

**UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA**

**DEPARTAMENTO DE FÍSICA**



**TESIS DOCTORAL**

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

**FRANCISCO JOSÉ MACHÍN JIMÉNEZ**

Las Palmas de Gran Canaria, 7 de octubre de 2003

*A mis padres*



## Agradecimientos

*Tras la realización de este trabajo, quisiera dar las gracias*

*a mis padres, Juana Mari y Rufino, y a mis hermanos, Lilian y Ayoze, quienes me han dado todo lo que he necesitado para formarme hasta conseguir hacerlo realidad,*

*a mi supervisor, Alonso Hernández, porque su formación y su esfuerzo hicieron que desde el primer momento yo dispusiese de los datos y el método necesarios para llevarlo a cabo, así como por la paciencia y dedicación en el día a día,*

*a Gerold Siedler, por haber cedido generosamente los datos hidrográficos con los que se ha realizado este trabajo,*

*al Proyecto CANIGO, que ha sido el marco en el que se adquirieron los datos empleados,*

*a Pål Isachsen, por haberme aceptado en su centro de investigación, Norsk Polarinstitut, por haberme facilitado la estancia en Noruega (\$ !!) y por haber permanecido al otro lado del correo electrónico de manera incondicional,*

*a Walter Zenk, por darme una oportunidad inesperada de trabajar en el Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, así como por su sorprendente disponibilidad,*

*a Eugenio, Irene y Andry, por haber sido parte del ambiente en el que he trabajado, en la cercanía o en la distancia,*

*a María Lemos, porque consiguió que todo fuese mucho más fácil en mi primera estancia en Alemania (¡Que la casualidad nos acompañe!),*

*al Departamento de Física de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, que ha sido el centro que me ha acogido durante estos cuatro años, ofreciéndome apoyo logístico, económico y humano (Gracias, José Manuel),*

*a la Dirección General de Universidades e Investigación del Gobierno de Canarias y al Fondo Social Europeo, instituciones que han cofinanciado este trabajo de tesis doctoral así como las estancias llevadas a cabo en Tromsø y Kiel.*

*Y a Pilar. Su desbordante generosidad, su sencillez y su envidiable capacidad para el diálogo clarificador han conseguido que haya podido realizar todo esto con la combinación adecuada de motivación y paciencia. Además, le echó alguna que otra constructiva revisión, a todos... Gracias.*

## Resumen

Este trabajo de investigación viene a completar las ideas que históricamente se han establecido en torno a la Corriente de Canarias y el afloramiento al noroeste de África. Para ello, se ha dispuesto de una completa base de datos de muy alta calidad, adquirida durante el proyecto de la Unión Europea CANIGO (Canary Islands Azores Gibraltar Observations, MAS3-CT96-0060), entre los años 1997 y 1998. Dicha base de datos consta de información procedente de cuatro campañas de adquisición de datos llevadas a cabo en diferentes épocas del año, lo que ha posibilitado establecer la variabilidad estacional de los procesos físicos en la región además de sus características medias.

El diseño de las campañas vino determinado por la técnica que se emplearía posteriormente para el análisis de los datos, los modelos inversos de cajas. Este método es especialmente aplicable en los estudios de circulación oceánica en la Cuenca Este del Atlántico Norte, dada la alta variabilidad en esta parte del océano.

Los resultados de este trabajo han permitido conocer la circulación promedio y la variabilidad estacional de la Corriente de Canarias, así como de la circulación relacionada con el afloramiento en la costa oeste africana más próxima a Canarias. De esta manera, la Corriente de Canarias presenta una mayor intensidad en las estaciones de primavera y otoño, con un transporte de  $3.8 \pm 0.6 Sv$ , que se reduce ligeramente en verano ( $3.6 \pm 0.6 Sv$ ) y considerablemente en invierno ( $1.4 \pm 0.5 Sv$ ), con un valor medio de  $3.1 \pm 0.4 Sv$ . En cuanto al sistema de afloramiento, éste se muestra claramente influenciado por la variabilidad de los vientos en la región, de manera que este fenómeno ocurre en las estaciones de primavera y verano. El transporte hacia el sur asociado a este sistema es máximo en primavera ( $1.8 \pm 0.4 Sv$ ), muy similar al valor encontrado en verano ( $1.6 \pm 0.3 Sv$ ).

Finalmente, se han cuantificado los intercambios de agua dulce y de calor entre la atmósfera y el océano en esta parte del Atlántico y se han comparado con los valores climatológicos. Así, en general se observa una gran coherencia entre la variabilidad climatológica y los resultados del modelo, no exenta de desviaciones relacionadas a la diferente naturaleza de los datos.



# Índice general

|   |           |
|---|-----------|
| Índice de figuras   | v         |
| Índice de tablas  | ix        |
| <b>1. Introducción</b>  | <b>1</b>  |
| 1.1. Localización geográfica . . . . .                            | 1         |
| 1.2. Contexto fenomenológico . . . . .                            | 2         |
| 1.3. Masas de agua: origen y circulación . . . . .                | 3         |
| 1.3.1. Aguas centrales . . . . .                                  | 3         |
| 1.3.2. Aguas intermedias . . . . .                                | 5         |
| 1.3.3. Aguas profundas . . . . .                                  | 7         |
| 1.4. La Corriente de Canarias . . . . .                           | 7         |
| 1.5. Afloramiento de aguas subsuperficiales . . . . .             | 10        |
| 1.6. Modelo Inverso . . . . .                                     | 13        |
| 1.7. Motivación . . . . .   | 15        |
| <b>2. Datos y Modelo Inverso</b>                                  | <b>17</b> |
| 2.1. Datos . . . . .  | 17        |
| 2.1.1. Datos hidrográficos . . . . .                              | 17        |
| 2.1.2. Datos de esfuerzo del viento . . . . .                     | 19        |
| 2.1.3. Datos de satélite . . . . .                                | 19        |
| 2.1.4. Datos climatológicos . . . . .                             | 20        |
| 2.1.5. Datos de batimetría . . . . .                              | 20        |
| 2.2. Modelo Inverso . . . . .                                     | 20        |
| 2.2.1. Velocidad geostrófica y transporte geostrófico . . . . .   | 20        |
| 2.2.2. Teoría del modelado inverso . . . . .                      | 23        |
| 2.2.3. Conservación de sal y calor. Términos de anomalía. . . . . | 27        |
| 2.2.4. Términos diapícnos . . . . .                               | 30        |
| 2.2.5. Transporte de Ekman . . . . .                              | 37        |
| 2.2.6. Flujo de agua dulce . . . . .                              | 38        |
| 2.2.7. Estimador de Gauss-Markov . . . . .                        | 40        |



|   |            |
|---|------------|
| <b>3. Resultados</b>  | <b>45</b>  |
| 3.1. Masas de agua . . . . .  | 45         |
| 3.1.1. Identificación . . . . .   | 45         |
| 3.1.2. Distribución geográfica . . . . .                                      | 52         |
| 3.2. Circulación media . . . . .  | 57         |
| 3.2.1. Transportes geostroficados. Capa de no movimiento. . . . .             | 58         |
| 3.2.2. Transporte geostrofico. Modelo inverso. . . . .                        | 62         |
| 3.3. Circulación estacional . . . . .   | 66         |
| 3.3.1. Verano ( <i>Meteor 42</i> ) . . . . .                                  | 66         |
| 3.3.2. Otoño ( <i>Poseidon 233</i> ) . . . . .                                | 72         |
| 3.3.3. Invierno ( <i>Meteor 37</i> ) . . . . .                                | 78         |
| 3.3.4. Primavera ( <i>Poseidon 237</i> ) . . . . .                            | 84         |
| 3.4. Variabilidad de la circulación relacionada con el afloramiento . . . . . | 89         |
| 3.5. Variabilidad de la Corriente de Canarias . . . . .                       | 89         |
| 3.6. Variabilidad estacional del transporte de Ekman . . . . .                | 90         |
| 3.7. Variabilidad estacional de los flujos de calor y de agua dulce . . . . . | 91         |
| <b>4. Conclusiones y trabajo futuro</b>                                       | <b>93</b>  |
| 4.1. Conclusiones . . . . .   | 93         |
| 4.2. Trabajo futuro . . . . .   | 94         |
| <b>A. Solución del sistema de ecuaciones</b>                                  | <b>97</b>  |
| <b>B. Matriz expandida del sistema</b>  | <b>101</b> |
| <b>Lista de abreviaturas</b>  | <b>103</b> |
| <b>Bibliografía</b>   | <b>105</b> |

# Índice de figuras

|   |    |
|---|----|
| 1.1. Localización geográfica del Archipiélago Canario. . . . .  | 1  |
| 1.2. Comparación de valores de altitud entre el medio submarino y el subaéreo en la Cuenca de Canarias. . . . .                   | 2  |
| 1.3. Sistema de corrientes superficiales del Océano Atlántico. . . . .  | 4  |
| 1.4. Distribución meridional de salinidad en el Océano Atlántico, de sur a norte  | 5  |
| 1.5. Distribución de salinidad en el Atlántico Norte a 1000 <i>m</i> de profundidad. .  | 6  |
| 1.6. Circulación oceánica superficial en el Atlántico Norte, según Sverdrup <i>et al.</i> (1942) . . . . .                        | 8  |
| 1.7. Circulación oceánica superficial en el Atlántico Norte, según Klein y Siedler (1989) . . . . .                               | 9  |
| 1.8. Circulación oceánica superficial en el Atlántico Norte, según Paillet y Mercier (1997) . . . . .                             | 10 |
| 1.9. Esquema de los procesos físicos en la región con afloramiento de aguas sub-superficiales en la latitud de Canarias . . . . . | 11 |
| 1.10. Variabilidad espacio temporal de la intensidad del afloramiento a lo largo de la costa africana . . . . .                   | 12 |
|   |    |
| 2.1. Mapa de la región estudiada por el proyecto CANIGO. . . . .  | 18 |
| 2.2. Campo medio anual de esfuerzo del viento. . . . .  | 19 |
| 2.3. Resolución espacial de las bases de datos climatológicos. . . . .  | 21 |
| 2.4. Esquema del volumen cerrado o ‘caja’ formada entre las medidas hidrográficas y la costa. . . . .                             | 24 |
|   |    |
| 3.1. Diagramas $\theta$ -S de la <i>Media</i> . . . . .   | 46 |
| 3.2. Diagramas $\theta$ -S de <i>Verano</i> . . . . .   | 47 |
| 3.3. Diagramas $\theta$ -S de <i>Otoño</i> . . . . .  | 48 |
| 3.4. Diagramas $\theta$ -S de <i>Invierno</i> . . . . .   | 49 |
| 3.5. Diagramas $\theta$ -S de <i>Primavera</i> . . . . .  | 49 |
| 3.6. Campos de esfuerzo del viento durante cada campaña. . . . .  | 50 |

|  |    |
|--|----|
| 3.7. Imágenes de temperatura y clorofila de la superficie del mar en las fechas indicadas. . . . .   | 51 |
| 3.8. Distribución de salinidad para cada transecto en función de $\gamma_n$ y la distancia ( <i>Media</i> ). . . . .   | 52 |
| 3.9. Distribución de salinidad ( <i>Verano</i> ). . . . .  | 53 |
| 3.10. Distribución de salinidad ( <i>Otoño</i> ). . . . .  | 54 |
| 3.11. Distribución de salinidad ( <i>Invierno</i> ). . . . .   | 55 |
| 3.12. Distribución de salinidad ( <i>Primavera</i> ). . . . .  | 56 |
| 3.13. Mapa de estaciones de la campaña <i>Media</i> . . . . .  | 57 |
| 3.14. Sección vertical de $\gamma_n$ ( <i>Media</i> ). . . . .   | 58 |
| 3.15. Sección vertical del cizallamiento vertical de la velocidad geostrófica ( <i>Media</i> ). . . . .  | 59 |
| 3.16. Transporte geostrófico de masa. Capa de no movimiento en $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$ ( <i>Media</i> ). . . . .   | 60 |
| 3.17. Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas para cada transecto. Capa de no movimiento en $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$ ( <i>Media</i> ). . . . .    | 61 |
| 3.18. Transporte geostrófico de masa, después de la inversión ( <i>Media</i> ). . . . .  | 62 |
| 3.19. Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas, después de la inversión ( <i>Media</i> ). . . . .   | 63 |
| 3.20. Advección diapicna de masa, advección diapicna de sal, difusión diapicna de sal, advección diapicna de calor y difusión diapicna de calor ( <i>Media</i> ). . . . .  | 64 |
| 3.21. Interpretación de la circulación en las capas superficiales ( <i>Media</i> ). . . . .  | 64 |
| 3.22. Mapa de estaciones de la campaña de <i>Verano</i> . . . . .  | 66 |
| 3.23. Sección vertical de $\gamma_n$ ( <i>Verano</i> ). . . . .  | 66 |
| 3.24. Transporte geostrófico de masa. Capa de no movimiento en $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$ ( <i>Verano</i> ). . . . .  | 67 |
| 3.25. Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas para cada transecto. Capa de no movimiento en $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$ ( <i>Verano</i> ). . . . .   | 68 |
| 3.26. Transporte geostrófico de masa, después de la inversión ( <i>Verano</i> ). . . . .   | 69 |
| 3.27. Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas, después de la inversión ( <i>Verano</i> ). . . . .  | 70 |
| 3.28. Advección diapicna de masa, advección diapicna de sal, difusión diapicna de sal, advección diapicna de calor y difusión diapicna de calor ( <i>Verano</i> ). . . . . | 71 |
| 3.29. Interpretación de la circulación en las capas superficiales ( <i>Verano</i> ). . . . .   | 71 |
| 3.30. Mapa de estaciones de la campaña de <i>Otoño</i> . . . . .   | 72 |
| 3.31. Sección vertical de $\gamma_n$ ( <i>Otoño</i> ). . . . .   | 72 |
| 3.32. Transporte geostrófico de masa. Capa de no movimiento en $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$ ( <i>Otoño</i> ). . . . .   | 73 |

|  |    |
|--|----|
| 3.33. Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas para cada transecto.<br>Capa de no movimiento en $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$ ( <i>Otoño</i> ). . . . .       | 74 |
| 3.34. Transporte geostrófico de masa, después de la inversión ( <i>Otoño</i> ). . . . .  | 75 |
| 3.35. Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas, después de la inversión<br>( <i>Otoño</i> ). . . . .  | 76 |
| 3.36. Advección diapicna de masa, advección diapicna de sal, difusión diapicna de<br>sal, advección diapicna de calor y difusión diapicna de calor ( <i>Otoño</i> ). . . . .     | 76 |
| 3.37. Interpretación de la circulación en las capas superficiales ( <i>Otoño</i> ). . . . .  | 77 |
| 3.38. Mapa de estaciones de la campaña de <i>Invierno</i> . . . . .  | 78 |
| 3.39. Sección vertical de $\gamma_n$ ( <i>Invierno</i> ). . . . .  | 78 |
| 3.40. Transporte geostrófico de masa. Capa de no movimiento en $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$<br>( <i>Invierno</i> ). . . . .   | 79 |
| 3.41. Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas para cada transecto.<br>Capa de no movimiento en $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$ ( <i>Invierno</i> ). . . . .    | 80 |
| 3.42. Transporte geostrófico de masa, después de la inversión ( <i>Invierno</i> ). . . . .   | 81 |
| 3.43. Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas, después de la inversión<br>( <i>Invierno</i> ). . . . .   | 82 |
| 3.44. Advección diapicna de masa, advección diapicna de sal, difusión diapicna de<br>sal, advección diapicna de calor y difusión diapicna de calor ( <i>Invierno</i> ). . . . .  | 82 |
| 3.45. Interpretación de la circulación en las capas superficiales ( <i>Invierno</i> ). . . . .   | 83 |
| 3.46. Mapa de estaciones de la campaña de <i>Primavera</i> . . . . .   | 84 |
| 3.47. Sección vertical de $\gamma_n$ ( <i>Primavera</i> ). . . . .   | 84 |
| 3.48. Transporte geostrófico de masa. Capa de no movimiento en $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$<br>( <i>Primavera</i> ). . . . .  | 85 |
| 3.49. Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas para cada transecto.<br>Capa de no movimiento en $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$ ( <i>Primavera</i> ). . . . .   | 86 |
| 3.50. Transporte geostrófico de masa, después de la inversión ( <i>Primavera</i> ). . . . .  | 87 |
| 3.51. Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas, después de la inversión<br>( <i>Primavera</i> ). . . . .  | 88 |
| 3.52. Advección diapicna de masa, advección diapicna de sal, difusión diapicna de<br>sal, advección diapicna de calor y difusión diapicna de calor ( <i>Primavera</i> ). . . . . | 88 |
| 3.53. Interpretación de la circulación en las capas superficiales ( <i>Primavera</i> ). . . . .  | 89 |
| 3.54. Comparación de flujo de agua dulce obtenido en este trabajo con valores<br>climatológicos. . . . .   | 92 |
| 3.55. Comparación de flujo de calor atmósfera-océano obtenido en este trabajo<br>con valores climatológicos. . . . .   | 92 |
| A.1. Solución del sistema de ecuaciones para la campaña <i>Media</i> . . . . .   | 98 |
| A.2. Solución del sistema de ecuaciones para la campaña de <i>Verano</i> . . . . .   | 98 |

|   |     |
|---|-----|
| A.3. Solución del sistema de ecuaciones para la campaña de <i>Otoño</i> . . . . .     | 99  |
| A.4. Solución del sistema de ecuaciones para la campaña de <i>Invierno</i> . . . . .  | 99  |
| A.5. Solución del sistema de ecuaciones para la campaña de <i>Primavera</i> . . . . . | 100 |

# Índice de tablas

|   |    |
|---|----|
| 2.1. Fechas en las que se realizaron cada una de las campañas de adquisición de datos, así como el número de estaciones por transecto en cada una de ellas. | 17 |
| 2.2. Capas en las que se divide la columna de agua para calcular transportes geostróficos. . . . .  | 24 |
| 2.3. Transporte de Ekman calculado a partir del esfuerzo medio anual del viento   | 38 |
| 2.4. Incertidumbre <i>a priori</i> de las incógnitas. . . . .   | 42 |
| 2.5. Incertidumbre <i>a priori</i> del ruido en cada una de las ecuaciones relacionadas con cada una de las masas de agua. . . . .                          | 43 |
| 3.1. Transporte de Ekman en cada campaña, después de la inversión . . . . .   | 90 |
| 3.2. Valores medios de flujo de calor y agua dulce para las diferentes climatologías y para la campaña <i>Media</i> . . . . .                               | 91 |

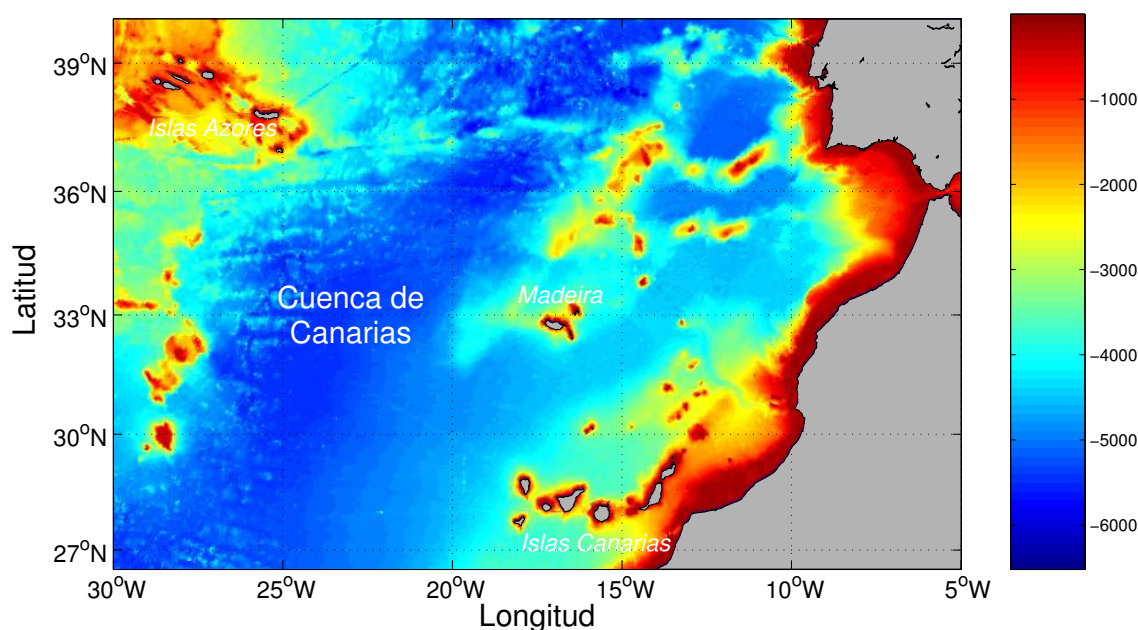


# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Localización geográfica

El Archipiélago Canario está situado en el Océano Atlántico, entre las latitudes  $27^{\circ}N$  –  $29^{\circ}N$  y las longitudes  $18^{\circ}O$  –  $13^{\circ}O$  (Fig. 1.1), separado unos  $90\text{ km}$  del continente africano.

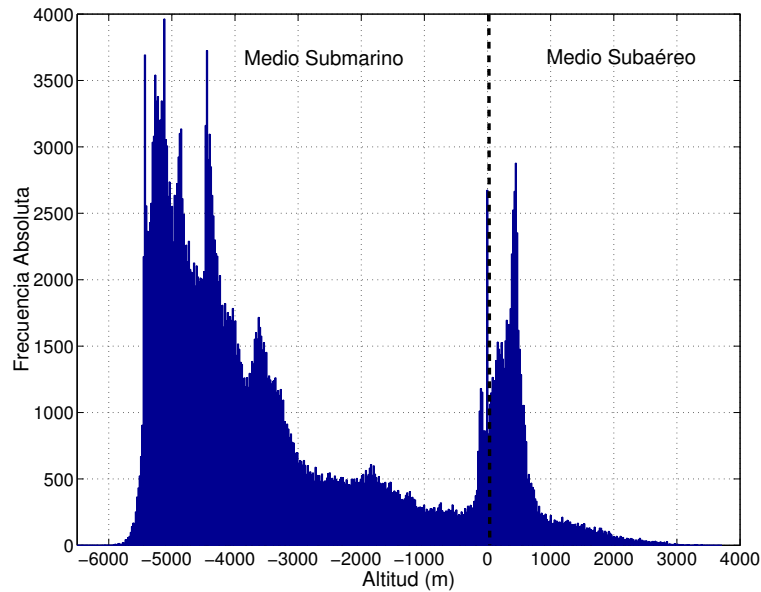


**Figura 1.1:** Localización geográfica del Archipiélago Canario. La batimetría se muestra con la base de datos Smith-Sandwell (Smith y Sandwell, 1994, 1997; Sandwell *et al.*, 1997). La línea de costa ha sido extraída de la GSHHS (Wessel y Smith, 1996).

La Cuenca de Canarias es la región del océano próxima al Archipiélago, comprendida entre  $27^{\circ}N$  –  $36^{\circ}N$  y  $30^{\circ}O$  –  $6^{\circ}O$ . Podemos ilustrar la orografía del medio submarino por medio de una comparación de alturas con el medio subaéreo (Fig. 1.2). Así, se comprueba que el océano cubre aproximadamente  $2/3$  del rango de valores que aparecen en la Cuenca, siendo



la altura media de 550  $m$  y la profundidad media de 3860  $m$ .



**Figura 1.2:** Comparación de valores de altitud entre el medio submarino y el subaéreo en la Cuenca de Canarias.

Por otro lado, mientras que en el medio subaéreo las altitudes más frecuentes rondan los 400  $m$  de altura, en el medio submarino se concentran en las llamadas *llanuras abisales*, a unos 5000  $m$  de profundidad. Esto indica que el fondo del océano es un medio con una orografía muy homogénea, ya que no actúan agentes tan erosivos como en el medio subaéreo, siendo las montañas submarinas y los archipiélagos las formaciones geológicas que rompen esa monotonía.

## 1.2. Contexto fenomenológico

El océano es un medio dinámico en el que se dan multitud de fenómenos como el oleaje, las mareas, las corrientes, remolinos, etc. Cada uno de ellos es importante en función del estudio que se lleve a cabo, pudiendo resultar despreciable su efecto en determinados casos. De esta manera, podemos hablar en términos de *escala*, como un concepto que ayuda a definir el contexto en el que se enmarca un trabajo de investigación y, consecuentemente, qué fenómenos oceanográficos son importantes.

El presente trabajo pretende estudiar la circulación oceánica en la Cuenca de Canarias. Por tanto, la escala es la Cuenca y es razonable, en este contexto, no considerar el efecto que puedan tener sobre la circulación oceánica fenómenos como el oleaje o las mareas. Estos dos fenómenos son considerados de *alta frecuencia*, ya que el oleaje tiene un periodo del orden de segundos y la marea del orden de horas. Haciendo uso de esta idea, podemos establecer el contexto de este trabajo argumentando que estamos interesados en conocer la

componente de *baja frecuencia* de la circulación oceánica en la región de Canarias.

### 1.3. Masas de agua: origen y circulación

El océano no es homogéneo. Presenta una estructura vertical diferenciada en la que varían los parámetros físico-químicos de sus aguas como la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes (silicatos, nitratos, nitritos, fosfatos, etc.). Esta diferenciación introduce el concepto de *masa de agua*, entendido como un cuerpo de agua que tiene un origen común y, consecuentemente, características físico-químicas similares. De esta manera, podemos describir la estructura vertical del océano en función de las masas de agua que estén presentes y, tras relacionar esas masas de agua con la región en la que se formaron, discutir sobre la circulación oceánica.

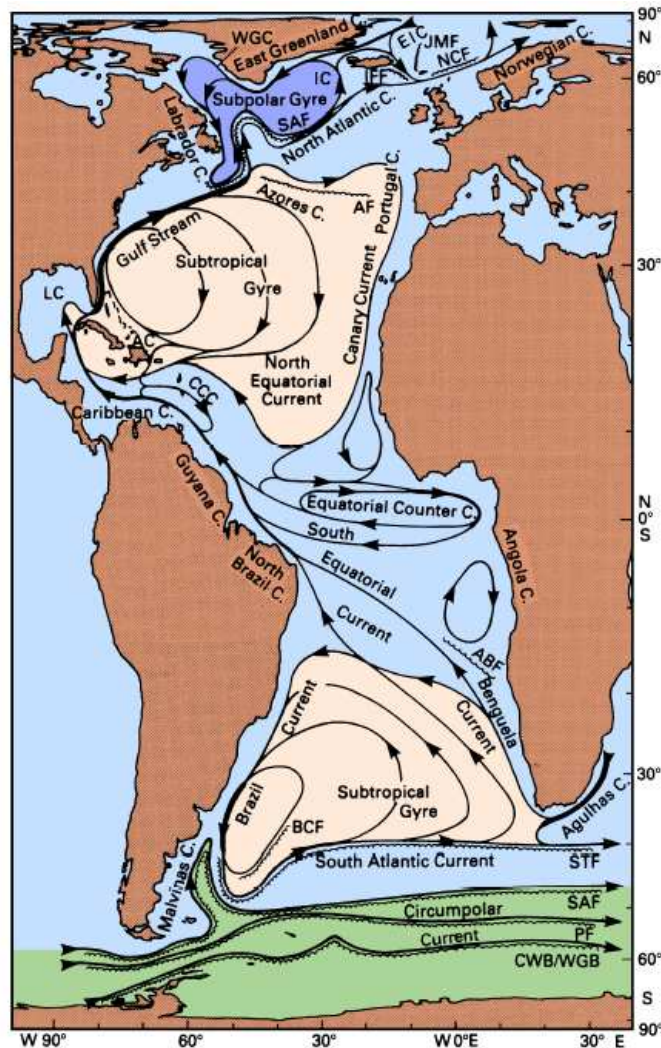
Las masas de agua se forman por la interacción del océano con la atmósfera en diferentes partes del planeta, de manera que en función de la región en la que se produzca esa interacción se formará una masa de agua u otra. En las siguientes secciones se hará una descripción de las masas de agua presentes en la región de Canarias, relacionándolas con su origen y describiendo brevemente su circulación.

#### 1.3.1. Aguas centrales

Son las masas de agua más superficiales y se forman en latitudes medias por la acción de los vientos Alisios y los llamados vientos del oeste (*westerlies*). Estos vientos generan un giro anticiclónico asimétrico que ocupa todo el ancho del océano Atlántico, centrado a una latitud de unos  $30^\circ N$  (Fig. 1.3, región de color amarillo). La presencia del giro en esta región del océano hace que se homogenicen las aguas que contiene, dando lugar a la masa de agua denominada *Agua Central del Atlántico Norte* (NACW, *North Atlantic Central Water*). Está presente hasta una profundidad variable, en torno a los 1200 *m* en el centro del giro o sobre los 600 – 800 *m* en la Cuenca de Canarias.

Este giro subtropical ha dado lugar a la denominación de diferentes corrientes, en función de la región geográfica. De esta manera, se habla de la Corriente del Golfo (*Gulf Stream*) situada en el límite occidental del giro (Fig. 1.3), de la Corriente de las Azores (*Azores Current*) en el límite meridional, de la Corriente de Canarias (*Canary Current*, ver sección 1.4) en el oriental y de la Corriente Norecuatorial (*North Equatorial Current*) como la corriente que acaba cerrando el giro por su borde septentrional.

En los estudios de circulación oceánica no sólo interesa conocer la distribución de las corrientes, sino también la cantidad de agua que transportan en su movimiento. En oceanografía física se emplea el Sverdrup (*Sv*) como unidad de medida de transporte, que equivale a  $10^9 \text{ kg s}^{-1} \simeq 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Básicamente, podemos decir que la Corriente de las



**Figura 1.3:** Sistema de corrientes superficiales del Océano Atlántico. Adaptado de Duncan *et al.* (1982), Krauss (1986) y Peterson y Stramma (1991) por Tomczak y Godfrey (2002).

Azores transporta 10 *Sv* hacia la Cuenca de Canarias, desde el oeste. Este transporte recircula hacia el sur-suroeste principalmente en tres ramas, siendo la más oriental de ellas la Corriente de Canarias con un transporte de 3 – 4 *Sv*. La Corriente de Portugal transporta hacia el sur del orden de 2 *Sv*, sin que haya un consenso en cuanto a si ese agua alimenta también la Corriente de Canarias o, en cambio, entra en el Mar Mediterráneo.

**Remolinos mesoescalares** Las Islas Canarias suponen un obstáculo en el avance hacia el sur de la Corriente de Canarias. Como consecuencia, a sotamar del Archipiélago se generan estructuras oceanográficas que, por sus dimensiones y comportamiento físico, son llamadas *remolinos mesoescalares*. Éstos pueden girar tanto a favor de las agujas del reloj (anticiclónicos) como en contra (ciclónicos), en función de si se generan al este o al oeste de las islas, respectivamente. Sus dimensiones son variables, de entre 30 – 60 *km*, desde

superficie hasta unos 600 *m* de profundidad, con un periodo de rotación de 3-4 días. Han sido estudiados fundamentalmente los de Gran Canaria, tanto desde un punto de vista físico (Hernández-Guerra *et al.*, 1993; Sangrà, 1995; Pacheco y Hernández-Guerra, 1999; Barton *et al.*, 2000) como biológico para ver su efecto sobre la producción primaria al sur de esta isla (Arístegui *et al.*, 1994, 1997; Basterrexea *et al.*, 2002). Ahora bien, no son exclusivos de esta isla ya que están también presentes en La Palma, El Hierro, La Gomera, Tenerife (Machín *et al.*, 1998) y Madeira, destacando el ciclónico de La Palma por sus dimensiones del orden de 80 *km* de diámetro (Fraile *et al.*, 1998).

### 1.3.2. Aguas intermedias

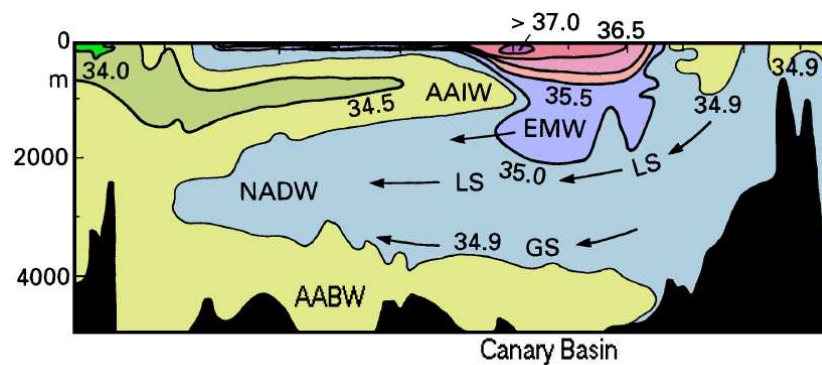
Las masas de agua en capas intermedias se localizan inmediatamente por debajo de las aguas centrales, debido a que se han formado en latitudes superiores y poseen mayor densidad.

Las masas de agua que aparecen en profundidades intermedias en la Cuenca de Canarias son el *Agua Antártica Intermedia* (AAIW, *Antarctic Intermediate Water*) y el *Agua Mediterránea* (MW, *Mediterranean Water*).

#### Agua Intermedia Antártica

El AAIW se forma por procesos de convección vertical en la región antártica del océano Pacífico. Pasa al Atlántico a través del Estrecho de Drake, viajando hacia el norte ocupando todo el océano Atlántico (Suga y Talley, 1995).

En la figura 1.4 se muestra la distribución meridional de salinidad en el Océano Atlántico relacionada con la presencia de las masas de agua, donde se puede ver con relativa facilidad la dispersión de AAIW ya que ésta se caracteriza por poseer un mínimo de salinidad. En la región de Canarias, este mínimo está en torno a 35.3.



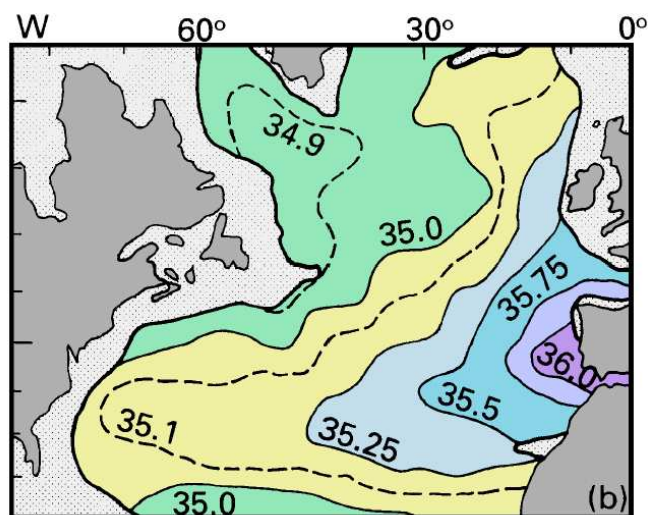
**Figura 1.4:** Distribución de salinidad a lo largo de una sección oceánica que cubre todo el Océano Atlántico de sur a norte (Tomczak y Godfrey, 2002).

El AAIW se localiza en el rango de 700 – 900 *m* de profundidad en el área de las Islas y, aunque está dispersa por toda la Cuenca (Tsuchiya, 1989; Tsuchiya *et al.*, 1992, 1994), 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; Llinás *et al.*, 2002; Hernández-Guerra *et al.*, 2003).

### Agua Mediterránea

El MW tiene su origen en el Mar Mediterráneo, también por procesos de convección vertical. Esta masa de agua abandona el Mar Mediterráneo por el Estrecho de Gibraltar en profundidad, dejando la región más somera para que entre agua procedente del Océano Atlántico (Bryden y Kinder, 1991; Bryden *et al.*, 1994; García-Lafuente *et al.*, 2002). A partir de ahí comienza a dispersarse por todo el Atlántico Este, dando una señal muy clara por el máximo de salinidad que la caracteriza (Zenk, 1970; Zenk y Armi, 1990; Fukimori, 1991; Käse y Zenk, 1996; Iorga y Lozier, 1999a,b; Mauritzen *et al.*, 2001).

En la figura 1.5 se muestra la distribución de salinidad en el Atlántico este a una profundidad de 1000 *m*. Se distingue una región con alta salinidad que marca la dispersión del MW, con sus valores máximos en el Estrecho de Gibraltar, región de la que parte esta masa de agua.



**Figura 1.5:** Distribución de salinidad en el Atlántico Norte a 1000 *m* de profundidad (Tomczak y Godfrey, 2002).

**Meddies** Una característica muy interesante que tiene tan sólo el Atlántico Norte es la presencia de bolsas de MW aisladas de las aguas que las circundan. Son los llamados *Meddies*, nombre que tiene su origen en el hecho de ser remolinos (*eddies*) de agua Mediterránea.

Los *Meddies* se forman en la región comprendida entre Cabo San Vicente y Lisboa, a partir del MW que abandona el Mar Mediterráneo y comienza a viajar por el Atlántico hacia el norte (Armi y Zenk, 1984; Käse y Zenk, 1987; Käse *et al.*, 1989; Zenk *et al.*, 1992; Käse y Zenk, 1996; Richardson *et al.*, 2000). Son estructuras mesoescalares anticiclónicas, con unas dimensiones de 40 – 150 *km* de diámetro por 600 *m* de altura, en el rango de profundidades de 800 – 1400 *m*. Estas dimensiones hicieron que tras su descubrimiento fuesen llamados *lentejas* de MW (McDowell y Rossby, 1977). Richardson *et al.* (2000) hicieron un censo de la población de *Meddies* en el Atlántico, a partir del cual se estima que alrededor de 29 de estas estructuras cohabitan en el océano, con una vida media de 1.7 años.

### 1.3.3. Aguas profundas

En aguas profundas aparece la masa de agua más abundante en todos los océanos del mundo, que en el Atlántico recibe el nombre de *Agua Profunda del Atlántico Norte* (NADW, *North Atlantic Deep Water*). Se forma por procesos convectivos en el Mar del Labrador, Mar de Groenlandia y en el Mar de Noruega, para luego comenzar a viajar hacia el sur ocupando todo el Océano Atlántico, en un rango de profundidades que va desde 2000 hasta 4500 *m* (McCartney, 1992).

En la figura 1.4 se puede ver también la distribución de NADW, estando indicada su circulación de norte a sur mediante flechas.

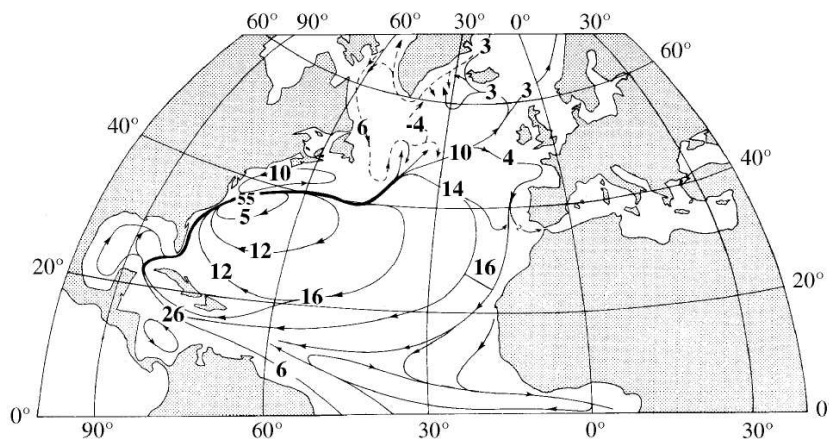
Por el volumen que ocupa así como por la región en la que se forma, esta masa de agua está relacionada con la Circulación por Procesos Convectivos Meridionales (*Meridional Overturning Circulation*). Esta circulación se relaciona con el calentamiento de regiones polares y, consecuentemente, con el posible cambio climático (Broecker, 1991; Toggweiler, 1994; Weaver, 1995; Rahmstorf, 1995).

La circulación del NADW en la Cuenca de Canarias se ve dificultada por la presencia de numerosos obstáculos orográficos como son los Archipiélagos de Azores, Madeira y Canarias, así como por el rosario de montes submarinos localizados entre Madeira y la costa portuguesa, cuyas cimas están a menos de 2000 *m* de profundidad. Esto ha impedido la realización de mapas precisos de circulación de esta masa de agua en la Cuenca de Canarias.

## 1.4. La Corriente de Canarias

La Corriente de Canarias es tratada en una sección aparte por ser el objetivo de estudio de este trabajo. Históricamente, la Corriente de Canarias, que transporta NACW, ha sido considerada una de las ramas más débiles y menos importantes de la circulación relacionada con el giro subtropical de Atlántico Norte. La visión de la circulación en este océano en los años cuarenta aparece representada en la figura 1.6. Básicamente, se puede describir como

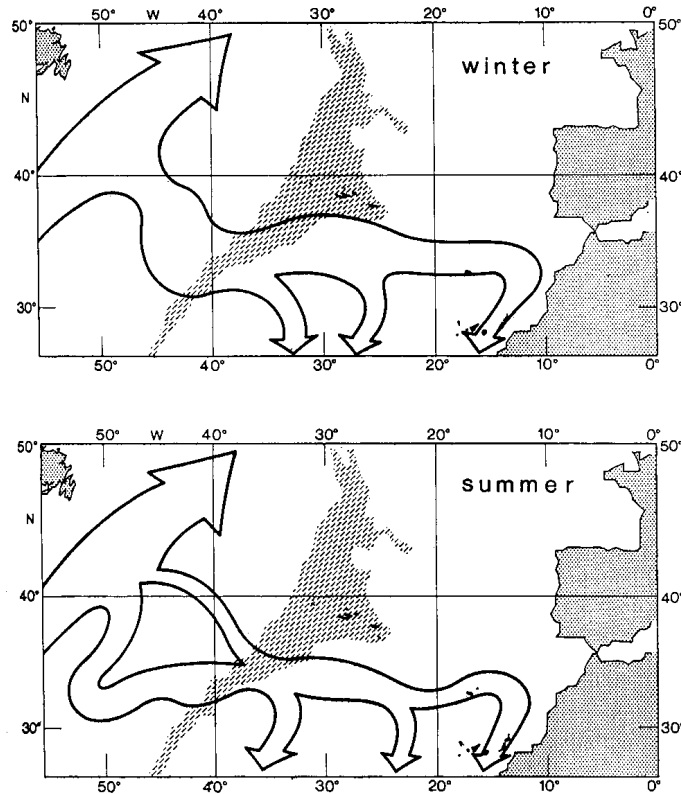
un giro subtropical que ocupa todo el Atlántico Norte en latitudes medias (10-40°N) y un giro ciclónico subpolar entre las latitudes 45-70°N. El giro subtropical tiene como corriente más energética a la Corriente del Golfo, la cual viaja hacia el norte a lo largo de la costa este del continente americano. Esta corriente se separa del continente a unos 35°N, para viajar hacia el centro del océano, hasta una latitud de 40°N. Una parte muy importante de esta corriente comienza a recircular hacia el suroeste en varias ramas, realimentando la entrada de agua que da lugar a la Corriente del Golfo con un transporte total de 33 *Sv*. Otra parte alimenta el giro subpolar y, finalmente, se genera una contribución importante hacia el Atlántico Este, con un transporte de 14 *Sv*. 2 *Sv* procedentes del giro subpolar fluyen hacia el sur formando la corriente de Portugal y se unen a la corriente procedente del giro subtropical, con lo que por el Atlántico Este son transportados hacia el sur 16 *Sv*. Parte de estos 16 *Sv* son los que dan lugar a la Corriente de Canarias.



**Figura 1.6:** Circulación oceánica superficial en el Atlántico Norte, según Sverdrup *et al.* (1942). Valores indican transportes en *Sv*.

En los años 80 se presta especial atención a la corriente que se separa del giro subtropical para recircular por el Atlántico Este, la Corriente de las Azores. Así, Käse y Siedler (1982) describen por primera vez la naturaleza meandriforme de esta corriente y le dan un valor de transporte de unos 10 *Sv*. La escuela alemana prosigue sus estudios sobre esta circulación durante toda esta década, haciendo uso tanto de datos históricos como tomando datos en varias campañas oceanográficas (Stramma, 1984a,b; Käse *et al.*, 1985; Siedler *et al.*, 1985; Käse *et al.*, 1985; Thiele *et al.*, 1986; Stramma y Isemer, 1986; Käse *et al.*, 1986; Zenk y Müller, 1988; Stramma y Isemer, 1988; Stramma y Siedler, 1988). Estas investigaciones tiene como fruto la visión de la circulación mostrada en la figura 1.7. Aquí se presenta la Corriente del Golfo como la que alimenta la circulación en el Atlántico Este, por medio de una rama que se separa y da lugar a la Corriente de las Azores. Esta corriente se divide en tres ramas que recirculan sucesivamente hacia el suroeste, para cerrar la circulación relacionada con el giro subtropical. La rama más oriental es la que constituye la Corriente

de Canarias.



**Figura 1.7:** Circulación oceánica superficial en el Atlántico Norte, según Klein y Siedler (1989).

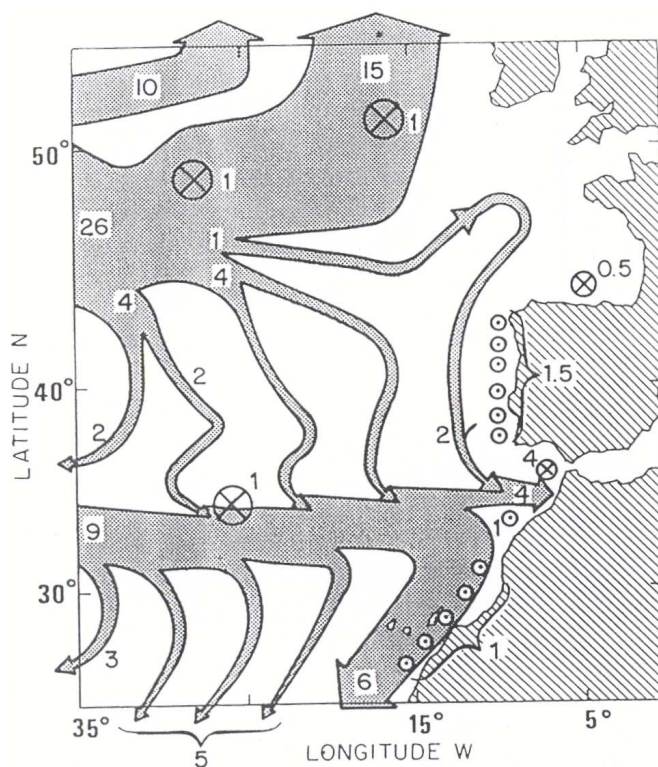
Destacan dos aspectos de lo planteado después de estas investigaciones. Por un lado, la desconexión entre la Corriente de Portugal y la Corriente de Canarias indica que ésta última está tan sólo relacionada con la Corriente de las Azores, de manera que la Corriente de Portugal es la rama que alimenta el agua procedente del océano Atlántico que entre en el Mar Mediterráneo (Stramma, 1984a). Por otro lado, dan una visión de la variabilidad estacional de la Corriente de las Azores, según la cual en verano está más al norte y en invierno se desplaza hacia el sur. Asimismo, la rama intermedia que recircula hacia el sur aparece en su posición más oriental en invierno.

Durante la década de los 80 y los 90, la escuela francesa desarrolla de igual manera trabajos de investigación en el Atlántico Este basados también tanto en datos históricos como en datos que toman en diferentes campañas (Mercier y de Verdier, 1985; Mercier, 1986; Harvey y Arhan, 1988; Maillard y Käse, 1989; Arhan, 1990; Mercier *et al.*, 1993; Arhan *et al.*, 1994; Paillet y Arhan, 1996b,a) con los que acaban definiendo el esquema de circulación que aparece en la figura 1.8 (Paillet y Mercier, 1997).

Esta visión es esencialmente la misma que la plantada por la escuela alemana, aunque con matices que las diferencian. Por un lado, la Corriente de las Azores no es la única fuente de alimentación de la Corriente de Canarias, sino que se ve alimentada por varias



ramas procedentes de la llamada Corriente del Atlántico Norte, entre ellas la Corriente de Portugal. Por otro lado, la segunda de las ramas que presentaban los investigadores alemanes, en esta figura se ve dividida en cinco ramas, fruto de la mayor variabilidad detectada por estos investigadores.



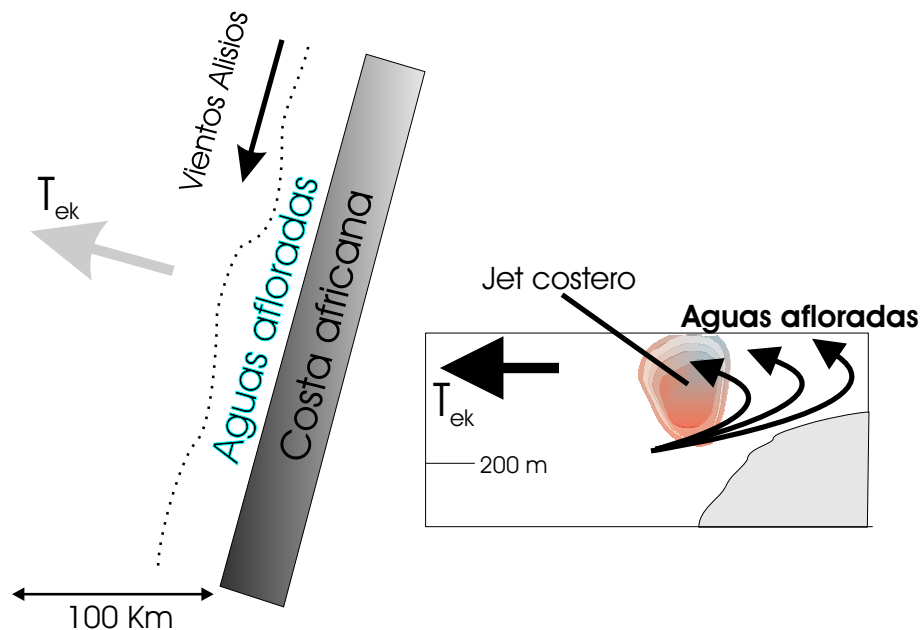
**Figura 1.8:** Circulación oceánica superficial en el Atlántico Norte, según Paillet y Mercier (1997). Valores indican transporte en Sv.

## 1.5. Afloramiento de aguas subsuperficiales

Además de la circulación de la Corriente de Canarias, en la Cuenca se da otro fenómeno a gran escala como es el afloramiento de aguas subsuperficiales en las cercanías de la costa africana. Este fenómeno oceanográfico, también conocido como *upwelling*, se produce por el paralelismo existente entre la dirección del viento dominante y la orientación de la costa continental (Fig. 1.9). En tales circunstancias, la Teoría de Ekman (Ekman, 1905) indica que se produce un transporte de las aguas superficiales hacia mar adentro, las cuales son reemplazadas por aguas subsuperficiales. Estas aguas de origen subsuperficial tienen unas condiciones físico-químicas diferentes como son menor temperatura, menor salinidad y mayor contenido en nutrientes, lo cual crea un gran contraste de estas propiedades entre las aguas cercanas a la costa y las aguas oceánicas.

En el panel izquierdo de la figura 1.9 se muestra un esquema de la región del afloramiento

africano en la latitud de Canarias. Los vientos Alisios soplan hacia el suroeste, paralelos al continente. Esto hace que en superficie, a lo largo de toda la costa sobre la que sopla el viento, se produzca un transporte neto de Ekman ( $T_{Ek}$ ) hacia el océano. En el panel derecho, donde se muestra la estructura vertical de las corrientes que se generan, se puede observar la advección de agua subsuperficial procedente de hasta 200 m de profundidad, para compensar el desalojo descrito en superficie.

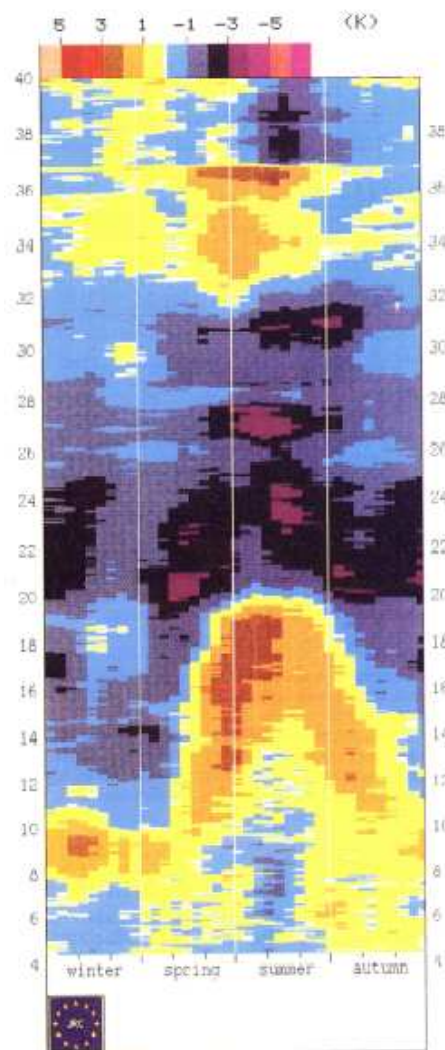


**Figura 1.9:** Esquema de los procesos físicos en la región con afloramiento de aguas subsuperficiales en la latitud de Canarias. En el panel izquierdo se relaciona el viento con el transporte de Ekman ( $T_{ek}$ ) que induce, así como con el afloramiento de aguas subsuperficiales. En el panel derecho se muestra un esquema de la circulación en las profundidades indicadas.

Sobre el frente generado entre aguas costeras y aguas oceánicas aparece el llamado *jet costero*, que es una corriente muy intensa dirigida hacia el ecuador. Los cabos de la costa africana (Ghir, Jubi, Bojador,...) rompen la continuidad de este jet, generando prolongaciones de agua aflorada hacia mar abierto, llamadas *filamentos de afloramiento*. Los filamentos frecuentemente alcanzan Fuerteventura y Lanzarote, pudiendo llegar incluso a Gran Canaria (Hernández-Guerra *et al.*, 1993; Davenport *et al.*, 1999).

En la figura 1.10 se muestra el *índice de afloramiento* calculado a partir de la información de temperatura superficial del mar (SST) desde 1981 hasta 1989. De esta figura se deduce que en la región de Cabo Bojador (27°N) y Cabo Ghir (31°N) el afloramiento se produce fundamentalmente en los meses de verano. El resto del año desaparece en Cabo Ghir y en Cabo Bojador es muy poco intenso. Esta estacionalidad del afloramiento depende de la estacionalidad de los vientos que lo generan. Los Alisios son más intensos en primavera y verano en la latitud de Canarias cuando el anticiclón de las Azores se coloca en su

posición más meridional, por lo que el afloramiento presenta su máximo desarrollo en estas estaciones de año. El resto del año el afloramiento está presente en latitudes inferiores, desapareciendo casi por completo de la región de Canarias. Esta desaparición se denomina *relajación del afloramiento* y durante este periodo, especialmente marcado en invierno, desaparecen las características del afloramiento vistas anteriormente. Esta relajación es también una característica común con otras regiones de afloramiento como California (Send *et al.*, 1987; Send, 1989).



**Figura 1.10:** Variabilidad espacio temporal de la intensidad del afloramiento a lo largo de la costa africana (Nykjaer y VanCamp, 1994).

La advección de agua subsuperficial desde el fondo rica en nutrientes hasta la zona fótica del océano hace que se potencie enormemente la producción primaria en las regiones de afloramiento. Consecuentemente, la cadena trófica asociada se ve también favorecida y de esta manera se explica por qué las regiones de afloramiento son zonas de una gran producción pesquera.

Por la riqueza de procesos asociados al afloramiento, éste ha sido de gran interés social, económico y científico desde los años 60, con múltiples investigaciones sobre sus condiciones físico-químicas y dinámicas (Wooster y Reid, 1963; Hughes y Barton, 1974; Johnson *et al.*, 1975; Mittelstaedt, 1975; Wooster *et al.*, 1976; Barton, 1977; Mittelstaedt, 1981, 1982, 1983, 1989, 1991). Las nuevas tecnologías han hecho posible el estudio del afloramiento desde el espacio. La instalación de sensores de temperatura (AVHRR, Radiómetro avanzado de muy alta resolución, *Advanced Very High Resolution Radiometer*) y de color (CZCS –Escáner de color de la zona costera, *Coastal Zone Color Scanner*– y SeaWiFS –Sensor que observa el mar con un amplio campo de visión, *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*–) de la superficie del océano en satélites ha posibilitado llevar a cabo estudios del afloramiento de la costa africana a mayor escala tanto espacial como temporal (VanCamp *et al.*, 1991; Hernández-Guerra *et al.*, 1993; Nykjaer y VanCamp, 1994; Hagen *et al.*, 1996; Hernández-Guerra y Nykjaer, 1997; Pacheco y Hernández-Guerra, 1999; Hagen, 2001; Davenport *et al.*, 2002; Neuer *et al.*, 2002). Hay que aclarar que por medio de los sensores de color de la superficie del mar se pueden identificar fenómenos que introduzcan variaciones en esta propiedad del océano. El desarrollo de organismos fotosintéticos debido a la dinámica del afloramiento permite que desde el espacio puedan detectarse claramente las manchas verdes relacionadas con los pigmentos fotosintéticos del fitoplancton.

El afloramiento es un fenómeno que también acarrea sus consecuencias negativas para las islas, especialmente para Lanzarote y Fuerteventura. El aire tiene más capacidad para contener vapor de agua cuanto mayor sea su temperatura. En las zonas de afloramiento, el aire en contacto con el océano se enfría mucho más que en otras regiones, perdiendo de esta manera capacidad para contener vapor de agua en su interior. Por tanto, el aire acaba teniendo una baja humedad, lo que se traduce en sequedad para las zonas próximas a los afloramientos oceánicos, dando incluso lugar a la aparición de desiertos como el de Simpson (Australia), Atacama (Sur América), Namibia (Sudáfrica), California (Estados Unidos) y el Sáhara (Marruecos). Esto, unido a la formación de afloramientos locales en la costa oeste de Lanzarote y Fuerteventura así como a su baja orografía, hace que Lanzarote y Fuerteventura sean tan diferentes a las demás Islas Canarias.

## 1.6. Modelo Inverso

La teoría física sobre la que se sustentan las expresiones que permiten llevar a cabo los cálculos de velocidad en el océano imponen una limitación que ha supuesto un grave problema para los oceanógrafos físicos. Según estas expresiones, llamadas de viento térmico o de flujo baroclínico (Sección 2.2.1), podremos conocer la variación de la velocidad horizontal en la vertical, sin que podamos conocer los valores absolutos de velocidad geostrofica de forma directa.

Para intentar solucionar este problema, varios han sido los caminos tomados a lo largo del pasado siglo partiendo de diferentes aproximaciones. Una de ellas fue suponer la existencia de una velocidad cero en un nivel de referencia suficientemente profundo, 2000–3000 *m*, lo cual permitiese estudiar la circulación superficial de manera cuantitativa. Así, Wüst (1935) y Defant (1941) hicieron uso de la información tomada durante la expedición del Meteor entre los años 1925 y 1927 para establecer los primeros esquemas de circulación oceánica del océano Atlántico, partiendo de suposiciones diferentes en sus cálculos. La idea de Wüst fue suponer que las masas de agua se mueven en capas, con lo que planteó que entre dos capas que se muevan en sentido contrario debe haber un lugar en el que la velocidad se anule, estableciendo ahí un nivel de no movimiento. Esta idea ha llegado hasta nuestros días y sigue siendo de las aproximaciones más frecuentes para estimar velocidades geostroóficas (Hernández-Guerra *et al.*, 2001, 2002). En cambio, Defant colocó su nivel de referencia en una profundidad a la cual la variación de la velocidad con la vertical fuese mínima, lo que hace que las velocidades obtenidas no dependan considerablemente de la elección del nivel de referencia, siempre que éste se encuentre en dicha región. Hidaka (1940a,b), contemporáneo de los anteriores, fue el primero en introducir la idea de conservación de masa y otras propiedades en un volumen cerrado, condición con la cual se podría conocer la velocidad en el nivel de referencia que satisfaga esa conservación de propiedades. Aunque su idea es aceptable, formuló erróneamente el problema al no tener en cuenta que trabajaba con medidas que contienen ruido, lo que acabó descartando su planteamiento.

Hasta entonces se había mostrado interés, fundamentalmente, en la circulación superficial. Los estudios de circulación profunda tenían el inconveniente de que la adquisición de datos era muy costosa, en tiempo y dinero, además de que los métodos para calcular transportes hacían suposiciones que impedían dar valores de transporte aceptables en capas profundas: los errores en el nivel de referencia no tienen demasiada importancia en la circulación superficial, pero sí la tienen en la circulación profunda. Worthington (1976) comenzó a interesarse por la circulación en capas profundas, combinando geostrofia con conservación de propiedades (masa, sal, calor, etc.). Se encontró con problemas para establecer esquemas de circulación válidos y la solución que planteó en su trabajo fue negar la geostrofia. Esta fue una solución muy drástica teniendo en cuenta que la geostrofia está derivada directamente de la Segunda Ley de Newton, lo cual poco a poco ha hecho perder peso a sus resultados. También a finales de los 70, Stommel y Schott (1977) propusieron su método, conocido como la espiral- $\beta$ , el cual combina información de conservación de propiedades con las ecuaciones de viento térmico.

En los 80 aparecieron más procedimientos relevantes con el mismo objetivo que los anteriores. Por su amplia aplicación en la Cuenca de Canarias, merece especial mención el descrito por Fiadeiro y Veronis (1982), según el cual se toma como nivel de referencia aquel en el que más se ajusten los transportes geostroóficos en una caja cerrada. Los avances

tecnológicos de los últimos años han dado lugar a la aparición de instrumentos que ayudan a resolver este problema, como es el caso de los perfiladores de velocidad acústicos (ADCPs); estos sensores miden la velocidad en toda la columna de agua de manera que, ajustando ese perfil real al perfil baroclínico, se puede estimar la velocidad geostrofica en el nivel de referencia (Joyce *et al.*, 1986; Bingham y Talley, 1991; Joyce *et al.*, 2001).

Los modelos inversos *de caja* supusieron a finales de los 70 una alternativa para resolver el llamado problema clásico de la oceanografía física: determinar las velocidades en el nivel de referencia a partir de medidas tomadas desde un barco. Wunsch (1977) fue el primero en aplicar los modelos inversos para abordar dicho problema, técnica aplicada con anterioridad para conocer la densidad en el interior de la Tierra. Roemmich (1980) da una descripción breve pero muy concisa de los modelos inversos: “un modelo inverso proporciona la velocidad en el nivel de referencia para cálculos geostrofos, que sean consistentes con la hipótesis de conservación de masa y sal en un océano multicapa”.

Probablemente, de todos los métodos y aproximaciones citados con anterioridad los más trascendentes fueron los introducidos por Wunsch (Wunsch, 1977) y Stommel (Stommel y Schott, 1977). Killworth y Bigg (1988) compararon los resultados sobre circulación oceánica en diferentes partes del Atlántico norte tras aplicar tres métodos inversos: los modelos inversos de caja, la espiral- $\beta$  y el de Bernouilli, este último definido por Bigg (1986). Aplican cada uno de estos tres métodos a varias regiones con diferentes condiciones oceanográficas y comparan los resultados con un modelo de circulación global. Una de esas regiones en las que centran su estudio es, precisamente, el Atlántico este. De las conclusiones de su trabajo destaca la que establece que el mejor método en el Atlántico este es el modelo inverso de caja, siendo además la región en la que mejores resultados presenta este método inverso.

A lo largo de la década de los 80 y de los 90 se fue mejorando la técnica, hasta permitir la incorporación de calor y nutrientes (Wunsch, 1983, 1985), flujo de agua dulce (Fu, 1986), tritio (Memery y Wunsch, 1990), oxígeno (Rintoul y Wunsch, 1991) y datos de correntímetros Martel y Wunsch (1993). De esta manera, se ha ido aplicando desde una escala de cuenca (Fu, 1981; Wunsch y Grant, 1982; Wunsch, 1983, 1984; Roemmich y Wunsch, 1985; Fu, 1986; Rintoul y Wunsch, 1991; Vanicek y Siedler, 2002; Isachsen, 2003) hasta modelos de circulación global (Macdonald y Wunsch, 1996; Macdonald, 1998; Ganachaud, 2003).

## 1.7. Motivación

La Corriente de Canarias es el objetivo principal de estudio del presente trabajo, ya que éste se deriva de un esfuerzo sin precedentes en el que se ha tomado datos específicamente para estudiarla. Gracias a esto, se ha podido disponer de una base de datos de gran calidad, adquirida recientemente, que cubre la totalidad la región al norte de Canarias. A ésta se

aplicará un modelo inverso de cajas, una de las técnicas más vanguardistas empleadas en oceanografía física para conocer el movimiento de las masas de agua.

Así, los resultados obtenidos se convierten en una novedosa contribución regional a los estudios de circulación oceánica, una vez han sido establecidas las características globales de la misma (Macdonald y Wunsch, 1996; Macdonald, 1998; Ganachaud, 1999, 2003).

## Capítulo 2

# Datos y Modelo Inverso

### 2.1. Datos

#### 2.1.1. Datos hidrográficos

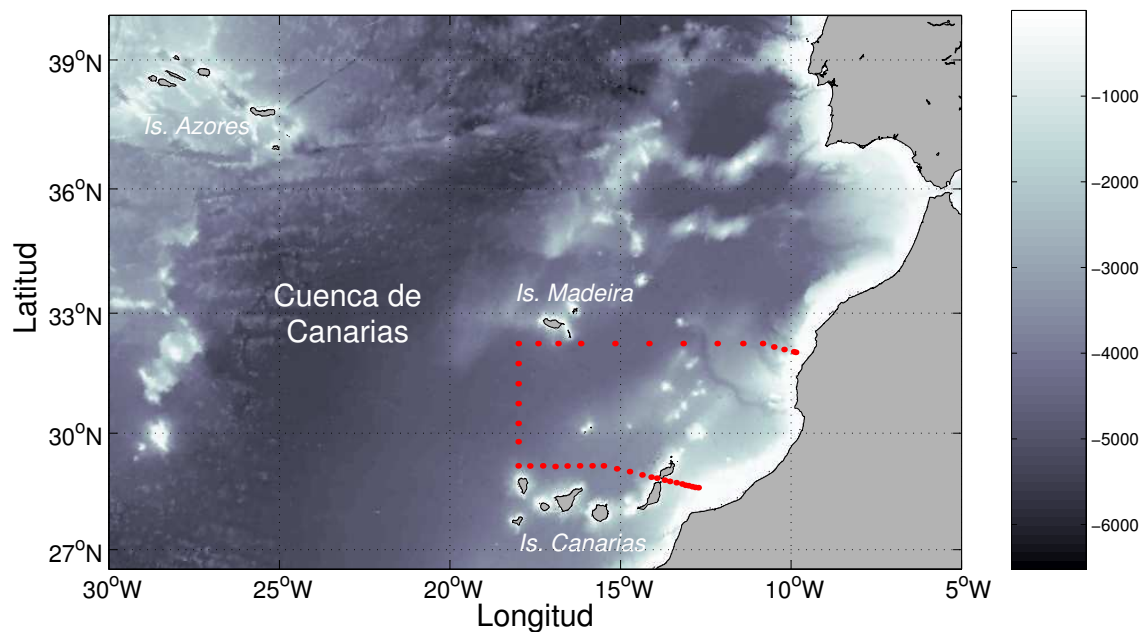
Los datos hidrográficos fueron adquiridos durante los años 1997 y 1998, a lo largo de cuatro campañas llevadas a cabo en cada una de las estaciones del año (Tabla 2.1). Estas campañas tuvieron lugar en el marco del proyecto de la Unión Europea CANIGO (Canary Islands Azores Gibraltar Observations, Parrilla *et al.* (2002)) y se encuadran en el sureste de la región estudiada por dicho proyecto (Figura 2.1).

Se realizaron medidas en toda la columna de agua en dos transectos zonales, aproximadamente a 32°N y a 29°N, y en un transecto meridional, a 18°O, con lo que se obtuvo una caja cerrada con el continente africano como límite al este. La distancia entre las estaciones fue variable, de unos 40 *km* en el transecto sur, unos 60 *km* en el oeste y hasta 120 *km* en el transecto norte. En las zonas en las que el fondo presentaba una cierta pendiente, como en el talud continental o insular, la resolución se incrementó hasta unos 14 *km* para

**Tabla 2.1:** Fechas en las que se realizaron cada una de las campañas de adquisición de datos, así como el número de estaciones por transecto en cada una de ellas.

| Campañas            | Fechas                 | Número de estaciones |       |     |       |
|---------------------|------------------------|----------------------|-------|-----|-------|
|                     |                        | Norte                | Oeste | Sur | Total |
| <i>Meteor 37</i>    | 7-20 Enero 1997        | 16                   | 7     | 23  | 44    |
| <i>Poseidon 233</i> | 7-18 Septiembre 1997   | 16                   | 7     | 24  | 45    |
| <i>Poseidon 237</i> | 3-14 Abril 1998        | 14                   | 7     | 26  | 45    |
| <i>Meteor 42</i>    | 27 Junio/12 Julio 1998 | 16                   | 8     | 28  | 50    |
| <i>Media</i>        | -                      | 14                   | 7     | 21  | 40    |





**Figura 2.1:** Región estudiada por el proyecto CANIGO. En rojo se indican las posiciones medias en las que se realizaron las medidas hidrográficas.

no perder información en el fondo.

La temperatura y conductividad se midió con un CTD MKIIB fabricado por Neil Brown Instruments, que también registró datos de oxígeno y fluorescencia. Además, se tomaron datos de salinidad, oxígeno, nutrientes, clorofila y plancton con una roseta de 24 botellas, cada una de éstas con una capacidad para 10 l (los datos de nutrientes no han sido utilizados en este trabajo). Las campañas de adquisición de datos están descritas con detalle en los informes de Knoll *et al.* (1998) y Wefer y Müller (1998). La posición del barco fue fijada combinando un receptor de GPS (Global Positioning System) con un receptor de la constelación rusa GLONASS (GLObal Navigation Satellite System), consiguiendo una precisión superior a 20 m.

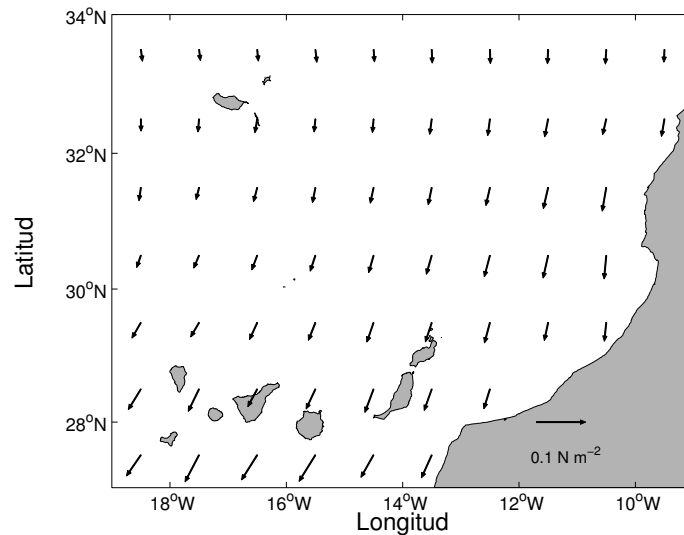
La primera de las campañas de adquisición de datos fue la Meteor 37. En las tres campañas siguientes, Poseidon 233, Poseidon 237 y Meteor 42, se repitieron las mismas posiciones para las estaciones (en alguna de las campañas hubo mayor disponibilidad de tiempo de barco y se hicieron medidas en algunas localizaciones más). Esto permitió que se calculase una campaña *Media*, compuesta por los perfiles medios de temperatura y salinidad de las cuatro campañas en aquellas estaciones en las que se dispuso de información común a las cuatro.

Una variable fundamental en este trabajo es la **densidad neutral**, empleada como medida de densidad en el océano (Jackett y McDougall, 1997). Esta variable,  $\gamma_n$ , se ha utilizado como nivel de referencia en los cálculos geostróficos y como interfase entre las

capas en las que se divide el océano. La densidad neutral no necesita múltiples niveles a los que referirla, lo que supone una ventaja sobre la densidad potencial tradicionalmente utilizada en estos cálculos.

### 2.1.2. Datos de esfuerzo del viento

Los datos del esfuerzo del viento ( $\vec{\tau}$ ) se calcularon a partir de la rugosidad del mar medida por el sensor AMI (Active Microwave Instrument) instalado a bordo del satélite ERS-1 (Earth Remote-sensing Satellite), tal como queda descrito en el manual de usuario (MeteoFrance, 1999). Al tratarse de un sensor activo, las nubes y la luz del sol no son un problema para la correcta adquisición de información de viento sobre la superficie del mar.



**Figura 2.2:** Campo medio anual de esfuerzo del viento.

Los valores de esfuerzo del viento están referidos a una altura de 10 *m* sobre la superficie del mar, con una resolución espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$ .

En la figura 2.2 se muestra el campo medio anual del esfuerzo del viento. Describe una trayectoria ligeramente anticiclónica, por el efecto que tiene el anticiclón de las Azores en la Cuenca de Canarias. En cuanto a su intensidad, el esfuerzo del viento aumenta ligeramente hacia la costa africana y hacia el sur de Canarias.

### 2.1.3. Datos de satélite

Los datos de temperatura de la superficie del mar fueron tomados por el sensor AVHRR, instalado en el satélite NOAA-14. Los datos de la distribución de clorofila superficial fueron tomados por el sensor SeaWiFS, instalado en el satélite SeaStar. Esta información fue recibida y procesada en la estación de recepción y procesamiento de la Universidad de Las

Palmas de Gran Canaria (Cárdenes, 2001; Eugenio, 2000; Eugenio *et al.*, 2001)

#### 2.1.4. Datos climatológicos

Los datos climatológicos utilizados en este trabajo son:

- intercambio de calor entre la atmósfera y el océano,
- flujo de agua dulce,
- temperatura y salinidad de la columna de agua.

Los valores estacionales de intercambio de calor atmósfera-océano se han extraído de las bases de datos SOC (Josey *et al.*, 1998), OBERHUBER (Oberhuber, 1988), DASILVA SMD94 (da Silva *et al.*, 1994) y OSUSFC (Esbensen y Kushnir, 1981). De las tres primeras se han obtenido también datos de la variabilidad estacional del flujo de agua dulce. La resolución espacial de estas bases de datos es notablemente diferente, como se observa en la figura 2.3. Así, varía desde los  $6^\circ \times 6^\circ$  para la OSUSFC hasta  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  de la DASILVA, pasando por los  $1^\circ \times 1^\circ$  de la SOC y los  $2^\circ \times 2^\circ$  de la OBERHUBER.

Los datos de temperatura y salinidad en la columna de agua se han extraído de la base de datos de Levitus (Levitus y Boyer, 1994). La resolución horizontal de esta base de datos es de  $1^\circ \times 1^\circ$ , mientras que en la vertical se dan los valores correspondientes 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, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 y 4500 m).

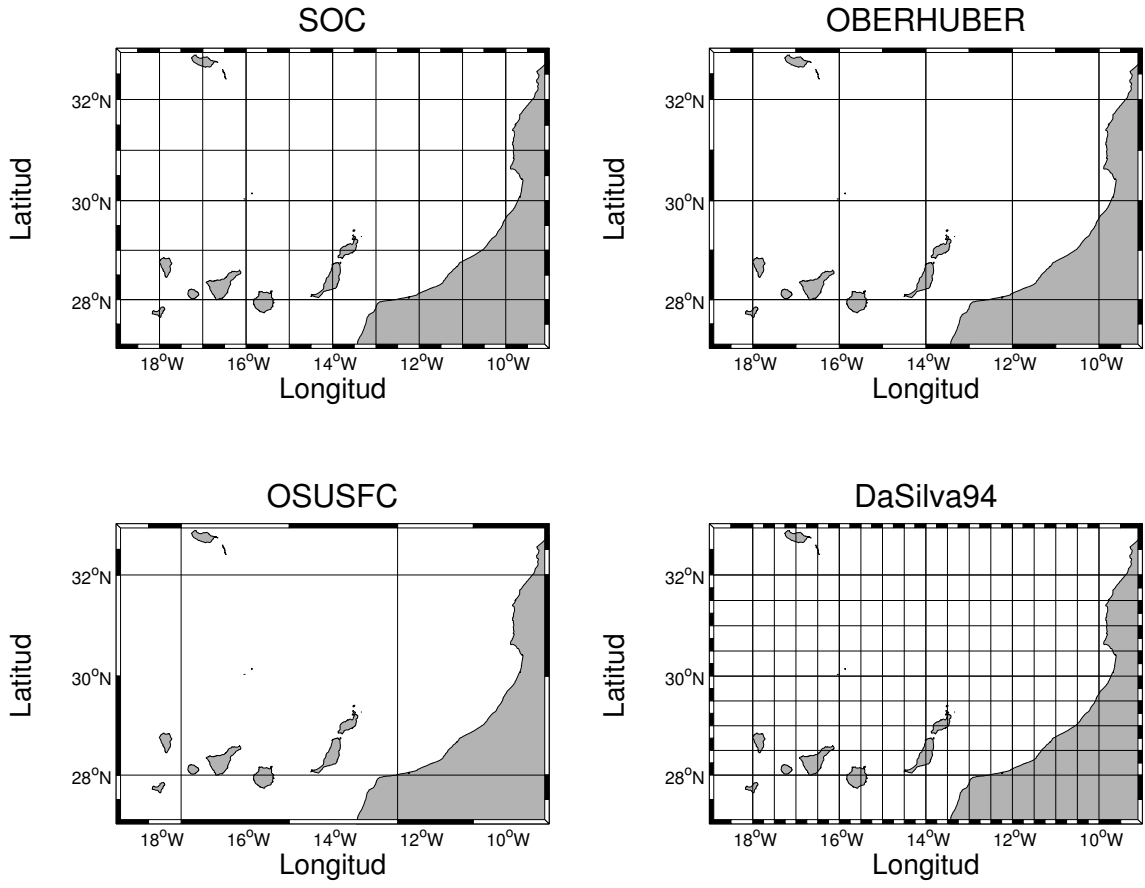
#### 2.1.5. Datos de batimetría

Los datos de batimetría presentados en este trabajo se recogen en la base de datos de Smith-Sandwell (Smith y Sandwell, 1994, 1997). Cuenta con la información de las ecosondas situadas en diversos barcos, completada con la información de altímetros instalados en los satélites ERS-1/2, Geosat y Topex/Poseidon, en aquellas regiones en las que la información de las ecosondas fuese insuficiente o deficiente. Esta base de datos tiene una resolución espacial de 2 minutos en la proyección Mercator.

## 2.2. Modelo Inverso

### 2.2.1. Velocidad geostrófica y transporte geostrófico

El océano es, al igual que la atmósfera, un fluido geofísico, es decir, un fluido estratificado a gran escala bajo la influencia de la rotación de La Tierra. Las expresiones que nos permiten



**Figura 2.3:** Resolución espacial de las bases de datos climatológicas.

estudiar su movimiento son las siguientes:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2.2)$$

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = k \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} \quad (2.5)$$

donde:

- $\rho_0$  es la densidad media del océano, ( $1026 \text{ kg m}^{-3}$ ),
- $g$  es la aceleración de la gravedad, ( $m \text{ s}^{-2}$ ),
- $\nu$  es el coeficiente de viscosidad cinemática del agua de mar, ( $m^2 \text{ s}^{-1}$ ),
- $k$  es el coeficiente de difusión turbulenta, ( $m^2 \text{ s}^{-1}$ ),

- $u$ ,  $v$  y  $w$  son las componentes zonal, meridional y vertical de la velocidad, ( $m s^{-1}$ ),
- $p$  es la presión, ( $Pa$ ),
- $\rho$  es la densidad del agua de mar, ( $kg m^{-3}$ ),
- $f$  es el parámetro de Coriolis, ( $s^{-1}$ ), dado por  $2\Omega \sin \theta$ , siendo  $\Omega$  la velocidad angular de rotación de la Tierra, ( $7.29 \cdot 10^{-5} s^{-1}$ ), y  $\theta$  la latitud.

Para la obtención de las tres primeras expresiones se ha partido de la segunda ley de Newton aplicada a un sistema en rotación, se ha realizado la aproximación de Boussinesq y se ha hecho un análisis de escala para simplificar el sistema de ecuaciones resultante (para más detalles, ver Cushman-Roisin, 1994).

Si suponemos que ese fluido geofísico se encuentra en estado estacionario, en balance hidrostático, que es despreciable la fricción y que es muy importante la rotación del sistema, las ecuaciones (2.1), (2.2) y (2.3) pasan a ser:

$$fv = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.6)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.8)$$

Las expresiones (2.6) y (2.7) representan un equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza originada por el gradiente horizontal de presiones, y son conocidas como ecuaciones geostróficas. Se trata de una relación que no contiene información sobre el mecanismo que produce el flujo, pero es válida para hacer un diagnóstico del mismo en prácticamente todo el océano, de ahí su importancia.

Tomando la derivada en  $z$  de las expresiones (2.6) y (2.7), tenemos:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial p}{\partial x} \right) \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial p}{\partial y} \right) \quad (2.10)$$

que, teniendo en cuenta que  $x$  e  $y$  son independientes de  $z$ , pueden escribirse como:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial p}{\partial z} \right) \quad (2.11)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial p}{\partial z} \right) \quad (2.12)$$

Introduciendo la expresión (2.8) en (2.11) y (2.12), pasan a ser:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial(-\rho g)}{\partial x} \quad (2.13)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial(-\rho g)}{\partial y} \quad (2.14)$$

que finalmente podemos escribir como:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (2.15)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad (2.16)$$

Estas expresiones (2.15) y (2.16) son llamadas ecuaciones de *viento térmico* o de *flujo baroclínico* y serán empleadas para conocer el cizallamiento vertical de la velocidad geostrofica en el océano.

A partir de las velocidades geostroficas se pueden obtener valores de transporte geostrofico, al multiplicar esa velocidad por la densidad de una parcela de agua y el área cubierta por ésta. Para tener el transporte de cada masa de agua, dividimos el océano en distintas capas. Esta división generalmente introduce un número muy bajo de capas y se opta por dividir, a su vez, las capas que definen una masa de agua en subcapas. Las capas se definen en función de los valores de  $\gamma_n$  de las interfases superior e inferior (Tabla 2.2). En este estudio se ha tomado la definición de capas establecida por Ganachaud (1999, 2003), tomada a su vez de Macdonald (1998) para el Atlántico norte, por ser un trabajo que se ha convertido en un texto de referencia, ya que ha aplicado un modelo inverso a escala global haciendo uso de los datos tomados durante el proyecto internacional WOCE (World Ocean Circulation Experiment).

### 2.2.2. Teoría del modelado inverso

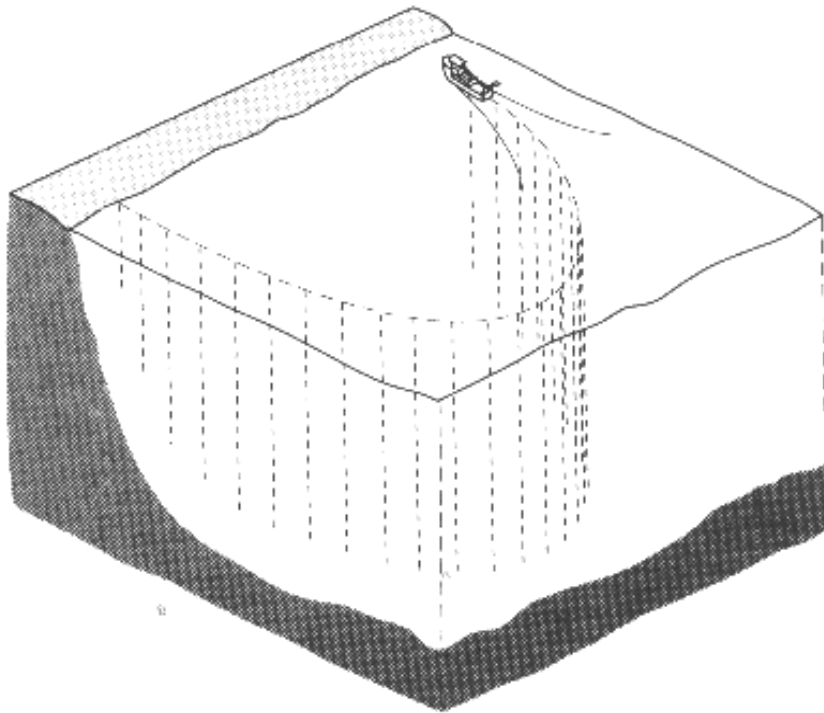
Si se integra la ecuación de viento térmico para una sección zonal, se comprueba que la velocidad geostrofica se puede definir como la suma de dos componentes, una que varía con la presión o profundidad (*baroclínica*) y otra constante en profundidad:

$$v_g(x, z) = -\frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0(x)}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + b(x) \quad (2.17)$$

donde las  $b(x)$  son llamadas *velocidades en el nivel de referencia*. La integral en la vertical de las ecuaciones de viento térmico puede evaluarse a partir de los datos de temperatura y salinidad medidos en una campaña oceanográfica, mientras que el objetivo del modelo inverso es obtener las velocidades en el nivel de referencia.

**Tabla 2.2:** Capas en las que se divide la columna de agua para calcular transportes geostróficos.

| Capa | Interfases ( $\gamma_n$ ) | Masa de agua |
|------|---------------------------|--------------|
| 1    | Superficie-26.56          | NACW         |
| 2    | 26.56–26.85               |              |
| 3    | 26.85–27.162              |              |
| 4    | 27.162–27.38              |              |
| 5    | 27.38–27.62               | AAIW-MW      |
| 6    | 27.62–27.82               |              |
| 7    | 27.82–27.922              |              |
| 8    | 27.922–27.975             | NADW         |
| 9    | 27.975–28.008             |              |
| 10   | 28.008–28.044             |              |
| 11   | 28.044–28.072             |              |
| 12   | 28.072–28.0986            |              |
| 13   | 28.0986–28.107            |              |
| 14   | 28.107–Fondo              |              |

**Figura 2.4:** Esquema del volumen cerrado o 'caja' formada entre las medidas hidrográficas y la costa.

Según la teoría de los modelos inversos, para describir la circulación oceánica en un área concreto como el mostrado en la Fig. 2.4, hemos de aceptar las siguientes suposiciones (Wunsch, 1977; Wunsch y Grant, 1982; Wunsch, 1996; Ganachaud, 1999, 2003):

1. Geostrofia y balance hidrostático,
2. conservación de masa y de otras propiedades con fuentes y sumideros conocidos,
3. los datos son suficientemente sinópticos.

La cantidad neta de fluido moviéndose hacia el interior y hacia el exterior de esta superficie cerrada viene dada por la siguiente expresión:

$$\iint_S \rho \vec{v}_g \cdot d\vec{S} = 0 \quad (2.18)$$

siendo

- $\rho$  la densidad ( $kg\ m^{-3}$ ) de la parcela de agua que fluye con velocidad geostrofica  $\vec{v}_g$  ( $m\ s^{-1}$ ) y
- $\rho \vec{v}_g$  el flujo de masa ( $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$ ) a través del área infinitesimal  $dS(m^2)$ , representada por su vector unitario  $d\vec{S}$ .

Si, tal y como hemos descrito, consideramos la velocidad geostrofica como la suma de dos componentes, una baroclínica ( $v_r$ ) y otra en el nivel de referencia ( $b$ ), la expresión (2.18) puede escribirse como:

$$\iint_S \rho(x, z) (v_r(x, z) + b(x)) dS(x, z) = 0$$

donde se toma la componente de la velocidad paralela al vector  $d\vec{S}$  y se trabaja, a modo de ejemplo, en un transecto zonal. La componente baroclínica de la velocidad se obtiene aplicando las ecuaciones de viento térmico (2.15) y (2.16).

Hemos de tener en cuenta que hemos tomado medidas sólo en determinadas estaciones ( $N+1$ ) de la frontera de ese volumen (Fig. 2.4), y que vamos a dividir la columna de agua en  $Q$  capas, de manera que la expresión anterior pasa a ser:

$$\sum_{j=1}^N \sum_{q=1}^Q \rho_{jq} (v_{r_{jq}} + b_j) \Delta a_{jq} \approx 0$$

donde el subíndice  $j$  indica el par de estaciones y  $q$  indica la capa. El resultado de esa doble sumatoria no es exactamente cero debido al ruido provocado por la presencia de remolinos



mesoescalares, ondas internas, *aliasing*, etc. Reescribiendo esta ecuación teniendo en cuenta que  $b$  es constante en profundidad llegamos a:

$$\sum_{j=1}^N \sum_{q=1}^Q \rho_{jq} b_j \Delta a_{jq} \approx - \sum_{j=1}^N \sum_{q=1}^Q \rho_{jq} v_{r_{jq}} \Delta a_{jq}$$

que para cada capa podría escribirse como

$$\sum_{j=1}^N \rho_{jq} b_j \Delta a_{jq} \approx - \sum_{j=1}^N \rho_{jq} v_{r_{jq}} \Delta a_{jq} \quad q = 1, 2, \dots, Q$$

Las únicas incógnitas que tenemos en esta expresión son las velocidades en el nivel de referencia,  $b_j$ , de manera que podemos escribir esta expresión en cada capa como sigue:

$$\sum_{j=1}^N e_{jq} b_j + n_q = y_q \quad q = 1, 2, \dots, Q \quad (2.19)$$

siendo

- $e_{jq} = \rho_{jq} \Delta a_{jq}$
- $y_q = - \sum_{j=1}^N \rho_{jq} v_{r_{jq}} \Delta a_{jq}$
- $n_q$  es el término que recoge el error debido al ruido en cada capa.

Por tanto, el conjunto de todas las ecuaciones para todas las capas puede sintetizarse como

$$\boxed{Ex + n = y} \quad (2.20)$$

siendo  $x$  un vector  $N \times 1$  que contiene las velocidades desconocidas en el nivel de referencia,  $E$  la matriz de los coeficientes, con tamaño  $Q \times N$ ,  $n$  es un vector  $Q \times 1$  que considera el ruido, e  $y$  da cuenta de la componente baroclina de los transportes geostroficados en cada capa, de dimensiones  $Q \times 1$ .

En el sistema se introduce una ecuación adicional que establece que la masa se conserva en toda la caja, sin considerar la división de la columna de agua en capas. Los términos de la matriz  $E$  correspondientes a esta ecuación de *conservación de masa total* vienen dados por la suma en cada par de estaciones:

$$e_{t_j} = \sum_{q=1}^Q e_{jq} \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (2.21)$$

mientras que el término correspondiente a la componente baroclina de los transportes geostroficados viene dada por

$$y_t = \sum_{q=1}^Q y_q \quad (2.22)$$

Es especialmente útil ver la forma que van tomando las matrices que forman parte de este modelo en la Matriz 2.1. Nótese que la última fila introducida en la matriz  $E$  corresponde con los términos de la ecuación de conservación de masa total, así como el último valor de transporte introducido en la matriz  $y$ .

$$\begin{pmatrix} e_{11} & e_{12} & \dots & e_{1n} \\ e_{21} & e_{22} & \dots & e_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ e_{q1} & e_{q2} & \dots & e_{qn} \\ e_{t1} & e_{t2} & \dots & e_{tn} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_q \\ y_t \end{pmatrix}$$

Matrices 2.1: Matrices que aparecen en el sistema 2.20.

Este sistema de ecuaciones es indeterminado ya que, generalmente, no podremos encontrar tantas ecuaciones como incógnitas tenemos. Además, la aplicación del modelo inverso queda justificada debido a que estamos trabajando con datos que presentan ruido.

Hasta ahora sólo se ha considerado la conservación de masa y las ecuaciones de viento térmico como información para determinar la circulación oceánica. Los modelos inversos permiten hacer uso de otra información como son la conservación de sal y calor (Sección 2.2.3), los flujos diapícnos (Sección 2.2.4), el transporte de Ekman (Sección 2.2.5) y el flujo de agua dulce (Sección 2.2.6).

### 2.2.3. Conservación de sal y calor. Términos de anomalía.

Como se ha comentado, los modelos inversos permiten introducir la conservación de sal, calor y otras propiedades. En el presente trabajo se ha hecho uso de la conservación de sal y de calor. Ahora bien, el ruido en las ecuaciones de conservación de masa es superior a la información que dan las ecuaciones de conservación de los trazadores, por lo que estas ecuaciones son introducidas en el modelo como anomalía de los mismos (anomalía de sal, de calor, etc.), consiguiendo así que se aporte nueva información al modelo. Estas ecuaciones de anomalía se construyen sustrayendo de las ecuaciones de conservación de los trazadores la información que da las ecuaciones de conservación de la masa.

A modo de ejemplo, se muestra el cálculo para la obtención de las ecuaciones de transporte de anomalía de sal en una sección zonal. Las expresiones (2.23) y (2.24) dan cuenta de la conservación de masa y sal en una capa dada, respectivamente:

$$T_M = \iint (\rho v(x, z) + n_v(x, z)) dx dz \quad (2.23)$$

$$\begin{aligned}
T_S &= S \times T_M = \iint (\rho v(x, z) S(x, z) + n_v(x, z) S(x, z)) dx dz = \\
T_S &= \iint (\rho v(x, z) S(x, z) + n_{vs}(x, z)) dx dz
\end{aligned} \tag{2.24}$$

siendo  $T_M$  el transporte de masa,  $T_S$  el transporte de sal,  $S$  la salinidad,  $n_v$  el ruido en el transporte de masa y  $n_{vs}$  el ruido en el transporte de sal. Según lo expuesto en el párrafo anterior, el transporte de la anomalía de sal,  $T_{S'}$ , viene dado por (2.24)– $\overline{S_c} \times$  (2.23), donde  $\overline{S_c}$  es la salinidad media en una capa. Esto es:

$$\begin{aligned}
T_{S'} &= T_S - \overline{S_c} \times T_M = \\
&= \iint (\rho v(x, z) S(x, z) + n_{vs}(x, z)) dx dz - \overline{S_c} \iint (\rho v(x, z) + n_v(x, z)) dx dz
\end{aligned} \tag{2.25}$$

Desarrollando y reordenando tenemos:

$$\begin{aligned}
T_{S'} &= \iint \rho v(x, z) S(x, z) dx dz - \overline{S_c} \iint \rho v(x, z) dx dz + \\
&+ \iint n_{vs}(x, z) dx dz - \overline{S_c} \iint n_v(x, z) dx dz = \\
&= \iint \rho v(x, z) (S(x, z) - \overline{S_c}) dx dz + \iint (S(x, z) n_v(x, z) - \overline{S_c} n_v(x, z)) dx dz = \\
&= \iint \rho v(x, z) (S(x, z) - \overline{S_c}) dx dz + \iint (S(x, z) - \overline{S_c}) n_v(x, z) dx dz = \\
&= \iint \rho v(x, z) S'(x, z) dx dz + \iint S'(x, z) n_v(x, z) dx dz
\end{aligned}$$

siendo  $S'$  la anomalía de salinidad, definida como  $S - \overline{S_c}$ . Finalmente, si definimos el ruido de la anomalía de salinidad como

$$n'_s(x, z) = S'(x, z) n_v(x, z)$$

se llega a la expresión para el cálculo de la conservación de anomalía de sal:

$$T_{S'} = \iint (\rho v(x, z) S'(x, z) + n'_s(x, z)) dx dz \tag{2.26}$$

en la que se recoge el error debido al transporte de anomalía de sal con la variable  $n'_s$ . Es una expresión análoga a la que se tenía para el caso de la conservación de la sal, sustituyendo la salinidad por su anomalía. La anomalía de salinidad es una variable que da la misma información que la salinidad, en cuanto a la distribución de las masas de agua en la región de estudio, con la ventaja de ser una magnitud que introduce en el sistema información independiente a la aportada por la masa.

Partiendo de la expresión (2.26) y haciendo un desarrollo análogo al mostrado entre las expresiones (2.18) y (2.20), llegamos a que:

$$\blacksquare e_{sjq} = \rho_{jq} S'_{jq} \Delta a_{jq}$$

$$\blacksquare y_{s_q} = - \sum_{j=1}^N \rho_{jq} S'_{jq} v_{r,jq} \Delta a_{jq}$$

lo que nos permite expresar la ecuación (2.26) en los mismos términos que la (2.19). De esta manera, podemos introducir las ecuaciones de anomalía de sal en el sistema de ecuaciones de conservación de masa (2.20), teniendo un nuevo sistema que puede ser representado por esa misma expresión.

Al igual que para la conservación de masa, para la anomalía de salinidad también se introduce la ecuación de conservación de anomalía de sal total haciendo uso de las expresiones (2.21) y (2.22) considerando, obviamente, sólo las ecuaciones correspondientes a la anomalía de sal.

Para las ecuaciones de conservación de anomalía de calor no se han tenido en cuenta las primeras capas, ya que éstas están influenciadas por el intercambio de calor con la atmósfera y, por tanto, son capas en las que no podemos considerar que el calor se conserve. El desarrollo para la formulación de las ecuaciones de conservación de anomalía de calor es similar al de la anomalía de salinidad, aunque en este caso no se introduce ecuación de anomalía de calor total.

Tras considerar las ecuaciones de conservación de anomalía de sal y de calor, el sistema representado por las matrices 2.1 se incrementa para pasar a ser el mostrado por las matrices 2.2. Es un sistema que sigue teniendo las mismas incógnitas,  $b_j$ , aunque se dispone de más información para su resolución.

$$\begin{pmatrix} e_{11} & e_{12} & \dots & e_{1n} \\ e_{21} & e_{22} & \dots & e_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ e_{q1} & e_{q2} & \dots & e_{qn} \\ e_{t1} & e_{t2} & \dots & e_{tn} \\ es_{11} & es_{12} & \dots & es_{1n} \\ es_{21} & es_{22} & \dots & es_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ es_{q1} & es_{q2} & \dots & es_{qn} \\ es_{t1} & es_{t2} & \dots & es_{tn} \\ ec_{71} & ec_{72} & \dots & ec_{7n} \\ ec_{81} & ec_{82} & \dots & ec_{8n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ ec_{q1} & ec_{q2} & \dots & ec_{qn} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_q \\ y_t \\ ys_1 \\ ys_2 \\ \vdots \\ ys_q \\ ys_t \\ yc_7 \\ yc_8 \\ \vdots \\ yc_q \end{pmatrix}$$

Matrices 2.2: Matrices que aparecen en el sistema 2.20, tras incluir las ecuaciones correspondientes a la anomalía de sal y calor.

### 2.2.4. Términos diapícnos

En las primeras formulaciones de los modelos inversos la mezcla se consideró despreciable. En los últimos años se han venido incluyendo los términos correspondientes a la advección y difusión diapícnica para tener en cuenta el posible intercambio que haya entre las capas en las que se divide la columna de agua.

Estos términos afectan a todas las propiedades (masa, sal, calor, etc.), representadas en las expresiones siguientes como  $C$  ( $C$  es 1 para la masa, mientras que para la anomalía de salinidad es  $S'$  y para el calor  $C'$ ).

En estado estacionario, la conservación de masa en un volumen cerrado viene dada por la expresión:

$$\nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0$$

donde  $\rho$  es la densidad y  $\vec{v}$  el vector velocidad. Para un trazador, la expresión es

$$\nabla \cdot (\rho C \vec{v}) = -\nabla \cdot \vec{q} \quad (2.27)$$

donde  $C$  es la concentración de ese trazador y  $\vec{q}$  es el flujo del trazador a través de las paredes del volumen. Este  $\vec{q}$  viene dado por la *Ley de Fick* (2.28) o la *Ley de Fourier* para el caso del calor:

$$\vec{q} = -k \nabla (\rho C) \quad (2.28)$$

Introduciendo dicha Ley en la expresión (2.27), ésta pasa a ser:

$$\nabla \cdot (\rho C \vec{v}) = \nabla \cdot k \nabla (\rho C) \quad (2.29)$$

Tenemos que evaluar esta expresión (2.29) en un volumen bordeado horizontalmente por la costa y por secciones hidrográficas, de la forma:

$$\iiint_V \nabla \cdot (\rho C \vec{v}) dV = \iiint_V \nabla \cdot k \nabla (\rho C) dV \quad (2.30)$$

No disponemos de información en todo el volumen, sino sólo en las secciones hidrográficas que lo delimitan. Por tanto, se aplica el Teorema de Gauss a cada uno de los miembros de la expresión (2.30), teniendo para el primer miembro:

$$\iiint_V \nabla \cdot (\rho C \vec{v}) dV = \iint \rho C \vec{v} \cdot d\vec{A} = \iint_{A_x} \rho C u dy dz + \iint_{A_y} \rho C v dx dz + \iint_{A_z} \rho C w dx dy$$

donde  $A_x$ ,  $A_y$  son las áreas verticales de las secciones zonales y meridionales, respectivamente, y  $A_z$  son las áreas horizontales en el interior del volumen. Para el segundo miembro:

$$\begin{aligned} \iiint_V \nabla \cdot k \nabla (\rho C) dV &= \iint_A k \nabla (\rho C) \cdot d\vec{A} = \\ &= \iint_{A_x} k_x \frac{\partial(\rho C)}{\partial x} dy dz + \iint_{A_y} k_y \frac{\partial(\rho C)}{\partial y} dx dz + \iint_{A_z} k_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} dx dy \end{aligned} \quad (2.31)$$

El segundo miembro de la expresión (2.30) se ha descompuesto en tres términos, cada uno de los cuales representa la difusión en una de las direcciones. La difusión horizontal es despreciable frente a otros procesos, con lo que la incluimos en el ruido y sólo nos queda el último término de la expresión (2.31).

Así, después de desarrollar cada miembro tenemos que la expresión (2.30) pasa a ser:

$$\iint_{A_x} \rho C u dy dz + \iint_{A_y} \rho C v dx dz + \iint_{A_z} \rho C w dx dy = \iint_{A_z} k_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} dx dy$$

Reorganizando los términos:

$$\iint_{A_x} \rho C u dy dz + \iint_{A_y} \rho C v dx dz = \iint_{A_z} \left( k_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} - \rho C w \right) dx dy \quad (2.32)$$

El primer miembro de esta expresión (2.32) da cuenta de la advección isopícnica de propiedades y ya ha sido estudiado con detalle en las secciones (2.2.2) y (2.2.3). El segundo miembro recoge los términos diapícnos, difusión y advección, y el resto de la sección estará dedicada al estudio de su formulación.

### Promedio de los términos diapícnos. Descomposición de Reynolds

El disponer de información sólo en el borde que rodea al volumen de agua obliga a trabajar con el promedio de los términos diapícnos, por lo que recurriremos a la descomposición de Reynolds. Ésta consiste en separar las distintas variables en la suma de su valor medio y un valor que fluctúa sobre esa media:

$$\begin{aligned} \rho &= \bar{\rho} + \rho' \\ C &= \bar{C} + C' \\ k &= \bar{k} + k' \\ w &= \bar{w} + w' \end{aligned}$$

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

Conviene tener en cuenta algunas expresiones que se utilizarán en el procedimiento de la descomposición de Reynolds.

$$\overline{\frac{\partial a}{\partial z}} = \frac{\partial \bar{a}}{\partial z} \quad (2.33)$$

$$\overline{\bar{a} c} = \bar{a} \bar{c} \quad (2.34)$$

$$\overline{a'} = 0 \quad (2.35)$$

$$\overline{a + b} = \bar{a} + \bar{b} \quad (2.36)$$

Introduciendo la descomposición de Reynolds, desarrollamos cada uno de los términos del segundo miembro de la expresión (2.32). (Para simplificar la notación se han eliminado las integrales, que volverán a ser introducidas cuando se termine con el desarrollo.)

Comenzaremos con el **término difusivo diapicno** de la expresión (2.32):

$$\begin{aligned}
\overline{k_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z}} &= \overline{(k_z + k'_z) \left( \frac{\partial[(\bar{\rho} + \rho')(\bar{C} + C')]}{\partial z} \right)} \\
&= \overline{(k_z + k'_z) \left( \frac{\partial(\bar{\rho}\bar{C} + \bar{\rho}C' + \rho'\bar{C} + \rho'C')}{\partial z} \right)} = \\
&= \overline{(k_z + k'_z) \left( \frac{\partial(\bar{\rho}\bar{C})}{\partial z} + \frac{\partial(\bar{\rho}C')}{\partial z} + \frac{\partial(\rho'\bar{C})}{\partial z} + \frac{\partial(\rho'C')}{\partial z} \right)} = \\
&= \overline{(k_z + 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)} = \\
&= \overline{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)} + \\
&+ \overline{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)} = \\
&= \overline{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)} \quad (2.37)
\end{aligned}$$

donde ha desaparecido el término multiplicado por  $k'$ , ya que  $\bar{k}' = 0$ , según (2.35). Ahora, según (2.34), (2.37) pasa a ser

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

y, según (2.36),

$$\overline{k_z \left( \bar{\rho} \frac{\partial\bar{C}}{\partial z} + \bar{C} \frac{\partial\bar{\rho}}{\partial z} + \bar{\rho} \frac{\partial C'}{\partial z} + C' \frac{\partial\bar{\rho}}{\partial z} + \rho' \frac{\partial\bar{C}}{\partial z} + \bar{C} \frac{\partial\rho'}{\partial z} + C' \frac{\partial\rho'}{\partial z} + \rho' \frac{\partial C'}{\partial z} \right)} \quad (2.38)$$

Los términos 3° y 6° de (2.38) se pueden transformar haciendo uso de (2.34),

$$\begin{aligned}
&\overline{k_z \left( \bar{\rho} \frac{\partial\bar{C}}{\partial z} + \bar{C} \frac{\partial\bar{\rho}}{\partial z} + \bar{\rho} \frac{\partial C'}{\partial z} + C' \frac{\partial\bar{\rho}}{\partial z} + \rho' \frac{\partial\bar{C}}{\partial z} + \bar{C} \frac{\partial\rho'}{\partial z} + C' \frac{\partial\rho'}{\partial z} + \rho' \frac{\partial C'}{\partial z} \right)} = \\
&= \overline{k_z \left( \bar{\rho} \frac{\partial\bar{C}}{\partial z} + \bar{C} \frac{\partial\bar{\rho}}{\partial z} + \bar{\rho} \frac{\partial C'}{\partial z} + C' \frac{\partial\bar{\rho}}{\partial z} + \rho' \frac{\partial\bar{C}}{\partial z} + \bar{C} \frac{\partial\rho'}{\partial z} + C' \frac{\partial\rho'}{\partial z} + \rho' \frac{\partial C'}{\partial z} \right)} \quad (2.39)
\end{aligned}$$

de manera que esos términos se hacen cero, según (2.35), y (2.39) queda como

$$\overline{k_z \left( \bar{\rho} \frac{\partial\bar{C}}{\partial z} + \bar{C} \frac{\partial\bar{\rho}}{\partial z} + C' \frac{\partial\bar{\rho}}{\partial z} + \rho' \frac{\partial\bar{C}}{\partial z} + C' \frac{\partial\rho'}{\partial z} + \rho' \frac{\partial C'}{\partial z} \right)} \quad (2.40)$$

Ahora, los términos 3° y 4° de (2.40) se puede transformar según (2.33),

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

de manera que esos términos se hacen cero, según (2.35), y el término de difusión diapicna queda como

$$\begin{aligned} \bar{k}_z \left( \overline{\bar{\rho} \frac{\partial \bar{C}}{\partial z}} + \overline{\bar{C} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}} + \overline{C' \frac{\partial \rho'}{\partial z}} + \overline{\rho' \frac{\partial C'}{\partial z}} \right) &= \bar{k}_z \left( \overline{\frac{\partial(\bar{\rho}\bar{C})}{\partial z}} + \overline{\frac{\partial(\rho'C')}{\partial z}} \right) = \\ &= \bar{k}_z \left( \overline{\frac{\partial(\rho C)}{\partial z}} + \overline{\frac{\partial(\rho' C')}{\partial z}} \right) \end{aligned} \quad (2.41)$$

donde se ha hecho uso de (2.33).

Para el **término advectivo diapicno** de la expresión (2.32), se tiene que:

$$\begin{aligned} \overline{\rho C w} &= \overline{(\bar{\rho} + \rho') (\bar{C} + C') (\bar{w} + w')} = \\ &= \overline{(\bar{w}\bar{\rho}\bar{C} + \bar{w}\bar{\rho}C' + \bar{w}\rho'\bar{C} + \bar{w}\rho'C' + w'\bar{\rho}\bar{C} + w'\bar{\rho}C' + w'\rho'\bar{C} + w'\rho'C')} \end{aligned} \quad (2.42)$$

Aplicando (2.36) a (2.42),

$$\left( \overline{\bar{w}\bar{\rho}\bar{C}} + \overline{\bar{w}\bar{\rho}C'} + \overline{\bar{w}\rho'\bar{C}} + \overline{\bar{w}\rho'C'} + \overline{w'\bar{\rho}\bar{C}} + \overline{w'\bar{\rho}C'} + \overline{w'\rho'\bar{C}} + \overline{w'\rho'C'} \right) \quad (2.43)$$

Sobre los términos 2°, 3° y 5° de (2.43) se aplica (2.34) y queda

$$\left( \overline{\bar{w}\bar{\rho}\bar{C}} + \overline{\bar{w}\bar{\rho}C'} + \overline{\bar{w}\rho'\bar{C}} + \overline{\bar{w}\rho'C'} + \overline{w'\bar{\rho}\bar{C}} + \overline{w'\bar{\rho}C'} + \overline{w'\rho'\bar{C}} + \overline{w'\rho'C'} \right)$$

con lo que esos términos se hacen cero, según (2.35), y la advección diapicna toma la forma

$$\left( \overline{\bar{w}\bar{\rho}\bar{C}} + \overline{\bar{w}\rho'C'} + \overline{w'\bar{\rho}C'} + \overline{w'\rho'\bar{C}} + \overline{w'\rho'C'} \right) \quad (2.44)$$

Por tanto, uniendo las expresiones (2.41) y (2.44) el integrando del segundo miembro de la expresión (2.32) queda como

$$\bar{k}_z \left( \overline{\frac{\partial(\rho C)}{\partial z}} + \overline{\frac{\partial(\rho' C')}{\partial z}} \right) - \left( \overline{\bar{w}\bar{\rho}\bar{C}} + \overline{\bar{w}\rho'C'} + \overline{w'\bar{\rho}C'} + \overline{w'\rho'\bar{C}} + \overline{w'\rho'C'} \right) \quad (2.45)$$

Considerando los términos de Reynolds de segundo orden despreciables frente a los de primer orden, se tiene que (2.45) pasa a ser:

$$\bar{k}_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} - \bar{w}\bar{\rho}\bar{C}$$

Introduciendo nuevamente los símbolos de las integrales, del segundo miembro de la expresión (2.32) se tiene

$$\begin{aligned} \iint_{A_z} \left( \bar{k}_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} - \bar{w}\bar{\rho}\bar{C} \right) dx dy &= \left( \bar{k}_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} - \bar{w}\bar{\rho}\bar{C} \right) \iint_{A_z} dx dy = \\ &= A_z \left( \bar{k}_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} - \bar{w}\bar{\rho}\bar{C} \right) \end{aligned} \quad (2.46)$$

ya que los términos promedio no dependen ni de  $x$  ni de  $y$ .



Finalmente, de (2.32) y de (2.46) se concluye que:

$$\iint_{A_x} \rho C u dy dz + \iint_{A_y} \rho C v dx dz = A_z \left( \bar{k}_z \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} - \bar{w} \bar{\rho} \bar{C} \right)$$

$A_z$  es el área horizontal que cubre cada interfase entre las capas y se ha calculado a partir de la base de datos climatológicos de Levitus (Levitus y Boyer, 1994).  $\bar{\rho}$  y  $\bar{C}$  son los valores medios de densidad y concentración del trazador estimados en esa misma interfase. Por tanto, las nuevas incógnitas que aparecen son la velocidad diapicna,  $\bar{w}$ , y el coeficiente de difusión diapicna,  $\bar{k}_z$ , que son los valores promedio de esos parámetros sobre toda la interfase  $A_z$ .

### Anomalía de propiedades en los términos diapicnos

Para la advección diapicna, al igual que ocurrió para la isopicna, la salinidad aparece como anomalía de salinidad. Ahora bien, en este caso la anomalía de salinidad se calcula como la diferencia entre la salinidad media de una interfase y la salinidad media de la capa superior, según el siguiente desarrollo. Si consideramos la expresión (2.25) y tenemos en cuenta los términos diapicnos, podemos escribir:

$$\begin{aligned} T_{S'} &= T_S - \bar{S}_c T_M \Rightarrow \\ \Rightarrow T_{S'} &= \iint \rho S \vec{v} \cdot d\vec{A} + A_z \left( \overline{\rho S_i w} - \overline{\kappa_z \frac{\partial(\rho S)}{\partial z}} \right) - \bar{S}_c \left( \iint \rho \vec{v} \cdot d\vec{A} + A_z \overline{\rho w} \right) \end{aligned}$$

siendo  $\bar{S}_i$  la salinidad media sobre cada interfase. Desarrollando y agrupando los términos, tenemos:

$$\begin{aligned} T_{S'} &= \iint \rho S \vec{v} \cdot d\vec{A} + A_z \left( \overline{\rho S_i w} - \overline{\kappa_z \frac{\partial(\rho S)}{\partial z}} \right) - \iint \rho \bar{S}_c \vec{v} \cdot d\vec{A} - A_z \overline{\rho \bar{S}_c w} \Rightarrow \\ \Rightarrow T_{S'} &= \iint \rho (S - \bar{S}_c) \vec{v} \cdot d\vec{A} + A_z \left( \overline{\rho (S_i - S_c) w} - \overline{\kappa_z \frac{\partial(\rho S)}{\partial z}} \right) \end{aligned} \quad (2.47)$$

En esta expresión se comprueba que la anomalía de salinidad es diferente para el caso de los transportes isopicnos ( $S - \bar{S}_c$ ) que para los transportes diapicnos ( $\bar{S}_i - \bar{S}_c$ ).

En cambio, tal y como se observa en la expresión (2.47), para la difusión diapicna consideramos la salinidad como tal ya que no hay términos difusivos en las ecuaciones de conservación de masa y, por tanto, la difusión de sal no queda enmascarada por la información aportada por medio de otras ecuaciones.

Para escribir el sistema de ecuaciones con estos nuevos términos de manera que se ajuste a la expresión (2.20), introducimos las siguientes definiciones que son válidas para la masa, anomalía de sal y anomalía de calor:

$$\begin{array}{ll}
\text{advección diapicna} & ad_{q-1,q} = A_{q-1,q} \bar{\rho}_{q-1,q} \bar{C}_{q-1,q} \quad q=2,3,\dots,Q \\
\text{difusión diapicna} & dd_{q-1,q} = A_{q-1,q} \frac{\partial(\rho C)}{\partial z} \quad q=2,3,\dots,Q
\end{array}$$

donde el subíndice  $_{q-1,q}$  se refiere a la interfase que hay entre las capas  $_{q-1}$  y  $_q$ . Para las ecuaciones de conservación de la anomalía de sal  $ad$  y  $dd$  pasan a ser  $ad_s$  y  $dd_s$ , mientras que para el calor serán  $ad_c$  y  $dd_c$ . En términos de conservación de propiedades, lo que pierda una capa es ganado por la siguiente, de ahí que el mismo término diapicno deba aparecer en dos ecuaciones sucesivas con signo contrario.

Por otro lado, las incógnitas  $w_{q-1,q}$  y  $\kappa_{q-1,q}$  son añadidas al vector de incógnitas  $x$ . El sistema de manera expandida aparece en las matrices 2.3.

$$\begin{pmatrix}
e_{11} & \dots & e_{1n} & ad_{12} & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\
e_{21} & \dots & e_{2n} & -ad_{12} & ad_{23} & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\
e_{31} & \dots & e_{3n} & 0 & -ad_{23} & ad_{34} & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\
e_{q-1,1} & \dots & e_{q-1,n} & 0 & 0 & 0 & \dots & ad_{q-2,q-1} & ad_{q-1,q} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\
e_{q1} & \dots & e_{qn} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & -ad_{q-1,q} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\
e_{t1} & \dots & e_{tn} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\
es'_{11} & \dots & es'_{1n} & ad_{s'_{12}} & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & dd_{s_{12}} & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\
es'_{21} & \dots & es'_{2n} & -ad_{s'_{12}} & ad_{s'_{23}} & 0 & \dots & 0 & 0 & -dd_{s_{12}} & dd_{s_{23}} & 0 & \dots & 0 & 0 \\
es'_{31} & \dots & es'_{3n} & 0 & -ad_{s'_{23}} & ad_{s'_{34}} & \dots & 0 & 0 & 0 & -dd_{s_{23}} & dd_{s_{34}} & \dots & 0 & 0 \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\
es'_{q-1,1} & \dots & es'_{q-1,n} & 0 & 0 & 0 & \dots & ad_{s'_{q-2,q-1}} & ad_{s'_{q-1,q}} & 0 & 0 & 0 & \dots & -dd_{s_{q-2,q-1}} & dd_{s_{q-1,q}} \\
es'_{q1} & \dots & es'_{qn} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & -ad_{s'_{q-1,q}} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & -dd_{s_{q-1,q}} \\
es'_{t1} & \dots & es'_{tn} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\
ec'_{71} & \dots & ec'_{7n} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\
ec'_{81} & \dots & ec'_{8n} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\
ec'_{q-1,1} & \dots & ec'_{q-1,n} & 0 & 0 & 0 & \dots & ad_{c'_{q-2,q-1}} & ad_{c'_{q-1,q}} & 0 & 0 & 0 & \dots & -dd_{c_{q-2,q-1}} & dd_{c_{q-1,q}} \\
ec'_{q1} & \dots & ec'_{qn} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & -ad_{c'_{q-1,q}} & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & -dd_{c_{q-1,q}}
\end{pmatrix}
\begin{pmatrix}
b_1 \\
\vdots \\
b_n \\
w_{12} \\
w_{23} \\
w_{34} \\
\vdots \\
w_{q-1,q} \\
\kappa_{12} \\
\kappa_{23} \\
\kappa_{34} \\
\vdots \\
\kappa_{q-1,q}
\end{pmatrix}
=
\begin{pmatrix}
y_1 \\
\vdots \\
y_q \\
y_t \\
ys_1 \\
\vdots \\
ys_q \\
ys_t \\
yc_7 \\
\vdots \\
yc_q
\end{pmatrix}$$

Matrices 2.3: Matrices que aparecen en el sistema (2.20), tras incluir las ecuaciones correspondientes a la anomalía de sal y calor y los términos diapicnos.

### 2.2.5. Transporte de Ekman

La circulación en los primeros metros de la columna de agua está afectada por su contacto con la atmósfera, de manera que debemos introducir el transporte de Ekman para tener en cuenta el efecto del viento sobre la circulación superficial del océano (Ekman, 1905). El transporte horizontal debido al esfuerzo del viento sobre la capa superficial viene dado por las expresiones siguientes (Cushman-Roisin, 1994):

$$U = \frac{\tau_y}{\rho_a f}$$

$$V = -\frac{\tau_x}{\rho_a f}$$

donde

- $U$  y  $V$  son los transportes de Ekman zonal y meridional, respectivamente, ( $m^2 s^{-1}$ ),
- $\tau_x$  y  $\tau_y$  son el esfuerzo del viento en la dirección zonal y meridional, respectivamente, ( $N m^{-2}$ ),
- $\rho_a$  es la densidad media del agua de mar, ( $1026 kg m^{-3}$ ).

El transporte de Ekman lo vamos a considerar como la suma de un transporte inicial, el obtenido con la media anual del esfuerzo del viento (Figura 2.2, Tabla 2.3), 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. Hay que considerar que el transporte de Ekman varía de un transecto a otro, de ahí que la expresión anterior deba ser introducida para cada uno de los transectos por separado; en este estudio las campañas se dividen en tres transectos, por lo que el transporte de Ekman tiene tres términos:  $T_{Ek_N}$ ,  $T_{Ek_O}$  y  $T_{Ek_S}$ , donde los subíndices N, O y S representan al transecto Norte, Oeste y Sur, respectivamente. Además, si tenemos en cuenta que la ecuación de conservación total de propiedades es la suma de las ecuaciones que corresponden a cada una de las capas, el transporte de Ekman también forma parte de la ecuación de conservación total de propiedades (matrices 2.4).

**Tabla 2.3:** Transporte de Ekman, calculado a partir del esfuerzo medio anual del viento, en cada uno de los transectos (valores positivos indican transporte hacia el norte y negativos hacia el sur).

| <i>Transporte de Ekman (Sv)</i> |          |          |        |
|---------------------------------|----------|----------|--------|
|                                 | T. norte | T. oeste | T. sur |
| <i>Media</i>                    | 0.39     | -0.48    | 0.88   |

Por otro lado, el transporte de Ekman afecta a la conservación de masa y de todas las propiedades para las que se suponga conservación en la primera capa, con lo que también debe ser introducido en las ecuaciones de anomalía de sal. Para la conservación de propiedades, el transporte de Ekman toma la forma

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

donde C es la concentración del trazador en la primera capa. Al igual que para el caso de las ecuaciones de conservación de masa, el término  $CT_{Ek_{Anual}}$  es incluido en el segundo miembro, mientras que  $-C\Delta T_{Ek}$  aparece en el primer miembro como un nuevo término. Para estas ecuaciones, este término aparece en la ecuación correspondiente a la primera capa y en la ecuación de conservación de anomalía de sal total, multiplicado por la anomalía de salinidad de la primera capa en cada uno de los transectos (matrices 2.4).

$$\begin{pmatrix} e_{11} & \dots & e_{1n} & ad_{12} & \dots & 0 & \dots & -1 & -1 & -1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ e_{t1} & \dots & e_{tn} & 0 & \dots & 0 & \dots & -1 & -1 & -1 \\ es'_{11} & \dots & es'_{1n} & ad'_{s'_{12}} & \dots & dd_{s'_{12}} & \dots & -S'_N & -S'_O & -S'_S \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ es'_{t1} & \dots & es'_{tn} & 0 & \dots & 0 & \dots & -S'_N & -S'_O & -S'_S \\ ec'_{s1} & \dots & ec'_{s'n} & 0 & \dots & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} b_1 \\ \vdots \\ b_n \\ w_{12} \\ \vdots \\ \kappa_{12} \\ \vdots \\ \Delta T_{Ek_N} \\ \Delta T_{Ek_O} \\ \Delta T_{Ek_S} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} y_1 + T_{Ek_N} + T_{Ek_O} + T_{Ek_S} \\ \vdots \\ y_q \\ y_t + T_{Ek_N} + T_{Ek_O} + T_{Ek_S} \\ ys_1 + S'_N T_{Ek_N} + S'_O T_{Ek_O} + S'_S T_{Ek_S} \\ \vdots \\ ys_q \\ ys_t + S'_N T_{Ek_N} + S'_O T_{Ek_O} + S'_S T_{Ek_S} \\ yc_7 \\ \vdots \\ yc_q \end{pmatrix}$$

Matrices 2.4: Matrices que aparecen en el sistema (2.20) tras incluir las ecuaciones correspondientes a la anomalía de sal y calor y los términos diapícnos y transporte de Ekman.

### 2.2.6. Flujo de agua dulce

El flujo de agua dulce ( $F_W$ ) da cuenta de la diferencia que existe entre la evaporación, la precipitación y el aporte de los ríos en un determinado área del océano. Es por tanto, una variable a considerar de cara a establecer la conservación de propiedades en un volumen cerrado. Para introducirla en el modelo vamos a suponer que afecta a los transportes en la primera capa, esto es, se introduce en la primera ecuación y en la ecuación de conservación

total de propiedades. Por convenio, esta variable es positiva si es un flujo desde el océano hacia la atmósfera, mientras que será negativa en el caso contrario.

Al ser un flujo de agua dulce, este término no afecta al transporte de sal, aunque sí afecta a la anomalía de sal. Esto es debido a que la conservación de anomalía de sal viene dada, como ya hemos visto en la expresión (2.25), según:

$$T_{S'} = T_S - \bar{S} \times T_M$$

Poniendo en esta expresión sólo la parte correspondiente al flujo de agua dulce,

$$\begin{aligned} T_{S'} &= \dots + 0 - \bar{S} \times (\dots F_W) \Rightarrow \\ &\Rightarrow T_{S'} = \dots - \bar{S} \times F_W \end{aligned}$$

donde los puntos suspensivos resumen los términos de advección, difusión y transporte de Ekman. De esta manera, el término  $F_W$  aparece multiplicado por la salinidad media de la primera capa en la primera ecuación de conservación de la anomalía de sal y en la de conservación de la anomalía de sal total.

Los bases de datos dan valores poco fiables de  $Fw$  debido a la gran incertidumbre que presentan los valores de precipitación sobre el océano. Por esto, el valor de  $Fw$  que aportan estas bases de datos no se emplea para inicializar el modelo, dejando que sea el propio modelo el que dé un valor para esta variable. Para ello, el valor estimado de  $Fw$  no es añadido a la componente baroclina de los transportes geostróficos en el segundo miembro, como ocurría con el transporte de Ekman, sino que aparece como una nueva incógnita del sistema en el primer miembro (matrices 2.5).

$$\begin{pmatrix} e_{11} & \dots & e_{1n} & ad_{12} & \dots & 0 & \dots & -1 & \dots & -1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ e_{t1} & \dots & e_{tn} & 0 & \dots & 0 & \dots & -1 & \dots & -1 \\ es'_{11} & \dots & es'_{1n} & ad'_{s12} & \dots & dd_{s12} & \dots & -S'_N & \dots & \bar{S} \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ es'_{t1} & \dots & es'_{tn} & 0 & \dots & 0 & \dots & -S'_N & \dots & \bar{S} \\ ec'_{81} & \dots & ec'_{8n} & 0 & \dots & 0 & \dots & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} b_1 \\ \vdots \\ b_n \\ w_{12} \\ \vdots \\ \kappa_{12} \\ \vdots \\ \Delta T_{Ek_N} \\ \vdots \\ Fw \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} y_1 + T_{Ek_N} + T_{Ek_O} + T_{Ek_S} \\ \vdots \\ y_q \\ y_t + T_{Ek_N} + T_{Ek_O} + T_{Ek_S} \\ y_{s1} + S'_N T_{Ek_N} + S'_O T_{Ek_O} + S'_S T_{Ek_S} \\ \vdots \\ y_{s_q} \\ y_{s_t} + S'_N T_{Ek_N} + S'_O T_{Ek_O} + S'_S T_{Ek_S} \\ y_{c7} \\ \vdots \\ y_{c_q} \end{pmatrix}$$

Matrices 2.5: Matrices que aparecen en el sistema (2.20), tras incluir las ecuaciones correspondientes a la anomalía de sal y calor y los términos diapícnos, transporte de Ekman y flujo de agua dulce.

La versión expandida de esta matriz se muestra en el apéndice B.

### 2.2.7. Estimador de Gauss-Markov

Después de considerar todos los términos y ecuaciones descritos, el sistema (2.20) es indeterminado. La idea sobre la que se sustenta el estimador de Gauss-Markov es escoger de entre todas las posibles soluciones del sistema, aquella que menos se desvíe de la solución real. La desviación de la estimación ( $\tilde{x}$ ) respecto de la solución ( $x$ ) vendrá dada por:

$$P = \langle (\tilde{x} - x)(\tilde{x} - x)^T \rangle \quad (2.48)$$

matriz cuya diagonal principal se pretende minimizar.

Del sistema de ecuaciones lineales (2.20) conocemos  $E$  e  $y$  a partir de las observaciones, quedando por determinar  $x$  y  $n$ . Supondremos que conocemos los momentos de primer y segundo orden de estas variables:  $\langle x \rangle = x_0$ ,  $\langle xx^T \rangle = R_{xx}$ ,  $\langle n \rangle = 0$  y  $\langle nn^T \rangle = R_{nn}$ . Por tanto, la solución que encontremos debe estar expresada en términos de esta información conocida *a priori*:  $R_{xx}$  y  $R_{nn}$ .

El modelo inverso de este trabajo es lineal, con lo que entre el estimador de la solución y las observaciones existe una relación del tipo

$$\tilde{x} = By \quad (2.49)$$

Esto permite aplicar el teorema de Gauss-Markov para encontrar los valores de  $B$  que minimicen la desviación entre  $\tilde{x}$  y  $x$ . Introduciendo (2.49) en (2.48), tenemos:

$$\begin{aligned} P &= \langle (By - x)(By - x)^T \rangle \Rightarrow P = \langle By(By)^T - Byx^T - x(By)^T + xx^T \rangle \Rightarrow \\ \Rightarrow P &= \langle Byy^T B^T - Byx^T - xy^T B^T + xx^T \rangle \Rightarrow \\ \Rightarrow P &= B \langle yy^T \rangle B^T - B \langle yx^T \rangle - \langle xy^T \rangle B^T + \langle xx^T \rangle \Rightarrow \\ \Rightarrow P &= BR_{yy}B^T - BR_{yx} - R_{xy}^T B^T + R_{xx} \end{aligned} \quad (2.50)$$

donde se han definido las matrices de covarianza de  $yx$  y  $xy$ , así como la de autocovarianza de  $yy$ .

Si hacemos uso de la igualdad 2.51

$$ACA^T - BA^T - AB^T = (A - BC^{-1})C(A - BC^{-1})^T - BC^{-1}B^T \quad (2.51)$$

la expresión (2.50) pasa a ser

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

transformación con la que se consigue que la matriz  $B$  aparezca tan sólo en el primer término. Todas las matrices de covarianzas y autocovarianzas son definidas positivas, lo que hace que los términos de la diagonal de  $P$  sean positivos. De esta manera,  $P$  será mínimo cuando el primer término se anule, esto es, cuando  $B$  tome la forma

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

Con esto,  $\tilde{x}$  pasa de (2.49) a

$$\tilde{x} = R_{xy}R_{yy}^{-1}y \quad (2.52)$$

mientras que la incertidumbre de la estimación queda simplificada a

$$P = R_{xx} - R_{xy}R_{yy}^{-1}R_{xy}^T \quad (2.53)$$

Para que las expresiones (2.52) y (2.53) queden escritas en función de la información *a priori* se debe transformar  $R_{yy}$  y  $R_{xy}$ , por medio de la expresión general del modelo (2.20).

Para  $R_{yy}$ :

$$\begin{aligned} R_{yy} &= \langle yy^T \rangle = \langle (Ex + n)(Ex + n)^T \rangle = \langle Ex(Ex)^T + Exn^T + n(Ex)^T + nn^T \rangle \Rightarrow \\ \Rightarrow R_{yy} &= \langle Exx^T E^T + Exn^T + nx^T E^T + nn^T \rangle \Rightarrow \\ \Rightarrow R_{yy} &= E \langle xx^T \rangle E^T + E \langle xn^T \rangle + \langle nx^T \rangle E^T + \langle nn^T \rangle = \\ \Rightarrow R_{yy} &= ER_{xx}E^T + ER_{xn} + R_{nx}^T E^T + R_{nn} \Rightarrow \\ \Rightarrow R_{yy} &= ER_{xx}E^T + R_{nn} \end{aligned} \quad (2.54)$$

donde se ha supuesto que  $R_{nx}$  y  $R_{xn}^T$  se anulan, es decir, que  $x$  y  $n$  son independientes.

Para  $R_{xy}$ :

$$\begin{aligned} R_{xy} &= \langle x(Ex + n)^T \rangle = \langle x(Ex)^T + xn^T \rangle = \langle xx^T E^T + xn^T \rangle \Rightarrow \\ \Rightarrow R_{xy} &= \langle xx^T \rangle E^T + \langle xn^T \rangle = R_{xx}E^T + R_{xn}^T \Rightarrow \\ \Rightarrow R_{xy} &= R_{xx}E^T \end{aligned} \quad (2.55)$$

Introduciendo (2.54) y (2.55) en (2.52), tenemos:

$$\tilde{x} = R_{xx}E^T(ER_{xx} + R_{nn})^{-1}y \quad (2.56)$$

y (2.53) pasa a ser

$$P = R_{xx} - R_{xx}E^T(ER_{xx} + R_{nn})^{-1}ER_{xx} \quad (2.57)$$

expresiones que nos permiten estimar la solución del sistema de ecuaciones (2.20), así como su incertidumbre, a partir de la información *a priori*.

Por medio del valor estimado de la solución se puede obtener también una estimación para el ruido:

$$\begin{aligned} \tilde{n} &= y - E\tilde{x} = y - E(R_{xx}E^T(ER_{xx} + R_{nn})^{-1}y) = y - ER_{xx}E^T(ER_{xx} + R_{nn})^{-1}y \Rightarrow \\ \Rightarrow \tilde{n} &= \left( I - ER_{xx}E^T(ER_{xx} + R_{nn})^{-1} \right) y \end{aligned} \quad (2.58)$$

y también de su incertidumbre:

$$\begin{aligned} P_{nn} &= \langle (\tilde{n} - n)(\tilde{n} - n)^T \rangle = \langle (y - E\tilde{x} - n)(y - E\tilde{x} - n)^T \rangle = \\ \Rightarrow P_{nn} &= \langle (Ex - E\tilde{x})(Ex - E\tilde{x})^T \rangle = \langle E(x - \tilde{x})(x - \tilde{x})^T E^T \rangle \Rightarrow \\ \Rightarrow P_{nn} &= E \langle (x - \tilde{x})(x - \tilde{x})^T \rangle E^T = E \langle (\tilde{x} - x)(\tilde{x} - x)^T \rangle E^T \Rightarrow \\ \Rightarrow P_{nn} &= EPE^T \end{aligned} \quad (2.59)$$



Resumiendo, el estimador de Gauss-Markov ha permitido 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 ( $P_{nn}$ ).

### Incertidumbres *a priori*

Las incógnitas que presenta el modelo son:

- $b$ , velocidades en el nivel de referencia,
- $w$ , velocidades diapicnas a través de las interfases que dividen las capas,
- $\kappa_z$ , coeficientes de difusión diapicna a través de las interfases que dividen las capas,
- $\Delta T_{Ek}$ , ajuste del valor anual del transporte de Ekman,
- $Fw$ , flujo de agua dulce.

Los valores de la incertidumbre *a priori* ( $R_{xx}$ ) para cada una de ellas aparecen en la Tabla 2.4.

**Tabla 2.4:** Incertidumbre *a priori* de las incógnitas.

| Incógnita       | Incertidumbre  |
|-----------------|--|
| $b$             | $\begin{cases} \text{profundidad} < 2000 \text{ m, } & 0.05^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \\ \text{profundidad} > 2000 \text{ m, } & 0.02^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \end{cases}$ |
| $\bar{w}$       | $1 * 10^{-12} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  |
| $\bar{\kappa}$  | $1 * 10^{-8} \text{ m}^4 \text{ s}^{-2}$   |
| $\Delta T_{Ek}$ | 50 % valor medio anual ( $\text{Sv}^2$ )   |
| $F_W$           | 50 % valor climatológico ( $\text{Sv}^2$ )   |

De acuerdo con los trabajos de Ganachaud (1999, 2003), supondremos que el residuo que el modelo no puede explicar ( $\tilde{n}$ ) depende de la masa de agua estudiada, siendo superior en las capas superiores y disminuyendo hacia las más profundas. Los valores de incertidumbre *a priori* del ruido ( $R_{nn}$ ) correspondientes a cada capa se presentan en la Tabla 2.5. A la ecuación de conservación de masa total se le asigna el menor valor de las incertidumbres,  $0.1^2 \text{ Sv}^2$ , por entender que esta ecuación debe satisfacerse en una mayor grado que las demás.

En las ecuaciones de anomalía de propiedades la incertidumbre dependerá de la incertidumbre en el transporte de masa y de la varianza de la propiedad (Ganachaud, 1999,

**Tabla 2.5:** Incertidumbre *a priori* del ruido en cada una de las ecuaciones relacionadas con cada una de las masas de agua.

| Masa de agua   | Incertidumbre (Sv <sup>2</sup> ) |
|----------------|----------------------------------|
| <i>NACW</i>    | 0.6 <sup>2</sup>                 |
| <i>AAIW-MW</i> | 0.3 <sup>2</sup>                 |
| <i>NADW</i>    | 0.2 <sup>2</sup>                 |

2003)

$$R_{nn}C_q = 4 * var(C_q) * R_{nn}masa(q) \quad q = 1, 2, \dots, Q \quad (2.60)$$

lo que hace que esta incertidumbre *a priori* no depende, en sentido estricto, de la masa de agua sino de la capa considerada.



## Capítulo 3

# Resultados

### 3.1. Masas de agua

#### 3.1.1. Identificación

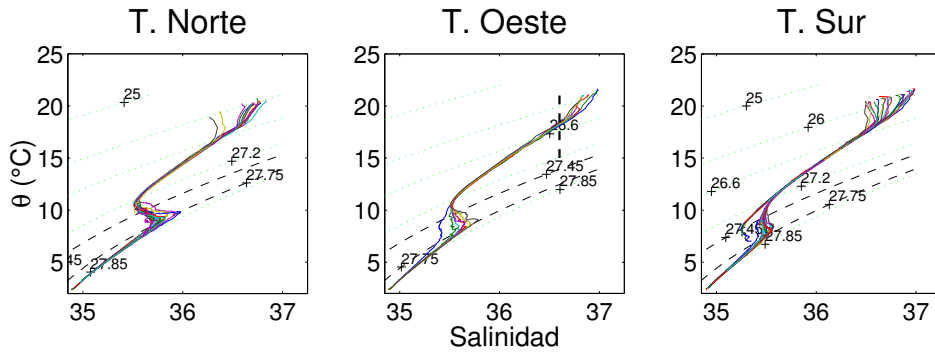
La temperatura y la salinidad en el océano son propiedades conservativas, ya que no tienen fuentes ni sumideros dentro de él. Esto hace que sean variables ideales para definir e identificar las masas de agua que aparecen en una región dada. Para ello se hace uso de los diagramas  $\theta$ -S con los que, además de las masas de agua, se pueden identificar otros fenómenos como afloramiento de agua subsuperficial o el desarrollo de la capa de mezcla. Eventualmente se puede superponer una representación de la *densidad potencial* ( $\sigma_\theta$ ) a modo de mapa de contornos, para tener también información de la densidad potencial relacionada a cada par  $\theta$ -S. Esta última variable ayuda a discutir, intuitivamente, sobre zona más profunda o más somera en función de que la densidad sea mayor o menor, respectivamente.

En los siguientes apartados se presentan los diagramas  $\theta$ -S para cada una de las campañas así como para la *Media*, separados en los transectos norte, oeste y sur.

#### **Media**

El diagrama  $\theta$ -S de la campaña *Media* (Fig. 3.1) ofrece una visión global de la distribución de las masas de agua en la región, además de la presencia de afloramiento o el desarrollo de la capa de mezcla.

En estos diagramas se pueden distinguir cuatro regiones, en función de la dispersión en salinidad y temperatura que presenten los datos. Por un lado se pueden identificar dos zonas en las que los diagramas  $\theta$ -S de las diferentes estaciones se superponen por completo, en el rango  $26.6 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_\theta < 27.2 \text{ kg m}^{-3}$  y en los valores de  $\sigma_\theta > 27.85 \text{ kg m}^{-3}$ . Estas regiones aparecen en los tres transectos y se corresponden con el NACW y el NADW.



**Figura 3.1:** Diagramas  $\theta$ -S de las estaciones en cada transecto. Las líneas verdes discontinuas representan isolíneas de  $\sigma_\theta$  (Media).

Las otras dos zonas se caracterizan por una mayor dispersión en los datos, aunque por razones diferentes. Para valores de  $\sigma_\theta$  inferiores a  $26.6 \text{ kg m}^{-3}$  se puede observar una dispersión notable, mayor en los transectos norte y sur, inducida por dos motivos:

- la presencia en superficie de agua de origen subsuperficial advectada por el afloramiento en la costa africana,
- el desarrollo de una capa de mezcla superficial debido a la mayor insolación en las estaciones de verano y otoño, que producen tanto un calentamiento superficial como una mayor evaporación diferenciándose, por tanto, estas aguas del resto al cambiar sus condiciones de temperatura y salinidad.

Se pueden distinguir *grosso modo* las aguas de un origen de las del otro a partir del diagrama del transecto oeste. Dado que en este transecto no hay afloramiento, la presencia de agua de  $\sigma_\theta < 26.6 \text{ kg m}^{-3}$  obedece al desarrollo de la capa de mezcla superficial y se puede caracterizar por tener valores de salinidad superiores a  $\sim 36.6$  (línea vertical discontinua indicada en la figura 3.1, en el transecto oeste). Por tanto, este valor de salinidad puede valer para establecer aproximadamente el origen de las aguas con  $\sigma_\theta < 26.6 \text{ kg m}^{-3}$ .

Finalmente, puede distinguirse una cuarta región en la que los datos aparecen también muy dispersos, en capas intermedias para valores de  $\sigma_\theta$  comprendidos en el rango  $27.2 - 27.85 \text{ kg m}^{-3}$ . Esta dispersión se debe a la presencia de dos masas de agua de muy diferente salinidad, como son al AAIW y el MW. La primera se caracteriza por un mínimo en salinidad mientras que la segunda, por el contrario, posee un máximo. En el transecto norte aparece únicamente MW, con un máximo de salinidad en torno a 36. En el transecto oeste se puede identificar una transición entre ambas masas de agua, desde valores máximos sobre 35.8 hasta valores mínimos de 35.4. En el transecto sur aparece el mínimo absoluto de salinidad en capas intermedias a lo largo de varias estaciones, con valores de 35.3 correspondiente a AAIW. En las restantes estaciones de este transecto aparecen tanto AAIW

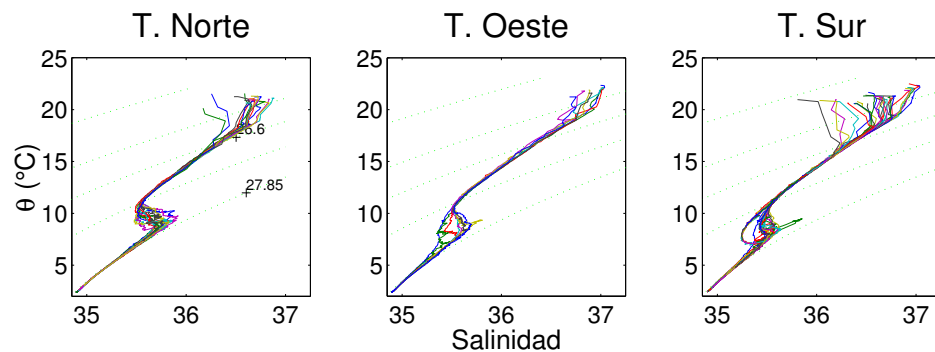
como MW, bastante mezcladas entre sí, de manera que se sigue observando dispersión en los datos sin que se lleguen a dar valores extremos de salinidad. Aunque el AAIW y el MW convivan en capas intermedias, hay una mayor contribución en valores de  $\sigma_\theta$  diferentes. Así, tal y como muestran las isolíneas negras discontinuas en los diagramas, el AAIW tiene su núcleo en  $27.45 \text{ kg m}^{-3}$  mientras que el MW lo tiene en  $27.75 \text{ kg m}^{-3}$ .

Las características generales descritas en la *Media* van a aparecer, obviamente, en cada una de las campañas, aunque más o menos intensificadas. Para no introducir excesiva redundancia en el texto, en los siguientes apartados se comentarán aquellas variaciones que aparezcan respecto de lo ya comentado para el caso de la *Media*.

### Verano

En superficie,  $\sigma_\theta < 26.6 \text{ kg m}^{-3}$ , la insolación a finales de primavera hace que en verano haya una capa de mezcla bastante desarrollada en toda la región de estudio.

Los Alisios introducen las condiciones necesarias para que se dé afloramiento en la costa africana en esta época del año (Fig. 3.6) ya que son bastante intensos y tienen una dirección paralela a la costa africana. La imagen de satélite correspondiente (Fig. 3.7a) muestra valores de temperatura mínimos cerca del continente, señal que marca la presencia de aguas afloradas. Todo esto hace que el afloramiento sea observable en los diagramas de los transectos norte y sur.



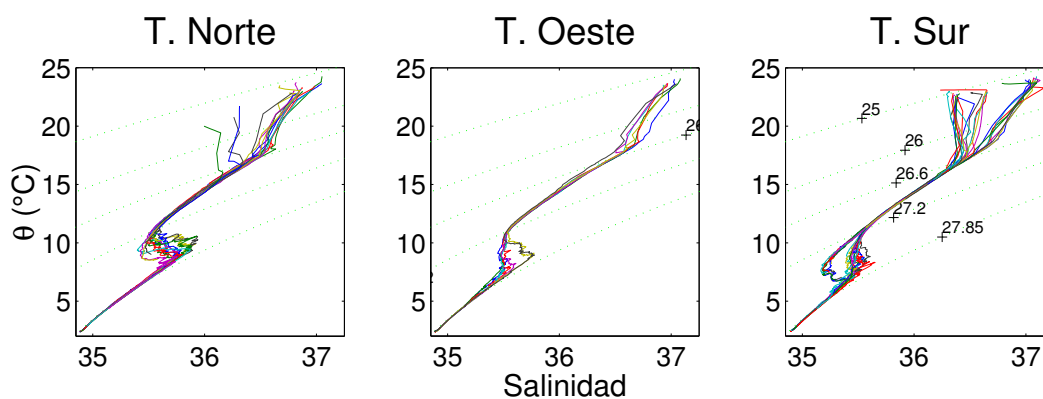
**Figura 3.2:** Diagramas  $\theta$ -S de las estaciones en cada transecto (*Verano*).

Tanto el NACW como el NADW aparecen muy bien definidas en los rangos descritos anteriormente.

En el transecto norte se observan valores de salinidad mínimos en capas intermedias, relacionados con la presencia de AAIW muy mezclada. Por otro lado, hay dos picos de salinidad máxima en los transectos oeste y sur, probablemente relacionados con *Meddies* que o no fueron bien muestreados en esas estaciones o son restos que quedan tras la rotura de una de estas estructuras mesoescalares.

### Otoño

La intensa insolación durante el verano hace que en otoño se den las mayores temperaturas superficiales, con una capa de mezcla que alcanza su máximo grosor anual. Los vientos han disminuido en intensidad y ya no tienen condiciones tan favorables para el afloramiento (Fig. 3.6). La temperatura superficial del mar no muestra valores tan bajos como en verano (Fig. 3.7b), aunque se sigue apreciando agua aflorada durante esa estación tanto en el transecto norte como en el sur (Fig. 3.3).



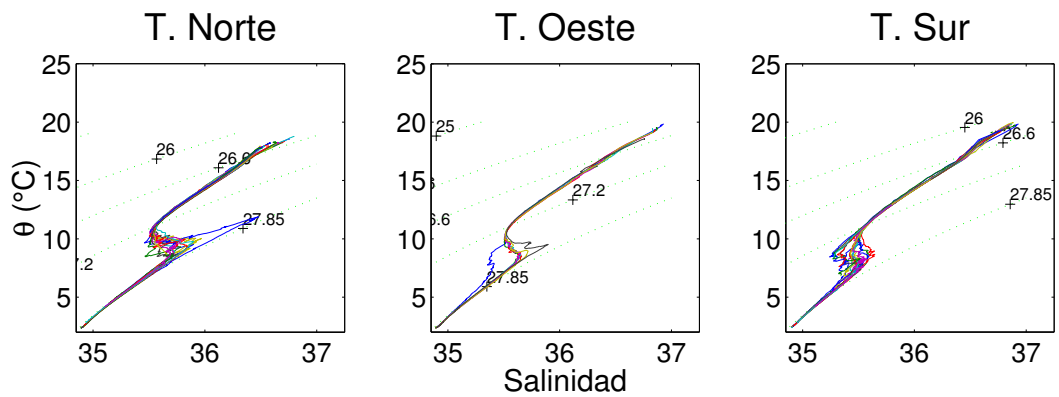
**Figura 3.3:** Diagramas  $\theta$ -S de las estaciones en cada transecto (Otoño).

En capas intermedias aparece el mínimo anual de salinidad en el transecto sur, alcanzando valores de 35.2 por la presencia de AAIW más pura en esta época del año. Este mínimo se ve acompañado de la desaparición de esta masa de agua del transecto oeste así como de la aparición de un mínimo relativo de salinidad en el transecto norte.

### Invierno

En invierno la insolación no es suficientemente importante y ya no se forma capa de mezcla superficial (Fig. 3.4). Asimismo, la dirección de los vientos no es paralela a la costa africana, con lo que no se dan condiciones favorables al desarrollo de afloramiento (Fig. 3.6), lo cual confirma la imagen de satélite (Fig. 3.7c), donde no se observan valores de temperatura bajos en las cercanías del continente. Así, desaparecen los valores de temperatura y salinidad vistos en los diagramas  $\theta$ -S en capas superficiales durante las estaciones del año anteriores.

En capas intermedias se puede observar la presencia de un *Meddie* en el transecto norte, que alcanza valores de salinidad de 36.5, muy centrado en torno a la isopícnica de  $27.75 \text{ kg m}^{-3}$ . El AAIW está presente al sur del transecto oeste, aunque disminuye considerablemente su presencia en el transecto sur.

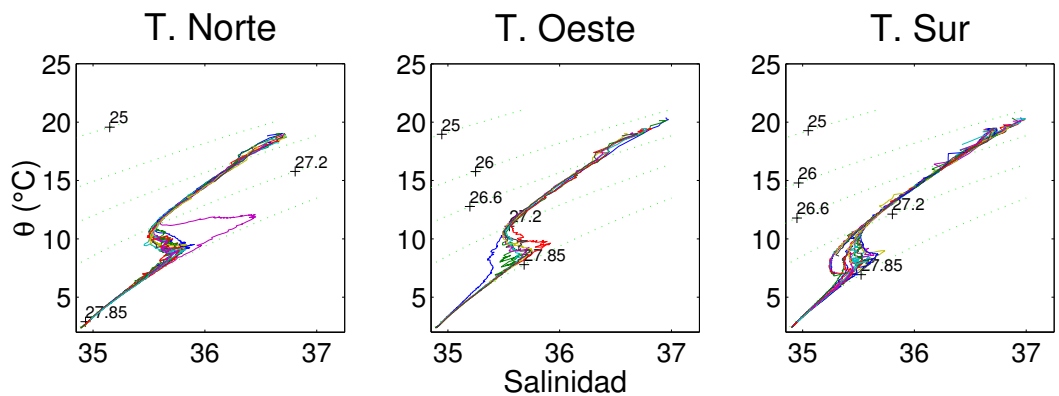


**Figura 3.4:** Diagramas  $\theta$ -S de las estaciones en cada transecto (*Invierno*).

### Primavera

En primavera se vuelven a dar las condiciones de viento necesarias para que reaparezca el afloramiento en la costa africana, dada su dirección y su gran intensidad (Fig. 3.6). La imagen de clorofila de la superficie del mar (Fig. 3.7d) muestra valores altos de esta variable a lo largo de la costa africana, lo que confirma el desarrollo del afloramiento de aguas. En el diagrama  $\theta$ -S (Fig. 3.5) se puede apreciar que en superficie comienzan a aparecer valores de mayor temperatura, sin que se llegue al caso de los afloramientos vistos en las figuras 3.2 y 3.3, lo que indica que el afloramiento se encuentra en estado incipiente.

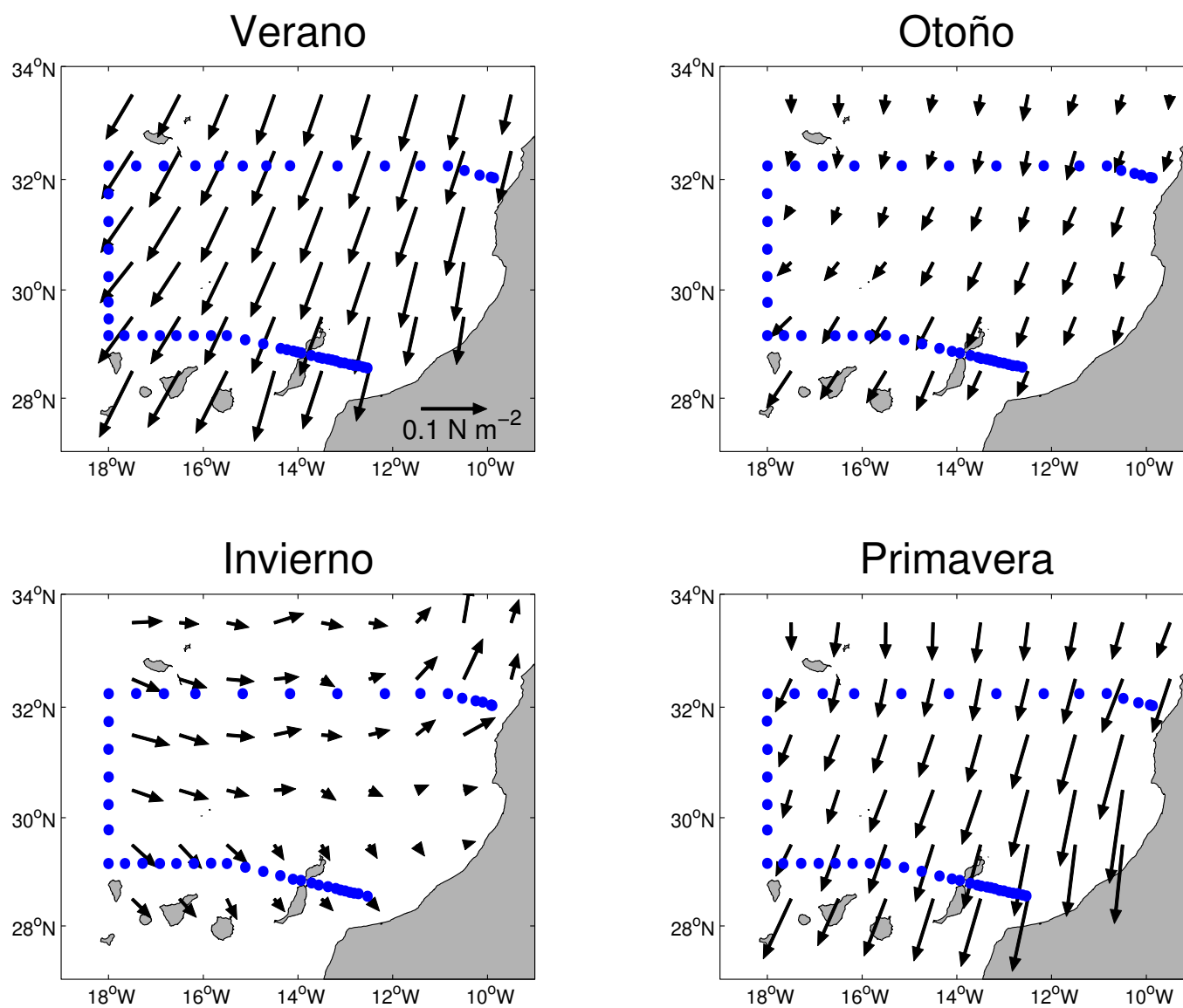
Al igual que en invierno, todavía en primavera no se da la insolación suficiente para que se desarrolle la capa de mezcla en superficie.



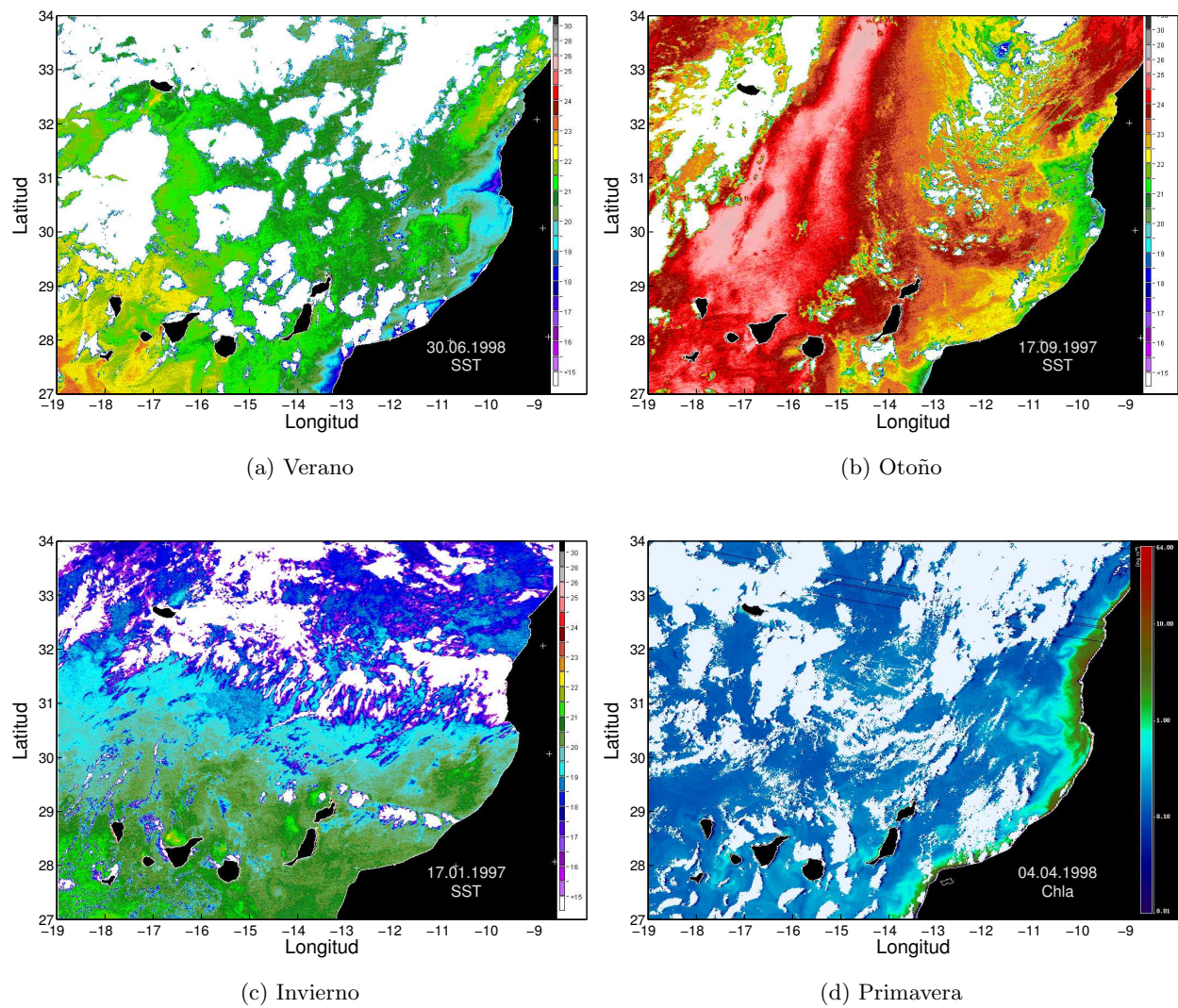
**Figura 3.5:** Diagramas  $\theta$ -S de las estaciones en cada transecto (*Primavera*).

En capas intermedias hay que destacar nuevamente la presencia de un *Meddie* en el transecto norte que alcanza también valores de salinidad del orden de 36.5, aunque en este caso la estructura mesoescalar afecta a toda la capa intermedia.





**Figura 3.6:** Campos de esfuerzo del viento durante cada campaña. La escala aparece en la figura superior izquierda. En azul se muestran las posiciones de las estaciones hidrográficas en las que se tomaron datos.



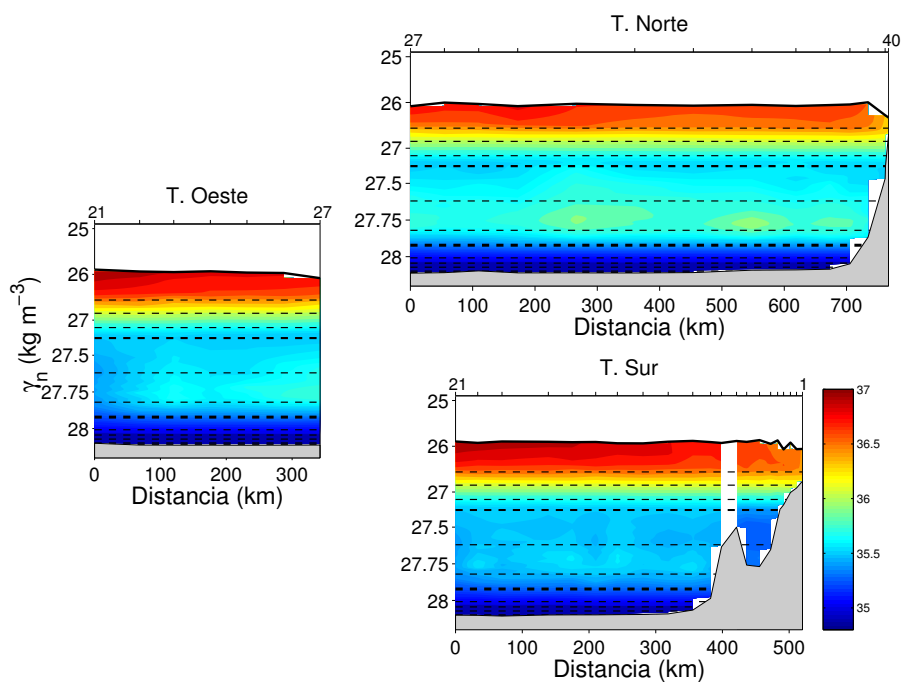
**Figura 3.7:** Imágenes de temperatura (SST) y clorofila (Chla) de la superficie del mar en las fechas indicadas. La escala de temperaturas es común a las tres figuras.

### 3.1.2. Distribución geográfica

A partir de los diagramas  $\theta$ -S se puede establecer la distribución geográfica del NACW y del NADW, ya que aparecen en todos los transectos en todas las épocas del año. Así, ambas masas de agua están presentes en toda la región de estudio sin variaciones espacio temporales.

Sin embargo, la variabilidad espacial y temporal vistas en capas intermedias hace que la distribución geográfica de las masas de agua a esas profundidades no se pueda determinar a partir de estos diagramas. En este caso, recurrimos a representaciones en las que se muestra la distribución de la salinidad en los diferentes transectos de cada campaña, en función de la distancia y de  $\gamma_n$ .

Al igual que en el apartado anterior, aquí se describirán las características generales a partir de la *Media* y posteriormente se verán las peculiaridades estacionales por separado.



**Figura 3.8:** Distribución de salinidad para cada transecto en función de  $\gamma_n$  y la distancia (*Media*). En el transecto oeste, el sur aparece a la izquierda y el norte a la derecha. Las líneas discontinuas indican los valores de  $\gamma_n$  que separan las capas en las que se divide la columna de agua; las líneas discontinuas gruesas representan las isoneutras que separan las masas de agua. Las posiciones en las que se tomaron datos se señalan en la parte superior de las figuras; a modo de referencia se dan los números de varias estaciones. La discontinuidad blanca en el transecto sur representa la división entre el este y el oeste del estrecho entre Fuerteventura y Lanzarote. En gris se muestra la batimetría. (La escala es la misma para las tres secciones.)

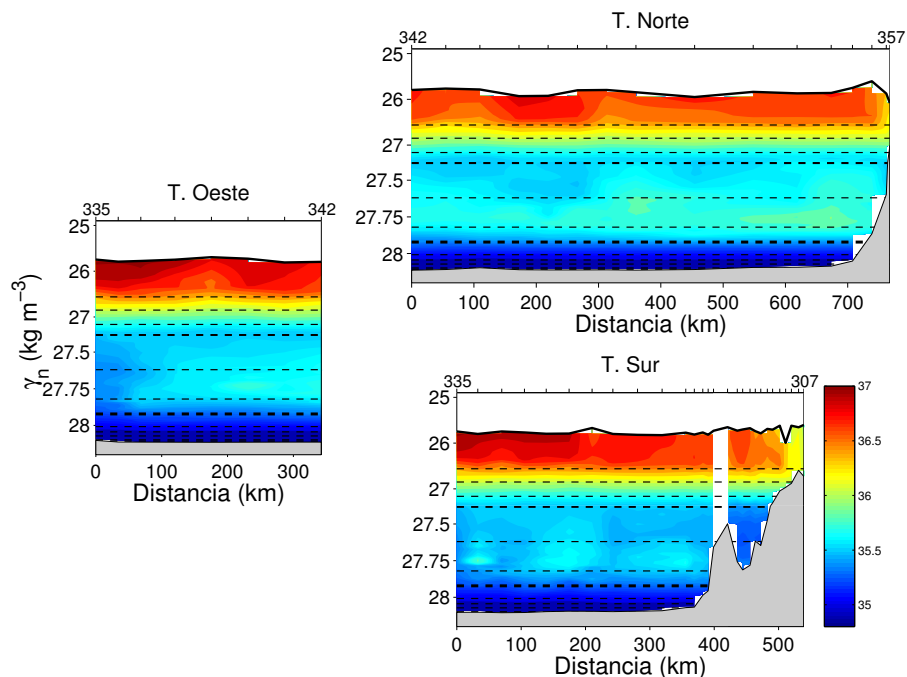
## Media

La distribución de salinidad media se muestra en la figura 3.8. Se puede observar que el MW ocupa todo el transecto norte, centrada entre los valores de  $\gamma_n$  de 27.62 y 27.82  $kg\ m^{-3}$ . También está presente en las estaciones más al norte del transecto oeste, mientras que en el transecto sur aparece puntualmente en determinadas estaciones al oeste de Lanzarote.

El AAIW está presente en un rango de valores inferior al MW, concretamente en  $27.38 < \gamma_n < 27.62\ kg\ m^{-3}$ . En el transecto norte, el AAIW aparece cerca de la costa africana, mientras que en el transecto oeste lo hace en la estación más al sur. Su presencia es, sin duda, más importante en el transecto sur fundamentalmente entre Canarias y África, aunque también pueden percibirse la presencia de esta masa de agua en algunos puntos al oeste de Lanzarote.

## Verano

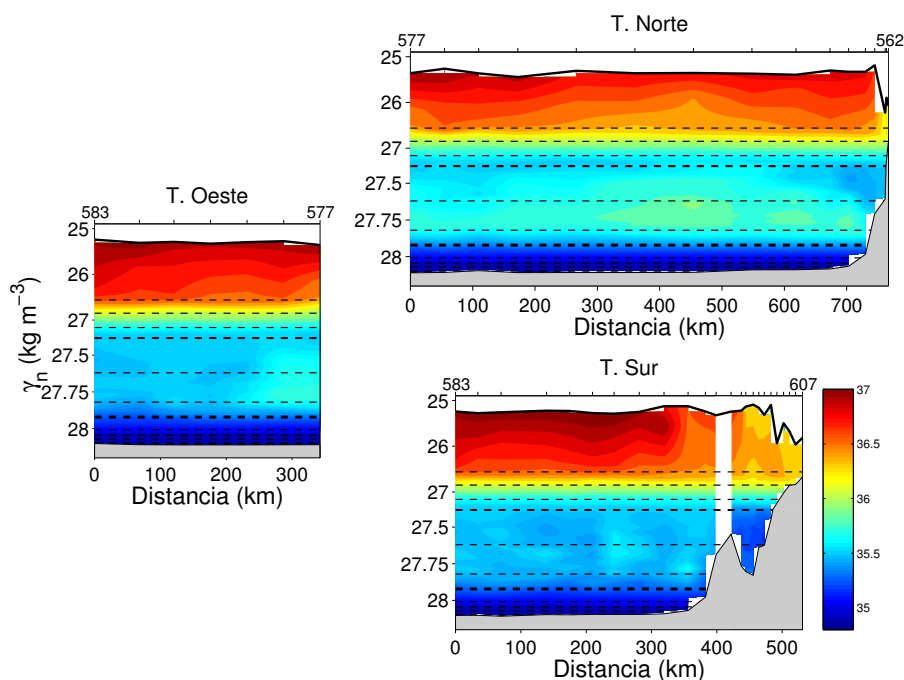
En verano (Fig. 3.9) el MW aparece en todo el transecto norte aunque de manera más notable cerca de la costa africana ( $\sim 36$ ), permitiendo que el AAIW esté presente al oeste del mismo, al sudeste de Madeira ( $\sim 35.4$ ). También hay una pequeña fracción de esta última masa de agua en las cercanías de la costa africana ( $\sim 35.4$ ). En el transecto sur se aprecian núcleos puntuales de ambas masas de agua, a modo de prolongaciones que viajan por el canal entre las islas de La Palma-Tenerife, Tenerife-Gran Canaria y Gran Canaria-Fuerteventura.



**Figura 3.9:** Distribución de salinidad (*Verano*). Detalles descritos en la figura 3.8.

### Otoño

La principal característica en otoño es que la presencia de AAIW se intensifica en toda la región de estudio. En el transecto norte (Fig. 3.10) aparece cerca de África marcando el mínimo anual de salinidad ( $\sim 35.3$ ) ocupando una mayor extensión que el resto del año. En el transecto oeste alcanza la posición más al norte de todo el año ( $\sim 35.5$ ). En el transecto sur es llamativa la prolongación que habría pasado entre Tenerife y Gran Canaria ( $\sim 35.3$ ), aunque donde sin duda esta masa de agua es especialmente notable es en el canal entre Canarias y África ( $\sim 35.2$ ). Es en esta época del año cuando el AAIW aparece en este canal con un mayor grado de pureza.

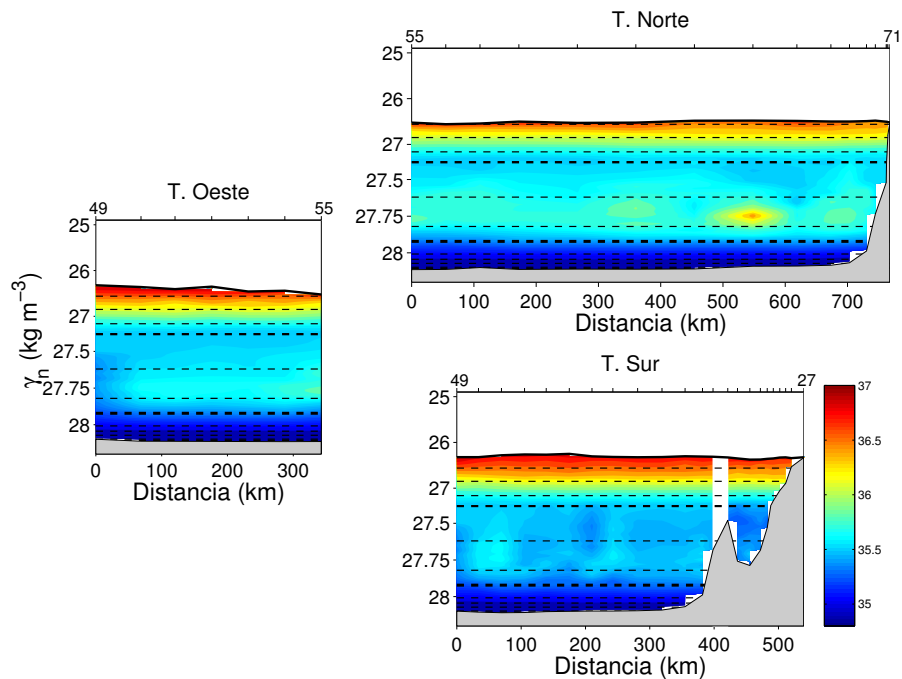


**Figura 3.10:** Distribución de salinidad (*Otoño*). Detalles descritos en la figura 3.8.

Por su parte, el MW aparece fundamentalmente en el transecto norte, con valores bastante altos ( $\sim 36.2$ ). En el transecto oeste está desplazada al norte, mientras que apenas son perceptibles algunas manchas de esta masa de agua muy mezclada en el transecto sur ( $\sim 35.8$ ).

### Invierno

En invierno (Fig. 3.11), el MW cubre todo el transecto norte, con valores de salinidad de  $\sim 36$  aunque puntualmente llega a  $\sim 36.2$ . Destaca la presencia del *Meddie* ( $\sim 36.5$ ) en una posición relativamente próxima al continente. La presencia de esta masa de agua es más importante en el canal entre Canarias y África que en cualquier otra época del año, aunque ya bastante mezclada ( $\sim 35.7$ ).



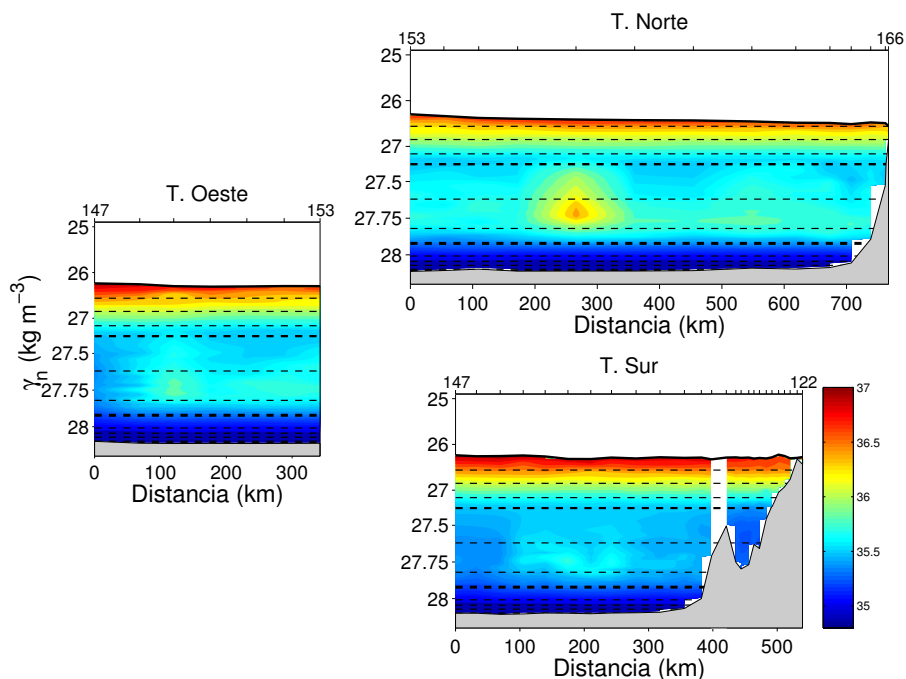
**Figura 3.11:** Distribución de salinidad (*Invierno*). Detalles descritos en la figura 3.8.

En el transecto norte aparece AAIW próxima al talud continental, pero no sobre él como en el caso de otoño ( $\sim 35.4$ ). En el transecto sur vuelve a ser destacable una prolongación de AAIW que podría haber pasado entre Gran Canaria y Tenerife ( $\sim 35.4$ ). La presencia importante de MW en el canal entre Canarias y África hace que el AAIW aparezca en profundidades relativamente más someras, así como desplazada hacia el oeste del canal.

### Primavera

En primavera (Fig. 3.12), el MW cubre nuevamente todo el transecto norte con valores relativamente altos ( $\sim 36.2$ ). El *Meddie* aparece próximo a Madeira ( $\sim 36.5$ ), ocupando todo el rango de profundidades correspondiente a las capas intermedias. En el transecto oeste aparece esta masa de agua en las estaciones más al norte, mientras que algo más al sur se puede apreciar un máximo de salinidad relacionado con un *Meddie* mal muestreado o que se ha partido recientemente. En el transecto sur esta masa de agua está muy concentrada en la región central, aunque muy mezclada ( $\sim 35.7$ ).

El AAIW aparece ligeramente cerca de la costa continental en el transecto norte. En el sur aparece claramente en el canal entre Canarias y África, aunque son también destacables dos núcleos al norte de La Palma y al oeste de Lanzarote.



**Figura 3.12:** Distribución de salinidad (*Primavera*). Detalles descritos en la figura 3.8.

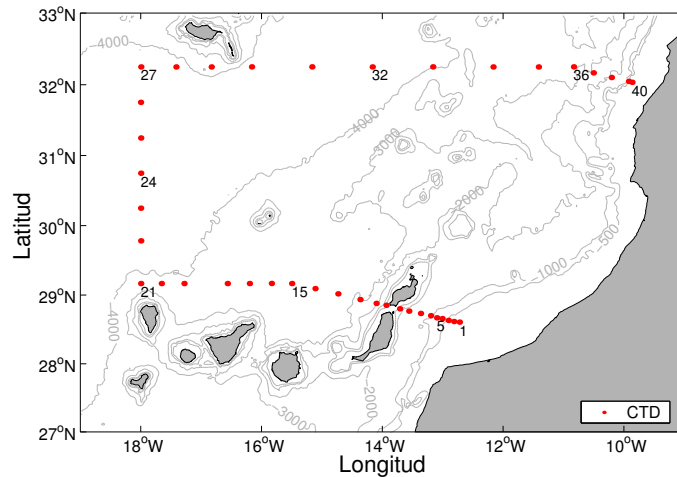
A modo de resumen, podemos decir que el NACW aparece en toda la región de estudio, ya que Canarias se encuentra completamente inmersa en la zona más oriental del giro subtropical del Atlántico, en el cual se ha formado esta masa de agua. El AAIW se puede encontrar en el sur de la región, aunque su presencia es más notable entre Canarias y África. Dicha relación hace que la presencia de AAIW varíe en función de la dinámica de este sistema, de manera que su presencia es máxima en otoño cuando se relaja el afloramiento y se potencia el transporte hacia el norte en toda la columna de agua. El MW aparece de manera más notable al norte de la zona de estudio por encontrarse más cercana al Estrecho de Gibraltar, lugar por el que esta masa de agua se incorpora a la circulación en el Atlántico. Imbricados en esta masa de agua han aparecido varios *Meddies*, unos en pleno apogeo y otros probablemente ya en estado de desintegración. Finalmente, el NADW también aparece en toda la región de estudio, ya que es una masa de agua que por sus condiciones de temperatura y salinidad ocupa un volumen muy importante en todo el océano en capas profundas.



### 3.2. Circulación media

El siguiente aspecto abordado por este trabajo de investigación es el estudio del movimiento de las masas de agua descritas. En primer lugar se establecerán las características generales de los procesos físicos que tienen lugar en la región de estudio a partir de la campaña *Media*, para pasar luego al estudio detallado de la circulación estacional en las restantes campañas.

En la figura 3.13 se muestra la localización de las estaciones hidrográficas consideradas para construir la campaña *Media*. Las estaciones forman un volumen cerrado con el continente africano como límite este, lo cual le confiere un diseño ideal para hacer estudios de circulación imponiendo conservación de propiedades en toda la columna de agua.

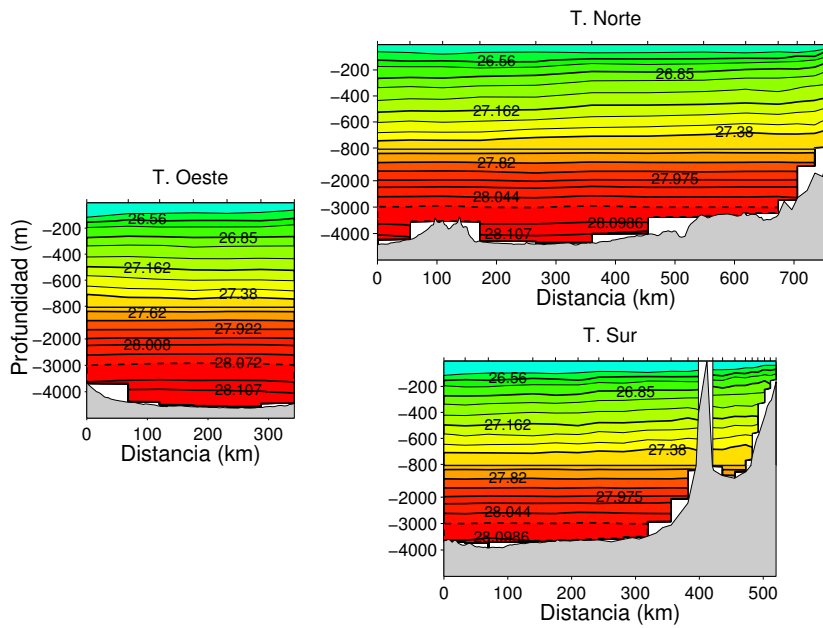


**Figura 3.13:** Mapa de estaciones de la campaña *Media*.

En la figura 3.14 se muestran las secciones verticales de  $\gamma_n$  en los tres transectos en los que se divide esta campaña. La distribución de densidad obedece a la presencia de diferentes procesos físicos como corrientes a gran escala, afloramiento de aguas subsuperficiales, estructuras mesoescalares, etc., de manera que por medio de esta figura podrán ser descritos cualitativamente.

Al ser la campaña *Media* un promedio de las demás, todas las estructuras que tengan una aparición puntual en las campañas estacionales van prácticamente a desaparecer en esta. Así, la figura muestra una distribución de  $\gamma_n$  muy suavizada, en la que las mayores pendientes de las isopícnas están relacionadas con la región del afloramiento en los transectos norte y sur. En el resto de estos transectos, las isopícnas se inclinan ligeramente hacia el oeste. En el transecto oeste, las isopícnas presentan diferentes inclinaciones por encima y por debajo de 200 m, de manera que en superficie están inclinadas hacia el sur y en profundidad hacia el norte. En capas intermedias y profundas destaca lo planas que son todas las isopícnas.





**Figura 3.14:** Sección vertical de  $\gamma_n$  (*Media*). Las líneas gruesas representan las isolíneas que dividen las capas consideradas para el cálculo de transporte. El eje vertical presenta mayor resolución por encima de los 800 m, para resaltar la variabilidad en las capas superficiales. Se muestra la batimetría Smith-Sandwell (Smith y Sandwell, 1994, 1997).

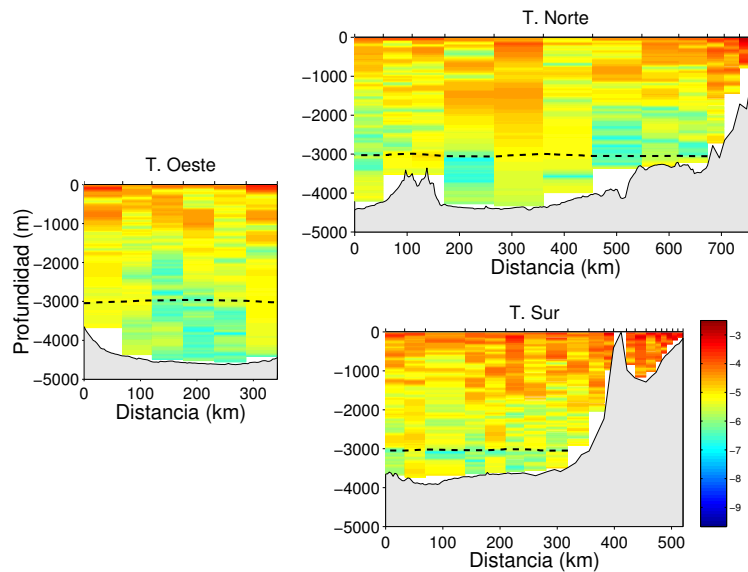
### 3.2.1. Transportes geostroficados. Capa de no movimiento.

Como ya se comentó en la sección 2.2.2, las ecuaciones de viento térmico (2.15-2.16) nos dan la variación vertical de la velocidad geostrofica, necesitando conocer la velocidad en un *nivel de referencia* para finalmente conocer la velocidad absoluta en toda la columna de agua.

Una de las ideas más extendidas en oceanografía física consiste en suponer que existe un nivel en el que se puede considerar que el agua no se mueve, para colocar ahí el nivel de referencia. En este caso particular, el nivel de referencia pasa a llamarse *nivel de no movimiento*. Para encontrar la ubicación ideal de este nivel de no movimiento hemos hecho uso de las ideas de Defant. Según Defant (1941), si colocamos el nivel de no movimiento en un lugar en el que los cambios de la velocidad con la vertical sean mínimos, el impacto de los posibles errores que estemos cometiendo en su ubicación va a ser mínimo sobre la circulación. En este caso, el nivel de no movimiento puede llamarse *nivel de mínimo riesgo* o *nivel de mínima sensibilidad*.

En la figura 3.15 se muestran las secciones verticales del cizallamiento vertical de la velocidad geostrofica en los diferentes transectos. En realidad se representa el logaritmo de esta variable para que sean comparables los valores a diferentes profundidades. Se puede comprobar que la región de mínimo cizallamiento se encuentra centrada a unos 3000 m de profundidad en los tres transectos (color verde), por lo que es razonable colocar el nivel de

no movimiento en esa región. Siguiendo las ideas de Montgomery (1937), tiene más sentido físico suponer que las masas de agua se mueven siguiendo líneas de igual densidad que líneas de igual presión, por lo que este nivel se coloca en la isopícnica de  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (representada en la figura como una línea discontinua), situada aproximadamente a la profundidad indicada. Esa misma profundidad ha sido también escogida como nivel de no movimiento en varios trabajos llevados a cabo en la Cuenca de Canarias (Siedler *et al.*, 1985; Rintoul y Wunsch, 1991; McCartney *et al.*, 1991).

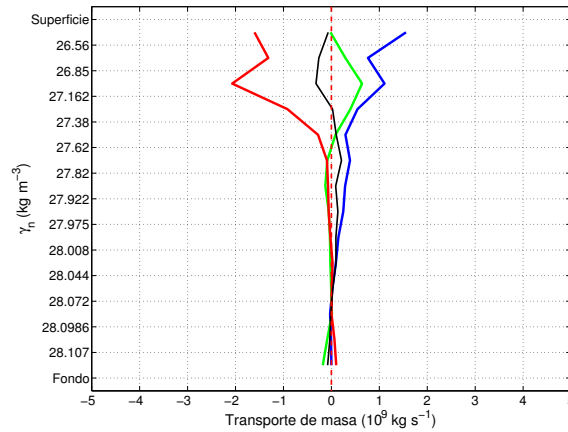


**Figura 3.15:** Sección vertical del cizallamiento vertical de la velocidad geostrófica (*Media*). La línea discontinua representa la isopícnica de  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$ . (La escala es común a las tres secciones.)

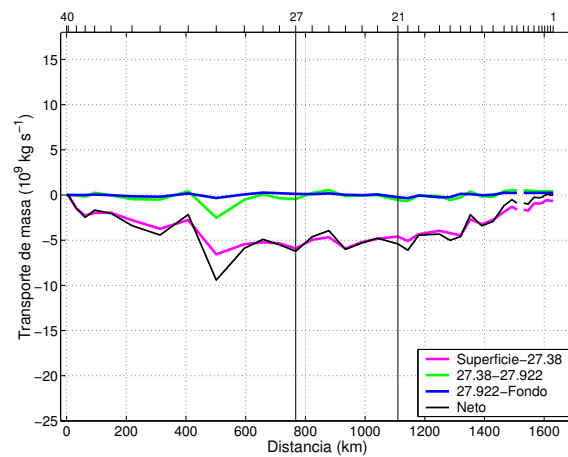
El transporte geostrófico de masa calculado con esa capa de no movimiento aparece representado en la figura 3.16. En el panel superior se muestran el transporte integrado para toda la caja en cada capa (*Neto*) y el transporte integrado para cada transecto por separado. Los transportes se centran fundamentalmente en las capas superficiales ( $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ), en los transectos norte y sur. Es importante hacer notar que el transporte neto está muy cerca de cero en todas las capas, lo que indica que la masa prácticamente se conserva en toda la columna de agua.

En el inferior aparece el transporte acumulado a lo largo de los pares de estaciones para las capas superficiales, intermedias, profundas y para toda la caja (*Neto*). En la parte superior de esta figura se muestran los números de varias estaciones, lo que ayuda a entender que el primer par de estaciones está en Cabo Ghir, recorriendo el transecto norte de este a oeste; luego viene el transecto oeste de norte a sur y, finalmente, el transecto sur de oeste a este. En esta figura se puede comprobar cómo para el NACW los transportes están distribuidos de manera bastante regular a lo largo de los transectos norte y sur, siendo prácticamente nulo a través del transecto oeste. Por otro lado, después de acumular los

transportes a lo largo de los tres transectos el transporte neto se hace cero, lo que indica nuevamente que el transporte geostrófico de masa prácticamente se conserva en todo el volumen estudiado.



(a) Por capas, para cada transecto.

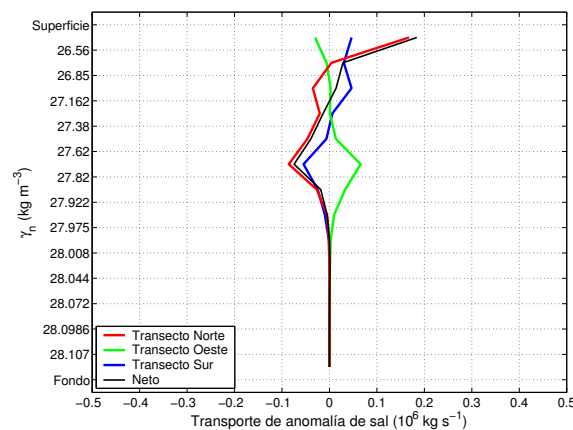


(b) Acumulado a lo largo de los pares de estaciones, para cada masa de agua. En la parte superior se muestra la posición de cada estación, así como varios números de estaciones como referencia. La discontinuidad observada en el transecto sur da cuenta de la posición de la Bocaina. Las líneas rectas verticales indican el límite entre los transectos.

**Figura 3.16:** Transporte geostrófico de masa. Capa de no movimiento en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (Media). (La escala está ajustada para que sean comparables las 4 campañas.)

En la figura 3.17 se muestra el transporte geostrófico de anomalía de sal, integrado a lo largo de las capas para cada transecto por separado y para toda la ‘caja’. Los máxi-

mos transportes de esta variable aparecen en capas intermedias ( $27.38 \text{ kg m}^{-3} < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) y en capas superficiales. Para entender estos máximos hay que tener en cuenta la expresión 2.26, en la que se definía el transporte de anomalía de sal. Así, el máximo en capas intermedias se debe a que los valores de salinidad son muy diferentes, con un mínimo en el AAIW y un máximo en el MW, lo que se traduce en que la anomalía de sal es importante y, consecuentemente, su transporte. En capas superficiales se debe a que las velocidades son importantes como ya se vio para el transporte de masa; además, para la primera capa la insolación es diferente en cada transecto, lo que causa valores extremos de salinidad y, al igual que en capas intermedias, esto se traduce en transportes de anomalía de esta variable importantes. En capas profundas ( $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) el transporte de la anomalía de sal es prácticamente cero por un lado porque se trata de una masa de agua muy homogénea y la anomalía de salinidad toma valores relativamente pequeños y, por otro lado, porque los valores de velocidad son mínimos a esas profundidades. En cuanto al desajuste, los valores más importantes se localizan precisamente en las capas en las que esta variable posee valores máximos, esto es, en la primera capa y en capas intermedias.

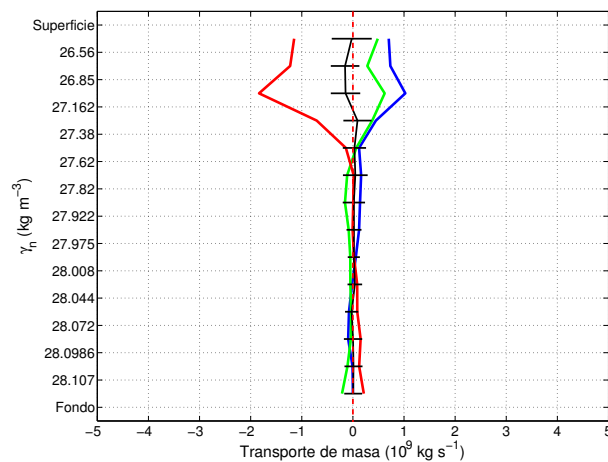


**Figura 3.17:** Transporte geostrofico de anomalía de sal por capas para cada transecto, considerando una capa de no movimiento en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (*Media*). (La escala está ajustada para que sean comparables las 4 campañas.)

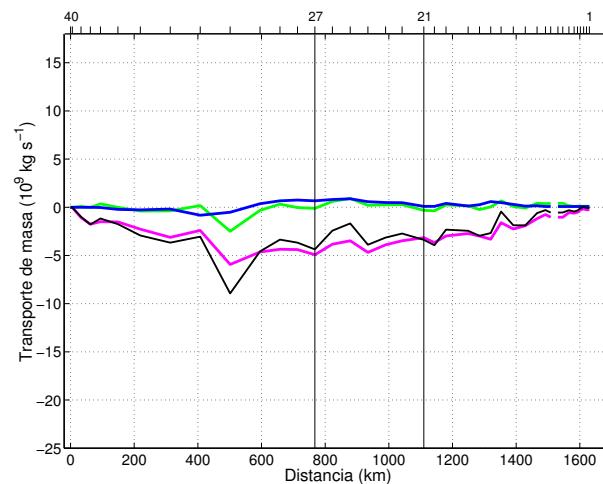
Hay que destacar una vez más que la campaña *Media* ha sido construida después de promediar la temperatura y la salinidad en las estaciones comunes a las cuatro campañas de adquisición de datos. Esto hace que los procesos físicos que introducen ruido en nuestras medidas (remolinos mesoescalares, ondas internas, etc...) se vean suavizados y que no sean importantes en la campaña *Media*, lo que acaba resultando en que los campos de temperatura y salinidad están libres de ‘contaminación’ no deseada. Por tanto, los transportes calculados a partir de estos campos van a estar relacionados únicamente con la circulación a gran escala en esta región, lo que explica que los transportes geostroficos vistos en la figura 3.16 estén prácticamente ajustados.

### 3.2.2. Transporte geostrófico. Modelo inverso.

Los transportes geostróficos de masa están aceptablemente bien ajustados, pero no los de anomalía de sal. Además, los cálculos geostróficos no nos dan incertidumbres para los valores de transporte calculados y tampoco hemos considerado el efecto del intercambio entre las capas, la conservación de calor en capas profundas, la aportación del transporte de Ekman y el flujo de agua dulce en la circulación. Todo esto justifica la aplicación del modelo inverso descrito. La solución del sistema de ecuaciones para esta y las demás campañas viene expuesta en el Apéndice A.



(a) Por capas, para cada transecto. Las líneas negras horizontales representan la incertidumbre del transporte en esa capa.

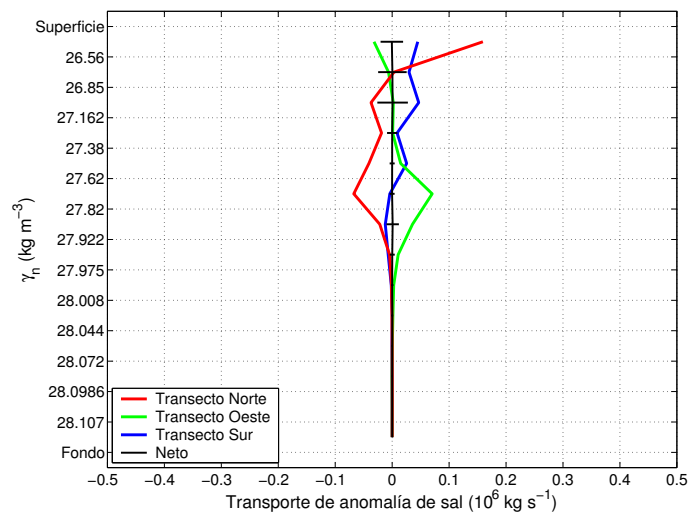


(b) Acumulado a lo largo de los pares de estaciones, para cada masa de agua.

**Figura 3.18:** Transporte geostrófico de masa, después de la inversión (*Media*).

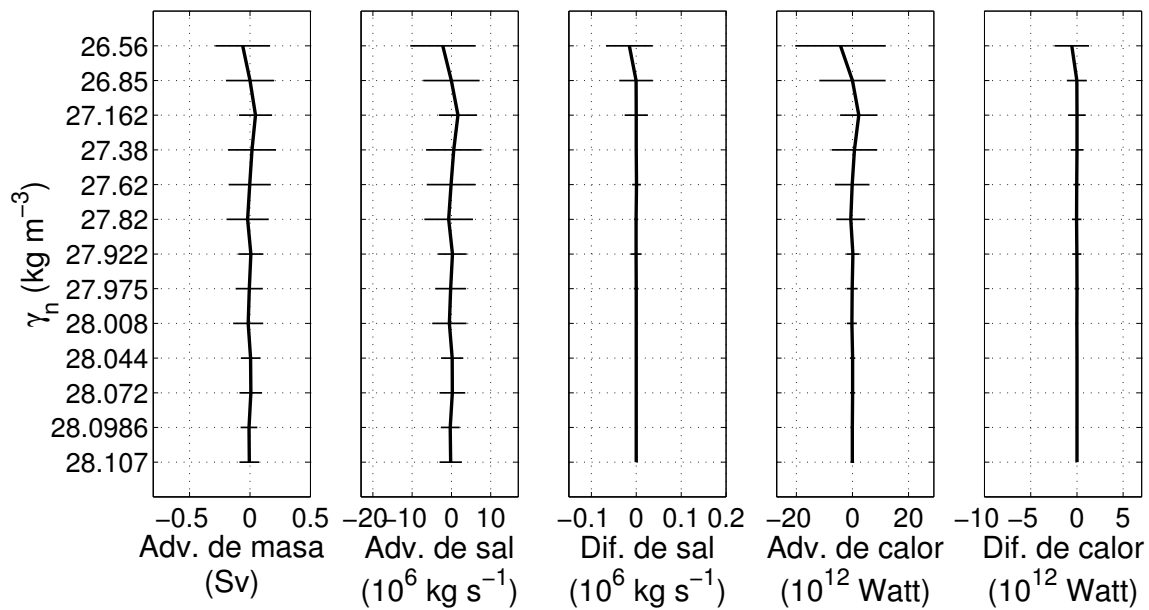
En la figura 3.18 se representan los transportes geostróficos después de aplicar el modelo inverso. Las variaciones respecto de los transportes calculados con capa de no movimiento son mínimas, destacando únicamente que se ha arreglado el ligero desajuste que se podía apreciar para las capas superficiales en la figura de transporte acumulado. Sí es interesante la incertidumbre estimada para los transportes en cada una de las capas, representada con líneas negras horizontales, que permite resaltar que el pequeño desajuste encontrado en los transportes por capas está dentro de la incertidumbre de los cálculos. Esta incertidumbre es máxima en la primera capa, pues se ha considerado la contribución de la incertidumbre del transporte de Ekman y del flujo de agua dulce.

El transporte de anomalía de sal después de aplicar el modelo inverso se muestra en la figura 3.19. La distribución vertical es también muy similar a la encontrada antes del modelo, aunque ahora el transporte neto de esta variable indica que se conserva en todas las capas. Nótese que el transporte neto en cada capa no es exactamente la suma de los transportes en cada transecto, ya que el modelo ha tenido en cuenta la transferencia diapicna de esta propiedad.

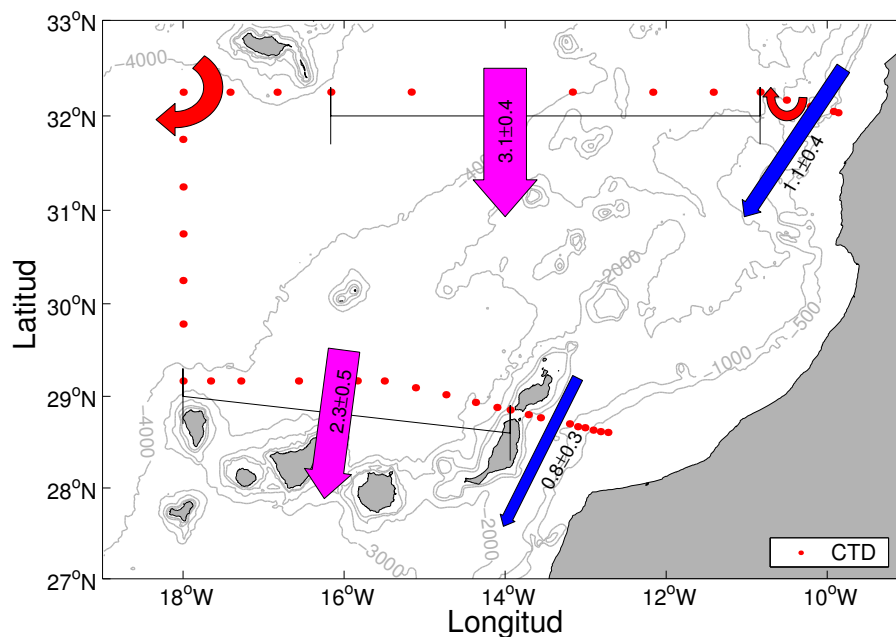


**Figura 3.19:** Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas, después de la inversión (*Media*).

En la figura 3.20 se muestran todos los términos diapicnos considerados en este trabajo, esto es, la advección diapicna de masa, de sal y de calor, así como la difusión de sal y calor. Se puede comprobar que tanto la advección como la difusión de sal son negativas en la primera capa, lo que indica un transporte de esta propiedad hacia abajo y se traduce en un ajuste de esa propiedad en la primera capa. En capas intermedias también es importante la advección diapicna de sal de cara a equilibrar el transporte de anomalía de sal. No obstante, hay que destacar que, en general, los valores de transporte son inferiores a su incertidumbre.



**Figura 3.20:** Advección diapicna de masa, advección diapicna de sal, difusión diapicna de sal, advección diapicna de calor y difusión diapicna de calor (*Media*).



**Figura 3.21:** Interpretación de la circulación en las capas superficiales (*Media*).

La circulación media se puede interpretar con el esquema que se muestra en la figura 3.21. Así, en promedio se tiene la presencia de un jet costero ( $1.1 \pm 0.4 \text{ Sv}$ ) asociado al afloramiento en la región de Cabo Ghir. Luego aparece la Corriente de Canarias, que fluye hacia el sur abarcando el transecto norte hasta la región de Madeira, con un transporte de

$3.1 \pm 0.4 Sv$ . Ésta abandona la región de estudio entre La Palma y Lanzarote-Fuerteventura aproximadamente con el mismo transporte de masa,  $2.3 \pm 0.5 Sv$ . Entre Canarias y África existe una corriente hacia el sur que transporta  $0.8 \pm 0.3$ , valor muy similar al del jet costero en Cabo Ghir, lo que hace pensar que estos transportes estén conectados.

A partir del estudio de la circulación media, los procesos físicos relacionados con la circulación a gran escala han quedado descritos. En las siguientes secciones se verán las características propias de las cuatro campañas de adquisición de datos, en función de las cuales se establecerá la variabilidad estacional de la circulación oceánica en la región de Canarias. Se presentan ordenadas por estaciones a partir de verano, en lugar de ordenadas cronológicamente, para ver la secuencia estacional de los procesos físicos.

El transporte de masa encontrado para las capas intermedias y profundas es prácticamente nulo en la *Media*. Así, el transporte que pudiera encontrarse en cada estación siempre será igualmente pequeño y debido a la presencia de estructuras mesoescalares mal muestreadas en esas capas del océano. Por esto, en este trabajo no se discutirá la circulación en capas intermedias y profundas al estudiar la circulación estacional.



### 3.3. Circulación estacional

#### 3.3.1. Verano (*Meteor 42*)

La campaña de adquisición de datos *Meteor 42* se desarrolló en las localizaciones indicadas en la figura 3.22, donde se puede comprobar que ésta fue la campaña en la que se tomó medidas en un mayor número de estaciones (Tabla 2.1). Se llevó a cabo entre los días 27 de junio y 12 de julio, periodo suficientemente corto como para suponer que los datos son sinópticos.

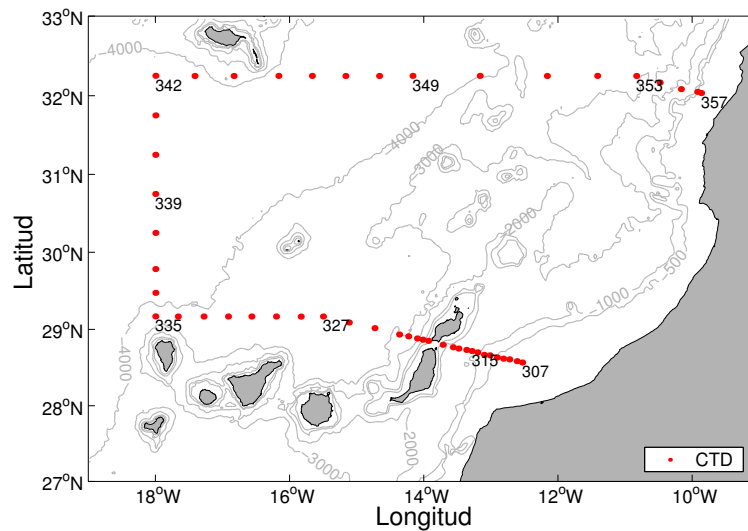


Figura 3.22: Mapa de estaciones de la campaña de *Verano*.

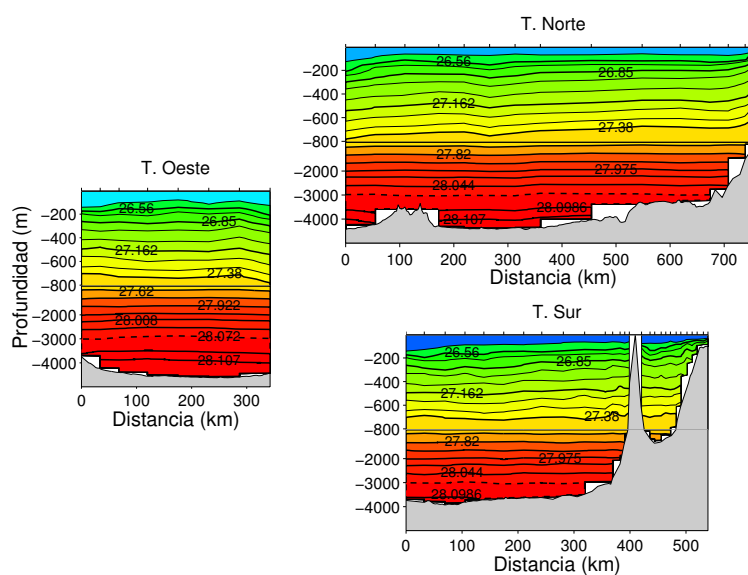
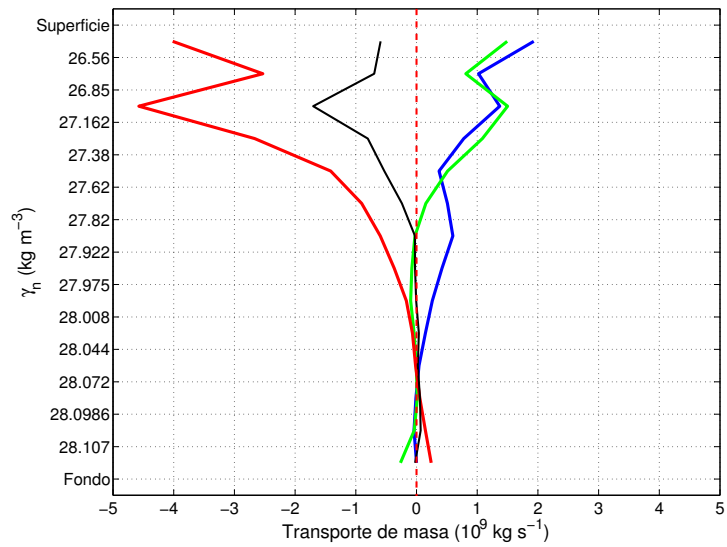
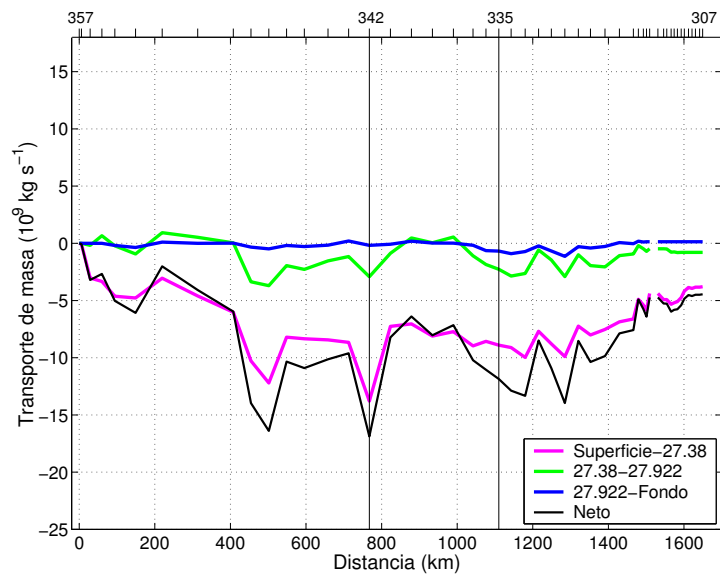


Figura 3.23: Sección vertical de  $\gamma_n$  (*Verano*). Detalles descritos en la figura 3.14.



(a) Por capas, para cada transecto.



(b) Acumulado a lo largo de los pares de estaciones, para cada masa de agua

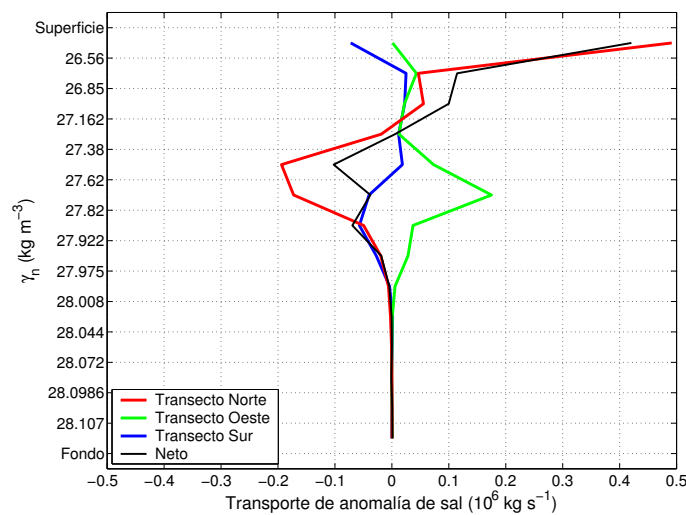
**Figura 3.24:** Transporte geostrófico de masa. Capa de no movimiento en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (Verano).

El campo de  $\gamma_n$  aparece representado en la figura 3.23, dividido en los tres transectos correspondientes. En el transecto norte la pendiente de las isoneutras es, en general, de este a oeste, destacando la pendiente cerca de la costa africana, la pendiente en el extremo oeste del transecto y también en la estación 347. El primer caso se debe a la presencia del afloramiento completamente desarrollado en esta época del año. Tanto el segundo como el tercer caso revelan la presencia de remolinos mesoescalares anticiclónicos, por el hundimien-

to que producen en las isoneutras. En el transecto oeste vuelve a aparecer, obviamente, el remolino anticiclónico en la estación más al norte, quedando el resto del transecto bastante plano. El transecto sur presenta una ligera pendiente de este a oeste, al igual que el transecto norte, especialmente pronunciada en las capas superficiales del canal entre Canarias y la costa africana por el desarrollo del afloramiento en esta latitud.

### Transportes geostróficos. Capa de no movimiento.

Para el cálculo de velocidad y transporte geostrófico se ha utilizado la misma capa de no movimiento vista para el caso de la *Media*, pues el cizallamiento de la velocidad en ese caso era el más adecuado para ubicar el nivel de no movimiento. Además, así se consigue que los valores de transporte sean comparables entre todas las campañas.

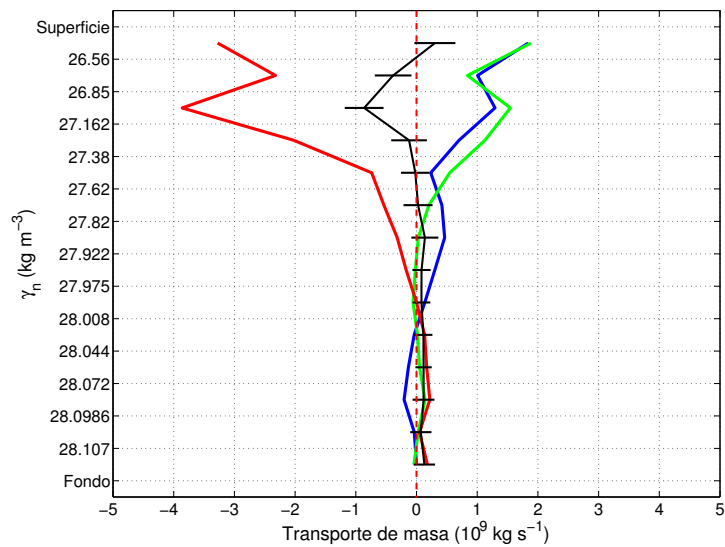


**Figura 3.25:** Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas para cada transecto. Capa de no movimiento en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (Verano).

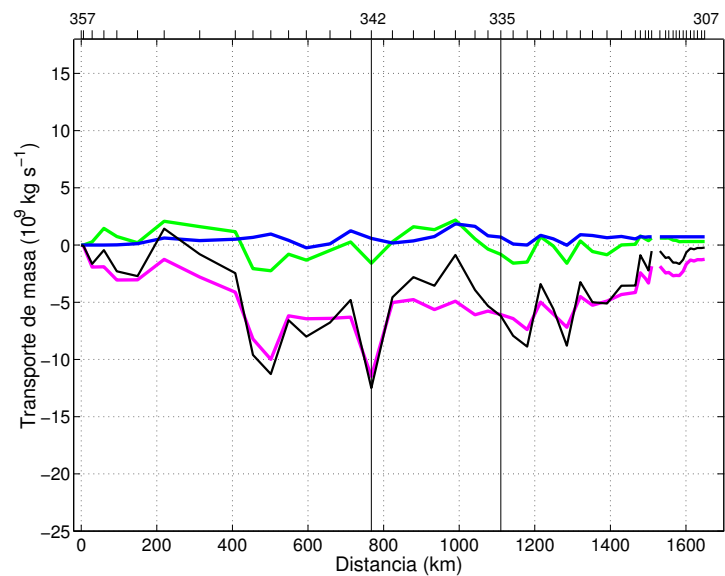
El transporte geostrófico calculado de esta manera se muestra en la figura 3.24. En el panel superior destaca la intensidad de los transportes en las capas superficiales en los tres transectos, lo cual es especialmente llamativo para el transecto oeste. Por otro lado, el mayor desajuste aparece en esas mismas capas. En el panel inferior se puede comprobar a qué se deben estos transportes tan intensos. Por un lado, la intensidad del jet asociado al afloramiento hace que entre una cantidad importante de masa cerca de la costa africana, a la altura de Cabo Ghir y, por otro lado, el remolino anticiclónico centrado en la estación 342 produce un transporte de masa muy alto que recircula hasta salir por el transecto oeste. En cuanto al desajuste, el muestreo llevado a cabo en la campaña no es óptimo para resolver los transportes asociados a estructuras mesoescalares, de manera que parte del desajuste que aparece en capas superficiales se debe al submuestreo tanto de este remolino anticiclónico en la estación 342 como al de la estación 347. Después de acumular los transportes a lo largo

de todos los pares de estaciones, el desajuste que resulta es del orden de  $5 Sv$ , centrados fundamentalmente en capas superficiales.

El transporte de anomalía de sal (Fig. 3.25) tiene la misma estructura que el visto para el caso de la *Media*. Esto es, valores máximos en capas intermedias y superficiales, fundamentalmente en la primera capa, así como un desajuste máximo en estas capas y mínimo en capas profundas.



(a) Por capas, para cada transecto.



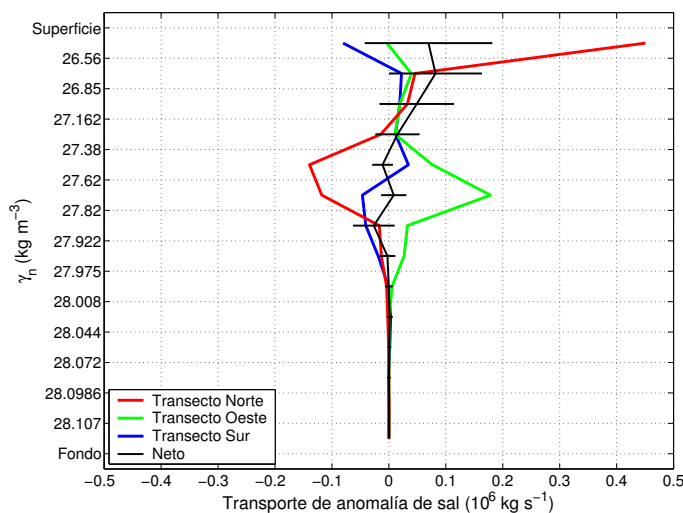
(b) Acumulado a lo largo de los pares de estaciones, para cada masa de agua.

**Figura 3.26:** Transporte geostrofico de masa, después de la inversión (*Verano*).

### Transportes geostróficos. Modelo inverso.

El resultado del modelo inverso aplicado a los datos de la campaña de verano aparece representado en la figura 3.26. En el panel superior se puede comprobar que el desajuste ha mejorado de manera importante, ya que la primera capa ha quedado completamente ajustada. Esto indica que la inclusión del transporte de Ekman y del flujo de agua dulce han ayudado a mejorar los transportes en la primera capa. En el panel inferior puede comprobarse también que el ajuste en el transporte acumulado a lo largo de los tres transectos ha mejorado hasta ser inferior a  $2 Sv$  en la capa superficial.

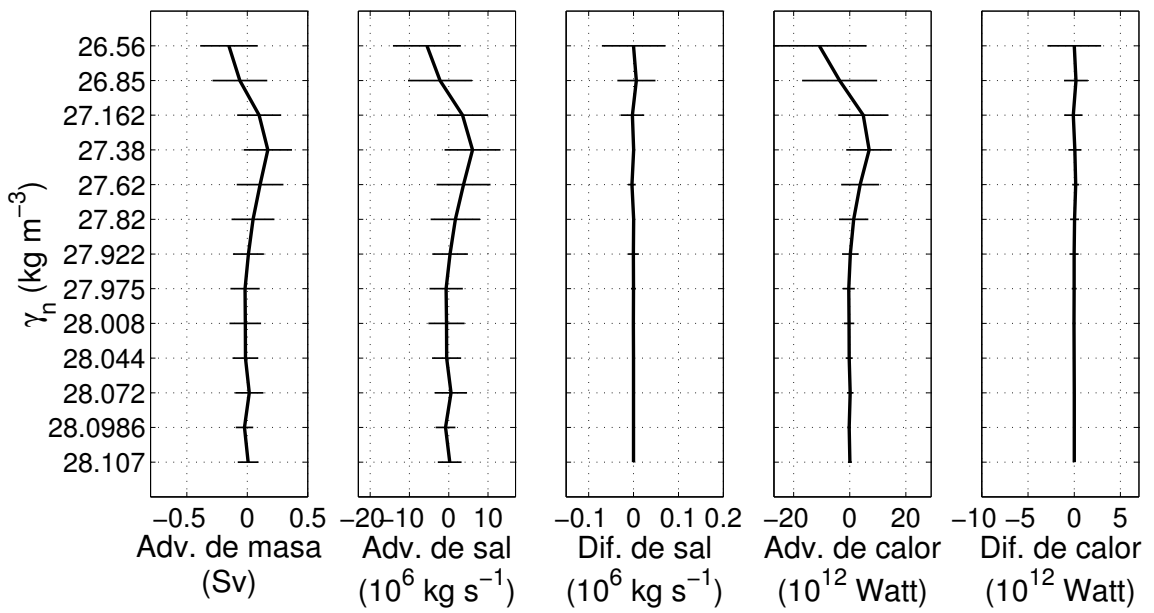
El transporte de anomalía de sal (Fig. 3.27) se ha visto mínimamente modificado, quedando ajustado ahora en todas las capas o, al menos, dentro de la incertidumbre de las estimaciones de los transportes.



**Figura 3.27:** Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas, después de la inversión (*Verano*).

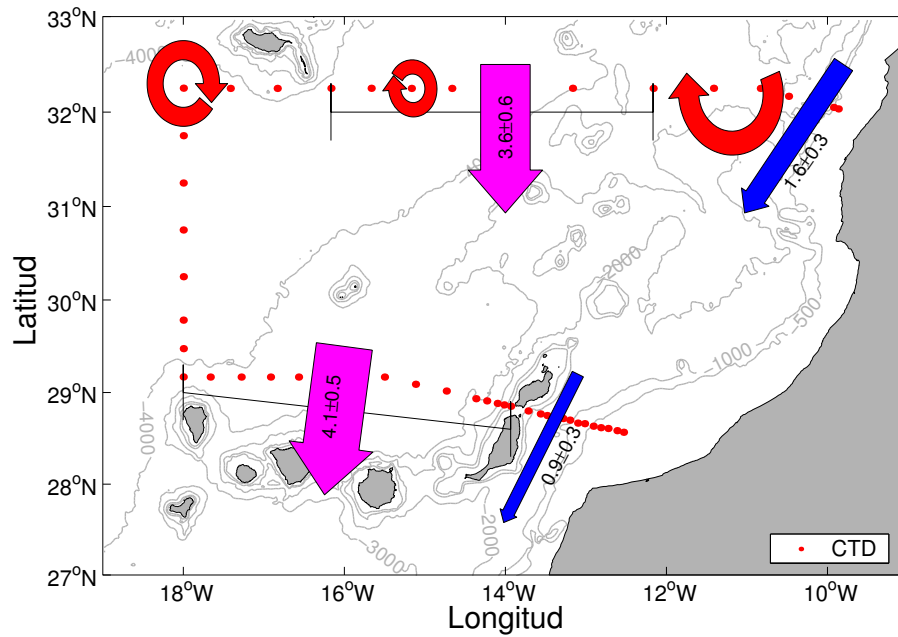
Los términos diapícnos (Fig. 3.28) indican una advección diapícnica de masa y sal desde la primera capa hacia el fondo, lo cual contribuye también a mejorar el equilibrio de los transportes de estas variables en la primera capa. La difusión diapícnica de sal tiene signo contrario a la advección, pero valores muy pequeños que hacen que tenga un efecto despreciable.

En función de estos resultados, la circulación en capas superficiales puede describirse como sigue (Fig. 3.29). El afloramiento de aguas subsuperficiales en Cabo Ghir genera un jet costero que transporta  $1.6 \pm 0.3 Sv$  hacia el sur. Probablemente asociada a este jet se desarrolla una vorticidad anticiclónica, después de la cual aparece la Corriente de Canarias presente hasta el sudeste de Madeira con un transporte de  $3.6 \pm 0.6 Sv$ . La Corriente de Canarias circula hacia el sur pasando entre las islas de La Palma y Lanzarote  $4.1 \pm 0.5 Sv$ , mientras que entre Canarias y la costa africana circulan  $0.9 \pm 0.3 Sv$ . Estos últimos dan



**Figura 3.28:** Advección diapicna de masa, advección diapicna de sal, difusión diapicna de sal, advección diapicna de calor y difusión diapicna de calor (*Verano*).

continuidad al jet costero generado en la región de Cabo Ghir, que prosigue su avance hacia el sur a la altura de Cabo Jubi. Asimismo, se ha destacado la circulación relacionada con los remolinos anticiclónicos en el transecto norte, dada la intensidad de los transportes asociados a ellos.



**Figura 3.29:** Interpretación de la circulación en las capas superficiales (*Verano*).

### 3.3.2. Otoño (*Poseidon 233*)

La campaña *Poseidon 233* se llevó a cabo entre los días 7 y 18 de septiembre de 1997, tomando medidas en un total de 45 estaciones (Fig. 3.30 y Tabla 2.1). Aunque los datos se tomaran a finales de verano, las condiciones oceanográficas son similares a las históricamente descritas para la circulación en otoño en esta región.

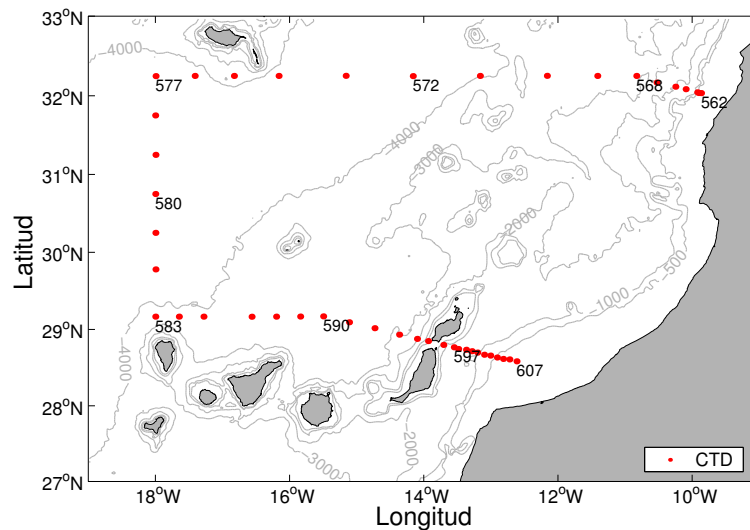


Figura 3.30: Mapa de estaciones de la campaña de *Otoño*.

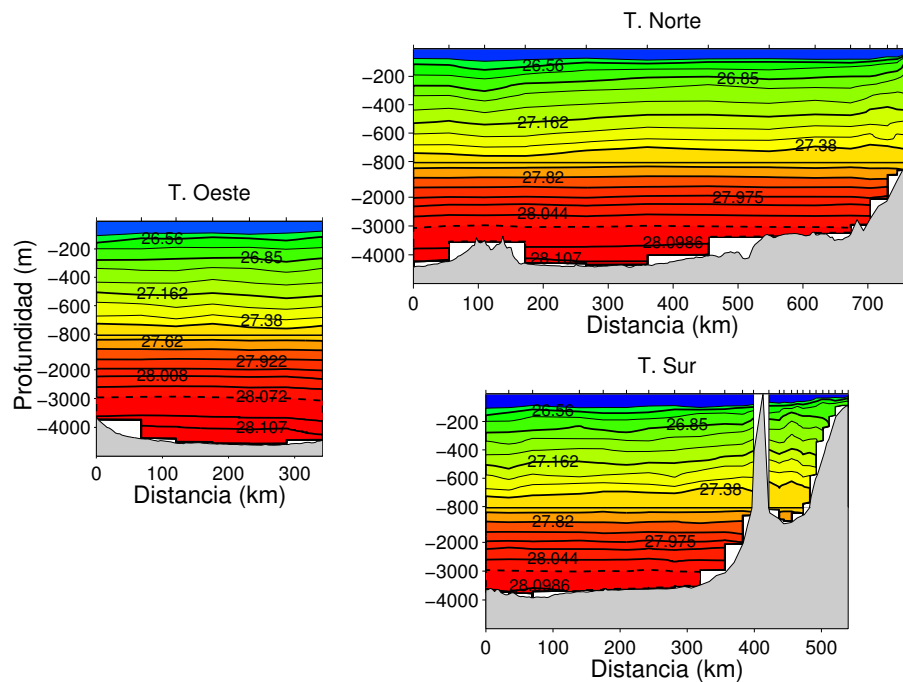
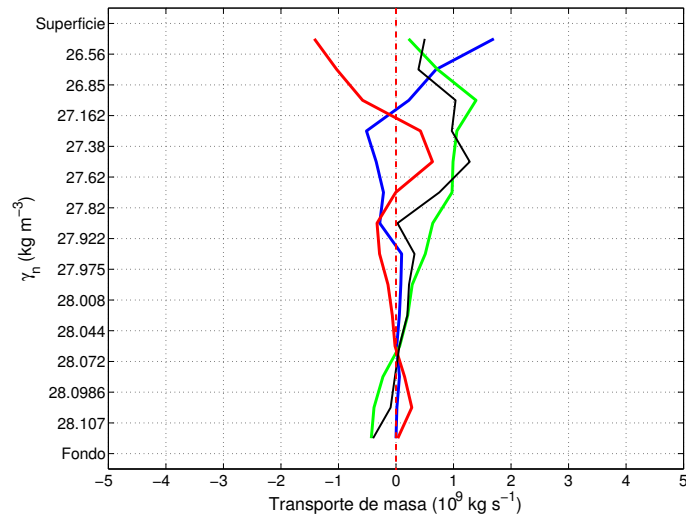
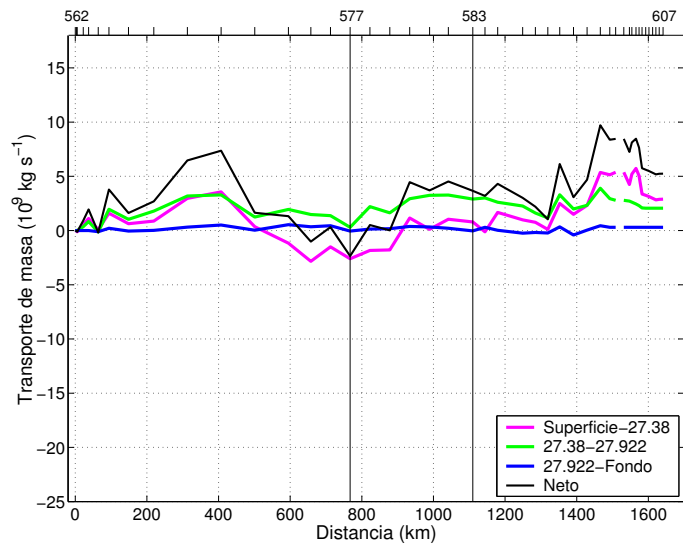


Figura 3.31: Sección vertical de  $\gamma_n$  (*Otoño*).



(a) Por capas, para cada transecto.



(b) Acumulado a lo largo de los pares de estaciones, para cada masa de agua.

**Figura 3.32:** Transporte geostrófico de masa. Capa de no movimiento en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (Otoño).

El campo de densidad neutra para esta campaña se muestra en la figura 3.31. Su pendiente más pronunciada en el transecto norte se centra al sudeste de Madeira y en la región de afloramiento de Cabo Ghir. En la región de afloramiento la disposición de las isoneutras no es la misma que existía en verano (Fig. 3.23), sino que ha pasado a ser bastante más irregular y opuesta entre los que se aprecia en capas superficiales y en capas intermedias. Esto reafirma lo ya comentado durante el análisis de las masas de agua con los diagramas  $\theta$ -S, en cuanto a que los vientos ya no tienen unas condiciones tan favorables

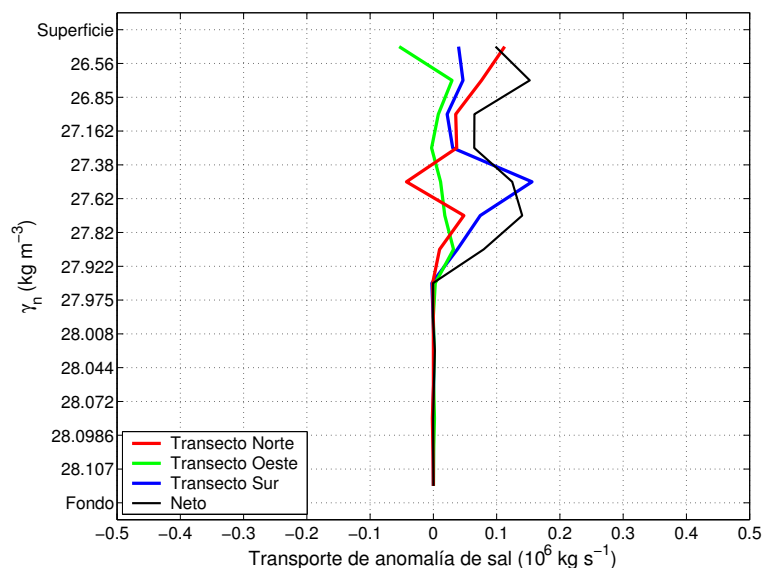


para el desarrollo del afloramiento. En el transecto sur las isoneutras están orientadas de este a oeste entre La Palma y Fuerteventura-Lanzarote, mientras que entre Canarias y África tienen una pendiente totalmente opuesta. Esta última característica se ha descrito como propia de otoño en trabajos anteriores (Hernández-Guerra *et al.*, 2001, 2002; Knoll *et al.*, 2002), de ahí que consideremos que esta campaña es representativa de las condiciones de esta época del año.

### Transportes geostróficos. Capa de no movimiento.

En la figura 3.32 se muestran los transportes geostróficos de masa calculados con la misma capa de no movimiento empleada hasta ahora, situada en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$ . En la parte superior se representan los transportes por capas y destaca una vez más que los valores máximos ocurran en capas superficiales, en los tres transectos. El mayor desajuste de los transportes aparece tanto en las capas superficiales como en las intermedias. En la figura inferior se puede comprobar que el transporte acumulado a lo largo de los tres transectos sufre un desequilibrio importante de unos  $5 \text{ Sv}$ , repartidos entre las capas superficiales ( $3 \text{ Sv}$ ) y las intermedias ( $2 \text{ Sv}$ ).

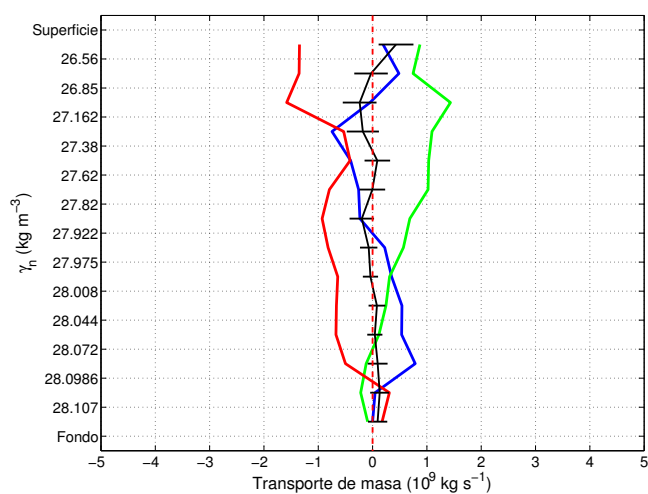
El transporte de anomalía de sal (Fig. 3.33) tiene la misma forma que el visto hasta ahora, con valores máximos en capas intermedias y superficiales. Ahora bien, aunque el desajuste vuelve a ser importante en esas capas, ya no es tan pronunciado en la primera. En capas profundas vuelve a haber un transporte mínimo de anomalía de sal.



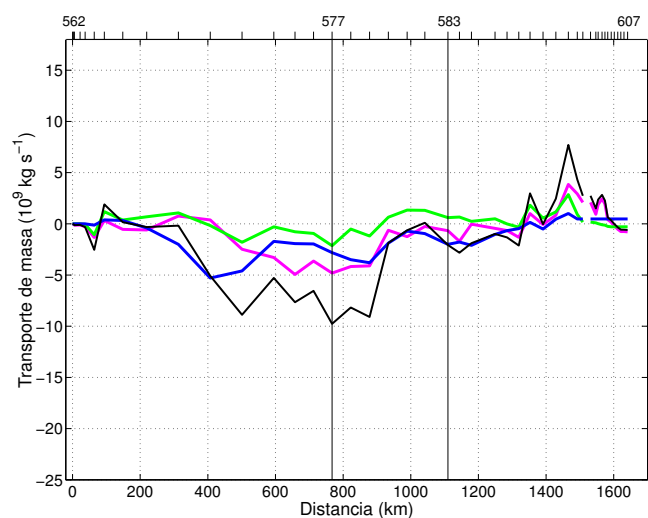
**Figura 3.33:** Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas para cada transecto. Capa de no movimiento en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (Otoño).

### Transportes geostróficos. Modelo inverso.

Una vez se ha aplicado el modelo inverso, los resultados aparecen en la figura 3.34. En el panel superior se comprueba que se han ajustado los transportes en todas las capas, exceptuando la primera. Los transportes son más importantes en los transectos oeste y norte en capas superficiales, siendo ésta la única campaña en la que se detecta un transporte significativo entre Madeira y La Palma. En el panel inferior de esta figura se puede comprobar también que los transportes acumulados a lo largo de los tres transectos se han ajustado prácticamente por completo.



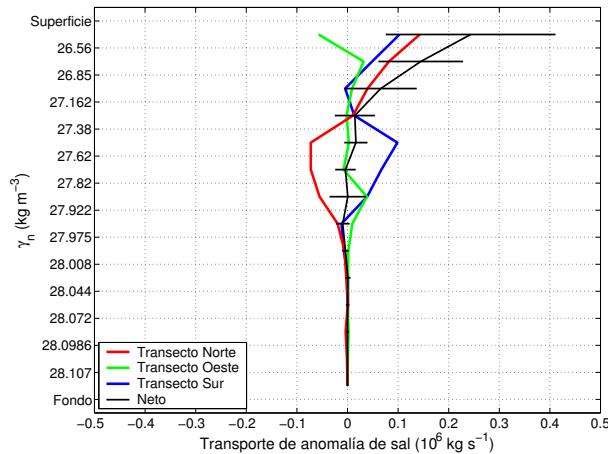
(a) Por capas, para cada transecto.



(b) Acumulado a lo largo de los pares de estaciones, para cada masa de agua.

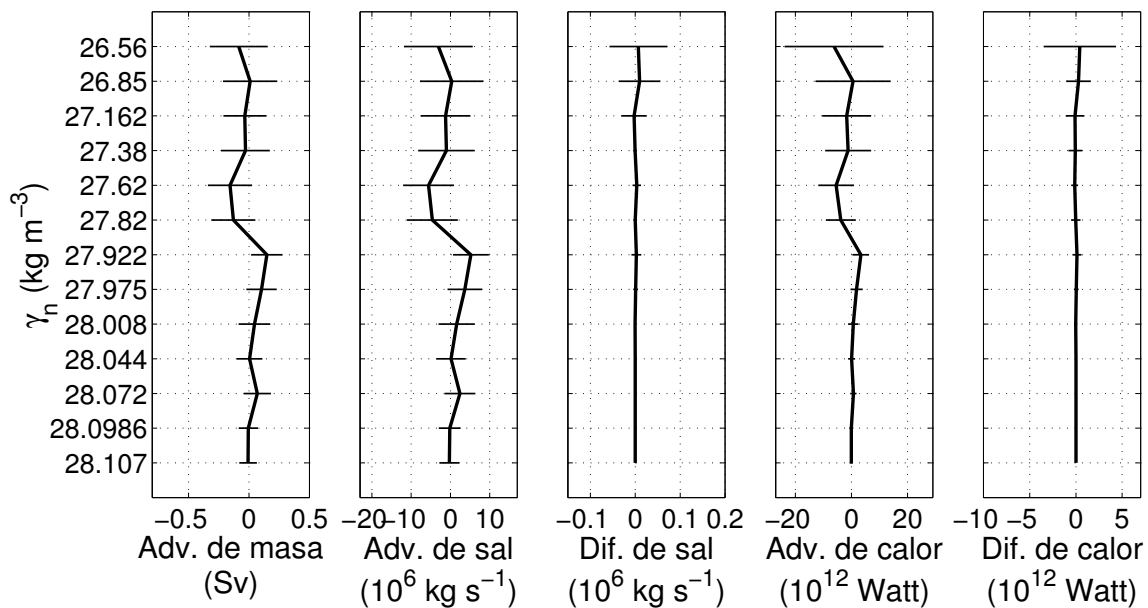
**Figura 3.34:** Transporte geostrófico de masa, después de la inversión (*Otoño*).

El transporte de anomalía de sal (Fig. 3.35) ha mejorado en capas intermedias, donde los desajustes eran mayores. Tras el modelo, tan sólo han quedado sin ajustar la segunda y tercera capas, ya que el resto o bien está ajustada o bien el desajuste está dentro de la incertidumbre de los cálculos. Las capas superficiales apenas se han visto modificadas, ya que el desajuste inicial no era importante.



**Figura 3.35:** Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas, después de la inversión (*Otoño*).

En capas intermedias ha habido una advección diapícnica tanto de masa como de sal importante hacia capas profundas (Fig. 3.36), que contribuyen a ajustar los transportes de las capas en ese rango.



**Figura 3.36:** Advección diapícnica de masa, advección diapícnica de sal, difusión diapícnica de sal, advección diapícnica de calor y difusión diapícnica de calor (*Otoño*).

Con esto, la interpretación de la circulación en otoño es la siguiente (Fig. 3.37). Hay que destacar que ya no hay jet costero asociado al afloramiento en Cabo Ghir, lo cual es una prueba más de la relajación del afloramiento. La Corriente de Canarias en el transecto norte se centra en las estaciones al sudeste de Madeira, transportando  $3.8 \pm 0.6 Sv$ . Parte de este transporte recircula hacia el transecto oeste, por el que salen  $3.3 \pm 0.4 Sv$ . El resto de la Corriente de Canarias que procede del transecto norte recircula entre La Palma y la estación 591, con una contribución de  $1.0 \pm 0.5 Sv$ . La característica más destacable de la circulación en el transecto sur es la corriente hacia el norte entre Canarias y África, que ocupa todo el ancho del canal con un transporte de  $2.5 \pm 0.4 Sv$ . Esta corriente hacia el norte recircula hacia el sur entre Gran Canaria y Fuerteventura, con un transporte similar de  $2.6 \pm 0.4 Sv$ .

Finalmente, el transporte hacia el norte de AAIW por el canal entre Canarias y África es máximo en esta época del año ( $0.5 \pm 0.1 Sv$ ), lo que se podía prever en los diagramas  $\theta$ - $S$  donde se comprobó que en otoño el AAIW presentaba unas condiciones de mayor pureza.

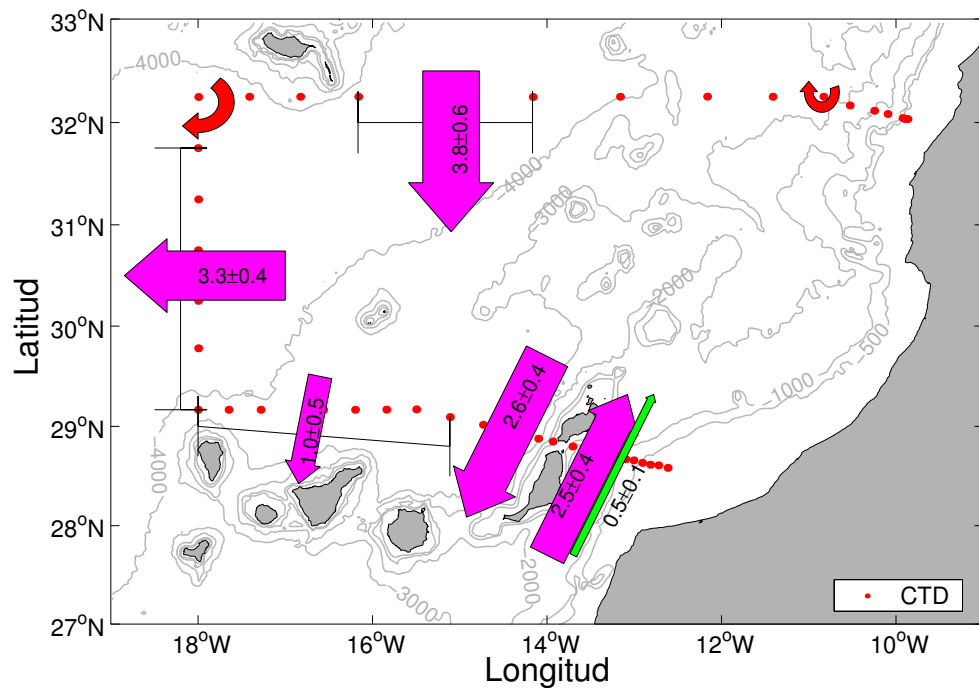


Figura 3.37: Interpretación de la circulación en las capas superficiales (Otoño).

### 3.3.3. Invierno (*Meteor 37*)

La campaña *Meteor 37* fue la primera que se llevó a cabo, entre los días 7 y 20 de enero de 1997, tomando medidas en un total de 44 estaciones hidrográficas (Fig. 3.38 y Tabla 2.1).

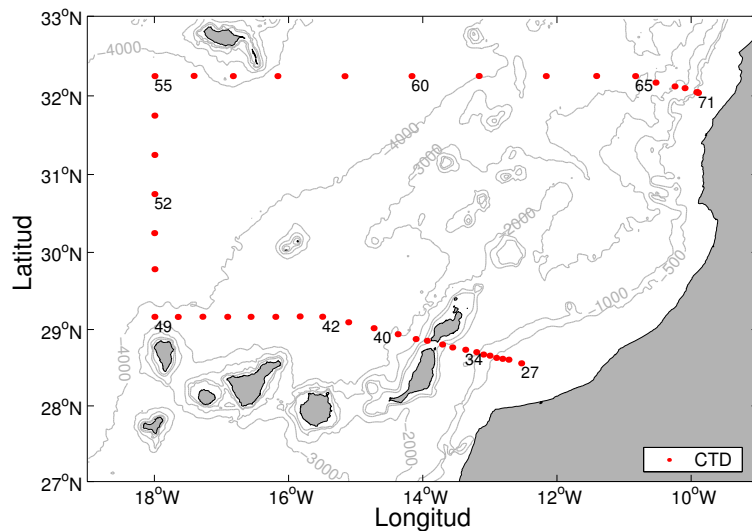


Figura 3.38: Mapa de estaciones de la campaña de *Invierno*.

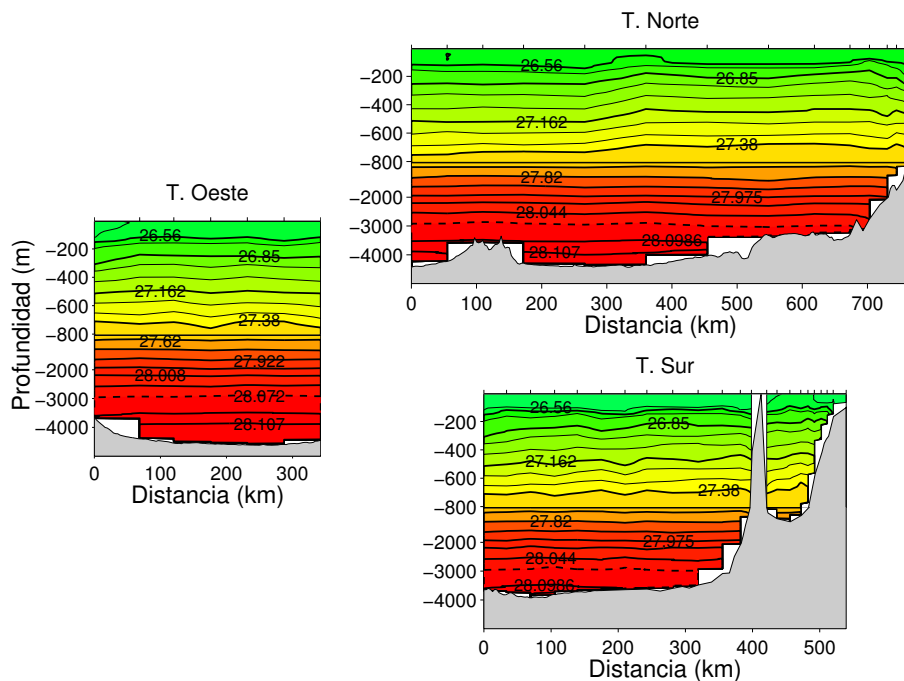
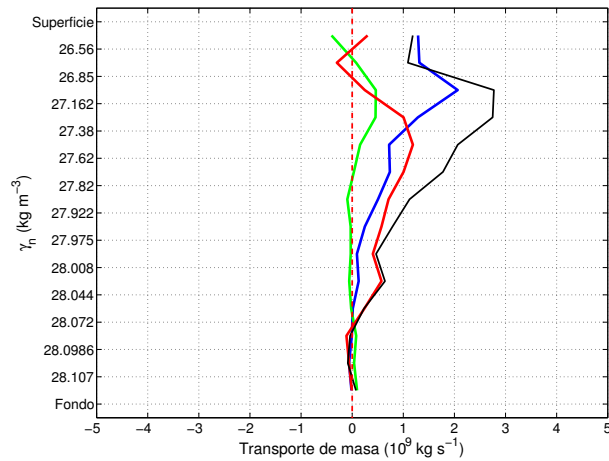


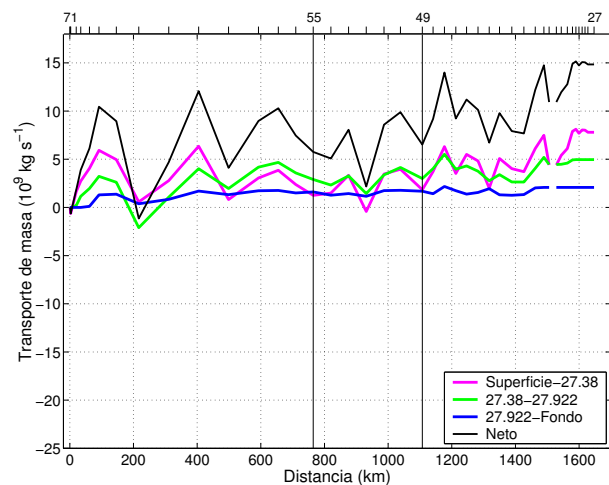
Figura 3.39: Sección vertical de  $\gamma_n$  (*Invierno*).

El campo de densidad neutra (Fig. 3.39) muestra las isoneutras más planas de todas las

campañas en todos los transectos. Tan sólo son destacables el hundimiento que hay en el transecto norte, cerca de Cabo Ghir, así como la inclinación de las isopícnas entre Canarias y la costa africana en el transecto sur.



(a) Por capas, para cada transecto.



(b) Acumulado a lo largo de los pares de estaciones, para cada masa de agua.

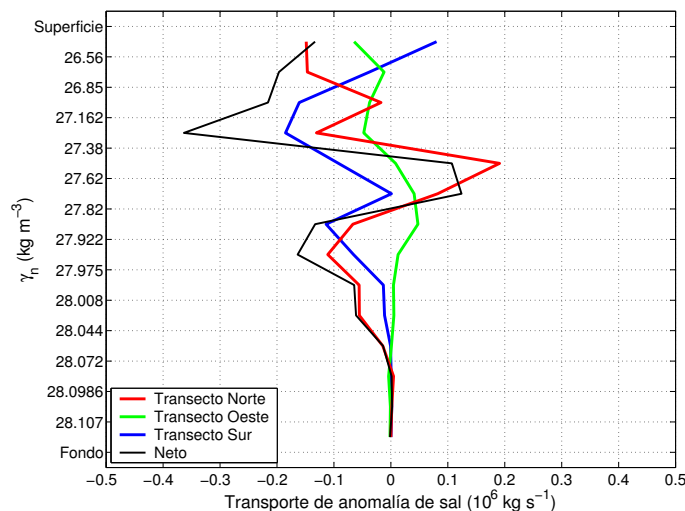
**Figura 3.40:** Transporte geostrófico de masa. Capa de no movimiento en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (Invierno).

### Transportes geostróficos. Capa de no movimiento.

Los transportes geostróficos calculados para esta campaña aparecen representados en la figura 3.40. En el panel superior, la estructura que presentan estos transportes es notablemente diferente de la encontrada para las campañas anteriores. Así, por un lado el transecto norte apenas indica un ligero transporte en capas superficiales mientras que el transecto sur, por otro lado, no tiene su valor máximo de transporte geostrófico en la primera ca-

pa, como ocurre en las dos campañas anteriores. Además, el transecto oeste presenta un transporte casi nulo en toda la columna de agua. Con esto, el desajuste es importante en todas las capas, especialmente en las intermedias y en las dos capas superficiales más profundas ( $26.85 \text{ kg m}^{-3} < \gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ). En la figura inferior los transportes acumulados muestran un comportamiento muy ruidoso, que acaba resultando en un desajuste de aproximadamente  $15 Sv$ , centrados 8 en capas superficiales y 5 en capas intermedias.

El transporte de la anomalía de sal (Fig. 3.41) también presenta una distribución muy diferente a las vistas. Por un lado, los transportes en capas profundas son importantes, comparables a los que se dan en capas superficiales. Por otro lado, la presencia del *Meddie* descrito en el análisis de las masas de agua hace que el transporte en el transecto norte sea notablemente alto. Por último, el transporte en el transecto sur es muy irregular en toda la columna de agua. En cuanto al desajuste, éste es importante en todas las capas alcanzando los valores máximos en las superficiales.



**Figura 3.41:** Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas para cada transecto. Capa de no movimiento en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (Invierno).

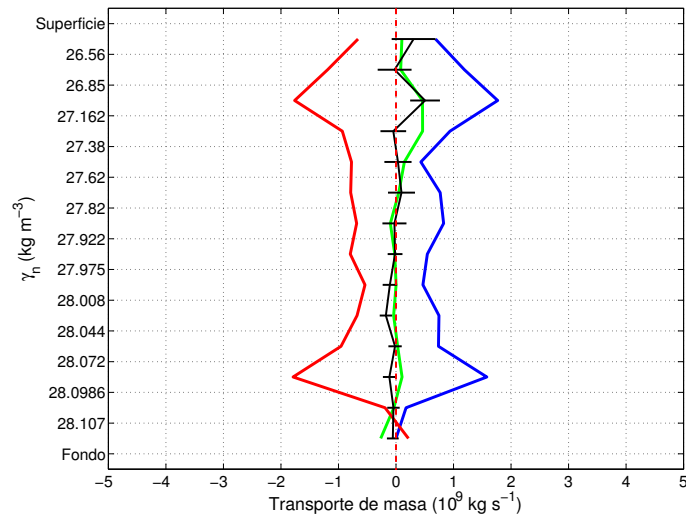
### Transportes geostróficos. Modelo inverso.

En esta campaña es especialmente necesario un modelo inverso, ya que los transportes geostróficos previamente calculados con una capa de no movimiento no consiguen que se conserve la masa y la anomalía de sal en la región de estudio.

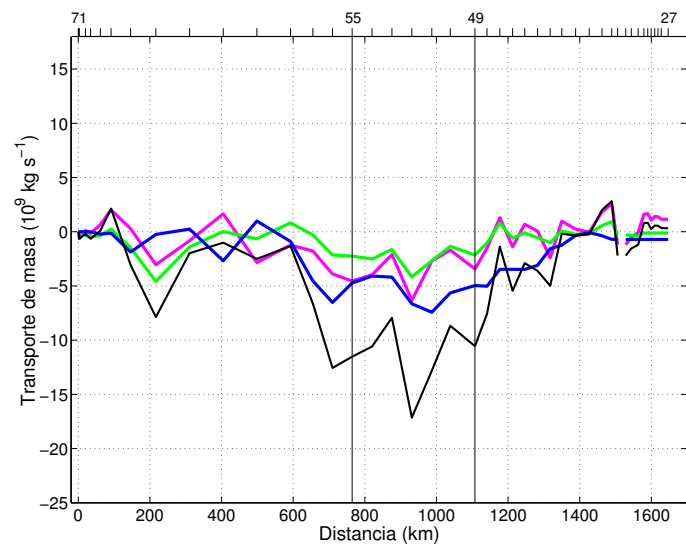
Tras aplicar el modelo inverso, los resultados del transporte geostrófico aparecen en la figura 3.42. En el panel superior, en primer lugar, hay que destacar que se consiguen ajustar los transportes en prácticamente toda la columna de agua o, al menos, las estimaciones están dentro de las incertidumbres. Esto ha hecho que la estructura de los transportes vuelva a ser similar a la encontrada para las campañas anteriores, en cuanto a que los transporte

son máximos en las capas superficiales, especialmente en los transectos norte y sur.

En el panel inferior de la figura 3.42 se puede comprobar que tras la inversión se ha conseguido reducir el desequilibrio de los transportes acumulados, hasta tan sólo  $2.2 Sv$ .



(a) Por capas, para cada transecto.

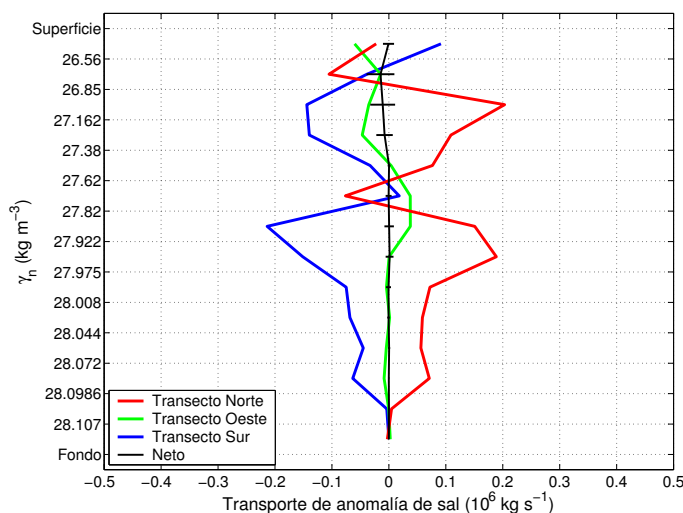


(b) Acumulado a lo largo de los pares de estaciones, para cada masa de agua.

**Figura 3.42:** Transporte geostrófico de masa, después de la inversión (*Invierno*).

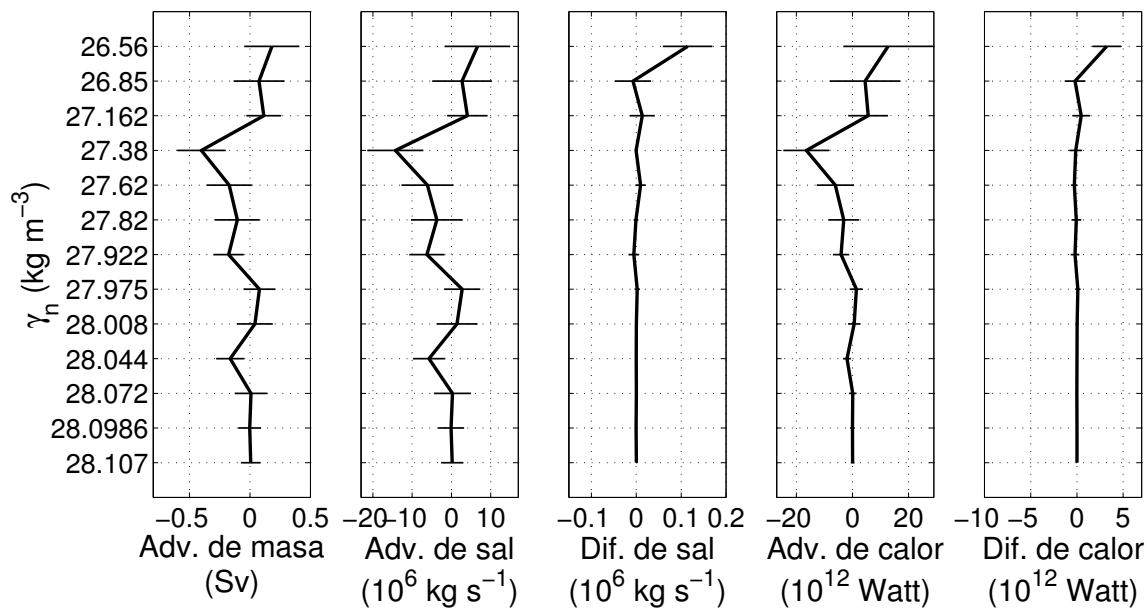
El transporte de anomalía de sal (Fig. 3.43) también se ha visto mejorado, ya que está ajustado en todas las capas. La inclusión de la anomalía de sal en el modelo ha sido clave de cara a tener en cuenta el efecto del *Meddie* en la estimación de los transportes geostróficos.





**Figura 3.43:** Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas, después de la inversión (*Invierno*).

La advección diapícnica de masa y sal han contribuido al ajuste de los transportes, con importantes transferencias en las capas superficiales e intermedias que acaban consiguiendo la conservación de estas propiedades en todas las capas (Fig. 3.44). La difusión diapícnica de sal ha alcanzado valores destacables en la primera capa.



**Figura 3.44:** Advección diapícnica de masa, advección diapícnica de sal, difusión diapícnica de sal, advección diapícnica de calor y difusión diapícnica de calor (*Invierno*).

La circulación en invierno se puede interpretar como sigue (Fig. 3.45). La Corriente de Canarias se ha visto reducida a  $1.4 \pm 0.5 Sv$  que entran por el transecto norte, y circulan hacia el canal entre Canarias y África, por el que son transportados  $2.3 \pm 0.3 Sv$ . Cerca de

Cabo Ghir, donde en otras épocas del año se encuentra un jet costero, en invierno aparece un transporte hacia el norte, de  $0.7 \pm 0.3 Sv$ . Finalmente, se destaca la localización y circulación relacionadas con el *Meddie* en el transecto norte (verde).

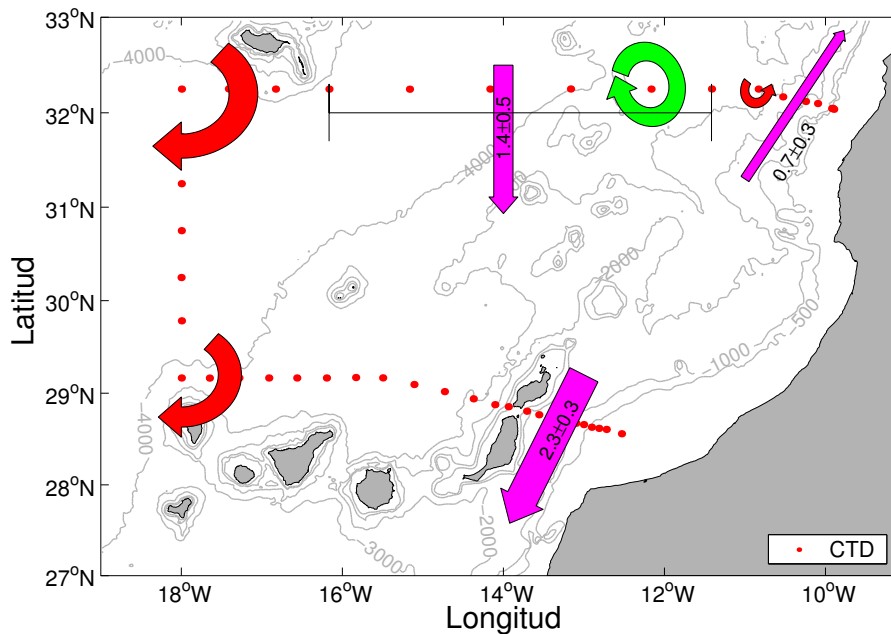


Figura 3.45: Interpretación de la circulación en las capas superficiales (*Invierno*).

El desajuste que se aprecia en los transportes representados en esta figura está relacionado con el residuo que el modelo no pudo explicar (Fig. 3.42b).

### 3.3.4. Primavera (*Poseidon 237*)

La campaña de adquisición de datos *Poseidon 237* tuvo lugar entre los días 3 y 14 de abril de 1998, tomando medidas en 45 estaciones hidrográficas (Fig. 3.46 y Tabla 2.1).

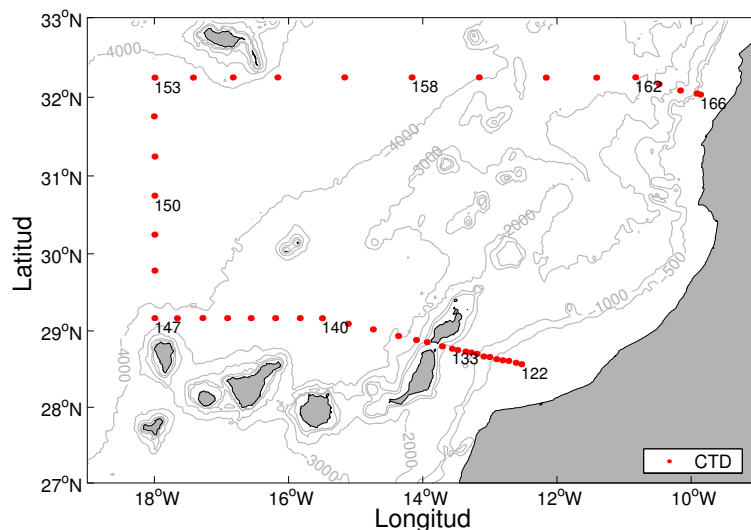


Figura 3.46: Mapa de estaciones de la campaña de *Primavera*.

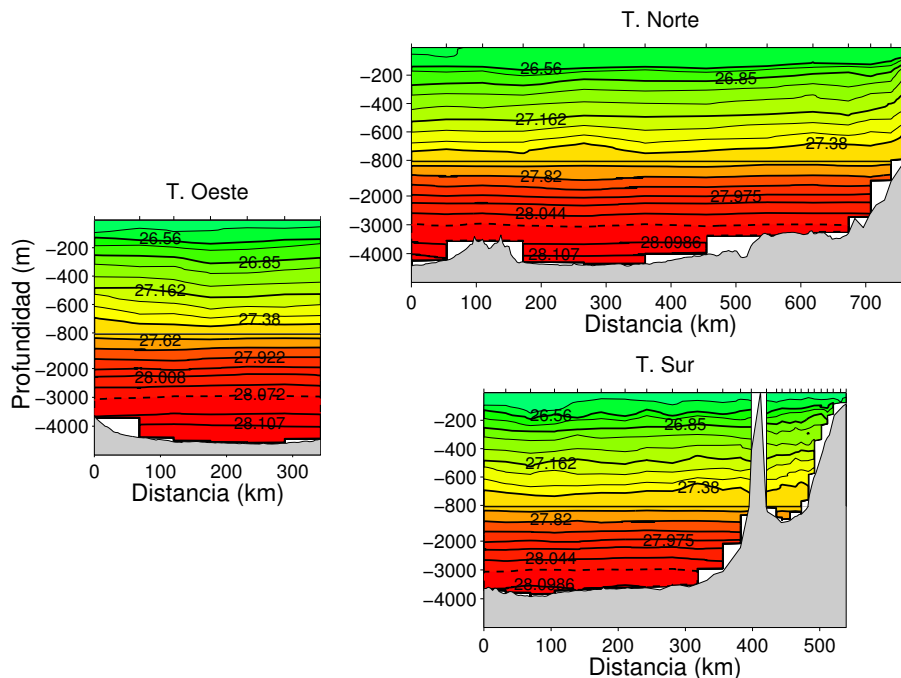
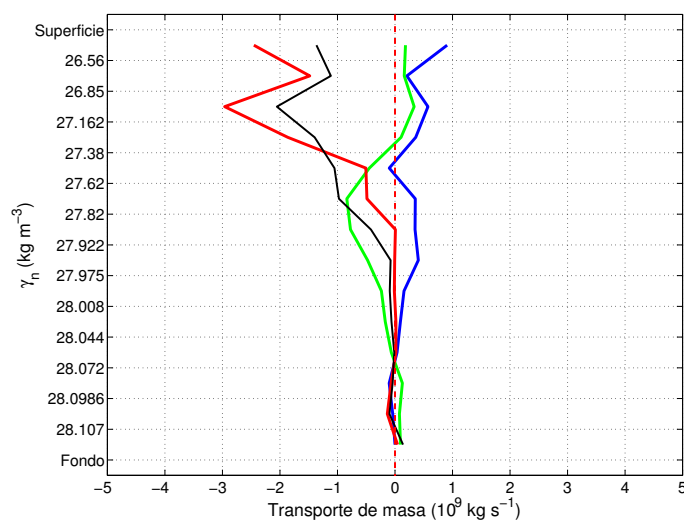


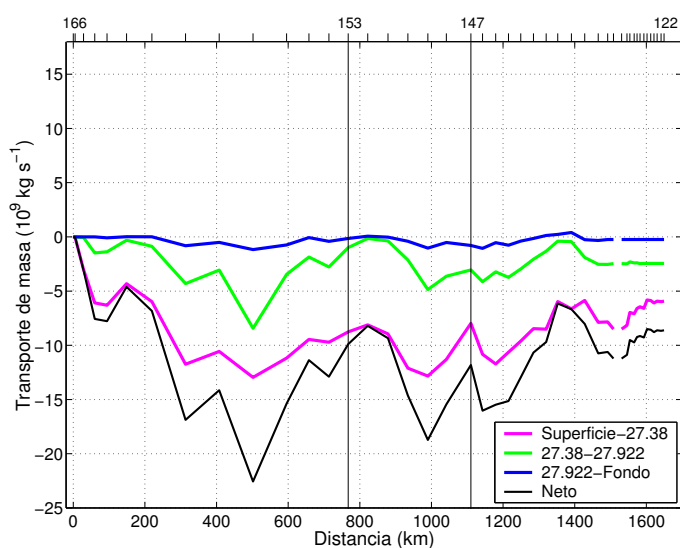
Figura 3.47: Sección vertical de  $\gamma_n$  (*Primavera*).

El campo de  $\gamma_n$  (Fig. 3.47) muestra que las isopintas están notablemente inclinadas en la región de afloramiento de Cabo Ghir, lo cual, unido a que los diagramas  $\theta$ - $S$  no revelaban

aguas afloradas, nos hace pensar que el afloramiento se encuentra en un estado incipiente. En el resto del transecto norte las isoneutras presentan una ligera pendiente de este a oeste. El transecto oeste es también bastante plano, aunque destaca que en estación más al sur las isolíneas se inclinan hacia superficie, lo que pone de manifiesto la presencia de un remolino ciclónico asociado a la isla de La Palma. Esta inclinación es también observable en el transecto sur, siendo el resto del transecto bastante plano. Entre Canarias y África las isoneutras sí presentan una inclinación importante, de este a oeste.



(a) Por capas, para cada transecto.



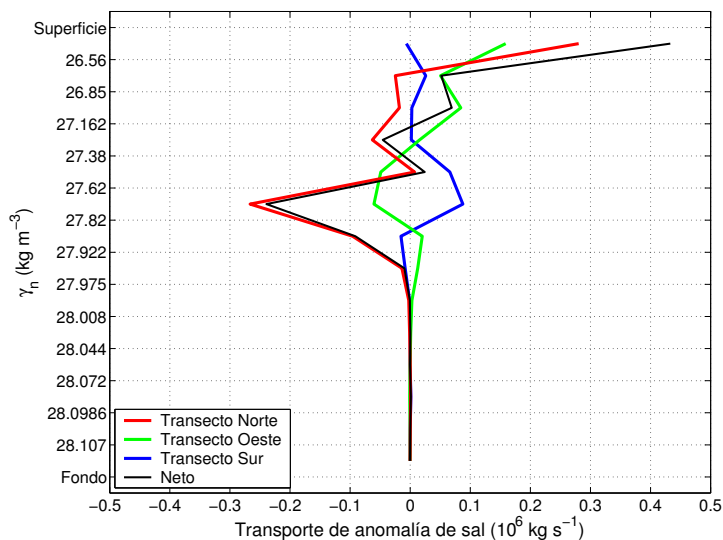
(b) Acumulado a lo largo de los pares de estaciones, para cada masa de agua.

**Figura 3.48:** Transporte geostrófico de masa. Capa de no movimiento en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (Primavera).

### Transportes geostróficos. Capa de no movimiento.

Los transportes geostróficos calculados suponiendo la existencia de la capa de no movimiento descrita se representan en la figura 3.48. En el panel superior destaca que apenas haya transporte neto por el transecto sur en capas superficiales, mientras que por el norte sí existe una contribución importante. Esto hace que el mayor desajuste se encuentre en estas capas superficiales, aunque también es importante en capas intermedias. En el panel inferior el transporte acumulado a lo largo de todos los pares de estaciones indica un desajuste notable, de unos  $8 Sv$ , distribuidos entre capas superficiales ( $6 Sv$ ) e intermedias ( $2 Sv$ ).

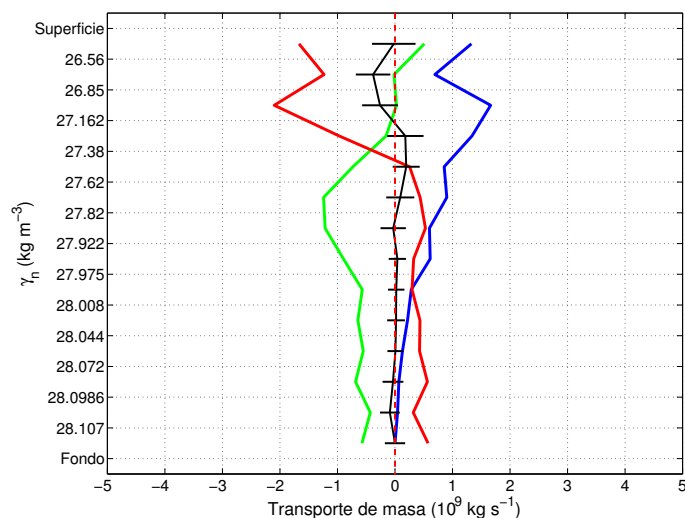
El transporte de anomalía de sal (Fig. 3.49) presenta una distribución similar a la encontrada para la *Media*, ligeramente diferenciada en capas intermedias por la presencia del *Meddie* encontrado durante esta campaña en el transecto norte. De esta manera, el desajuste es máximo en capas intermedias y en la primera capa.



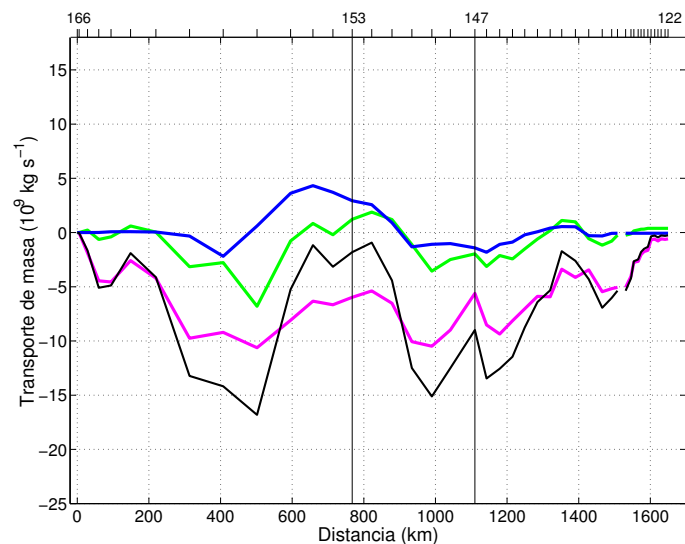
**Figura 3.49:** Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas para cada transecto. Capa de no movimiento en  $\gamma_n = 28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (Primavera).

### Transportes geostróficos. Modelo inverso.

Tras el modelo inverso, los transportes geostróficos pasan a ser los mostrados en la figura 3.50. En el panel superior se comprueba que el modelo inverso ha conseguido ajustar los transportes en prácticamente todas las capas, existiendo una ligera desviación en la segunda capa. Ahora sí aparece una salida importante en las capas superficiales por el transecto sur, como ya se encontró en las demás campañas.



(a) Por capas, para cada transecto.

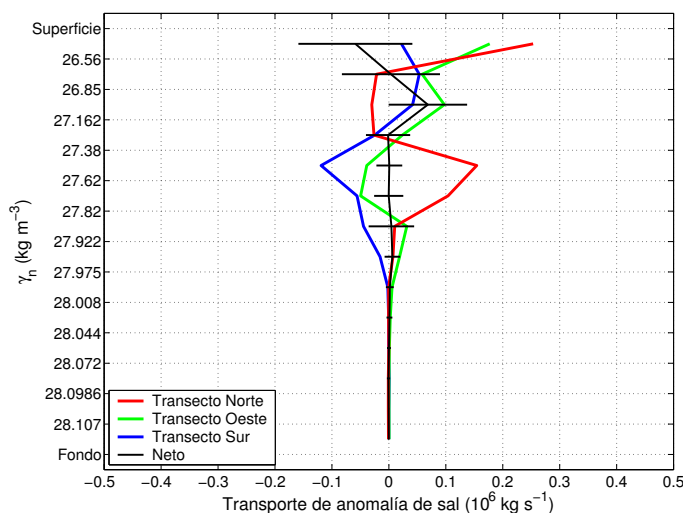


(b) Acumulado a lo largo de los pares de estaciones, para cada masa de agua.

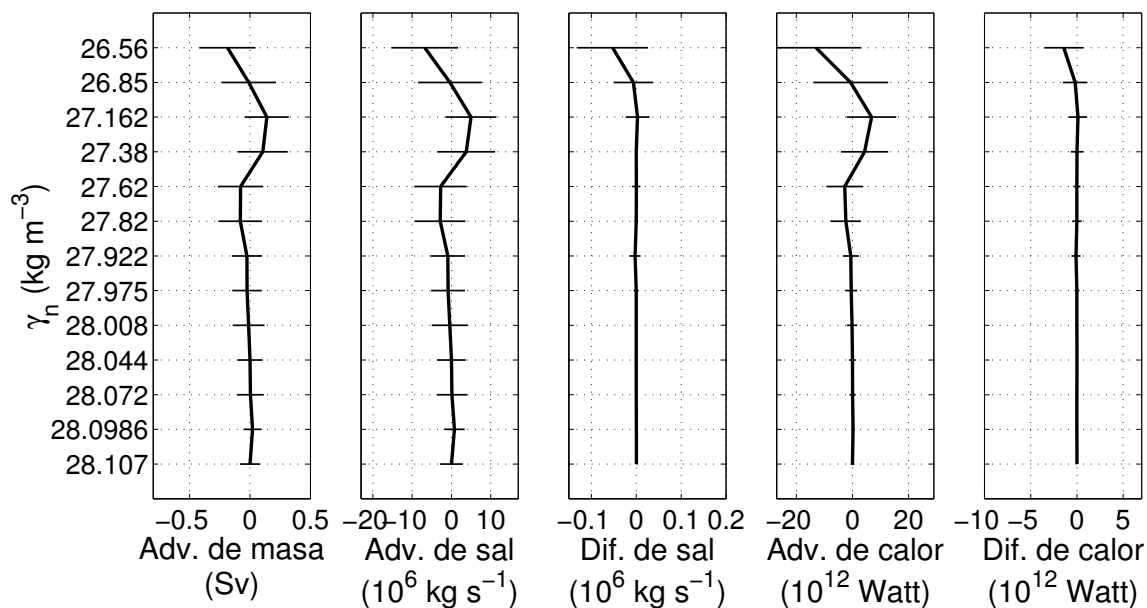
**Figura 3.50:** Transporte geostrófico de masa, después de la inversión (*Primavera*).

El transporte geostrófico de anomalía de sal (Fig. 3.51) se ajusta en prácticamente todas las capas, quedando ligeramente desajustado sólo en la tercera. Nuevamente, el efecto del *Meddie* ha sido eliminado en capas intermedias tras tener en cuenta las ecuaciones de conservación de la anomalía de sal.

Los transportes diapícnos (Fig. 3.52) muestran intercambios en varias capas, lo cual supone una contribución más para ajustar los transportes en capas superficiales e intermedias.



**Figura 3.51:** Transporte geostrófico de anomalía de sal por capas, después de la inversión (*Primavera*).



**Figura 3.52:** Advección diapícnica de masa, advección diapícnica de sal, difusión diapícnica de sal, advección diapícnica de calor y difusión diapícnica de calor (*Primavera*).

La circulación en primavera puede interpretarse según lo mostrado en la figura 3.53. De esta manera, la Corriente de Canarias se desplaza hasta su posición más oriental, con un transporte de  $3.8 \pm 0.6 Sv$ . El jet geostrófico es en este caso ligeramente más intenso que el encontrado en verano, con un transporte de  $1.8 \pm 0.4 Sv$  y entre el jet y la Corriente de Canarias se produce nuevamente una vorticidad anticiclónica. Ambos transportes fluyen hacia el sur y pasan por el canal entre Canarias y África, con un transporte de  $4.4 \pm 0.4 Sv$ . Se destaca la presencia del remolino ciclónico al noroeste de La Palma (azul), así como el

*Meddie* situado en el transecto norte (verde).

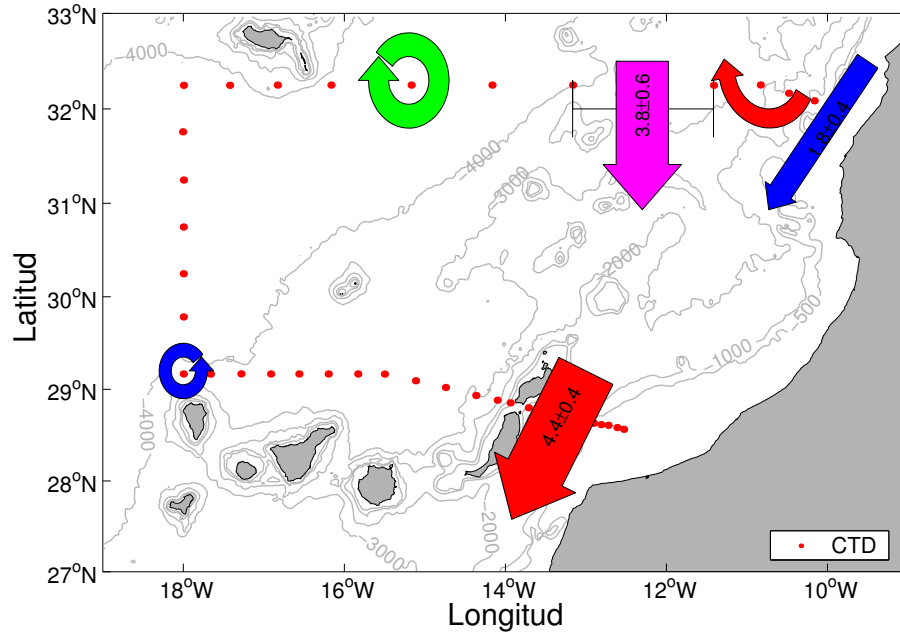


Figura 3.53: Interpretación de la circulación en las capas superficiales (*Primavera*).

### 3.4. Variabilidad de la circulación relacionada con el afloramiento

El afloramiento presenta un transporte medio anual de  $1 \pm 0.4 Sv$ , dentro de los 100 km más cercanos a la costa africana. Su máximo desarrollo tiene lugar en primavera, con un transporte de unos  $1.8 \pm 0.4 Sv$ , siendo en verano ligeramente inferior, de unos  $1.6 \pm 0.3 Sv$ . El desplazamiento del anticiclón de las Azores hacia el sur hace que el afloramiento cese su actividad en las estaciones de otoño e invierno, apareciendo otros movimientos en las masas de agua que no están vinculados al jet costero.

### 3.5. Variabilidad de la Corriente de Canarias

A modo de resumen, la Corriente de Canarias se presenta con una circulación hacia el sur separada del continente africano por la circulación relacionada con el afloramiento vista en la sección anterior, con una extensión máxima que llega hasta Madeira en su vertiente norte y que cubre todo el Archipiélago Canario en su posición más al sur. Su transporte medio es de  $3.1 \pm 0.5 Sv$ . En primavera y otoño alcanza su transporte máximo, con  $3.8 \pm 0.6 Sv$ , aunque centrado en su posición más oriental y occidental, respectivamente. En verano disminuye su transporte ligeramente,  $3.6 \pm 0.6 Sv$ , y se extiende a lo largo de



toda la superficie posible. En Invierno tiene lugar el mínimo anual, con apenas  $1.4 \pm 0.5 Sv$ , lo que hace pensar que en esta época del año la Corriente de las Azores de encuentre en su posición más occidental, alimentando mínimamente por tanto la Corriente de Canarias. Hay que destacar que en otoño se obtuvo un transporte importante entre Madeira y La Palma, en lugar de a través del archipiélago canario.

### 3.6. Variabilidad estacional del transporte de Ekman

El transporte de Ekman que ha resultado del modelo, en cada campaña y para cada transecto aparece recogido en la Tabla 3.1.

**Tabla 3.1:** Transporte de Ekman en cada campaña dividido en cada uno de los transectos, después de la inversión (el signo de los transportes tiene sentido geográfico).

| Campañas                        | <i>Transporte de Ekman (Sv)</i> |                  |                 |
|---------------------------------|---------------------------------|------------------|-----------------|
|                                 | T. norte                        | T. oeste         | T. sur          |
| <i>Media</i>                    | $0.39 \pm 0.14$                 | $-0.48 \pm 0.22$ | $0.88 \pm 0.36$ |
| <i>Verano (Meteor 42)</i>       | $0.45 \pm 0.20$                 | $-0.25 \pm 0.20$ | $0.24 \pm 0.18$ |
| <i>Otoño (Poseidon 233)</i>     | $0.44 \pm 0.20$                 | $-0.40 \pm 0.21$ | $0.50 \pm 0.16$ |
| <i>Invierno (Meteor 37)</i>     | $0.12 \pm 0.13$                 | $-0.55 \pm 0.23$ | $0.40 \pm 0.27$ |
| <i>Primavera (Poseidon 237)</i> | $0.32 \pm 0.17$                 | $-0.43 \pm 0.22$ | $0.57 \pm 0.19$ |

Los valores encontrados para la campaña *Media* indican que el transporte de Ekman es más importante en el transecto sur, por la mayor intensidad media de los vientos Alisios en esa latitud, mientras que es mínima en el transecto norte. Hay que destacar la similitud de los valores del transporte de Ekman antes y después del modelo, lo que indica que el campo medio anual del esfuerzo del viento presenta una gran coherencia con los datos hidrográficos de la campaña *Media*.

En las diferentes estaciones se conserva la distribución espacial anticiclónica de la *Media*, aunque con algunas variaciones que se señalan a continuación. El valor máximo del transporte de Ekman en el transecto norte aparece en verano, mientras que en esta época del año es bastante inferior en los otros dos transectos. En otoño es ligeramente menor en el transecto norte, pero aumenta en el sur y el oeste. En invierno aparece el mayor cambio en el transecto norte donde se tiene el mínimo anual, aunque éste es el único valor no significativo de los transportes de Ekman. Finalmente, en primavera vuelve a aumentar en el transecto norte y disminuye ligeramente el transecto oeste, apareciendo el máximo anual en el transecto sur para esta época del año.

Así, la variabilidad espacio temporal de los transportes de Ekman estimados por el

modelo es coherente con los campos de esfuerzo medio del viento existentes durante cada campaña de adquisición de datos (Figs. 2.2 y 3.6).

### 3.7. Variabilidad estacional de los flujos de calor y de agua dulce

En la Tabla 3.2 se muestran los valores medios del flujo de agua dulce y calor atmósfera-océano para las diferentes climatologías y para la campaña *Media*.

**Tabla 3.2:** Valores medios de flujo de calor y agua dulce para las diferentes climatologías y para la campaña *Media*.

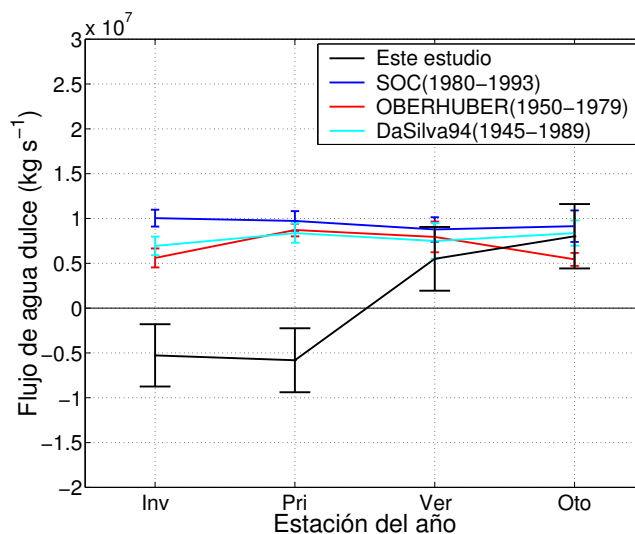
|                  | Flujo de calor ( $Watt\ m^{-2}$ ) | Flujo de agua dulce ( $10^6\ kg\ s^{-1}$ ) |
|------------------|-----------------------------------|--|
| <i>Da Silva</i>  | $26 \pm 81$                       | $7.8 \pm 1.4$                              |
| <i>Oberhuber</i> | $30 \pm 68$                       | $6.9 \pm 1.1$                              |
| <i>SOC</i>       | $46 \pm 16$                       | $9.4 \pm 1.3$                              |
| <i>OSU</i>       | $67 \pm 89$                       | –  |
| <i>Media</i>     | $50 \pm 74$                       | $1.0 \pm 0.3$                              |

Se puede comprobar que el valor de flujo de calor atmósfera-océano que aporta el modelo inverso es del orden del que se obtiene con las climatologías,  $50 \pm 74\ Watt\ m^{-1}$ , con una incertidumbre que impide hacer una descripción de este valor en términos significativos. Para el flujo de agua dulce el valor que se obtiene con la campaña *Media*,  $1.0 \pm 0.3$ , es notablemente inferior al obtenido con las bases de datos climatológicos, aunque ambos conjuntos de datos indican que la evaporación excede a la precipitación en término medio, en esta parte del océano.

En las figuras 3.54 y 3.55 se muestran las series temporales correspondientes a los flujos de agua dulce y calor encontrados para cada una de las estaciones, comparadas con los valores extraídos de las climatologías.

En el flujo de agua dulce las bases de datos climatológicos indican que la evaporación excede a la precipitación en todos los meses del año (en la región de Canarias no hay ríos). Sin embargo, los resultados del modelo presentan una cierta variabilidad estacional. Coinciden con la climatología en las estaciones de verano y otoño, aunque el modelo indica que la precipitación supera a la evaporación en invierno y primavera. Esta diferencia puede deberse a las impresiones que localmente pueden presentar las bases de datos climatológicas, las cuales son complementadas por los resultados del modelo construidos a partir de medidas *in situ*.

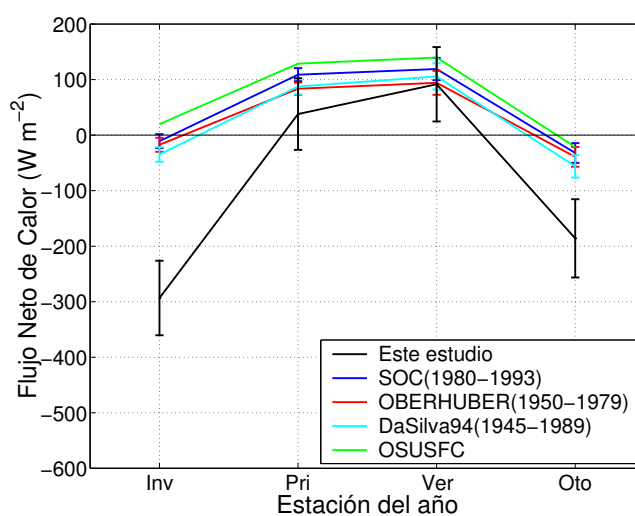
El flujo de calor atmósfera-océano indica una variabilidad muy clara a partir de las



**Figura 3.54:** Comparación de flujo de agua dulce obtenido en este trabajo con valores climatológicos.

bases de datos, según las cuales la transferencia de calor desde la atmósfera hacia el océano es máxima en verano mientras que en invierno pasa a ser máxima en sentido opuesto. Los resultados del modelo toman valores que también indican esa variabilidad anual, estando especialmente de acuerdo en los valores de primavera y verano. Sin embargo, aparecen diferencias significativas en otoño e invierno, siendo especialmente acusada en este último caso.

Los resultados aportados por el modelo, por tanto, están básicamente de acuerdo con la variabilidad estacional de los intercambios atmósfera-océano de las bases de datos climatológicos, con diferencias relacionadas a impresiones en la climatología.



**Figura 3.55:** Comparación de flujo de calor atmósfera-océano obtenido en este trabajo con valores climatológicos.

## Capítulo 4

# Conclusiones y trabajo futuro

### 4.1. Conclusiones

1. **Masas de agua:** hemos determinado las masas de agua existentes en la Cuenca de Canarias y su variación estacional.
  - El NACW está presente en la capa superficial ( $\sim 0 - 600 \text{ m}$ ). En los primeros  $100 \text{ m}$  de profundidad existe una variación estacional en las propiedades de temperatura y salinidad debida a la insolación, al fenómeno de afloramiento y a filamentos de afloramiento que son advectados hacia mar abierto.
  - El AAIW y el MW están presentes en la capa intermedia ( $\sim 700 - 1500 \text{ m}$ ) y su mayor contribución se presenta en la sección sur/norte, respectivamente. En el transecto oeste se observa la transición de una masa de agua a la otra, desde el sur hacia el norte. En el canal Canarias-África se encuentra el mínimo de salinidad, más pronunciado en otoño.
  - El NADW está presente en la capa profunda ( $\sim 1500 \text{ m}$ -fondo).
2. **Circulación.**
  - Hemos comprobado la relación existente entre el jet geostrófico asociado al afloramiento y el campo de viento.
  - No hemos encontrado evidencia de acoplamiento entre el jet geostrófico asociado al afloramiento y la Corriente de Canarias.
  - Hemos mostrado que la contribución de la Corriente de las Azores a la Corriente de Canarias se realiza entre Madeira y la costa africana sin que exista ninguna contribución proveniente de Madeira-La Palma.
  - En la capa superficial hemos cuantificado la Corriente de Canarias y su variabilidad espacio-temporal:

- El transporte medio de la Corriente de Canarias es de  $3.1 \pm 0.4$  Sv, que es independiente del transporte debido al jet geostrófico, de  $1.1 \pm 0.4$  Sv. En el área de las Islas Canarias, la Corriente de Canarias fluye entre La Palma y Lanzarote y el jet geostrófico entre Lanzarote y la costa africana.
  - En verano, la Corriente de Canarias y el jet geostrófico presentan valores de  $3.6 \pm 0.6$  Sv y  $1.6 \pm 0.3$  Sv, respectivamente, y disponen de una distribución similar a la distribución media.
  - En otoño, la Corriente de Canarias, que presenta un desplazamiento hacia el oeste, alcanza su valor máximo de transporte,  $3.8 \pm 0.6$  Sv, de los que una parte,  $3.3 \pm 0.4$  Sv, fluyen entre Madeira y La Palma y otra parte,  $1.0 \pm 0.5$  Sv, entre las islas occidentales.
  - En invierno, la Corriente de Canarias presenta su mínima intensidad,  $1.4 \pm 0.5$  Sv, y fluye principalmente entre Lanzarote y la costa africana.
  - En primavera, la Corriente de Canarias, que presenta un desplazamiento hacia el este, alcanza nuevamente su valor máximo  $3.8 \pm 0.6$  Sv. Asimismo, el jet geostrófico es también máximo, con un transporte de  $1.8 \pm 0.4$  Sv. En el área de las Islas Canarias, estos dos transportes se unen y fluyen entre Lanzarote y la costa africana.
- Hemos obtenido que el transporte en la capa intermedia y profunda es débil e incierto y presenta una alta variabilidad, excepto durante otoño en la capa intermedia del canal Canarias-África, donde se alcanzan un transporte de  $0.5 \pm 0.1$  Sv.
3. **Flujo de calor y agua dulce:** Hemos determinado el flujo de calor y de agua dulce atmósfera-océano y lo hemos comparado con el provisto por las diferentes climatologías.
- En relación con el flujo de calor, ambos tipos de datos proporcionan una variación estacional similar, aunque el obtenido por las diferentes campañas oceanográficas es mayor que el proporcionado por las diferentes climatologías.
  - El flujo de agua dulce obtenido por las campañas oceanográficas en dos estaciones –invierno y primavera– presenta signos opuestos a los valores provenientes de los datos climatológicos.

## 4.2. Trabajo futuro

En este trabajo hemos determinado la circulación media y estacional de la Corriente de Canarias así como del transporte debido al sistema de afloramiento costero al noroeste de África. Hemos demostrado, sin ningún género de dudas, que el transporte debido al

afloreamiento está relacionado con el campo de vientos mientras que, en cambio, queda por determinar la conexión con la variabilidad del forzamiento físico responsable de la variabilidad espacio temporal de la Corriente de Canarias. Por tanto, esta línea es la que debe guiar las siguientes investigaciones.

Otros puntos a tratar en un futuro son:

- Determinar la estructura tridimensional de la Corriente de las Azores y de la Corriente Norecuatorial. Cuantificar el transporte de calor y agua dulce de la Corriente de las Azores y de la Corriente Norecuatorial.
- Comparar el transporte de calor y agua dulce en estas diferentes regiones con los datos climatológicos para determinar la bondad y deficiencia de estos datos.
- Determinar la bifurcación de la Corriente de las Azores en las ramas indicadas en los trabajos anteriores realizados en el área.
- Cuantificar la contribución de la Corriente de las Azores a la Corriente de Canarias.
- Investigar la contribución de la Corriente de Portugal a la Corriente de Canarias.
- Determinar la contribución de la Corriente de Canarias a la Corriente Norecuatorial.
- Investigar la relación entre la separación de la Corriente de Canarias de la costa africana, la existencia del gigantesco filamento de Cabo Blanco y la Zona Frontal de Cabo Verde.
- Determinar en tiempo casi real la variación temporal del transporte de masa, calor y agua dulce en la cuenca este del giro subtropical del Atlántico Norte.



## Apéndice A

# Solución del sistema de ecuaciones

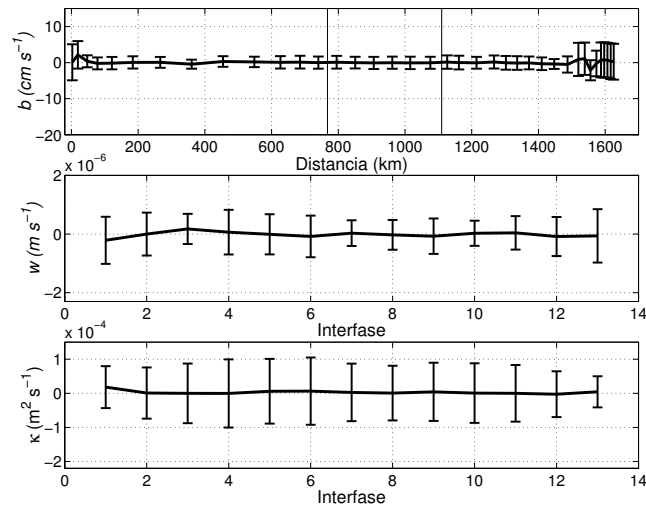
A lo largo de este anexo se incluyen figuras en las que se representan parte de la solución del sistema, concretamente las relacionadas con las velocidades en la capa de referencia, las velocidades diapicnas y los coeficientes de difusión diapicnos. No han sido presentadas antes por entender que en este trabajo tienen más interés los transportes isopicnos y diapicnos. Ahora bien, su importancia como variables que resultan del sistema de ecuaciones hace que se deban mostrar. La parte restante de la solución del sistema, los transportes de Ekman y el flujo de agua dulce, ya fue comentado en las secciones 3.6 y 3.7, respectivamente.

En cada figura se muestran las velocidades en la capa de referencia (panel superior), las velocidades diapicnas (intermedio) y los coeficientes de difusión diapicna (inferior). Las velocidades en la capa de referencia tienen la misma orientación que las figuras de transporte acumulado. Las líneas verticales indican el límite entre el transecto norte y el oeste y entre el oeste y el sur. Nótese que las variables diapicnas son los valores medios de velocidad y difusión a lo largo de la interfase que cubre toda la región de estudio separando unas capas de otras. La escala en la representación de cada variable es común a todas las figuras.

En la figura A.1 se representa la solución correspondiente a la campaña *Media*. Las mayores velocidades en la capa de referencia han aparecido en las estaciones próximas al continente africano, donde la profundidad es menor. El resto del transecto presenta velocidades prácticamente iguales a cero. En cuanto a las velocidades diapicnas, el máximo aparece en la primera capa, quedando el resto de la columna de agua con velocidades prácticamente nulas. Para los coeficientes de difusión diapicna, el valor más alto se encuentra también en la primera capa, quedando las demás nuevamente próximas a cero. En ningún caso se han encontrado valores significativos. Esta será la tendencia que seguirán los valores de las soluciones al sistema en cada una de las campañas.

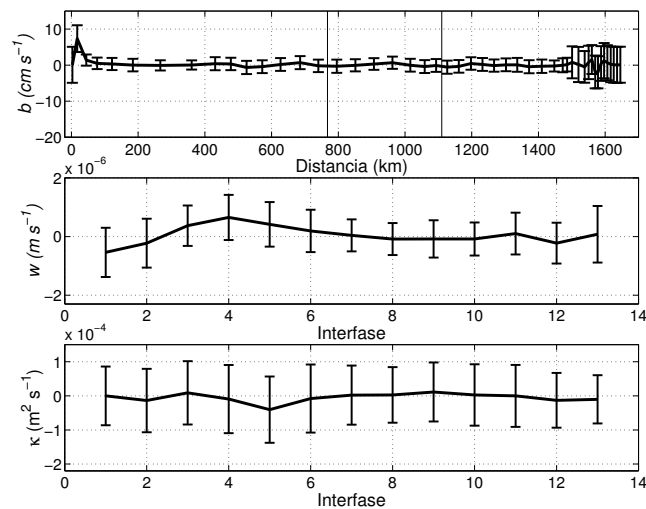
En verano las velocidades en la capa de referencia conservan el patrón descrito para el caso de la *Media*, aunque aparecen algunos valores significativos cerca de Cabo Ghir. El valor máximo de velocidad diapicna, que además es significativo, ocurre en la cuarta





**Figura A.1:** Solución del sistema de ecuaciones 2.20 para la campaña *Media*

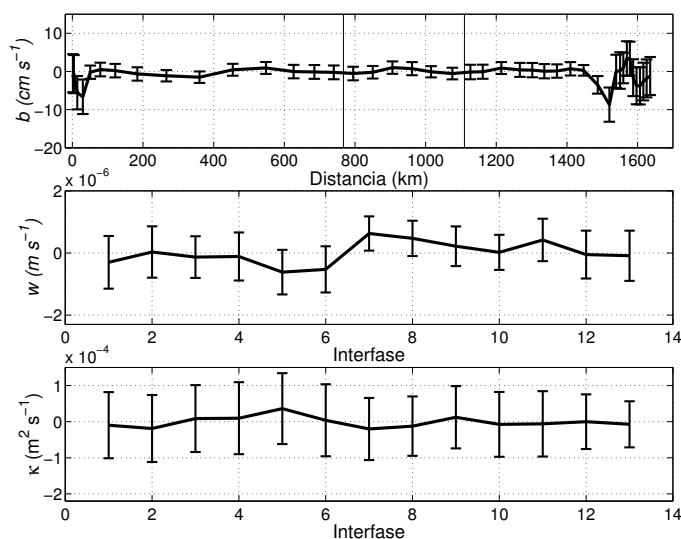
interfase, esto es, entre capas superficiales e intermedias, quedando en el resto de la columna de agua próxima a cero. El coeficiente de difusión diapicna es máximo en la quinta interfase, la que separa el AAIW del MW, lo que da cuenta de procesos de difusión entre ambas masas de agua.



**Figura A.2:** Solución del sistema de ecuaciones 2.20 para la campaña de *Verano*

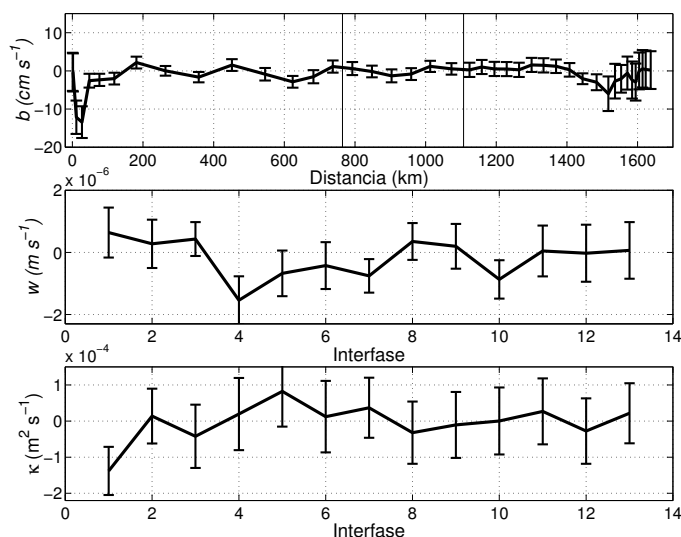
En otoño las velocidades son máximas cerca de la costa africana, pero de sentido opuesto al encontrado para la campaña *Media*. En estos pares de estaciones con velocidad máxima aparecen algunos valores significativos. La velocidad diapicna y el coeficiente de difusión no son significativos en ninguna capa.

La distribución más irregular aparece en la campaña de invierno. Las velocidades en la capa de referencia siguen siendo máximas en los extremos, pero en los demás pares



**Figura A.3:** Solución del sistema de ecuaciones 2.20 para la campaña de *Otoño*

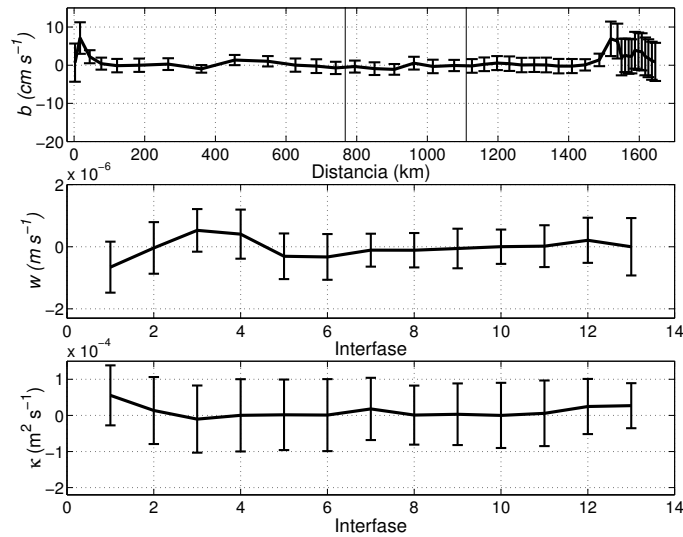
de estaciones aparecen valores más altos que en las demás campañas. Esto puede ser el resultado de tener que ajustar el *Meddie* que se describió. Las velocidades diapirnas son altas en toda la columna de agua, especialmente en capas intermedias, y han aparecido valores significativos en varias interfases. Los coeficientes de difusión diapirna también presentan valores altos en capas intermedias.



**Figura A.4:** Solución del sistema de ecuaciones 2.20 para la campaña de *Invierno*

En primavera, ya por último, la distribución vuelve a asemejarse a la vista para la *Media*. Las velocidades en la capa de referencia toman valores máximos y positivos en los extremos. Hay que destacar los valores relativamente altos que han aparecido a mitad del transecto norte, relacionados con la presencia del *Meddie*. Los mayores valores de velocidad

diapicna aparecen en capas superficiales, dirigidos hacia superficie. Finalmente, la difusión diapicna presenta una distribución bastante suavizada, donde el valor máximo tiene lugar en la primera capa.



**Figura A.5:** Solución del sistema de ecuaciones 2.20 para la campaña de *Primavera*

## Apéndice B

# Matriz expandida del sistema

A lo largo de las diferentes secciones del capítulo 2 se mostró la forma que tomaba la matriz  $E$ . Para no sobrecargar el texto en exceso, lo que podría contribuir a una falta de fluidez en el mismo, se ha preferido dejar la forma final que dicha matriz toma (Fig. B.1) para ser mostrada en este Anexo, al que el lector se puede referir en caso de especial interés.

De esta manera, las ecuaciones que se incluyen en el sistema  $Ex = y$  son las correspondientes a la conservación de masa, anomalía de sal y de calor, además de la conservación de masa total y anomalía de sal total. Asimismo, los términos recogen la advección isopícnica y diapícnica, la difusión diapícnica, el transporte de Ekman y el flujo de agua dulce. Las incógnitas para este sistema son las velocidades en el nivel de referencia,  $b_j$ , las velocidades diapícnas en las interfases,  $w_{q-1,q}$ , los coeficientes de difusión diapícnos en esas mismas interfases,  $\kappa_{q-1,q}$ , el ajuste del transporte de Ekman en cada transecto,  $\Delta T_{Ek}$ , y el flujo de agua dulce entre el océano y la atmósfera,  $F_W$ .

$$\begin{pmatrix}
e_{11} & \dots & e_{1n} & ad_{12} & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & -1 & -1 & -1 & -1 \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
e_{q1} & \dots & e_{qn} & 0 & \dots & -ad_{q-1,q} & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\
e_{t1} & \dots & e_{tn} & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & -1 & -1 & -1 & -1 \\
es'_{11} & \dots & es'_{1n} & ad_{s'_{12}} & \dots & 0 & dd_{s_{12}} & \dots & 0 & -S'_N & -S'_O & -S'_S & -\bar{S} \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
es'_{q1} & \dots & es'_{qn} & 0 & \dots & -ad_{s'_{q-1,q}} & 0 & \dots & -dd_{s_{q-1,q}} & 0 & 0 & 0 & 0 \\
es'_{t1} & \dots & es'_{tn} & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & -S'_N & -S'_O & -S'_S & -\bar{S} \\
ec'_{s1} & \dots & ec'_{sn} & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\
\vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
ec'_{q1} & \dots & ec'_{qn} & 0 & \dots & -ad_{c'_{q-1,q}} & 0 & \dots & -dd_{c_{q-1,q}} & 0 & 0 & 0 & 0
\end{pmatrix}
\begin{pmatrix}
b_1 \\
\vdots \\
b_n \\
w_{12} \\
\vdots \\
w_{q-1,q} \\
\kappa_{12} \\
\vdots \\
\kappa_{q-1,q} \\
\Delta T_{EK_N} \\
\Delta T_{EK_O} \\
\Delta T_{EK_S} \\
F_W
\end{pmatrix}
=
\begin{pmatrix}
y_1 + T_{Ek_N} + T_{Ek_O} + T_{Ek_S} \\
\vdots \\
y_q \\
y_t + T_{Ek_N} + T_{Ek_O} + T_{Ek_S} \\
ys_1 + S'_N T_{Ek_N} + S'_O T_{Ek_O} + S'_S T_{Ek_S} \\
\vdots \\
ys_q \\
ys_t + S'_N T_{Ek_N} + S'_O T_{Ek_O} + S'_S T_{Ek_S} \\
yc_7 \\
\vdots \\
yc_q
\end{pmatrix}$$

Matrices B.1: Matrices que aparecen en el sistema (2.20), tras introducir todos los términos y ecuaciones descritos en la sección 2.2.2.

# Lista de abreviaturas

|         |   |
|---------|---|
| AAIW    | <i>Antarctic Intermediate Water</i>                                   |
| AMI     | <i>Active Microwave Instrument</i>                                    |
| AVHRR   | <i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>                       |
| CANIGO  | <i>Canary Islands Azores Gibraltar Observations</i>                   |
| Chla    | <i>Clorofila a</i>  |
| CTD     | <i>Conductivity, Temperature and Depth</i>                            |
| CZCS    | <i>Coastal Zone Color Scanner</i>                                     |
| EBC     | <i>Eastern Boundary Current</i>                                       |
| ERS     | <i>Earth Remote-sensing Satellite</i>                                 |
| GLONASS | <i>Global Navigation Satellite System</i>                             |
| GPS     | <i>Global Positioning System</i>                                      |
| GSHHS   | <i>Global Self-consistent Hierarchical High-resolution Shorelines</i> |
| IFREMER | <i>Institut Français de Recherche pour l' Exploitation de la Mer</i>  |
| EMW     | <i>Eastern Mediterranean Water</i>                                    |
| MW      | <i>Mediterranean Water</i>  |
| NACW    | <i>North Atlantic Central Water</i>                                   |
| NADW    | <i>North Atlantic Deep Water</i>                                      |
| NOAA    | <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>                |
| OSUSFC  | <i>Oregon State University Surface Fluxes Climatology</i>             |
| SeaWiFS | <i>Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor</i>                          |
| SOC     | <i>Southampton Oceanographic Centre</i>                               |
| SST     | <i>Sea Surface Temperature</i>  |
| Sv      | <i>Sverdrup</i>   |
| WOCE    | <i>World Ocean Circulation Experiment</i>                             |



# Bibliografía

- Arhan, M., The North Atlantic Current and Subarctic Intermediate Water, *J. Mar. Res.*, **48**(1), 109–144, 1990.
- Arhan, M., A. Colin de Verdière y L. Mémerly, The Eastern Boundary of the subtropical North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 1295–1316, 1994.
- Arístegui, J., P. Sangrà, S. Hernández-León, M. Cantón, A. Hernández-Guerra y J. Kerling, Island-induced eddies in the Canary Islands, *Deep-Sea Res. II*, **41**(10), 1509–1525, 1994.
- Arístegui, J., P. Tett, A. Hernández-Guerra, G. Basterretxea, M. Montero, K. Wild, P. Sangrà, S. Hernández-León, M. Cantón, J. García-Braun, M. Pacheco y E. Barton, The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria, *Deep-Sea Res.*, **44**(1), 71–96, 1997.
- Armi, L. y W. Zenk, Large lenses of highly saline Mediterranean Water, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1560–1576, 1984.
- Barton, D., Temporal variations in the upwelling northwest Africa, *Deep-Sea Res.*, **24**, 7–23, 1977.
- Barton, E., G. Basterretxea, P. Flament, E. Mitchelson-Jacob, B. Jones, J. Arístegui y F. Herrera, Lee region of Gran Canaria, *J. Geophys. Res.*, **105**(C7), 17173–17193, 2000.
- Basterretxea, G., E. Barton, P. Tett, P. Sangrà, E. Navarro-Pérez y J. Arístegui, Eddy and DCM response to wind shear in the lee of Gran Canaria, *Deep-Sea Res. II*, **49**, 1087–1101, 2002.
- Bigg, G., Sensitivity studies of a simple inverse method applied to the Cox and Bryan model, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9639–9654, 1986.
- Bingham, F. y L. Talley, Estimates of the Kuroshio transport using an inverse technique, *Deep-Sea Res.*, **38**(Suppl. 1), S21–S43, 1991.
- Broecker, W., The great ocean conveyor, *Oceanography*, **4**, 79–89, 1991.



- Bryden, H., J. Candela y T. Kinder, Exchange through the Strait of Gibraltar, *Prog. Oceanog.*, **33**, 201–248, 1994.
- Bryden, H. y T. Kinder, Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar, *Deep-Sea Res.*, **31**(S1), S445–S463, 1991.
- Cárdenes, D., 2001. *Automatización del procesado de imágenes SeaWiFS. Herramienta de monitoreo y control remoto del sistema de recepción y procesado*, Proyecto Fin de Carrera, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica de Telecomunicación, Las Palmas de Gran Canaria.
- Cushman-Roisin, B., 1994. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 320 pp.
- da Silva, A., A. Young y S. Levitus, 1994. Atlas of surface marine data 1994, Volume I: Algorithms and procedures, in *NOAA Atlas NESDIS*, vol. 6, U.S. Department of Commerce, Washington D.C.
- Davenport, R., S. Neuer, P. Helmke, J. Pérez-Marrero y O. Llinás, Primary productivity in the northern Canary Islands region as inferred from SeaWiFS imagery, *Deep-Sea Res. II*, **49**, 3481–3496, 2002.
- Davenport, R., S. Neuer, A. Hernández-Guerra, M. Rueda, O. Llinás, G. Fischer y G. Wefer, Seasonal and interannual pigment concentration in the Canary Islands region from CZCS data and comparison with observations from ESTOC, *Int. J. Rem. Sens.*, **20**(7), 1419–1433, 1999.
- Defant, A., 1941. Quantitative Untersuchungen zur statik und dynamik des Atlantischen Ozeans. Die absolute topography des physikalischen meeresniveaus und der Druckflächen sowie die wasserbewegungen im raum des Atlantischen Ozeans., in *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschung-und Vermessungsschiff Meteor 1925-1927.*, vol. 6:2nd part, pp. 191–260.
- Duncan, C., S. Schladow y W. Williams, Surface currents near the Greater and Lesser Antilles, *Int. Hydrog. Rev.*, **59**(2), 67–78, 1982.
- Ekman, V., On the influence of the earth's rotation on ocean currents, *Arch. Math. Astron. Phys.*, **2**(11), 1905.
- Esbensen, S. y V. Kushnir, 1981. The heat budget of the global ocean: an atlas based on estimates from surface marine observations, Tech. Rep. 29, Climate Research Institute, Oregon State University, Corvallis.

- Eugenio, F., 2000. *Procesado, modelado y georreferenciación de imágenes de teledetección: metodología automática para la obtención de parámetros oceanográficos*, Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria.
- Eugenio, F., J. Marcello, A. Hernández-Guerra y E. Rovaris, Methodology to obtain accurate sea surface temperature from locally received NOAA-14 data in the Canary-Azores-Gibraltar area, *Scien. Mar.*, **65**(Suppl. I), 127–137, 2001.
- Fiadeiro, M. y G. Veronis, On the determination of absolute velocities in the ocean, *J. Mar. Res.*, **40**(Suppl.), 159–192, 1982.
- Fraile, E., F. Machín, C. Padrón, S. Rodríguez, P. Virumbrales, A. Hernández-Guerra y F. López-Laatzén, 1998. *Estructuras mesoescales intensas en las Islas Canarias*, III Taller y tertulia en oceanografía, Las Palmas de Gran Canaria.
- Fu, L., The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse methods, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1171–1193, 1981.
- Fu, L., Mass, heat and freshwater fluxes in the South Indian Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 1683–1693, 1986.
- Fukumori, I., Circulation about the Mediterranean tongue: an analysis of an EOF-based ocean, *Prog. Oceanog.*, **27**, 197–224, 1991.
- Ganachaud, A., 1999. *Large scale oceanic circulation and fluxes of freshwater, heat, nutrient and oxygen*, Tesis Doctoral, Mass. Inst. of Technol./Woods Hole Oceanogr. Inst. Jt. Program, Cambridge.
- Ganachaud, A., Large-scale mass transports, water mass formation, and diffusivities estimated from World Ocean Circulation Experiment (WOCE) hydrographic data, *J. Geophys. Res.*, **108**(C7), 2003.
- García-Lafuente, J., J. Delgado, J. Vargas, M. Vargas, F. Plaza y T. Sarhan, Low-frequency variability of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO, *Deep-Sea Res. II*, **49**, 4051–4067, 2002.
- Hagen, E., Northwest African upwelling scenario, *Oceanol. Acta*, **24**, S113–S128, 2001.
- Hagen, E., C. Zülicke y R. Feistal, Near-surface structures in the Cape Ghir filament off Morocco, *Oceanol. Acta*, **19**(6), 577–598, 1996.
- Harvey, J. y M. Arhan, The water masses of the Central North Atlantic in 1983–1984, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1856–1875, 1988.

- Hernández-Guerra, A., J. Arístegui, M. Cantón y L. Nykjaer, Phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands area as determined using CZCS data, *Int. J. Rem. Sens.*, **14**(7), 1431–1437, 1993.
- Hernández-Guerra, A., E. Fraile, R. Borges, F. López-Laatzén, P. Vélez, G. Parrilla y T. Müller, Transport variability in the Lanzarote Passage (Eastern Boundary Current of the North Atlantic Subtropical Gyre), *Deep-Sea Res. I*, **50**, 189–200, 2003.
- Hernández-Guerra, A., F. López-Laatzén, F. Machín, D. de Armas y J. Pelegrí, Water masses, circulation and transport in the Eastern Boundary Current of the Subtropical Gyre, *Scien. Mar.*, **65**(Suppl. I), 177–186, 2001.
- Hernández-Guerra, A., F. Machín, A. Antoranz, J. Cisneros-Aguirre, C. Gordo, A. Marrero-Díaz, A. Martínez, A. Ratsimandresy, A. Rodríguez-Santana, P. Sangrà, F. López-Laatzén, G. Parrilla y J. Pelegrí, Temporal variability of mass transport in the Canary Current, *Deep-Sea Res. II*, **49**, 3415–3426, 2002.
- Hernández-Guerra, A. y L. Nykjaer, Sea surface temperature variability off North-west Africa: 1981-1989, *Int. J. Rem. Sens.*, **18**(12), 2539–2558, 1997.
- Hidaka, K., Absolute evaluation of ocean currents in dynamic calculations, *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, **16**, 391–393, 1940a.
- Hidaka, K., Practical evaluation of ocean currents, *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, **16**, 394–397, 1940b.
- Hughes, P. y E. Barton, Stratification and water mass structure in the upwelling area off northwest Africa in April/May 1969, *Deep-Sea Res.*, **21**, 611–628, 1974.
- Iorga, M. y M. Lozier, Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology. 1. Salinity and density fields, *J. Geophys. Res.*, **104**(C11), 25985–26009, 1999a.
- Iorga, M. y M. Lozier, Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology. 2. Diagnostic velocity fields., *J. Geophys. Res.*, **104**(C11), 26011–26029, 1999b.
- Isachsen, P. E., 2003. *On the ocean circulation of the Arctic Mediterranean: internal large-scale currents and exchanges with the global oceans*, Tesis Doctoral, Geophysical Institute, University of Bergen, Bergen, Norway.
- Jackett, D. y T. McDougall, A neutral density variable for the world's oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 237–263, 1997.

- Johnson, D., E. Barton, P. Hughes y C. Mooers, Circulation in the Canary Current upwelling region off Cabo Bojador in August 1972, *Deep-Sea Res.*, **22**, 547–557, 1975.
- Josey, S., E. Kent y P. Taylor, 1998. *The Southampton Oceanographic Centre (SOC) Ocean-Atmosphere Heat, Momentum and Freshwater Flux Atlas*, James Rennel Division, Southampton Oceanographic Centre, Southampton, U.K.
- Joyce, T., A. Hernández-Guerra y W. Smethie, Zonal circulation in the NW Atlantic and Caribbean from a meridional WOCE hydrographic section at 66°W, *J. Geophys. Res.*, **106**, 22095–22113, 2001.
- Joyce, T., C. Wunsch y S. Pierce, Synoptic Gulf Stream velocity profiles through simultaneous inversion of hydrographic and acoustic Doppler data, *J. Geophys. Res.*, **91**(C6), 7573–7585, 1986.
- Käse, R., A. Beckmann y H. Hinrichsen, Observational evidence of salt lens formation in the Iberian basin, *J. Geophys. Res.*, **94**, 4905–4912, 1989.
- Käse, R., J. Price, P. Richardson y W. Zenk, A quasi-synoptic survey of the thermocline circulation and water mass distribution within the Canary Basin, *J. Geophys. Res.*, **91**(C8), 9739–9748, 1986.
- Käse, R. y G. Siedler, Meandering of the subtropical front south-east of the Azores, *Nature*, **300**, 245–246, 1982.
- Käse, R. y W. Zenk, Reconstructed Mediterranean salt lens trajectory, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 158–163, 1987.
- Käse, R. y W. Zenk, 1996. Structure of the Mediterranean Water and Meddy Characteristics in the Northeastern Atlantic, in W. Krauss (Ed.) *The warmwatersphere of the North Atlantic*, chap. 12, Gebrüder Borntraeger, Berlin, pp. 365–395.
- Käse, R., W. Zenk, T. Sanford y W. Hiller, Currents, fronts and eddy fluxes in the Canary Basin, *Prog. Oceanogr.*, **14**, 231–257, 1985.
- Killworth, P. y G. Bigg, An intercomparison of inverse methods using an eddy-resolving general circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 987–1008, 1988.
- Klein, B. y G. Siedler, On the origin of the Azores Current, *J. Geophys. Res.*, **94**(C5), 6159–6168, 1989.
- Knoll, M., A. Hernández-Guerra, B. Lenz, F. López-Laatzén, F. Machín, T. Müller y G. Siedler, The Eastern Boundary Current system between the Canary Islands and the African Coast, *Deep-Sea Res. II*, **49**, 3427–3440, 2002.

- Knoll, M., G. Siedler y T. Müller, 1998. ESTOC/CANIGO cruises with FS Poseidon cruise 202/1, 212, 233, 237/3, Tech. Rep. 302, Institut für Meereskunde an der Christian-Abrechts-Universität, Kiel.
- Krauss, W., The North Atlantic Current, *J. Geophys. Res.*, **91**, 5061–5074, 1986.
- Levitus, S. y T. Boyer, 1994. World Ocean Atlas 1994 Volume 4: Temperature, in *NOAA Atlas NESDIS*, vol. 4, U.S. Department of Commerce, Washington D.C.
- Llinás, O., M. Rueda, J. Pérez-Marrero, E. Pérez-Martel, R. Santana, M. Villagarcía, A. Cianca, J. Godoy y L. Maroto, Variability of the Antarctic Intermediate Waters in the northern Canary box, *Deep-Sea Res. II*, **49**, 3441–3453, 2002.
- Macdonald, A., The global ocean circulation: a hydrographic estimate and regional analysis, *Prog. Oceanog.*, **41**(3), 281–382, 1998.
- Macdonald, A. y C. Wunsch, An estimate of global ocean circulation and heat flux, *Lett. Nature*, **382**, 436–439, 1996.
- Machín, F., E. Fraile, 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.
- Maillard y R. Käse, The near surface flow in the subtropical gyre south of the Azores, *J. Geophys. Res.*, **94**, 16133–16140, 1989.
- Martel, F. y C. Wunsch, Combined inversion of hydrographic, current meter data and altimetric elevations for the North Atlantic circulation, *Manus. Geodaetica*, **18**, 219–226, 1993.
- Mauritzen, C., Y. Morel y J. Paillet, On the influence of Mediterranean Water on the central waters of the North Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res. I*, **48**, 347–381, 2001.
- McCartney, M., Recirculating components to the Deep Boundary Current of the northern North Atlantic, *Prog. Oceanog.*, **29**, 283–383, 1992.
- McCartney, M., S. Bennett y M. Woodgate-Jones, Eastward flow through the Mid-Atlantic ridge at 11°N and its influence on the abyss of the Eastern basin, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1089–1121, 1991.
- McDowell, S. y T. Rossby, Mesoscale lens of Mediterranean Water in extreme western North-Atlantic, *Trans. A.G.U.*, **58**(6), 413–413, 1977.
- Memery, L. y C. Wunsch, Constraining the North Atlantic circulation with tritium data, *J. Geophys. Res.*, **95**, 5239–5256, 1990.

- Mercier, H., Determining the general circulation of the ocean: a non-linear inverse problem, *J. Geophys. Res.*, **91**(C4), 5103–5109, 1986.
- Mercier, H. y A. C. de Verdiere, Space and time scales of mesoscale motions in the eastern North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 171–183, 1985.
- Mercier, H., M. Ollitrault y P. Le Traon, An inverse model of the North Atlantic general circulation using lagrangian float data, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 689–715, 1993.
- MeteoFrance, 1999. *Off-line wind scatterometer ERS products - User Manual*, CERSAT-IFREMER, 2.1 edn.
- Mittelstaedt, The coastal circulation off Mauritania, *Dt. Hydrogr. Z.*, **34**(3), 81–118, 1981.
- Mittelstaedt, E., Flow pattern in the northwest African upwelling area, *Dt. Hydrogr. Z.*, **28**, 145–167, 1975.
- Mittelstaedt, E., On the large – scale circulation along the coast off northwest Africa, *Rapp. Proc. Verb. Réunion.*, **180**, 50–57, 1982.
- Mittelstaedt, E., The upwelling area off northwest Africa – A description of phenomena related to coastal upwelling, *Prog. Oceanog.*, **12**, 307–331, 1983.
- Mittelstaedt, E., 1989. On the subsurface circulation along the Moroccan slope, in S.J.Neshyba, C. Mooers, R. Smith y R. Barber (Eds.) *Poleward flows along eastern Ocean boundaries*, vol. 34, Springer Verlag, pp. 96–108.
- Mittelstaedt, E., The ocean boundary along the northwest African coast: circulation and oceanographic properties at the sea surface, *Prog. Oceanog.*, **26**, 307–355, 1991.
- Montgomery, R., A suggested method for representing gradient flow in isentropic surfaces, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **18**, 210–212, 1937.
- Neuer, S., T. Freudenthal, R. Davenport, O. Llinás y M.-J. Rueda, Seasonality of surface water properties and particle flux along a productivity gradient off NW Africa, *Deep-Sea Res. II*, **49**, 3561–3576, 2002.
- Nykjaer, L. y L. VanCamp, Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991, *J. Geophys. Res.*, **99**, 14197–14207, 1994.
- Oberhuber, J., 1988. An Atlas based on COADS data set, Tech. Rep. 15, Max-Planck Institut für Meteorologie.
- Pacheco, M. y A. Hernández-Guerra, Seasonal variability of recurrent phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands area, *Int. J. Rem. Sens.*, **20**(7), 1405–1418, 1999.

- Paillet, J. y M. Arhan, Oceanic ventilation in the eastern North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 2036–2052, 1996a.
- Paillet, J. y M. Arhan, Shallow pycnoclines and mode water subduction in the eastern North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 96–114, 1996b.
- Paillet, J. y H. Mercier, An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation, *Deep-Sea Res. I*, **44**(8), 1293–1328, 1997.
- Parrilla, G., S. Neuer, P.-Y. L. Traon y E. Fernández-Suárez, Topical studies in oceanography: Canary Islands Azores Gibraltar Observations (CANIGO). Volume 1: Studies in the northern Canary Islands basin, *Deep-Sea Res. II*, **49**, 3409–3413, 2002.
- Peterson, R. y L. Stramma, Upper-level circulation in the South Atlantic, *Prog. Oceanog.*, **26**, 1–73, 1991.
- Rahmstorf, S., Bifurcation of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle, *Nature*, **378**, 145–149, 1995.
- Richardson, P., A. Bower y W. Zenk, A census of Meddies tracked by floats, *Prog. Oceanog.*, **45**, 209–250, 2000.
- Rintoul, S. y C. Wunsch, Mass, heat, oxygen and nutrient fluxes and budgets in the North Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res.*, **38**(Suppl. 1), S355–S377, 1991.
- Roemmich, D., Estimation of meridional heat flux in the North Atlantic by inverse methods, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1972–1983, 1980.
- Roemmich, D. y C. Wunsch, Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res.*, **32**, 619–664, 1985.
- Sandwell, D. T., W. H. F. Smith, S. M. Smith y C. Small, 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.
- Send, U., Vorticity and instability during flow reversals on the continental shelf, *J. Phys. Oceanogr.*, **19**(12), 1620–1633, 1989.
- Send, U., R. Beardsley y C. Winant, Relaxation from upwelling in the Coastal Ocean Dynamics Experiment, *J. Geophys. Res.*, **92**(C2), 1683–1698, 1987.
- Siedler, G., W. Zenk y W. Emery, Strong current events related to a subtropical front in the Northeast Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 885–897, 1985.

- Smith, W. H. F. y D. T. Sandwell, Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry, *J. Geophys. Res.*, **99**(B11), 21803–21824, 1994.
- Smith, W. H. F. y D. T. Sandwell, Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, **277**, 1957–1962, 1997.
- Stommel, H. y Schott, The beta-spiral and the determination of the absolute velocity field from hydrographic station data, *Deep-Sea Res.*, **24**, 325–329, 1977.
- Stramma, L., Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical North Atlantic, *J. Mar. Res.*, **42**, 537–558, 1984a.
- Stramma, L., Potential vorticity and volumen transports in the eastern North Atlantic from two long CTD sections, *Dt. Hydrogr. Z.*, **37**, 147–155, 1984b.
- Stramma, L. y H. Isemer, Seasonal variability of meridional temperature fluxes in the eastern North Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, **46**(2), 281–299, 1988.
- Stramma, L. y J. Isemer, Meridional temperature fluxes in the subtropical eastern North Atlantic, *Deep-Sea Res.*, **33**(2), 209–223, 1986.
- Stramma, L. y G. Siedler, Seasonal changes in the North Atlantic Subtropical Gyre, *J. Geophys. Res.*, **93**(C7), 8111–8118, 1988.
- Suga, T. y L. Talley, Antarctic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical South Atlantic, *J. Geophys. Res.*, **100**(C7), 13441–13453, 1995.
- Sverdrup, H., U. Johnson y R. Flemming, 1942. *The Ocean*, Prentice Hall, Englewood Cliff, New York, 1087 pp.
- Thiele, G., W. Roether, P. Schlosser, R. Kuntz, G. Siedler y L. Stramma, Baroclinic flow and transient tracers fields in the Canary-Cape Verde basin, *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 814–826, 1986.
- Toggweiler, J., The ocean's overturning circulation, *Phys. Today*, **47**(11), 45–50, 1994.
- Tomczak, M. y J. S. Godfrey, 2002. *Regional Oceanography: an Introduction*, Daya Publishing House Delhi 2003, 2nd. edn., 391 pp., URL <http://www.cmima.csic.es/mirror/mattom/regoc/pdfversion.html>.
- Tsuchiya, M., Circulation of the AAIW in the North Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, **47**(4), 747–755, 1989.
- Tsuchiya, M., L. Talley y M. McCartney, An eastern Atlantic section from Iceland southward across the Equator, *Deep-Sea Res.*, **39**(11/12), 1885–1917, 1992.



- Tsuchiya, M., L. Talley y M. McCartney, Water-mass distributions in the western South Atlantic; a section from south Georgia Island (54°S) northward across the Equator, *J. Mar. Res.*, **52**, 55–81, 1994.
- VanCamp, L., L. Nykjaer, E. Mittelstaedt y P. Schlittenhardt, Upwelling and boundary circulation off northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations, *Prog. Oceanogr.*, **26**, 357–402, 1991.
- Vanicek, M. y G. Siedler, Zonal fluxes in the deep water layers of the western South Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2205–2235, 2002.
- Weaver, A., Driving the ocean conveyor, *Nature*, **378**, 135–136, 1995.
- Wefer, G. y T. Müller, 1998. Canary islands 1996/1997. cruise n° 37. 4 december 1996–22 january 1997, Tech. rep., Universität Hamburg.
- Wessel, P. y W. H. F. Smith, A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shore-line Database, *J. Geophys. Res.*, **101**(B4), 8741–8743, 1996.
- Wooster, W., A. Bakun y D. McLain, The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic, *J. Mar. Res.*, **34**, 131–134, 1976.
- Wooster, W. y J. Reid, 1963. Eastern boundary currents, in *The Sea*, vol. 2, pp. 253–280.
- Worthington, L., 1976. *On the North Atlantic circulation*, vol. 6, Johns Hopkins Oceanographic Studies, 110 pp.
- Wunsch, C., Determining the general circulation of the oceans: a preliminary discussion, *Science*, **196**, 871–875, 1977.
- Wunsch, C., Mass, heat and nutrient fluxes in the south pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 725–753, 1983.
- Wunsch, C., An eclectic Atlantic Ocean circulation model I: the meridional flux and heat, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1712–1733, 1984.
- Wunsch, C., Can a tracer field be inverted for velocity?, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1521–1531, 1985.
- Wunsch, C., 1996. *The ocean circulation inverse problem*, Cambridge University Press, 442 pp.
- Wunsch, C. y B. Grant, Towards the general circulation of the North Atlantic Ocean, *Prog. Oceanogr.*, **11**, 1–59, 1982.

- Wüst, G., 1935. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Die Stratosphäre., in *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschung- und Vermessungsschiff Meteor 1925-1927.*, vol. 6:1st part, p. 180.
- Zenk, W., On temperature and salinity structure of Mediterranean Water in the Northeast Atlantic, *Deep-Sea Res.*, **17**(3), 627–631, 1970.
- Zenk, W. y L. Armi, The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese continental slope, *Deep-Sea Res.*, **37**(12), 1805–1823, 1990.
- Zenk, W. y T. Müller, Seven-year current meter record in the eastern North Atlantic, *Deep-Sea Res.*, **35**(8), 1259–1268, 1988.
- Zenk, W., K. Tokos y O. Boebel, New observations of Meddy movements south of the Tejo Plateau, *Geophys. Res. Lett.*, **19**(24), 2389–2392, 1992.