 3.19.

Por otro lado, mediante el valor estimado de la solución, se puede obtener también una estimación para el ruido:

$$\tilde{n} = y - E\tilde{x} \tag{3.30}$$

y de su incertidumbre:

$$\begin{aligned}
P_{nn} &= \langle (n - \tilde{n})(n - \tilde{n})^T \rangle = \\
&= \langle (y - E\tilde{x} - n)(y - E\tilde{x} - n)^T \rangle = \langle (Ex - E\tilde{x})(Ex - E\tilde{x})^T \rangle = \\
&= \langle E(x - \tilde{x})(x - \tilde{x})^T E^T \rangle = E \langle (x - \tilde{x})(x - \tilde{x})^T \rangle E^T = \\
&= E \langle (\tilde{x} - x)(\tilde{x} - x)^T \rangle E^T = \\
&= EPE^T
\end{aligned} \tag{3.31}$$

La aplicación del estimador Gauss-Markov ha permitido por lo tanto, obtener una solución  $\tilde{x}$  al sistema de ecuaciones indeterminado, haciendo uso de información *a priori* de la solución ( $R_{xx}$ ) y del ruido ( $R_{nn}$ ). Además, permite cuantificar qué parte de las observaciones no son explicadas por nuestro modelo  $\tilde{n}$ , así como la incertidumbre que tienen tanto la estimación de la solución  $P$  como la estimación del ruido  $P_{nn}$ .

Las incertidumbres *a priori* de las incógnitas se muestran en la tabla 3.5. Estas incertidumbres son fijas para todas y cada una de las cuatro estaciones, al igual que para la media.

**Tabla 3.5:** Incertidumbre *a priori* de las incógnitas de nuestro modelo.

$R_{xx}$				
<b>b</b>	$\bar{w}$	$\bar{k}$	$\Delta T_{Ek}$	$F_W$
$(m^2 s^{-2})$	$(m^2 s^{-2})$	$(m^4 s^{-2})$	$(Sv^2)$	$(Sv^2)$
$(0.02)^2$	$(1e^{-6})^2$	$(1e^{-4})^2$	$(0.5 \cdot ek)^2$	$(0.5 \cdot Fw)^2$

Los valores de las incertidumbres *a priori* del ruido ( $R_{nn}$ ) correspondientes a cada capa se presentan en la tabla 3.6. Las incertidumbres *a priori* del ruido para cada una de las ecuaciones de masa se ha tomado como el producto de la incertidumbre *a priori* de las velocidades en la capa de referencia por la densidad media y por el área para cada

una de las capas (Vanicek y Siedler, 2002):

$$Rnn\_masa(i) = (0.02)^2 \rho(i) A(i) \quad i = 1, 2, \dots, 7 \quad (3.32)$$

Las incertidumbres *a priori* del ruido para las ecuaciones de anomalía de salinidad se han tomado como el producto de la incertidumbre *a priori* del ruido para las ecuaciones de masa, la desviación estándar de la salinidad media por capa al cuadrado y una constante de valor 4 (Ganachaud, 1999):

$$Rnn\_anom\_sal(i) = 4 Rnn\_masa(i) \overline{std(sal(i))}^2 \quad i = 1, 2, \dots, 7 \quad (3.33)$$

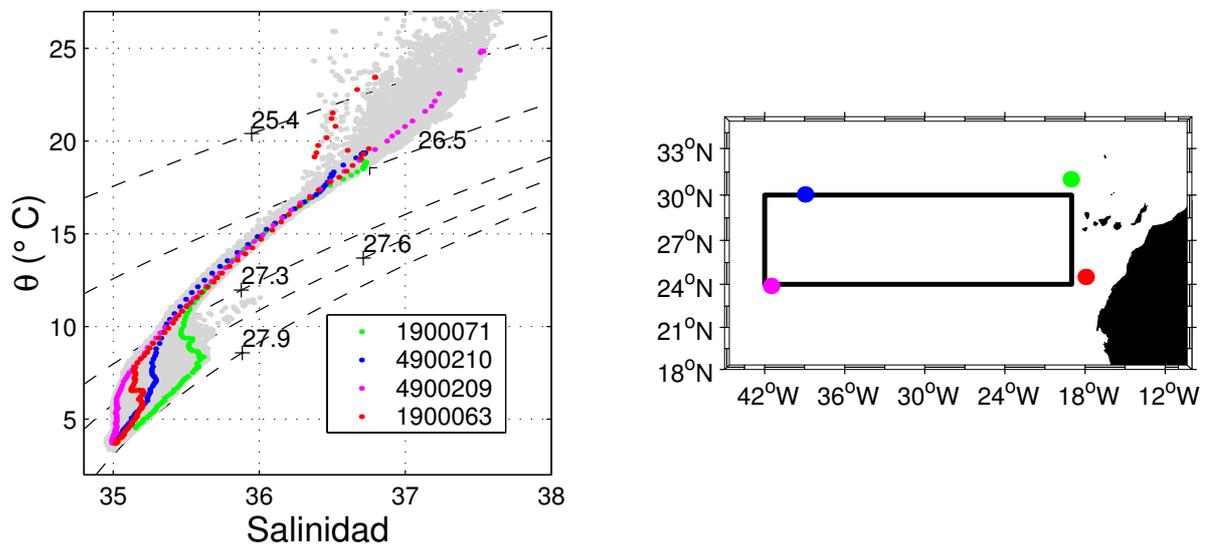
**Tabla 3.6:** Incertidumbre anual *a priori* del ruido para las ecuaciones de masa y de anomalía de salinidad para cada una de las capas.

Capas	Rnn_masa ( $Sv$ ) <sup>2</sup>	Rnn_anom_sal ( $\cdot 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ ) <sup>2</sup>
1	(0.37) <sup>2</sup>	(0.17) <sup>2</sup>
2	(0.52) <sup>2</sup>	(0.19) <sup>2</sup>
3	(0.48) <sup>2</sup>	(0.11) <sup>2</sup>
4	(0.40) <sup>2</sup>	(0.05) <sup>2</sup>
5	(0.56) <sup>2</sup>	(0.13) <sup>2</sup>
6	(0.78) <sup>2</sup>	(0.21) <sup>2</sup>
7	(0.85) <sup>2</sup>	(0.16) <sup>2</sup>

Se observa entonces que para cada una de las cuatro estaciones, estas incertidumbres van a variar. En la tabla 3.6 mostramos a modo de ejemplo los valores de las incertidumbres *a priori* del ruido anual para las ecuaciones de masa y de anomalía de salinidad en cada una de las capas. Para las cuatro estaciones restantes, los valores de las incertidumbres del ruido que obtenemos difieren ligeramente de las mostradas en la tabla 3.6.

### 4.1. Masas de agua

A partir de que Helland-Hansen y Nansen (1920) introdujeran los diagramas  $\theta/S$  en Oceanografía Física, éstos se han convertido en el modo más recurrente para la determinación de las masas de agua existentes en una región concreta del océano.



**Figura 4.1:** Diagrama  $\theta/S$  para todos los perfiles utilizados en este estudio y para cuatro perfiles cuya localización se indica a la derecha.

La figura 4.1 muestra el diagrama  $\theta/S$  de todas las salidas de los 19 perfiladores lagrangianos durante el periodo de un año en nuestra zona de estudio. Estos han sido representados en la figura con puntos grises. Además, nos permitirá conocer los valores máximos y mínimos de temperatura y salinidad alcanzados en nuestra zona para el periodo anual. Hemos añadido cuatro perfiles representativos, de cuatro zonas concretas de nuestra región de estudio.

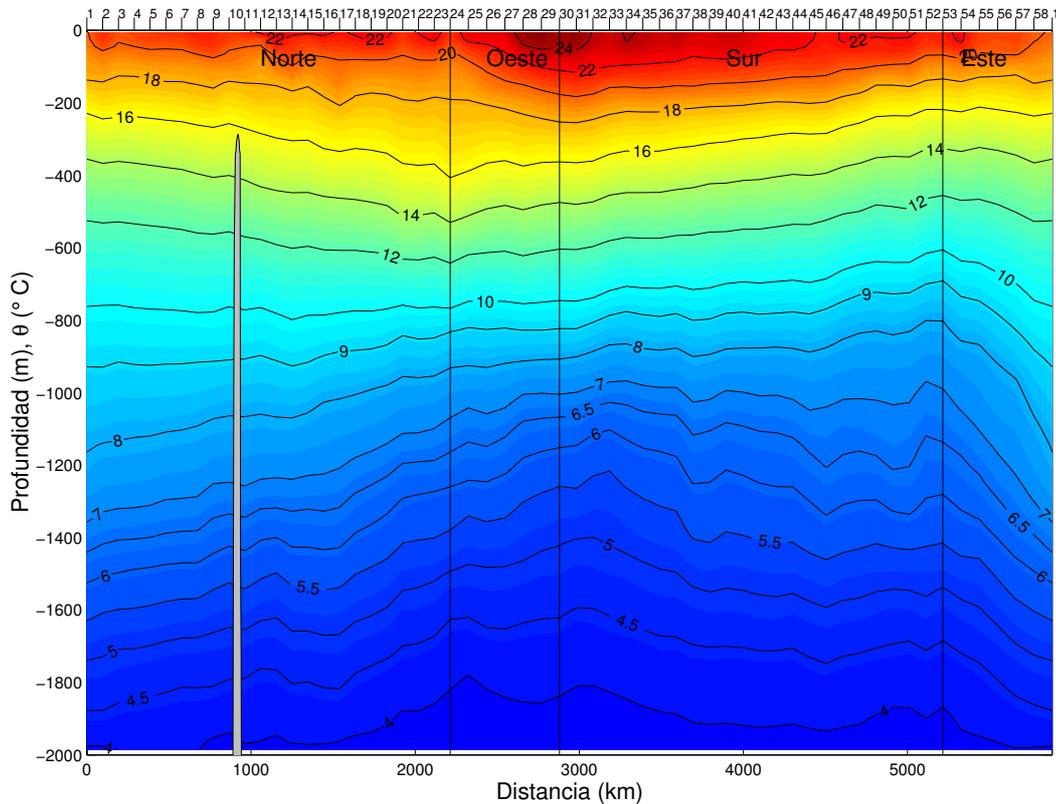
Analizando los puntos grises de la figura 4.1, podemos ver que, para aguas superficiales,  $\sigma_\theta$  ( $26.5 - 27.3 \text{ kg m}^{-3}$ ), existe una estrecha y casi lineal relación  $\theta/S$  típica de la NACW, que ocupa aproximadamente entre los 100 primeros metros y los 700 m (Harvey, 1982; Tsuchiya *et al.*, 1992). En capas intermedias,  $\sigma_\theta$  ( $27.3 - 27.8 \text{ kg m}^{-3}$ ), podemos observar que hay una alta dispersión de los valores de temperatura y salinidad, máximos de temperatura y salinidad caracterizan la MW y mínimos de temperatura y salinidad caracterizan la AAIW.

La figura 4.1 que muestra el diagrama  $\theta/S$ , junto con las figuras 4.2 y 4.3 que muestran las secciones verticales de  $\theta$  y salinidad, respectivamente, nos ayudarán a localizar y caracterizar las masas de agua de nuestra región de estudio. Las figuras 4.2 y 4.3 están divididas en cuatro transectos: norte, oeste, sur y este con un total de 58 estaciones, cada grado en latitud y longitud. La estación número 1 es la ubicada en la esquina nor-oriental de dicha región.

Las figuras 4.2 y 4.3 muestran MW en la parte nor-oriental de la caja y, por otro lado, la figura 4.3 muestra un mínimo de salinidad en el extremo oriental del transecto sur para profundidades intermedias. Estas dos masas de agua (MW y AAIW) fluyen en la misma dirección pero en sentidos contrarios aproximadamente en las mismas capas de densidad.

De manera más puntual, los perfiles de flotadores situados en los extremos de nuestra caja presentan las siguientes características (figura 4.1):

- El flotador 1900071, al noroeste del archipiélago Canario, muestra en capas inter-



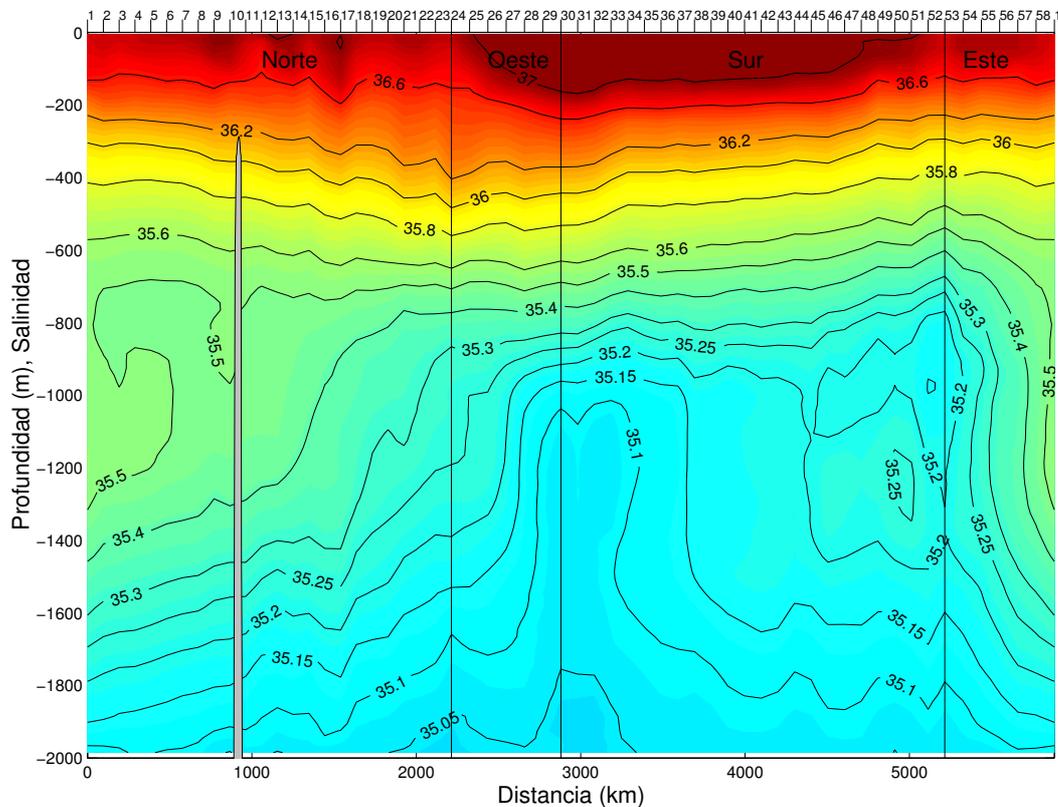
**Figura 4.2:** Sección vertical de  $\theta$  (anual). Se ha diferenciado con líneas verticales los diferentes transectos, en sentido Norte-Oeste-Sur-Este. La batimetría de la base de datos de Smith-Sandwell ha sido también incluida (Smith y Sandwell, 1994, 1997; Sandwell *et al.*).

medias ( $27.3 - 27.8 \text{ kg m}^{-3}$ ) un aumento considerable de la salinidad y la temperatura en aguas intermedias debido a la presencia de MW, que fluye hacia el suroeste proveniente del estrecho de Gibraltar.

- El flotador 1900063, situado en la esquina sur-oriental de la caja muestra para aguas intermedias un mínimo en salinidad y temperatura, típico del AAIW, fluyendo hacia el norte en la misma capa de densidad aproximadamente que la MW.
- El flotador 4900210, situado en las inmediaciones de la esquina nor-occidental de

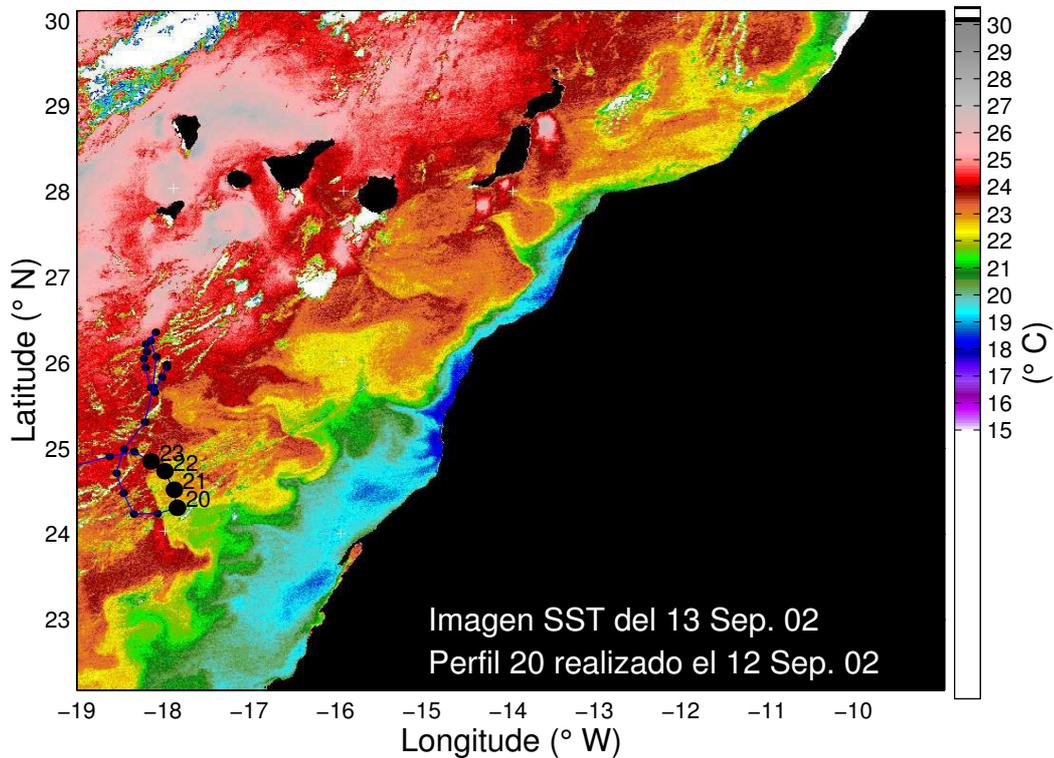
la caja muestra para la capa intermedia una mezcla entre MW y AAIW.

- Finalmente, el flotador 4900209, en la esquina sur-occidental, muestra también para la capa intermedia unos valores muy bajos temperatura y salinidad sin llegar a ser los mínimos de la zona, debido a la presencia del AAIW. Además, se puede observar en las capas inmediatamente inferiores a las intermedias, la presencia de una nueva masa de agua, LSW, que fluye hacia el sur paralelo la Dorsal Centro Atlántica (McCartney, 1992).



**Figura 4.3:** Sección vertical de salinidad (anual).

Los valores más superficiales, los primeros 100 metros, muestran una gran dispersión de valores de temperatura y salinidad (figura 4.1). Esto es debido a la alta evaporación existente en la zona y a la gran envergadura y heterogeneidad de la caja, ya que en ella



**Figura 4.4:** Imagen de temperatura superficial del mar (NOAA-16) junto con la posición del flotador 1900063.

albergamos zonas tan distintas como aguas próximas al afloramiento costero (transecto este y partes orientales de los transectos norte y sur) y de océano abierto (transecto oeste y partes occidentales de los transectos norte y sur). La figura 4.4 muestra una imagen de temperatura superficial del mar procedente del sensor AVHRR instalado a bordo del NOAA-16. En ella se muestran las posiciones del flotador 1900063, el más oriental de los 19 diseminados en la zona de estudio. Los valores mínimos de salinidad y temperatura observados en la figura 4.1 pertenecientes a los primeros 100 metros de la columna de agua, ( $\sigma_\theta < 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ ), son debidos a los perfiles 20, 21, 22 y 23 de este flotador. Como vemos en la figura 4.4, el afloramiento costero sahariano está muy desarrollado y es el responsable de que, en estos perfiles, el flotador 1900063 obtenga los

mínimos en salinidad y temperatura de la zona (Barton *et al.*, 1998).

## 4.2. Circulación anual

En la sección 3.2.1, las ecuaciones de viento térmico (3.15-3.16) muestran que el cizallamiento vertical de la velocidad geostrófica es proporcional al gradiente horizontal de la densidad. Para integrar estas ecuaciones se necesita conocer la velocidad en un *nivel de referencia* para obtener una velocidad absoluta en toda la columna de agua.

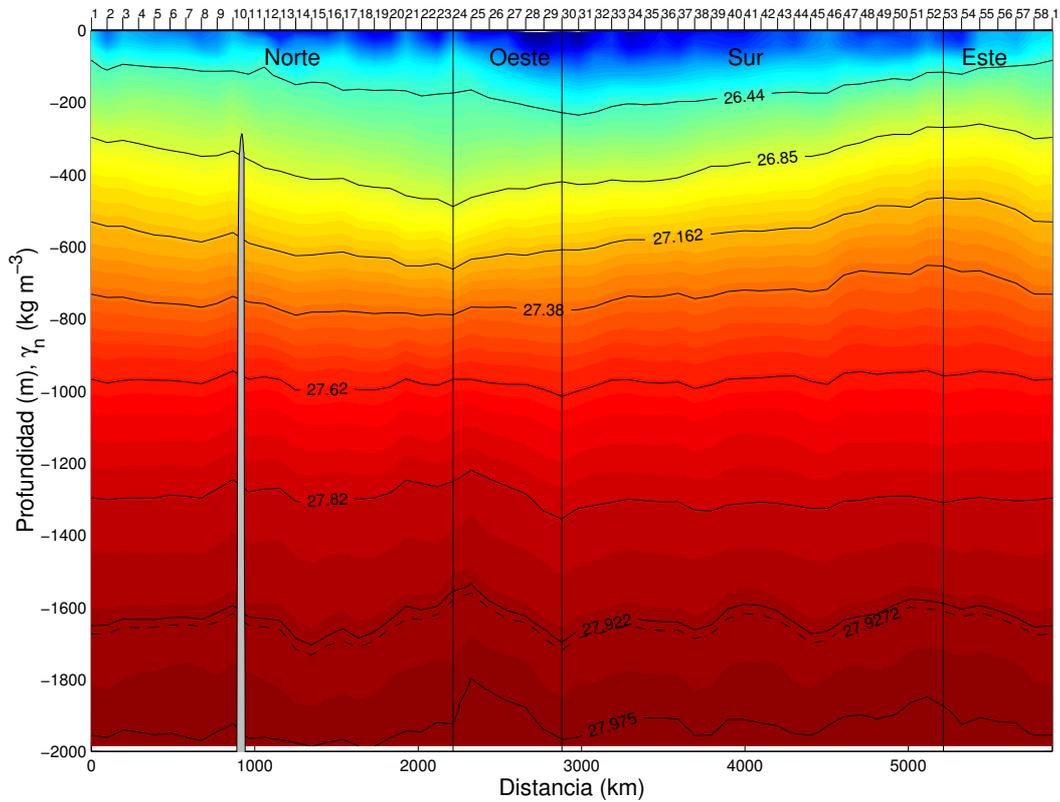
Montgomery (1937) fue el primero que introdujo la idea de que tiene más sentido físico suponer que las masas de agua se mueven siguiendo líneas de igual densidad que líneas de igual presión, por lo cual, para este trabajo, se ha tomado como *nivel de referencia*, la isopicna de  $\gamma_n = 27.9272 \text{ kg m}^{-3}$  (figura 4.5).

La figura 4.6 muestra el transporte de masa anual geostrófico por capas. Éste ha sido calculado directamente con las ecuaciones de viento térmico y con el nivel de referencia antes mencionado. En general, se puede observar que el transporte geostrófico presenta un equilibrio en el transporte de masa: prácticamente todo el transporte de masa que entra en nuestra caja es igual al que sale de ella. El mayor desequilibrio se localiza en la capa más superficial, debido a que ésta se encuentra influenciada por el transporte de Ekman y procesos de evaporación-precipitación.

Valores positivos en la figura 4.6 indican transporte hacia el exterior de la caja, por el contrario, valores negativos, indican transporte hacia el interior<sup>1</sup>. De esta manera, se puede observar que para los primeros 700 metros de la columna de agua, equivalente a las cuatro primeras capas, el transecto norte (rojo) tiene valores negativos, lo que indicaría un transporte hacia el interior de la caja, es decir, hacia el sur. El transecto sur (azul) muestra valores positivos, transporte hacia fuera de la caja, hacia el sur. Y

---

<sup>1</sup>Hemos adoptado el convenio para la divergencia de cualquier campo vectorial: líneas de campo dirigidas hacia el exterior/interior de la caja son positivas/negativas

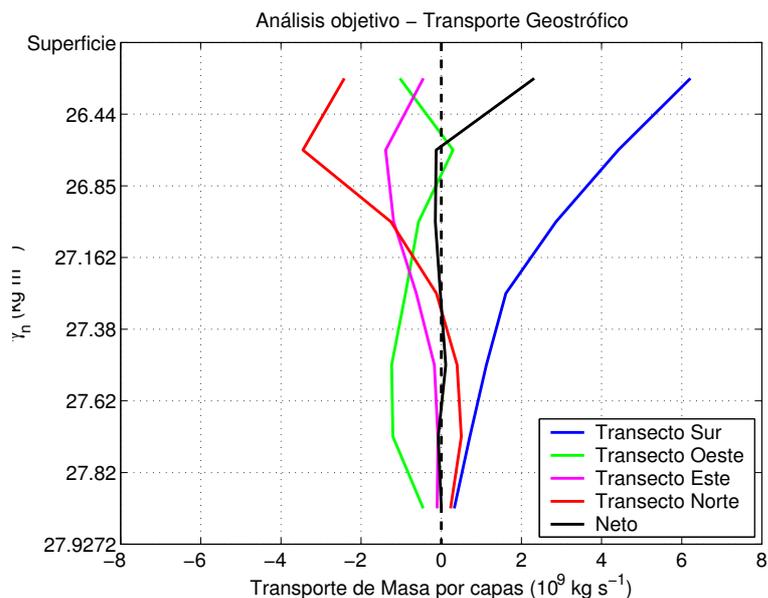


**Figura 4.5:** Sección vertical anual de  $\gamma_n$ . Las líneas horizontales indican las isótopos que dividen las capas consideradas para el cálculo de transporte.

los transectos este y oeste, (magenta y verde, respectivamente), muestran al igual que el transecto norte, valores negativos, por lo que el transporte es hacia el oeste y este, respectivamente.

La figura 4.7 muestra el transporte de masa acumulado para las capas superficiales ( $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ), la capa intermedia ( $\gamma_n = 27.38\text{-}27.9272 \text{ kg m}^{-3}$ ) y la neta. Este transporte está acumulado en sentido norte-oeste-sur-este de nuestra caja.

Las velocidades en el nivel de referencia, tras aplicar el modelo inverso, se reflejan en el panel superior de la figura 4.8. Estas velocidades tienen la misma orientación que la figura de transporte acumulado. Las líneas sólidas verticales indican el límite entre los distintos transectos. Estas velocidades son no significativas para todos los pares de

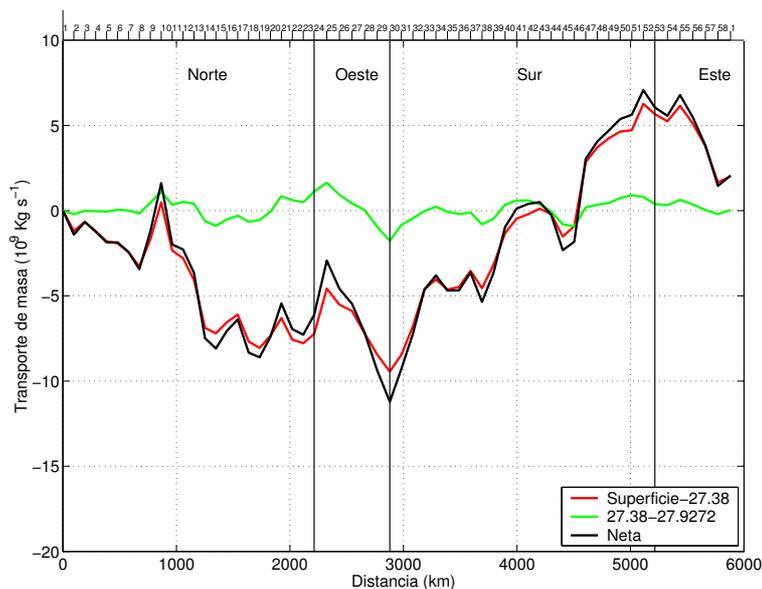


**Figura 4.6:** Transporte de masa geostrofico por capa y por transecto (anual)

estaciones y presentan valores superiores en el vértice nor-occidental de nuestra región. En la misma figura, pero ahora en el panel central, se muestran las velocidades verticales, en las que se puede observar un máximo significativo negativo en la primera interface para continuar con valores negativos aunque no significativos en el resto de las interfaces. Este resultado da cuenta del signo negativo de la vorticidad del esfuerzo del viento, característico en el Giro Subtropical. El tercer panel muestra que los coeficientes de difusión diapicna no son significativamente distintos de cero en cada una de las interfaces.

Con la solución del modelo calculamos el nuevo transporte de masa, recogido en la figura 4.9, en el que se observa que el desequilibrio inicial entre la masa que entra y que sale de la caja es menor que su incertidumbre. Este ajuste se puede apreciar sobre todo en la primera capa de la columna de agua. De igual forma, en la figura 4.10, que muestra el transporte acumulado, se observa que el desequilibrio neto también ha disminuido.

Una comparación entre el transporte geostrofico (figuras 4.6 y 4.7) y el transporte geostrofico resultante del modelo (figuras 4.9 y 4.10), revela que la estructura general

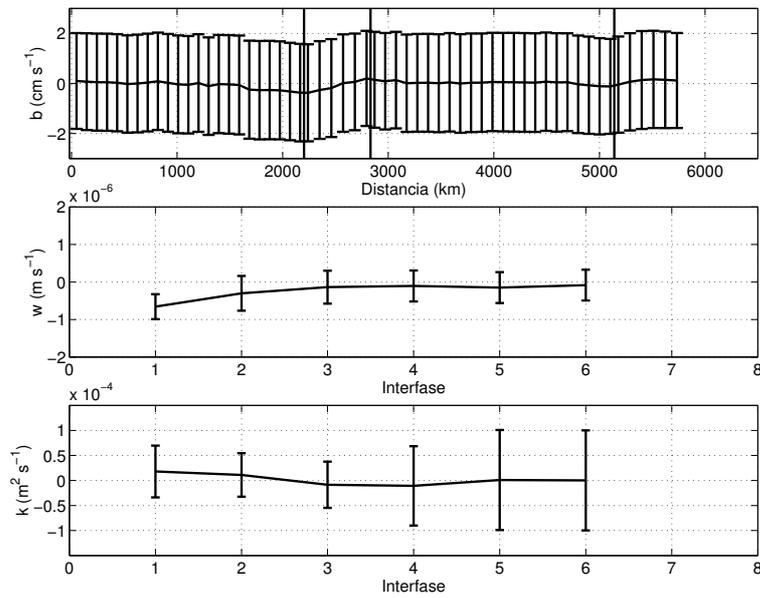


**Figura 4.7:** Transporte de masa geostrófico acumulado (anual)

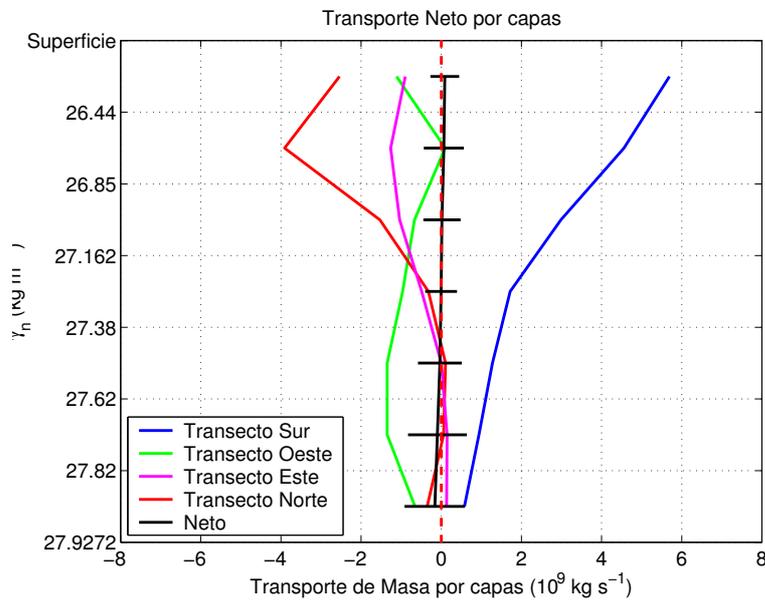
del flujo no ha cambiado, lo que demuestra la consistencia de estos modelos.

En la capa superficial, la figura 4.10 representada también de forma esquemática en la figura 4.11 muestra que, aproximadamente  $8.3 \pm 1.9$  Sv, fluyen hacia el sur por el transecto norte y  $14.6 \pm 2.1$  Sv salen por el transecto sur. La contribución por el transecto oeste es de  $1.6 \pm 1.5$  Sv hacia el este y finalmente,  $4.8 \pm 1.6$  Sv entran por el transecto este. El desequilibrio total del modelo es de  $0.3 \pm 0.7$  Sv para la capa superficial.

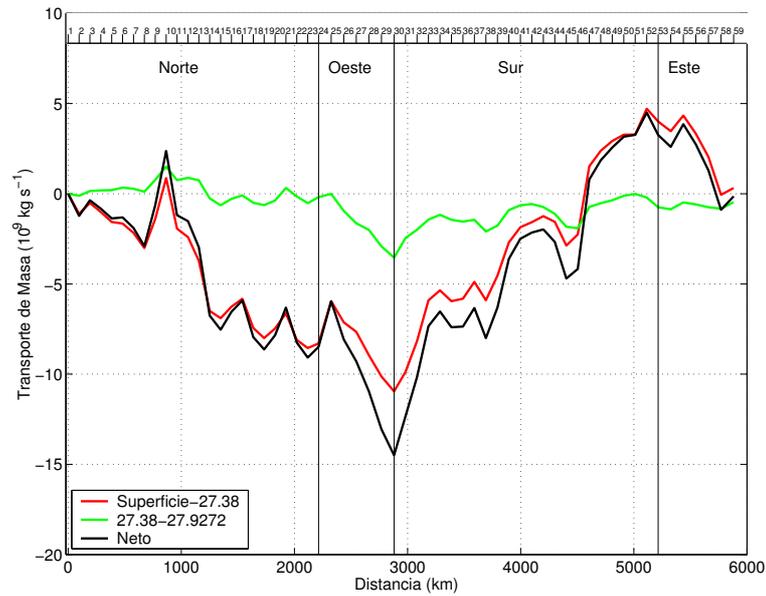
Otra apreciación interesante que se puede hacer del análisis de estas dos figuras, es la presencia de un remolino anticiclónico en el transecto norte de nuestra caja debido a la presencia del monte submarino *Meteor*. Esta montaña submarina, cuya isóbata superior es de 200 metros, constituye una barrera importante para el flujo entrante en nuestra caja. La figura 4.11 representa, además de lo comentado anteriormente, el transporte de masa por pares de estaciones para los cuatro transectos de nuestra caja. En ella se puede observar dónde hay una mayor o menor intensidad del transporte para cada uno de los transectos.



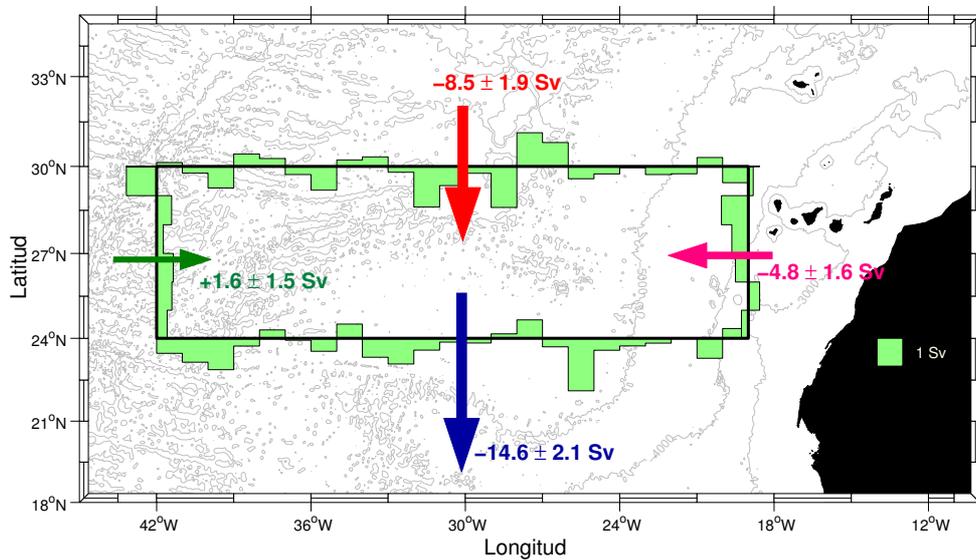
**Figura 4.8:** Velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapícnas y coeficientes de difusión diapícnica para la campaña anual.



**Figura 4.9:** Transporte de masa geostrófico por capas y transecto anual después de la aplicación del modelo inverso.



**Figura 4.10:** Transporte de masa acumulado geostrófico anual para la capa superficial, intermedia y neta.



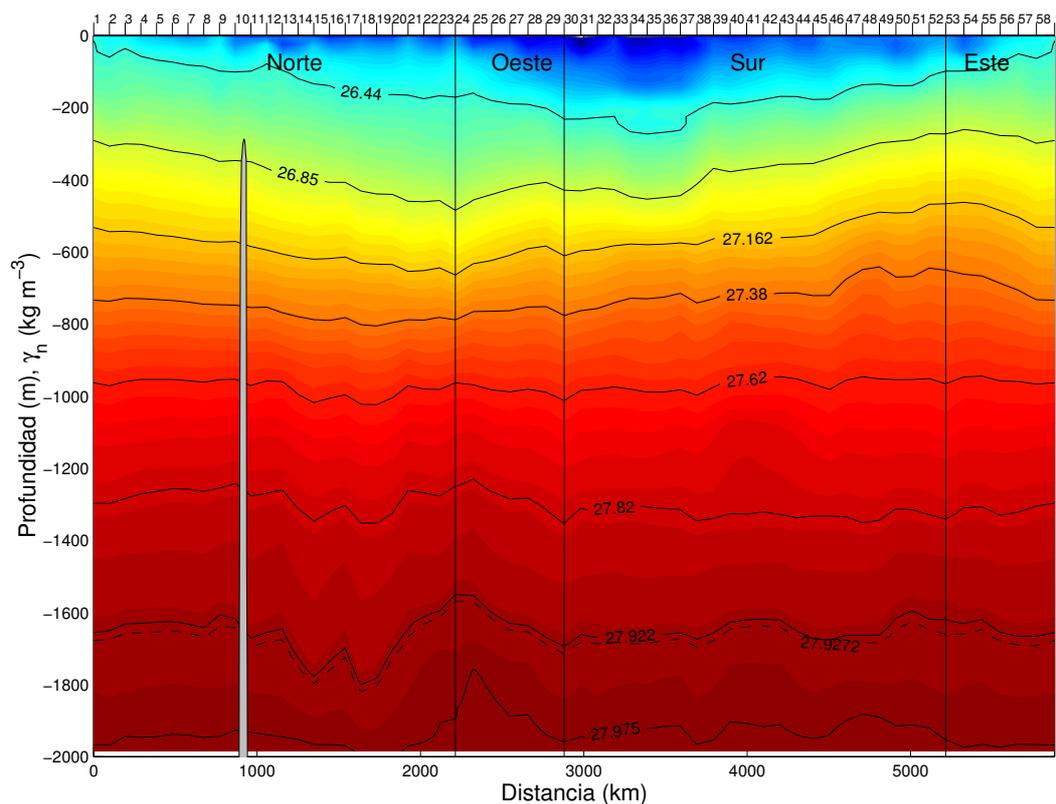
**Figura 4.11:** Interpretación de la circulación para la capa superficial (anual). El signo de los transportes se toma en sentido geográfico (positivo hacia el norte/este y negativo hacia el sur/oeste)

### 4.3. Variación estacional de la circulación

Como hemos comentado anteriormente, hemos considerado las cuatro estaciones comprendidas entre abril de 2002 y marzo de 2003. Podremos, por tanto, conocer la variabilidad estacional de los transportes de masa, calor y agua dulce en la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte.

#### 4.3.1. Primavera

La primera estación del año que analizaremos en este trabajo corresponde a los tres meses de primavera, desde abril hasta junio de 2002.

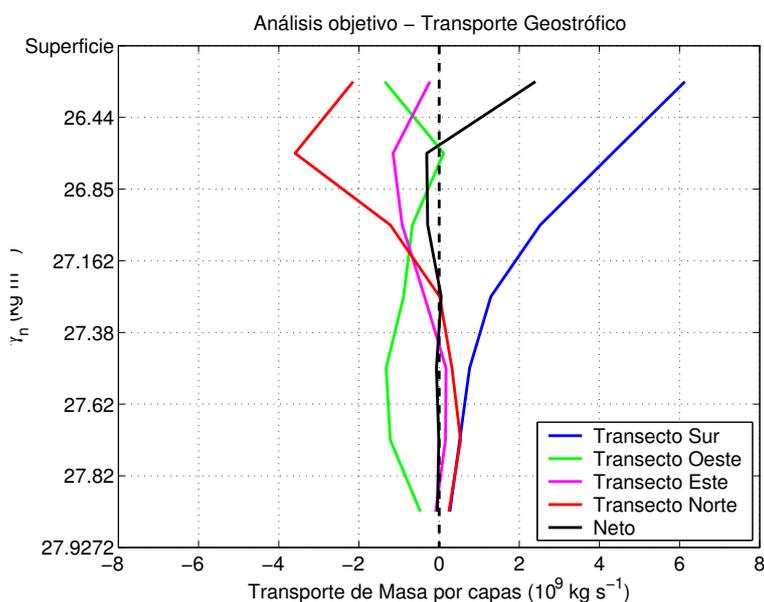


**Figura 4.12:** Sección vertical de  $\gamma_n$  (primavera)

La figura 2.5 muestra la localización de los perfiles realizados por los perfiladores

lagrangianos para esta estación.

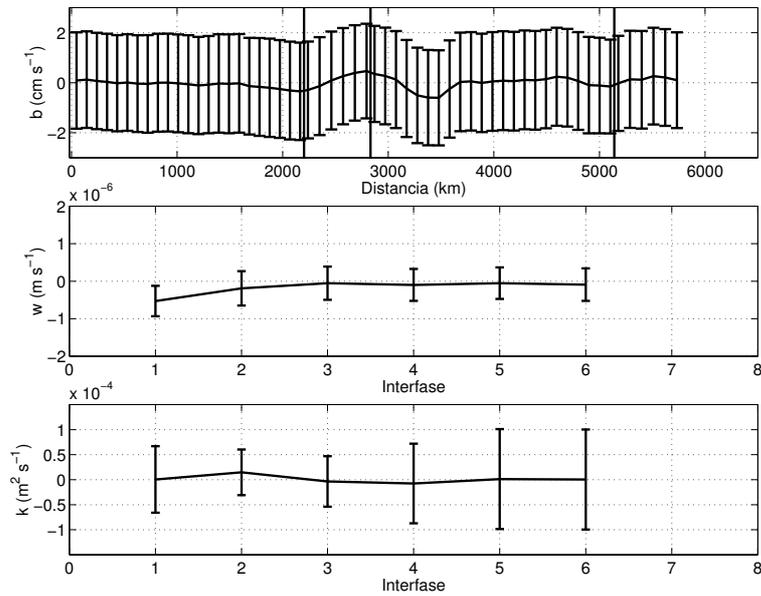
La figura 4.12 representa el campo de  $\gamma_n$  para los cuatro transectos de nuestra caja. En el transecto norte, al igual que en el transecto sur, se observa que la inclinación de las isopícnas es en general de este a oeste. Esto dará como resultado un flujo meridional hacia el sur. El transecto este nos proporcionará información sobre la Corriente de Canarias; en él se puede observar que la inclinación de las isopícnas es de sur a norte en los primeros 700 metros de la columna de agua, lo que supone un flujo hacia el oeste.



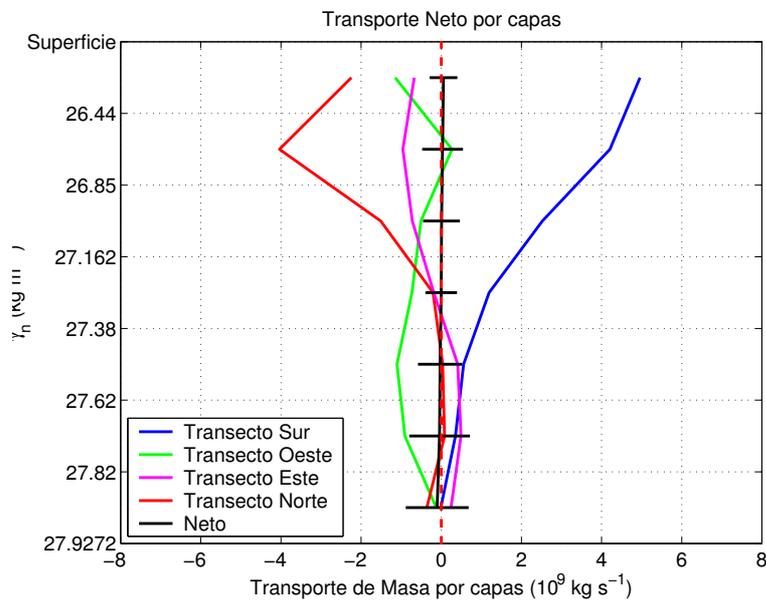
**Figura 4.13:** Transporte de masa geostrofico por capa y por transecto (primavera)

El transporte de masa geostrofico por capa y por transecto viene descrito en la figura 4.13. En ella podemos ver como el desequilibrio (línea negra) es prácticamente nulo en toda la columna de agua, excepto para la primera capa, donde obtenemos un desequilibrio de aproximadamente 2.5 Sv.

Después de la aplicación del modelo inverso, la figura 4.14 muestra las velocidades en la capa de referencia, las velocidades verticales y la difusión diapícnica. Con ellas, se obtienen los nuevos transportes como se observa en la figura 4.15.



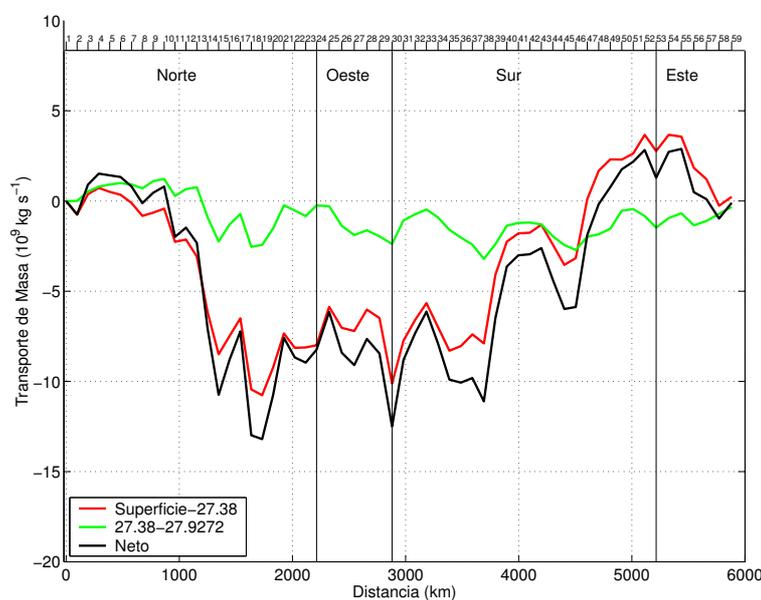
**Figura 4.14:** Velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapícnas y coeficientes de difusión diapícnica (primavera).



**Figura 4.15:** Transporte de masa geostrófico por capas y transecto, después de la aplicación del modelo inverso (primavera).

La aplicación del modelo inverso reduce el desequilibrio en la primera capa (figura 4.15). Sin embargo, el resto de las capas no ha sufrido ninguna modificación apreciable, lo que nos da una idea de la consistencia del modelo.

Si observamos las figuras 4.16 y 4.17, vemos que aproximadamente  $8.2 \pm 2.0$  Sv fluyen hacia el sur por el transecto norte y  $13.8 \pm 2.1$  Sv salen por el transecto sur. La contribución por el transecto oeste es de  $1.5 \pm 1.8$  Sv hacia el este y finalmente,  $3.9 \pm 1.6$  Sv entran por el transecto este. El desequilibrio total del modelo es de  $0.2 \pm 0.8$  Sv para la capa superficial.



**Figura 4.16:** Transporte de masa geostrofico acumulado para la capa superficial, intermedia y neta, después de la aplicación del modelo inverso (primavera).

Otras observaciones interesantes que se pueden deducir de la figura 4.16 son la presencia de un remolino anticiclónico en el vértice sur-occidental de la región, con una intensidad de  $3.9 \pm 1.0$  Sv, y otro, también anticiclónico pero de menor intensidad, en el vértice sur-oriental, con  $0.9 \pm 0.8$  Sv. Además, el remolino anticiclónico debido al monte *Meteor* es prácticamente indetectable en esta estación del año.

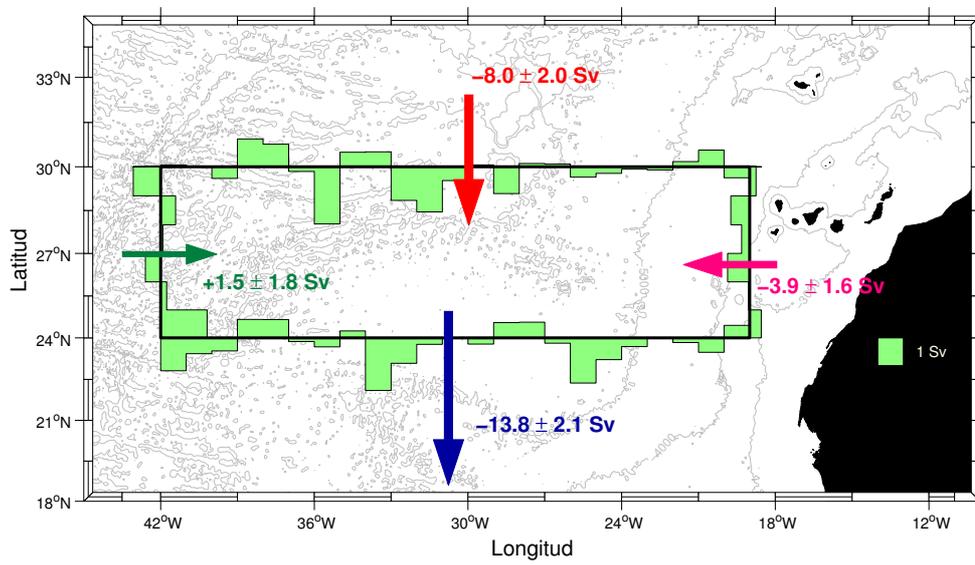
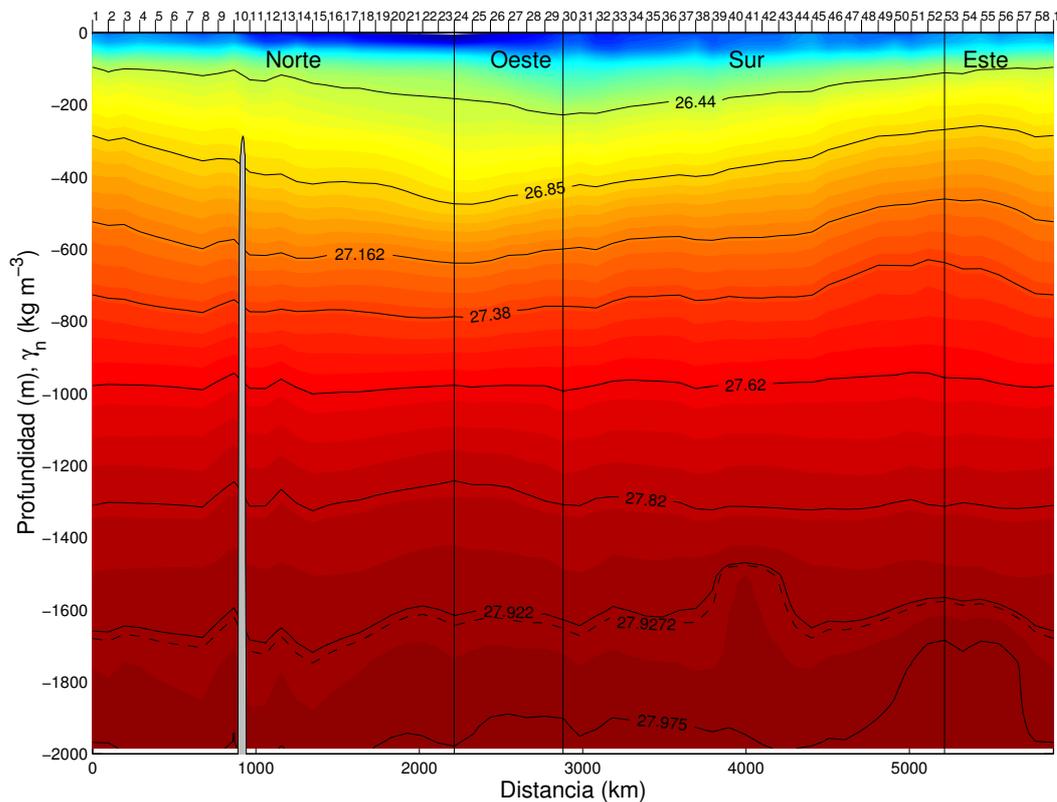


Figura 4.17: Interpretación de la circulación para la capa superficial (primavera).

### 4.3.2. Verano

La segunda estación del año a analizar será verano, desde julio hasta septiembre de 2002. La figura 2.6 muestra los perfiles que se utilizarán para esta estación.

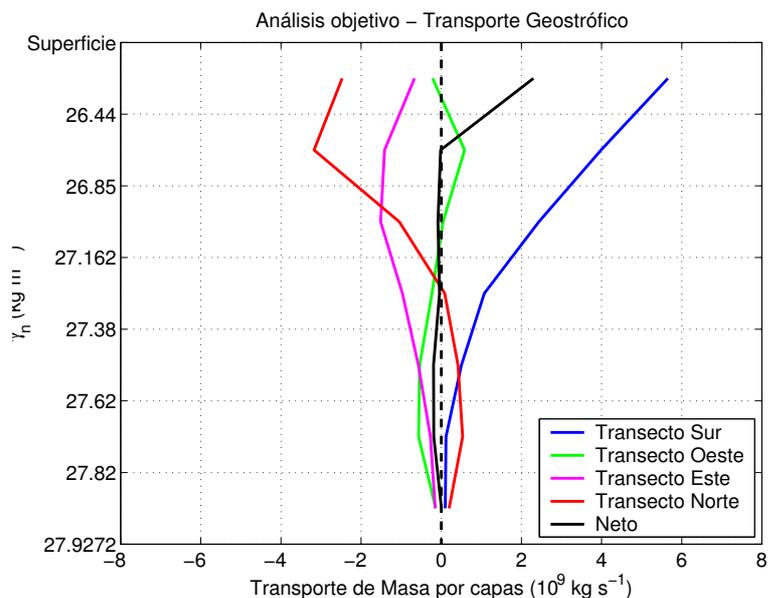


**Figura 4.18:** Sección vertical de  $\gamma_n$  (verano).

En la figura 4.18 que muestra la sección vertical de  $\gamma_n$ , se puede observar como, para los transectos norte y sur la inclinación de las isopícnas sigue siendo la misma que para primavera y la anual.

La figura 4.19 no muestra ninguna diferencia con respecto a primavera, a no ser, por el ligero aumento de transporte del transecto sur en las capas superficiales.

En cuanto a las nuevas soluciones calculadas tras la aplicación del modelo inverso, vemos en la figura 4.20, que las velocidades en el nivel de referencia no son significativamente diferentes de cero para todos los pares de estaciones. La velocidad diapícnica



**Figura 4.19:** Transporte de masa geostrofico por capa y por transecto (verano).

muestra valores negativos para las primeras capas siendo significativamente distinto de cero en la primera capa.

En la figura 4.21 que muestra el transporte de masa por capas y por transecto después de la aplicación del modelo inverso, se observa un equilibrio significativo. En la figura 4.22 se muestra el transporte de masa acumulado y en la figura 4.23 se observa que aproximadamente  $7.6 \pm 1.8$  Sv fluyen hacia el sur por el transecto norte y  $13.4 \pm 1.9$  Sv fluyen por el transecto sur. La contribución por el transecto oeste es de  $0.3 \pm 1.7$  Sv hacia el este y finalmente,  $4.8 \pm 1.4$  Sv entran por el transecto este. El desequilibrio total de los transportes es de  $0.5 \pm 0.7$  Sv para la capa superficial.

Hasta el momento, no ha habido ningún cambio significativo en cuanto a la variabilidad del transporte de masa para las estaciones analizadas.

Otra apreciación que se puede hacer de la observación de las figuras 4.22 y 4.23 es la presencia nuevamente del remolino anticiclónico debido al monte submarino *Meteor*, esta vez muy intensificado, con un transporte de  $4.2 \pm 2.1$  Sv.

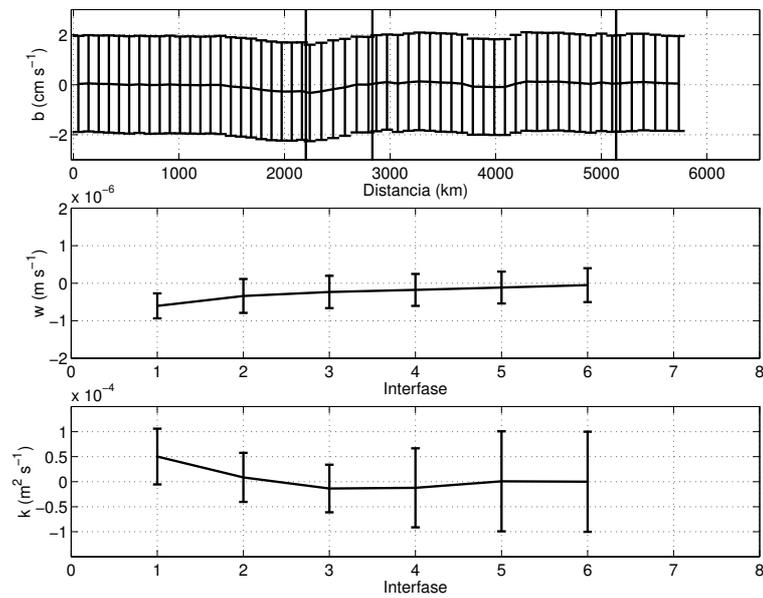


Figura 4.20: Velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapicanas y coeficientes de difusión diapicana (verano).

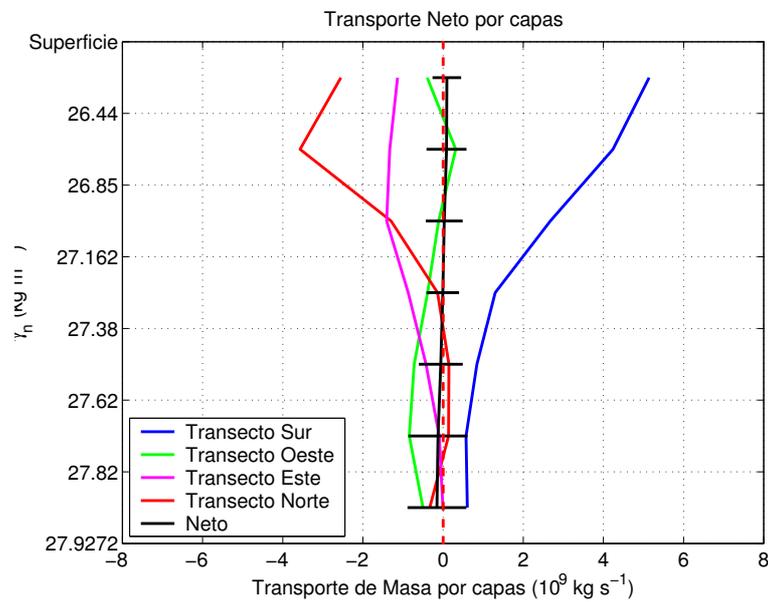


Figura 4.21: Transporte de masa geostrófico por capas y transecto, después de la aplicación del modelo inverso (verano).

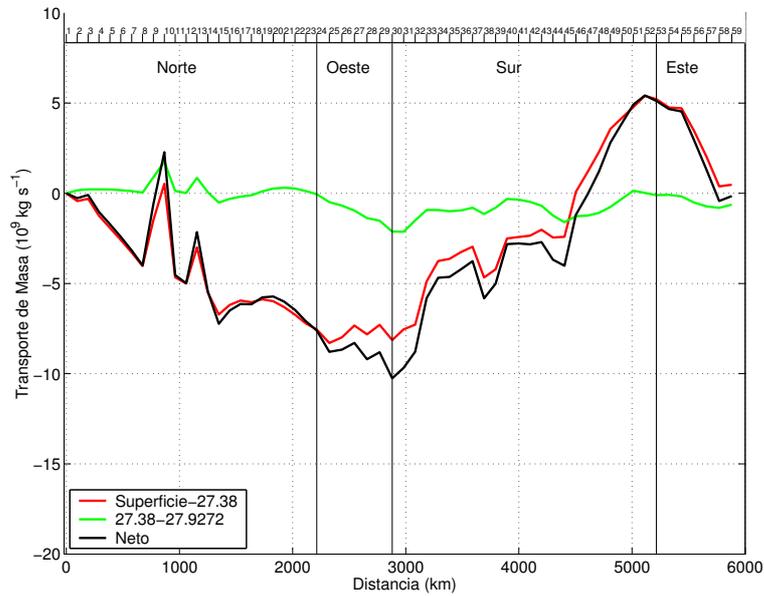


Figura 4.22: Transporte de masa geostrófico acumulado para la capa superficial, intermedia y neta, después de la aplicación del modelo inverso (verano).

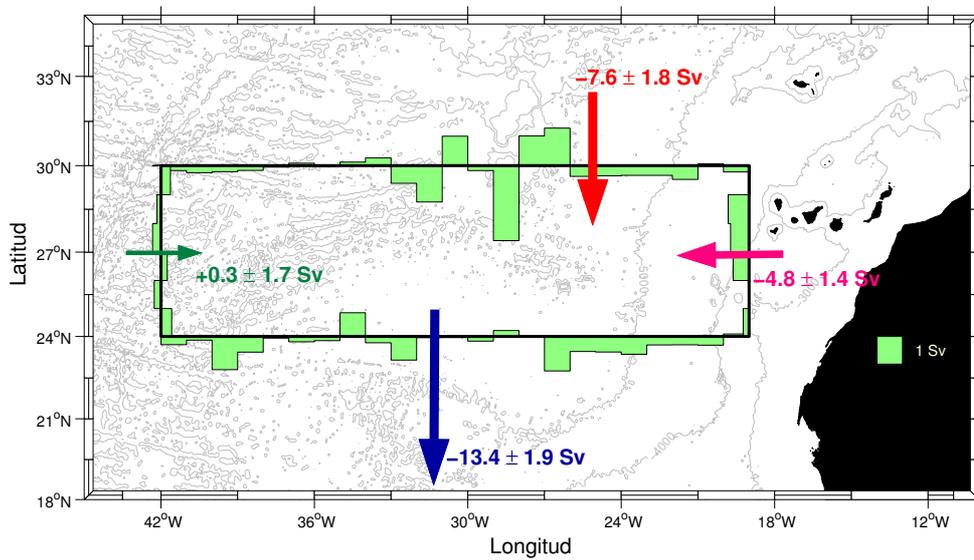
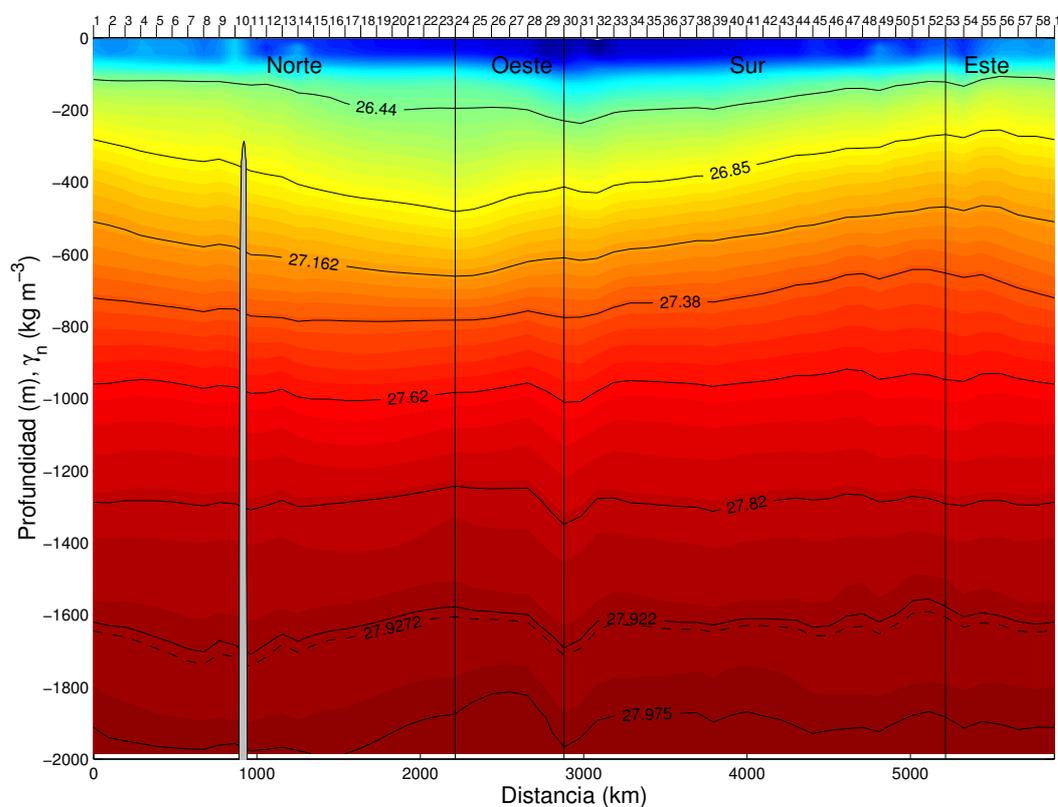


Figura 4.23: Interpretación de la circulación para la capa superficial (verano).

### 4.3.3. Otoño

La tercera estación analizada en este trabajo corresponde a los tres meses de otoño, desde octubre hasta diciembre de 2002.

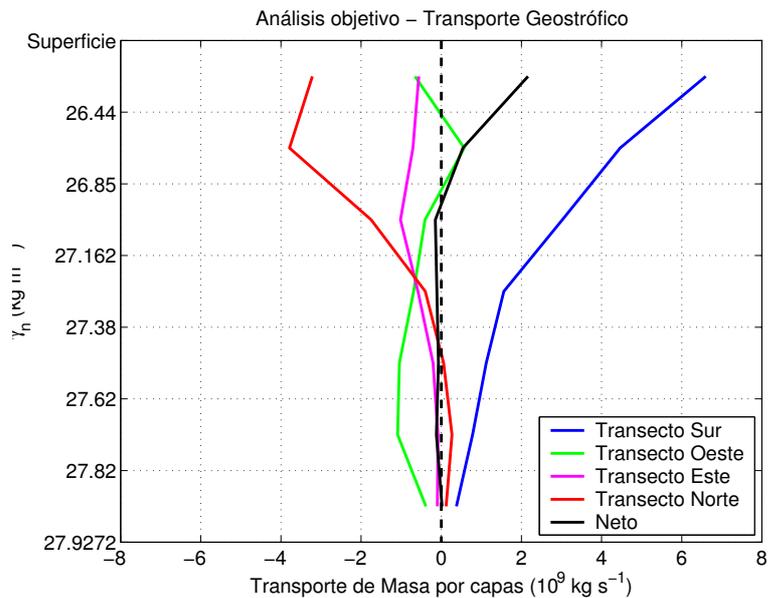
La figura 2.7 muestra las posiciones de los perfiles realizados por los ahora 18 perfiladores lagrangianos durante la tercera estación a analizar, debido a que el perfilador Provor 1900064 dejó de transmitir datos en septiembre de 2002 (figura 2.4).



**Figura 4.24:** Sección vertical de  $\gamma_n$  (otoño).

En el contorno de densidad se vuelve a observar una inclinación negativa de las isopícnas para los transectos norte y sur desde costa hacia mar abierto, al igual que ocurría en la campaña anual, en primavera y en verano (figura 4.24).

El transporte geostrofico por capas, figura 4.25, vuelve a presentar una estructura muy equilibrada, a no ser por la primera y segunda capa, que muestran un desequili-



**Figura 4.25:** Transporte de masa geostrofico por capa y por transecto (otoño).

brio mayor que en las estaciones analizadas con anterioridad. La figura 4.26 muestra las velocidades en el nivel de referencia, las velocidades diapicnas y los coeficientes de difusión diapicnos tras la aplicación del modelo inverso. Una vez más, el único valor significativamente diferente de cero es la velocidad diapicna en la primera capa. Con estas soluciones podemos calcular los nuevos transportes (figuras 4.27 y 4.28).

El transporte de masa por capas y por transecto después de la aplicación del modelo inverso muestra un buen ajuste en toda la columna de agua (figura 4.27). El transporte de masa acumulado muestra que  $10.1 \pm 1.9$  Sv fluyen hacia el sur por el transecto norte y  $15.5 \pm 2.0$  Sv salen por el transecto sur. La contribución por el transecto oeste es de  $2.1 \pm 1.6$  Sv hacia el este y finalmente,  $3.2 \pm 1.4$  Sv entran por el transecto este (figuras 4.28 y 4.29). El desequilibrio total del modelo es de  $0.5 \pm 0.7$  Sv para la capa superficial.

Las figuras 4.28 y 4.29 muestran los remolinos anticiclónicos observados también en las estaciones anteriores en la esquina sur-occidental de nuestra caja y el debido a la presencia del monte *Meteor*, este último poco intensificado.

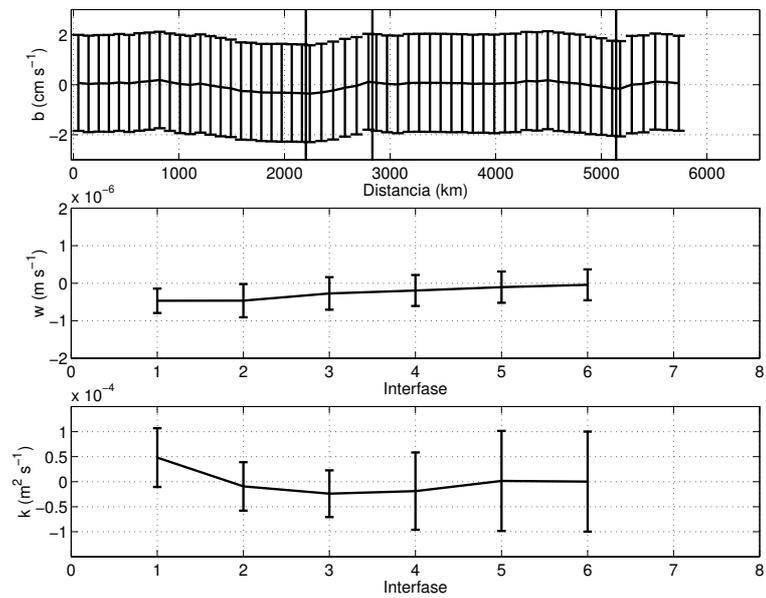


Figura 4.26: Velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapicnas y coeficientes de difusión diapicna (otoño).

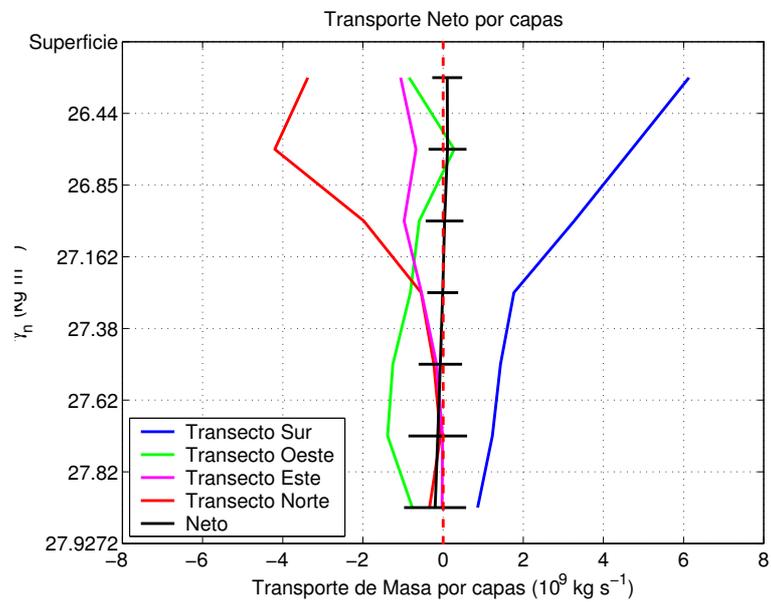
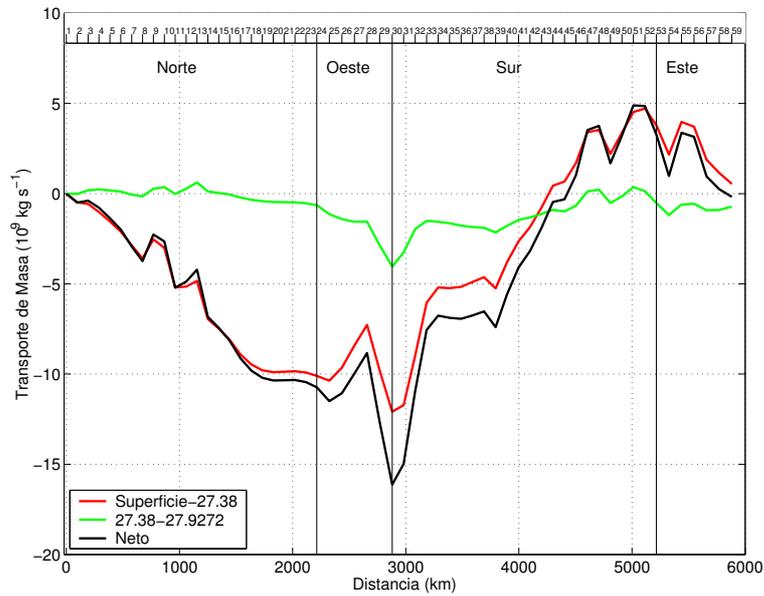
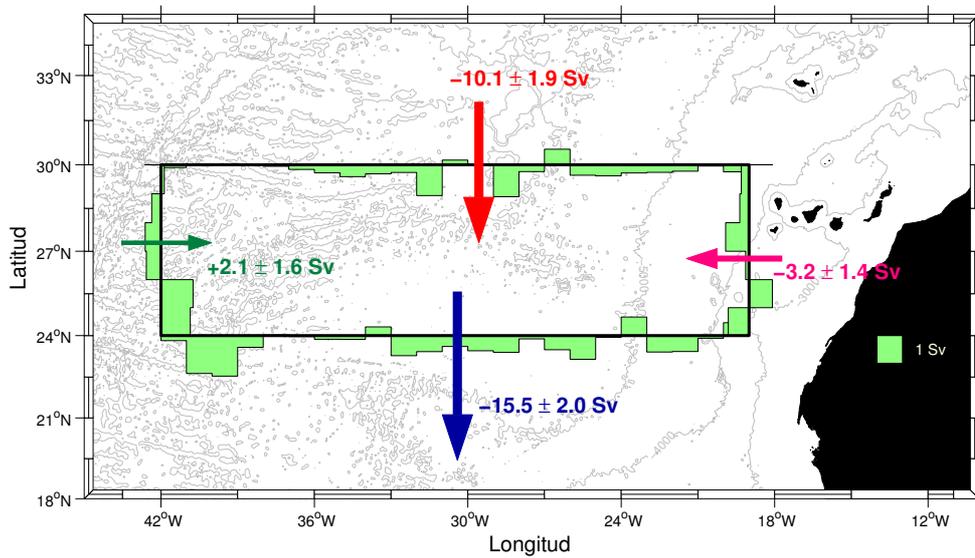


Figura 4.27: Transporte de masa geostrófico por capas y transecto, después de la aplicación del modelo inverso (otoño).



**Figura 4.28:** Transporte de masa geostrófico acumulado para la capa superficial, intermedia y neta, después de la aplicación del modelo inverso (otoño).

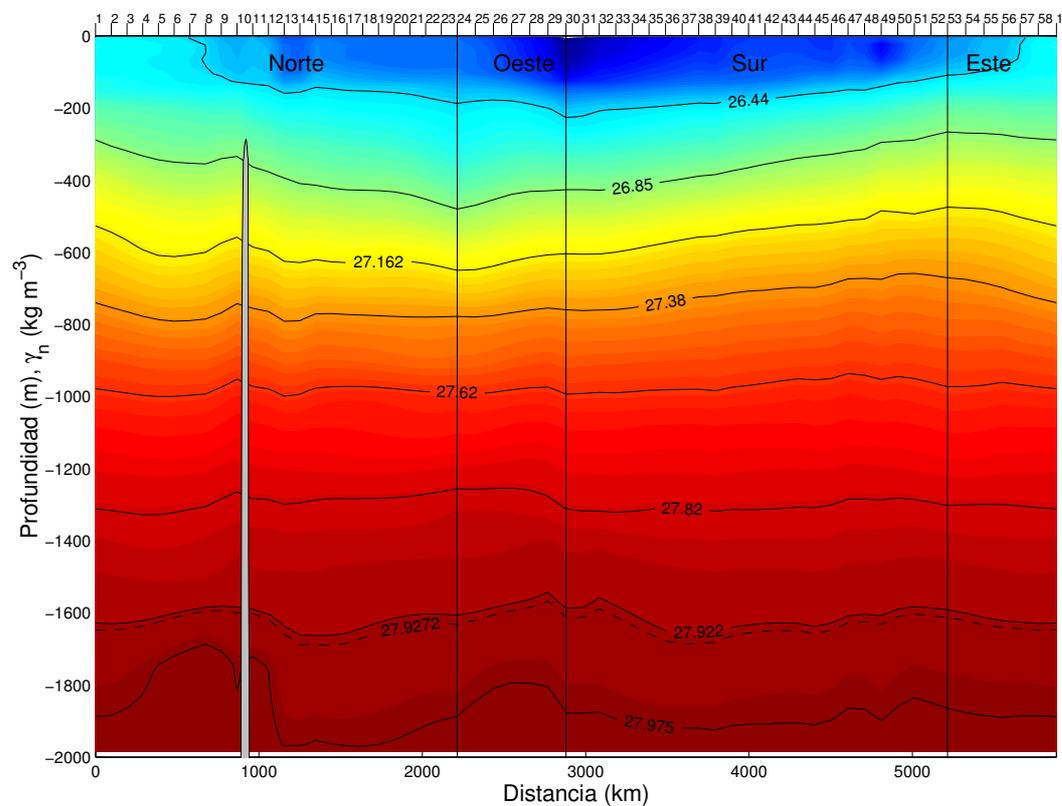


**Figura 4.29:** Interpretación de la circulación para la capa superficial (otoño).

#### 4.3.4. Invierno

La última estación que analizaremos corresponde a los tres meses de invierno, desde enero hasta marzo de 2003.

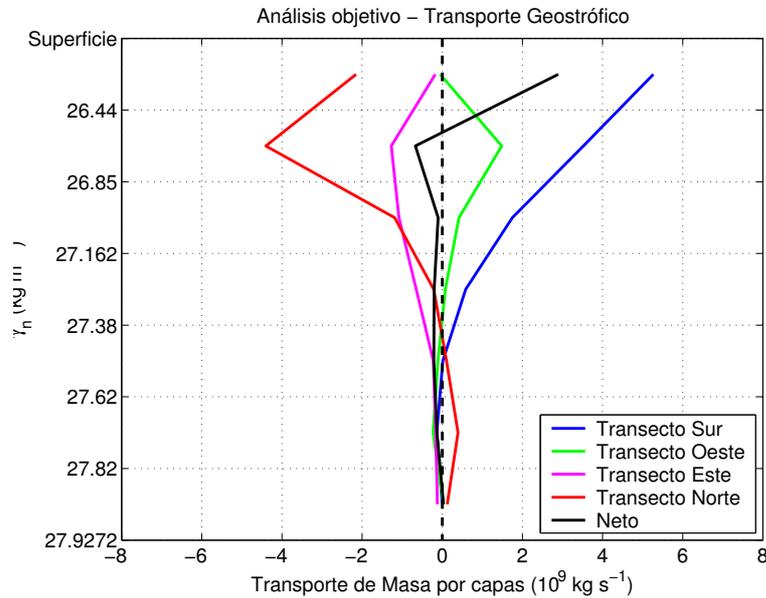
La figura 2.8 muestra los perfiles obtenidos por los 18 perfiladores lagrangianos un año después de su lanzamiento en la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte.



**Figura 4.30:** Sección vertical de  $\gamma_n$  (invierno).

El contorno de densidad muestra una peculiaridad no vista hasta el momento en ninguna de las estaciones analizadas, (figura 4.30). La primera capa de densidad ( $26.44 \text{ kg m}^{-3}$ ) aflora en la parte este del transecto norte y al norte del transecto este. Este fenómeno se le conoce con el nombre de *outcropping* (Csanaday, 1990; Pelegrí y Csanady, 1991; Pelegrí *et al.*, 1996). En este caso y solamente para las estaciones que muestran

*outcropping*, en el modelo inverso los valores para el transporte de Ekman se aplicaron al nivel de densidad inmediatamente inferior al de  $26.44 \text{ kg m}^{-3}$ .

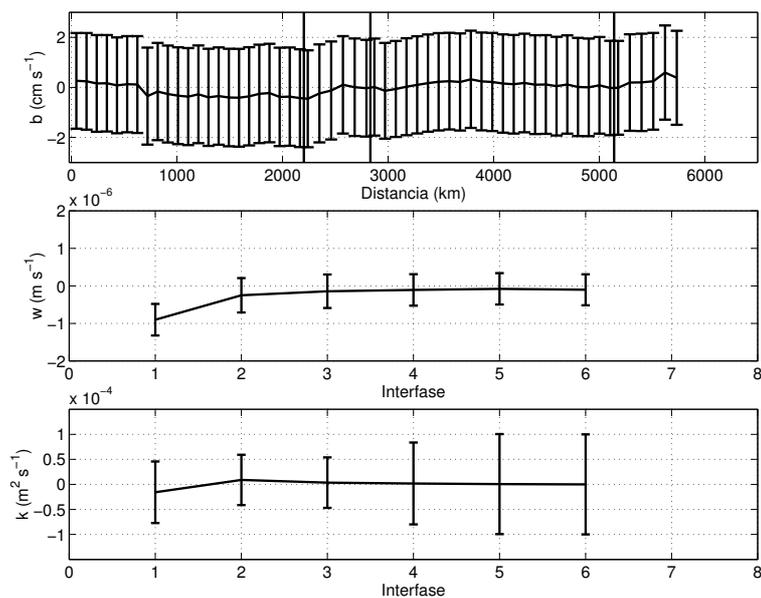


**Figura 4.31:** Transporte de masa geostrofico por capa y por transecto (invierno).

El transporte geostrofico por capas presenta un desequilibrio en las dos primeras capas (figura 4.31). Para el resto de ellas el desequilibrio es prácticamente despreciable.

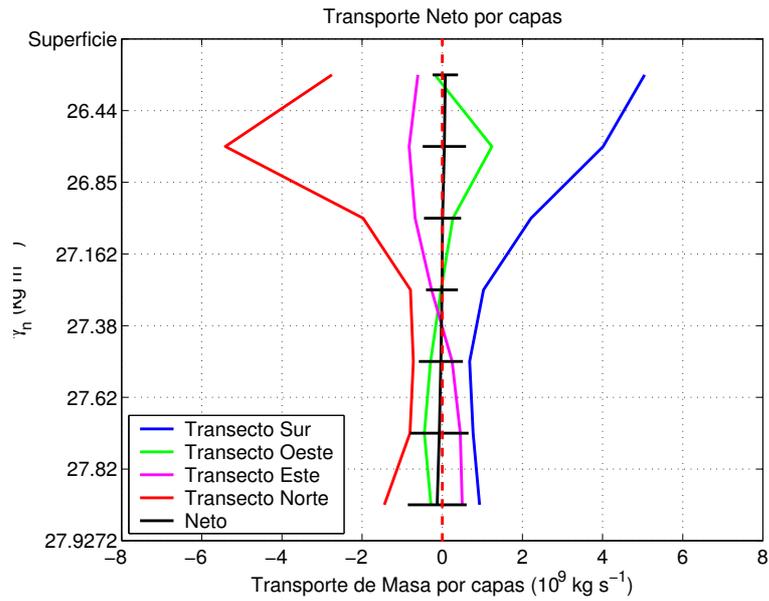
La figura 4.32 muestra las velocidades en la capa de referencia, las velocidades diapicnas y los coeficientes de difusión tras la aplicación del modelo inverso. Con estas soluciones volvemos a calcular los nuevos transportes para esta nueva estación del año, figuras 4.33 y 4.34.

El transporte de masa por capas y por transecto después de la aplicación del modelo inverso muestra un ajuste significativo (figura 4.33). Del análisis de las figuras 4.34 y 4.35 se obtiene que  $10.9 \pm 1.9 \text{ Sv}$  fluyen hacia el sur por el transecto norte y  $12.3 \pm 2.0 \text{ Sv}$  salen por el transecto sur. La contribución por el transecto oeste es de  $1.3 \pm 1.9 \text{ Sv}$  hacia el oeste y finalmente,  $2.2 \pm 1.0 \text{ Sv}$  entra por el transecto este. El desequilibrio total del modelo es de  $0.3 \pm 1.0 \text{ Sv}$  para la capa superficial.

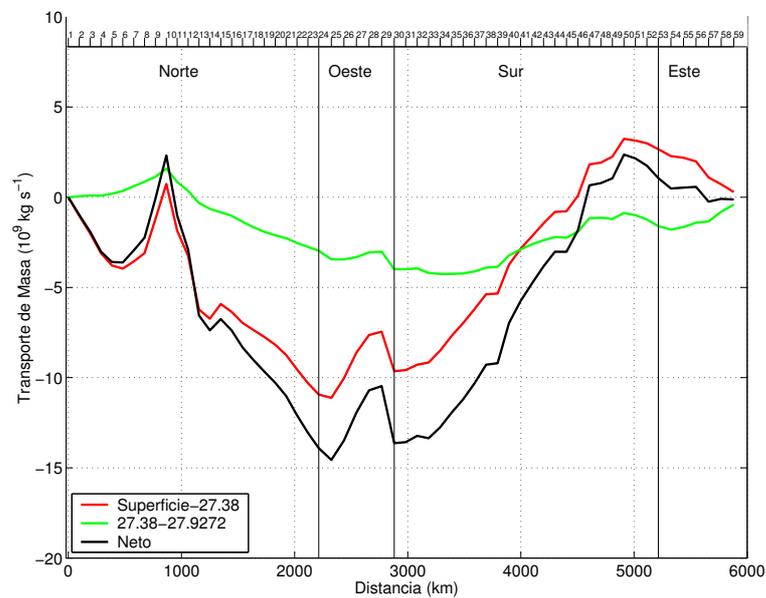


**Figura 4.32:** Velocidades en el nivel de referencia, velocidades diapicnas y coeficientes de difusión diapicna (invierno).

Se ha observado la existencia de un aumento del transporte de masa para el transecto norte con máximo en esta estación, invierno. Por el contrario, hemos observado la existencia de un mínimo para el transporte de masa en el transecto este ( $2.2 \pm 1.0 \text{ Sv}$ ), el cual, está directamente relacionado en capas superficiales con la Corriente de Canarias. Este mínimo en invierno para la Corriente de Canarias ya ha sido observado en trabajos anteriores (Stramma, 1984; Stramma y Siedler, 1988; Machín, 2004).



**Figura 4.33:** Transporte de masa geostrófico por capas y transecto, después de la aplicación del modelo inverso (invierno).



**Figura 4.34:** Transporte de masa geostrófico acumulado para la capa superficial, intermedia y neta, después de la aplicación del modelo inverso (invierno).

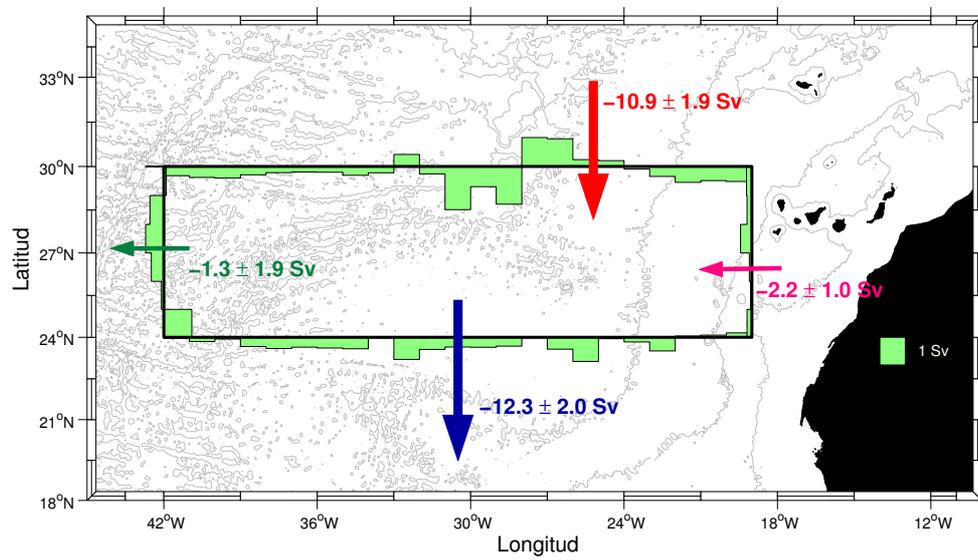


Figura 4.35: Interpretación de la circulación para la capa superficial (invierno).

## 4.4. Variabilidad estacional del transporte de Ekman

La tabla 4.1 muestra el transporte de Ekman por transecto para cada una de las cuatro estaciones y la media.

**Tabla 4.1:** Transporte de Ekman para cada una de las estaciones y transecto. El signo de los transportes tiene sentido geográfico.

Campaña	Transporte de Ekman (Sv)			
	Norte	Oeste	Sur	Este
Primavera	$0.3 \pm 0.1$	$-0.0 \pm 0.0$	$2.6 \pm 0.5$	$-0.4 \pm 0.2$
Verano	$0.3 \pm 0.1$	$-0.0 \pm 0.0$	$2.7 \pm 0.4$	$-0.4 \pm 0.2$
Otoño	$0.3 \pm 0.1$	$-0.0 \pm 0.0$	$2.7 \pm 0.3$	$-0.4 \pm 0.2$
Invierno	$0.2 \pm 0.1$	$-0.0 \pm 0.0$	$2.8 \pm 0.4$	$-0.4 \pm 0.2$
Anual	$0.3 \pm 0.1$	$-0.0 \pm 0.0$	$2.8 \pm 0.4$	$-0.5 \pm 0.2$

Se puede observar que los transportes más altos se encuentran en los transectos sur y este, lo cual está de acuerdo con el campo anual del esfuerzo del viento (figura 2.9).

Con los resultados obtenidos podemos afirmar la variabilidad estacional a gran escala del transporte de Ekman para la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte es mínima.

## 4.5. Variabilidad estacional de los flujo de calor y de agua dulce

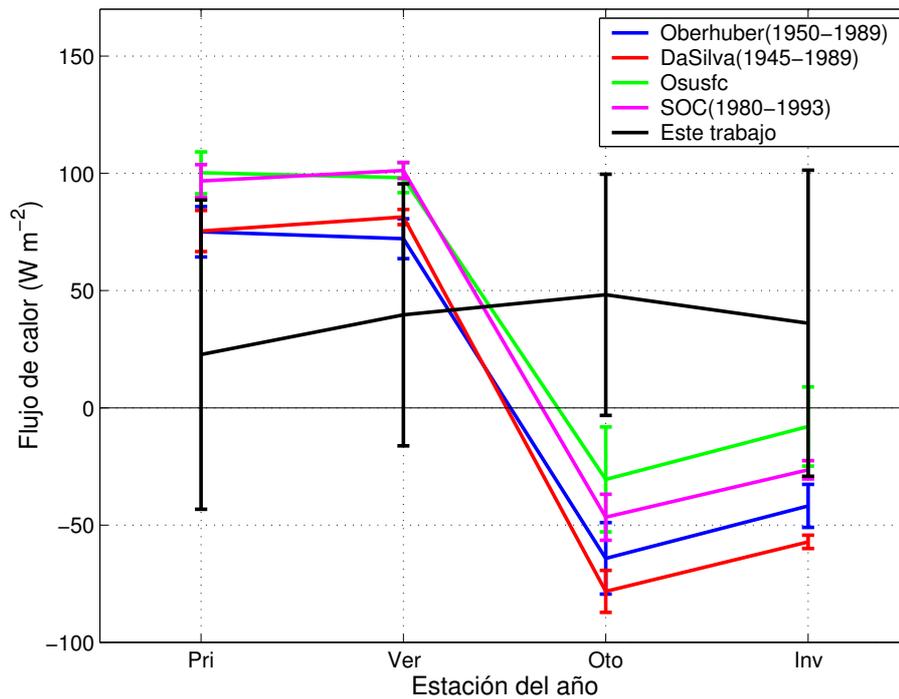
Los valores medios de flujo de calor y agua dulce calculados por este trabajo, junto con los calculados a partir de la climatología, se muestran en la tabla 4.2.

**Tabla 4.2:** Valores medios de flujo de calor y agua dulce para la climatología y los valores medios de este trabajo.

	Flujo de calor ( $W m^{-2}$ )	Flujo de agua dulce ( $10^{-2} Sv$ )
<b>Da Silva</b>	$5.3 \pm 2.4$	$4.9 \pm 0.7$
<b>Oberhuber</b>	$10.3 \pm 4.6$	$4.3 \pm 1.0$
<b>SOC</b>	$31.2 \pm 2.6$	$4.0 \pm 0.7$
<b>OSUSFC</b>	$39.9 \pm 9.3$	-
<b>Anual</b>	$34.1 \pm 54.7$	$1.9 \pm 2.2$

En ella se puede observar que el flujo de calor anual medio resultante del modelo inverso no es significativamente diferente a dos de las bases de datos climatológicas consultadas (SOC y OSUSFC). La figura 4.36 muestra la serie temporal de los valores del flujo de calor entre cuatro bases de datos climatológicas y los resultados de este trabajo. Se puede apreciar como para las cuatro bases de datos consultadas, existe una variabilidad estacional, valores positivos en primavera y verano, y valores negativos en otoño e invierno. Es decir, existe una transferencia de calor desde la atmósfera hacia el océano en primavera y en verano y desde el océano hacia la atmósfera en otoño e invierno. Nuestros resultados no muestran esta variación y los valores obtenidos no son significativamente diferentes de cero.

La tabla 4.2 muestra también los valores del transporte de agua dulce anual medio. El valor obtenido es inferior al que muestran las cuatro bases de datos consultadas

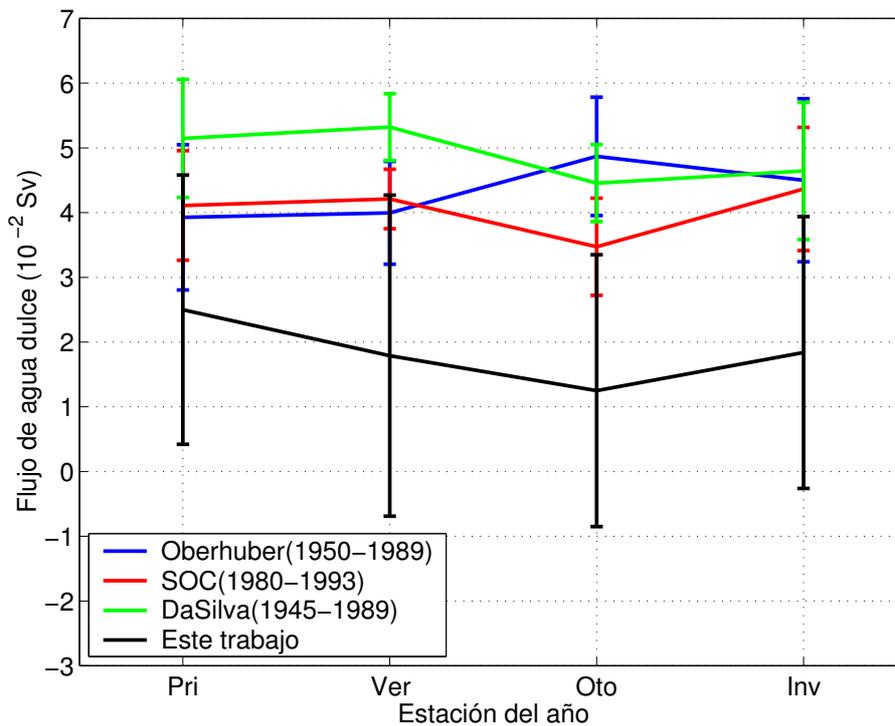


**Figura 4.36:** Comparación de flujo de calor atmósfera-océano obtenido en este trabajo con valores climatológicos.

aunque no significativamente. Además, el signo<sup>2</sup> es positivo, por lo que la evaporación es superior a la precipitación para toda la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte.

La figura 4.37 muestra la variación estacional del transporte de agua dulce para las cuatro bases de datos climatológicas y los resultados obtenidos en este trabajo. Según nuestro resultado, el único transporte de agua dulce significativamente diferente de cero ocurre en primavera.

<sup>2</sup>El flujo de agua dulce se ha definido como evaporación menos precipitación.



**Figura 4.37:** Flujo de agua dulce calculado durante este trabajo comparado con los obtenidos por distintas bases de datos climatológicas.

## 4.6. Transporte de Sverdrup

El objetivo de este apartado es comprobar la existencia de una variación decadal de la circulación conducida por el viento y su relación con el transporte de Sverdrup (Sverdrup *et al.*, 1942).

Para ello, se ha analizado el transporte de masa del transecto sur de nuestra caja en toda su longitud, es decir, el transporte de masa acumulado del paralelo 24°N desde la longitud 19°W hasta la Cordillera Centro-Atlántica. Éste se ha comparado con el transporte de masa acumulado calculado mediante el modelo de Sverdrup.

Sverdrup *et al.* (1942) planteó que para un modelo de circulación a gran escala, se deben considerar las siguientes suposiciones:

1. Una caja rectangular con los ejes E, O, N y S alineados.
2. Océano con fondo plano y profundidad H.
3. Océano homogéneo ( $\rho = \text{cte}$ ): flujos barotrópicos.
4. Vientos solamente zonales.
5. Circulación estacionaria.
6. Dinámica gobernada por el plano- $\beta$  ( $f = f_0 + \beta_0 y$ ).

Haciendo uso de las ecuaciones que rigen la Dinámica de Flujos Geofísicos (ecuaciones 3.9, 3.10 y 3.11), obtenemos, después de considerar el flujo como geostrófico gobernado por el plano- $\beta$ , las siguientes ecuaciones:

$$(f_0 + \beta_0 y)v = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4.1)$$

$$(f_0 + \beta_0 y)u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4.3)$$

Derivando la ecuación 4.1 con respecto a  $y$ , la ecuación 4.2 con respecto a  $x$ , y por último, sumando ambos resultados, obtenemos:

$$(f_0 + \beta_0 y) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \beta_0 v = 0 \quad (4.4)$$

Sustituyendo en la ecuación 4.4 el segundo paréntesis por la ecuación 4.3, obtenemos:

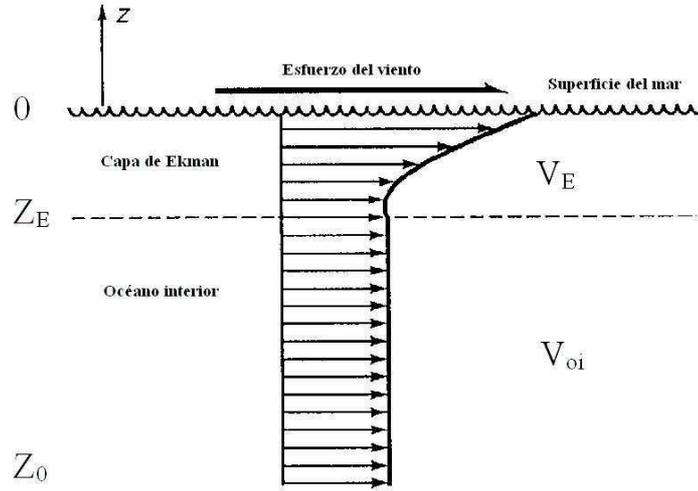
$$(f_0 + \beta_0 y) \left( -\frac{\partial w}{\partial z} \right) = -\beta_0 v \quad (4.5)$$

Si eliminamos ahora el término,  $\beta_0 y$ , por considerarlo despreciable frente a  $f_0$ , obtenemos la ecuación que nos dará el transporte de Sverdrup:

$$\beta v = f \frac{\partial w}{\partial z} \quad (4.6)$$

Su forma integrada desde algún nivel  $z_0$  hasta superficie viene dada por:

$$\beta \int_{z_0}^0 v dz = f \int_{z_0}^0 \frac{\partial w}{\partial z} dz \quad (4.7)$$



**Figura 4.38:** Esquema del Transporte de Sverdrup ( $V_{Sv}$ ).

La forma integrada de la ecuación 4.7 desde algún nivel  $z_0$  donde la velocidad vertical es cero hasta la base de la capa de Ekman  $z_E$ , viene dada por:

$$\beta \int_{z_0}^{z_E} v dz = f \int_{z_E}^{z_0} \frac{\partial w}{\partial z} dz \quad (4.8)$$

$$\begin{aligned} \beta V_{oi} &= f \left[ \int_{z_0}^0 \frac{\partial w}{\partial z} dz - \int_{z_E}^0 \frac{\partial w}{\partial z} dz \right] \\ &= f w|_{z_0}^0 - w|_{z_E}^0 \\ &= f [w_0 - w_{z_0} - w_0 + w_{z_E}] \\ &= f w_{z_E} \end{aligned} \quad (4.9)$$

Para calcular  $w_{z_E}$  debemos integrar la ecuación 4.3 en la capa de Ekman, además, necesitaremos:

$$\tau_x = -\rho_0 f V_E \quad (4.10)$$

$$\tau_y = \rho_0 f U_E \quad (4.11)$$

donde  $\rho_0$  es la densidad media del agua de mar,  $\tau_x$  y  $\tau_y$  son los esfuerzos del viento en la dirección zonal y meridional respectivamente, y  $U_E$  y  $V_E$  son los transportes en la capa de Ekman para cada una de las componentes, siendo  $z_E$  la base de la capa de Ekman.

$$U_E = \int_{z_E}^0 u dz \quad (4.12)$$

$$V_E = \int_{z_E}^0 v dz \quad (4.13)$$

luego

$$\begin{aligned} - \int_{z_E}^0 \frac{\partial w}{\partial z} dz &= \frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} \\ -[w_0 - w_{z_E}] &= \frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} \\ w_{z_E} &= \frac{\partial}{\partial x} \frac{\tau_y}{\rho_0 f} - \frac{\partial}{\partial y} \frac{\tau_x}{\rho_0 f} = \mathbf{k} \cdot \nabla \times \frac{\boldsymbol{\tau}}{\rho_0 f} \end{aligned} \quad (4.14)$$

siendo  $\mathbf{k}$  el vector unitario en la vertical. Lo que significa que valores positivos del rotacional del esfuerzo del viento causan divergencia en la capa de Ekman y por lo tanto, un *bombeo de Ekman* positivo y valores negativos del rotacional del esfuerzo del viento causan convergencia en la capa de Ekman luego, *bombeo de Ekman* negativo.

Sustituyendo la ecuación 4.14 en la ecuación 4.15, obtenemos:

$$\beta V_{oi} = f \left[ \mathbf{k} \cdot \nabla \times \frac{\boldsymbol{\tau}}{\rho_0 f} \right] \quad (4.15)$$

Desarrollando el segundo miembro de la ecuación 4.15, obtenemos:

$$\frac{f}{\rho_0} \mathbf{k} \cdot \nabla \times \frac{\boldsymbol{\tau}}{f} = \frac{f}{\rho_0} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\tau_y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\tau_x}{f} \right) \right] = \frac{f}{\rho_0} \left[ \frac{1}{f} \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{1}{f} \frac{\partial \tau_x}{\partial y} + \frac{\tau_x}{f^2} \frac{\partial f}{\partial y} \right] = \frac{1}{\rho_0} \mathbf{k} \cdot \nabla \times \boldsymbol{\tau} + \frac{\tau_x \beta}{\rho_0 f}$$

Nótese que el último término de esta expresión, se puede sustituir por el transporte zonal de Ekman ecuación (4.10) luego, la ecuación 4.15 quedará:

$$\beta V_{oi} = \frac{1}{\rho_0} \mathbf{k} \cdot \nabla \times \boldsymbol{\tau} - \beta V_E$$

$$\begin{aligned}\beta(V_{oi} + V_E) &= \frac{1}{\rho_0} \mathbf{k} \cdot \nabla \times \boldsymbol{\tau} \\ V_{oi} + V_E &= \frac{1}{\rho_0 \beta} \mathbf{k} \cdot \nabla \times \boldsymbol{\tau} \\ V_{Sv} = V_{oi} + V_E &= \frac{1}{\rho_0 \beta} \mathbf{k} \cdot \nabla \times \boldsymbol{\tau}\end{aligned}\tag{4.16}$$

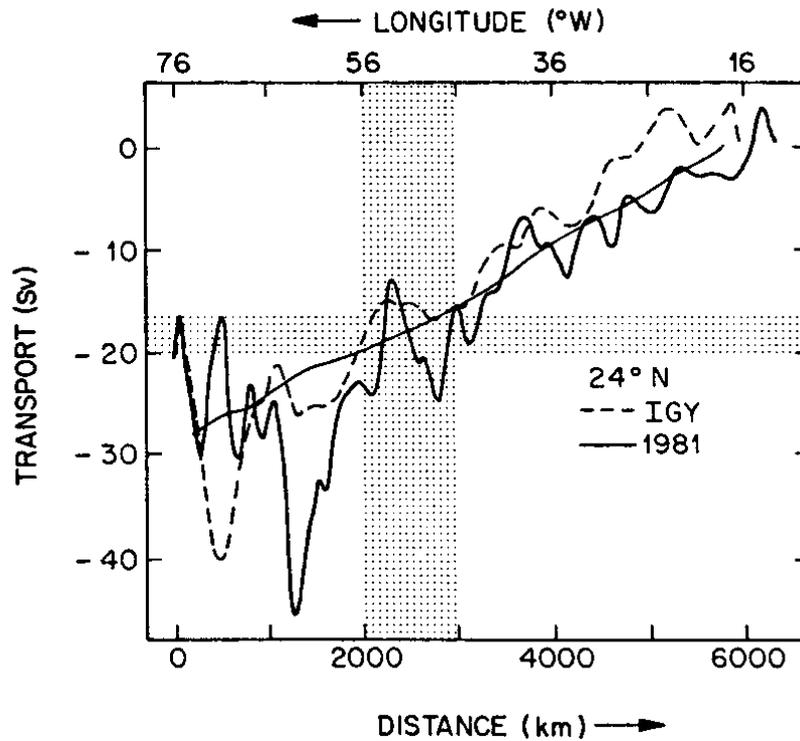
La ecuación 4.16 muestra que el transporte de Sverdrup ( $V_{Sv}$ ) es el transporte meridional total, es decir, la suma del transporte debido a la capa de Ekman ( $V_E$ ) y el transporte en el océano interior ( $V_{oi}$ ).

La sección localizada sobre el paralelo 24°N, en la zona central del giro subtropical del Atlántico Norte tiene una relevante importancia en los estudios climáticos puesto que se ha cubierto en tres ocasiones: durante el Año Geofísico Internacional de 1957, en 1981 y en 1992 (Lavín, 1993; Parrilla *et al.*, 1994).

Desde un punto de vista experimental, han sido Roemmich y Wunsch (1985) y Schmitz *et al.* (1992), los que han comparado el transporte geostrófico en el océano interior ( $V_{oi}$ ) calculado a partir del rotacional del esfuerzo del viento con el transporte obtenido por medio de dos campañas hidrográficas. El transporte se fijó en cero en el límite este del transecto integrándose hasta el oeste.

El transporte de masa en el océano interior teórico se calculó como la diferencia entre el transporte de Sverdrup (calculado mediante el rotacional del esfuerzo del viento) y el transporte de Ekman (calculado a partir de datos de viento), usando para ello, valores medios anuales con una resolución espacial de 2° por 2°. La figura 4.39 muestra la comparación entre el transporte geostrófico para el océano interior a lo largo del paralelo 24°N calculado a partir de dos conjuntos de datos hidrográficos (IGY-1957 y 1981) y el transporte para el océano interior teórico.

Se puede observar cómo el transporte geostrófico en el océano interior de datos hidrográficos está de acuerdo con el transporte en el océano interior teórico en los primeros 4000 km de la Cuenca Canaria.



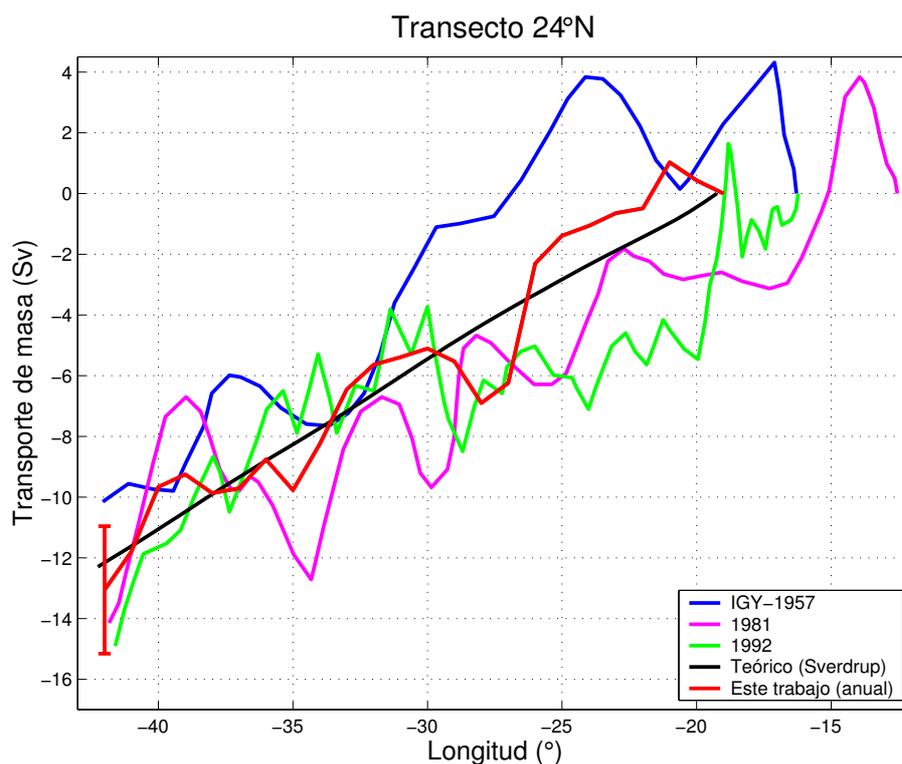
**Figura 4.39:** Comparación entre el transporte geostrófico para el océano interior calculado a partir de dos conjuntos de datos hidrográficos a lo largo del paralelo 24°N y el transporte para el océano interior calculado mediante el rotacional del esfuerzo del viento (línea sólida delgada). El área marcada indica la localización donde el transporte geostrófico teórico y los observados empiezan a diverger (Roemmich y Wunsch, 1985).

En este apartado se pretende comprobar si los datos obtenidos por nuestros perfiladores lagrangianos corroboran los resultados de Roemmich y Wunsch (1985). Para ello, primero debemos calcular el transporte geostrófico teórico en el océano interior y compararlo con los resultados de nuestro modelo inverso.

Se ha recalculado el transporte de Sverdrup a partir de datos del rotacional del esfuerzo del viento para el periodo abril 2002 - abril 2003. Estos datos han sido obtenidos

por el satélite *Quikscat*. El transporte de Ekman para el transecto 24°N se ha obtenido a partir de los resultados del modelo inverso. Este transporte es necesario para obtener el transporte en el océano interior teórico como la diferencia entre el transporte de Sverdrup y el transporte de Ekman.

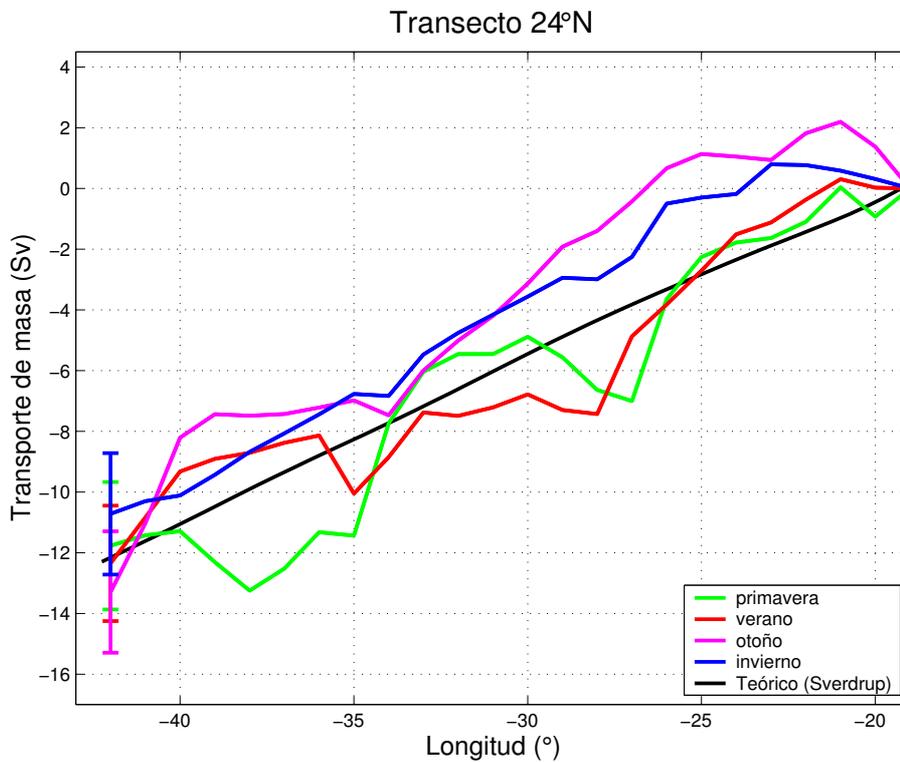
La figura 4.40 muestra el transporte en el océano interior acumulado para el paralelo 24°N desde el archipiélago canario hasta la Cordillera Centro-Atlántica de tres campañas (1951, 1981 y 1992). Estas tres campañas se han comparado con el transporte en el océano interior anual después de la aplicación del modelo inverso y con el transporte en el océano interior teórico.



**Figura 4.40:** Transportes en el océano interior anuales calculados a partir de datos hidrográficos (IGY-1957,1981,1992,Gyroscope-2002) para el paralelo 24°N comparados con el transporte en el océano interior teórico.

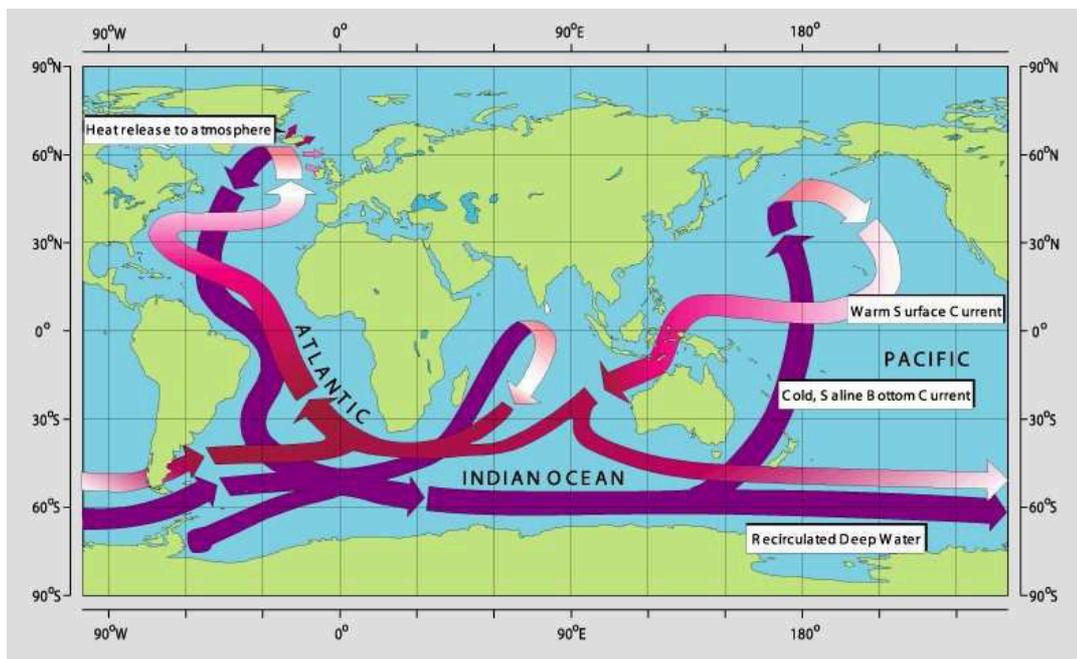
Podemos observar, en primer lugar, que no ha existido una variación significativa diferente de cero del transporte de masa desde el año 1957 hasta el 2003 y, en segundo lugar, que nuestro transporte se ajusta al transporte en el océano interior teórico con  $13.1 \pm 2.1$  Sv que fluyen hacia el sur.

La figura 4.41 muestra los transportes en el océano interior calculados en cada estación para el paralelo  $24^\circ\text{N}$  y el transporte en el océano interior teórico. Esta figura muestra que no existe una variabilidad estacional significativa de los transportes en el océano interior para dicho paralelo, como se puede observar en la tabla A.1 que se encuentra en el anexo A de este trabajo.



**Figura 4.41:** Transportes en el océano interior en cada estación durante abril-2002 y marzo-2003 para el paralelo  $24^\circ\text{N}$ , comparados con el transporte en el océano interior teórico.

La influencia del océano en el clima viene regida por la Circulación de Bucle Global (Meridional Overturning Circulation-MOC, en sus siglas inglesas) (Eden y Willebrand, 2001; Vellinga y Wood, 2004) (figura 4.42). Esta circulación está compuesta por dos componentes, la Circulación Termohalina y la Circulación conducida por el viento. La Circulación Termohalina que fue predicha por Stommel en los años sesenta, consiste en la formación de agua profunda en el Ártico y su transporte hacia el sur a lo largo de la costa oeste de Estados Unidos en la denominada Corriente de Frontera Oeste Profunda (Deep-Western Boundary Current-DWBC, en sus siglas inglesas) (Stommel, 1958; Stommel y Arons, 1960).



**Figura 4.42:** Esquema global de la Circulación de Bucle Global (W. Broecker, modified by E. Maier-Rejmer).

Diferentes modelos teóricos han predicho que una variación en cualquiera de estas dos componentes significaría un colapso en el transporte de calor hacia el norte y, por

consiguiente, un cambio en el clima (Hakkinen, 1999; Baehr *et al.*, 2004). Nuestros resultados concluyen que no existe una variación significativa de la componente conducida por el viento desde 1957 hasta 2003.

# Conclusiones y Trabajos Futuros

---

## 5.1. Conclusiones

### 5.1.1. Masas de agua

Hemos identificado, a partir de datos lagrangianos, cuatro masas de agua para la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte:

- ✓ El **NACW**, está presente en toda nuestra caja, entre la superficie y los aproximadamente 700 metros de profundidad. En los 100 primeros metros, los valores de temperatura y salinidad presentan una gran dispersión, debido a los fenómenos de evaporación, cercanía al afloramiento costero y presencia de filamentos de afloramiento.
- ✓ El **MW**, se localiza en toda la región nororiental de la caja para las capas intermedias, entre 700 y 1600 *m* de profundidad aproximadamente. Se caracteriza por valores altos de salinidad y temperatura entre las densidades 27.3 y 27.7 *kg m<sup>-3</sup>*.
- ✓ El **AAIW**, se localiza en los transectos oeste y este de nuestra caja. Se caracteriza por valores bajos de temperatura y salinidad aproximadamente en el mismo rango de densidad que el MW.

- ✓ El **LSW**, se ha localizado en el oeste de nuestra región y, se caracteriza, por los mínimos de temperatura y salinidad para el intervalo de densidades 27.6 y 27.9  $kg\ m^{-3}$ .

### 5.1.2. Circulación

- ✓ Las isopícnas de la capa superficial para los transectos norte y sur muestran una inclinación negativa desde costa hacia mar abierto en todas las estaciones analizadas y para la media anual. Esto quiere decir que la circulación en nuestra caja es meridional hacia el sur.
- ✓ Hemos comprobado la existencia de un mínimo en el transporte de masa para el transecto este en invierno ( $-2.2 \pm 1.0$  Sv). Esto nos lleva a la conclusión de que la Corriente de Canarias presenta un mínimo significativo en esta estación del año.
- ✓ El transecto este muestra también un máximo en el transporte durante el verano de  $-4.8 \pm 1.4$  Sv.
- ✓ El transporte de masa para el transecto norte muestra un mínimo en verano  $-7.6 \pm 1.8$  Sv y máximo en invierno  $-10.9 \pm 1.9$  Sv aunque no significativamente diferentes.
- ✓ Hemos obtenido que el transporte de masa para el transecto sur alcanza un máximo en otoño con  $-15.5 \pm 2.0$  Sv aunque no significativamente diferentes que al resto de las estaciones.
- ✓ Las velocidades diapícnas para las primeras capas durante todas las estaciones muestran valores negativos, que está de acuerdo con el rotacional del esfuerzo del viento predominante en esta región.

- ✓ Hemos comprobado que debido a la resolución espacial inicial de los perfiladores ( $3^\circ \times 3^\circ$ ), la determinación significativa de los transportes de masa para las aguas intermedias y su variabilidad estacional no ha sido posible.

### 5.1.3. Transporte de Ekman

- ✓ Con los resultados obtenidos podemos afirmar que no existe una variación estacional de los transportes de Ekman para los diferentes transectos de nuestra caja.
- ✓ El modelo inverso ajusta el transporte de Ekman calculado a partir de datos climatológicos a valores que estén de acuerdo con nuestros datos hidrográficos.
- ✓ El valor máximo del transporte de Ekman se ha obtenido en el transecto sur, con un valor medio de  $2.8 \pm 0.4$  Sv, que está de acuerdo con la distribución de los vientos alisios en nuestra área.

### 5.1.4. Flujo de calor y agua dulce

- ✓ El flujo de calor anual medio  $34.1 \pm 54.7 \text{ W m}^{-2}$  muestra un resultado acorde con dos de las bases de datos climatológicas consultadas (SOC y OSUSFC). Además, los valores obtenidos en este trabajo son positivos para todas las estaciones analizadas, pero su incertidumbre no los hace significativamente diferentes de cero.
- ✓ Los valores obtenidos para el flujo de agua dulce siguen el mismo patrón que para toda la climatología. Como valor medio para toda nuestra región obtenemos  $1.9 \pm 2.2$  Sv que aunque no significativamente, da cuenta de que la evaporación es mayor que la precipitación para toda la cuenca este del Giro Subtropical del Atlántico Norte.

- ✓ El único transporte de agua dulce significativamente diferente de cero es en primavera.

### 5.1.5. Transporte de Sverdrup

- ✓ Hemos comprobado que en  $24^{\circ}\text{N}$  el transporte de masa coincide con el transporte en el océano interior teórico.
- ✓ No existe una variación significativa del transporte de masa desde 1957 hasta 2003 en  $24^{\circ}\text{N}$ .

## 5.2. Trabajos Futuros

Como trabajos futuros podemos nombrar:

- Utilizar no sólo los 19 perfiladores de Gyroscope, sino todos aquellos de la red Argo que pasen por nuestra región para la obtención de una mayor y mejor resolución espacial y temporal de los perfiles.
- Completar el estudio del paralelo  $24^{\circ}\text{N}$  hacia la costa americana para tener una visión transoceánica.
- Automatizar el proceso para obtener estimaciones del transporte de masa, calor y agua dulce en tiempo real.

---

# Tabla resumen de los transportes geostróficos

---

La tabla A.1 muestra a modo de resumen el transporte de masa por transecto obtenido como resultado de la aplicación del modelo inverso a las cuatro estaciones analizadas y a la media.

**Tabla A.1:** Transportes geostroficos por transecto para las diferentes estaciones y la anual, como resultado de la aplicación del modelo inverso. El signo de los transportes se toma en sentido geográfico (positivo hacia el norte/este y negativo hacia el sur/oeste).

	<b>Primavera</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>	<b>Invierno</b>	<b>Anual</b>
<b>T. Norte</b>	$-8.0 \pm 2.0$	$-7.6 \pm 1.8$	$-10.1 \pm 1.9$	$-10.9 \pm 1.9$	$-8.5 \pm 1.9$
<b>T. Oeste</b>	$1.5 \pm 1.8$	$0.3 \pm 1.7$	$2.1 \pm 1.6$	$-1.3 \pm 1.9$	$1.6 \pm 1.5$
<b>T. Sur</b>	$-13.8 \pm 2.1$	$-13.4 \pm 1.9$	$-15.5 \pm 2.0$	$-12.3 \pm 2.0$	$-14.6 \pm 2.1$
<b>T. Este</b>	$-3.9 \pm 1.6$	$-4.8 \pm 1.4$	$-3.2 \pm 1.4$	$-2.2 \pm 1.0$	$-4.8 \pm 1.6$
<b>Desajuste</b>	$0.2 \pm 0.8$	$0.5 \pm 0.7$	$0.5 \pm 0.7$	$0.3 \pm 1.0$	$0.3 \pm 0.7$



---

## Matrices del sistema $Ex + n = y$

---

Es especialmente útil ver la forma que van tomando las matrices que forman parte de este sistema a medida que vayamos aplicando nuevas ecuaciones y términos.

$$\begin{pmatrix} e_{11} & e_{12} & \cdots & e_{1,58} \\ e_{21} & e_{22} & \cdots & e_{2,58} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ e_{71} & e_{72} & \cdots & e_{7,58} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_{58} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_7 \end{pmatrix}$$

**Matriz B.1:** Ecuaciones de masa.

$$\begin{pmatrix} e_{11} & e_{12} & \cdots & e_{1,58} \\ e_{21} & e_{22} & \cdots & e_{2,58} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ e_{71} & e_{72} & \cdots & e_{7,58} \\ es'_{11} & es'_{12} & \cdots & es'_{1,58} \\ es'_{21} & es'_{22} & \cdots & es'_{2,58} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ es'_{71} & es'_{72} & \cdots & es'_{7,58} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_{58} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_7 \\ y_{s'_1} \\ y_{s'_2} \\ \vdots \\ y_{s'_7} \end{pmatrix}$$

**Matriz B.2:** Ecuaciones de masa y anomalía de salinidad.

$$\begin{pmatrix}
e_{11} & \cdots & e_{1,58} & ad_{12} & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\
e_{21} & \cdots & e_{2,58} & -ad_{12} & ad_{23} & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\
e_{31} & \cdots & e_{3,58} & 0 & -ad_{23} & ad_{34} & \cdots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\
e_{61} & \cdots & e_{6,58} & 0 & 0 & 0 & \cdots & ad_{56} & ad_{67} & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\
e_{71} & \cdots & e_{7,58} & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & -ad_{67} & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\
es'_{11} & \cdots & es'_{1,58} & ad_{s'_{12}} & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & dd_{s_{12}} & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\
es'_{21} & \cdots & es'_{2,58} & -ad_{s'_{12}} & ad_{s'_{23}} & 0 & \cdots & 0 & 0 & -dd_{s_{12}} & dd_{s_{23}} & 0 & \cdots & 0 & 0 \\
es'_{31} & \cdots & es'_{3,58} & 0 & -ad_{s'_{23}} & ad_{s'_{34}} & \cdots & 0 & 0 & 0 & -dd_{s_{23}} & dd_{s_{34}} & \cdots & 0 & 0 \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\
es'_{61} & \cdots & es'_{6,58} & 0 & 0 & 0 & \cdots & ad_{s'_{56}} & ad_{s'_{67}} & 0 & 0 & 0 & \cdots & -dd_{s_{56}} & dd_{s_{67}} \\
es'_{61} & \cdots & es'_{6,58} & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & -ad_{s'_{67}} & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & -dd_{s_{67}}
\end{pmatrix}
\begin{pmatrix}
b_1 \\
b_2 \\
\vdots \\
b_{58} \\
w_{12} \\
w_{23} \\
w_{34} \\
\vdots \\
w_{67} \\
k_{12} \\
k_{23} \\
k_{34} \\
\vdots \\
k_{67}
\end{pmatrix}
=
\begin{pmatrix}
y_1 \\
y_2 \\
\vdots \\
y_7 \\
y_{s'_1} \\
y_{s'_2} \\
\vdots \\
y_{s'_7}
\end{pmatrix}$$

**Matriz B.3:** Ecuaciones de masa, anomalía de salinidad, advección y difusión diapirica.

$$\begin{pmatrix}
e_{11} & \cdots & e_{1,58} & ad_{12} & \cdots & 0 & \cdots & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
e_{11} & \cdots & e_{1,58} & ad_{12} & \cdots & 0 & \cdots & S'_N & S'_W & S'_S & S'_E & \bar{S} \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots
\end{pmatrix}
\begin{pmatrix}
b_1 \\
\vdots \\
b_{58} \\
w_{12} \\
\vdots \\
k_{12} \\
\vdots \\
\Delta T_{Ek_N} \\
\Delta T_{Ek_W} \\
\Delta T_{Ek_S} \\
\Delta T_{Ek_E} \\
Fw
\end{pmatrix}
=
\begin{pmatrix}
y_1 + T_{Ek_N} + T_{Ek_W} + T_{Ek_S} + T_{Ek_E} \\
\vdots \\
y_7 \\
y_{s'_1} + S'_N T_{Ek_N} + S'_W T_{Ek_W} + S'_S T_{Ek_S} + S'_E T_{Ek_E} \\
\vdots \\
y_{s'_7}
\end{pmatrix}$$

**Matriz B.4:** Ecuaciones de masa, anomalía de salinidad, advección, difusión diapicna, transporte de Ekman y flujo de agua dulce.



# Lista de abreviaturas

---

AAIW	Antarctic Intermediate Water
AABW	Antarctic Bottom Water
ACZ	Zona de Convergencia Antártica
AEO	Análisis Espacial Objetivo
APEX	Autonomous Profiling Explorer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CLS	Collection Localisation Satellites
CSIC	Centro Superior de Investigaciones Científicas
CZCS	Coastal Zone Color Scanner
CTD	Conductivity, Temperature and Depth
DWBC	Deep-Western Boundary Current
ERS	Earth Remote-sensing Satellite
FSI	Falmouth Scientific, Inc.
GSHHS	Global Self-consistent Hierarchical High-resolution Shorelines
GTS	Global Telecommunication System
HN	Hemisferio Norte
HS	Hemisferio Sur
ICM	Instituto de Ciencias Marinas
IEO	Instituto Español de Oceanografía

IfM	Institut für Meereskunde (Kiel)
IFREMER	Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer
LSW	Labrador Sea Water
MAPA	Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación
MCS	Método de Correcciones Sucesivas
MIO	Método de Interpolación Óptima
MOC	Meridional Overturning Circulation
MW	Mediterranean Water
NACW	North Atlantic Central Water
NADW	North Atlantic Deep Water
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSCAT	NASA Scatterometer
OSUSFC	Oregon State University Surface Fluxes Climatology
SHOM	Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
SMD94	Surface Marine Data 1994
SOC	Southampton Oceanography Centre
SST	Sea Surface Temperature
Sv	Sverdrup
ULPGC	Universidad de Las Palmas de Gran Canaria
WOA94	World Ocean Atlas 1994
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
XBT	Expendable Bathythermographs

# Bibliografía

---

- Bacon, S., L. Centurioni y W. Gould, 2001. “The evaluation of salinity measurements from PALACE floats”. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18: 1258–1266.
- Baehr, J., J. Hirschi, J. Beismann y J. Marotzke, 2004. “Monitoring the meridional overturning circulation in the North Atlantic: A model-based array design study”. *J. Mar. Res.*, 62(3): 283–312.
- Barton, E., J. Arístegui, P. Tett, M. Cantón, J. García-Braun, S. Hernández-León, L. Nykjaer, C. Almeida, J. Almunia, S. Ballesteros, G. Basterretxea, J. Escánez, L. García-Weill, A. Hernández-Guerra, F. López-Laatzén, R. Molina, M. Montero, E. Navarro-Pérez, J. Rodríguez, K. Van Lenning, H. Vélez y K. Wild, 1998. “The transition zone of the Canary Current upwelling region”. *Prog. Oceanog.*, 41: 455–504.
- Barton, E., G. Basterretxea, P. Flament, E. Mitchelson-Jacob, B. Jones, J. Arístegui y F. Herrera, 2000. “Lee region of Gran Canaria”. *J. Geophys. Res.*, 105(C7): 17,173–17,193.
- Bratseth, A., 1986. “Statistical interpolation by means of successive corrections”. *Tellus*, 38A: 439–447.
- Bryden, H. y T. Kinder, 1991. “Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar”. *Deep-Sea Res.*, 31(S1): S445–S463.

- Csanaday, G., 1990. "Physical basis of coastal productivity. The SEEP and MASAR experiments". *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 71: 1060–1065.
- Cushman-Roisin, B., 1994. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. Englewood Cliffs, New Jersey.
- da Silva, A., A. Young y S. Levitus, 1994. "Atlas of Surface Marine Data 1994, Volumen 1: Algorithms and Procedures. NOAA Atlas NESDIS 6". U.S. Department of Commerce, Washington D.C.
- Daley, R., 1991. *Atmospheric Data Analysis*. Cambridge University Press. 457 pp.
- Eden, C. y J. Willebrand, 2001. "Mechanism of interannual to decadal variability of the North Atlantic circulation". *J. Climate*, 14(10): 2266–2280.
- Ekman, V., 1905. "On the influence of the earth's rotation on ocean currents". *Arch. Math. Astron. Phys.*, 2(11).
- Fraile-Nuez, E., F. Machín, C. Padrón, S. Rodríguez, P. Virumbrales, A. Hernández-Guerra y F. López-Laatzén, 1998. "Estructuras mesoescalares intensas en las Islas Canarias". *III Taller y tertulia en oceanografía, Las Palmas de Gran Canaria*.
- Ganachaud, A., 1999. *Large Scale Oceanic Circulation and Fluxes of Freshwater, Heat, Nutrients and Oxygen*. PhD Thesis, Mass. Inst. of Technol./Woods Hole Oceanogr. Inst. Jt. Program, Cambridge.
- García-Lafuente, J., J. Delgado, J. Vargas, M. Vargas, F. Plaza y T. Sarhan, 2002. "Low-frequency variability of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO". *Deep-Sea Res. II*, 49: 4051–4067.
- Gòmis, D., S. Ruiz y M. Pedder, 2001. "Diagnostic analysis of the 3D ageostrophic circulation from a multivariate spatial interpolation of CTD and ADCP data". *Deep-Sea Res. I*, 48: 269–295.

- Gomis, G. y S. Ruiz, 2003. *Una herramienta para el análisis espacial objetivo y diagnóstico de variables oceanográficas*. IMEDEA.
- Gould, W., 1985. “Physical Oceanography of the Azores Front”. *Prog. Oceanog.*, 14: 167–190.
- Hakkinen, S., 1999. “Variability of the simulated meridional heat transport in the North Atlantic for the period 1951-1993”. *J. Geophys. Res. Oceans*, 104(C5): 10,991–11,007.
- Harvey, J., 1982. “ $\theta - S$  relationships and water masses in the eastern North Atlantic”. *Deep-Sea Res.*, 29(8A): 1021–1033.
- Helland-Hansen, B. y F. Nansen, 1920. “Temperature variations in the North Atlantic Ocean and in the atmosphere”. *Smithsonian Misc. Collect.*, 70(4).
- Hernández-Guerra, A., J. Arístegui, M. Cantón y L. Nykjaer, 1993. “Phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands area as determined using CZCS data”. *Int. J. Rem. Sens.*, 14(7): 1431–1437.
- Hernández-Guerra, A., E. Fraile-Nuez, R. Borges, F. López-Laatzén, P. Vélez-Belchí, G. Parrilla y T. Müller, 2003. “Transport variability in the Lanzarote passage (eastern boundary current of the North Atlantic Subtropical Gyre)”. *Deep-Sea Res. I*, 50: 189–200.
- Hernández-Guerra, A., F. López-Laatzén, F. Machín, D. Armas y J. Pelegrí, 2001. “Water masses, circulation and transport in the eastern boundary current of the North Atlantic subtropical gyre”. *Scien. Mar.*, 65(Suppl. 1): 177–186.
- Jackett, D. y T. McDougall, 1997. “A neutral density variable for the world’s ocean”. *J. Phys. Oceanogr.*, 27: 237–263.

- Käse, R. y W. Krauss, 1996. "The Gulf Stream, the North Atlantic Current, and the origin of the Azores Current". En W. Krauss, ed., "The warmwatersphere of the North Atlantic", cap. 10, 291–337. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Klein, B. y G. Siedler, 1989. "On the origin of the Azores Current". *J. Geophys. Res.*, 94: 6159–6168.
- Knoll, M., A. Hernández-Guerra, B. Lenz, F. López-Laatzén, F. Machín, T. Müller y G. Siedler, 2002. "The Eastern Boundary Current system between the Canary Islands and the African Coast". *Deep-Sea Res. II*, 49: 3427–3440.
- Lavín, A., 1993. *Fluxes, trends and decadal changes in the subtropical North Atlantic*. Tesis Doctoral, Mass. Inst. of Technol.
- Levitus, S., J. Antonov, T. Boyer y C. Stephens, 2000. "Warming of the World Ocean". *Science*, 287: 2225–2228.
- Levitus, S., J. Antonov, J. Wang, T. Delworth, K. Dixon y A. Broccoli, 2001. "Anthropogenic Warming of Earth's Climate System". *Science*, 292: 267–270.
- Levitus, S. y T. Boyer, 1994. "World Ocean Atlas 1994 Volumen 4: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4". U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- Macdonald, A., 1998. "The global ocean circulation: a hydrographic estimate and regional analysis". *Prog. Oceanog.*, 41(3): 281–382.
- Machín, F., 2004. *Variabilidad espacio temporal de la Corriente de Canarias, del afloramiento costero al noroeste de África y de los intercambios atmósfera-océano de calor y agua dulce*. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Departamento de Física.

- Machín, F., E. Fraile-Nuez, C. Padrón, S. Rodríguez, P. Virumbrales, A. Hernández-Guerra y F. López-Laatzén, 1998. “Características oceanográficas en el área de las Islas Canarias a partir de sensores remotos: NOAA y SeaWiFS”. *III Taller y tertulia en oceanografía, Las Palmas de Gran Canaria*.
- Masson, Y. y Y. Desaubies, 2002. “Analyse de données de flotteurs autonomes dans le contexte du programme Gyroscope”. *Rapport de stage, unpublished*.
- Mauritzen, C., Y. Morel y J. Paillet, 2001. “On the influence of Mediterranean Water on the central waters of the North Atlantic Ocean”. *Deep-Sea Res. I*, 48: 347–381.
- McCartney, M., 1992. “Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic”. *Prog. Oceanog.*, 29: 283–383.
- Montgomery, R., 1937. “A suggested method for representing gradient flow in isentropic surfaces”. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 18: 210–212.
- NOAA, 2004. “URC = [[http : //www.ga.gov.au/acres/prod\\_ser/noaadata.htm](http://www.ga.gov.au/acres/prod_ser/noaadata.htm)]”. Foto visitada el 22 enero.
- Pacheco, M. y A. Hernández-Guerra, 1999. “Seasonal variability of recurrent phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands area”. *Int. J. Rem. Sens.*, 20(7): 1405–1418.
- Parrilla, G., A. Lavín, H. Bryden, M. García y R. Millard, 1994. “Rising temperatures in the subtropical North Atlantic Ocean over the past 35 years”. *Nature*, 369: 48–51.
- Pedder, M. A., 1993. “Interpolation and filtering of spatial observations using successive corrections and gaussian filters”. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 2889–2902.
- Pelegrí, J. y G. Csanady, 1991. “Nutrient transport and mixing in the Gulf Stream”. *J. Geophys. Res.*, 96: 2577–2583.

- Pelegrí, J., G. Csanady y A. Martins, 1996. “The North Atlantic Nutrient Stream”. *J. Oceanog.*, 52: 275–299.
- Quikscat, 2004. “URC = [<http://winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat/index.cfm>]”. Foto visitada el 22 enero.
- Richardson, P., A. Bower y W. Zenk, 2000. “A census of Meddies tracked by floats”. *Prog. Oceanog.*, 45(2): 209–250.
- Roemmich, D. y C. Wunsch, 1985. “Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean”. *Deep-Sea Res.*, 32(6): 619–664.
- Sandwell, D., W. Smith, S. Smith y C. Small, 1997. Measured and estimated seafloor topography, 1997.
- Sangrà, P., 1995. *Perturbación de un fluido geofísico por un obstáculo: aplicación a la isla de Gran Canaria*. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España.
- Schmitz, J. y M. McCartney, 1993. “On the North Atlantic Circulation”. *Rev. Geophys.*, (31): 29–49.
- Schmitz, W., J. Thompson y J. Luyten, 1992. “The Sverdrup Circulation for the Atlantic along 24°N”. *J. Geophys. Res.*, 97(C5): 7251–7256.
- Smith, W. y D. Sandwell, 1994. “Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry”. *J. Geophys. Res.*, 99(B11): 21,803–21,824.
- Smith, W. y D. Sandwell, 1997. “Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings”. *Science*, 277: 1957–1962.
- Stommel, H., 1958. “The abyssal circulation”. *Deep-Sea Res.*, 5: 80–82.

- Stommel, H. y A. Arons, 1960. "On the abyssal circulation of the world ocean. I. Stationary planetary flow patterns on a sphere". *Deep-Sea Res.*, 6: 140–154.
- Stramma, L., 1984. "Geostrophic transport in the Warm Water Sphere of the eastern subtropical North Atlantic". *J. Mar. Res.*, 42: 537–558.
- Stramma, L. y T. Müller, 1989. "Some observations of the Azores Current and the North Equatorial Current". *J. Geophys. Res.*, 94: 3181–3186.
- Stramma, L. y G. Siedler, 1988. "Seasonal Changes in the North Atlantic Subtropical Gyre". *J. Geophys. Res.*, 93(C7): 8111–8118.
- Suga, T. y L. Talley, 1995. "Antarctic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical South Atlantic". *J. Geophys. Res.*, 100(C7): 13,441–13,453.
- Sverdrup, H., U. Johnson y R. Flemming, 1942. *The Ocean*. Englewood Cliff, New York, 1087 pp.
- Tsuchiya, M., L. Talley y M. McCartney, 1992. "An eastern Atlantic section from Iceland southward across the equator". *Deep-Sea Res.*, 39(11/12): 1885–1917.
- Vanicek, M. y G. Siedler, 2002. "Zonal fluxes in the deep water layers of the western South Atlantic ocean". *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 2205–2235.
- Vellinga, M. y R. Wood, 2004. "Timely detection of anthropogenic change in the Atlantic meridional overturning circulation". 31(14).
- Wessel, P. y W. Smith, 1996. "A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database". *J. Geophys. Res.*, 101(B4): 8741–6743.
- Wong, A., G. Johnson y W. Owens, 2003. "Delayed-mode calibration of autonomous CTD profiling float salinity data by  $\theta - S$  climatology". *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20(2): 308–318.

Wunsch, C., 1996. "The ocean circulation inverse problem". *Cambridge University Press*, 442pp.

Zenk, W., 1970. "On temperature and salinity structure of Mediterranean Water in the Northeast Atlantic". *Deep-Sea Res.*, 17(3): 627–631.

# Índice alfabético

---

- Análisis Espacial Objetivo, 31
  - bidimensional, 32
  - brazo de malla, 35
  - coeficiente de expansión, 37
  - Errores estadísticos, 41
  - errores observacionales, 34
  - factor de escala, 37
  - Interpolación Óptima, 40
  - longitud de onda de filtrado, 38
  - Método de correcciones Sucesivas, 40
  - matriz de peso, 37
  - multivariante, 32
  - Nyquist, 35, 38
  - Omega ( $\Omega$ ), 37, 39
  - parámetro de sobre-relajación, 41
  - precisión, 33
  - ruido-señal, 34
  - Taylor, 33
  - teoría, 32
  - univariante, 32
- Argo, 6
- background, 27
- batimetría, 30
  - Smith-Sandwell, 30
- bombeo de Ekman, 94
- Climatología, 25
  - Da Silva, 25
  - Levitus, 27
- Corrientes
  - Corriente de Canarias, 5, 71, 85
  - Corriente de las Azores, 5
  - Corriente Norecuatorial, 5
- Cuenca Canaria, 1
- dispersómetro, 29
- Ekman, 25
  - Variabilidad estacional, 88
- first guess, 41
- Flujo de agua dulce, 89
- Flujo de calor, 89
- fouling, 15

- Gyroscope, 8
- Gyroscope E-03-2002, 9
- Masas de agua, 1, 59
- AAIW, 60–62
  - Aguas centrales
    - NACW, 3
  - Aguas intermedias, 3
    - AAIW, 4
    - LSW, 4
    - MW, 3
  - LSW, 62
  - MW, 60, 61
  - NACW, 60
- MOC, 99
- Circulación Termohalina, 99
- Modelo Inverso, 45
- Boussinesq, 45
  - ecuaciones de viento térmico, 45
  - Ekman, 48
  - estacionario, 45
  - Estimador Gauss-Markov, 54
  - Incertidumbres
    - ruido, 57
  - Newton, 45
  - Reynolds, 51
  - Teoría, 47
- Teorema de Gauss, 51
- Nyquist, 35
- outcropping, 83
- perfiladores, 7, 13
- APEX, 15
  - calibración, 19
  - Método de Wong, 19
  - provor, 15
- Satélite, 28
- NOAA, 28
  - Quikscat, 29, 95
  - sensor AVHRR, 28, 63
  - SST, 28
- Sverdrup, 5
- modelo, 91
  - Sv, 5
  - Transporte, 90
- transferencias diapicnas, 27
- Variación Estacional, 70
- Invierno, 83
    - transportes, 84
  - Otoño, 79
    - transportes, 80
  - Primavera, 70

transportes, 73

Verano, 75

transportes, 76