UNIVERSIDAD DE VIGO
DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA
ÁREA DE FÍSICA DE LA MATERIA CONDENSADA
GRUPO DE FÍSICA DE LA ATMÓSFERA Y DEL OCÉANO

HIDROGRAFÍA E HIDRODINÁMICA DE LOS ESTUARIOS GALLEGOS BAJO LA INFLUENCIA DE FORZAMIENTOS EXTERNOS

Memoria presentada por María Inés Álvarez Fernández para optar al Grado de Doctora en Física por la Universidad de Vigo.
Ourense, Abril, 2005

RESUMEN

Durante los últimos años el estudio tanto hidrodinámico como hidrográfico de las rías gallegas se ha intensificado en gran medida. Debido a la gran productividad primaria de las Rías Baixas, la costa oeste gallega ha sido el principal foco de interés, mientras que el número de estudios en el resto de la zona costera ha sido considerablemente menor.

El la presente memoria se pretende contribuir al conocimiento de las características hidrográficas e hidrodinámicas de la costa gallega, para lo cual se han considerado las Rías de Vigo, Pontevedra y Arousa, situadas en la zona de las Rías Baixas, y la Ría de Ferrol, situada al norte de Cabo Finisterre. De ésta forma, se ha intentado realizar un estudio comparativo entre ambas zonas costeras.

El primer bloque corresponde a capítulos de carácter introductorio y general. Así, tras una breve introducción presentada en el Capítulo 1, en el Capítulo 2 se describen los principales proyectos de investigación dentro de los cuales se integra el presente estudio, para a continuación describir en profundidad el área de estudio en el Capítulo 3. En este capítulo, se presenta, por un lado, un resumen de los datos más destacables obtenidos de la bibliografía con respecto al comportamiento general de las rías y, por otro, se aportan datos relativos a estudios obtenidos *ex proceso* para la elaboración de la presente memoria. Así, se presenta un estudio comparativo de las propiedades termohalinas de las bocas de las Rías de Vigo, Pontevedra y Arousa durante un periodo de cinco años. Este estudio pone de manifiesto las similitudes y diferencias entre estuarios próximos. Por otro lado, también se muestra un estudio anual realizado en la Ría de Ferrol, la cual muestra importantes diferencias en su morfología, aporte hídrico y propiedades de estratificación con respecto a lo estuarios anteriormente mencionados.

En el segundo bloque se estudia cómo diferentes forzamientos afectan al comportamiento de las distintas rías. Así, en el Capítulo 4 se realiza una descripción del transporte de Ekman a lo largo de toda la costa gallega. Este transporte, el cual es responsable del intenso afloramiento costero observado en parte de la costa gallega, se analiza a partir de dos fuentes de datos de viento diferentes: Base de METEOGALICIA, obtenida mediante el modelo numérico

ARPS, y base de QuikSCAT, obtenida a partir de mediciones satelitales. Este estudio pone de manifiesto importantes cambios en el transporte generados por la irregularidad de la línea de costa

En el Capítulo 5 se estudia el efecto del forzamiento eólico sobre la aparición de afloramiento en las diferentes zonas costeras. Así, en primer lugar, se compara la distinta respuesta entre las Rías Baixas frente a episodios de afloramiento. A continuación, se describe el llamado afloramiento invernal en la Ría de Pontevedra, en contraposición al estival, el cual ya ha sido ampliamente descrito en la bibliografía relativa a las Rías Baixas. Finalmente, se realiza un estudio comparativo de un episodio de afloramiento estival al norte y sur de Cabo Finisterre. Mediante medidas simultáneas realizadas en las Rías de Vigo, Pontevedra, Arousa y Ferrol, puede observarse la variación en la señal de afloramiento a lo largo del litoral.

En el Capítulo 6 se trata el efecto de una intrusión fluvial en las Rías Baixas. En general, las propiedades de estratificación y circulación de un estuario son fuertemente dependientes de los ríos presentes en su cabecera. Sin embargo, bajo determinadas condiciones, el agua dulce que penetra en un estuario debido a una fuente externa puede ser el forzamiento más intenso de la zona. Este comportamiento, el cual puede darse en las Rías Baixas debido a la presencia del Río Miño, se estudia de forma comparativa en las Rías de Vigo, Pontevedra y Arousa, realizándose un análisis detallado en la Ría de Pontevedra, donde se observó la existencia de una circulación estuárica negativa. Asimismo, la combinación de medidas físicas, químicas y biológicas, muestran la existencia de un *bloom* inducido en la plataforma, el cual penetra en la Ría de Pontevedra debido a la circulación negativa anteriormente mencionada.

Por último, en el Capítulo 7 se ha analizado el efecto de la marea a lo largo de la costa considerando, por un lado, la Ría de Pontevedra como ejemplo de las Rías Baixas, y, por otro, la Ría de Ferrol. Para realizar este análisis, se ha tenido en cuenta la evolución de las variables termohalinas, la velocidad de la corriente y la estratificación en los estuarios. Este estudio pone de manifiesto el efecto de la morfología en la estratificación y circulación de los estuarios. Así, la presencia de un estrechamiento en las proximidades de la boca de la Ría de Ferrol induce un considerable incremento en la velocidad de la corriente, el cual aporta la energía necesaria para destruir la estratificación vertical de la zona.

Índice de Contenidos

1. Introducción 1

1.1. Circulación oceánica 1

1.1.1. Corrientes superficiales 4

1.1.2. La solución de Ekman a las ecuaciones del movimiento 6

1.1.3. Transporte por viento 10

1.1.3.1. Conceptos generales 10

1.1.3.2. Afloramiento lejos de la costa 12

1.1.3.3. Afloramiento cerca de la costa 13

1.1.3.4. Cálculo del índice de afloramiento a partir de vientos geostróficos 15

1.2. Clasificación de estuarios 17

1.3. Litoral gallego 24

1.3.1. Concepto de ría 25

1.3.2. El afloramiento en la costa gallega 27

2. Material y métodos 31

2.1. Proyecto CICYT: MAR96-1782 31

2.1.1. Ría de Pontevedra 34

2.1.2. Ría de Ferrol 37

2.2. Estudio Integral del Espacio Marítimo Terrestre de Galicia 37

2.3. Proyecto FEDER 1FD97-0479-C03-02 38

2.4. Otras fuentes 40

3. Área de estudio 45

3.1. Masas de agua oceánicas 45

3.1.1. Caracterización de ENACW 47

3.1.2. Caracterización de la corriente hacia el polo 49

3.1.3. Ciclo anual de masas de agua 53

3.2. Condiciones meteorológicas 55

3.2.1. Régimen de vientos 55

3.2.2. Régimen pluviométrico y termométrico 60

3.3. Morfología 62
3.3.1. Rías Baixas 62
3.3.2. Ría de Ferrol 67
3.4. Aportes fluviales 69
3.4.1. Rías Baixas 70
3.4.2. Ría de Ferrol 71
3.5. Condiciones de estratificación en las rías 72
3.6. Caracterización termohalina de las rías 76
3.6.1. Rías Baixas 76
3.6.1.1. Promedios anuales 77
3.6.1.2. Desviación respecto al comportamiento promedio 84
3.6.2. Ría de Ferrol 87
3.7. Respuesta de los estuarios a los forzamientos externos 88

4. Efecto del viento en la plataforma: Transporte de Ekman 93
4.1. Fuentes de datos 93
4.2. Transporte de Ekman 95
4.2.1. METEOGALICIA 95
4.2.1.1. Evolución temporal 95
4.2.1.2. Análisis estacional 101
4.2.1.2.1. Comportamiento anual 101
4.2.1.2.2. Comportamiento interanual 103
4.2.1.3. Distribuciones de las componentes y del módulo 103
4.2.1.4. Rosas de corriente 112
4.2.2. QuikSCAT 116
4.2.2.1. Evolución temporal 116
4.2.2.2. Análisis estacional 120
4.2.2.2.1. Comportamiento anual 120
4.2.2.2.2. Comportamiento interanual 122
4.2.2.3. Distribuciones de las componentes y del módulo 124
4.2.2.4. Rosas de corriente 130
4.2.3. Comparación entre ambas fuentes 135

4.3. Discusión 138

5. Efecto del viento en la costa: Afloramiento 145

5.1. Afloramiento de verano 146
5.1.1. Propiedades hidrográficas 146
5.1.2. Forzamientos externos 150
5.1.2.1. Precipitación y temperatura del aire 150
5.1.2.2. Índice de afloramiento 151
5.2. Afloramiento de invierno 152
5.2.1. Propiedades hidrográficas 152
5.2.2. Forzamientos externos 158
5.2.2.1. Descarga del río 158
5.2.2.2. Condiciones atmosféricas 158
5.2.2.3. Índice de afloramiento 161
5.2.3. Comparación entre un afloramiento de invierno, de primavera y de verano 163
5.3. Afloramiento a lo largo de la costa gallega 166
5.3.1. Propiedades hidrográficas 166
5.3.2. Forzamientos externos 170
5.3.2.1. Arrastre del viento y transporte de Ekman 170
5.4. Discusión 175

6. Intrusión fluvial 181

6.1. Introducción 181
6.2. Intrusión de la pluma del Río Miño en las Rías Baixas 184
6.2.1. Viento y transporte de Ekman 185
6.2.2. Propiedades hidrográficas 186
6.3. Efectos de la intrusión de la pluma del Río Miño en el interior de las Rías Baixas 189
6.3.1. Efectos hidrodinámicos 189
6.3.1.1. Descarga del río e índice de afloramiento 192
6.3.1.2. Propiedades termohalinas 193
6.3.2. Implicaciones biogeoquímicas y biológicas 201

6.3.2.1. Variables biogeoquímicas 201
6.3.2.2. Variables biológicas 204
6.4. Discusión 207

7. Forzamiento mareal 213
7.1. Armónicos de marea 213
7.2. Onda de marea 214
7.3. Corriente mareal 218
7.3.1. Ría de Pontevedra 218
7.3.2. Ría de Ferrol 219
7.4. Corriente residual 221
7.5. Modificaciones en el patrón de circulación mareal 223
7.5.1. Ría de Pontevedra 223
7.5.2. Ría de Ferrol 229
7.6. Evolución mareal de las propiedades termohalinas 233
7.6.1. Ría de Pontevedra 233
7.6.2. Ría de Ferrol 235
7.7. Variabilidad temporal y espacial intra-mareal de la corriente 237
7.8. Discusión 241

8. Conclusiones 247

Anexo A. MOHID 251

Anexo B. Datos de viento de METEOGALICIA 257

Anexo C. Datos de viento de QuikSCAT 263

Anexo D. Métodos de cálculo 269

Bibliografía 277

Capítulo 1

Introducción

La oceanografía es el estudio del océano mediante varias de las ciencias básicas como la Física, la Química, la Biología y la Geología, usando las Matemáticas como ayuda en parte de todos estos estudios. El océano merece una atención particular como un medioambiente para los organismos que viven en el de forma natural y en relación con las actividades del hombre, y también con su interacción con la atmósfera.

La principal meta de los estudios oceanográficos es obtener una descripción clara y sistemática de los océanos, suficientemente cuantitativa para permitir predecir su comportamiento en el futuro con certeza. La contribución física consiste en estudiar las propiedades tales como la temperatura, la salinidad, la densidad, etc., que distinguen una masa de agua de otra, y estudiar y comprender los movimientos del océano en repuesta a las fuerzas que actúan sobre el.

En este capítulo se hará una descripción general de la circulación superficial oceánica con especial interés en el fenómeno conocido como afloramiento o *upwelling*, tanto lejos como cerca de la costa. De forma particular, este fenómeno se analizará a lo largo del litoral gallego, que constituye el área de estudio en la que se centra la presente memoria. De este modo, este capítulo proporcionará las bases para intentar realizar un estudio desde el punto de vista físico descrito anteriormente, que se presentará en los capítulos siguientes.

1.1. Circulación oceánica

Una característica importante de la circulación en la superficie de los océanos es que en el hemisferio norte tiene sentido horario y en el hemisferio sur tiene sentido antihorario. Este hecho era ya conocido a principios del siglo XVI por los navegantes españoles en el Atlántico norte. Más adelante se descubrió que

también era así para el resto de los océanos debido a las informaciones que se fueron acumulando. A mediados del siglo XIX esta circulación se atribuía a la diferencia de calentamiento solar entre la zona ecuatorial y las zonas polares, pero nadie fue capaz de desarrollar una teoría cuantitativa de este proceso. En 1875, Croll estaba convencido de que esta hipótesis no era correcta y sugirió que la fricción del viento era la causa principal, aunque no presentó ninguna teoría. En 1878, Zöppritz parecía haber demostrado que la transferencia de momento y energía del viento al agua era un proceso demasiado lento para tenerlo en cuenta a la hora de explicar las corrientes en superficie, pero su explicación resultó ser errónea numéricamente. El error fue debido a que en sus cálculos utilizó el coeficiente molecular de viscosidad determinado en el laboratorio mediante un flujo laminar (suave), según el cual, aparentemente, para observar un cambio en la corriente a una profundidad de sólo unos cuantos metros como respuesta a un cambio de viento en la superficie, deberían pasar meses. Sin embargo, poco después se demostró que esos cambios de corriente en las primeras decenas de metros se producían sólo un par de horas después del cambio en el viento en superficie. Esto sucede porque en los océanos el flujo es casi invariablemente turbulento y en este tipo de flujo la viscosidad turbulenta o *eddy* provoca un incremento del transporte vertical de momento y energía del orden de cientos a miles de veces el transporte debido a los procesos moleculares por sí solos. Este efecto no era conocido en tiempos de Zöppritz.

Tanto la conducción por el viento, como los efectos de cambios en la densidad son importantes para explicar la circulación general en los océanos, pero el primero probablemente domina en más o menos los primeros 1000 m de profundidad en la mayoría de las regiones del océano.

En 1898 Nansen, un biólogo, explicó cualitativamente porque las corrientes conducidas por el viento no fluyen en la dirección del viento, sino entre 20º y 40º a su derecha (en el hemisferio norte), cosa que observó al ver como los icebergs del Ártico en lugar de desplazarse en la dirección del viento, como sería de esperar, lo hacían unos grados hacia su derecha.

Para explicar esto, en la figura 1.1 se representa un cubo de agua en la capa superficial del océano, el cual se ve sometido a una fuerza de fricción debida al viento. La fricción del viento ejercerá sobre la superficie del cubo una fuerza tangencial, F_t, haciendo que éste tienda a moverse en su dirección.

Tan pronto como el cubo comience a moverse, la fuerza de Coriolis, F_c, entra en acción desplazando el cubo hacia la derecha.

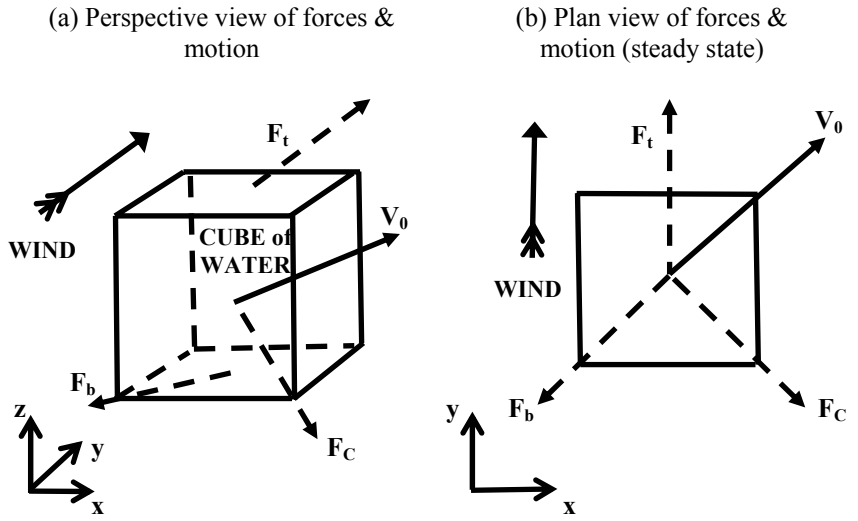


Figura 1.1: Fuerzas en un cubo de agua en la capa superficial. (Imagen reproducida de *Pond & Pickard*, *Introductory Dynamical Oceanography*).

De este modo el movimiento resultante será en alguna dirección entre la de F_t y F_c. Además, como el agua de superficie se mueve con relación al agua que tiene bajo ella, habrá una fuerza de resistencia debida a la fricción, F_b, en la base del cubo en dirección contraria al movimiento del mismo. Así, la combinación de F_t y F_c hace que el cubo se acelere y mientras lo hace, la fuerza F_b aumenta. Finalmente se alcanza un estado de equilibrio en el cual F_t, F_c y F_b están compensadas y el cubo continúa moviéndose a una velocidad constante, V_0, en una dirección entre la de F_t y la de F_c, es decir, a la derecha de la dirección del viento (en el hemisferio norte). Para determinar la dirección exacta con relación a la del viento habrá que aplicar argumentos cuantitativos usando las ecuaciones del movimiento como hizo Ekman.

1.1.1. Corrientes superficiales

Las ecuaciones del movimiento horizontal, incluyendo el rozamiento y omitiendo el término de Coriolis que implica a *w* (velocidad vertical) son (Pond & Pickard, 1983),

$$\frac{du}{dt} = fv - \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + F_x$$
$$\frac{dv}{dt} = -fu - \alpha \frac{\partial p}{\partial y} + F_y \tag{1.1}$$

Donde f es el parámetro de Coriolis, α es la inversa de la densidad, F_x y F_y son las componentes de la fuerza de rozamiento por unidad de masa.

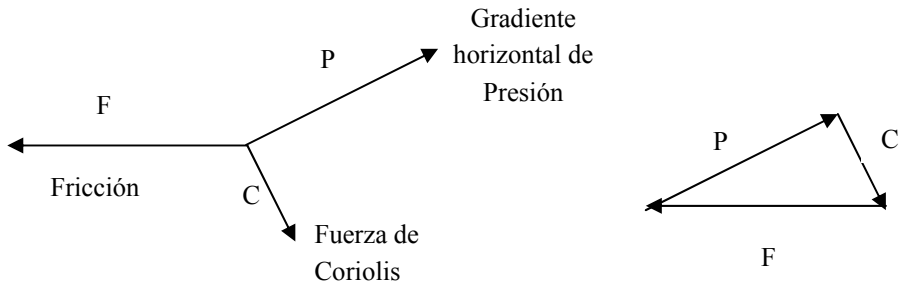
Como no hay aceleraciones, tanto $\frac{du}{dt}$ como $\frac{dv}{dt}$ serán iguales a cero. Por lo tanto las ecuaciones 1.1 quedan

$$fv - \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + F_x = 0$$
$$-fu - \alpha \frac{\partial p}{\partial y} + F_y = 0 \tag{1.2}$$

Es decir,

Coriolis + Presión + Rozamiento = 0

De este modo el diagrama de fuerzas será el siguiente



Antes de poder encontrar una solución a estas ecuaciones se debe encontrar una expresión para F_x y F_y.

La fricción o rozamiento es una fuerza que aparece cuando se tiene movimiento relativo entre dos cuerpos y aunque la más conocida es aquella que sucede cuando los dos cuerpos son sólidos, cuando en un fluido dos partes están en movimiento relativo también se produce fricción. A la velocidad relativa entre las partes del fluido se le denomina velocidad de cizalla y la fricción se debe a ella. A medida que se profundiza en el océano la velocidad de cizalla se va haciendo cero. Para un fluido Newtoniano como es el agua del mar, la tensión de fricción τ, que es la fuerza por unidad de área en un plano paralelo al flujo, es

$$\tau = \mu \frac{\partial u}{\partial z} = \rho \nu \frac{\partial u}{\partial z} \tag{1.3}$$

Donde μ es la denominada viscosidad dinámica (molecular), y $\nu = \mu / \rho$ es la viscosidad cinemática (molecular). Para agua de mar a 20º C, μ tiene un valor de aproximadamente 10^{-3} kg m^{-1} s^{-1}, por lo que ν vale aproximadamente 10^{-6} m^2 s^{-1}. Los valores reales de las viscosidades en los océanos oscilan entre 0.8 y 1.8 veces estos valores, siendo la temperatura la principal responsable de ello, aunque también hay una leve influencia de la salinidad.

En el océano, donde el movimiento es generalmente turbulento, la viscosidad cinemática es la viscosidad *eddy* por lo que la expresión de τ queda (Pond & Pickard, 1983)

$$\tau = \rho A_z \frac{\partial u}{\partial z} \tag{1.4}$$

Siendo A_z la cizalla vertical que para el agua del mar toma valores hasta 10^{-1} m^2 s^{-1}.

Esta expresión representa la fuerza que ejerce una capa de fluido sobre un área de su capa vecina situada por encima o por debajo, pero para la ecuación del movimiento se necesita una expresión de la fuerza de fricción en términos de masa de fluido. Así pues la expresión que se obtiene es (Pond & Pickard, 1983)

$$\text{Fuerza de fricción por unidad de masa} = A_z \frac{\partial^2 u}{\partial^2 z} \tag{1.5}$$

De este modo las ecuaciones del movimiento quedarán de la siguiente manera

$$\begin{aligned} fv + \alpha \frac{\partial \tau_x}{\partial z} &= fv + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \alpha \frac{\partial p}{\partial x} \\ -fu + \alpha \frac{\partial \tau_y}{\partial z} &= -fu + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \alpha \frac{\partial p}{\partial y} \end{aligned} \tag{1.6}$$

1.1.2. La solución de Ekman a las ecuaciones del movimiento

La dificultad con la que se encontró Ekman a la hora de tratar con las ecuaciones del movimiento (1.6) fue que hay dos causas diferentes que generan las corrientes, la distribución de la masa (cambios en la densidad), que viene representada por el término del gradiente horizontal de presión, y la fricción del viento. Así pues se puede pensar en la velocidad como la suma de dos vectores, uno asociado con el gradiente horizontal de presión y otro con la fricción vertical. Cada parte se puede solucionar por separado y posteriormente sumar las dos soluciones de manera que se obtendrá,

$$fv = f\left(v_g + v_E\right) = \alpha \frac{\partial p}{\partial x} - A_z \frac{\partial^2}{\partial z^2}\left(u_g + u_E\right) \tag{1.7}$$

Las dos partes en las que se divide la ecuación son

$fv_g = \alpha \dfrac{\partial p}{\partial x}$, u_g, v_g las componentes de la velocidad geostrófica,

$fv_E = -A_z \dfrac{\partial^2 u_E}{\partial z^2}$, u_E, v_E las componentes de la velocidad de Ekman asociadas con la fricción vertical (no geostrófica).

El término $-A_z \dfrac{\partial^2 u_g}{\partial z^2}$ se puede despreciar ya que es $\leq 10^{-3} \alpha \dfrac{\partial p}{\partial x}$ (Pond & Pickard, 1983).

Esta separación es posible debido a que las ecuaciones son lineales. Esto proporciona un ejemplo del principio de superposición; para un sistema lineal la suma de dos soluciones es también una solución.

Para simplificar el problema, Ekman (1905) asumió que el término del gradiente horizontal de presión apenas contribuía en la capa superficial, por lo que sólo busco solución para v_E y u_E. Además también asumió que

1. No hay fronteras
2. Profundidad del mar infinita
3. A_z constante
4. Un viento constante y que sopla durante un largo periodo de tiempo
5. Densidad del agua y nivel del mar constante
6. f constante

De este modo las ecuaciones del movimiento quedan

$$\left.\begin{aligned} fv_E + A_z \frac{\partial^2 u_E}{\partial z^2} &= 0, \\ -fu_E + A_z \frac{\partial^2 v_E}{\partial z^2} &= 0, \end{aligned}\right\} \text{Ecuaciones de Ekman} \qquad (1.8)$$

Así la fuerza de Coriolis y la de fricción se anulan ente ellas y la corriente de superficie tendrá una dirección perpendicular a ambas.

Si por simplicidad se escoge que el viento sople en la dirección del eje *y*, la solución a las ecuaciones de Ekman será

$$u_E = \pm V_0 \cos\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} z\right) \exp\left(\frac{\pi}{D_E} z\right),$$ (+ para el hemisferio norte y – para el sur)

$$v_E = V_0 \sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} z\right) \exp\left(\frac{\pi}{D_E} z\right), \tag{1.9}$$

Donde

$V_0 = \dfrac{\sqrt{2}\pi\tau_{y\eta}}{D_E \rho |f|}$ es el módulo de la corriente superficial de Ekman

$\tau_{y\eta}$ = es la tensión que provoca el viento en la superficie del mar

$\mathrm{D_E} = \pi\left(\dfrac{2A_z}{|f|}\right)^{1/2}$ es la llamada profundidad de Ekman o profundidad de influencia de la fricción

Estudiando estas soluciones para u_E y v_E se llega a que

1 En la superficie del mar ($z = 0$) las soluciones son

$$u_E = \pm V_0 \cos\left(\frac{\pi}{4}\right), \quad v_E = \pm V_0 \sin\left(\frac{\pi}{4}\right)$$

Lo cual significa que la corriente fluye 45º a la derecha de la dirección del viento si se trata del hemisferio norte y a la izquierda si se trata del hemisferio sur.

2 Bajo la superficie z ya no es cero, por lo tanto la velocidad total de la corriente será $V_0 \exp\left(\frac{\pi}{D_E} z\right)$, de manera que a medida que aumenta la profundidad, la corriente cae exponencialmente. Al mismo tiempo, el ángulo que forma la corriente con la dirección del viento, $\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} z\right)$, aumenta de manera que su dirección girará en sentido horario (antihorario) en el hemisferio norte (sur). La figura 1.2 muestra estos dos cambios con la profundidad.

3 La dirección del flujo toma sentido contrario al que tenía en superficie al alcanzar la profundidad de $z = -D_E$, donde la velocidad cae a exp(-π) = 0.04 veces la de la superficie. La profundidad D_E se toma arbitrariamente como la profundidad efectiva de la corriente producida por el arrastre del viento, es decir, la profundidad hasta la cual se considera que hay corriente inducida por el viento. La capa de Ekman se considera desde la superficie hasta esta profundidad D_E.

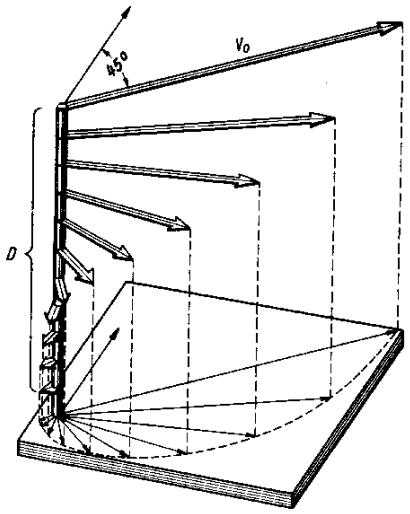


Figura 1.2: Vista en perspectiva de la disminución de la velocidad de la corriente y giro en sentido horario con el aumento de la profundidad.

1.1.3. Transporte por viento

1.1.3.1. Conceptos generales

La corriente producida por el viento tiene su máxima velocidad en la superficie y disminuye a medida que aumenta la profundidad. Debido a que las mayores corrientes ocurren hacia la derecha (izquierda en el hemisferio sur) de la dirección del viento, el mayor transporte también será hacia la derecha (izquierda) de la dirección del viento. De hecho, se demostrará que este transporte se produce 90º a la derecha (izquierda) de la dirección del viento (Pond & Pickard, 1983).

Partiendo de las ecuaciones (1.6), si se asume una ausencia de gradiente horizontal de presión se tiene

$$\rho f v_E + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} = 0$$
$$-\rho f u_E + \frac{\partial \tau_y}{\partial z} = 0$$

que se puede expresar de otro modo como

$$\begin{aligned} \rho f v_E dz &= -d\tau_x \\ \rho f u_E dz &= d\tau_y \end{aligned} \tag{1.10}$$

donde $\rho v_E dz$ es la masa de agua que fluye por segundo en la dirección del eje y a través de una sección vertical de profundidad dz y anchura de un metro en la dirección x, y $\int_z^0 \rho v_E dz$ será la masa total que fluye en la dirección y desde la profundidad z hasta la superficie. Del mismo modo, $\int_z^0 \rho u_E dz$ será la masa total transportada por unidad de anchura en la dirección x. Si se escoge el nivel inferior lo suficientemente profundo, las integrales incluirán toda la corriente producida por el arrastre del viento. Escogiendo el valor $z = -2D_E$ donde la velocidad esperada será $\exp(-2\pi) = 0.002$ veces la de la superficie, es decir, prácticamente nula, y llamando M_{xE} y M_{yE} a los transportes de masa debidos al

viento (transporte de masa de Ekman) en las direcciones x e y respectivamente, se puede escribir

$$\begin{aligned} fM_{yE} &= f\int_{-2D_E}^{0}\rho v_E dz = \int_{-2D_E}^{0} d\tau_x = -(\tau_x)_{\sup} + (\tau_x)_{-2D_E} \\ fM_{xE} &= f\int_{-2D_E}^{0}\rho u_E dz = \int_{-2D_E}^{0} d\tau_y = (\tau_y)_{\sup} - (\tau_y)_{-2D_E} \end{aligned} \tag{1.11}$$

Los valores de τ_x y τ_y a una profundidad de $2D_E$ se pueden considerar nulos ya que la velocidad debida al arrastre del viento es esencialmente cero. Por lo tanto, las ecuaciones (1.11) se pueden expresar

$$fM_{xE} = \tau_{y\eta} \qquad fM_{yE} = -\tau_{x\eta} \tag{1.12}$$

donde el subíndice η indica que son valores en la superficie.

Las variaciones de la densidad son pequeñas, por lo que ρ se puede sacar de la integral en las ecuaciones (1.11). El valor que se tomará para la densidad será uno típico, como por ejemplo una media vertical sobre $2D_E$ en la región considerada.

El volumen de agua transportado $Q_y = \int_z^0 v_E dz$ se puede usar como una alternativa a la masa transportada de manera que $M_{yE} = \rho\, Q_{yE}$ y $M_{xE} = \rho\, Q_{xE}$. Por lo tanto las ecuaciones (1.12) se pueden escribir

$$fQ_{xE} = \alpha\tau_{y\eta} \qquad fQ_{yE} = -\alpha\tau_{x\eta} \tag{1.13}$$

Por simplicidad se considera el eje y como la dirección en la que sopla el viento, por lo que $\tau_{x\eta}$ será nulo (no habrá cizalla en dirección x) y por consiguiente M_{yE} también lo será. Sin embargo, M_{xE} será positivo debido a que $\tau_{y\eta}$ también lo es, con lo cual se demuestra que el transporte se produce en ángulos de 90º a la derecha (izquierda) de la dirección del viento cuando se trata del hemisferio norte (sur).

1.1.3.2. Afloramiento lejos de la costa

Sobre el océano el viento no es uniforme como asumió Ekman, sino que varía según la posición. Por ejemplo si el viento permanece constante en dirección pero varía en velocidad, entonces el transporte de Ekman perpendicular al viento también variará y las aguas de las capas superiores se desplazarán unas hacia otras o se alejarán creándose así convergencias y divergencias. Por continuidad se requiere que una convergencia esté acompañada de un movimiento de las aguas superficiales hacia el fondo (hundimiento o *downwelling*) mientras que una divergencia vendrá acompañada de un movimiento de las aguas del fondo hacia la superficie (afloramiento o *upwelling*).

En el Atlántico norte, la dirección del viento suele ser hacia el este en latitudes altas y hacia el oeste en latitudes bajas. En el siguiente diagrama (figura 1.3) se muestra el viento en el Atlántico norte de una forma simplificada.

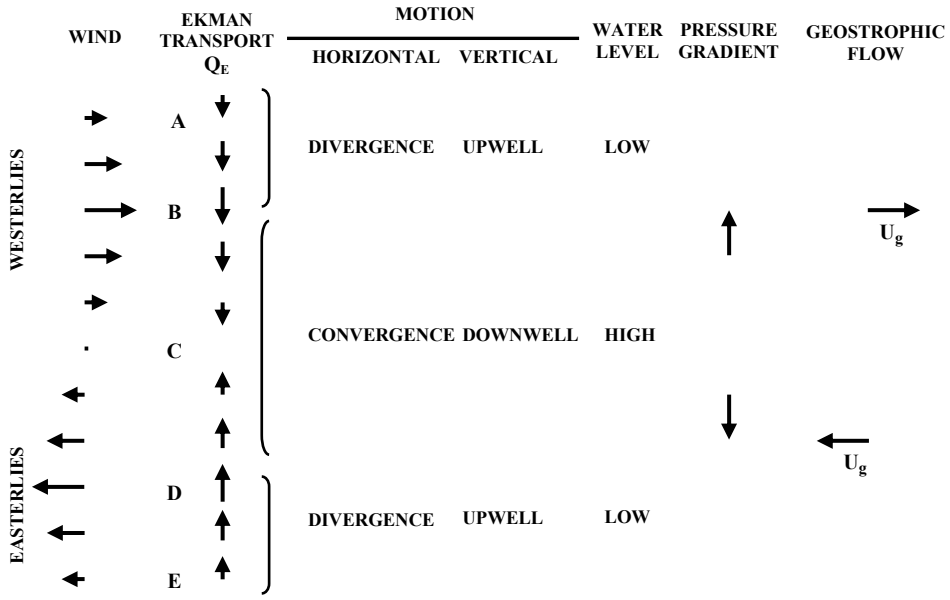


Figura 1.3: Convergencias y divergencias relacionadas con la cizalla del viento y el flujo geostrófico asociado, en el Atlántico norte. La longitud de las flechas del viento indica la velocidad. (Imagen reproducida de *Pond & Pickard*, *Introductory Dynamical Oceanography*).

Se puede observar que el transporte de Ekman debido al viento será hacia el sur para vientos del oeste (latitudes altas) y hacia el norte para vientos del este (latitudes bajas), además, cuanto mayor sea la velocidad del viento mayor será el transporte. Según este diagrama, el transporte de Ekman hacia el sur aumenta desde el punto A al punto B. Para reemplazar el agua transportada debido a este incremento en el transporte, es necesario que el agua aflore desde debajo de la capa de Ekman, por lo que habrá una zona de divergencia ente A y B. Desde B hasta C sucede lo contrario con una disminución en el transporte hacia el sur hasta que se hace nulo, y de C a D el transporte empieza a crecer pero, en este caso, en dirección norte ya que es una zona de influencia de vientos del este. Como consecuencia la región alrededor de C será una zona de convergencia y se producirá entonces un hundimiento del agua de la superficie. Entre D y E habrá de nuevo una región de divergencia y por lo tanto afloramiento.

En una región de convergencia el nivel de la superficie tiende a ser alto mientras que en una región de divergencia tiende a ser bajo. Por lo tanto, se tendrá un gradiente de presión y flujos geostróficos (u_g) que también aparecen representados en la figura 1.3.

1.1.3.3. Afloramiento cerca de la costa

El transporte de Ekman analizado en las secciones anteriores se complica si se asume que el viento sopla paralelo a una línea de costa de manera que ésta queda a su izquierda (en el hemisferio norte). Este viento causará un transporte hacia la derecha de su dirección, es decir, un movimiento del agua hacia fuera de la costa. Para un océano infinito como el que supuso Ekman, esto no supone un problema pero en un océano real sí. Esto se debe a que la ecuación de continuidad requiere que haya un flujo proveniente de la izquierda de la dirección del viento para reemplazar el flujo que sale hacia la derecha. Como a la izquierda de la dirección del viento no hay agua, lo que sucede es que agua proveniente del fondo asciende para reemplazar el agua transportada. Este fenómeno es conocido como afloramiento costero y sucede en varias regiones de las zonas orientales de los océanos. En las costas este del hemisferio norte para que esto suceda el viento debe soplar hacia el sur, lo cual ocurre normalmente en verano. Para generalizar, se puede decir que los fenómenos de afloramiento

ocurren a lo largo de las costas orientales de los océanos, cuando el viento sopla hacia el ecuador y a lo largo de las costas occidentales cuando sopla en dirección al polo, aunque está última situación es menos común.

En la figura 1.4 se muestra un esquema de desarrollo del afloramiento costero.

En general, el agua aflorada no proviene de grandes profundidades. Estudiando las propiedades de esta agua se ha llegado a la conclusión que proviene de profundidades no mayores que 200-300 m (Pond & Pickard, 1983).

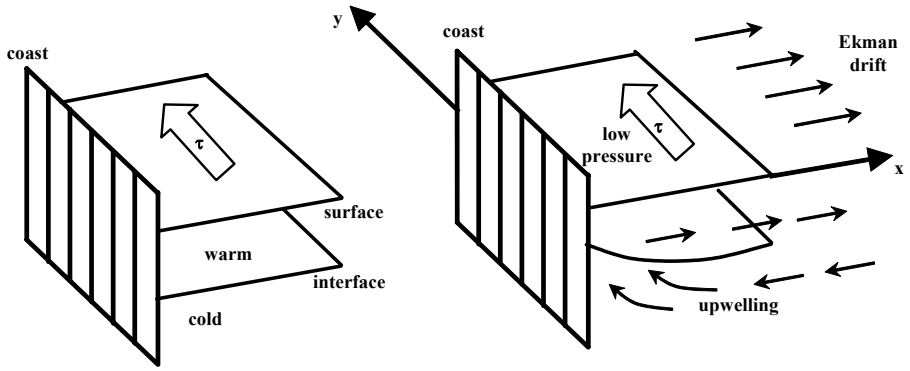


Figura 1.4: Esquema del desarrollo del afloramiento costero. (Imagen reproducida de *Cushing & Walsh, The ecology of the seas).*

Los procesos de afloramiento en zonas próximas a la costa pueden tener una implicación biológica muy importante, ya que normalmente el agua aflorada tiene mayor concentración de nutrientes (nitratos, silicatos, etc.) que el agua superficial original que ha sido desplazada, los cuales son indispensables para la producción biológica. Al aflorar a la superficie esta agua cargada de nutrientes, el fitoplancton se sirve de ellos junto con la acción de la luz solar para realizar la fotosíntesis. De este modo, el fitoplancton en estas zonas será abundante y rico atrayendo así a una gran cantidad de peces que se alimentan de él.

Los mares costeros son entre dos y cinco veces más productivos biológicamente que el mar abierto y aunque no todas las aguas por debajo de la superficie son

ricas en nutrientes y por consiguiente no todos los fenómenos de afloramiento conllevan una mayor proliferación biológica, en gran parte esta mayor productividad biológica se debe a fenómenos de afloramiento. De hecho, alrededor del 90% de las zonas de pesca del mundo se concentran en el 2-3% del área total de los océanos, mayoritariamente zonas donde se producen fenómenos de afloramiento costero. Conocer en profundidad cómo, cuándo y dónde se producen los fenómenos de afloramiento es por lo tanto de gran utilidad, principalmente para la actividad pesquera.

Debido a la importancia que tienen los fenómenos de afloramiento, éstos han sido ampliamente estudiados a lo largo de todo el planeta. Los cinco mayores afloramientos que se producen en las costas del planeta son, el que tiene lugar en las costas occidentales de EEUU (Di Lorenzo, 2003; Hickey & Banas, 2003); el de la costa sudoccidental de África (Monteiro & Largier, 1999; Shannon *et al*., 2003); el de la costa noroeste africana (Pelegrí *et al*., 2005); el que ocurre frente al cuerno de África en el Océano Indico (Conan & Brumer, 2000) y el que se produce a lo largo de las costas Peruanas y Chilenas (Nixon & Thomas, 2001; Rutllant *et al*., 2004). También hay estudios realizados en otras zonas donde se dan fenómenos de afloramiento no tan relevantes como los cinco mencionados anteriormente como los que ocurren en la costa de Irlanda (Edwards *et al*., 1994); en la costa australiana (Roughan & Middleton, 2002); en la costa canadiense (Ianson *et al*., 2003); etc.

1.1.3.4. Cálculo del índice de afloramiento a partir de vientos geostróficos

El afloramiento se puede caracterizar mediante un índice representativo del transporte del agua superficial hacia fuera de la costa. Este índice de afloramiento se puede calcular a partir del viento geostrófico deducido a partir del campo de presiones atmosféricas (Bakun, 1973; Lavin *et al*., 1991; 2000), lo que evita tener que utilizar los relativamente escasos datos de viento medidos *in situ* (Nezlin *et al*., 2004).

Se parte de las ecuaciones geostróficas las cuales proporcionan las componentes del viento

$$U = \frac{-\alpha}{f}\frac{\partial P}{\partial y} \quad \text{componente este}$$
$$V = \frac{\alpha}{f}\frac{\partial P}{\partial x} \quad \text{componente norte} \tag{1.14}$$

siendo α el volumen específico del aire y f el parámetro de Coriolis.

El volumen específico para una atmósfera tipo se puede tomar en torno a 0.82 $m^3\,Kg^{-1}$ (15 ºC y 1 atm).

El parámetro de Coriolis varía con la latitud

$$f = 2\Omega \sin(\Phi)$$

donde Ω es la velocidad angular de la tierra ($\Omega = 7.3\cdot10^{-5}s^{-1}$) y Φ es la latitud.

El esfuerzo de cizalladura que el viento produce sobre la superficie del mar es

$$\tau_x = \rho_a C_d \left(U^2 + V^2\right)^{1/2} U$$
$$\tau_y = \rho_a C_d \left(U^2 + V^2\right)^{1/2} V \tag{1.15}$$

siendo ρ_a = 1.2 kg m^{-3} la densidad media del aire; $C_d = 1.4\cdot10^{-3}$ el coeficiente empírico de resistencia; y U y V las componentes del viento geostrófico corregidas debido a los efectos de fricción.

El esfuerzo de cizalladura del viento provocará la aparición de una corriente superficial en sentido perpendicular y hacia la derecha de la dirección del viento (en el hemisferio norte) debido al efecto Ekman anteriormente descrito.

Las ecuaciones que describen esta corriente superficial son las ecuaciones de Ekman (1.8), las cuales se pueden poner en función de las componentes del esfuerzo de cizalladura en lugar de en función la derivada segunda de las componentes de la velocidad de Ekman

$$fv_E + \alpha \frac{\partial \tau_x}{\partial z} = 0$$
$$- fu_E + \alpha \frac{\partial \tau_y}{\partial z} = 0 \tag{1.16}$$

donde v_E y u_E son las componentes de la velocidad de Ekman.

A partir de la expresión que se obtuvo anteriormente para el volumen de agua transportado (1.13), despejando se obtiene

$$fQ_{xE} = \alpha \tau_{y\eta} \quad \Rightarrow \quad Q_{xE} = \frac{\tau_{y\eta}}{(f\rho)}$$
$$fQ_{yE} = -\alpha \tau_{x\eta} \quad \Rightarrow \quad Q_{yE} = -\frac{\tau_{x\eta}}{(f\rho)} \tag{1.17}$$

Se entiende por índice de afloramiento (I_w o *IU*) a la cantidad de agua desplazada a lo largo de un transecto paralelo a la costa, perpendicularmente a la misma, de tal manera que índices positivos indican transportes desde la costa e índices negativos hacia la costa. El cálculo de esta cantidad dependerá de la orientación de la costa que se esté considerando. En las zonas costeras la circulación debida al viento es compleja debido a las variaciones de profundidad y a la influencia de la tierra ya que la línea de costa no es regular. Esto hace que el afloramiento no sea totalmente uniforme a lo largo de la costa (Lazure & Jegou *et al*., 1998).

Las unidades del índice de afloramiento serán las mismas que las del volumen de agua transportado, $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$.

1.2. Clasificación de estuarios

Existe una gran variedad de formas para definir un estuario dependiendo del punto de vista con el que se trabaje. Todas estas definiciones deben incluir características y procesos esenciales para poder distinguir los estuarios. En cuanto a las definiciones basadas en aspectos físicos, la palabra inglesa *estuary*

tiene su origen el siglo 16, derivada de la palabra latina *aestuarium* que significa marisma o canal. A su vez esta palabra procede de *aestatus*, que significa movimiento de marea o movimiento ondulado, relacionada con *aestas* que significa verano (Elliot & McLusky, 2002). En 1958 se hizo necesaria una definición más precisa lo que llevó a realizar el simposio de Venecia para la clasificación de aguas salobres, a partir del cual se definieron las zonas de un estuario en términos de salinidad (Venice System, 1958). Una definición clásica de *estuario* es la dada por Cameron & Pritchard (1963) que dice *An estuary is a semi-enclosed coastal body of water which has free connection to the open sea and within which sea water is measurably diluted with fresh water derived from land drainage*. Esta definición, que propone una distinción basada en la salinidad, ha sido ampliamente utilizada en décadas posteriores. Sin embargo, no tiene en cuenta la influencia de la marea, por lo que se va a considerar la adaptación de ésta propuesta por Dyer (1997) que dice *An estuary is a semi-enclosed coastal body of water which has free connection to the open sea, extending into the river as far as the limit of tidal influence, and within which sea water is measurably diluted with fresh water derived from land drainage*. Parte de la dificultad para describir los estuarios es que este término engloba una gran variedad de formas y tamaños. Sería útil un método para clasificar los estuarios en categorías, pero no se ha encontrado ningún esquema suficientemente simple.

A continuación se van a describir algunas de las clasificaciones de estuarios más conocidas.

Se puede hacer una clasificación teniendo en cuenta la interacción entre la marea y la morfología del estuario. La convergencia de los márgenes en los estuarios a medida que la marea se adentra en ellos, causa que la onda se comprima lateralmente y, en ausencia de rozamiento, la conservación de la energía requiere que el rango de la marea se incremente. Por otra parte, el rozamiento es importante en estuarios poco profundos causando una disminución del rango de la marea. Dependiendo de estas dos magnitudes se distinguen tres tipos de estuarios (Nichols & Biggs, 1985):

1. *Estuarios hipersincronos*. El efecto de la convergencia supera al rozamiento. Como consecuencia el rango de marea crece hacia la parte interna del estuario.
2. *Estuarios sincronos*. La convergencia y el rozamiento tienen efectos opuestos pero de la misma magnitud, por lo tanto el rango de la marea es constante a lo largo de todo el estuario.
3. *Estuarios hiposincronos*. El rozamiento supera a la convergencia, y el rango de la marea disminuye a lo largo del estuario.

Si se tiene en cuenta la morfología de los estuarios se puede encontrar otra clasificación dada por Dalrymple *et al* (1992). Estos autores consideraron el desarrollo morfológico de los estuarios como parte de una secuencia evolutiva determinada por el cambio relativo de las influencias del río, de las olas y de la marea. Esto se puede observar en el diagrama triangular que se muestra en la figura 1.5, mediante el cual se distinguen deltas de estuarios. Es importante destacar que este diagrama es cualitativo ya que la influencia de la marea, de las olas y del río en los estuarios no se puede cuantificar.

En este diagrama se describe la evolución de un estuario a un delta o zona descubierta durante fases marinas regresivas y la evolución opuesta de deltas o zonas descubiertas a estuarios durante fases de transgresión marinas. Las planicies descubiertas pueden aparecer como consecuencia de una gran cantidad de sedimentos transportados por el río que hacen crecer a los deltas a expensas de los estuarios. Otra posibilidad es que estas zonas aparezcan como resultado de un descenso del nivel del mar causando zonas de descobertura. Esta situación se puede observar en la parte intermedia del diagrama, donde el crecimiento de deltas y zonas de descobertura produce una disminución de la extensión de los estuarios. Si la deposición de sedimentos o el descenso del nivel del mar continúan a lo largo del tiempo, los estuarios pueden llegar a desaparecer como muestra la parte final del esquema. Por el contrario si la evolución morfológica de las zonas estudiadas supone un aumento del nivel del mar, los valles fluviales se verán inundados dando lugar así a estuarios en los que pueden no existir deltas ni zonas de descobertura como indica la primera parte del diagrama. Si el nivel del mar permaneciese constante durante un largo período de tiempo, es de esperar que varios estuarios alcanzasen un equilibrio en su forma.

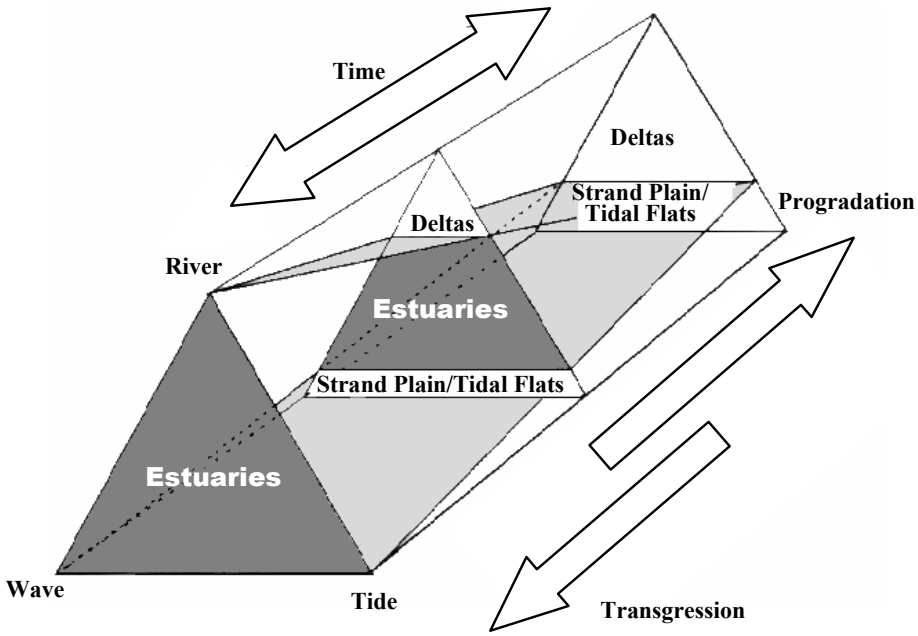


Figura 1.5: Diagrama triangular que representa la evolución de la costa. En la fase de regresión se produce un descenso en el nivel del mar y un incremento del transporte de sedimentos, mientras que en la fase de transgresión el nivel del mar asciende y se reduce el transporte de sedimentos. (Imagen reproducida de *Dyer*, *Estuaries A Physical Introduction*).

Teniendo en cuenta la relación entre el río, las olas y la marea, Dalrymple *et al* (1992) dividen los estuarios en dos tipos: estuarios dominados por el oleaje y estuarios dominados por la marea.

1. *Estuarios dominados por el oleaje*. En estos estuarios la altura de las olas es importante en la boca. Esto causa una gran erosión en la costa y un transporte de sedimentos a lo largo de la orilla que forman una barrera en la boca del estuario. Esta barrera, al limitar la entrada del estuario, da lugar a un aumento de las corrientes de marea en esta zona. Este aumento se produce de manera gradual a medida que va

disminuyendo la sección de la boca. En el interior del estuario las corrientes disminuyen rápidamente a medida que se avanza hacia la parte más interna. Esta disminución indica que este tipo de estuarios son probablemente estuarios hiposincronos.

2. *Estuarios dominados por la marea*. Como resultado de las corrientes de marea con relación a los efectos del oleaje, en la boca se encuentran generalmente bancos de arena alineados según el flujo de la corriente. En la cabeza del estuario la influencia de la marea disminuye siendo dominante el flujo del río. Estos estuarios son probablemente estuarios hipersincronos.

Atendiendo a las propiedades hidrodinámicas de los estuarios Bowden (1967) y Pritchard (1967) distinguen tres principales categorías de estuarios: estuarios fuertemente estratificados tales como fiordos y cuñas salinas; estuarios parcialmente estratificados, en los cuales hay un gradiente vertical de densidad significativo; y estuarios bien mezclados (figura 1.6).

Los estuarios tipo cuña salina, (figura 1.6(a)), se caracterizan porque en ellos, el efecto de la marea es pequeño. El agua procedente del río, poco densa, fluye por la superficie y el agua del mar, más densa que la del río, entra por el fondo produciéndose así una interfase bien diferenciada. Los estuarios tipo fiordo son similares a los de cuña salina, pero la haloclina se encuentra a mayor profundidad. Una característica importante de los fiordos es que en su boca tienen poca profundidad, por lo que el tiempo de residencia de las capas más profundas es muy grande.

En los estuarios parcialmente mezclados, (figura 1.6(b)), el efecto de la marea es apreciable, por lo que se produce un intercambio de salinidad en la columna de agua provocando que la haloclina sea más difusa.

Para el caso de estuarios bien mezclados, (figura 1.6(c)), la columna de agua se mezcla totalmente debido a la marea. La salinidad del estuario va aumentando progresivamente hacia su boca, siendo el perfil vertical de densidad constante para cada punto.

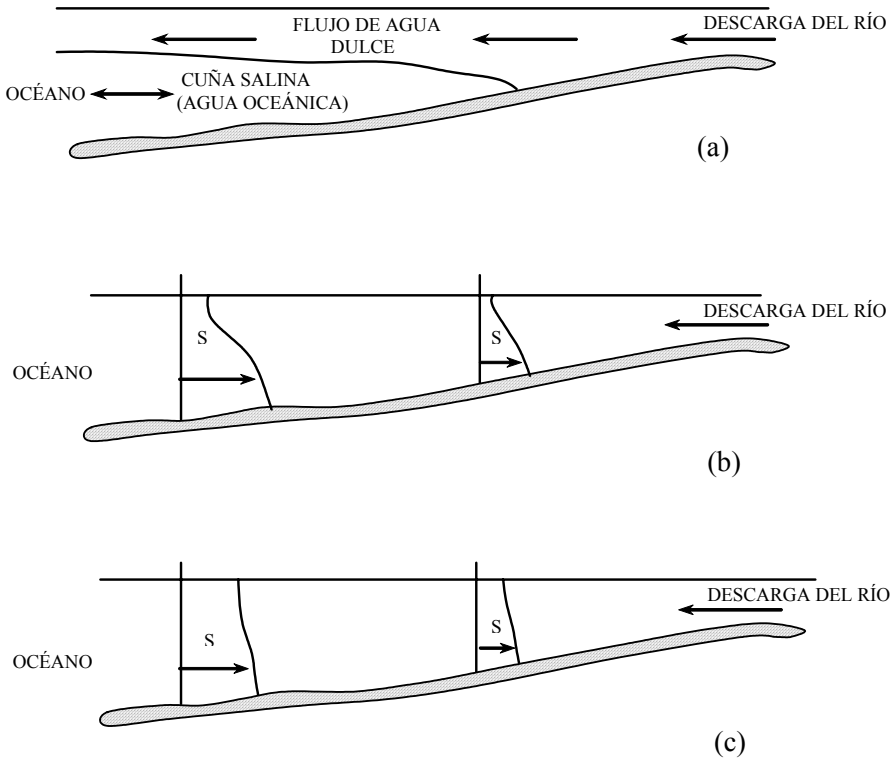


Figura 1.6: Distribución de salinidad a lo largo del eje principal de (a) un estuario tipo cuña salina, (b) un estuario parcialmente mezclado, y (c) un estuario bien mezclado.

Una clasificación alternativa a la de Bowden y Pritchard es considerar el número estuárico de Richardson, (Fisher, 1972; Fisher *et al*., 1979) el cual supone una buena estimación de la estratificación del estuario. El número de Richardson se define como:

$$R_i^E = \frac{\Delta\rho}{\rho}\frac{gQ_f}{bU_t^3}$$

donde Q_f es el flujo del río, b el ancho de la sección del estuario donde se hacen las medidas, $\Delta\rho$ la diferencia de densidad entre el fondo y la superficie en esa sección, ρ la densidad media en la sección y U_t la velocidad *rms* de la marea. Para $R_i^E > 0.8$ el estuario es considerado altamente estratificado, si $R_i^E < 0.08$ es bien mezclado y si $0.08 < R_i^E < 0.8$ se considera parcialmente mezclado.

Otra forma de caracterizar la estratificación de un estuario es mediante la frecuencia de Brunt-Väisälä (Pond & Pickard, 1983). Este parámetro se emplea para evaluar la estabilidad de la columna de agua y se define como:

$$N = \left[\frac{g}{\rho} \frac{\partial \sigma_t}{\partial z} \right]^{1/2}$$

donde g es la gravedad, ρ la densidad, σ_t la densidad a presión atmosférica menos 1000 kg m^{-3} y z la profundidad medida desde la superficie. Valores de la frecuencia elevados indican que la columna de agua es estable, por lo que una pequeña parcela desplazada una corta distancia vertical tenderá a volver rápidamente a su posición original, mientras que valores pequeños de la frecuencia indican que hay poca estabilidad por lo que la parcela tardará más en regresar a la posición original. Esta estabilidad nos da información de la estratificación del estuario ya que una gran estabilidad, inhibe la mezcla vertical por lo que se puede decir que la columna de agua está estratificada. Sin embargo, si la estabilidad es pequeña se producirá mezcla vertical por lo que la columna de agua se puede considerar homogénea. Los valores más altos de N se encuentran normalmente en la zona de la picnoclina, donde el gradiente vertical de densidad es mayor. En las aguas oceánicas (donde la variación de la densidad está determinada principalmente por la variación de la temperatura), los valores más elevados de N se encuentran por lo general en la zona de la termoclina, mientras que en el caso de aguas costeras (donde la variación de la densidad está principalmente determinada por las variaciones de la salinidad) estos valores están en la zona de la haloclina.

1.3. Litoral gallego

Galicia cuenta con una línea costera muy amplia (más de 1600 km), bañada por el mar Cantábrico y el océano Atlántico. Su elemento más característico son las rías. Se trata de profundas penetraciones del mar en la tierra sobre las que desembocan los numerosos ríos de la región. Su existencia impone unos condicionantes físicos a la vida socioeconómica, al tiempo que han ofrecido en todo momento facilidades para establecer puertos naturales sobre los que se han asentado importantes poblaciones. Ello ha permitido el desarrollo de una importante actividad pesquera y marinera. Las Rías de Ferrol, A Coruña, Arosa, Pontevedra o Vigo son algunos de los ejemplos más destacados de asentamiento de puertos y ciudades homónimas. A lo largo de la costa gallega se distinguen las Rías Baixas y las Rías Altas, separadas por el Cabo Finisterre (figura 1.7).

Figura 1.7: Imagen de satélite de la costa gallega.

En la Ría de Ribadeo, que marca el límite con el Principado de Asturias y en la que desemboca el río Eo, se inician las Rías Altas, en general menos profundas y con un perfil menos recortado que las Rías Baixas, que se extienden desde la Ría de Muros hasta el estuario del Miño.

La costa en la zona de las Rías Altas, es dura y peligrosa, de altos farallones, abruptos e inaccesibles acantilados y peligrosas rompientes. Las dificultades de cabotaje y pesca son múltiples en esta costa debido a que durante las tempestades atlánticas se pueden desarrollar olas de más de siete metros de altura. El peligro surge en las Sisargas, en Finisterre, en Toriñana y en los múltiples accidentes geográficos que contornean la costa.

En las Rías Baixas, al contrario que en las Rías Altas, la costa es baja por la existencia de una plataforma litoral que desciende suavemente hasta el mar. En el sector costero, cada ría está separada de la siguiente por un bloque geológico elevado y basculado hacia el norte. A mediados del terciario se inició un movimiento de elevación del macizo gallego, rejuveneciéndose las montañas hercinianas y ahondándose los cauces de los ríos. A finales de la era terciaria se produjo un movimiento de signo contrario: movimiento basculatorio que sumerge hacia el noroeste la masa del macizo gallego, penetrando profundamente las aguas del mar por los valles fluviales litorales y originando las extensas Rías Gallegas. Precisamente ésta es la característica de las Rías Gallegas que las distingue de los fiordos escandinavos, ya que los fiordos tienen su perfil de cubeta glaciar en U, mientras que las Rías Gallegas tienen su perfil de cubeta fluvial en V. Como señal del relieve de estos valles sumergidos en la basculación litoral, quedan frente a la costa y ante las rías el conjunto de islas: Arosa, Sálvora, Cies, Ons, etc. La orientación general de las Rías Baixas es de noreste-suroeste, dirección impuesta por los plegamientos dominantes, lo que les concede el carácter de refugio y abrigo para los barcos.

1.3.1. Concepto de ría

La primera mención de la palabra ría como concepto científico se debe a Ferdinan Von Richthofen (1886), geógrafo alemán que propone este término para designar una costa transversal, resultado de una trasgresión marina que interfiere con un relieve preexistente de origen fluvial. Desde entonces, se han

dado numerosas definiciones de este concepto atendiendo a diferentes características observadas. La definición expuesta en el trabajo de Nonn (1966) se considera válida en la actualidad y es la que se va a utilizar en el presente trabajo. Según este autor, la calificación de ría se debe emplear solamente para una bahía más larga que ancha que debe ser la prolongación, al menos parcialmente, de un sistema hidrográfico. Posee una parte alta con carácter de valle fluvial anegado y zonas intermedias con vertientes de origen no fluvial. A pesar de las características comunes a todas las rías, existen diferencias que hacen que Nonn distinga cuatro tipos:

1º. *Rías en embudo*: la ría corresponde a la parte inferior de un río inundada por el mar. El factor erosivo fluvial es el principal agente formador de la ría, aunque pueden igualmente intervenir otros factores secundarios. Ejemplos de este tipo de rías son las de Ortigueira, Ribadeo y Ferrol entre otras.

2º. *Rías tectónicas*: en su origen predomina el factor tectónico. Se atribuyen a este tipo todos aquellos casos en los que el modelado fluvial se revela incapaz de justificar la forma actual de la ría. Este es el caso de las de Vigo, Pontevedra y Muros.

3º. *Rías alvéolos o cuencas de alteración terciaria inundadas*: según este autor este tipo se trata de rías verdaderas, ya que, durante las fases marinas regresivas, la influencia de la erosión fluvial fue importante.

4º. *Rías compuestas o Rías mixtas*: se incluyen en este grupo las rías que presentan una mezcla de los caracteres que sirven para definir los tipos anteriores.

Debido a las características propias de las Rías Baixas se dice que, a diferencia de las Rías Altas, son propiamente estuarios. Esto se debe a que se observan en ellas varias propiedades que caracterizan a los estuarios. Las Rías Altas, de Ortigueira a Ribadeo, son mucho más pequeñas y se encuentran básicamente regidas por la influencia oceánica. En general su circulación es compleja debido principalmente al poco calado que poseen y a las zonas de descobertura, aquellas que se secan durante la bajada de la marea. Como se verá en las siguientes páginas, estas características particulares de las Rías Altas no se corresponden estrictamente con las de un estuario.

1.3.2. El afloramiento en la costa Gallega

El afloramiento en la costa gallega forma parte de un sistema general que se extiende a lo largo de la costa este del Atlántico norte desde aproximadamente 7.5 hasta 44º N (Wooster *et al*., 1976). Macroscópicamente, la costa gallega se puede dividir en tres regiones, la costa oeste que se extiende desde el norte de Portugal hasta Cabo Finisterre, con un ángulo de aproximadamente 90º relativo al ecuador; la costa intermedia desde Cabo Finisterre a Estaca de Bares, con un ángulo aproximado de 55º; y la costa norte, aproximadamente paralela al ecuador. El Cabo Finisterre marca el abrupto cambio entre la costa oeste y el resto de la zona costera y es con frecuencia una zona de un máximo estacionario de afloramiento (Blanton *et al*., 1984; Castro *et al*., 1994) y un filamento recurrente (Haynes *et al*., 1993). A lo largo de la costa oeste gallega, el fenómeno de afloramiento ha sido ampliamente estudiado tanto en la plataforma como en el interior de algunas de las rías. El estudio del viento, tanto en dirección como en intensidad, es de gran interés para poder caracterizar este fenómeno. Como se ha mencionado en la sección 1.1.3.3, debido a la orientación de la costa oeste gallega, el afloramiento sucede bajo condiciones de viento del norte. Estos vientos se dan principalmente en primavera y verano por lo que en esta zona los eventos de afloramiento ocurren desde abril hasta octubre (McClain *et al*., 1986*;* Lopez-Jamar *et al*., 1992; Tilstone *et al*., 1994). Además de este afloramiento de primavera-verano, también se ha encontrado la existencia de este fenómeno en invierno (Alvarez *et al*., 2003). Este afloramiento de invierno tiene lugar bajo condiciones meteorológicas similares a las de verano como vientos del norte en plataforma por lo que ocurre con menor frecuencia.

Los estudios hidrodinámicos e hidrográficos durante la época de afloramiento son de gran importancia tanto en el interior de los estuarios como a lo largo de toda la costa, debido a que este fenómeno afecta a la distribución de la temperatura y de la salinidad. Molina (1972) observó que este efecto a lo largo de la costa gallega se produce desde una profundidad de 500 m. En los meses de primavera y verano el 60% del agua que entra en las rías se corresponde con agua procedente del este del Atlántico norte (ENACW) que, como se verá en el capítulo 3, es más fría y salina que el agua existente en los estuarios, lo que influye en su circulación interna (Fraga, 1981). Álvarez-Salgado *et al* (1993)

estudiaron la variabilidad hidrográfica fuera de las Rías Baixas durante la época de afloramiento en una estación localizada en la plataforma, a 9 km de la boca de la Ría de Pontevedra. Roson *et al* (1995) consideraron la variación de las propiedades termohalinas y químicas en la Ría de Arousa comprobando que el afloramiento controla la dinámica interna de la ría. Nogueira *et al* (1997) analizaron patrones estacionales en la Ría de Vigo. Observaron afloramientos en primavera y verano con una intensidad que aumentaba desde 1987 hasta 1992, lo cual concuerda con el aumento de vientos del norte descritos por Bakun (1990). Doval *et al* (1998) estudiaron la variabilidad espacio-temporal de las propiedades termohalinas de la Ría de Vigo desde mayo de 1994 hasta septiembre de 1995. Pardo *et al* (2001) analizaron el comportamiento termohalino y meteorológico en la Ría de Pontevedra. En esta misma ría, Dale *et al* (2004) también realizaron un análisis de la variabilidad interanual del intercambio de agua entre la plataforma y la ría.

Además de la hidrodinámica y de la hidrografía, también se han realizado estudios biológicos y químicos. Este tipo de estudios son importantes debido a que los eventos de afloramiento tienen unas implicaciones biológicas muy significativas a causa de la gran cantidad de nutrientes que aportan a los estuarios (Prego & Bao, 1997; Prego *et al*., 1999). Estos nutrientes, generan una gran productividad primaria en la zona (Blanton *et al*., 1987). Tenore *et al* (1982) analizó el comportamiento del mejillón en función de los nutrientes que aporta el afloramiento en la Ria de Arousa y en la Ría de Muros-Noia. Fraga *et al* (1988) estudió la influencia de la relajación del afloramiento en la toxicidad de los dinoflagelados y los crustáceos en la Ría de Vigo. En esta misma ría, Nogueira *et al* (1998) estudiaron el comportamiento de los nutrientes y de la clorofila *a* en respuesta a forzamientos externos. Además de los estudios en el interior de los estuarios, también se han llevado a cabo varios estudios en la plataforma adyacente. Tenore *et al* (1984) estudió la distribución bentónica en la plataforma continental para describir el afloramiento costero. Lopez-Jamar *et al* (1992) estudiaron los efectos del afloramiento y hundimiento en el régimen bentónico de la plataforma continental de Galicia. Alvarez-Salgado *et al* (2002) estudiaron la producción de la plataforma frente a las Rías Baixas durante la estación de afloramiento desde 1982 hasta 1999.

Como se puede comprobar, la costa oeste gallega ha sido estudiada en detalle tanto en la plataforma como en el interior de las rías. Sin embargo, este fenómeno también está presente en el resto de la zona costera gallega. Prego & Bao (1997) estudiaron las características a mesoescala del afloramiento frente a la costa indicando que (1) el afloramiento al norte de Finisterre es discontinuo y permanece lejos de la costa, próximo al borde de la plataforma continental y (2) el afloramiento en la proximidad del Cabo Prior, al este del Golfo Ártabro, también debe ser considerado. Prego & Varela (1998) obtuvieron una descripción detallada, a escala local, del afloramiento en el Cabo Prior. Estudiaron el patrón hidrográfico del Golfo Ártabro durante verano de 1993 y encontraron que el Golfo Ártabro es el lugar de confluencia de las dos ramas del agua procedente del Atlántico norte (capítulo 3). Torres *et al* (2003) estudiaron patrones espaciales de viento y temperatura superficial del mar en la costa gallega durante 2 años y encontraron que el viento tiene una alta variabilidad temporal y espacial a lo largo de todo el año. No encontraron ninguna señal estacional evidente; en todas las estaciones se alternan situaciones de afloramiento y no afloramiento. Dos características destacables de la costa gallega son el afloramiento persistente cerca de Finisterre, incluso cuando no se observa más al sur, y alternación de fuertes afloramientos a lo largo de la zona costera.

Capítulo 2

Material y métodos

Durante los últimos años, tanto las Rías Baixas como las Rías Altas han sido estudiadas dentro del marco de diferentes proyectos. Debido a la gran productividad de las Rías Baixas, estas han sido estudiadas de manera más exhaustiva que las Rías Altas. Dentro de estos proyectos se han medido gran cantidad de variables tales como velocidades de corriente, velocidades y direcciones del viento, temperatura, salinidad, elevación de la marea, …que nos permiten caracterizar el comportamiento hidrodinámico e hidrográfico de los estuarios. Cada uno de estos proyectos ha sido llevado a cabo en distintos períodos de tiempo durante los cuales la rutina de toma de datos fue diferente para cada proyecto. Esto ha hecho posible tanto el estudio de zonas puntuales de una ría durante largos períodos de tiempo como el estudio de todo un estuario de forma estacional. Todos los datos obtenidos, además de permitir caracterizar las rías con gran detalle, han permitido estudiar fenómenos aislados y puntuales que han tenido lugar durante la realización de dichos proyectos. El área de estudio en la que se centrará la presente memoria comprende las tres Rías Baixas situadas más al sur (Vigo, Pontevedra y Arousa) y la Ría de Ferrol, por lo que a continuación se presentan las bases de datos y los proyectos llevados a cabo en estas rías, de los cuales se ha obtenido la información experimental.

2.1. Proyecto CICYT: MAR96-1782

Corresponde al titulado "La Hidrodinámica y el ciclo biogeoquímico del silicio en la Ría de Pontevedra", que fue financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología. El trabajo de campo realizado durante este proyecto consistió en 21 campañas, denominadas PONT97 y PONT98, llevadas a cabo cada dos semanas, desde octubre de 1997 hasta octubre de 1998 a bordo del B/O "*Mytilus*". Durante cada campaña se midieron distintos parámetros hidrográficos como salinidad, temperatura y velocidades de corriente en 19 estaciones distribuidas en toda la ría (figura 2.1).

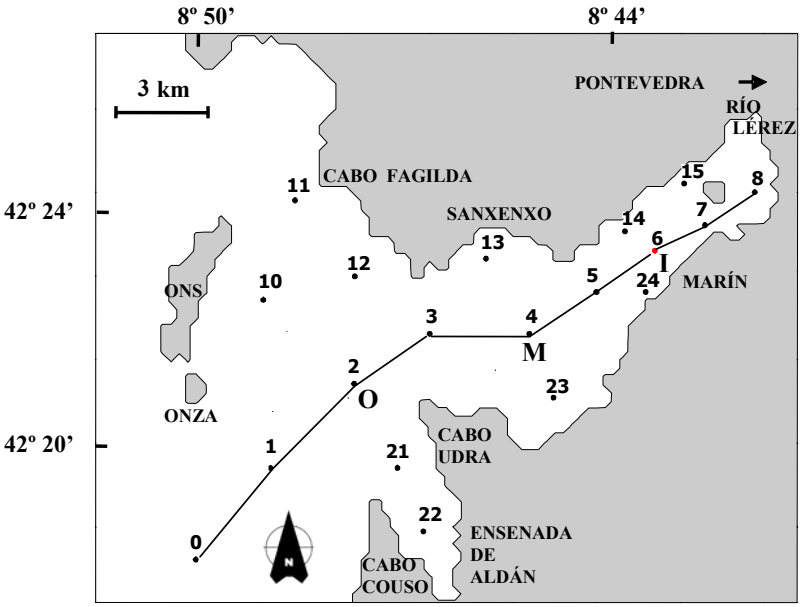


Figura 2.1: Posición de las estaciones de medida en la Ría de Pontevedra. La estación 6 se ha considerado como fija (las variables se midieron de forma continua durante un periodo de marea). Las letras representan las estaciones biológicas (O: parte externa, M: parte media, I: parte interna).

Como se puede observar en la figura, se situaron ocho de estas estaciones (1-8) en el canal principal de la ría, una en la boca norte (11), otra en la boca sur (1) y las demás a lo largo de las costas. La estación 0 se situó en la parte más externa de la ría, a la salida de la boca sur, para poder observar el intercambio de agua que tiene lugar entre el océano y el estuario. El emplazamiento de las estaciones en las dos bocas de la ría se debe al interés de estudiar el comportamiento de una salida frente a la otra y así comprobar si existen diferencias o no entre ambas ya que, cada boca tiene unas características morfológicas distintas. Con la misma finalidad se han situado varias estaciones a lo largo de la costa norte y sur debido a que la costa sur es más profunda y además en ella se encuentra la

ensenada de Aldán. De todas las estaciones distribuidas en la ría, se ha seleccionado la estación 6 (figura 2.1) como estación fija. Esto quiere decir que en este punto se midieron las diferentes variables de forma continua durante un periodo de marea. Está situada a 3 km de la isla de Tambo y tiene una profundidad aproximada de 24 m. El hecho de escoger esta estación como estación fija se debe a varios factores tales como que está localizada cerca del principal puerto y centro de población de esta área y en un punto bajo la influencia de la descarga del río, la marea y el viento. Esto hace que dicha estación sea adecuada para el estudio de las principales corrientes en el estuario y la respuesta hidrográfica del sistema debida a los cambios en los forzamientos externos durante las campañas.

En cada una de las campañas realizadas se tomaron datos de las propiedades termohalinas una vez al día en todas las estaciones excepto en la estación fija, en la cual los datos de temperatura y salinidad se tomaron cada 30 minutos durante un ciclo de marea. Los perfiles verticales de salinidad y temperatura fueron medidos cada metro con un CTD modelo "Seabird 19". El CTD se sumerge desde el barco utilizando una grúa que permite bajar la sonda a una velocidad en torno a 1 m s^{-1}. La calibración de la medida de la salinidad en el equipo fue previamente verificada contrastándose con muestras de agua de la ría medidas con un salinómetro "Autosal".

En la estación fija también se tomaron datos de corrientes. Antes de estas medidas se aseguró el barco usando cuatro anclas para así, evitar posibles derivas del punto de fondeo producidas por el empuje de la marea. La velocidad de la corriente fue medida con un correntímetro electromagnético modelo "Valeport 808" a seis profundidades distintas, durante cinco minutos a cada profundidad hasta completar un ciclo de marea. Este correntímetro permite tomar medidas con un período de 20 s, por lo que los datos grabados se pueden promediar en una escala de tiempo adecuada para obtener un valor de la corriente a cada profundidad. El correntímetro se maneja desde el barco mediante una grúa que baja el instrumento a las distintas profundidades seleccionadas.

Además de las variables termohalinas y las corrientes, también se tomaron datos de variables biológicas a lo largo de la columna de agua como la producción primaria, la clorofila-a (Chl-a) y el fitoplancton, en tres estaciones situadas en el

eje principal de la ría (O, M y I figura 2.1) que coinciden con las estaciones 2, 4 y 6 (figura 2.1). Los detalles de la toma de muestras se pueden ver en Varela *et al*. (2004). En estas estaciones también se utilizó un sistema de trampas colocadas 5 m por encima del lecho marino y ancladas al fondo durante un periodo de 24 horas. El sistema de trampas está descrito en Knauer *et al*. (1979), siguiendo los protocolos de JGOFS (UNESCO, 1994).

Durante estas campañas también se registró la descarga diaria del río Lérez medida en su desembocadura, en el límite de la influencia de la marea. Además, se tomaron datos del patrón del viento a lo largo del eje principal de la ría, la temperatura del aire y la presión barométrica, para caracterizar las condiciones meteorológicas durante cada campaña. Estas variables fueron medidas *in situ* en la estación 6 (estación fija) en lo alto del mástil principal del B/O "*Mytilus*" a una altura de aproximadamente 10 m.

2.2. Estudio Integral del Espacio Marítimo Terrestre de Galicia

Este proyecto fue financiado por la Consellería de Pesca, Marisqueo y Acuicultura de la Xunta de Galicia y llevado a cabo por la Universidad de Santiago de Compostela. Dentro de este proyecto se realizaron varias campañas a lo largo de todo el litoral gallego. En la presente memoria solamente se han utilizado los datos obtenidos en la Ría de Pontevedra y en la Ría de Ferrol que se describen a continuación.

2.2.1. Ría de Pontevedra

En la Ría de Pontevedra se tomaron datos de las propiedades termohalinas, corrientes, viento y elevación de la marea.

Las propiedades termohalinas se midieron en 29 estaciones distribuidas en toda la ría (figura 2.2) durante dos períodos de tiempo. El primero desde el 19 de mayo hasta el 5 de junio de 1997 (primavera), y el segundo del 22 de octubre al 7 de noviembre de 1997 (otoño).

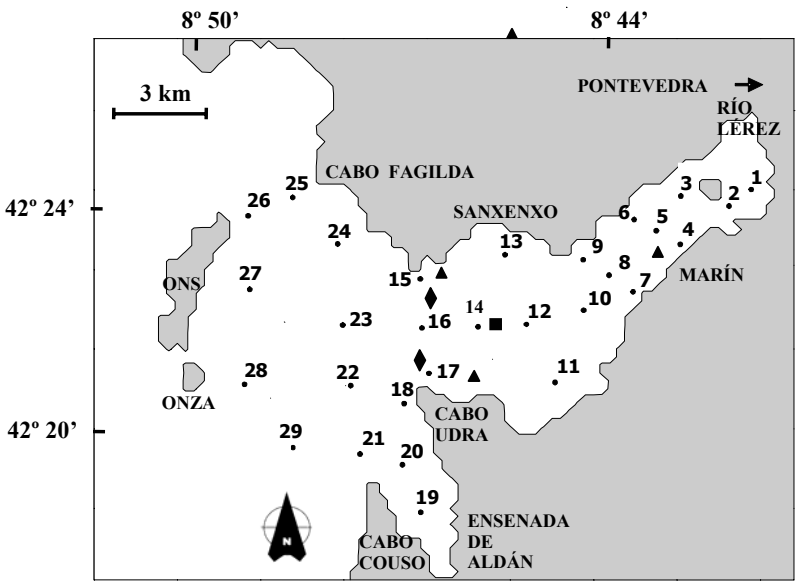


Figura 2.2: Posición de las estaciones de medida en la Ría de Pontevedra. ▲ posición de los mareógrafos, ⧫ posición del correntímetro electromagnético, ■ posición del correntímetro doppler.

En la figura se puede ver como se han situado varias estaciones a lo largo de ambas costas de la ría para poder observar el comportamiento de una respecto a la otra. En la boca norte, al igual que en la boca sur, se colocaron dos estaciones (25, 26 y 28, 29 respectivamente) que permiten caracterizar las diferencias entre las dos bocas. La ensenada de Aldán, situada en la parte externa del margen sur de la ría, representa el accidente topográfico más importante de esta zona. Para estudiar el comportamiento de este fenómeno particular frente al comportamiento general de la ría, se situaron dos estaciones (19, 20) en el interior de la ensenada y dos (18, 21) en su boca

La situación de numerosas estaciones en toda la ría ha permitido caracterizar con detalle las propiedades termohalinas en cada punto. Los datos de temperatura y salinidad se tomaron con un CTD modelo "Seabird 19", igual que el descrito en

la sección 2.1, que se utilizó en todas las estaciones cada cuatro días durante los ciclos de tiempo mencionados.

Las velocidades de la corriente se midieron durante tres períodos de tiempo diferentes; el primero de abril a junio de 1997 (primavera), el segundo de octubre a noviembre de 1997 (otoño) y el tercero de noviembre de 1997 a febrero de 1998 (invierno). Para tomar datos de velocidad de corrientes se usaron dos tipos de correntímetros, un correntímetro Doppler y un correntímetro electromagnético modelo "Valeport 808". El primer tipo de correntímetro se instala sobre el fondo marino, atornillado a una mordaza basculante instalada en la abertura superior de una pirámide que le sirve de estructura de fondeo, de protección y de soporte para las baterías que lo alimentan. El instrumento registra en cada uno de sus ciclos de medida varios datos como son la altura de la columna de agua sobre el instrumento y la celeridad y rumbo de la corriente (módulo y dirección del vector velocidad) en la capa superficial y en cinco capas de la columna de agua. La altura de la columna de agua se obtiene mediante un sensor de presión y la celeridad y rumbo de la corriente a partir del efecto Doppler inducido sobre impulsos sonoros generados por el instrumento por los difusores presentes en el agua y en movimiento con la misma. Los datos registrados son valores promediados de las cantidades medidas a lo largo de un ciclo. La duración de éste y el número de mediciones realizadas durante el mismo (y por tanto promediadas en los valores registrados en memoria) es seleccionable, mediante los controles "Conmutador de intervalo temporal" (3, 6, 10, 20, 30, 60 ó 120 min) y "Período del pulso", (3 ó 10 s) respectivamente. El instrumento se instaló en las coordenadas 42º 22.477' N y 8º 46.998' W (■figura 2.2). El segundo tipo de correntímetro mide la temperatura y el módulo y dirección del vector velocidad a diferentes profundidades. Este modelo de correntímetro fue usado en las campañas PONT97-98, y como ya se ha mencionado, es capaz de medir dichas variables durante un período de tiempo a cada profundidad. Los datos de corrientes obtenidos con este tipo de correntímetro se midieron en dos puntos de la ría (⧫figura 2.2).

Para determinar la elevación mareal de la superficie del agua se colocaron tres mareógrafos en distintos puntos de la ría para las mismas épocas del año en las que se midieron las corrientes. El primer mareógrafo (WLR 1675) estaba situado en las coordenadas 42º 24.345' N y 8º 42.957' W, cerca del islote de Tambo. El

segundo WLR 1657) a 42º 22.937’ N y 8º 50.338’ W próximo a Punta Cabicastro y el tercero (WLR 1659) a 42º 20.944’ N y 8º 49.149’ W próximo a Cabo Udra (▲ figura 2.2).

2.2.2. Ría de Ferrol

Para el estudio de la Ría de Ferrol se van a utilizar las velocidades de la corriente medidas durante dos períodos de tiempo diferentes; el primero de junio a julio de 1998 (verano) y el segundo de noviembre a diciembre de 1998 (invierno). Para tomar datos de velocidad se usó un correntímetro Doppler de las mismas características que el descrito para la Ría de Pontevedra. Las corrientes se midieron a cinco profundidades diferentes en una estación de 25 m de profundidad localizada en el estrecho de Ferrol en las coordenadas 43º 27’ N y 8º 17’ W (■ figura 2.3).

Figura 2.3: Posición de las estaciones de medida en la Ría de Pontevedra. ▲ posición de los mareógrafos, ■ posición del correntímetro doppler.

También se van a utilizar los datos de elevación de marea medidos en tres puntos de la ría. El primer mareógrafo (WLR 1657) estaba situado en las coordenadas 43º 27’ N y 8º 20’ W, entre Cabo Prioriño y Cabo Coitelada. El segundo (WLR 935) a 43º 27’ N y 8º 17’ W, coincidiendo con el Doppler, en el

estrecho de Ferrol y el tercero (WLR 1676) a 43º 28’ N y 8º 12’ W próximo al puente de As Pías (▲figura 2.3).

2.3. Proyecto FEDER 1FD97-0479-C03-02

Corresponde al titulado “Procesos biogeoquímicos en la Ría de Ferrol (NO de España)”. Este proyecto fue diseñado para el estudio hidrográfico y bioquímico de esta ría para lo cual se consideraron 6 estaciones distribuidas a lo largo del eje principal del estuario (figura 2.4). De estas estaciones se ha seleccionado la estación 6 (15 m de profundidad), localizada en la parte media de la ría, como estación fija. Las campañas se llevaron a cabo cada dos meses durante el 2000 a bordo del B/O “*Mytilus*”. Cada muestreo duró dos días consecutivos proporcionando dos bases de datos diferentes: estación fija (primer día) y transecto longitudinal (segundo día).

Durante cada campaña, en la estación fija se midieron distintos parámetros hidrográficos como salinidad, temperatura y velocidades de corriente. Los perfiles verticales de salinidad y temperatura se midieron cada 30 minutos durante un ciclo de marea por medio de un CTD modelo “Seabird 19” de las mismas características que el descrito en la sección 2.1. La velocidad de la corriente fue medida con un correntímetro electromagnético modelo “Valeport 808” siguiendo el mismo procedimiento que el descrito en la sección 2.1.

En el transecto longitudinal de la ría se tomaron datos de salinidad y temperatura en cada una de las seis estaciones empleando el CTD. El muestreo se llevó a cabo cada dos horas realizando el recorrido del transecto desde la estación más externa de la ría (estación 1, figura 2.4) hasta la más interna (estación 6, figura 2.4) durante un ciclo de marea. Durante los diferentes recorridos del transecto también se tomaron datos de corriente mediante un Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP). Este ADCP se montó en el casco del barco, cerca de la proa y a 2.5 m de la superficie para evitar la influencia de los efectos del barco. El barco se mantuvo a una velocidad media de 5 nudos (2.5 m s^{-1}). Cada 30 s se grabó un perfil de velocidad promediada, que proporciona una resolución espacial horizontal de aproximadamente 75 m. El lado del cubo para la resolución vertical es 0.5 m y el cubo más próximo a la superficie está

localizado a 2.5 m. Estas distancias proporcionan una precisión aproximada de 0.01 m s^{-1} para las corrientes de velocidad medidas.

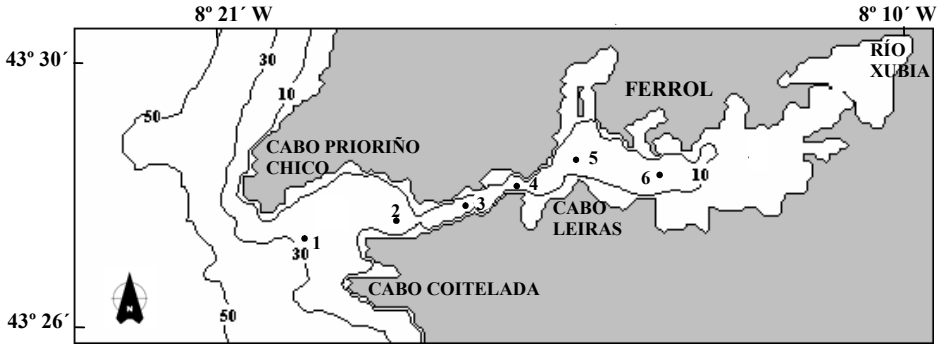


Figura 2.4: Posición de las estaciones de medida en la Ría de Ferrol. La estación 6 se ha considerado fija.

Los datos del ADCP se calibraron según Valle-Levinson & Atkinson (1999) y los datos incorrectos se eliminaron según el siguiente criterio: se descartaron todas las medidas a una distancia del fondo del 10% de la profundidad, también se descartaron aquellas medidas de velocidad con errores (calculados como la diferencia entre los perfiles de velocidad verticales medidos por los cuatro haces independientes) superiores a aproximadamente un 5% del flujo máximo en el área, por último se descartaron aquellos conjuntos de datos con una señal de retorno con una fiabilidad inferior al 95%. También se llevó a cabo una corrección para los errores de la brújula y los errores en la magnitud de la velocidad siguiendo los métodos de Joyce (1989). Estos datos instantáneos se interpolaron a una malla con una resolución de 0.5 m de profundidad y 450 m de longitud. Además, el análisis se llevó acabo independientemente del instante de tiempo en que se tomaron los datos en los diferentes puntos de la malla. La navegación se realizó mediante un sistema GPS.

Además, la descarga del Río Xubía se obtuvo de los datos medidos en una estación localizada en San Sadurniño, cerca de la desembocadura, en el límite de la influencia de la marea.

2.4. Otras fuentes

También se han utilizado datos de viento proporcionados por el Instituto Nacional de Meteorología en el punto 42º 26.24' N y 8º 36.59' W correspondiente a la estación de Mourente (Pontevedra) (figura 2.5) y en el punto 43º 27' N y 8º 17' W correspondiente a la estación situada en Monte Faro (Ferrol) (figura 2.6) durante 1998. Además de estos datos, también se consideraron los medidos en el punto 42º 22' N y 8º 57' W correspondiente a la estación de la Isla de Ons (Pontevedra) (figura 2.5) durante 1997-1998 y en el punto 42° 13´ N, 8° 38´ W, correspondiente a la estación meteorológica de Peinador (Vigo) (figura 2.5)desde el año 1998 hasta 2002.

Estos datos de viento se complementaron con datos correspondientes a la estación meteorológica situada en el puerto de Marín (figura 2.5), cedidos tanto por la Entidad Portuaria de Marín como por la Escuela Naval Militar durante 1998.

Por otra parte, la Escuela Naval Militar proporcionó datos de la dirección y velocidad media del viento, de la racha máxima y de la frecuencia del viento desde el año 1986 hasta 1996, lo que permite tener un conocimiento histórico de esas variables.

Para los años 1997, 1998 y 1999, el Puerto de Marín además de datos de la dirección y velocidad media y máxima del viento, proporcionó datos de la temperatura media, máxima y mínima del aire, de la humedad relativa media, de la presión media y de la lluvia.

Se han utilizado además, datos de precipitación y temperatura del aire correspondientes al periodo 1998-2002 proporcionados por el Instituto Nacional de Meteorología y MeteoGalicia. La temperatura del aire se midió en las Islas Cies (42º 13.23' N, 8º 54.9' W) (figura 2.5). La precipitación mensual utilizada, es el resultado de promediar los valores correspondientes a cuatro estaciones meteorológicas situadas cerca de la desembocadura de los principales ríos que desembocan en las Rías Baixas (figura 2.5), (A Lama a 42º 24.7' N, 8º 25.23' W; Carballedo a 42º 28.23' N, 8º 29.32' W; Arcos da Condesa a 42º 34.32' N, 8º 37.5' W; y Sergude a 42º 49.27' N, 8º 27.34'W). Asimismo, los datos de

temperatura máxima y mínima diaria en la costa gallega fueron proporcionados por Dr. A. Gordillo- Guerrero (Universidad de Extremadura).

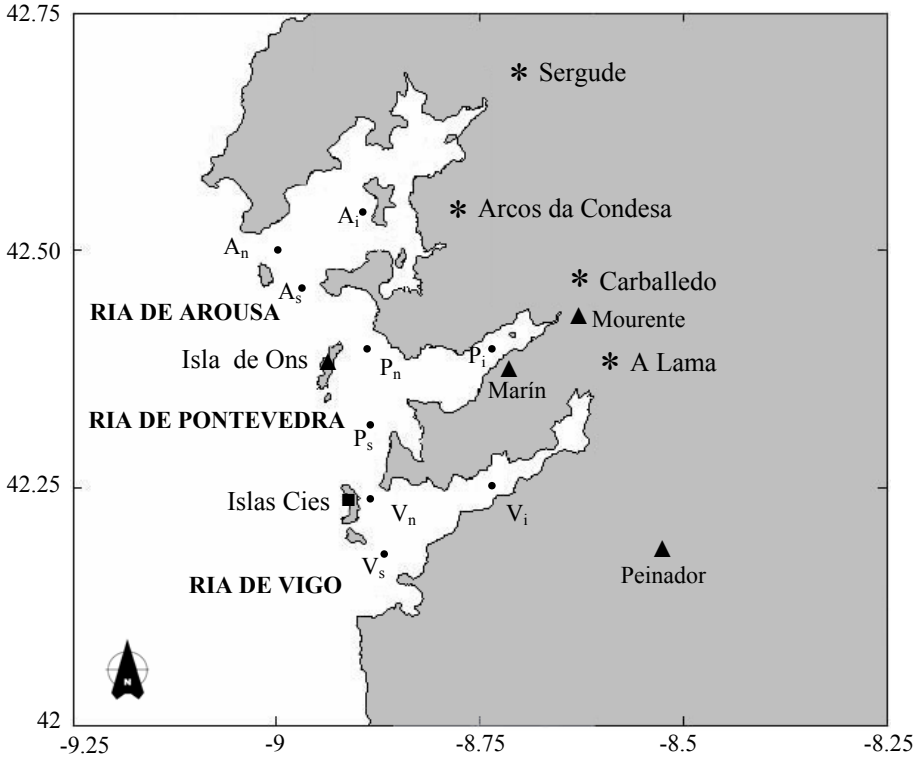


Figura 2.5: Mapa de las Rías Baixas y posición de las estaciones de muestreo. Los puntos negros representan las estaciones hidrográficas, los * las estaciones meteorológicas donde se ha medido la lluvia y los ▲ las estaciones meteorológicas donde se ha medido el viento. La temperatura del aire se ha medido en las Islas Cies (■).

Figura 2.6: Mapa de la Ría de Ferrol. El viento se ha medido en la estación meteorológica de Monte Faro (▲).

Los valores del índice de afloramiento que se han utilizado fueron proporcionados por J. M. Cabanas (IEO Vigo). Este índice se calculó en el punto 43º N, 11º W por medio de la velocidad del viento geostrófico obtenido de la presión atmosférica (Lavin *et al*., 1991; 2000) siguiendo el método descrito por Bakun (1973).

Los datos de la descarga diaria del Río Miño medida en una estación próxima a su desembocadura fueron proporcionados por la Confederación Hidrográfica del Norte.

Finalmente, tanto dentro de los proyectos anteriormente mencionados como mediante otros centrados en alguna de las rías ("Desarrollo de un modelo morfodinámico a media larga escala para las Rías Gallegas" de la Xunta de Galicia (PGIDT02PXIA38301pl), "Modelado 3D del transporte de metales pesados en una Ría Gallega", del Ministerio de Ciencia y Tecnología (REN2002-04629-C03-01/MAR) y "Modelización del transporte de sedimento no cohesivo en las Rías Gallegas" de la Universidad de Vigo), se decidió crear una base de datos relativa a las variables termohalinas en las bocas de las Rías de Vigo, Pontevedra y Arousa. Estos datos se obtuvieron en los puntos que se señalan en la figura 2.5, con una periodicidad semanal aproximada, dependiendo de las condiciones climáticas y del estado del material. Los puntos se señalan

con el subíndice *s* o *n* dependiendo de si se trata de la boca norte o la sur. Además, en fechas señaladas, dependiendo de los días de muestreo en otras rías, también se obtuvieron datos en estaciones internas de las tres rías (marcadas con el subíndice *i* en la figura 2.5).

Capítulo 3

Área de estudio

La situación geográfica de Galicia se determina como *finis terrae*; esto es, como la región más occidental del continente europeo, en el extremo noroeste de la Península Ibérica. La imagen más conocida, casi tópica, nos remite a un paisaje granítico de suaves y verdes relieves, con temperaturas moderadas y abundantes lluvias. Esta breve descripción esconde sin embargo, importantes contrastes y diversas realidades físicas.

3.1. Masas de agua oceánicas

Los tipos de masas de agua que bañan las costas gallegas son descritos por Fraga (1987), pudiéndose distinguir tres niveles en función de su profundidad:

- Aguas profundas: En la latitud en la que se encuentra la costa gallega, por debajo de los 3800 m hay un tipo de agua caracterizado por una temperatura de 2.2 ºC y salinidad de 34.91, que recibe el nombre de North Atlantic Deep Water (NADW). Su origen no es único, en su formación intervienen Antartic Bottom Water (AABW) y North-West Atlantic Bottom Water.

- Aguas intermedias, dentro de las que se distinguen dos capas:

♦ Existe una vena de Mediterranean Water (MW), que llega al litoral gallego con un núcleo situado a 1200 m de profundidad y con poca dilución. Este tipo de agua se forma en el Mar Mediterráneo y después de salir por el estrecho de Gibraltar se divide en dos venas: una superior que se considera secundaria, y una inferior que se denomina "Agua Mediterranea tipo", que fluye hacia el norte a lo largo de la costa oeste de la península Ibérica (Diaz del Río *et al.*, 1998), y en su profundidad de equilibrio tiene unos valores de salinidad de 36.5 y una temperatura de 12 °C. Su distribución en la costa de Galicia no es muy regular, e incluso varía en el tiempo.

♦ Labrador Sea Water: forma una capa a unos 1900 m que penetra a modo de cuña horizontal entre la mezcla de North Atlantic Deep Water (NADW) y MW, y se desplaza en dirección contraria. Forma una capa de mínimo de salinidad y máximo de oxigeno, y sus características en la zona de formación son, salinidad de 34.89 y temperatura de 3.4 °C.

- Aguas de las capas subsuperfiales, dentro de las cuales se encuentran:

♦ Eastern North Atlantic Central Water (ENACW), una capa situada en un rango de profundidad entre 100 y 400 m, variando su límite superior en función de la situación geográfica, la época del año y las condiciones meteorológicas. Por debajo existe un intervalo entre 400 y 1000 m en el que se ubica una mezcla de esta agua central con MW. Las características de ENACW no son fijas sino que tienen un rango variable de temperatura y salinidad. En el caso de Galicia los límites se restringen debido a la mezcla con el MW en la parte inferior, y al enfriamiento invernal en su parte superior.

En la costa gallega existen dos ramas de procedencia distinta:

• La rama procedente del norte, se sitúa lejos de la costa en invierno y se acerca en verano desplazándose posteriormente al oeste. En invierno su mezcla en la vertical alcanza los 300 m de profundidad.

• La rama situada al suroeste, frente a la costa portuguesa, se desplaza en verano en dirección nordeste hasta alcanzar la costa, apareciendo ya a una profundidad de 60 m.

♦ El agua de la corriente que va hacia el polo (Poleward Current). Esta corriente hacia el polo (Frouin *et al*., 1990), es una corriente que se encuentra a una profundidad aproximada de 200 m y fluye aproximadamente a lo largo de 1500 km a través de la parte superior de la plataforma continental, desde el oeste de Portugal, noroeste de España y suroeste de Francia. Es decir, fluye hacia el norte, próxima al margen continental de la costa oeste de la Península Ibérica. Cuando alcanza la esquina noroeste de España, gira hacia el este y prosigue paralela a la costa. En el Golfo de Vizcaya, la corriente restablece su dirección hacia el norte a lo largo del margen continental Francés.

- En la capa superior existe un agua superficial cuyas características varían con las condiciones climáticas locales. En su parte inferior, entre los 30-50 m, se

establece una termoclina que sólo desaparece en invierno, cuando no hay un calentamiento solar de las aguas más superficiales.

De todos los tipos de masas de agua que se localizan en la costa gallega, son particularmente interesantes las aguas de las capas subsuperficiales, ya que son las que se encuentran en la plataforma continental adyacente y pueden afectar a las rías. Por este motivo, a continuación se hará una descripción más detallada de las dos masas de agua subsuperficiales consideradas anteriormente.

3.1.1. Caracterización de ENACW

Como se ha dicho anteriormente, en la costa gallega existen dos ramas de ENACW de distinta procedencia. Estas ramas se denominan $ENACW_p$, cuando su origen es subpolar, y $ENACW_t$ cuando su origen es subtropical (Fiuza *et al*., 1984; Rios *et al*., 1992). La primera rama ($ENACW_P$) se define por una línea en un diagrama de temperatura-salinidad entre T = 10.00 ºC, S = 35.40 y T = 12.20 ºC, S = 35.66, y se forma en el este del Atlántico norte, más allá de los 46º N por un enfriamiento invernal y una convección profunda (McCartney & Talley, 1982). La segunda rama ($ENACW_T$), relativamente más cálida y salina, corresponde a una línea que se extiende entre T = 13.13 ºC, S = 35.80 y T = 18.50 ºC, S = 36.75. Se forma a lo largo del frente de Azores aproximadamente a 35º N, como resultado de la subducción de capas gruesas de aguas modales superficiales causadas localmente por una elevada evaporación y enfriamiento en invierno (Fiuza, 1984) y por su posterior advección hacia el este por la Corriente de las Azores y luego por su prolongación hacia el ecuador y hacia el norte a lo largo del noroeste de África y oeste de la Península Ibérica.

Estas dos ramas se dirigen hacia el sur y el norte respectivamente, formando un frente subsuperficial al encontrarse (figura 3.1).

Rios *et al* (1992) definen en esta zona un área subsuperficial de convergencia donde el agua de origen subpolar, modificada por el calor del verano, puede mezclarse con el agua de origen tropical. Esta convergencia está muy marcada en Finisterre, que marca el abrupto cambio entre la costa oeste y el resto de la zona costera y es normalmente una zona de un máximo estacionario de

afloramiento (Blanton *et al*., 1984; Castro *et al*., 1994) y un repetido filamento de afloramiento (Haynes *et al*., 1993).

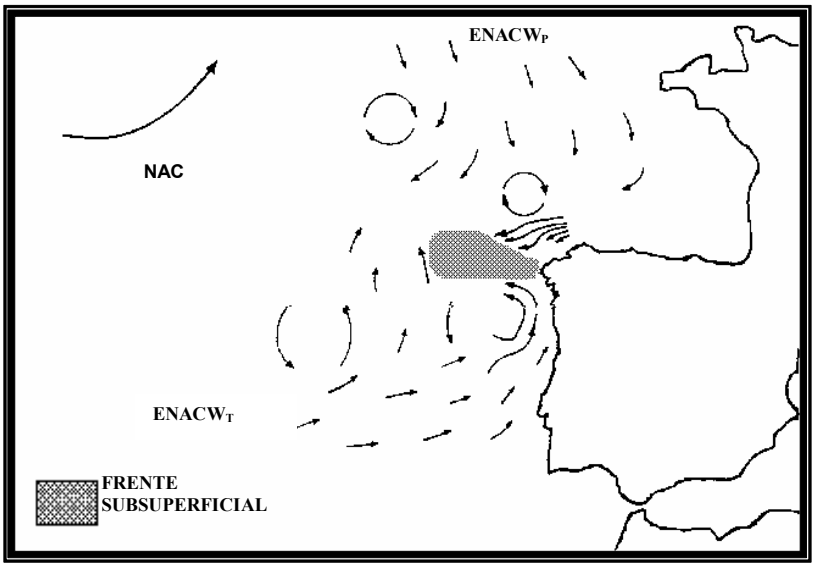


Figura 3.1: Esquema general de la distribución de ENACW en el norte del Océano Atlántico (Rios *et al.*, 1992).

De este modo, se establecen diferencias importantes entre las aguas de la zona litoral. En la costa oeste el viento predominante en verano, de dirección norte, desplaza el agua superficial permitiendo que se eleve ENACW cargada de sales nutrientes, esta ascensión será más fácil cuanto más delgada sea la capa de agua superficial. El fértil carácter de las Rías Baixas está provocado por este aporte de nutrientes, tres veces superior al normal, que penetra por el fondo y se transforma en materia orgánica que entra a formar parte del ciclo biológico (Fraga y Margalef, 1979).

En el resto de la zona costera el afloramiento se produce con vientos del este, el agua que aflora desde profundidades de 200 m es agua de mezcla invernal y aunque es rica en sales nutrientes, su concentración es inferior a ENACW.

3.1.2. Caracterización de la corriente hacia el polo

Varios autores han observado y estudiado el agua transportada por la corriente hacia el polo. Frouin *et al* (1990) describieron su presencia a lo largo del margen continental de la Península Ibérica durante el invierno. Para caracterizar esta corriente, estos autores emplearon una secuencia de imágenes infrarrojas de satélite y datos hidrográficos medidos durante el invierno de 1983-1984. Los datos hidrográficos fueron tomados solamente a lo largo de la costa de Portugal entre noviembre y diciembre de 1983, sin embargo las imágenes de satélite que emplearon abarcaban una mayor zona y un mayor período de tiempo (noviembre de 1983 a enero de 1984).

De acuerdo con los datos hidrográficos obtenidos por esos autores, el agua transportada por la corriente hacia el polo cerca de la costa de Portugal es aproximadamente 0.2 más salina y 0.5 ºC más cálida que el agua de sus alrededores. Esta agua se caracteriza por valores de salinidad y temperatura de 35.9 y 15.2 ºC respectivamente, por lo que es más cálida y salina que ENACW. En la figura 4.2 se muestran la distribución vertical de salinidad y temperatura medida por estos autores en varias estaciones en límite entre la costa portuguesa y la costa gallega.

En la figura 3.2(a) se puede observar un centro de agua más salina aproximadamente a 200 m de profundidad, que caracteriza a las estaciones más próximas a la costa. Coincidiendo con este centro de agua salina, las isotermas adquieren una pendiente hacia abajo en dirección a la costa (figura 3.2 (b)), indicando un incremento de temperatura a medida que se avanza hacia el margen continental. Por lo tanto, es posible identificar en esta zona la presencia de una masa de agua con valores de temperatura y salinidad mayores que los valores del agua que se encuentra en sus alrededores.

Según Frouin *et al* (1990), la corriente hacia el polo tiene una anchura entre 25-40 km, una profundidad aproximada de 200 m y se caracteriza por valores de velocidad de 0.2-0.3 m s^{-1}. Además, el transporte del volumen de agua asociado a esta corriente se incrementa hacia el norte desde aproximadamente 3.10^5 m^3 s^{-1} cerca de los 38º 3’ N hasta $5\text{-}7.10^5$ m^3 s^{-1} a 41º-42º N.

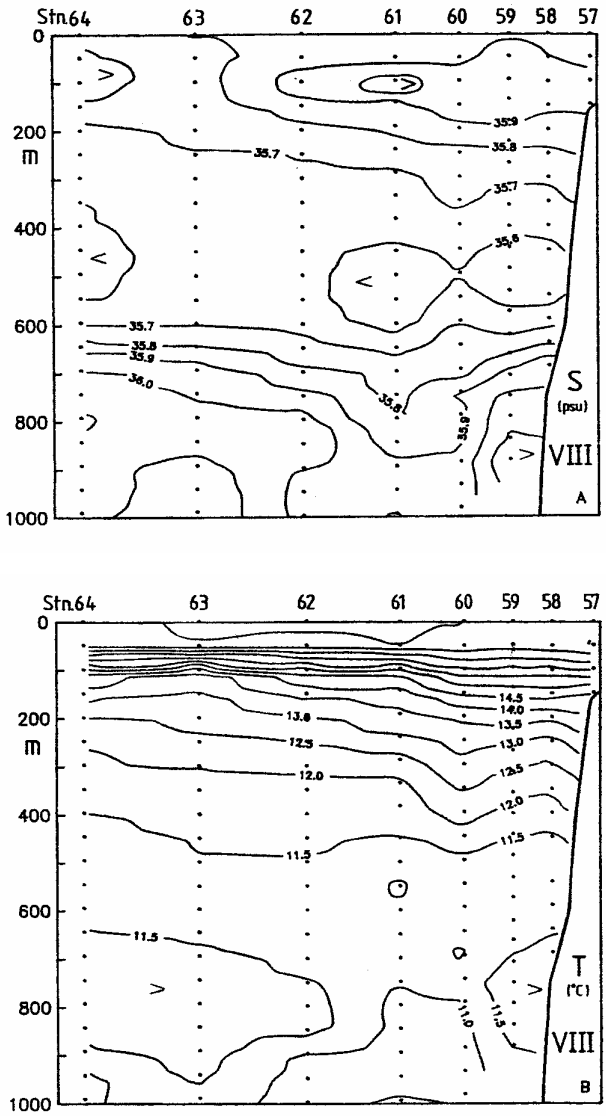


Figura 3.2: Distribución vertical de salinidad y temperatura medida por Frouin *et al* (1990) en varias estaciones situadas a lo largo de una sección perpendicular a la costa frente al río Lima (al sur del río Miño).

Wooster *et al* (1976) también observaron esta corriente durante todo un año entre el noroeste de España, a aproximadamente 43º N (Cabo Finisterre) y Sierra Leona a 7.5º N.

A lo largo de la costa de la Península Ibérica durante el verano, el viento sopla principalmente hacia el sur causando la aparición del afloramiento como resultado del transporte de Ekman hacia fuera de la costa. Durante el invierno, un cambio completo de la componente meridional del viento hacia el norte induce un transporte de Ekman hacia la costa, acompañado por un flujo superficial extremadamente débil a lo largo de la costa hacia el polo. Para estudiar el origen de la corriente hacia el polo, Frouin *et al* (1990) examinan diversos mecanismos como el transporte de Ekman hacia la costa generado por vientos del sur, gradientes de presión meridional a gran escala y *dam break*.

Arrastre del Viento:

El centro de altas presiones, anticiclón de las Azores, localizado en el noroeste de la Península Ibérica durante los meses de primavera y verano, se ve desplazado en invierno por una depresión a gran escala originada por la extensión hacia el sur del centro de bajas presiones situado en Islandia (ver figura 7 de Frouin *et al* (1990)). Como consecuencia de este desplazamiento la circulación atmosférica que previamente daba lugar a vientos del norte, durante el invierno produce vientos del sur bajo la influencia ciclónica del centro de bajas presiones. Estos vientos dirigidos hacia el norte a lo largo de la costa causan un transporte de Ekman hacia la costa que provoca que el agua se apile en la región costera y que el campo de presiones cambie significativamente.

Gradientes meridionales de presión a gran escala:

Otro posible mecanismo que contribuye a la aparición de la corriente hacia el norte puede resultar del flujo a gran escala desde la parte interior del océano hacia el este, asociado con el gradiente de presión meridional baroclínico a lo largo de la costa oeste de la Península Ibérica. Este flujo fuerza un hundimiento local del agua y como consecuencia una corriente superficial hacia el norte.

"Dam Break":

La forma de cuña de la intrusión de agua salada y cálida a lo largo de la costa Ibérica sugiere que algún tipo de mecanismo de *dam break* puede estar asociado

con su origen. Algunos de los resultados obtenidos concuerdan con las características observadas de la corriente hacia el polo como por ejemplo la orientación y la forma de cuña. Sin embargo, existen discrepancias considerables entre estas características observadas y otros resultados de los estudios de *dam breaks*. Una de estas diferencias es que en estos estudios se estiman velocidades de corrientes entre 1.4-2.0 m s^{-1}, las cuales son muy superiores a las observadas en la corriente hacia el polo (0.2 m s^{-1}). Esta diferencia, indica que el mecanismo de *dam break* no es probablemente quien genera y controla la corriente estudiada.

De acuerdo con estos autores la existencia de la corriente hacia el polo y el incremento en el volumen de agua hacia el norte que transporta, se explican por medio de una combinación del cambio geostrófico del flujo oceánico a gran escala que afecta al margen continental del oeste de la Península Ibérica y el transporte de Ekman hacia la costa inducido por vientos del sur. Los cálculos realizados en su trabajo indican que el primer mecanismo es más importante que el segundo, pero se pueden dar situaciones en las que el segundo mecanismo contribuirá más a la descripción global.

Además de los datos hidrográficos medidos *in situ* y de las imágenes de satélite correspondientes al invierno de 1983-1984, estos autores analizaron un grupo de imágenes infrarrojas de satélite que abarcaban un período de seis años (1982-1988). En estas imágenes pudieron observar la presencia de una masa de agua cálida que se propagaba hacia el norte desde Portugal y noroeste de España durante todos los inviernos desde 1982-1983 hasta 1987-1988. Por lo tanto se puede concluir que la denominada corriente hacia el polo es una característica presente en la circulación oceánica de la costa del sudoeste de Europa durante el invierno.

Corrientes hacia el polo similares a la estudiada aquí han sido observadas a lo largo de la parte superior de la pendiente continental de la costa este de otros continentes. Ejemplos de estas corrientes son la Corriente Leeuwin del oeste de Australia (Cresswell & Golding, 1980; Thompson, 1984), la Corriente de Davison del oeste de los Estados Unidos (Hickey, 1979) y la Corriente de Haida del oeste de Canadá (Thomson & Emery, 1986). Estos ejemplos junto con el caso estudiado por Frouin *et al* (1990), sugieren que la ocurrencia de las corrientes superficiales hacia el polo es una característica universal de la

circulación invernal en el límite este de los océanos a latitudes medias y subtropicales.

3.1.3. Ciclo anual de masas de agua

Como se ha indicado en la sección anterior, dependiendo de la época del año se pueden observar distintos tipos de agua en la plataforma continental adyacente a la costa de Galicia. La zona costera que se ha estudiado con mayor detalle es la costa oeste, donde se encuentran las Rías Baixas. Según Prego *et al* (2001), en esta zona se pueden distinguir cuatro masas de agua diferentes a lo largo del año. En la figura 3.3 se representan los datos de salinidad y temperatura medidos durante un ciclo anual a 50 m de profundidad en una estación situada en la boca sur de la Ría de Pontevedra.

Los números se refieren a los meses del año (desde octubre de 1997 a septiembre de 1998), y las letras "a" y "b" se refieren a las campañas realizadas cada quincena. La campaña de octubre de 1998 se ha etiquetado con la letra "c" para diferenciarla de la de octubre de 1997.

Tal y como se puede ver en la figura, a lo largo del año existen en plataforma cuatro masas de agua bien diferenciadas.

La primera masa de agua, zona blanca de la figura, fue observada desde abril a septiembre (primavera y verano) con unos valores de salinidad oscilando de 35.67 a 35.83 y unos valores de temperatura entre 11.8 y 13.5 ºC. Este tipo de agua corresponde a ENACW (Pérez *et al*., 1995; Pollard *et al*., 1996; Fiúza *et al.,* 1998).

La segunda masa de agua representada en la figura 3.3 se caracteriza por valores de salinidad y temperatura entre 35.73 - 35.9, y 13.5 - 14 ºC respectivamente. Se observa cuando el afloramiento se relaja. Como se ha comentado anteriormente el afloramiento en las Rías Baixas tiene lugar durante un determinado período en el cual se dan las condiciones de viento favorables. Si por alguna razón el viento en plataforma cambiase de dirección y soplase hacia el norte durante un período de tiempo significativo como para hacer que el índice de afloramiento fuese menos positivo pero sin alcanzar valores negativos, el afloramiento disminuiría

su intensidad. Si esto sucede se dice que el afloramiento se relaja. Otra situación en la que se habla de relajación es a finales del verano cuando el viento del norte se debilita y el afloramiento llega a su fin.

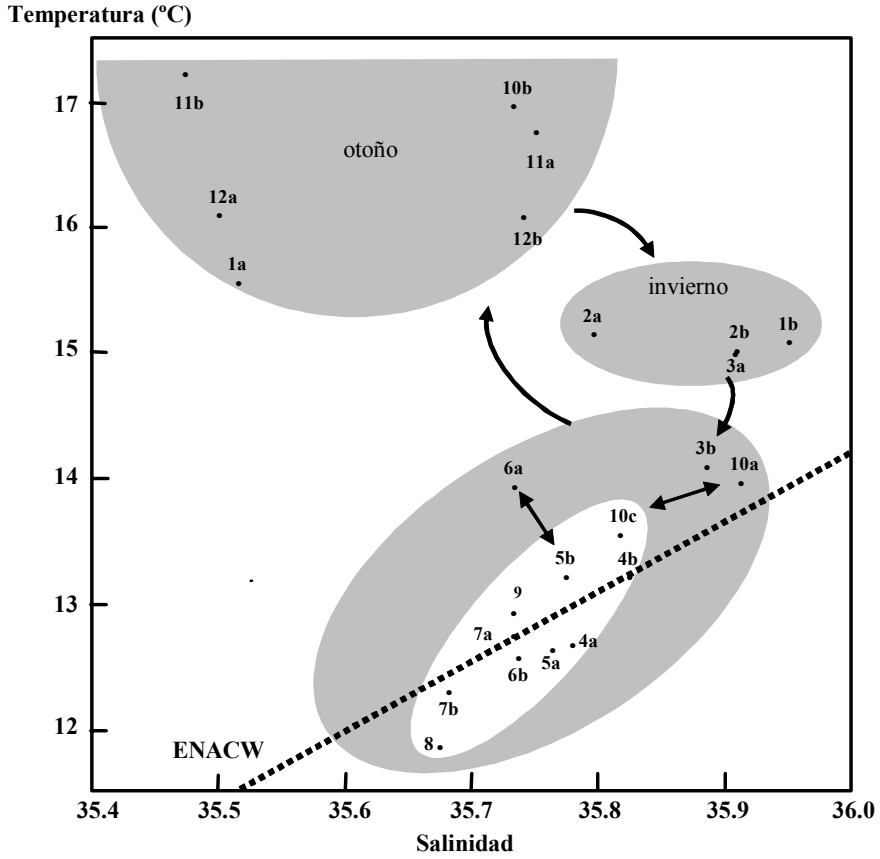


Figura 3.3: Diagrama de salinidad y temperatura del agua en plataforma medida en una estación situada en la boca sur de la Ría de Pontevedra a 50 m de profundidad. Los números se refieren a los meses del año y las letras a las campañas realizadas cada quincena. La línea punteada representa los valores característicos de temperatura y salinidad de ENACW (Fraga, 1981).

Una tercera masa de agua se observó frente al estuario entre los meses de octubre y diciembre (otoño) caracterizada por temperaturas más altas y salinidades más bajas que ENACW. Como se puede observar en la figura los valores de la temperatura oscilan entre 15.5 y 17.5 ºC y los valores de la salinidad entre 35.4 y 35.8.

Por último, una cuarta masa de agua se observó en invierno cuando el agua pre-existente en la plataforma adyacente fue transportada por el agua de la corriente que va hacia el polo (polleward current). Esta agua está caracterizada por valores de salinidad y temperatura de 35.9 y 15.2 ºC respectivamente, por lo tanto es más salina y más cálida que el agua típica de verano, ENACW.

3.2. Condiciones meteorológicas

Los principales rasgos climáticos de Galicia están marcados por un carácter oceánico que tiende a la aridez en verano (Pérez-Alberti, 1982). Las profundas aperturas de las rías y el carácter ascendente que tiene el relieve hacia el extremo oriental permiten que la influencia atlántica llegue hasta el interior con suavidad térmica y abundantes precipitaciones. El Atlántico atenúa las variaciones térmicas, estacionales y diurnas, y aporta abundantes precipitaciones.

3.2.1. Régimen de vientos

La variación estacional que experimenta la distribución de las presiones atmosféricas desempeña un papel fundamental en la climatología de la zona, estando afectada por los cambios de posición que tiene el anticiclón de las Azores. En general, se tienen dos situaciones características dependiendo de su posición. En invierno, la localización normal del anticiclón de las Azores en el noroeste de la costa africana, y de un centro de bajas presiones en Islandia, induce vientos de componente SO en las costas gallegas. Estos vientos introducen masas de aire húmedo procedentes del océano. Cuando estas masas alcanzan barreras orográficas a la entrada de la ría, dan lugar a una descarga de humedad en forma de lluvia. Sin embargo, en primavera y verano el anticiclón

se mueve hacia el norte de Galicia provocando altas presiones con vientos de componente NNE en las costas.

Par caracterizar el viento a lo largo del litoral gallego se han considerado datos de la dirección e intensidad del viento, obtenidos a partir de las boyas de aguas profundas de Puertos del Estado (www.puertos.es) situadas en tres puntos diferentes de la costa (figura 3.4). La primera corresponde a la boya situada en Cabo Silleiro (42.13º N, 9.39º W), la segunda a la situada en Vilano-Sisargas (43.5º N, 9.21º W) y la tercera a la situada en Estaca de Bares (44.065º N, 7.618º W).

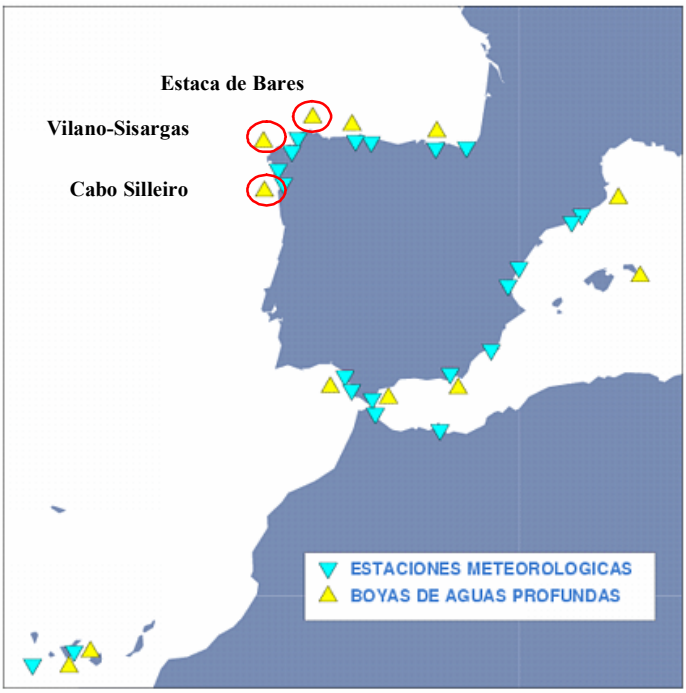


Figura 3.4: Boyas de aguas profundas y estaciones meteorológicas de Puertos del Estado.

Los datos de viento correspondientes a las tres boyas se muestran en la tabla 3.I (Cabo Silleiro), tabla 3.II (Vilano-Sisargas) y tabla 3.III (Estaca de Bares). En estas tablas se ha representado un promedio correspondiente a todo el periodo de datos del que dispone cada boya. En el caso de Cabo Silleiro y Vilano-Sisargas este periodo está comprendido entre 1998 y 2004, mientras que para Estaca de Bares, se dispone de datos desde 1997 hasta 2004.

Dirección	**Velocidad Media (m s^{-1})**					*TOTAL*
	[1,4]	**[4,8]**	**[8,12]**	**[12,16]**	**16 >**	
N	2.41	5.85	5.59	0.34	0.00	*14.18*
NNE	2.19	4.17	3.89	0.42	0.00	*10.68*
NE	2.10	2.99	2.42	0.32	0.00	*7.82*
ENE	1.50	1.37	0.69	0.09	0.00	*3.65*
E	1.08	0.51	0.24	0.02	0.00	*1.86*
ESE	0.66	0.29	0.12	0.01	0.00	*1.08*
SE	1.00	0.65	0.34	0.09	0.00	*2.08*
SSE	1.47	2.20	1.16	0.32	0.06	*5.21*
S	1.83	3.43	2.09	0.56	0.10	*8.00*
SSW	1.61	2.50	1.92	0.34	0.02	*6.39*
SW	1.50	2.28	1.30	0.18	0.00	*5.26*
WSW	1.29	1.67	0.80	0.09	0.00	*3.85*
W	1.36	1.53	0.65	0.08	0.01	*3.63*
WNW	1.46	1.66	0.69	0.07	0.00	*3.88*
NW	2.25	2.99	1.11	0.07	0.00	*6.42*
NNW	2.51	5.95	4.22	0.25	0.00	*12.93*
TOTAL	*26.20*	*40.04*	*27.24*	*3.25*	*0.19*	**96.92**

Tabla 3.I: Datos de la dirección y velocidad media de los vientos en porcentaje medidos en la boya de Cabo Silleiro desde 1998 hasta 2004.

En el caso de la boya de Cabo Silleiro, se puede observar que la dirección predominante es hacia el norte con aproximadamente un 14% de los casos. También es importante la dirección nornoroeste y nornoreste con un 11% y 13% respectivamente. La velocidad media más frecuente está comprendida entre 4 y 8 m s^{-1} con un 40% de los datos.

Dirección	**Velocidad Media (m s^{-1})**					*TOTAL*
	[1,4]	**[4,8]**	**[8,12]**	**[12,16]**	**16 >**	
N	2.94	2.98	0.49	0.08	0.00	*6.49*
NNE	3.13	5.51	1.61	0.15	0.00	*10.40*
NE	2.63	7.87	5.49	0.76	0.00	*16.75*
ENE	1.70	4.13	3.93	1.01	0.03	*10.79*
E	1.38	1.87	1.15	0.41	0.01	*4.82*
ESE	0.97	0.60	0.24	0.09	0.00	*1.90*
SE	0.75	0.40	0.10	0.05	0.01	*1.32*
SSE	0.76	0.45	0.23	0.08	0.01	*1.54*
S	0.95	1.17	0.83	0.36	0.04	*3.35*
SSW	1.35	2.80	2.21	0.72	0.05	*7.13*
SW	1.83	3.40	2.08	0.53	0.02	*7.86*
WSW	1.99	2.11	1.04	0.19	0.00	*5.33*
W	1.91	2.24	0.77	0.14	0.01	*5.07*
WNW	2.17	1.61	0.51	0.10	0.00	*4.40*
NW	2.49	1.72	0.39	0.04	0.00	*4.64*
NNW	3.18	2.22	0.45	0.06	0.00	*5.91*
TOTAL	*30.13*	*41.10*	*21.52*	*4.77*	*0.19*	**97.71**

Tabla 3.II: Datos de la dirección y velocidad media de los vientos en porcentaje medidos en la boya de Vilano-Sisargas desde 1998 hasta 2004.

En la boya de cabo Vilano-Sisargas la dirección del viento predominante es hacia el noreste con aproximadamente un 17% de los casos, seguida de la dirección nornoreste y estenoreste con 11% en ambos casos. Igual que en el caso de la boya de Cabo Silleiro, la velocidad del viento más destacable es la correspondiente al intervalo de 4 a 8 m s^{-1} con un 41% de los datos.

Dirección	**Velocidad Media (m s^{-1})**					*TOTAL*
	[1,4]	**[4,8]**	**[8,12]**	**[12,16]**	**16 >**	
N	1.23	1.39	0.44	0.09	0.00	*3.15*
NNE	1.58	1.79	0.49	0.08	0.01	*3.95*
NE	2.45	4.34	1.70	0.20	0.02	*8.71*
ENE	2.34	6.52	3.55	0.37	0.04	*12.83*
E	2.30	5.59	3.09	0.32	0.04	*11.34*
ESE	1.60	2.69	1.21	0.13	0.00	*5.64*
SE	1.41	1.38	0.35	0.03	0.00	*3.17*
SSE	1.09	0.66	0.18	0.02	0.00	*1.96*
S	1.11	0.92	0.44	0.14	0.01	*2.62*
SSW	0.91	1.57	1.21	0.28	0.03	*4.00*
SW	1.33	2.81	3.18	1.07	0.13	*8.52*
WSW	1.30	3.52	3.51	1.16	0.12	*9.60*
W	1.69	3.76	2.47	0.64	0.13	*8.68*
WNW	1.31	2.76	1.32	0.34	0.06	*5.80*
NW	1.42	2.04	0.96	0.20	0.03	*4.65*
NNW	1.21	1.48	0.56	0.20	0.00	*3.44*
TOTAL	*24.28*	*43.23*	*24.66*	*5.27*	*0.62*	**98.05**

Tabla 3.III: Datos de la dirección y velocidad media de los vientos en porcentaje medidos en la boya de Estaca de Bares desde 1997 hasta 2004.

En la boya de Estaca de Bares la dirección del viento más frecuente se corresponde con la dirección estenoreste con un 13% de los casos. En segundo lugar, con un valor del 11%, se encuentra la dirección este y en tercer lugar, con un 10%, la dirección oeste suroeste. Igual que en las boyas anteriores, la velocidad del viento más frecuente se localiza entre 4 y 8 m s^{-1} con un 43% de los datos.

A partir de estas tablas, se puede comprobar como la dirección del viento varía a lo largo de todo el litoral gallego con una componente aproximadamente paralela a la costa. En Cabo Silleiro la dirección del viento es hacia el norte, en Vilano-Sisargas la dirección cambia a noreste y en Estaca de Bares adquiere dirección este. Sin embargo, la velocidad media del viento se mantiene entre 4 y 8 m s^{-1} a lo largo de toda la costa.

3.2.2. Régimen pluviométrico y termométrico

Galicia, como región oceánica peninsular, se sitúa entre las más lluviosas de la Europa occidental. La abundancia y la variabilidad espacial y temporal de la precipitación se explica en gran parte debido al factor orográfico. En efecto, tanto la forma recortada como la presencia de barreras orográficas, próximas a la línea de costa o situadas a pocos kilómetros de ella, provocan ascensos forzados de las masas de origen oceánico que influyen, de forma notable, en su inestabilización haciendo mucho más eficaces las descargas de precipitación. Si se tiene en cuenta que la mayor parte de los sistemas perturbados tienen procedencia oceánica, es decir, de componente oeste, suroeste y noroeste, casi todas las rías (excepto las orientadas hacia el norte) facilitan la transmisión hacia el interior de dichas perturbaciones atlánticas.

La temperatura media anual, así como la temperatura media estacional en Galicia, muestra una variación importante entre la costa y el interior alcanzando siempre valores mayores en la costa. Entre la costa oeste, donde se encuentran las Rías Baixas, y la costa noroeste, donde está la Ría de Ferrol, no se observa una gran diferencia. La temperatura media anual es superior a 15 ºC. La temperatura media en invierno está entre 10-12 ºC, en primavera entre 16-18 ºC,

en verano es superior a 20 ºC y en otoño está entre 14-16 ºC (Atlas Climático de Galicia, 1999).

Para caracterizar las Rías Baixas y la Ría de Ferrol se ha representado en la figura 3.5 la precipitación y la temperatura mensual media para un periodo de 30 años (Atlas Climático de Galicia, 1999) en la estación meteorológica situada en las Islas Cies (a) (42º 12' N y 8º 55' W) y en una estación situada en la entrada de la Ría de Ferrol (b), Monteventoso (43º 29' N y 8º 17' W).

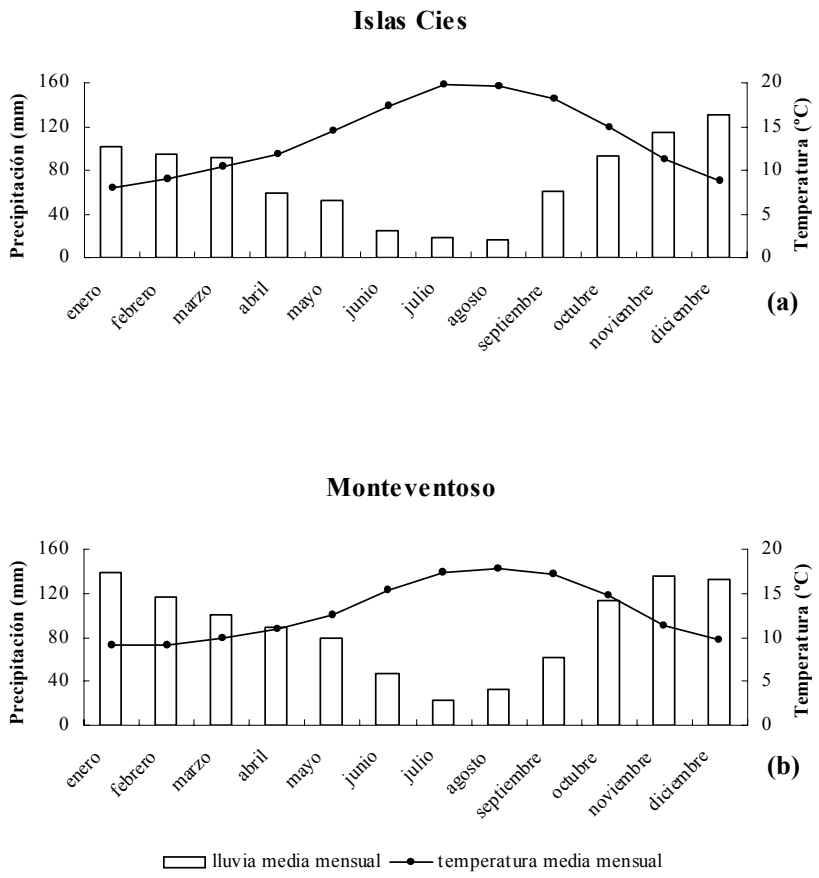


Figura 3.5: Precipitaciones y temperaturas mensuales medias en las Islas Cies (Ría de Vigo) (a) y en la estación de Monteventoso (Ría de Ferrol) (b) para un periodo de treinta años.

En ambas estaciones meteorológicas se puede observar como las precipitaciones son mayores entre noviembre y marzo y menores de abril a octubre, con valores ligeramente más altos en la estación situada en la Ría de Ferrol. También se puede comprobar que la temperatura sigue un patrón normal con su máximo valor en julio-agosto, durante el periodo de máxima radiación solar, y su valor mínimo en diciembre-enero.

3.3. Morfología

Como se ha mencionado en el capítulo 1, Galicia cuenta con una línea costera muy amplia (más de 1600 km) a lo largo de la cual se distribuyen las rías. El Cabo Finisterre marca el abrupto cambio entre la costa oeste, donde se encuentran las Rías Baixas, y el resto de la zona costera, donde están las Rías Altas. El área de estudio en la que se centra la presente memoria comprende la Ría de Vigo, la Ría de Pontevedra y la Ría de Arousa, que pertenecen a las Rías Baixas, y la Ría de Ferrol que se incluye dentro de las Rías Altas.

3.3.1. Rías Baixas

Entre la desembocadura del Río Miño, en la frontera con Portugal, y el Cabo Finisterre se encuentran, de sur a norte, las rías de Vigo, Pontevedra, Arousa y Muros-Noia (figura 3.6).

Estas rías constituyen las Rías Baixas, las más profundas y las que disfrutan de un clima más benigno. En sus orillas se encuentran importantes ciudades como Vigo, Pontevedra y Villagarcía de Arousa, y turísticos parajes como Baiona o Sanxenxo. La descripción morfológica se limitará solamente a las tres rías situadas más al sur ya que es donde se ha centrado el presente trabajo.

Las Rías de Vigo, Pontevedra y Arousa se consideran similares morfológicamente debido a que tienen aproximadamente la misma orientación transversal geográfica en dirección NO-SO (figura 3.6). Además, todas ellas tienen forma de “V” ensanchándose progresivamente desde la parte más interna, donde se encuentra la principal aportación de agua dulce procedente de los ríos (tabla 3.IV), hacia la boca.

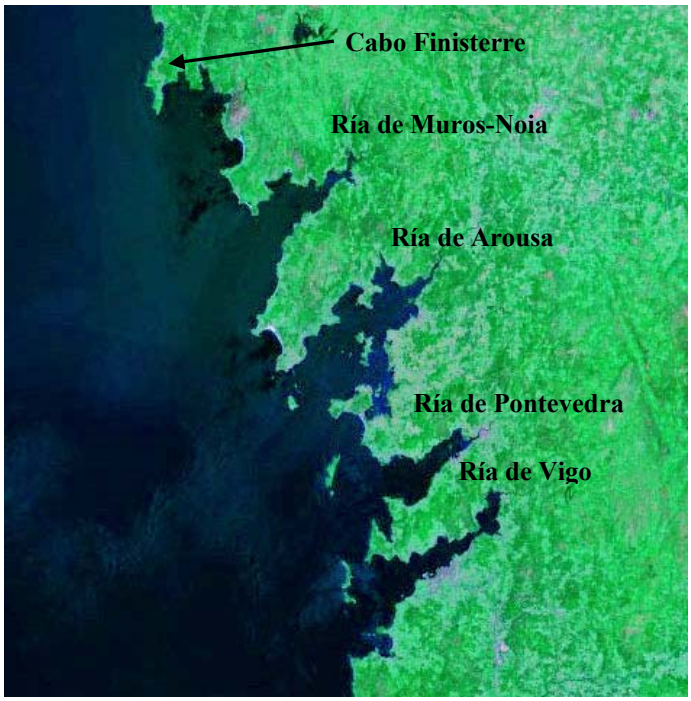


Figura 3.6: Imagen de satélite de las Rías Baixas.

Otra característica común a estas tres rías es la existencia de pequeñas islas situadas en su parte más externa. Las Islas Cies en la Ría de Vigo, las Islas de Ons y Onza en la Ría de Pontevedra y la Isla de Sálvora en la Ría de Arousa. Estas islas originan en las rías dos accesos al océano que reciben el nombre de boca sur y boca norte. Las dimensiones de estas tres rías se describen con más detalle en la tabla 3.IV, donde se muestran sus características generales.

Desde el punto de vista morfológico, la Ría de Vigo se compone de dos partes bien definidas (figura 3.7) que son la ensenada de San Simón, donde desemboca el Río Oitabén-Verdugo, y el resto de la ría. La primera, situada al fondo de la ría, consiste en una amplia cubeta colmada casi completamente de sedimentos, la cual posee aproximadamente un tercio de la superficie sobre el nivel del mar en la marea más baja.

Ría	Volumen de agua km^3	Área superficial km^2	Longitud km	Ancho de la boca km	Profundidad de la boca m	Río
Vigo	3.12	156	31	Sur 5.1 Norte 2.8	45 25	Oitabén- Verdugo
Pontevedra	3.45	141	22	Sur 7.3 Norte 3.6	60 15	Lérez
Arousa	4.34	230	25	Sur 4.6 Norte 3.7	55 5	Ulla Umia

Tabla 3.IV. Dimensiones de las Rías Baixas.

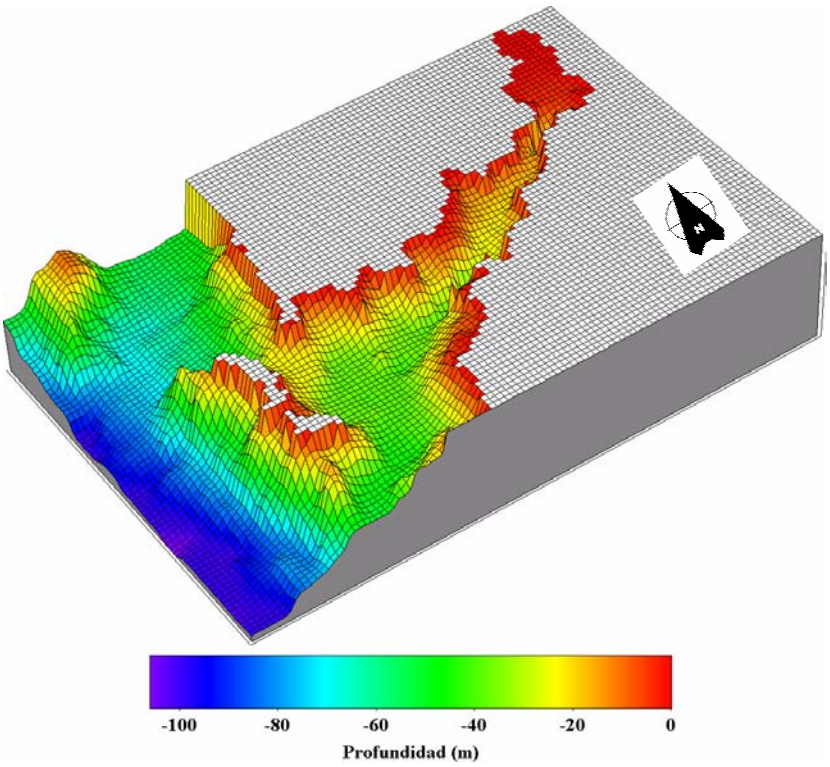


Figura 3.7: Batimetría de la Ría de Vigo.

La segunda parte se une a la primera por el estrecho de Rande, de 700 m de ancho, a partir del cual la Ría de Vigo se va ensanchando progresivamente hacia la boca con bastante regularidad. Tanto en el estrecho de Rande como en la angostura que ocurre entre Punta Borneira y Punta do Muiño se producen hundimientos del fondo, llegando a alcanzar en el primero profundidades de 29 m.

En la Ría de Pontevedra, la menor de las Rías Baixas, se pueden distinguir tres partes, siendo la distancia en su parte interna, entre Punta Aguillón y Marín, de 2.4 km, en su parte media, desde punta Festiñazo hasta punta Loira, de 3.3 km y en su parte externa, entre Punta Cabicastro y Cabo Udra, de 4.7 km (figura 3.8).

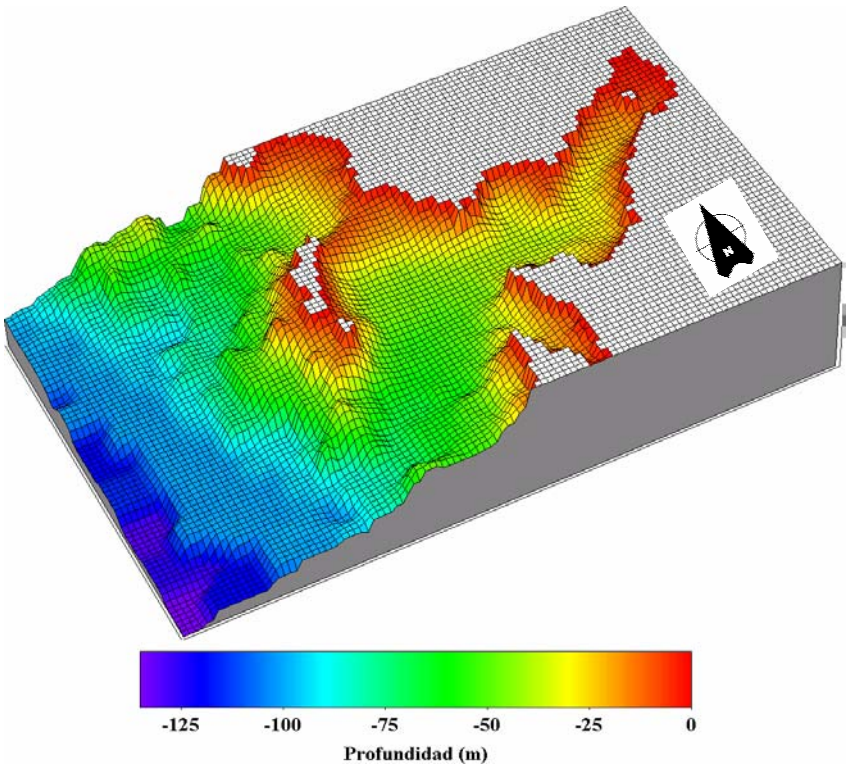


Figura 3.8: Batimetría de la Ría de Pontevedra.

En la parte interna de la ría, donde desemboca el Río Lérez, esta situado el islote de Tambo. Se trata de una masa granítica que se halla a la altura de Marín y a unos 300 m de la orilla norte. Tiene forma cónica (540 m x 600 m) y su altura máxima es de 74 m.

La Ría de Pontevedra es asimétrica debido a la ensenada de Aldán situada en la costa sur. Dicha ensenada es corta con aproximadamente 7 km de longitud en el canal principal y relativamente poco profunda con unos 40 m. Al fondo de esta ensenada se encuentra el pueblo de Aldán, que le da nombre. Está orientada en la dirección NNO y su boca tiene 3.5 km de longitud desde Punta Couso hasta Cabo Udra.

La Ría de Arousa, además de ser la más grande de las Rías Baixas, es una zona de gran interés económico debido a su gran producción primaria. Tiene una anchura variable que va desde los 4 km en su parte más estrecha a los 15 km en la parte más ancha. En su parte más interna desemboca el Río Ulla, que representa el principal aporte de agua dulce que recibe la ría. Si embargo, también hay que tener en cuenta el Río Umia que desemboca en la costa sur de la ría. A pesar de que en una primera aproximación se puede decir que tiene forma de "V", la existencia de numerosas ensenadas y penínsulas en su interior le dan una forma más rectangular que al resto de las Rías Baixas (figura 3.9). En su interior destaca la Isla de Arousa, un espacio natural privilegiado situado en la parte central de la ría. En un entorno poco urbanizado cuenta con más de 36 km de costa. Ocupa una extensión de unos 7 km^2, en los que se asienta una población de 5000 habitantes. Al fondo de la ría, en su parte más interna se encuentra la Isla de Cortegada con una extensión de 0.05 km^2 en las que apenas hay elevaciones reseñables. Se encuentra cerca de zonas habitadas (con la marea baja se puede acceder a pie desde Carril). En la costa sur destaca por su interés geomorfológico y paisajístico, la península de O Grove. La península, que cierra por el sur la ría de Arousa, tiene forma de martillo y está constituida por un promontorio de escasa altitud y formas suaves orientado de este a oeste. El banco de arena que une la península con la costa enlaza perpendicularmente con tierra firme y entre él y ésta se abre una de las principales calas que encierra la Ría de Arousa.

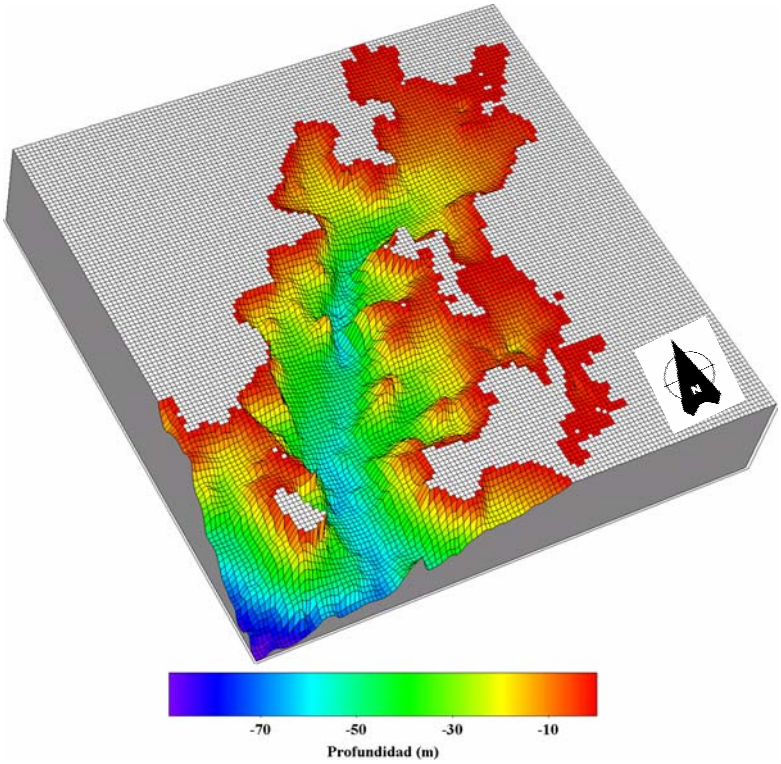


Figura 3.9: Batimetría de la Ría de Arousa.

3.3.2. Ría de Ferrol

La Ría de Ferrol, junto a la Ría de A Coruña, Betanzos y Ares, forma parte de la unidad geográfica denominada Golfo Ártabro (figura 3.10). Este golfo está delimitado por las Islas Sisargas al oeste y el Cabo Prior al este formando un gran arco de 46 km abierto al océano.

La Ría de Ferrol tiene una orientación en dirección EO con una superficie de 21 km^2, una longitud de 15 km y un volumen que varía entre 0.21 km^3 en marea baja y 0.29 km^3 en marea alta. A diferencia de las Rías Baixas, que tienen forma de "V", esta ría está conectada con la plataforma mediante un estrecho canal (figura 3.11) y se caracteriza por la ausencia de islas en su parte más externa.

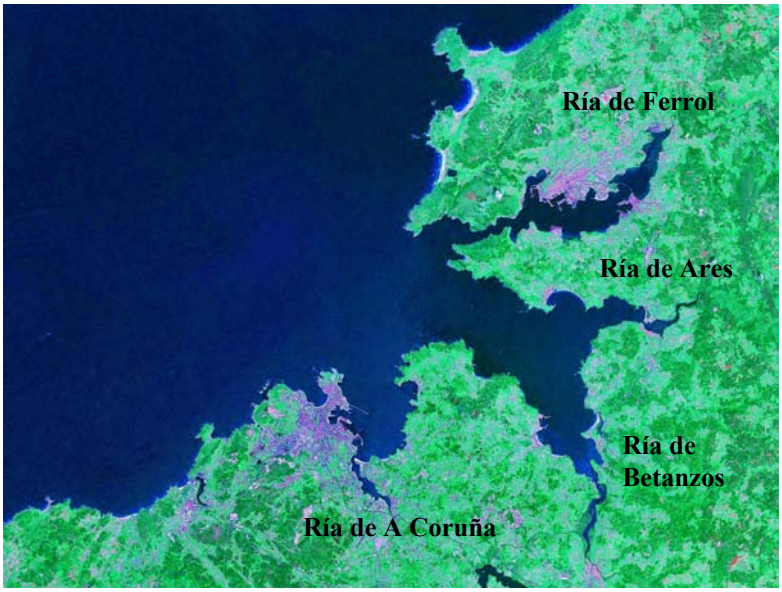


Figura 3. 10: Imagen de satélite del Arco Ártabro.

En esta ría, se pueden distinguir cuatro áreas geográficas. La más externa se extiende desde la boca, localizada entre Cabo Prioriño Chico y Cabo Coitelada, hasta el comienzo del canal. Tiene una anchura de 2.2 km y una profundidad de 33 m. La segunda parte se extiende hasta el Cabo Leiras y se caracteriza por la presencia de un estrecho canal conocido como estrecho de Ferrol. Este estrecho tiene 2 km de largo. 0.5 km de ancho y 20 m de profundidad. La tercera parte, la parte media, se extiende hasta el puente de As Pias y tiene 2.3 km de anchura y 15 m de profundidad. En esta zona está localizado el puerto, la ciudad más importante, Ferrol, y la mayor actividad industrial de la zona. La parte más interna de la ría se extiende desde el puente de As Pias hasta la cabecera de la ría donde se encuentra el Río Xubia, principal fuente de agua dulce.

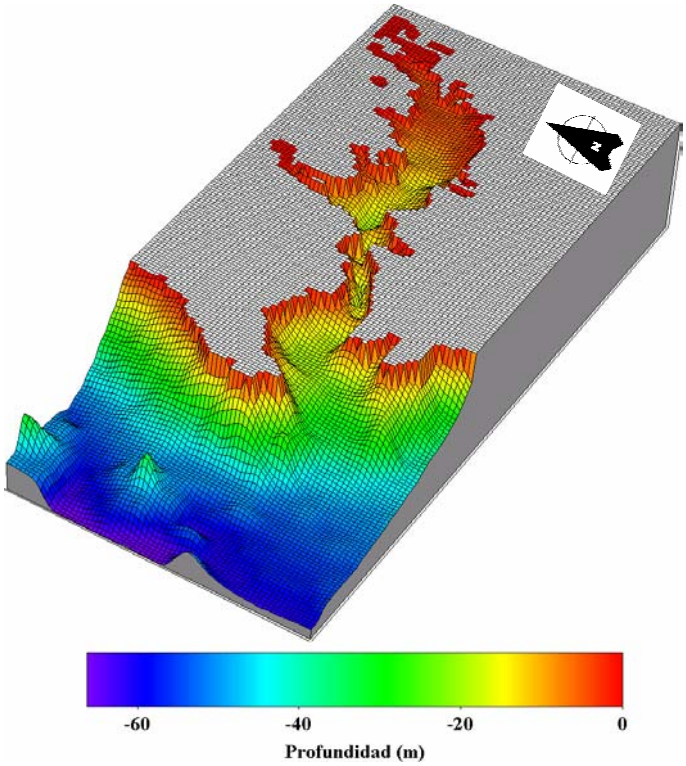


Figura 3.11: Batimetría de la Ría de Ferrol.

3.4. Aportes fluviales

Los ríos son un elemento principal del espacio geográfico gallego. Los ríos de la vertiente cantábrica son cortos y regulares, mientras que los de la vertiente atlántica son más largos y presentan pendientes más suaves.

El aporte de agua dulce más importante que reciben los estuarios procede de los ríos situados en su cabecera, por lo que la descripción de los ríos del litoral gallego se limitará solamente a los que afectan a las rías en las que se centra este trabajo.

3.4.1. Rías Baixas

Comenzando la descripción de sur a norte, en primer lugar se encuentra la Ría de Vigo. La cuenca hidrográfica de la ensenada de San Simón posee una superficie de 435 km^2 que corresponde al 75.2 % respecto al total de la Ría de Vigo. El Río Oitabén-Verdugo aporta el 90 % del agua vertida en la ensenada de San Simón. Su cuenca fluvial ocupa unos 334 km^2 con 32 km de longitud para el Oitabén y 40 km para el Verdugo (Río Barja y Rodríguez-Lestegas, 1996). El Río Oitabén-Verdugo es uno de los de menor caudal de las Rías Baixas con un caudal medio anual de 19.7 m^3 s^{-1}. En la actualidad, su caudal se encuentra regulado por el embalse de Eiras. En la figura 3.12 se representa el caudal mensual medio del Río Oitabén-Verdugo (barras blancas) medido durante un período de 12 años (1980-1992). Se puede observar como el caudal medio máximo y mínimo en la época húmeda es de 55.5 y 14.8 m^3 s^{-1} respectivamente y en época seca de 12.5 y 1.8 m^3 s^{-1} (Río Barja y Rodríguez-Lestegas, 1996).

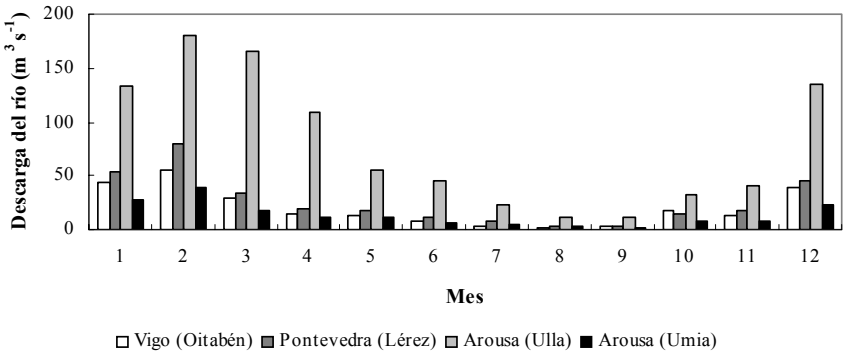


Figura 3.12: Descarga mensual del los ríos que desembocan en las Rías Baixas promediada durante un periodo de doce años (1970-1982).

En la Ría de Pontevedra, situada al norte de la Ría de Vigo, la aportación más notable de agua dulce es la que recibe del Lérez. Este río, que en su recorrido atraviesa la ciudad de Pontevedra, desemboca en la parte más interna de la ría. Tiene una longitud de 57 km y su cuenca fluvial ocupa una extensión de 500 km^2. La cuenca del Río Lérez recoge una precipitación media anual de 2096 mm

(Río Barja y Rodríguez-Lestegas, 1996) y su caudal medio anual es de 25.9 m^3 s^{-1}.

Una característica importante de este río es que no tiene presa, por lo que el agua dulce procedente de su cuenca depende solamente de las precipitaciones captadas en dicha cuenca. En la figura 3.12 se representa el caudal mensual medio del Río Lérez (barras gris oscuro) medido durante un período de 12 años (1980-1992). Este caudal oscila entre 2 y 80 m^3 s^{-1} siguiendo un patrón similar al de la lluvia. Por este motivo, el nivel del caudal es mayor de diciembre a marzo con valores máximos en febrero y menor de abril a octubre con valores mínimos en septiembre.

El principal aporte de agua dulce en la Ría de Arousa proviene principalmente del Río Ulla, situado en su parte más interna. Además de este río también es necesario considerar el río Umia, un río secundario que desemboca en la costa sur de esta ría. El Río Ulla tiene una longitud de unos 131 km y su cuenca fluvial ocupa una extensión de 2083 km^2. Las altas precipitaciones en su cuenca, debido a que la Ría de Arousa permite una fácil penetración de las borrascas atlánticas, hacen que este río sea uno de los de mayor caudal que desembocan en las Rías Baixas con un caudal medio anual de 78.8 m^3 s^{-1} (Río Barja y Rodríguez-Lestegas, 1996). En la figura 3.12 se representa el caudal mensual medio del Río Ulla (barras gris claro) medido durante un período de 12 años (1980-1992). Se puede observar que este caudal, que oscila entre 11.2 m^3 s^{-1} en septiembre y 180.7 m^3 s^{-1} en febrero, es tres veces mayor que el del Río Lérez y cuatro veces mayor que el del Río Oitabén-Verdugo. El Río Umia tiene una longitud de 70 km y su cuenca fluvial abarca unos 440 km^2. A pesar de que las precipitaciones son elevadas, en este caso el río presenta un caudal medio anual de 13.4 m^3 s^{-1} con su valor máximo en febrero (38.7 m^3 s^{-1}) y su valor mínimo en septiembre (1.3 m^3 s^{-1}). En la figura 3.12 también se ha representado el caudal mensual medio para este río (barras negras) medido durante un período de 12 años (1980-1992).

3.4.2. Ría de Ferrol

El principal aporte de agua dulce que recibe la Ría de Ferrol procede del Río Xubia, situado en su parte más interna. Este río tiene una longitud de menos de

50 km y su cuenca abarca aproximadamente 183 km^2. En la figura 3.13 se representa el caudal mensual medio medido durante un período de 12 años (1980-1992) (Río Barja y Rodríguez-Lestegas, 1996).

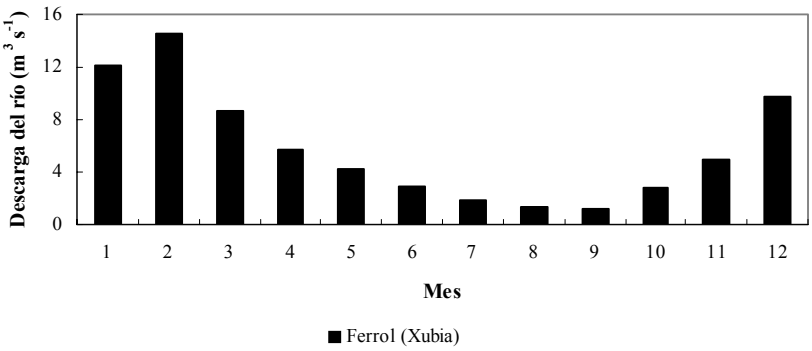


Figura 3.13: Descarga mensual del río Xubia promediada durante doce años (1970-1982).

Igual que para los ríos que desembocan en las Rías Baixas, el Río Xubia transporta su mayor caudal en enero y febrero y el menor en agosto y septiembre. Sin embargo, a diferencia de lo que ocurre en las Rías Baixas, su caudal es mucho más pequeño (ver figura 3.12) siendo su caudal medio anual de 5.8 m^3 s^{-1}.

3.5. Condiciones de estratificación de las rías

Según la clasificación de estuarios vista en el capítulo 1, la Ría de Vigo, la Ría de Arousa y la Ría de Ferrol se pueden considerar estuarios sincronos. La Ría de Pontevedra, a diferencia de las demás Rías Baixas, se comporta como un estuario hipersincrono debido a que, como se verá en el capítulo 7, el efecto de convergencia supera al rozamiento. Además, teniendo en cuenta la clasificación de Darlympe *et al* (1992), las cuatro rías se pueden incluir dentro de los estuarios dominados por la marea. Por último, según Bowden (1967) y Pritchard (1967), las tres Rías Baixas se comportan como estuarios parcialmente estratificados. En invierno la estratificación parcial se mantiene debido a la

salinidad, es decir, por las descargas de agua dulce aportadas por los ríos durante la estación de lluvia, mientras que en verano, la estratificación viene determinada por el calentamiento solar, por lo que la temperatura es la variable más importante. Par evaluar la estratificación de los estuarios se ha calculado, como ejemplo, el número estuárico de Richardson (ver capítulo 1) en distintos puntos de la Ría de Pontevedra obteniendo valores entre 0.08 y 0.8 por lo que, salvo excepciones, esta ría se considera un estuario parcialmente estratificado. El mismo comportamiento se ha observado tanto en la Ría de Vigo como en la Ría de Arousa. En la figura 3.14 se puede observar una sección vertical típica a lo largo de un estuario parcialmente estratificado.

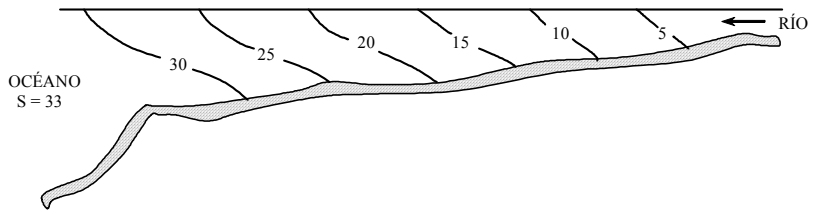


Figura 3.14: Isohalinas en un estuario parcialmente estratificado.

Las líneas de salinidad constante presentan una inclinación positiva en dirección al océano. La condición de masa de agua estratificada en reposo, hace que la tendencia natural de estas isohalinas sea ponerse en horizontal. La inclinación que se observa en la figura implica la existencia de gradientes de presión que, en ausencia de otras fuerzas, conducirán a la corriente de manera que lleve las isohalinas a la posición horizontal. En este caso, las corrientes necesarias para que esto ocurra son un flujo hacia la tierra a través del fondo y otro flujo hacia el mar por la superficie. Estos flujos constituyen la circulación estuárica positiva.

A diferencia de las Rías Baixas, la Ría de Ferrol, en una primera aproximación, se puede considerar como un estuario bien mezclado. El número estuárico de Richardson calculado en la parte interna toma un valor de 0.068 y en el estrecho 0.002 (deCastro *et al*., 2004b).

Para evaluar con más detalle la estratificación de la columna de agua en la Ría de Ferrol, se ha calculado el número estuárico de Richardson en la parte media de la ría (estación 6, figura 2.4) y en el estrecho (estación 3, figura 2.4) en función de la descarga del río y de la marea (tabla 3.V). De acuerdo con esta tabla, la zona del estrecho de Ferrol se comporta como un estuario bien mezclado independientemente de la descarga del río, mientras que la parte media puede ser parcialmente estratificada o bien mezclada dependiendo de la descarga del río. Esta información se puede complementar mediante la frecuencia de Brunt-Väisälä (ver capítulo 1). En la tabla 3.V se ha representado también la máxima frecuencia de Brunt-Väisälä y la profundidad a la que se encuentra la picnoclina, en función de la descarga del río.

Fecha	Amplitud de la marea (m)	Descarga del río	Estación	R_i^E	Profundidad de la picnoclina (m)	N_{max} (min^{-1})
21/03/00	3.4	1.2	3	$<10^{-2}$	-	< 1
			6	0.1	3	< 1.5
04/05/00	3.6	7.8	3	10^{-2}	3	2.8
			6	0.5	5	3.2
19/07/00	2.5	0.6	3	$<10^{-2}$	-	< 1
			6	0.1	5	2.0
14/09/00	2.8	0.4	3	$<10^{-2}$	-	< 1
			6	0.06	-	< 1
30/11/00	3.0	3.0	3	$<10^{-2}$	-	< 1
			6	0.4	5	< 1.5

Tabla 3.V: Número estuárico de Richardson (R_i^E), frecuencia máxima de Brunt-Väisälä (N_{max}) y profundidad de la picnoclina en función de la descarga del río y de la marea en diferentes estaciones de la Ría de Ferrol (estrecho, estación 3 y parte media, estación 6; ver figura 2.4). Las barras horizontales indican que no se ha encontrado picnoclina

Según esta tabla, no se observa picnoclina bajo condiciones de río prácticamente despreciable (14/09/00), pero aparece en la parte media de la ría (21/03/00, 30/11/00) cuando la descarga del río aumenta. Sólo bajo una fuerte descarga del río se observa picnoclina en el estrecho (04/05/00). En este caso se puede observar que la máxima frecuencia de Brunt-Väisälä en el estrecho es considerablemente menor que en la parte media de la ría.

Es un hecho conocido que el río, que introduce en el estuario agua de menor densidad, tiende a mantener la estratificación, mientras que la marea genera procesos de mezcla. Por lo tanto, en la parte interna de la Ría de Ferrol el flujo del río puede ser dominante generando estratificación. Sin embargo, en el estrecho de Ferrol se podría decir que la marea es capaz de generar una mezcla turbulenta y producir condiciones de estuario bien mezclado.

En la tabla 3.VI se presenta un resumen de las características estuáricas correspondientes a la Ría de Ferrol y a un promedio de las Rías Baixas. El caudal del río considerado en esta tabla, corresponde a la media anual del Río Xubia para el caso de la Ría de Ferrol y a un promedio anual de los ríos que desembocan en las Rías Baixas (ver sección 3.4).

Propiedades Estuáricas	Ría de Ferrol	Promedio Rías Baixas
Volumen total (m^3)	$2.5\ 10^8$	$3.4\ 10^9$
Superficie total (m^2)	$2.1\ 10^7$	$1.6\ 10^8$
Longitud (m)	$1.5\ 10^4$	$2.4\ 10^4$
Profundidad boca (m)	31	52
Ancho boca (m)	$3.5\ 10^2$	$6.3\ 10^3$
Prisma de marea (m^3)	$8.2\ 10^7$	$4.1\ 10^7$
Vol. mareal / Vol. total	33%	12%
Veloc. de marea ($m\ s^{-1}$)	$4\ 10^{-1}$	$8\ 10^{-2}$
Excursión de marea (m)	$9\ 10^3$	$2\ 10^3$
Q río (media anual, $m^3\ s^{-1}$)	6	50
Q rio / Vol. total	$2.5\ 10^{-8}$	$1.5\ 10^{-8}$

Tabla 3.VI: Resumen de las características estuáricas correspondientes a la Ría de Ferrol y a un promedio para las Rías Baixas.

Es importante tener en cuenta que, a pesar de que la descarga media del río en la Ría de Ferrol es mucho menor (~ 6 $m^3 s^{-1}$) que la de las Rías Baixas (~ 50 $m^3 s^{-1}$), la relación entre la descarga del río y el volumen de agua en el estuario es 1.7 veces mayor en la Ría de Ferrol. Esto indica que el efecto que puede tener el río que desemboca en la Ría Ferrol es, sin duda, comparable al efecto que pueden tener los ríos correspondientes a las Rías Baixas. Sin embargo, en el caso de Ferrol, la influencia hidrodinámica de la descarga del río sólo es importante en la parte interna y media del estuario, mientras que en el estrecho se observan condiciones de estuario bien mezclado a lo largo de todo el año, incluso bajo condiciones de descarga del río alta. Esto se debe a que, como se verá en el capítulo 7, la estructura del estrecho de Ferrol refuerza el proceso de mezcla que genera la marea.

3.6. Caracterización termohalina de las rías

Como se ha dicho en la sección 3.5, las Rías Baixas se comportan como estuarios parcialmente estratificados durante todo el año. Sin embargo, la parte media de la Ría de Ferrol puede ser parcialmente estratificada o bien mezclada dependiendo de la descarga del río, mientras que la zona del estrecho se comporta como bien mezclada durante todo el año.

3.6.1. Rías Baixas

En las Rías Baixas, la estratificación parcial se mantiene todo el año debido al aporte de agua dulce en invierno y al calentamiento solar en verano. Durante el invierno, se suele presentar una inversión térmica mostrando un aumento de la temperatura a medida que crece la profundidad. Este fenómeno que suele alcanzar su máximo en enero, se debe al enfriamiento que sufren las capas superficiales de la columna de agua en contacto con la atmósfera. En verano, debido al calentamiento solar las capas superficiales aumentan su temperatura mientras que en las capas del fondo se produce un intenso enfriamiento debido al afloramiento.

3.6.1.1. Promedios anuales

Para analizar la evolución anual de la temperatura, se ha considerado la temperatura media mensual inter-anual en la boca norte y sur de las tres Rías Baixas (figura 3.15 y 3.16 respectivamente). Para cada ría se han usado dos representaciones. Los contornos muestran el comportamiento en conjunto y las líneas muestran los valores extremos: superficie (gris) y fondo (negro). Las barras de error corresponden a la desviación estándar.

En la boca norte de las tres rías (figura 3.15), se puede observar una inversión térmica caracterizada por el aumento de la temperatura con la profundidad desde noviembre hasta marzo. Este comportamiento es coherente con el forzamiento climático y el aporte de agua dulce debido a que en invierno, la temperatura del aire y del agua que entra en el estuario es menor que la temperatura del agua del mar, provocando un enfriamiento del agua en la superficie. Este enfriamiento superficial afecta también a las capas subsuperficiales disminuyendo su efecto a medida que la profundidad aumenta. Durante la inversión térmica, se pueden observar valores de temperatura similares en las Rías de Vigo y Pontevedra, con un gradiente $\Delta T=T^{superficie}-T^{fondo}$ = -1 ºC. Sin embargo, la Ría de Arousa muestra ligeras diferencias cerca de la superficie alcanzando valores más bajos (entre 12.5-13 ºC) que las otras dos rías, ΔT= - 2 ºC. Esta situación se puede explicar mediante la combinación de dos factores externos: la descarga del río, que es la más alta de las Rías Baixas (ver sección 3.4), y la temperatura del aire, que alcanza sus valores mínimos en diciembre y enero.

Durante el resto del año, se puede observar un gradiente térmico desde el fondo hasta la superficie para todas las rías. La temperatura cerca del fondo disminuye de abril a julio-agosto, debido a la presencia de una masa de agua fría (ENACW, ver sección 3.1) y aumenta durante septiembre alcanzando su máximo valor en octubre, cuando la masa de agua fría observada previamente es reemplazada por agua más cálida (Prego *et al*., 2001). El mayor gradiente vertical de temperatura se observa en verano en las tres rías (ΔT= 3.5 ºC) debido al calentamiento progresivo de la superficie por radiación solar y a la presencia de ENACW cerca del fondo relacionada con el afloramiento.

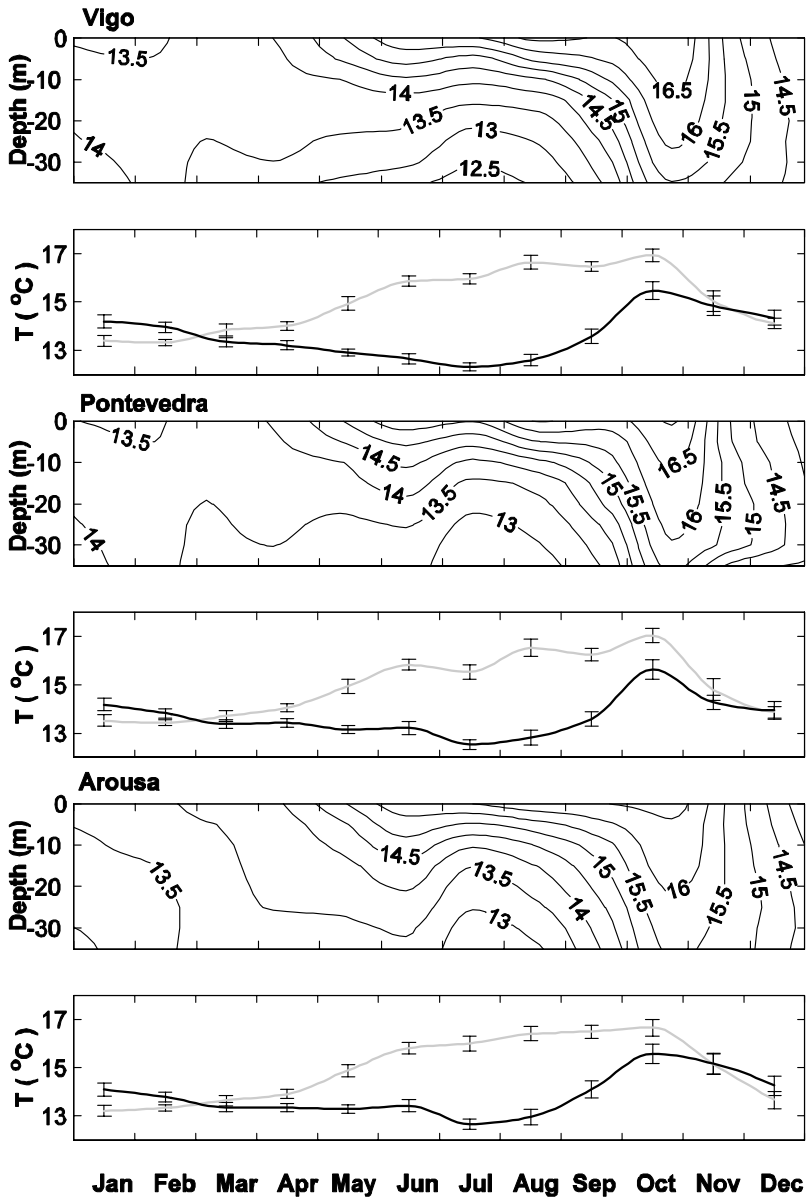


Figura 3.15: Contornos de temperatura y valores extremos medidos en las bocas norte de las tres Rías Baixas. La línea correspondiente a la superficie se representa en gris y la correspondiente al fondo en negro.

La temperatura alcanza su valor máximo a todas las profundidades en octubre debido a la presencia de agua más cálida en la plataforma (Prego *et al*., 2001). Este valor es ligeramente más bajo en la Ría de Arousa que en las demás, especialmente en superficie. Esto se puede explicar en términos de la descarga del río y de la temperatura del aire. En octubre, la descarga del río es mucho mayor que en los meses previos (ver sección 3.4) y la temperatura del aire disminuye con respecto a los meses de verano. Como la Ría de Arousa tiene la mayor descarga del río de todas las Rías Baixas, esto hace que la temperatura superficial del estuario disminuya durante este periodo.

La temperatura media mensual inter-anual correspondiente a las bocas sur se ha representado en la figura 3.16. En este caso los patrones de temperatura siguen un patrón similar al observado en las bocas norte. Se observa una inversión térmica máxima en enero, con ΔT= -1 ºC. Durante la inversión térmica, la temperatura superficial es más alta en las bocas sur que en las bocas norte debido al desplazamiento del agua dulce hacia la costa norte por el efecto de Coriolis (Ruiz-Villarreal *et al*., 2002).
La inversión térmica desaparece en marzo y las temperaturas entre abril y octubre son similares a las descritas anteriormente para las bocas norte (figura 3.16) mostrando el efecto del calentamiento solar y la entrada de agua oceánica, que es más fría en verano y más cálida en otoño. En esta caso, para las tres rías se obtienen ΔT= 4 ºC.

Comparando las dos bocas de cada ría, se observa que la temperatura superficial es similar, mientras que la temperatura cerca del fondo es menor en la boca sur. Esta diferencia se puede explicar mediante las diferentes profundidades (las bocas sur son considerablemente más profundas) y mediante la diferente orientación de las bocas (la boca sur está alineada con el eje principal de la ría, mientras la boca norte se abre en dirección noroeste) que afectan a la circulación del agua (Souto *et al*., 2003).

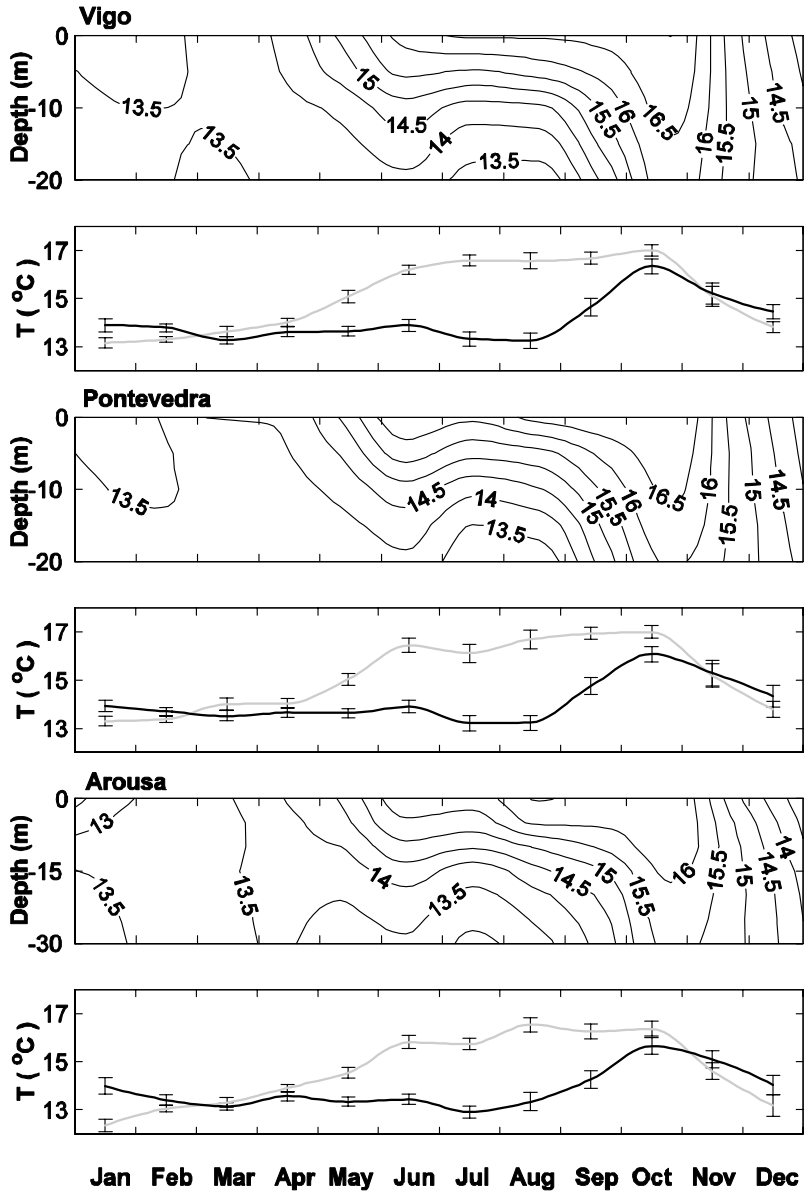


Figura 3.16: Contornos de temperatura y valores extremos medidos en las bocas sur de las tres Rías Baixas. La línea correspondiente a la superficie se representa en gris y la correspondiente al fondo en negro.

Al igual que la temperatura, también se ha analizado la evolución anual de la salinidad. En la figura 3.17 se ha representado la salinidad media mensual inter-anual correspondiente a las bocas norte. En las tres rías se puede observar como los valores de salinidad aumentan desde la superficie hasta el fondo a lo largo de todo el año.

La diferencia de salinidad entre la superficie y el fondo es mayor durante el invierno que durante el verano siguiendo el patrón normal de la lluvia. En enero, se observa un gradiente de salinidad máximo para las tres rías, alcanzando valores de $\Delta S= 2.2$ en las Rías de Vigo y Pontevedra y $\Delta S= 4.5$ en la Ría de Arousa donde el aporte de agua dulce es mayor.

La salinidad media mensual en las bocas sur (figura 3.18) muestra un comportamiento similar al observado en las bocas norte. Las tres rías son similares desde capas subsuperficiales (5 m) hasta el fondo al igual que las bocas norte.

El agua superficial es ligeramente diferente dependiendo de la ría, con valores de salinidad más bajos en la Ría de Arousa, donde la descarga del río es mayor. En las tres rías se observa un máximo gradiente de salinidad en enero con valores de $\Delta S = 2$ en las Rías de Vigo y Pontevedra y $\Delta S = 3$ en la Ría de Arousa.

Comparando las dos bocas de la misma ría, se puede observar que el agua superficial es más salina en las bocas sur, lo que es consistente con el desplazamiento del agua dulce hacia la boca norte debido al efecto de Coriolis.

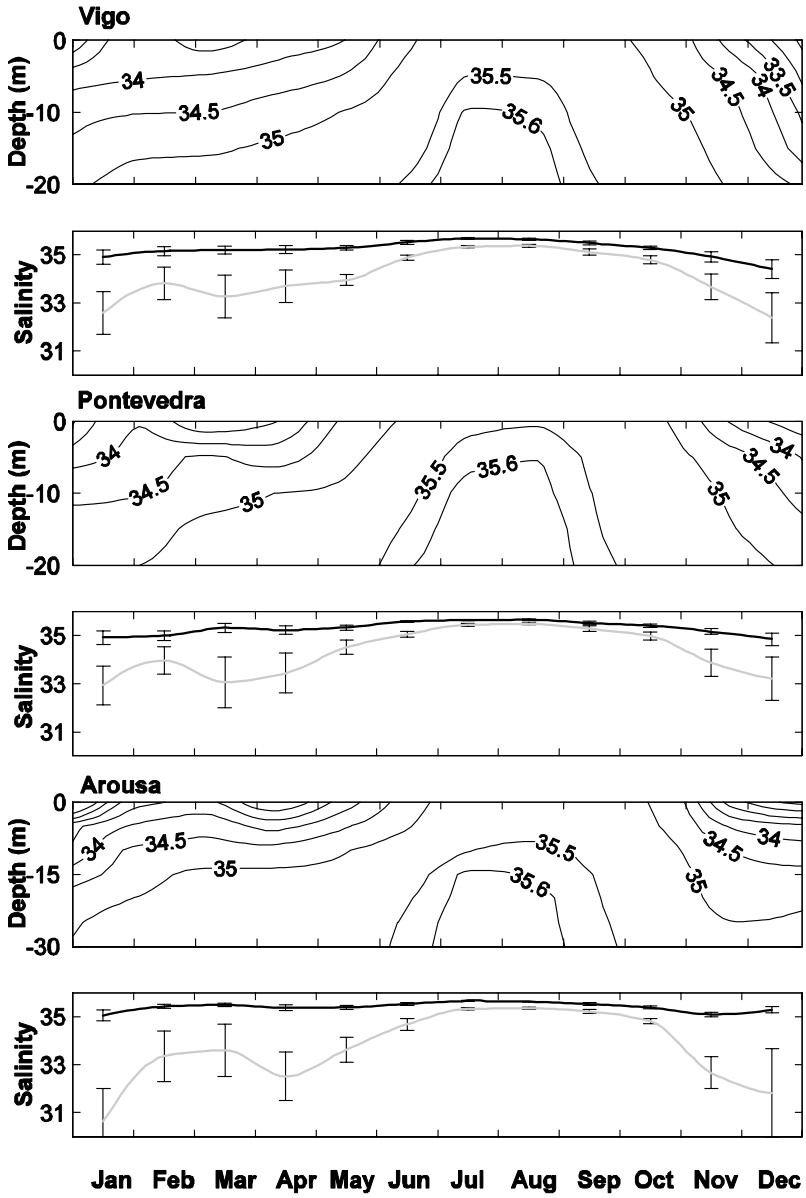


Figura 3.17: Contornos de salinidad y valores extremos medidos en las bocas norte de las tres Rías Baixas. La línea correspondiente a la superficie se representa en gris y la correspondiente al fondo en negro.

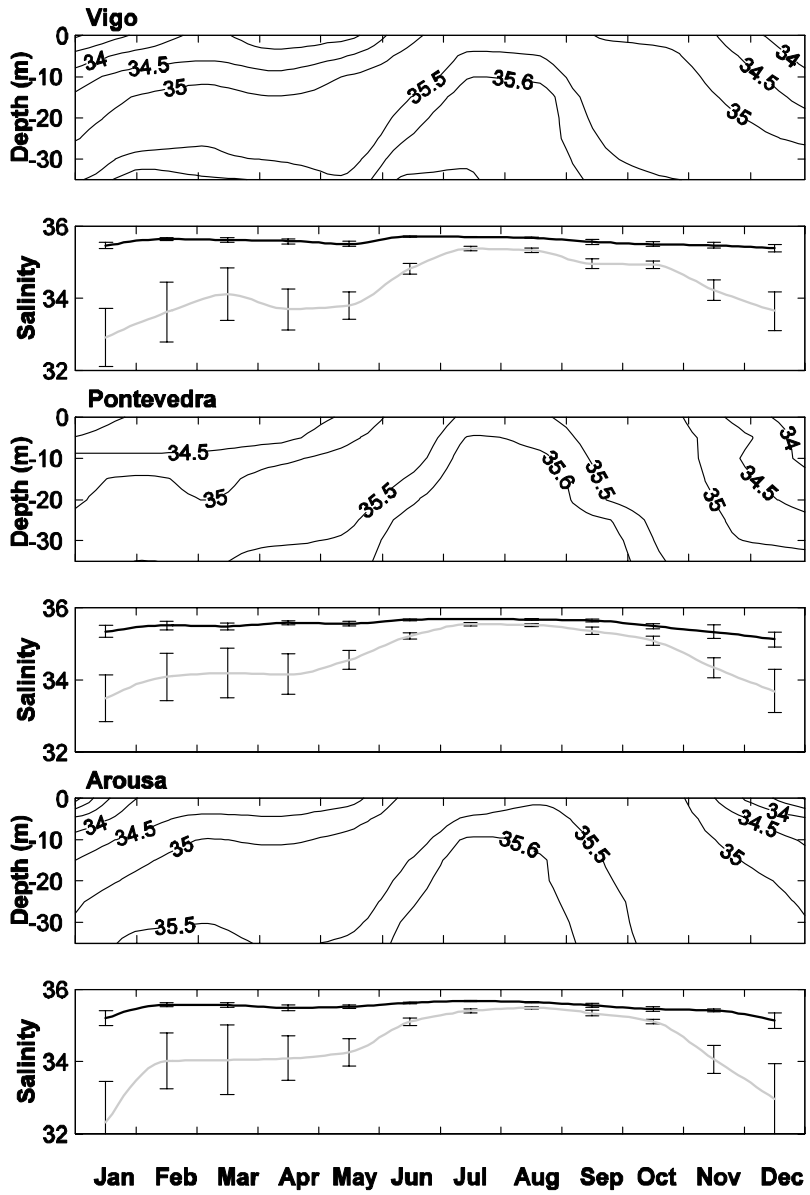


Figura 3.18: Contornos de salinidad y valores extremos medidos en las bocas sur de las tres Rías Baixas. La línea correspondiente a la superficie se representa en gris y la correspondiente al fondo en negro.

3.6.1.2. Desviaciones respecto al comportamiento promedio

En la figura 3.19 se ha representado una serie temporal de la temperatura correspondiente a datos medidos durante cinco años (octubre 1997 - octubre 2002) cerca de la superficie y cerca del fondo (35 m) de la boca sur de la Ría de Vigo (puntos). También se ha incluido la media mensual inter-anual (línea), que ha sido calculada promediando desde 1997 hasta 2002 y se ha representado como un año perpetuo. En esta figura, se puede observar como la temperatura superficial aumenta de abril a octubre y disminuye al final del año. La temperatura cerca del fondo disminuye de diciembre a agosto y aumenta de agosto a noviembre. Comparando ambas señales de temperatura, se observa que los datos reales siguen prácticamente el mismo patrón que la media mensual inter-anual. En las otras dos Rías Baixas, se ha observado el mismo comportamiento.

Para cuantificar la separación entre una señal real y una señal promediada de una variable A, se puede considerar la función $NSR(A) = \left[\sum_{i=1}^{N} \frac{\left| A(t_i) - \overline{A}(t_i) \right|}{N} \Big/ \left(\max\left(\overline{A}(t_i)\right) - \min\left(\overline{A}(t_i)\right) \right) \right] \times 100$, donde $\overline{A}(t_i)$ representa la media inter-anual de A para un día t_i. Para las tres rías se obtuvieron valores de *NSR(T)* de aproximadamente 30% sin ninguna dependencia con la profundidad.

Al igual que la temperatura, también se ha analizado la evolución estacional de la salinidad. En la figura 3.20 se representa la serie temporal de la salinidad superficial medida en la boca sur de la Ría de Vigo (puntos), correspondiente al mismo periodo para el que se han considerado los datos de temperatura (1997-2002). También se representa la media mensual inter-anual calculada (línea). Par la salinidad se obtuvieron valores de *NSR(S)* alrededor de 50%. En el resto de las rías se observaron valores similares. En este caso, la desviación de la señal de salinidad respecto a la media inter-anual es mayor que para el caso de la temperatura. Esto se debe a que la salinidad es más dependiente de las anomalías en la lluvia.

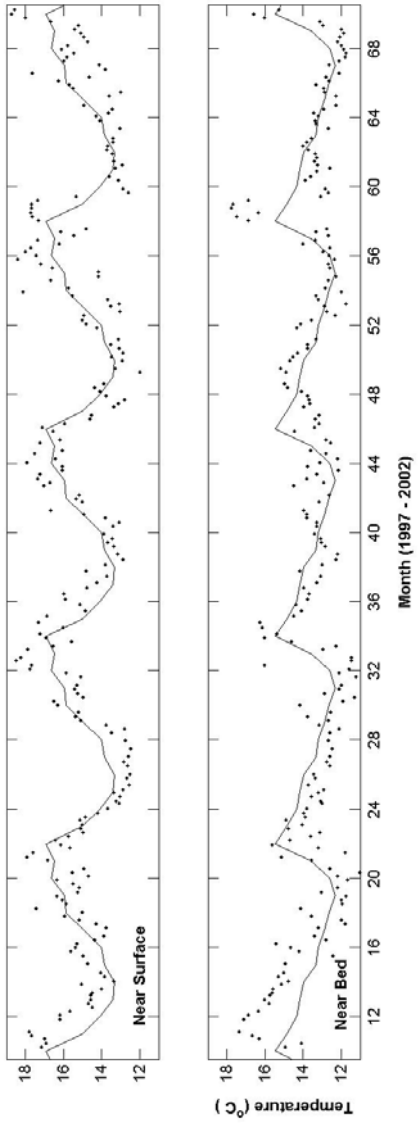


Figura 3.19: Serie temporal de la temperatura medida cerca de la superficie y cerca del fondo (35 m) en la boca sur de la Ría de Vigo (puntos) desde 1997 hasta 2002. También se ha incluido la línea que representa la media mensual inter.-anual.

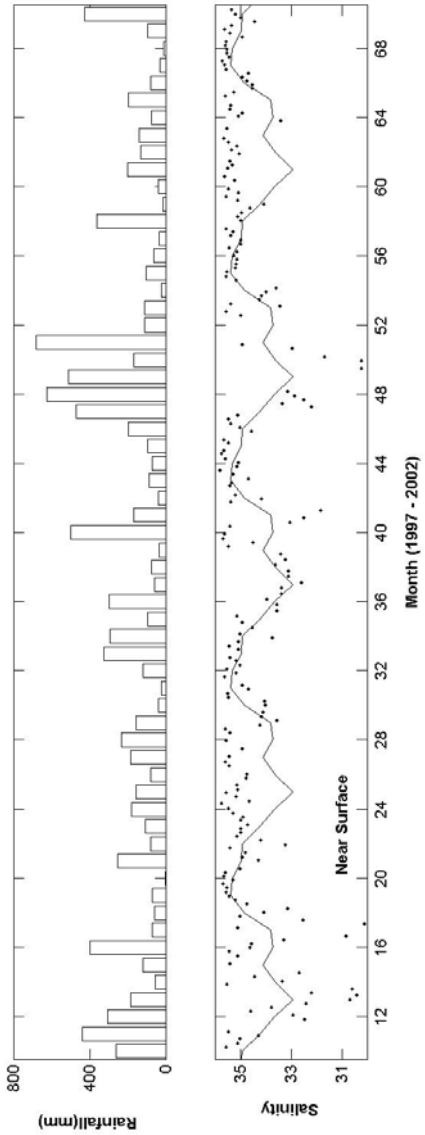


Figura 3.20: Precipitación mensual desde octubre de 1997 hasta octubre de 2002 (barras). Serie temporal de la salinidad superficial (puntos) medida en la Ría de Vigo y media mensual inter.-anual (línea).

En particular, la media mensual de la lluvia (parte superior de la figura 3.20) pone de manifiesto que eventos de precipitaciones elevadas como los que se han medido desde noviembre de 1997 hasta enero de 1998 (meses 11-13) o desde diciembre de 2000 hasta enero de 2001 (meses 48-49) dan lugar a valores de salinidad anormalmente bajos, que están lejos de los valores de la media inter-anual.

Estos valores están en contraste con los periodos de invierno (principios de 1999 –meses 37-39- o principios de 2002 –meses 61-63-) con menores precipitaciones y valores de salinidad más elevados cerca de la superficie. Este desacuerdo entre valores particulares y valores medios disminuye con la profundidad ya que el efecto de la salinidad se hace menos importante.

3.6.2. Ría de Ferrol

Al contrario que en las Rías Baixas, la estratificación de la Ría de Ferrol depende de la descarga del río. Para analizar la distribución espacial de las variables termohalinas en el interior de la ría, se han representado los contornos de densidad (figura 3.21(a,b)) promediados a un periodo de marea para una situación de descarga del río alta (7.8 m^3 s^{-1}) y descarga del río baja (0.4 m^3 s^{-1}).

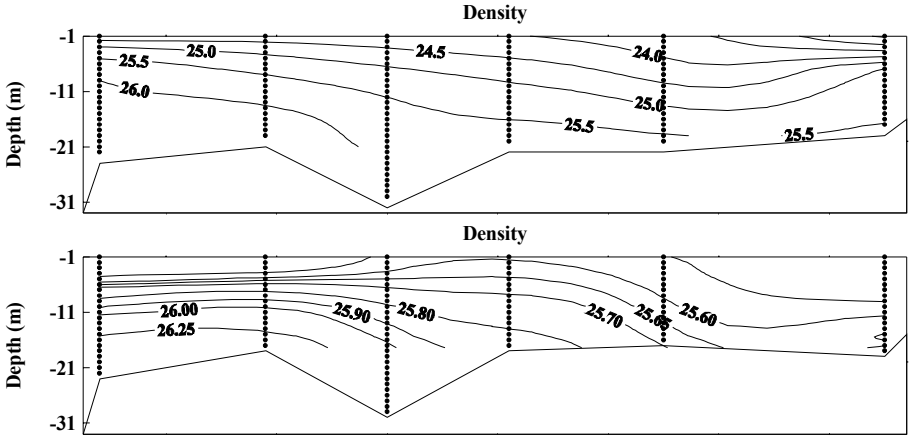


Figura 3.21: Contornos de densidad (σ_t) en la Ría de Ferrol bajo condiciones de descarga del río alta (7.8 m3 s^{-1}) (a) y baja (0.4 m3 s^{-1}) (b). Los puntos representan las profundidades de medida en las estaciones distribuidas a lo largo del canal de la ría (ver figura 2.4).

En la figura 3.21(a) se pueden observar valores de densidad (σ_t) que varían desde 26 cerca del fondo en la boca de la ría hasta 23.5 cerca de la superficie en la parte media del estuario. El efecto del río sólo es observable hasta la estación 4 con valores de densidad de aproximadamente 24 cerca de la superficie. La situación bajo condiciones de descarga del río baja es bastante diferente (figura 3.21(b)) con valores de densidad que varían desde 26.25 cerca del fondo en la boca del estuario hasta aproximadamente 25.5 cerca de la superficie en la parte media del estuario.

3.7. Respuesta de los estuarios a los forzamientos externos

En esta sección se van a llevar a cabo dos análisis diferentes. En primer lugar se tendrá en cuenta la correlación entre las variables oceanográficas (salinidad y temperatura) y los factores atmosféricos (viento, temperatura del aire y precipitación) por comparación directa entre las series temporales. En segundo lugar, se estudiarán las variaciones sub-estacionales de las propiedades oceanográficas de las diferentes rías mediante el método de *Empirical Orthogonal Functions* (EOF). Estos análisis solo se realizarán teniendo en cuenta las Rías Baixas, tanto la boca sur como la boca norte, debido a que para estas rías se dispone de datos de las variables oceanográficas durante un extenso periodo de tiempo (1997-2002). La temperatura del aire corresponde a la medida en las Islas Cies (ver capítulo 2) y la precipitación es el resultado de promediar los valores correspondientes a cuatro estaciones meteorológicas situadas cerca de la desembocadura de los principales ríos que desembocan en las Rías Baixas (ver capítulo 2). Con respecto al viento, se ha utilizado el arrastre a lo largo de la costa (τ_y), que se ha determinado a partir del campo de presiones atmosféricas en el punto 43º N, 11º W. Esto evita la utilización de los relativamente escasos datos de viento medidos *in situ* (Nezlin *et al*., 2004). En ambos análisis, el arrastre del viento (τ_y) se ha correlacionado con la salinidad y la temperatura cerca del fondo, mientras que la precipitación y la temperatura del aire se han correlacionado con la salinidad y la temperatura superficial.

Antes de calcular las correlaciones entre las propiedades oceanográficas y los factores meteorológicos es necesario saber si estos factores están

correlacionados entre sí. Para llevar a cabo estas correlaciones se ha utilizado el coeficiente de correlación ($r_{x,y}$) entre dos variables (ver Anexo D). De la correlación entre el arrastre del viento a lo largo de la costa (τ_y) y la precipitación (Pr) se ha obtenido un coeficiente de 0.58, entre el arrastre del viento y la temperatura del aire (T_{air}) -0.26 y entre la temperatura del aire y la precipitación -0.31. Todas las correlaciones se deben a los ciclos estacionales. El invierno se corresponde principalmente con arrastres del viento a lo largo de la costa positivos (en dirección norte), altas precipitaciones y bajas temperaturas del aire, mientras que el verano se caracteriza por arrastres del viento negativos (en dirección sur), bajas precipitaciones y altas temperaturas del aire.

En la tabla 3.VII se muestra la correlación entre las series temporales correspondientes a las variables oceanográficas y a los factores atmosféricos. Se observa una importante correlación negativa, alrededor de -0.5, entre la salinidad del fondo y el arrastre del viento a lo largo de la costa. Es importante destacar que valores negativos de τ_y están relacionados con eventos de afloramiento que introducen agua de salinidad elevada en el interior de los estuarios. Al comparar la temperatura del fondo con el arrastre, se puede observar un patrón similar, aunque la correlación es positiva en este caso, debido a que los eventos de afloramiento introducen agua fría en los estuarios. La correlación de la temperatura es significativamente menor en las bocas norte, que son menos profundas y donde el resto de los factores meteorológicos, que actúan en la superficie, pueden afectar a las propiedades del fondo. Entre la salinidad superficial y la precipitación se observa un importante correlación negativa alrededor de -0.5. Por último, se puede comprobar que existe una alta correlación entre la temperatura superficial y la temperatura del aire de aproximadamente 0.7. La correlación que se observa entre la salinidad superficial y la temperatura del aire se debe a la correlación entre los factores meteorológicos.

Como se ha comentado anteriormente, también se van a estudiar las variaciones sub-estacionales de las propiedades oceanográficas de las diferentes rías mediante el método de *Empirical Orthogonal Functions* (EOF). Este método descompone la variabilidad espacio-temporal en un grupo de funciones ortogonales y las correspondientes componentes principales. Cada una de estas funciones ortogonales se ordena según su variación temporal, de manera que la

suma es una reconstrucción próxima a la señal inicial. La metodología se describe en Preisendorfer (1988).

	τ_y	Pr	T_{air}
S^S_{Vigo}	-0.48	-0.52	0.26
S^N_{Vigo}	-0.55	-0.53	0.30
$S^S_{Pontevedra}$	-0.53	-0.54	0.30
$S^N_{Pontevedra}$	-0.47	-0.50	0.34
S^S_{Arousa}	-0.42	-0.48	0.30
S^N_{Arousa}	-0.54	-0.52	0.30
T^S_{Vigo}	0.43	-	0.67
T^N_{Vigo}	0.21	-	0.73
$T^S_{Pontevedra}$	0.41	-	0.64
$T^N_{Pontevedra}$	0.20	-	0.68
T^S_{Arousa}	0.34	-	0.67
T^N_{Arousa}	0.28	-	0.70

Tabla 3.VII: Coeficientes de correlación entre los factores meteorológicos y las variables oceanográficas (salinidad –S- y temperatura –T-). El arrastre del viento a lo largo de la costa (τ_y) está correlacionado con la salinidad y la temperatura del fondo; la precipitación (Pr) y la temperatura del aire (T_{air}) están correlacionadas con la salinidad y la temperatura superficial. Los superíndices S y N se refieren a las bocas sur y norte respectivamente. Solo se muestran valores significativos del coeficiente ($p<0.05$).

Para realizar el análisis de EOF se considerará la correlación entre las componentes principales de los modos más importantes correspondientes a las anomalías estacionales en las variables oceanográficas y las anomalías estacionales de los factores meteorológicos. Las anomalías estacionales en la salinidad y la temperatura se han calculado quitando el ciclo estacional medio de las series temporales sobre toda la columna de agua, tanto en la boca norte como en la boca sur de cada ría. Las anomalías en las variables meteorológicas se han obtenido restando el ciclo estacional medio de los datos meteorológicos diarios, que previamente han sido suavizados usando una media móvil a siete días.

El análisis EOF correspondiente a las diferentes rías y bocas muestra la existencia de un primer modo responsable de aproximadamente el 70% de la variación de las propiedades de la columna de agua (salinidad y temperatura), un segundo modo responsable de aproximadamente el 10% y el resto de los modos con valores por debajo del 5%. Debido a este hecho, se ha considerado que solo el primer modo proporciona una contribución importante y el resto contribuyen muy poco a la variabilidad total. Además, no siguen un patrón claro y muestran unas correlaciones despreciables con los factores meteorológicos.

La tabla 3.VIII corresponde a la correlación entre el primer modo del análisis EOF de las anomalías en salinidad y temperatura y las anomalías en los factores meteorológicos.

	τ_y	Pr	T_{air}
S^S_{Vigo}	-0.48	-0.60	-
S^N_{Vigo}	-0.43	-0.58	-
$S^S_{Pontevedra}$	-0.50	-0.59	-
$S^N_{Pontevedra}$	-0.41	-0.55	-
S^S_{Arousa}	-0.40	-0.51	-
S^N_{Arousa}	-0.45	-0.55	-
T^S_{Vigo}	0.32	0.28	0.23
T^N_{Vigo}	0.30	0.20	0.22
$T^S_{Pontevedra}$	0.31	0.28	0.22
$T^N_{Pontevedra}$	0.27	0.22	0.18
T^S_{Arousa}	0.29	0.27	0.19
T^N_{Arousa}	0.27	0.26	0.25

Tabla VIII: Coeficientes de correlación entre el primer modo EOF de las variables oceanográficas (salinidad –S- y temperatura –T-) y las anomalías de los factores meteorológicos: arrastre del viento a lo largo de la costa (τ_y), precipitación (Pr) y temperatura del aire (T_{air}). Los superíndices S y N se refieren a las bocas sur y norte respectivamente. Solo se muestran valores significativos del coeficiente ($p<0.05$).

El primer modo de la salinidad muestra una correlación negativa significante (~ -0.45) con el arrastre del viento. Esto refleja el hecho mencionado anteriormente de que valores negativos de τ_y están relacionados con eventos de afloramiento

que introducen agua salina en los estuarios. La correlación entre el primer modo de la temperatura y τ_y es positivo (0.30) y también se debe a la entrada de agua fría causada por el afloramiento. La correlación negativa entre el primer modo de la salinidad y la precipitación también es significativa, aproximadamente -0.55. La correlación positiva observada entre el primer modo de la temperatura y la precipitación (0.25) se debe a la correlación con el resto de los factores meteorológicos. Por último, la correlación entre el primer modo de la temperatura y la temperatura del aire es sorprendentemente baja, especialmente comparada con la correlación que se observa en la tabla 3.VII. Es importante tener en cuenta que el análisis EOF corresponde a las anomalías (patrones sub-estacionales) y proporciona información sobre toda la columna de agua en lugar de sobre los valores superficiales tal y como se representa en la tabla 3.VII. Por lo tanto, se puede decir que la columna de agua depende de τ_y y de la temperatura del aire.

Capítulo 4

Efecto del viento en la plataforma: Transporte de Ekman

Como ya se ha mencionado en el capítulo 1, el viento es normalmente la principal fuente de energía en el océano abierto y en la mayor parte de las zonas costeras. Este viento es capaz de generar una circulación superficial que se puede explicar mediante el conocido transporte de Ekman. Este transporte permite caracterizar el fenómeno de afloramiento que, como se verá en el capítulo 5, es una de las características más importantes de los estuarios gallegos.

En este capítulo se va a hacer un estudio del transporte de Ekman a lo largo de la costa gallega a partir de datos de viento obtenidos de dos fuentes de datos, METEOGALICIA y QuikSCAT, de manera que permitirá conocer las diferencias y similitudes entre las diferentes zonas costeras.

4.1. Fuentes de datos

Para analizar el transporte de Ekman a lo largo de la plataforma gallega se van a utilizar dos fuentes de datos de viento, METEOGALICIA y QuikSCAT (ver Anexos B y C). Se dispone de datos de viento de METEOGALICIA desde noviembre de 2001 hasta la actualidad, mientras que en el caso de QuikSCAT hay datos disponibles desde julio de 1999 hasta la actualidad. Para trabajar con periodos anuales completos, en el caso de METEOGALICIA se considerarán los datos entre noviembre de 2001 y octubre de 2004 y en el caso de QuikSCAT entre noviembre de 1999 y octubre de 2004. Hay que tener en cuenta que, a pesar de que los datos proporcionados por METEOGALICIA y QuikSCAT están tomados a la misma altura de referencia (10 m), en el primer caso estos datos provienen de un modelo numérico mientras que en el segundo

corresponden a medidas reales. En cuanto a la periodicidad, METEOGALICIA proporciona datos horarios y QuikSCAT semidiurnos. Para poder comparar ambas fuentes, se han calculado medias diarias de manera que la comparación se hará día a día. La malla de datos de METEOGALICIA tiene su origen en el punto 41.0º N, 349.5º E y su final en el punto 44.5º N, 354.0º E con una resolución de 10 x 10 km. Sin embargo, QuikSCAT proporciona una cobertura global, con una resolución de aproximadamente 0.25 x 0.25 º, lo que permite elegir una determinada malla según la zona de interés. Además, METEOGALICIA proporciona datos utilizables en las proximidades de la costa mientras que QuikSCAT no. En cuanto a los errores en los datos de viento, en el caso de METEOGALICIA son difíciles de determinar debido a que estos proceden de un modelo, sin embargo los datos de QuikSCAT tienen un error de 2 m s^{-1} en magnitud y de 20º en dirección.

A partir de los datos de viento proporcionados por ambas fuentes se ha calculado el transporte de Ekman (ver capítulo 1, ecuación 1.13). Hasta la actualidad, para caracterizar este transporte, y por lo tanto el fenómeno de afloramiento en la costa gallega (ver capítulo 1), se han utilizado datos de viento geostrófico obtenidos en el punto 43º N 11º W (Lavin *et al*., 1991; 2000) situado frente a Cabo Finisterre. Esta base de datos se puede considerar como una fuente de datos histórica, por lo que en primer lugar se va a hacer una comparación entre estos datos y los datos obtenidos por cada una de las fuentes que se van a utilizar. De esta forma, se han calculado las componentes del transporte de Ekman durante los periodos de tiempo disponibles en cada fuente de datos en el punto 43º N, 11º W y se han comparado con los datos históricos. Para realizar la comparación se ha tenido en cuenta el coeficiente de correlación ($r_{x,y}$) entre dos variables (x,y) y el factor α_0 (ver Anexo D). El coeficiente de correlación permite determinar la relación entre dos variables indicando si tienen o no la misma tendencia, mientras que el factor α_0 proporciona una relación entre las amplitudes de dos variables. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 4.I. Estos dos valores se han calculado en las dos direcciones del transporte de Ekman teniendo en cuenta la relación entre los datos de METEOGALICIA (variable *x*) y los datos históricos (variable *y*) (fila 1, tabla 4.I), así como la relación entre los datos de QuikSCAT (variable *x*) y los históricos (variable *y*) (fila 2, tabla 4.I). El coeficiente de correlación toma valores de

aproximadamente 0.6 lo que indica una buena concordancia entre los datos correspondientes a las fuentes que se van a utilizar y los datos históricos. En el caso de METEOGALICIA *vs* base histórica, el factor α_0 toma valores por debajo de uno en ambas direcciones del transporte de Ekman, de lo que se observa que los datos de METEOGALICIA están por debajo de los correspondientes a la base histórica. Sin embargo, en el caso de QuikSCAT *vs* base histórica este factor toma un valor por encima de 1 en la componente *x* del transporte y por debajo de 1 en la componente *y*.

	Q_x		Q_y	
	$r_{x,y}$	α_0	$r_{x,y}$	α_0
METEOGALICIA *vs* Histórico	0.60	0.88	0.62	0.73
QuikSCAT *vs* Histórico	0.51	1.29	0.59	0.92

Tabla 4.I: Comparación de ambas componentes del transporte de Ekman obtenidas a partir de los datos históricos y a partir de METEOGALICIA y QuikSCAT.

4.2. Transporte de Ekman

Para caracterizar el transporte de Ekman a lo largo de la costa gallega, se tendrán en cuenta las dos fuentes de datos de viento mencionadas en la sección anterior por separado. En primer lugar se hará un análisis detallado teniendo en cuenta los datos de viento proporcionados por METEOGALICIA para el periodo noviembre de 2001 hasta octubre de 2004 (Gomez-Gesteira *et al*., 2005a). En segundo lugar se estudiará el transporte de Ekman obtenido a partir de los datos de viento del satélite QuikSCAT durante el periodo noviembre de 1999 hasta octubre de 2004 (Gomez-Gesteira *et al*., 2005b).

4.2.1. METEOGALICIA

4.2.1.1. Evolución temporal

A partir de los datos de viento procedentes de esta fuente se han calculado las

componentes del transporte de Ekman (Q_x, Q_y) en nueve puntos situados a lo largo de la costa gallega a aproximadamente 75 km (figura 4.1), desde noviembre de 2001 hasta octubre de 2004. Los tres primeros puntos se han situado en la costa oeste, entre el estuario del Miño y Cabo Finisterre (42º N, 350.2º E; 42.5º N, 350º E; 43º N, 349.77º E). Otros tres puntos se han situado en la costa intermedia, entre Cabo Finisterre y Cabo Ortegal (43.67º N, 350.20º E; 43.91º N, 350.80º E; 44.25º N, 351.40º E). Los tres últimos se encuentran en la costa norte desde Cabo Ortegal hasta Cabo Peñas (en la costa de Asturias) (44.50º N, 352.30º E; 44.50º N, 353.0º E; 44.50º N, 353.80º E).

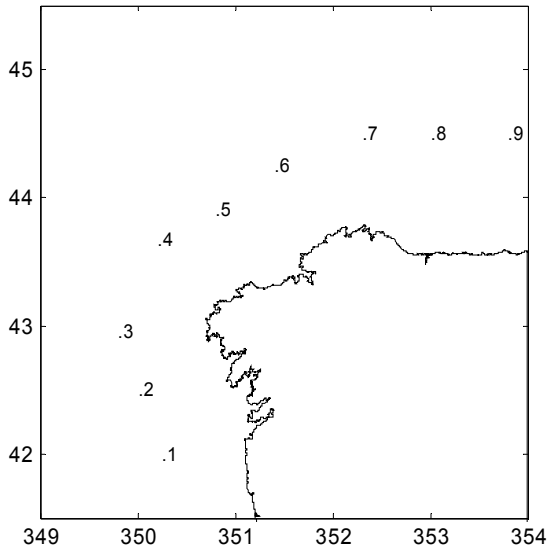


Figura 4.1: Posición de las estaciones en las que se ha calculado el transporte de Ekman. Pto. 1: 42º N, 350.2º E, pto. 2: 42.5º N, 350º E, pto. 3: 43º N, 349.77º E, pto. 4: 43.67º N, 350.20º E, pto. 5: 43.91º N, 350.80º E, pto. 6: 44.25º N, 351.40º E, pto. 7: 44.50º N, 352.30º E, pto. 8: 44.50º N, 353.0º E, pto. 9: 44.50º N, 353.80º E. Estas estaciones están situadas aproximadamente a 75 km de la costa.

En ambos casos se ha considerado una media móvil a 90 días y un filtro pasa baja para suavizar la señal. En las figuras 4.2 y 4.3 se muestran las componentes del transporte de Ekman en la dirección *x* y en la dirección *y* respectivamente.

Las direcciones de las componentes del transporte se definen según un eje de coordenadas de manera que, valores positivos de Q_x indican transporte hacia el este y valores negativos, hacia el oeste. En el caso de la componente Q_y, valores positivos indican transporte hacia el norte y valores negativos hacia el sur. Las figuras 4.2(a) y 4.3(a) corresponden a los tres puntos situados en la costa oeste, las figuras 4.2(b) y 4.3(b) a los tres situados en costa intermedia y la 4.2(c) y 4.3(c) a los situados en la costa norte.

En la figura 4.2 se puede comprobar como los nueve puntos muestran el mismo comportamiento de manera que los valores máximos, asociados con vientos de componente sur, se observan a finales y a comienzos del año, mientras que los valores mínimos, asociados con vientos de componente norte, se encuentran aproximadamente en la mitad del periodo anual. Además, la posición de los valores máximos, así como la de los valores mínimos, es equivalente en las tres zonas de costa ya que las componentes del transporte de Ekman son componentes estacionales debidas a parámetros meteorológicos externos. Los seis primeros puntos (figura 4.1) muestran un patrón similar a lo largo de todo el periodo con valores de Q_x que aumentan desde los puntos situados más al sur (línea roja) hacia los situados más al norte (línea azul). Es decir, tanto en la costa oeste como en la costa intermedia, a medida que la posición de los puntos va cambiando desde el situado más al sur (punto 1 y 4, figura 4.1) hacia el situado más al norte (punto 3 y 6, figura 4.1) los valores de la componente Q_x aumentan. En los tres puntos situados en la costa norte se observa un comportamiento distinto de manera que esta componente disminuye desde el oeste (punto 7) hacia el este (punto 9). Durante todo el periodo de tiempo del que se dispone de datos, se puede observar como a lo largo de toda la costa los dos primeros años presentan una amplitud de variación similar, mientras que el último tiene una amplitud menor. Además, en la costa oeste el comportamiento de la componente Q_x es prácticamente simétrico, con el mismo número de valores positivos que negativos. A medida que la posición de los puntos se desplaza hacia la costa norte, los valores negativos prácticamente desaparecen desplazándose hacia la parte positiva. También es posible comprobar que, durante los tres años, esta componente muestra una mayor amplitud en la costa oeste que va disminuyendo hacia la costa norte.

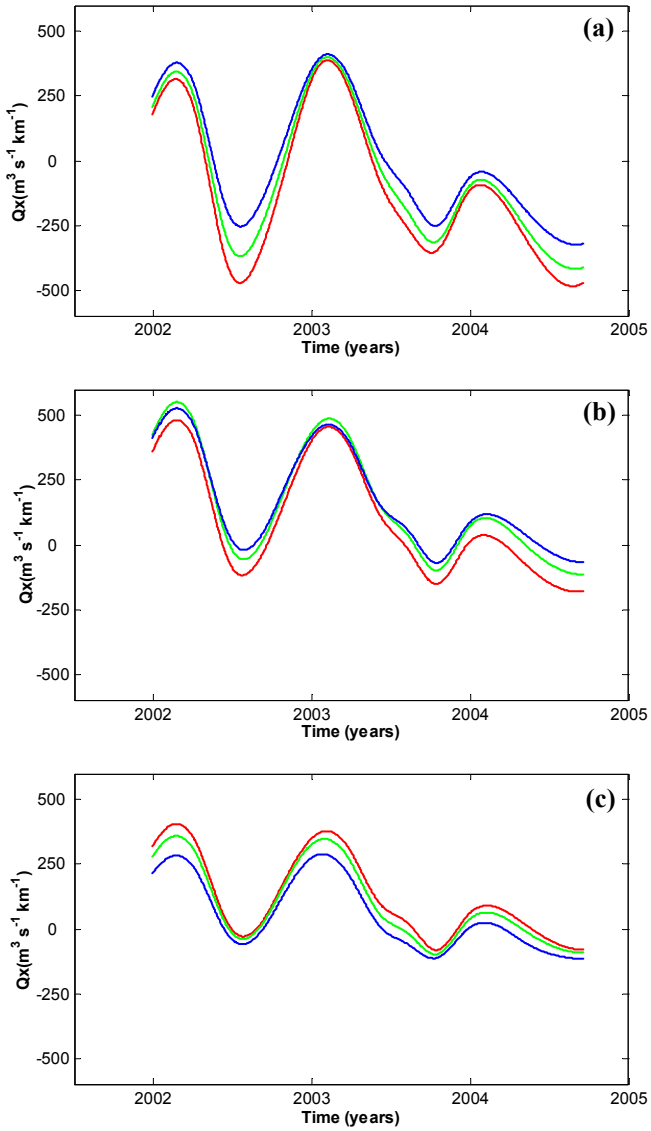


Figura 4.2: Transporte de Ekman en dirección *x* para los puntos situados en la costa oeste (a), en la costa intermedia (b) y en la costa norte (c) (ver figura 4.1), desde noviembre del 2001 hasta octubre del 2004 a partir de los datos de viento proporcionados por METEOGALICIA. Rojo: punto 1, 4, 7; verde: punto 2, 5,8; azul: punto 3, 6,9.

En el caso de la componente Q_y (figura 4.3) se observa un comportamiento opuesto al de Q_x para todos los puntos con valores mínimos a finales y a comienzos del año, asociados a vientos de componente oeste, y valores máximos aproximadamente en la mitad del periodo anual, asociados a vientos de componente este. Debido a que las componentes del transporte de Ekman están asociadas, esto indica que en invierno el viento predominante es el de componente suroeste, mientras que en verano es de componente noreste. Igual que en el caso de la componente Q_x, la posición de los máximos y de los mínimos es equivalente en los nueve puntos. A diferencia de la componente Q_x, en este caso para los seis primeros puntos se pueden observar valores de Q_y que disminuyen desde los puntos situados más al sur en ambas zonas de la costa (punto 1 y 4, línea roja) hacia los situados más al norte (puntos 3 y 6, línea azul). Los puntos situados en la costa norte muestran un comportamiento similar al de la componente Q_x con valores que disminuyen desde el oeste (punto 7) hacia el este (punto 9). A lo largo de toda la costa, la componente Q_y muestra un comportamiento antisimétrico de manera que en general, se observan valores negativos. Esto indica que los vientos tienden a ser de componente oeste. También se puede comprobar que, a diferencia de la componente Q_x, la amplitud de la señal aumenta desde la costa oeste hacia la costa norte.

Teniendo en cuenta la orientación de la costa gallega y que el afloramiento costero se produce cuando el agua superficial se desplaza hacia el océano, a partir de las componentes del transporte de Ekman se puede considerar que a lo largo de la costa oeste el índice de afloramiento viene dado por $-Q_x$, mientras que en la costa norte este índice se corresponde con Q_y. En la costa intermedia ambas componentes contribuyen de forma similar.

Para estudiar la periodicidad se ha realizado un análisis FFT (*Fast Fourier Transform*) (Press *et al.,* 1992) de todo el periodo de datos disponible, desde noviembre de 2001 hasta octubre de 2004, en los nueve puntos situados a lo largo de la costa (ver figura 4.1). La precisión se ha mejorado utilizando una técnica de *Windowing*, mediante una ventana rectangular con un solapamiento de 50% (Emery & Thomson, 2001). A partir de este análisis se han obtenido resultados similares en todos los puntos.

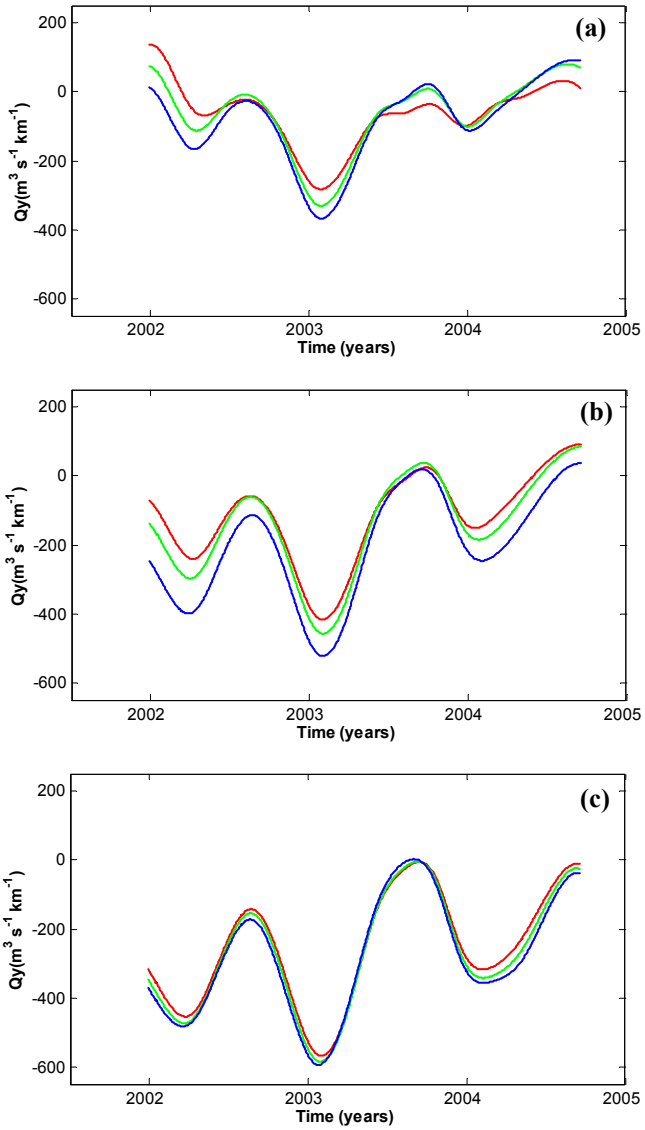


Figura 4.3: Transporte de Ekman en dirección *y* para los puntos situados en la costa oeste (a), en la costa intermedia (b) y en la costa norte (c) (ver figura 4.1), desde noviembre del 2001 hasta octubre del 2004 a partir de los datos de viento proporcionados por METEOGALICIA. Rojo: punto 1, 4, 7; verde: punto 2, 5, 8; azul: punto 3, 6, 9.

El periodo más alto de variabilidad se ha encontrado a 365 días, que se corresponde con un periodo de variabilidad anual. El segundo periodo ocurre entre 50 y 80 días, que se puede interpretar como un periodo de variabilidad estacional. Por último, se ha encontrado un periodo entre 12 y 19 días que puede estar relacionado con el paso de frentes y tormentas. Estos resultados son coherentes con los propuestos por Blanton *et al* (1987), en su estudio realizado en un punto situado a 150 km de Cabo Finisterre durante el periodo 1969-1985.

4.2.1.2. Análisis estacional

4.2.1.2.1. Comportamiento anual

Para describir con más detalle el transporte de Ekman, se han considerado promedios estacionales comprendidos entre noviembre-marzo (otoño-invierno) y mayo-septiembre (primavera-verano). Los meses de octubre y abril se han eliminado debido a que se corresponden con la época de mayor variabilidad (ver capítulo 3). Los resultados obtenidos se representan en la figura 4.4.

En esta figura se puede observar que las tres situaciones de otoño-invierno son similares, con transporte principalmente de componente norte. También se puede comprobar que para la situación correspondiente a noviembre de 2001-marzo de 2002, el transporte de Ekman presenta además una componente oeste. Los promedios para la situación de primavera verano muestran un comportamiento distinto con transporte en dirección oeste, que se mantiene durante los tres años. En general se puede comprobar que durante la situación de otoño-invierno, la costa norte tiende a alcanzar amplitudes mayores que la costa oeste, sin embargo, para la situación de primavera-verano se observa un comportamiento opuesto con amplitudes mucho mayores frente a las Rías Baixas, que en el resto de la zona de costa. A partir de estos resultados se puede comprobar que estos periodos de tiempo son coherentes con la evolución temporal que se ha visto en las figuras 4.2 y 4.3.

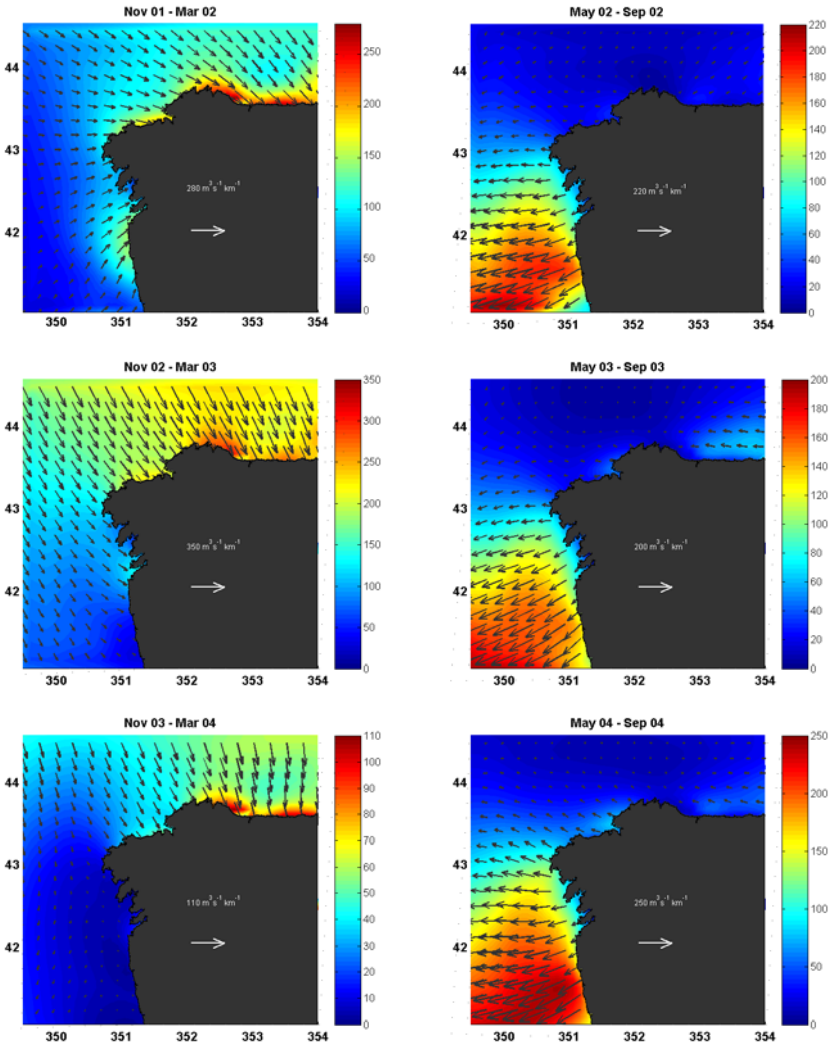


Figura 4.4: Promedios estacionales del transporte de Ekman calculados entre noviembre-marzo y mayo-septiembre a partir de los datos obtenidos de METEOGALICIA desde noviembre de 2001 hasta septiembre de 2004.

4.2.1.2.2. Comportamiento interanual

Además de estos promedios del transporte de Ekman calculados en la toda la zona costera de Galicia, también se ha calculado un promedio del transporte en los 9 puntos distribuidos a lo largo de toda la costa (ver figura 4.1), para todas las situaciones de otoño-invierno (de noviembre a marzo) (figura 4.5(a)) y para todas las situaciones de primavera-verano (de mayo a septiembre) (figura 4.5(b)). Estos puntos representan la variabilidad a lo largo de la costa y equivalen a un esquema del comportamiento visto anteriormente.

Durante el promedio a todas las situaciones de otoño-invierno (figura 4.5(a)) se observa un transporte de Ekman en dirección a la línea de costa con valores mayores en la costa norte. Esto indica que durante esta época del año, los vientos son principalmente de componente suroeste en la costa oeste y tienden a rolar a oeste-suroeste hacia la costa norte aumentando su intensidad. La situación de primavera-verano (figura 4.5(b)) es totalmente diferente. En este caso el transporte de Ekman se produce en dirección oeste a lo largo de toda la costa. Este transporte está relacionado con vientos del norte, típicos de esta época del año (ver capítulo 1). Además, se puede observar que, al contrario que en la situación anterior en este caso, la intensidad es mucho mayor en la costa oeste que en el resto de la zona costera.

4.2.1.3. Distribuciones de las componentes y del módulo

Para caracterizar el transporte de Ekman durante todo el periodo de datos disponible, se han representado las componentes Q_x y Q_y en diagramas de barras para los nueve puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1). Como ejemplo de las tres zonas de costa se muestra la situación correspondiente al punto 2, situado en la costa oeste (figura 4.6), al punto 5, situado en la costa intermedia (figura 4.7) y al punto 8, situado en la costa norte (figura 4.8). En estos diagramas se representa el porcentaje de los días en los que aparecen valores del transporte comprendidos en intervalos de 500 $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$. Se han considerado valores entre -2500 y 2500 $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$, lo que solamente supone una pérdida del orden del 2% de los datos totales.

En los tres puntos se puede comprobar que tanto para la componente *x* como para la componente *y*, el mayor porcentaje de los datos se encuentra entorno a los valores más pequeños, -500 y 500 $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$. También se puede observar que en este intervalo siempre existe un mayor porcentaje de valores negativos.

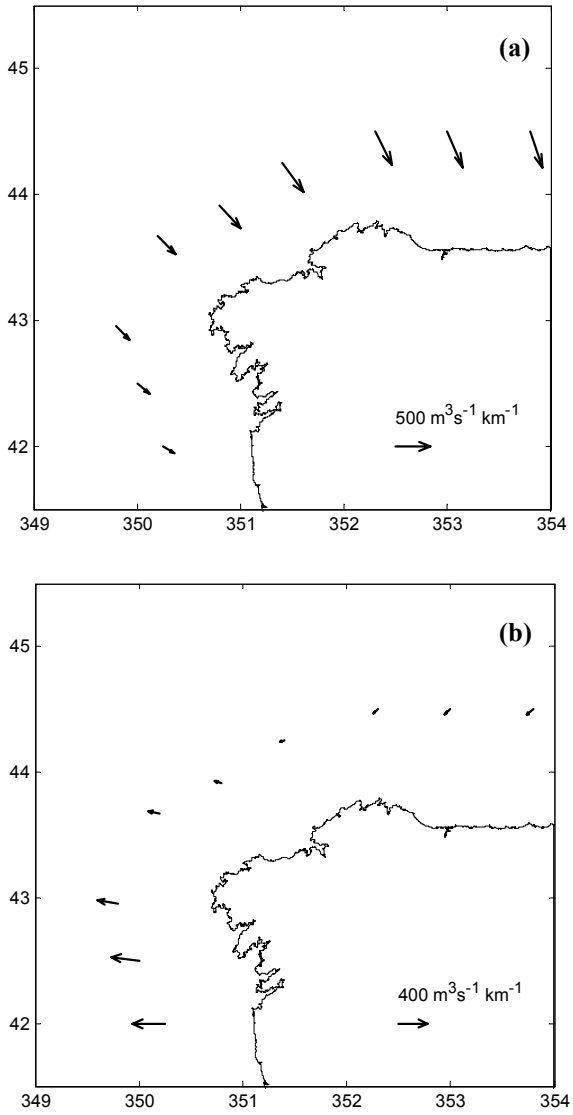


Figura 4.5: Promedios estacionales del transporte de Ekman calculados entre noviembre-marzo (a) y mayo-septiembre (b) a partir de los datos obtenidos de METEOGALICIA desde noviembre de 2001 hasta septiembre de 2004.

En todos los puntos existe asimetría en ambas componentes. En el punto 2 ambas componentes muestran un mayor porcentaje de datos con valores negativos (figura 4.6(a,b)) en todos los intervalos, lo que llevaría a obtener un transporte promedio negativo en Q_x (~ -105 m^3 s^{-1} km^{-1}) y Q_y (~ -43 m^3 s^{-1} km^{-1}). En el resto de la zona costera se observa un comportamiento similar en la componente Q_y (figura 4.7(b) y 4.8(b)) con valores promedio negativos (~ -96 y ~ -191 m^3 s^{-1} km^{-1}), mientras que para la componente Q_x (figura 4.7(a) y 4.8(a)) se obtienen valores promedio positivos (~ 56 y ~ 48 m^3 s^{-1} km^{-1}). Esta situación se puede explicar debido a que, tanto en el punto 5 como en el punto 8, a partir de 1000 m^3 s^{-1} km^{-1} hay un mayor porcentaje de valores positivos que de valores negativos. También es importante tener en cuenta que a pesar de que estos valores son elevados, lo que explica que la media sea positiva, se dan en un porcentaje muy pequeño (~ 5% y menor). Además de estos diagramas de barras, en estas figuras también se ha utilizado la distribución de Weibull (ver Anexo D) considerando el módulo del transporte de Ekman en cada uno de los tres puntos (figura 4.6(c), 4.7(c) y 4.8(c)). De esta forma, se han ajustado los datos del módulo del transporte a la función de supervivencia (ver Anexo D). En los tres casos se puede observar que los valores se ajustan bien a la función con valores del coeficiente de ajuste de 0.98 en el punto 2, 0.96 en el punto 5 y 0.90 en el punto 8. También es posible comprobar que en los tres puntos, esta función presenta los valores más altos para valores pequeños del transporte (hasta 500 m^3 s^{-1} km^{-1}). Para analizar esta situación con más detalle se ha representado el ajuste obtenido en los tres puntos en la figura 4.9 y se han analizado los parámetros de forma (α) y los parámetros de escala (η) obtenidos (ver Anexo D). El parámetro de forma indica como de puntiaguda es la distribución, es decir, si los valores del transporte tienden a estar próximos a un cierto valor, la distribución tendrá un alto valor de α y será muy puntiaguda. Por otro lado, el parámetro de escala da una idea del comportamiento en promedio en el punto. En el punto 2 (línea roja) el parámetro de forma, α, es igual a 1.20 y el parámetro de escala, η, es igual a 625. En el punto 5 (línea verde), $\alpha = 1.35$, $\eta = 586$ y en el punto 8 (línea azul), $\alpha = 1.59$, $\eta = 569$. A partir de estos valores y de la figura 4.9, se puede decir que la distribución se hace más puntiaguda a medida que la posición de los puntos se desplaza de sur a norte.

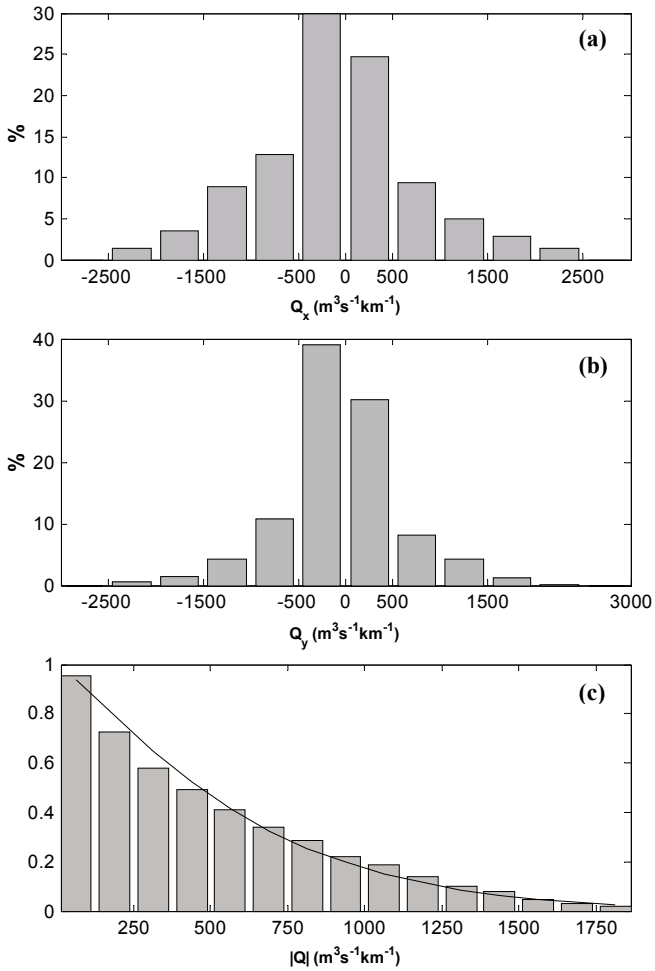


Figura 4.6: Componente *x* (a) y componente *y* (b) del transporte de Ekman en el punto 2 (ver figura 4.1), situado en la costa oeste y ajuste de los valores del módulo del transporte a la función de supervivencia (ver Anexo D) (c) utilizando los datos del periodo noviembre 2001 - octubre 2004 correspondientes a METEOGALICIA.

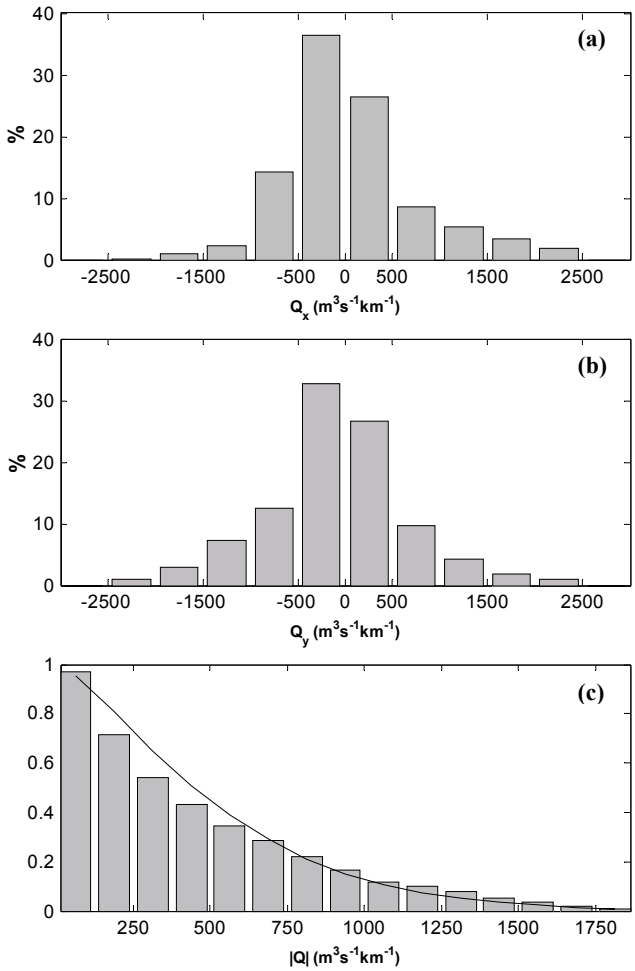


Figura 4.7: Componente *x* (a) y componente *y* (b) del transporte de Ekman en el punto 5 (ver figura 4.1), situado en la costa intermedia y ajuste de los valores del módulo del transporte a la función de supervivencia (ver Anexo D) (c) utilizando los datos del periodo noviembre 2001 - octubre 2004 correspondientes a METEOGALICIA.

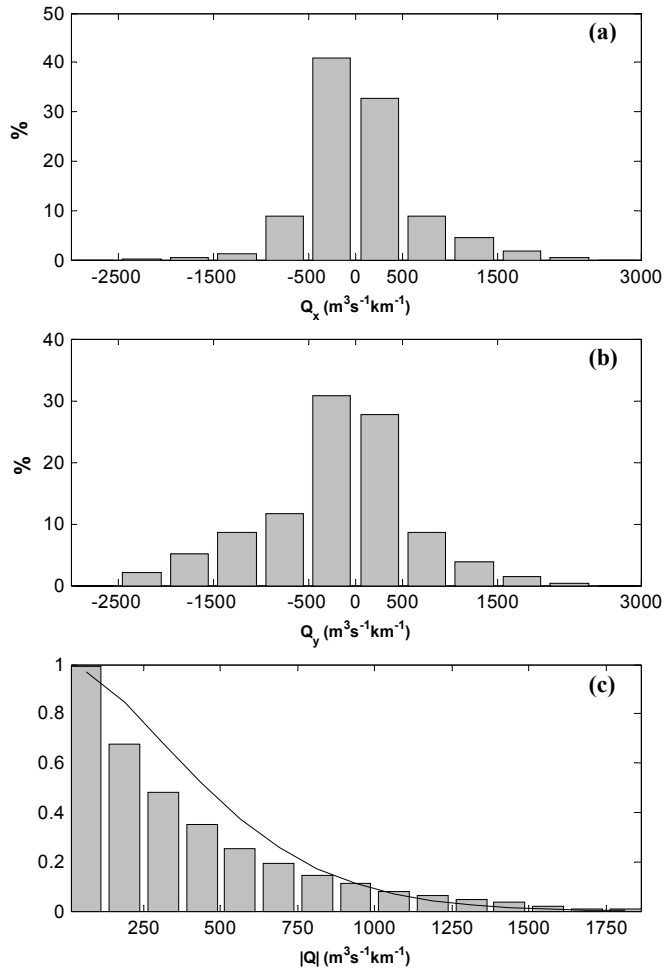


Figura 4.8: Componente *x* (a) y componente *y* (b) del transporte de Ekman en el punto 8 (ver figura 4.1), situado en la costa norte y ajuste de los valores del módulo del transporte a la función de supervivencia (ver Anexo D) (c) utilizando los datos del periodo noviembre 2001 - octubre 2004 correspondientes a METEOGALICIA.

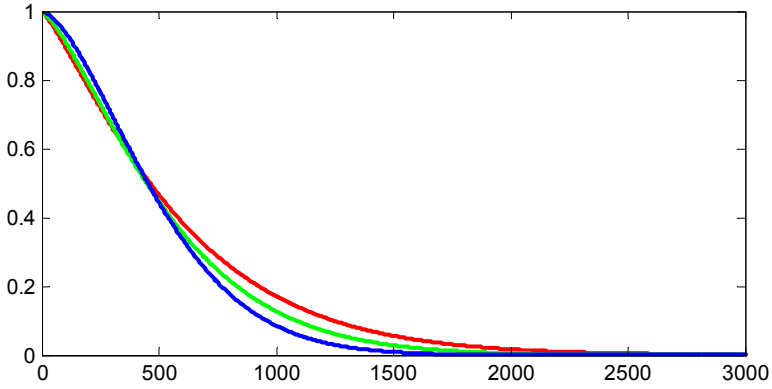


Figura 4.9: Ajustes del módulo del transporte de Ekman a la función de supervivencia (ver Anexo D) obtenidos en los puntos 2 (línea roja), 5 (línea verde) y 8 (línea azul) situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1).

Para intentar analizar la situación a lo largo de toda la costa, se ha calculado la Curtosis (ver Anexo D) para las distribuciones de las componentes del transporte de Ekman, en los nueve puntos considerados en la figura 4.1. La Curtosis indica el apuntamiento de una cierta distribución con respecto a una distribución normal y se basa en el tamaño de las colas de la distribución. Para valores negativos se dice que la distribución es platicúrtica (menos apuntada que la distribución normal) y para valores positivos se dice que es leptocúrtica (más apuntada que la distribución normal). En la figura 4.10 se ha representado la Curtosis calculada para la componente Q_x y Q_y en los nueve puntos situados a lo largo de la costa. Para la componente *x* se observa una tendencia a aumentar de sur a norte, mientras que la componente *y* tiene un comportamiento opuesto. Esto indica que a medida que la posición de los puntos cambia de sur a norte, la componente Q_x se hace más puntiaguda y la componente Q_y menos puntiaguda.

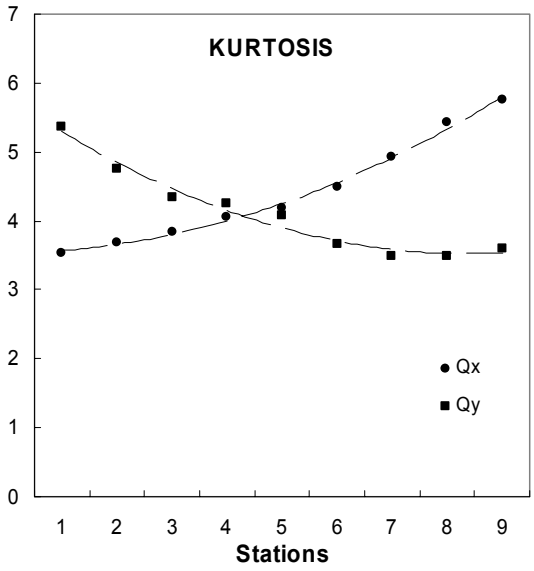


Figura 4.10: Curtosis (ver Anexo D) calculada en los nueve puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1) para la componente *x* e *y* del transporte de Ekman.

Además de la Curtosis calculada para ambas componentes del transporte, también se ha considerado el parámetro de forma, α (figura 4.11), y el parámetro de escala, η (figura 4.12), correspondientes al ajuste del módulo del transporte de Ekman a la función de supervivencia, en los nueve puntos situados a lo largo de la costa. Los resultados se representan en la figuras 4.11 y 4.12. Desde el punto 1, situado al sur de la costa oeste hacia el punto 9, situado al este de la costa norte, se puede comprobar como el parámetro de forma (figura 4.11) tiene tendencia a aumentar mientras que el parámetro de escala (figura 4.12) tiende a disminuir. Esto indica que la distribución se hace más puntiaguda de sur a norte.

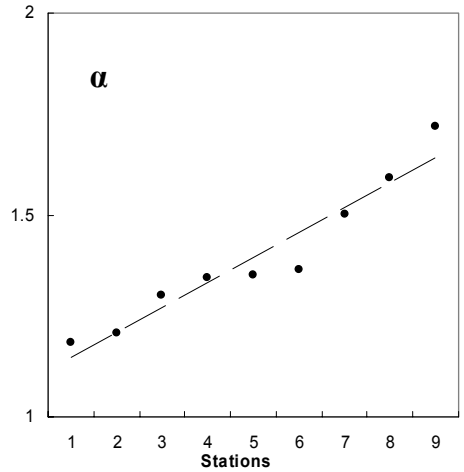


Figura 4.11: Parámetro de forma (α) calculado a partir del ajuste de los valores del módulo del transporte de Ekman a la función de supervivencia (ver Anexo D) en los nueve puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1).

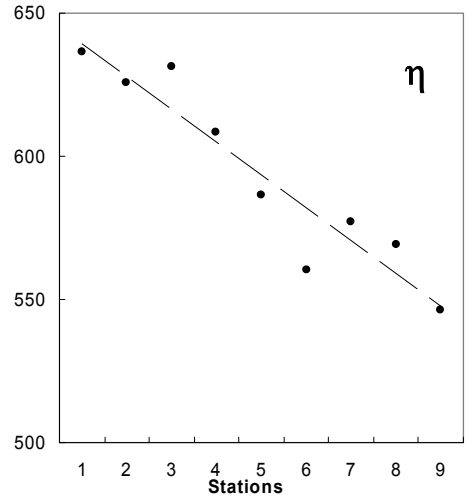


Figura 4.12: Parámetro de escala (η) calculado a partir del ajuste de los valores del módulo del transporte de Ekman a la función de supervivencia (ver Anexo D) en los nueve puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1).

4.2.1.4. Rosas de corriente

Para caracterizar la dirección del transporte de Ekman durante todo el periodo de datos disponibles, se han representado los datos diarios en los nueve puntos situados a lo largo de la costa (figura 4.13). En esta figura se puede observar un transporte con una marcada componente hacia el oeste en el punto situado más al sur en la costa oeste (punto 1, figura 4.1). Esta componente va perdiendo importancia a medida que la posición de los puntos se desplaza a lo largo de la costa. En la costa intermedia se observan otras dos componentes dominantes en dirección noroeste y sureste que se mantienen hasta el límite de la costa norte (punto 9). En esta última zona de la costa (costa norte), además de estas componentes también aparece transporte en dirección norte y dirección sur. También se puede observar que en general, las componentes verifican que los valores bajos son los más frecuentes, lo que concuerda con lo visto en la sección anterior.

Además del periodo de tiempo global, también se han considerado periodos estacionales comprendidos entre noviembre-marzo (figura 4.14) y entre mayo-septiembre (figura 4.16) para todo el periodo de datos disponible.

Para la situación correspondiente a otoño-invierno (figura 4.14) se puede observar que a lo largo de la costa oeste (desde el punto 1 hasta el 3) el transporte de Ekman mantiene una componente principal en dirección noroeste-sureste, lo que indica vientos predominantes del noreste y del suroeste. A medida que la posición de los puntos se desplaza desde el límite superior de la costa oeste (punto 3) hacia el norte, la dirección noroeste tiende a desaparecer mientras que la sureste se mantiene hasta el punto 9. También se puede comprobar que a lo largo de esta zona costera (desde el punto 4 hasta el 9) existe una segunda componente importante en dirección sur y otra en dirección norte. Por lo tanto, se puede decir que para la situación de otoño-inverno el viento muestra una gran variabilidad.

La situación correspondiente a primavera-verano muestra un comportamiento diferente (figura 4.15). En este caso, se puede observar que a lo largo de la costa oeste la componente del transporte más importante tiene dirección oeste.

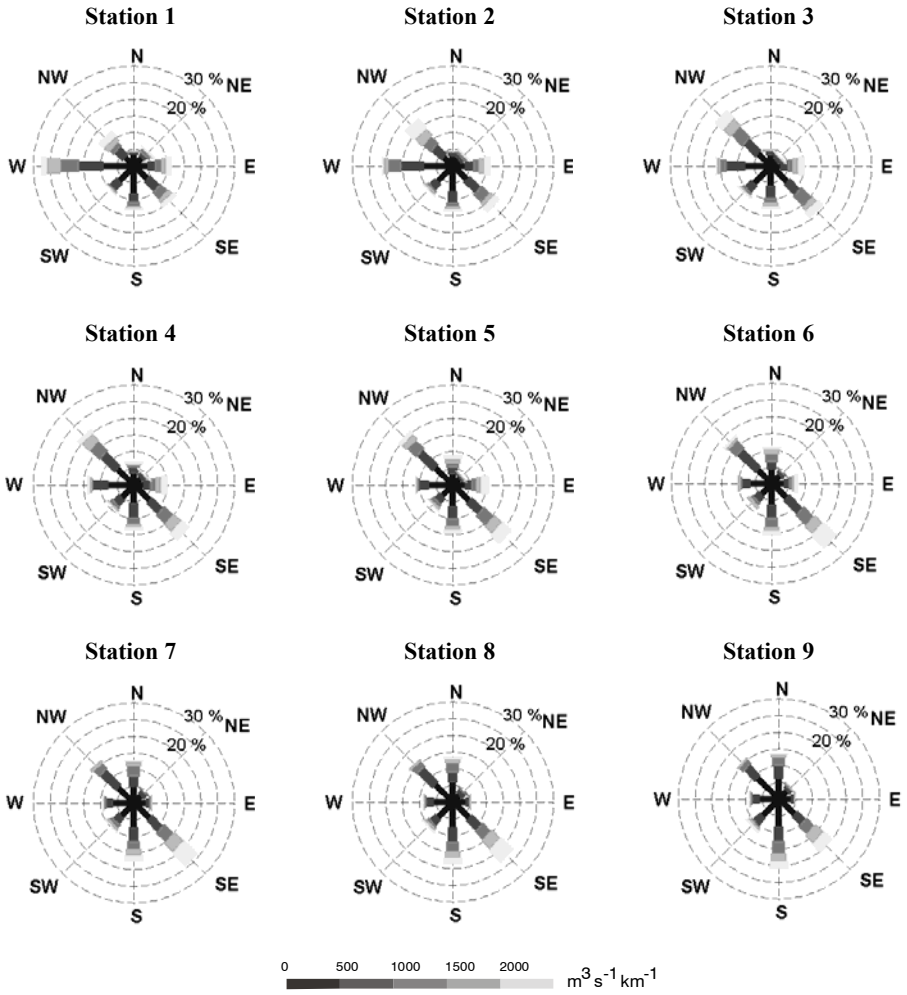


Figura 4.13: Transporte de Ekman calculado en 9 puntos situados a los largo de la costa gallega (ver figura 4.1) a partir de los datos de viento proporcionados por METEOGALICIA desde noviembre de 2001 hasta octubre de 2004.

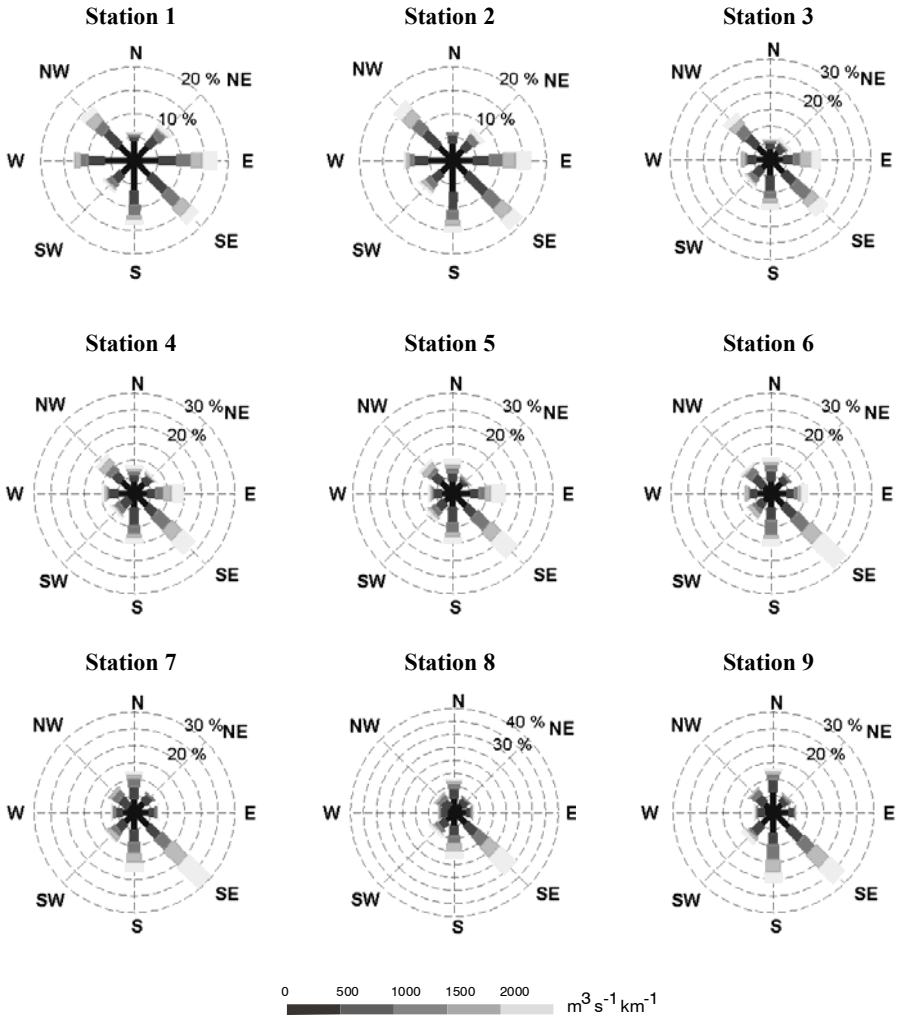


Figura 4.14: Transporte de Ekman calculado en 9 puntos situados a los largo de la costa gallega (ver figura 4.1) para los periodos comprendidos entre noviembre-marzo desde noviembre de 2001 hasta octubre de 2004 a partir de los datos de viento proporcionados por METEOGALICIA.

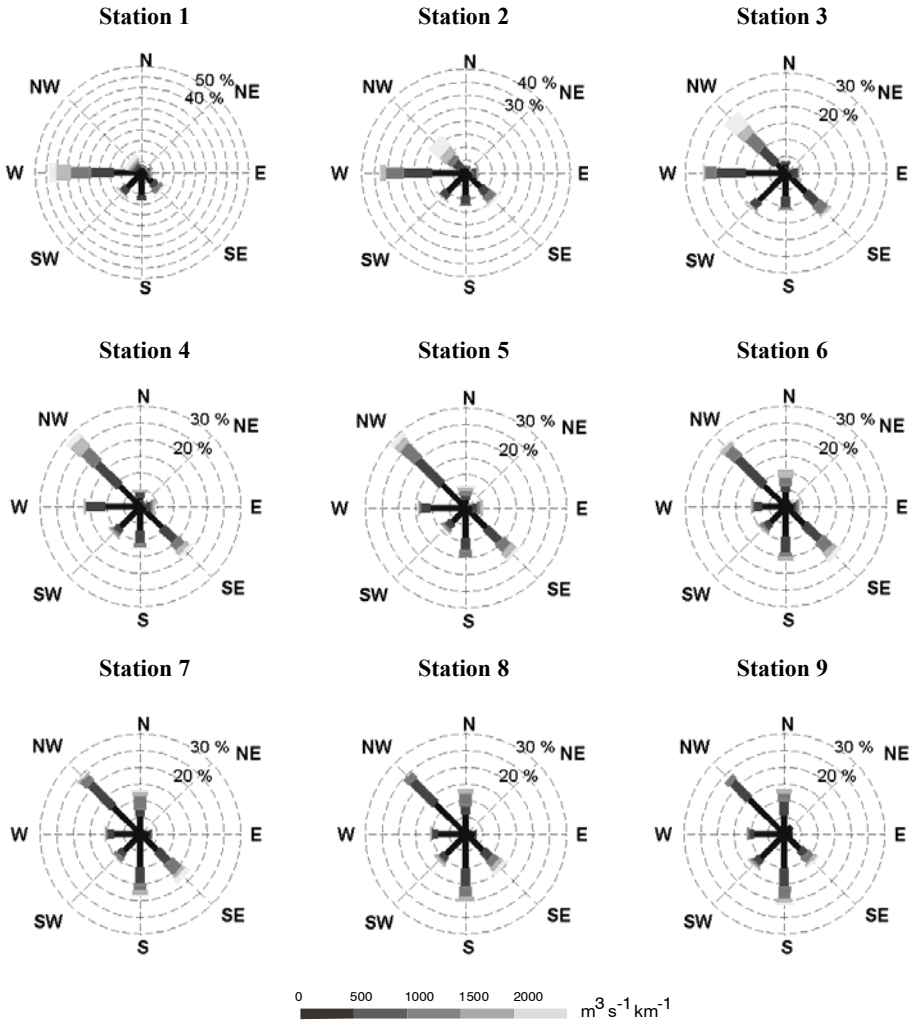


Figura 4.15: Transporte de Ekman calculado en 9 puntos situados a los largo de la costa gallega (ver figura 4.1) para los periodos comprendidos entre mayo-septiembre desde noviembre de 2001 hasta octubre de 2004 a partir de los datos de viento proporcionados por METEOGALICIA.

Esta dirección oeste del transporte de Ekman en la situación de primavera-verano, se corresponde con vientos del norte ya que, como se ha visto en el capítulo 1, el transporte de Ekman ocurre en una dirección de 90º a la derecha de la dirección del viento. Esta componente prácticamente desaparece a medida que la posición de los puntos se desplaza desde la costa intermedia hacia la costa norte. También se puede comprobar que a partir del punto 3, límite superior de la costa oeste, aparece una componente en dirección noroeste que se hace más importante a medida que la posición de los puntos se desplaza hacia el norte. Además, en la costa norte también aparece otra componente en dirección sur. A diferencia de la situación correspondiente a otoño-invierno, en este caso la variabilidad del viento es menor.

4.2.2. QuikSCAT

4.2.2.1. Evolución temporal

Las componentes del transporte de Ekman obtenidas a partir de los datos de QuikSCAT desde noviembre de 1999 hasta octubre del 2004 se han representado en las figuras 4.16 (Q_x) y 4.17 (Q_y) manteniendo la misma escala de colores que en el caso de METEOGALICIA. Se puede observar un comportamiento antisimétrico entre ambas componentes a lo largo de toda la costa, de manera que los máximos valores de Q_x, asociados con vientos de componente sur, (figura 4.16) se corresponden con mínimos valores de Q_y, asociados con vientos de componente oeste (figura 4.17) y viceversa.

A finales del 2000 y principios del 2001 se puede observar un valor máximo de Q_x con su correspondiente mínimo en Q_y indicando que durante este periodo se produjeron vientos intensos de componente suroeste. Estos vientos acercan a la costa las perturbaciones atlánticas que dan lugar a eventos de elevada precipitación y que pueden afectar a la evolución estacional de las propiedades termohalinas en los estuarios (ver capítulo 3). Para el resto del periodo, se observa un comportamiento similar al descrito para el caso de METEOGALICIA (figuras 4.2 y 4.3). La posición de los máximos y de los mínimos de ambas componentes es la misma para los nueve puntos ya que son componentes estacionales debidas a parámetros meteorológicos externos.

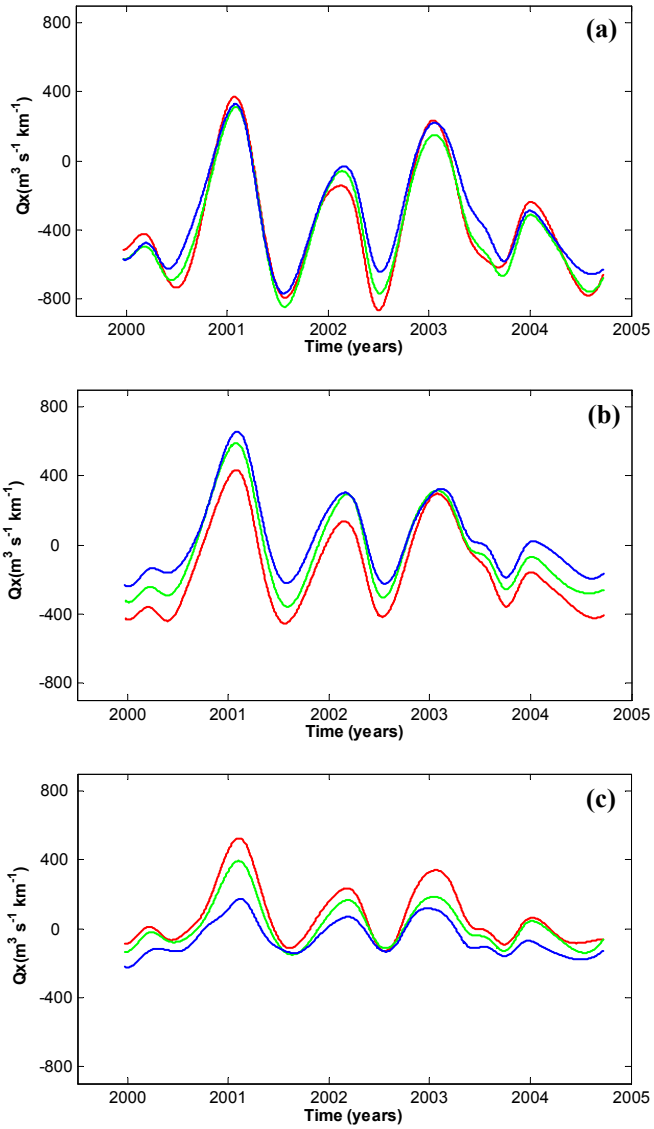


Figura 4.16: Transporte de Ekman en dirección *x* para los puntos situados en la costa oeste (a), en la costa intermedia (b) y en la costa norte (c) (ver figura 4.1) desde noviembre del 1999 hasta octubre del 2004 a partir de los datos de viento proporcionados por QuikSCAT. Rojo: punto 1, 4, 7; verde: punto 2, 5,8; azul: punto 3, 6,9.

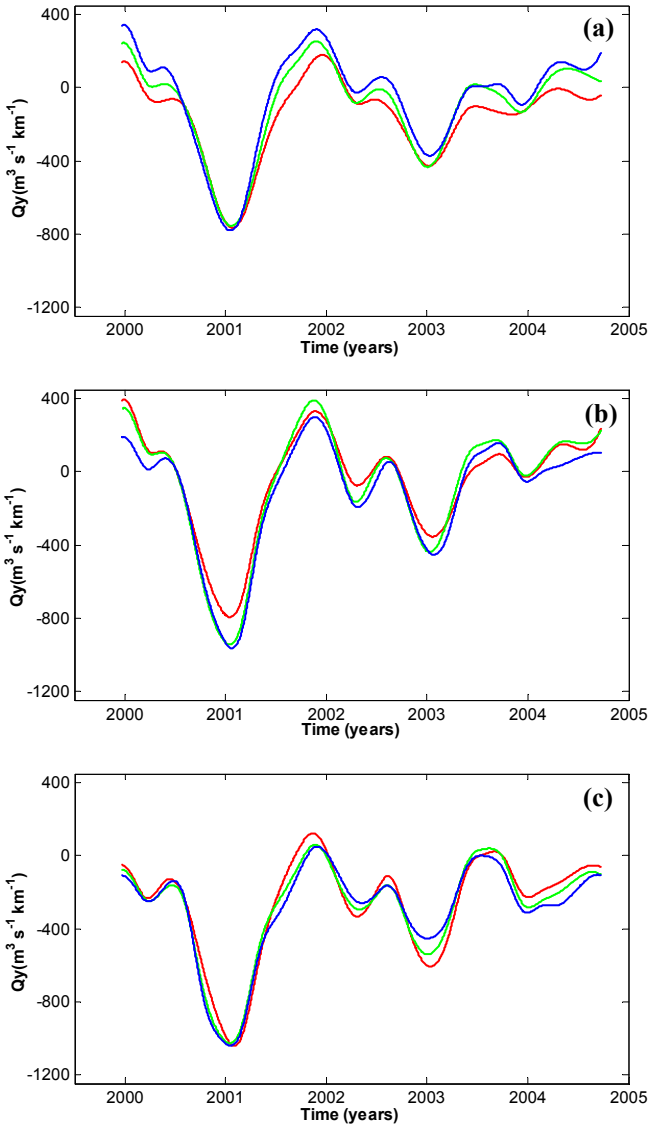


Figura 4.17: Transporte de Ekman en dirección *y* para los puntos situados en la costa oeste (a), en la costa intermedia (b) y en la costa norte (c) (ver figura 4.1) desde noviembre del 1999 hasta octubre del 2004 a partir de los datos de viento proporcionados por QuikSCAT. Rojo: punto 1, 4, 7; verde: punto 2, 5, 8; azul: punto 3, 6, 9.

Para la componente Q_x el transporte en los seis primeros puntos muestra una tendencia a aumentar de sur (línea roja) a norte (línea azul) (figura 4.16(a) y 4.16(b)) mientras que en los tres últimos puntos esta componente disminuye de oeste (línea roja) a este (línea azul) (figura 4.16(c)). También se puede observar una diferencia en la amplitud correspondiente a los distintos años, siendo menor la correspondiente a 2004. Igual que en el caso de METEOGALICIA a medida que la posición de los puntos cambia de sur a norte, se puede comprobar que a lo largo de todo el periodo de tiempo los valores negativos de la componente Q_x tienden a desplazarse hacia la parte positiva, de manera que la amplitud de esta componente disminuye.

La componente Q_y en los tres primeros puntos (costa oeste) tiende a aumentar de sur a norte (figura 4.17(a)). En el resto de los puntos se observa una disminución del transporte de sur a norte en la costa intermedia (figura 4.17(b)) y de oeste a este en la costa norte (figura 4.17(c)). A diferencia de la componente Q_x, la amplitud de la señal aumenta desde la costa oeste hacia la costa norte. También se puede comprobar que, en general, a lo largo de las tres zonas costeras la componente Q_y es principalmente negativa, lo que indica que los vientos tienden a ser de componente oeste.

Teniendo en cuenta la orientación de la costa gallega, en la costa oeste se considera que el índice de afloramiento viene dado por $-Q_x$, en la costa norte por Q_y y en la costa intermedia ambas componentes contribuyen de forma similar.

Para estudiar la periodicidad, igual que en el caso de METEOGALICIA, se ha realizado un análisis FFT (*Fast Fourier Transform*) para el periodo de datos noviembre 1999 - octubre 2004, en los nueve puntos situados a lo largo de la costa (ver figura 4.1). En todos los puntos se han encontrado periodos de variabilidad similares. El periodo más alto que se ha encontrado, a 365 días, se corresponde con un periodo de variabilidad anual. El segundo periodo más alto se ha observado entre 50 y 90 días por lo que se puede decir que se trata de un periodo de variabilidad estacional. Por último, se ha encontrado un tercer periodo entre 12 y 19 días relacionado con el paso de frentes y tormentas. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Blanton *et al* (1987) en un punto situado a 150 km al oeste de Cabo Finisterre.

4.2.2.2. Análisis estacional

4.2.2.2.1. Comportamiento anual

Igual que se ha hecho en el caso de METEOGALICIA, se han considerado promedios estacionales comprendidos entre noviembre-marzo (otoño-invierno) y mayo-septiembre (primavera-verano) durante el periodo de tiempo del que el QuikSCAT dispone de datos. Los meses de octubre y abril se han eliminado debido a que se corresponden con la época de mayor variabilidad (ver capítulo 3). Los resultados obtenidos se representan en la figura 4.18.

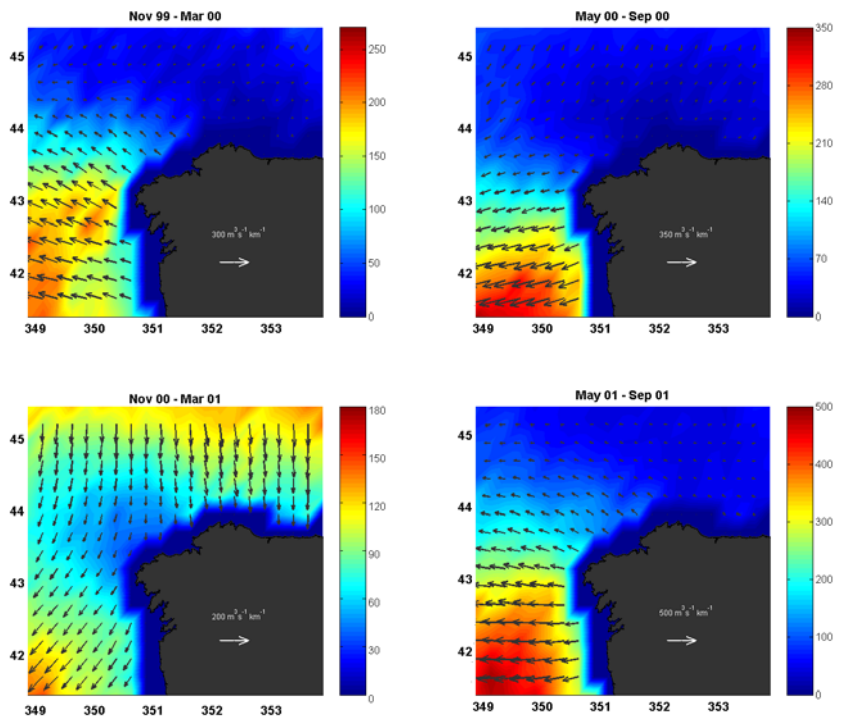
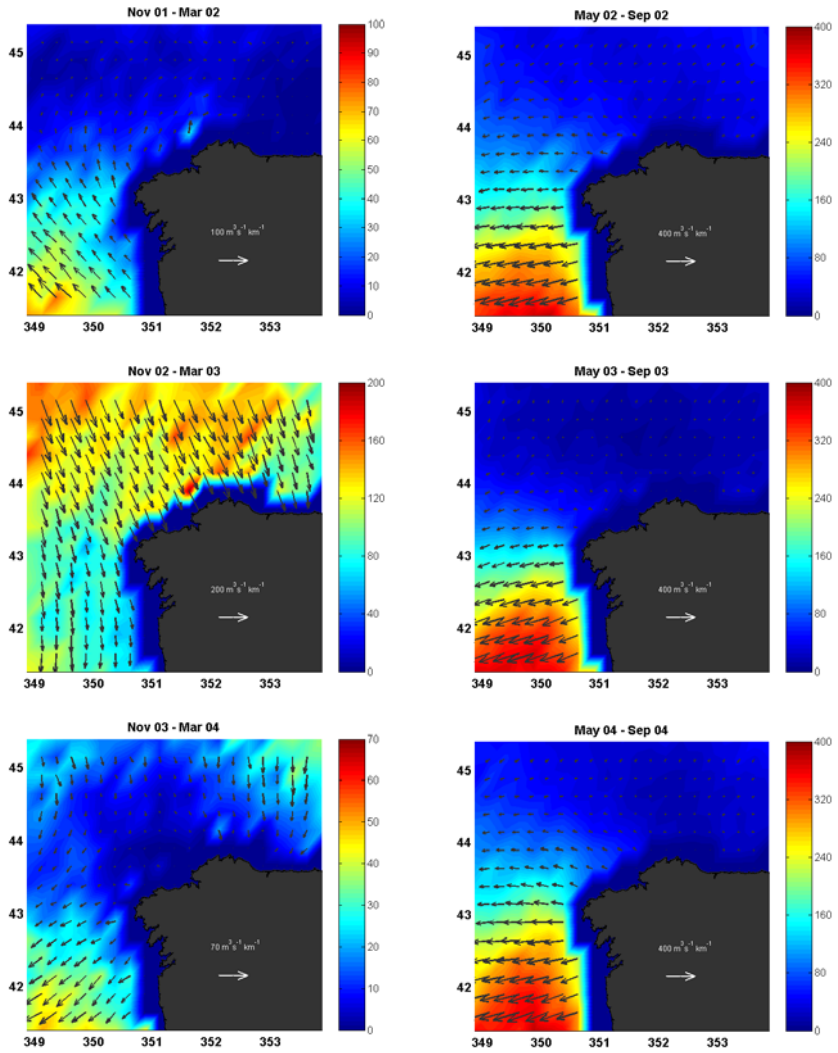


Figura 4.18: Promedios estacionales del transporte de Ekman calculados entre noviembre-marzo y mayo-septiembre a partir de los datos obtenidos de QuikSCAT desde noviembre de 1999 hasta septiembre de 2004.



Continuación Figura 4.18.

Para la situación correspondiente a noviembre-marzo se puede observar una tendencia general con un transporte de Ekman principalmente en dirección sur a lo largo de toda la costa, excepto desde noviembre de 1999 hasta marzo de 2000 con un transporte en dirección oeste y desde noviembre de 2001 hasta marzo de

2002 con un transporte en dirección norte. En general se puede observar como la costa norte tiende a alcanzar amplitudes mayores que la costa oeste. Para la situación correspondiente a mayo-septiembre se observa un cambio en la dirección del transporte con respecto a la situación anterior. En este caso, se puede comprobar que a lo largo de toda la costa aparece un transporte en dirección oeste, relacionado con vientos del norte, que se mantiene durante todos los años. Durante este periodo del año, también se pone de manifiesto la existencia de una diferencia clara a lo largo de la costa con valores máximos frente a las Rías Baixas y valores mínimos en el resto de la zona de costa.

4.2.2.2.2. Comportamiento interanual

Además de los promedios del transporte de Ekman calculados en la toda la zona costera de Galicia, también se ha calculado un promedio del transporte en los 9 puntos distribuidos a lo largo de toda la costa (ver figura 4.1) para todas las situaciones de otoño-invierno (de noviembre a marzo) (figura 4.19(a)) y para todas las situaciones de primavera-verano (de mayo a septiembre) (figura 4.19(b)).

Para la situación correspondiente a otoño-invierno (figura 4.19(a)) se puede observar que frente a las Rías Baixas se produce un transporte en dirección sur, relacionado con vientos del oeste. En el resto de la zona costera, el transporte es en dirección a la línea de costa asociado con vientos de componente suroeste. También se puede comprobar que la intensidad del transporte aumenta desde la costa oeste hacia la costa norte. La situación de primavera-verano (figura 4.19(b)) muestra un comportamiento distinto con un transporte de Ekman en dirección oeste a lo largo de toda la costa. Este transporte desplaza el agua superficial hacia el océano y está relacionado con vientos de componente norte, característicos de la época estival. A diferencia de la situación anterior, en este caso la intensidad es mucho mayor en la costa oeste que en el resto de la zona costera.

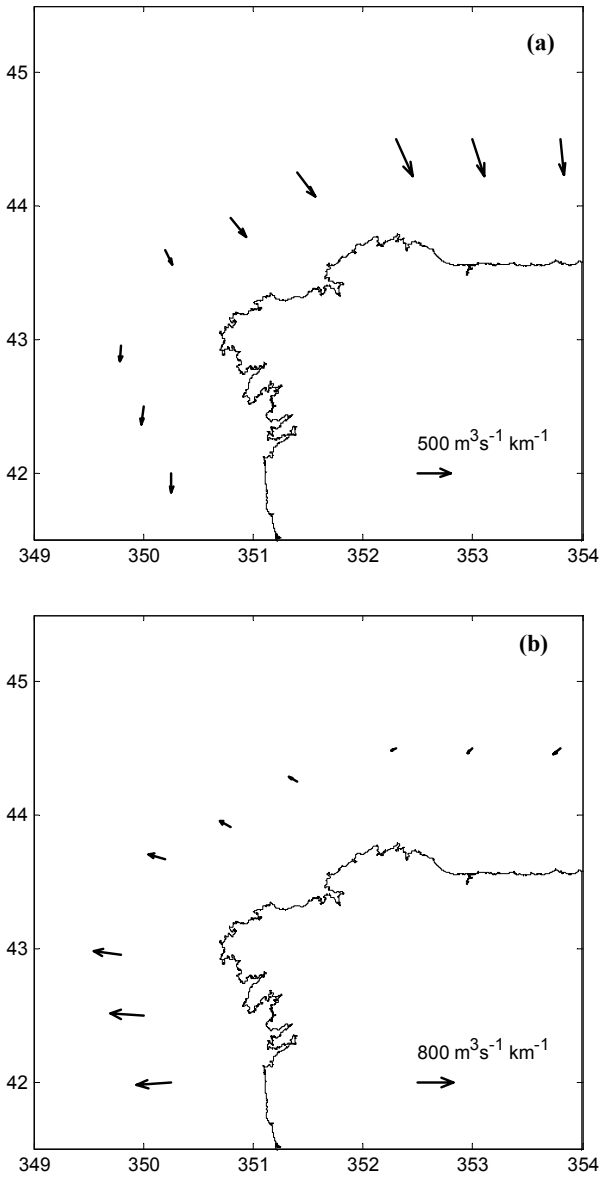


Figura 4.19: Promedios estacionales del transporte de Ekman calculados entre noviembre-marzo (a) y mayo-septiembre (b) a partir de los datos obtenidos de QuikSCAT desde noviembre de 1999 hasta septiembre de 2004.

4.2.2.3. Distribuciones de las componentes y del módulo

Igual que en el caso de METEOGALICIA, también se han representado las componentes Q_x y Q_y en diagramas de barras para los nueve puntos situados a lo largo de la costa gallega durante todo el periodo de datos disponible. Como ejemplo de las tres zonas de costa (ver figura 4.1) se ha considerado el punto 2 (figura 4.20), el punto 5 (figura 4.21) y el punto 8 (figura 4.22). En estos diagramas se representa el porcentaje de los días en los que aparecen valores del transporte comprendidos en intervalos de 500 $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$. Se han considerado valores entre -4000 y 4000 $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$, que igual que en el caso de METEOGALICIA supone una pérdida de datos muy pequeña.

En los tres puntos se puede observar un comportamiento similar. Tanto para la componente *x* como para la componente *y*, el mayor porcentaje de los datos se encuentra entorno a los valores más pequeños, -500 y 500 $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$.

En todos los puntos existe asimetría en ambas componentes de manera que se observa un mayor porcentaje de datos con valores negativos en todos los intervalos. Esto indica que en promedio se obtendrían valores negativos del transporte para ambas componentes en todos los puntos (pto. 2: $Q_x \sim -400\ m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$, $Q_y \sim -90\ m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$; pto. 5: $Q_x \sim -103\ m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$, $Q_y \sim -55\ m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$; pto. 8: $Q_x \sim -10\ m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$, $Q_y \sim -215\ m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$).

En los diagramas de barras también se ha utilizado la distribución de Weibull (ver Anexo D) teniendo en cuenta el módulo del transporte de Ekman en cada uno de los tres puntos considerados (figura 4.20(c), 4.21(c) y 4.22(c)). Los valores del módulo se han ajustado a la función de supervivencia (ver Anexo D). En los tres casos los valores del transporte se ajustan correctamente a esta función con valores del coeficiente de ajuste de 0.97 en el punto 2, 0.98 en el punto 5 y 0.96 en el punto 8. Además, se puede comprobar que los valores más altos de esta función, se obtienen para valores del transporte pequeños. Para analizar esta situación con más detalle se han representado los ajustes correspondientes a los tres puntos en la figura 4.23. En el punto 2 (línea roja) el parámetro de forma, α, es igual a 0.90 y el parámetro de escala, η (ver Anexo D) es igual a 617. En el punto 5 (línea verde), $\alpha = 1.07$, $\eta = 684$ y en el punto 8 (línea azul), $\alpha = 1.30$, $\eta = 598$. Estos valores indican que la distribución se hace más puntiaguda a medida que la posición de los puntos se desplaza de sur a norte.

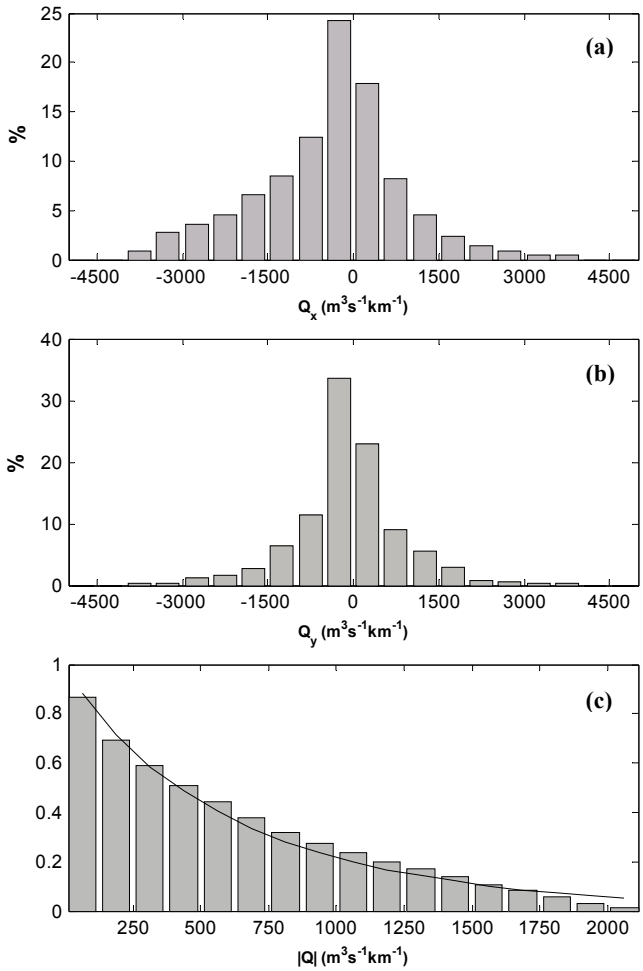


Figura 4.20: Componente *x* (a) y componente *y* (b) del transporte de Ekman en el punto 2 (ver figura 4.1), situado en la costa oeste y ajuste de los valores del módulo del transporte a la función de supervivencia (ver Anexo D) (c) utilizando los datos del periodo noviembre 1999 - octubre 2004 correspondientes a QuikSCAT.

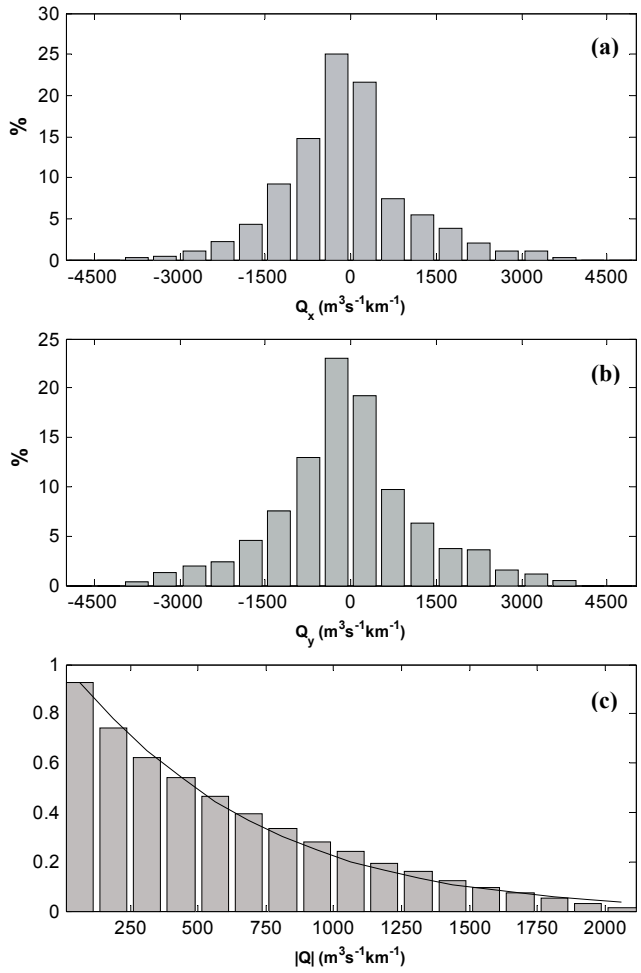


Figura 4.21: Componente *x* (a) y componente *y* (b) del transporte de Ekman en el punto 5 (ver figura 4.1), situado en la costa intermedia y ajuste de los valores del módulo del transporte a la función de supervivencia (ver Anexo D) (c) utilizando los datos del periodo noviembre 1999 - octubre 2004 correspondientes a QuikSCAT.

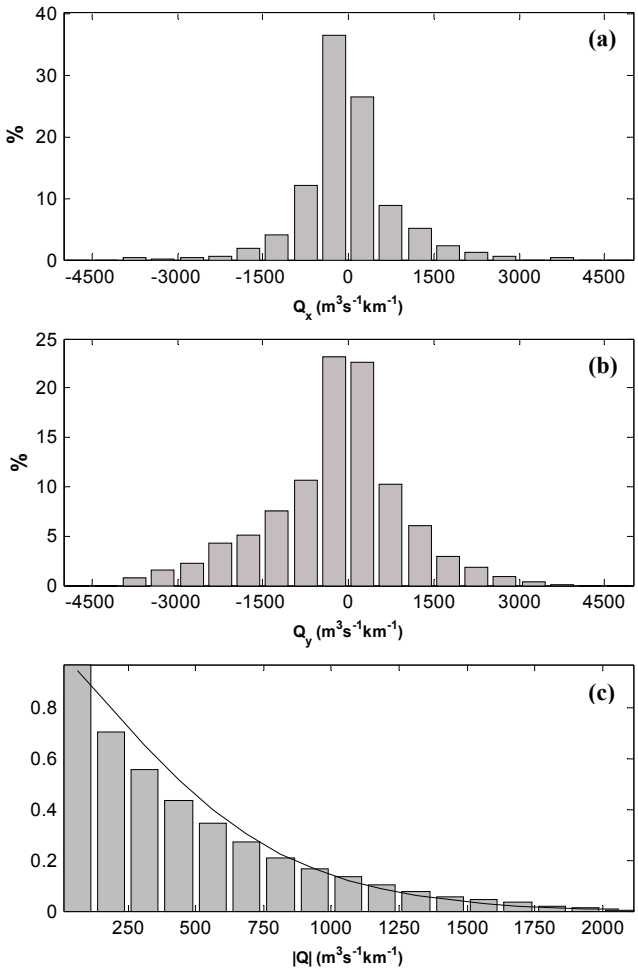


Figura 4.22: Componente *x* (a) y componente *y* (b) del transporte de Ekman en el punto 8 (ver figura 4.1), situado en la costa norte y ajuste de los valores del módulo del transporte a la función de supervivencia (ver Anexo D) (c) utilizando los datos del periodo noviembre 1999 - octubre 2004 correspondientes a QuikSCAT.

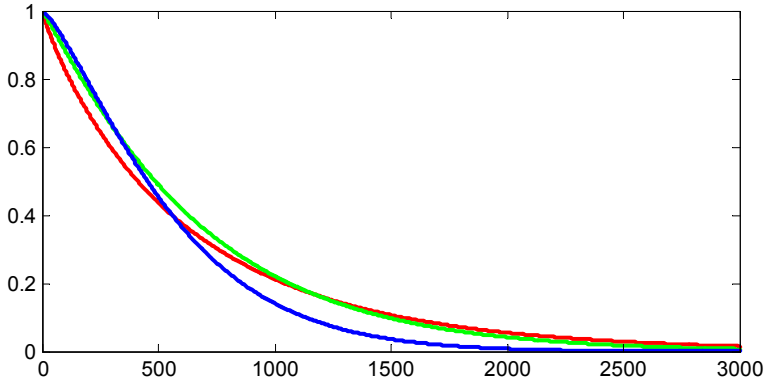


Figura 4.23: Ajustes del módulo del transporte de Ekman a la fnción de supervivencia (ver Anexo D) obtenidos en los puntos 2 (línea roja), 5 (línea verde) y 8 (línea azul) situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1).

Para analizar la situación a lo largo de toda la costa, se ha calculado la Curtosis (ver Anexo D) para las distribuciones de las componentes del transporte de Ekman, en los nueve puntos situados a lo largo de la costa (ver figura 4.1). Los resultados se muestran en la figura 4.24. Para la componente *x*, la Curtosis muestra tendencia a aumentar de sur a norte, mientras que la componente *y* tiene un comportamiento opuesto. Esto indica que a medida que la posición de los puntos cambia de sur a norte, la componente Q_x se hace más puntiaguda y la componente Q_y menos puntiaguda.

Además de la Curtosis calculada para ambas componentes del transporte, también se ha considerado el parámetro de forma, α (figura 4.25), y el parámetro de escala, η (figura 4.26), calculados a partir del ajuste del módulo del transporte de Ekman a la función de supervivencia (ver Anexo D), en los nueve puntos situados a lo largo de la costa. Desde el sur hacia el norte, el parámetro de forma (figura 4.25) tiene tendencia a aumentar. Sin embargo, el parámetro de escala aumenta a lo largo de la costa oeste (desde el punto 1 al 4) y disminuye a lo largo del resto de la zona costera. Teniendo en cuenta ambos parámetros se ha comprobado que la distribución se hace más puntiaguda de sur a norte.

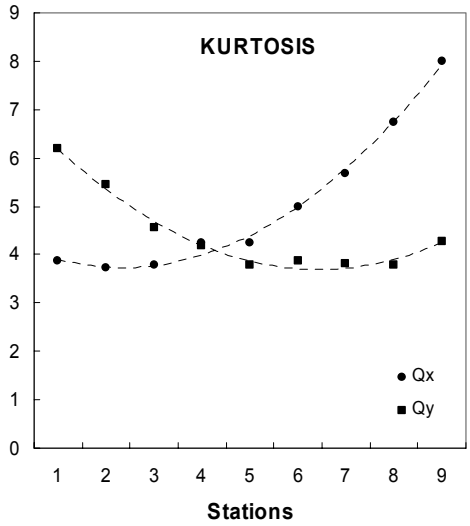


Figura 4.24: Curtosis (ver Anexo D) calculada en los nueve puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1) para la componente *x* e *y* del transporte de Ekman.

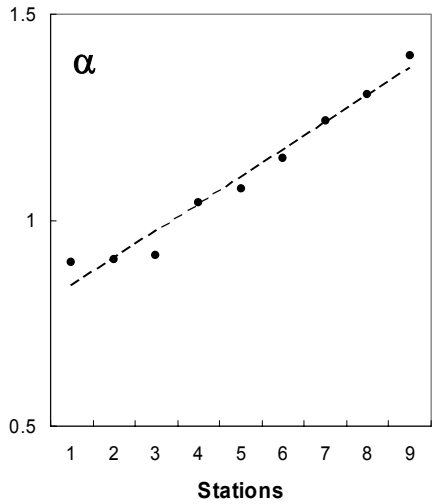


Figura 4.25: Parámetro de forma, α, calculado a partir del ajuste de los valores del módulo del transporte de Ekman la función de supervivencia (ver Anexo D) en los nueve puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1).

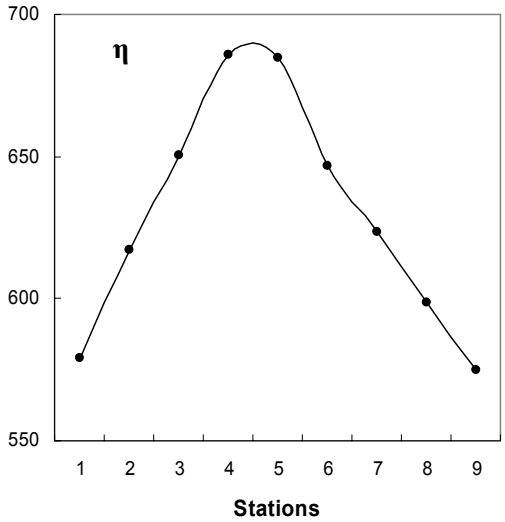


Figura 4.26: Parámetro de escala,η, calculado a partir del ajuste de los valores del módulo del transporte de Ekman la función de supervivencia (ver Anexo D) en los nueve puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1).

4.2.2.4. Rosas de corrientes

En este caso también se ha considerado el transporte de Ekman diario calculado en los nueve puntos situados a lo largo de la costa. En primer lugar se ha considerado todo el periodo de tiempo correspondiente a cada fuente de datos (figura 4.27). En segundo lugar se han considerado los periodos estacionales comprendidos entre noviembre-marzo (figura 4.28) y entre mayo-septiembre (figura 4.29) para todo el periodo de datos disponible.

En la figura 4.27, correspondiente a todo el periodo, se puede comprobar que existe transporte de Ekman con una marcada componente hacia el oeste en el punto situado más al sur en la costa oeste (punto 1, figura 4.1) que se hace menos significativa a medida que la posición de los puntos se desplaza a lo largo de la costa. A partir del límite superior de la costa oeste (punto 3) aparecen otras

dos componentes principales en dirección noroeste y sureste que se hacen más importantes hacia la costa norte. Además, en la costa norte también se puede comprobar que aparece transporte en dirección sur y norte.

Para la situación correspondiente a otoño-inverno (figura 4.28), se observa que en la costa oeste el transporte de Ekman tiene una marcada dirección noroeste-sureste, relacionada con vientos del noreste y del suroeste. La dirección noroeste tiende a desaparecer a medida que la posición de los puntos se desplaza hacia el norte, pero la sureste se mantiene a lo largo de toda la costa. También se puede observar la existencia de una componente en dirección sur que se hace más importante hacia la costa norte, relacionada con vientos del oeste. En está última parte de la costa (desde el punto 7 al 9) aparece una componente en dirección norte casi tan importante como la componente en dirección sur. La existencia de estas componentes principales a lo largo de la costa, indica que durante el periodo otoño-invierno el viento experimenta una variabilidad importante.

Para la situación correspondiente a primavera-verano (figura 4.29), se puede comprobar que en la costa oeste el transporte de Ekman cambia a dirección oeste. Este transporte está relacionado con vientos del norte y genera un desplazamiento del agua superficial hacia el océano. A medida que la posición de los puntos se desplaza hacia el norte, esta componente tiende a desparecer. También es posible comprobar que a medida que esta componente disminuye, aparece una nueva componente en dirección noroeste que se mantiene desde la costa intermedia hasta la costa norte. En la costa norte también se observa la existencia de una nueva componente en dirección sur. A diferencia de la situación anterior, en este caso el viento muestra menor variabilidad.

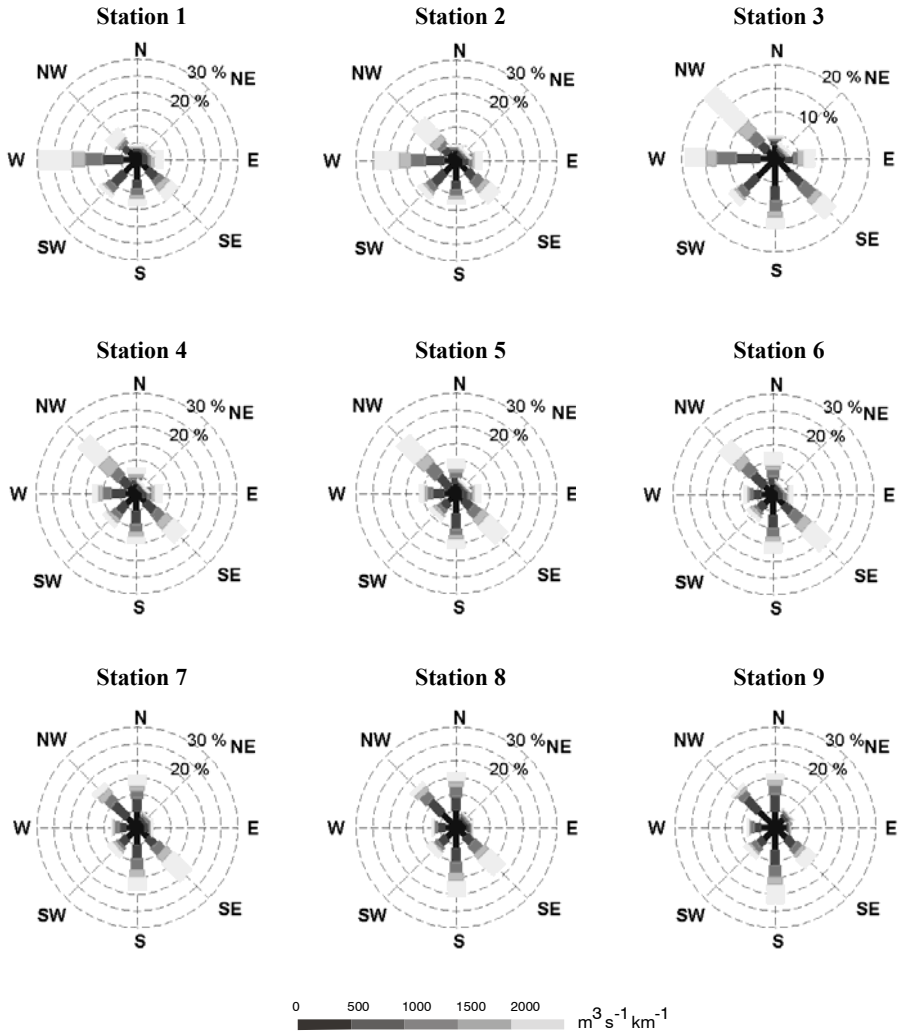


Figura 4.27: Transporte de Ekman calculado en 9 puntos situados a los largo de la costa gallega (ver figura 4.1) a partir de los datos de viento proporcionados por QuikSCAT desde noviembre de 1999 hasta octubre de 2004.

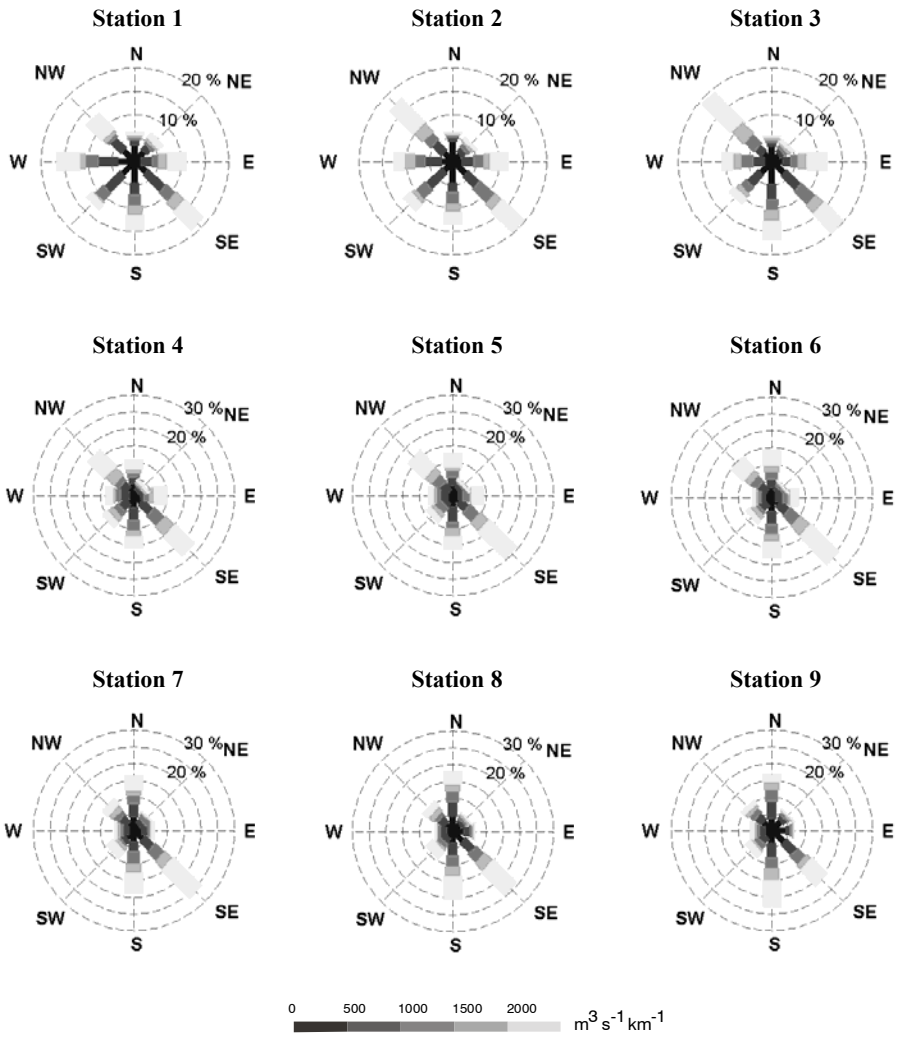


Figura 4.28: Transporte de Ekman calculado en 9 puntos situados a los largo de la costa gallega (ver figura 4.1) para los periodos comprendidos entre noviembre-marzo desde noviembre de 1999 hasta octubre de 2004 a partir de los datos de viento proporcionados por QuikSCAT.

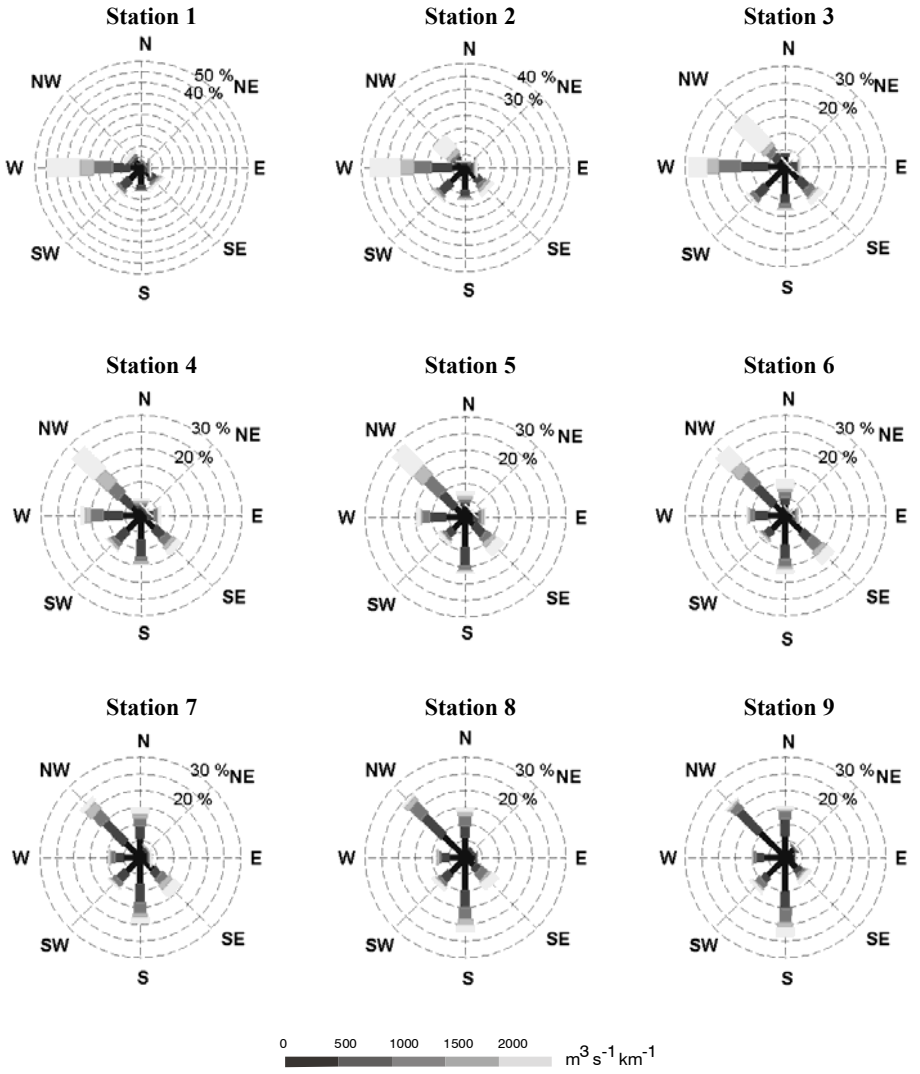


Figura 4.29: Transporte de Ekman calculado en 9 puntos situados a los largo de la costa gallega (ver figura 4.1) para los periodos comprendidos entre mayo-septiembre desde noviembre de 1999 hasta octubre de 2004 a partir de los datos de viento proporcionados por QuikSCAT.

4.2.3. Comparación entre ambas fuentes

Una vez que se han analizado los datos correspondientes a las dos fuentes por separado, se ha hecho una comparación entre ambas. En primer lugar se han comparado los datos de viento, tanto en dirección como en módulo, en los 9 puntos situados a lo largo de la costa gallega (figura 4.1), durante el periodo de tiempo común a ambas fuentes (noviembre de 2001 – octubre de 2004). Los resultados se representan en la figura 4.30. La dirección se representa en radianes (figura 4.30(a)) y el módulo en m s^{-1} (figura 4.30(b)). En ambas partes de la figura se han considerado los datos de METEOGALICIA como variable x y los datos de QuikSCAT como variable y.

La figura 4.30(a) muestra que la dirección de los datos de viento procedentes de ambas fuentes es aproximadamente la misma. Se puede observar que la nube de puntos se distribuye alrededor de la línea que marca 45º (línea negra). Al comparar el módulo (figura 4.30(b)), se observa que la nube de puntos se sitúa por encima de la línea de 45º (línea negra). Esto indica que los datos correspondientes al QuikSCAT están por encima de los correspondientes a METEOGALICIA. Los datos correspondientes a cada uno de los nueve puntos, obtenidos a partir de cada una de las bases de datos, se han ajustado a rectas del tipo $y = ax$, de manera que pasan por el origen (líneas rojas). Además, también se ha calculado el coeficiente de correlación (ver Anexo D) entre los datos correspondientes a cada uno de esos puntos. Los resultados se presentan en la tabla 4.II.

Se puede comprobar como estos ajustes toman siempre valores por encima de uno, lo que indica que todos los puntos están por encima de la línea de 45º. Los valores del coeficiente de correlación son buenos (~ 0.7-0.8), por lo que se puede decir que los datos correspondientes a cada una de las fuentes de datos están correlacionados. Pero también es importante tener en cuenta que este coeficiente toma valores por debajo de uno a lo largo de toda la costa mostrando que los datos correspondientes a METEOGALICIA están por debajo de los correspondientes a QuikSCAT.

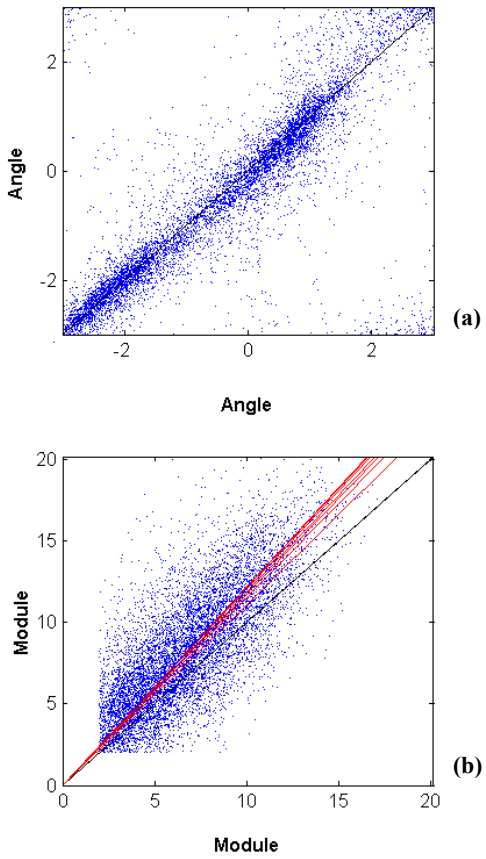


Figura 4.30: Comparación de los datos de viento de METEOGALICIA y QuikSCAT en dirección (radianes) (a) y en módulo (m s^{-1}) (b), medidos en 9 puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1) desde noviembre de 2001 hasta octubre de 2004. En ambas partes de la figura se ha representado una línea que marca 45º (línea negra), y sólo se han representado los datos por encima de 2 m s^{-1} en cada punto. Estos datos se han ajustado a rectas del tipo $y = ax$ (líneas rojas).

Punto	Viento (METEOGALICIA *vs* QuikSCAT)	
	a	$\mathbf{r_{x,y}}$
1	1.20	0.71
2	1.20	0.75
3	1.21	0.75
4	1.21	0.77
5	1.22	0.77
6	1.19	0.76
7	1.17	0.76
8	1.15	0.77
9	1.11	0.73

Tabla 4.II: Resultados de los ajustes de los datos de viento correspondientes a METEOGALICIA y QuikSCAT a una recta del tipo $y = ax$ en 9 puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1), y coeficientes de correlación entre los datos correspondientes a cada punto.

Además de la comparación entre los datos de viento, también se ha hecho una comparación del transporte de Ekman calculado en cada uno de los nueve puntos. Igual que en el caso de la comparación entre los datos de ambas fuentes y los datos de la base histórica (sección 4.1), se ha utilizado el coeficiente de correlación y el parámetro α_0 (ver Anexo D). Los resultados se presentan en la tabla 4.III. En este caso también se han considerado los datos de METEOGALICIA como variable x y los datos de QuikSCAT como variable y. En esta tabla se pueden observar valores del coeficiente de correlación entre 0.8 y 0.9 y valores del factor α_0 entorno a 0.6-0.7 a lo largo de toda la costa. Esto indica que existe una buena correlación entre los datos de las diferentes bases aunque los datos de METEOGALICIA están siempre por debajo de los de QuikSCAT a lo largo de toda la costa.

Punto	Q_x (METEOGALICIA *vs* QuikSCAT)		Q_y (METEOGALICIA *vs* QuikSCAT)	
	$r_{x,y}$	α_0	$r_{x,y}$	α_0
1	0.85	0.64	0.82	0.64
2	0.88	0.66	0.82	0.63
3	0.87	0.65	0.86	0.65
4	0.88	0.70	0.89	0.64
5	0.87	0.72	0.89	0.61
6	0.87	0.75	0.90	0.66
7	0.83	0.73	0.89	0.69
8	0.81	0.74	0.88	0.73
9	0.79	0.80	0.86	0.76

Tabla 4.III: Comparación de ambas componentes del transporte de Ekman obtenidas a partir METEOGALICIA y QuikSCAT en 9 puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1).

4.3. Discusión

Es un hecho conocido que el viento es el principal responsable de la circulación superficial oceánica a través del llamado transporte de Ekman. Como se ha visto en el capítulo 1, este transporte ocurre 90º a la derecha de la dirección del viento y permite caracterizar el fenómeno de afloramiento.

En este capítulo se ha analizado este transporte a lo largo de toda la costa gallega a partir de datos de viento obtenidos de dos fuentes distintas, METEOGALICIA y QuikSCAT, de manera que se ha podido caracterizar con detalle el comportamiento de la circulación en la plataforma gallega.

El empleo de estas bases de datos tiene como ventaja fundamental que permiten calcular el transporte de Ekman en cualquier punto que se encuentre dentro de la malla de datos, lo que facilita la realización de un estudio espacial, además de temporal. Otra ventaja importante es que, por ejemplo en el caso del QuikSCAT, se trabaja con datos de vientos reales lo que permite obtener una mayor calidad en los resultados. Como se ha mencionado en la primera sección de este capítulo, hasta la actualidad, para caracterizar el transporte de Ekman en la costa gallega, se han utilizado datos de viento geostrófico obtenidos en el punto 43º N,

11º W (Lavin *et al*.,1991; 2000) situado frente a Finisterre. La existencia de esta base de datos permite hacer una comparación con respecto a las fuentes de METEOGALICIA y QuikSCAT. Así, calculando las componentes del transporte de Ekman en este punto para el periodo de tiempo disponible en estas fuentes y comparándolas con las correspondientes a la base de datos históricos para el mismo periodo, se obtuvieron valores del coeficiente de correlación entre 0.5-0.6 y valores del factor α_0 muy próximos a 1. Esto indica que existe una buena correspondencia entre los datos históricos y cada una de las fuentes de datos utilizadas.

Para caracterizar la evolución temporal del transporte Ekman a lo largo de la costa gallega se calcularon las componentes del transporte (Q_x, Q_y) para todo el periodo de tiempo disponible en cada fuente de datos, en nueve puntos situados a lo largo de la costa (ver figura 4.1). A partir de ambas fuentes se observó un comportamiento antisimétrico entre ambas componentes de manera que valores máximos de Q_x, asociados con vientos de componente sur, se corresponden con valores mínimos de Q_y, asociados con vientos de componente oeste, y viceversa. Se comprobó que los valores máximos de Q_x y los valores mínimos de Q_y se observan a finales y comienzos de cada año, mientras que los valores mínimos de Q_x y máximos de Q_y se encuentran aproximadamente en la mitad del periodo anual. Esto indica que durante la época de otoño-invierno los vientos dominantes son de componente suroeste, mientras que en verano son de componente noreste. El comportamiento de la componente Q_x es similar en ambos casos, de manera que los seis primeros puntos situados a lo largo de la costa mostraron valores que aumentaban de sur a norte, mientras que los situados en la costa norte disminuían de oeste a este. Para la componente Q_y se puede decir que, en general, el comportamiento también es el mismo en ambos casos con valores que disminuyen de sur a norte en los seis primeros puntos, y de oeste a este en los puntos situados en la costa norte.

Teniendo en cuenta la orientación de la costa gallega, en la costa oeste se considera que el índice de afloramiento viene dado por $-Q_x$, en la costa norte por Q_y y en la costa intermedia ambas componentes contribuyen de forma similar. Como ya se ha comentado anteriormente el fenómeno de afloramiento ocurre principalmente a lo largo de la costa oeste, por lo tanto, el comportamiento observado de las componentes del transporte es coherente con el hecho de que

los valores más negativos de Q_x, que desplazan el agua superficial hacia el océano, se observan en esta costa.

El análisis de la periodicidad mostró la existencia de un periodo de variabilidad anual (~ 365 días), un periodo de variabilidad estacional (~ 50-90 días), y por último, otro periodo relacionado con el paso de frentes y tormentas (~ 12-19 días).

Para analizar el transporte de Ekman con más detalle se realizó un análisis estacional. En primer lugar se consideró el comportamiento anual utilizando promedios comprendidos entre noviembre-marzo (otoño-invierno) y mayo-septiembre (primavera-verano) durante todo el periodo de datos disponible en cada una de las fuentes. Para la situación correspondiente a otoño-invierno, en general el transporte muestra una marcada componente norte a lo largo de toda la costa. Este transporte está asociado con vientos del oeste que acercan las perturbaciones atlánticas a la costa gallega (ver capítulo 3). A pesar de que esta es la situación general correspondiente al periodo de tiempo que se está estudiando, pueden aparecer situaciones diferentes como las observadas entre noviembre de 1999 – marzo de 2000 (QuikSCAT) con un transporte en dirección oeste y noviembre de 2001 – marzo de 2002 (METEOGALICIA y QuikSCAT) con un transporte principalmente en dirección norte. Para la situación de primavera-verano, en ambos casos se observó un cambio en el transporte con una marcada dirección oeste a lo largo de toda la costa. Esta dirección, asociada a vientos del norte, se hace más notable en la costa oeste lo que indica que en esta zona se produce afloramiento durante esta época. En este caso el agua superficial se desplaza hacia el océano dejando un espacio vacante que se rellenará con aguas del fondo, dando lugar a este fenómeno (ver capítulo 1).

Además del análisis año a año, también se realizó un estudio estacional interanual en los nueve puntos situados a lo largo de la costa (ver figura 4.1), de manera que se calculó un promedio para todas las situaciones de otoño-invierno y para todas las situaciones de primavera-verano para el periodo de datos disponible en ambas fuentes. En el caso de METEOGALICIA, durante la situación de otoño-invierno el transporte de Ekman ocurre en dirección a la línea de costa. Los resultados obtenidos a partir de los datos de QuikSCAT muestran una ligera diferencia en la costa oeste con un transporte en dirección sur más

marcado, pero en el resto de la zona costera se observa el mismo comportamiento. Este transporte en dirección a la costa se relaciona con vientos de componente suroeste. En ambos casos se observaron mayores amplitudes en la costa norte. La situación de primavera-verano, para ambos casos, muestra un comportamiento totalmente diferente con transporte de Ekman en dirección oeste a lo largo de toda la costa. Este transporte está asociado con vientos del norte, típicos de esta época del año (ver capítulo 1), que desplazan el agua superficial hacia el océano. También se comprobó que durante este periodo, las amplitudes mayores se encuentran en la costa oeste.

A partir del análisis de las distribuciones de las componentes del transporte de Ekman, se observó que el mayor porcentaje de los valores (~ 30-40 %) se encuentra entre -500 y 500 $m^3 s^{-1} km^{-1}$. En todos los puntos a lo largo de la costa existe asimetría en ambas componentes del transporte. En el caso de METEOGALICIA, en la costa oeste se observó un mayor porcentaje de valores negativos en ambas componentes. En el resto de la zona costera la componente Q_y tiene un comportamiento similar, mientras que para la componente Q_x se observa un porcentaje mayor de valores positivos a partir de 1000 $m^3 s^{-1} km^{-1}$. Esta situación implica que, en promedio, en estas zonas de la costa se obtengan valores positivos de la componente Q_x, pero hay que tener en cuenta que estos porcentajes son mucho menores (~ 5 %) que los correspondientes a valores del transporte más pequeños. De los resultados obtenidos a partir de los datos de QuikSCAT, se observó un comportamiento ligeramente distinto de manera que a lo largo de toda la costa existe un mayor porcentaje de datos negativos en ambas componentes. Además de las distribuciones de las componentes del transporte, también se analizó la distribución del módulo del transporte ajustándola a la función de supervivencia (ver Anexo D). Teniendo en cuenta este ajuste, se comprobó que el parámetro de forma (α) tiende a aumentar de sur a norte para los datos obtenidos a partir de ambas fuentes. Por otro lado, el parámetro de escala (η) tiende a disminuir de sur a norte en el caso de METEOGALICIA, sin embargo, en el caso de QuikSCAT este parámetro aumenta a lo largo de la costa oeste y disminuye en el resto de la zona costera. A pesar de estas pequeñas diferencias se comprobó que la distribución se hace más puntiaguda de sur a norte. Esto indica que en la costa oeste los valores del transporte varían en un rango más amplio pero a medida que la posición los puntos se desplazan hacia el

norte, los valores se concentran más alrededor de un determinado valor.

Para analizar con más detalle las distribuciones de las componentes del transporte se calculó la Curtosis (ver Anexo D) para los nueve puntos. De esta forma se comprobó que, tanto para METEOGALICIA como para QuikSCAT, la Curtosis para la componente Q_x tiende a aumentar de sur a norte, mientras que en el caso de la componente Q_y se observa un comportamiento opuesto. Esto indica que desde el sur hacia el norte, la componente Q_x se hace más puntiaguda y la componente Q_y menos puntiaguda. Es decir, a medida que la posición de los puntos cambia de sur a norte, los valores de la componente Q_x tienden a estar más próximos a un cierto valor mientras que los de la componente Q_y varían en un rango más amplio.

Teniendo en cuenta el análisis hecho a partir de las rosas de corriente se observó que durante todo el periodo de datos disponible en ambas fuentes, existe un transporte en dirección oeste a lo largo de la costa oeste que va perdiendo importancia a medida que la posición de los puntos se desplaza hacia el norte. También se comprobó que a medida que se produce este desplazamiento, aparecen dos nuevas componentes en dirección noroeste-sureste que se hacen más importantes en la costa norte. Esto indica que durante este periodo de tiempo a lo largo de la costa oeste, los vientos más importantes son los de componente norte, sin embargo, en el resto de la zona costera el viento es más variable ya que aparece más de una dirección principal del transporte de Ekman.

Para la situación correspondiente a todos los valores observados en otoño-invierno se comprobó que en la costa oeste existe transporte en dirección noroeste-sureste. Desde el sur hacia el norte la dirección noroeste tiende a desaparecer pero la sureste se mantiene a lo largo de toda la costa. También se observó la existencia de una componente en dirección sur relacionada con vientos del oeste que se hace más importante hacia la zona norte de la costa.

Durante la situación correspondiente a primavera-verano el comportamiento del transporte de Ekman fue diferente. En este caso, a lo largo de la costa oeste la componente del transporte tiene dirección oeste. Esta componente está relacionada con vientos del norte que generan un desplazamiento del agua superficial hacia el océano dando lugar al fenómeno de afloramiento (ver capítulo 1). A medida que la posición de los puntos se desplaza hacia el norte,

esta componente se hace menos significativa apareciendo una componente en dirección noroeste que se hace más importante en la costa norte. Además, en la costa norte también se observó otra componente en dirección sur. Esto indica que durante este periodo el viento muestra menor variabilidad que para las situaciones de otoño-invierno.

Por último, se realizó una comparación entre ambas fuentes, METEOGALICIA y QuikSCAT, utilizando los 9 puntos situados a lo largo de la costa gallega (ver figura 4.1). De esta comparación se obtuvieron valores del coeficiente de correlación entre 0.8-0.9 y valores del factor α_0 próximos a 0.6-0.7 independientemente del punto considerado. Esto indica que existe una buena correlación entre los datos de ambas bases aunque los datos correspondientes a METEOGALICIA muestran una amplitud menor que los de QuikSCAT a lo largo de toda la costa.

Capítulo 5

Efecto del viento en la costa: Afloramiento

Como ya se ha mencionado en el capítulo 1, el afloramiento costero es un fenómeno que se atribuye comúnmente a la acción del viento a lo largo de la costa. Este viento produce, por el efecto de Coriolis, un transporte de Ekman hacia fuera de la costa que desplaza el agua superficial hacia el mar.

En las Rías Baixas, situadas en la costa oeste gallega (ver figura 3.6), el afloramiento tiene lugar desde abril hasta septiembre que es cuando los vientos predominantes del norte en plataforma generan transporte de Ekman hacia fuera de la costa (Blanton *et al*., 1987; McClain *et al*., 1986; Tilstone *et al*., 1994). Además de este afloramiento de verano, en las Rías Baixas, este fenómeno también se puede dar en invierno (Alvarez *et al*., 2003a). Los mecanismos de formación de ambos afloramientos son similares mientras que las propiedades del agua aflorada son completamente distintas.

En el resto de la zona costera, el fenómeno de afloramiento también está presente, pero no ha sido estudiado tan extensamente como en la costa oeste.

En este capitulo se va a hacer un estudio comparativo del afloramiento de verano en las Rías Baixas en términos de las variables termohalinas y los forzamientos externos para el periodo 1997-2002 (Alvarez *et al*., 2005a). También se va a describir un episodio de afloramiento invernal observado en la Ría de Pontevedra el 27 de enero de 1998, comparándolo con el típico de verano y un afloramiento a comienzos de primavera (Alvarez *et al*., 2003a). Por último, se analizará el afloramiento a lo largo de la costa gallega durante el verano del 2000 (Alvarez *et al*., 2005b).

5.1. Afloramiento de verano

Los afloramientos de primavera y verano han sido ya descritos con detalle en algunas de las Rías Baixas y en la plataforma adyacente (ver capítulo 1). A continuación se va a realizar un análisis de este fenómeno durante el periodo 1997-2002 en las tres Rías Baixas simultáneamente.

5.1.1. Propiedades hidrográficas

Los eventos de afloramiento estival en las Rías Baixas se caracterizan por introducir en los estuarios ENACW, que está presente en la plataforma durante esta época (ver capítulo 3). Esta masa de agua se puede caracterizar por medio de diagramas TS. En el trabajo de Prego *et al* (2001) se puede observar un diagrama de temperatura-salinidad en una estación localizada en la boca sur de la Ría de Pontevedra (50 m de profundidad). En el diagrama se observa ENACW aproximadamente en un 50% de las campañas llevadas a cabo durante un año.

En la figura 5.1 (Alvarez *et al*., 2005a) se ha representado un diagrama TS para las tres Rías Baixas durante el periodo 1997-2002 tanto en la boca sur como en la boca norte cerca del fondo. Las líneas características de los dos modos de ENACW (ver capítulo 3) definidas por Fiuza (1984) se han representado en todos los casos ($ENACW_P$, línea negra discontinua y $ENACW_T$, línea negra continua). En esta figura se puede comprobar como cerca del fondo la temperatura y la salinidad toman valores entre los dos modos de ENACW. Por lo tanto, no es posible clasificar esta masa de agua dentro del modo subpolar o el modo subtropical. Por esta razón, la línea que define ENACW según Fraga (1981), la cual no distingue entre los dos modos, también ha sido incluida en la figura 5.1 (línea gris discontinua). Teniendo esto en cuenta, a partir de ahora se llamará a esta masa de agua ENACW sin ningún subíndice. La figura 5.1(a) corresponde a las bocas sur a una profundidad de 35 m. Se ha considerado que un punto está bajo la influencia de ENACW si este punto está desplazado menos de 0.3 grados en temperatura y 0.1 en salinidad de la línea que define ENACW según Fraga (1981) (puntos negros en la figura 5.1). Estas distancias corresponden a 1.5 veces la dispersión de los datos normalmente usados en la

literatura para ajustar la línea de ENACW (Rios *et al.*, 1992; Fiuza *et al.* 1998) de las medidas tomadas.

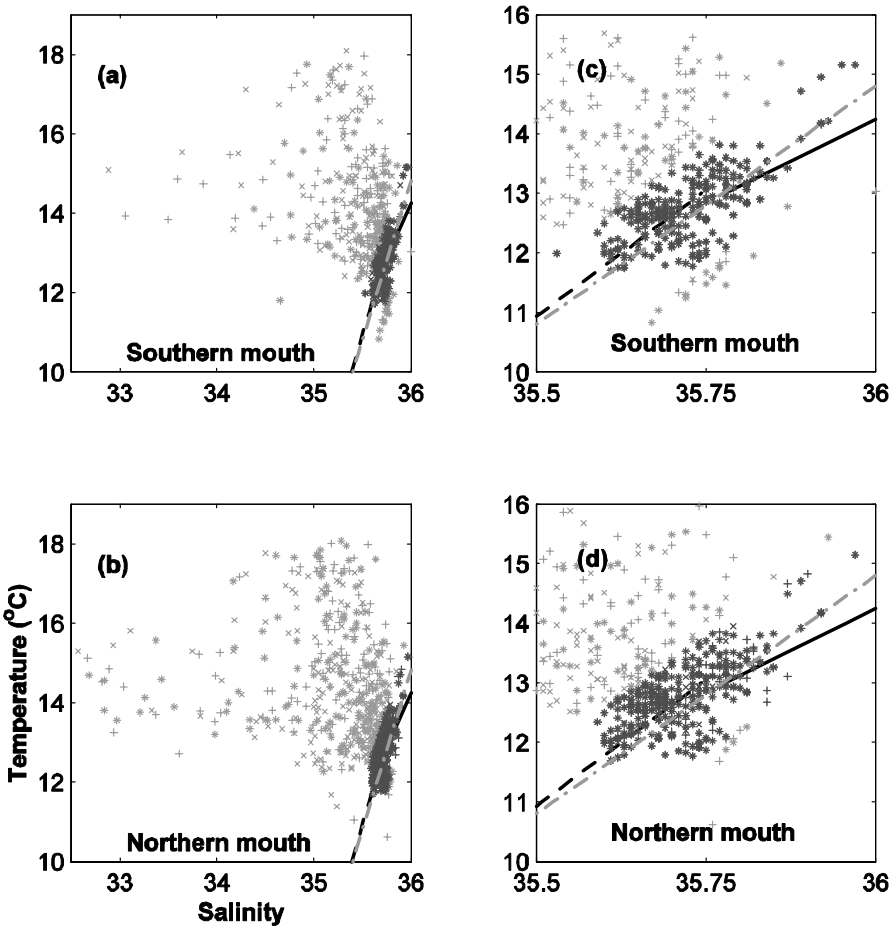


Figura 5.1: Diagrama TS de las bocas sur (a) y las bocas norte (b) de las Rías Baixas. El área alrededor de la línea de ENACW ha sido ampliada para (c) las bocas sur y (d) para las bocas norte. Los valores de T y S han sido medidos a 35 m (boca sur) y 20 m (boca norte) de profundidad. (+) corresponden a la Ría de Vigo, (x) a la Ría de Pontevedra y (*) a la Ría de Arousa. La línea de $ENACW_P$ (línea negra discontinua) y $ENACW_T$ (línea negra continua) se han obtenido de Fiuza (1984). La línea que no distingue entre los dos modos de ENACW se ha obtenido de Fraga (1981) (línea gris discontinua).

De esta forma, aproximadamente un 40% de las medidas se pueden considerar influenciadas por ENACW. La figura 5.18c) representa las mismas medidas en un área aumentada cerca de la línea de ENACW. La figura 5.1(b) corresponde a las bocas norte a una profundidad de 20 m. Siguiendo el mismo criterio, aproximadamente el 20% de las medidas corresponde a ENACW. La figura 5.3(d) representa un área aumentada de la figura 5.1(b) alrededor de la línea de ENACW.

Siguiendo el mismo protocolo que en la figura 5.1, se puede calcular la probabilidad de encontrar ENACW en las Rías Baixas durante la época de afloramiento (de abril a septiembre) a lo largo de la columna de agua en ambas bocas (figura 5.2). Para las tres gráficas de la figura 5.2 los círculos representan la boca sur y las cruces la boca norte.

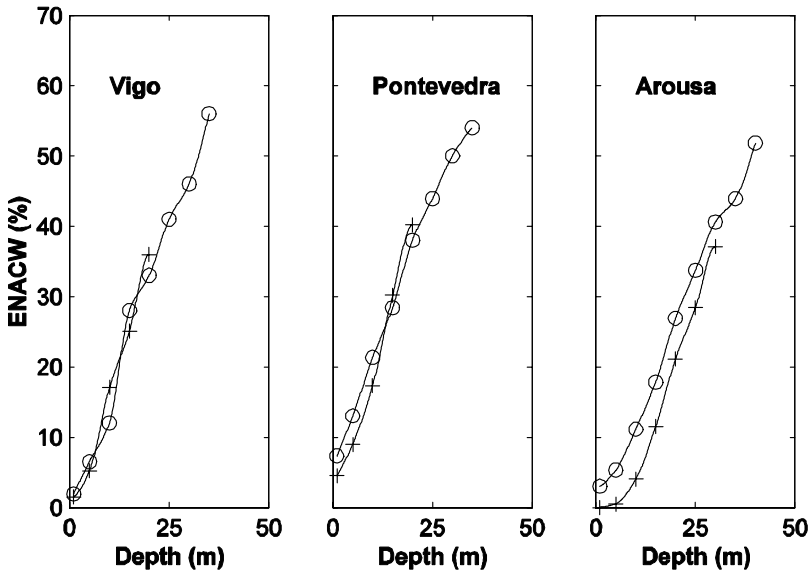


Figura 5.2: Probabilidad de encontrar ENACW a lo largo de la columna de agua en las dos bocas de las tres Rías Baixas desde abril hasta septiembre. Los círculos representan las bocas sur y las cruces las bocas norte.

La probabilidad de encontrar ENACW es la misma en las Rías de Vigo y Pontevedra. En cada ría, la probabilidad es también la misma en ambas bocas considerando la misma profundidad. En ambos casos, la probabilidad aumenta con la profundidad debido al origen subsuperficial de esta masa de agua. Obviamente, la máxima probabilidad se encuentra siempre en las bocas sur, las cuales son considerablemente más profundas. La Ría de Arousa es diferente al resto de las rías debido a que es más probable encontrar esta masa de agua en la boca sur que en la boca norte a cualquier profundidad. Esta diferencia entre bocas se debe a que en la boca norte de la Ría de Arousa existe una barrera de rocas que protege la boca y bloquea la entrada de agua hacia tierra por debajo de una profundidad de 7 m. Además, se puede comprobar que la orientación de la Ría de Arousa es ligeramente diferente a las otras rías, mostrando una orientación geográfica en la dirección NE-SO más marcada que el resto de las rías (ver figura 3.6).

La presencia de ENACW se puede estudiar estacionalmente como se muestra en la tabla 5.I, donde se han considerado diferentes rangos de probabilidad dependiendo de la ría y de la boca. La probabilidad de aparición de ENACW se ha calculado cerca de la superficie, en capas intermedias y cerca del fondo.

		Boca Sur			**Boca Norte**		
Ría	Estación	Superficie (5 m)	Medio (10 m)	Fondo (20 m)	Superficie (5 m)	Medio (20 m)	Fondo (35 m)
Vigo	Invierno	<10	<10	10-20	<10	<10	20-30
	Primavera	<10	<10	20-30	<10	20-30	>55
	Verano	<10	20-30	30-40	<10	40-50	>55
	Otoño	<10	<10	<10	<10	<10	20-30
Pontevedra	Invierno	<10	<10	10-20	<10	<10	20-30
	Primavera	<10	<10	20-30	<10	20-30	>55
	Verano	<10	20-30	30-40	<10	40-50	>55
	Otoño	<10	<10	<10	<10	<10	10-20
Arousa	Invierno	<10	<10	<10	<10	<10	20-30
	Primavera	<10	<10	10-20	<10	10-20	30-40
	Verano	<10	<10	20-30	<10	30-40	50-55
	Otoño	<10	<10	<10	<10	<10	10-20

Tabla 5.I. Medidas influenciadas por ENACW (%)

De esta tabla se pueden deducir varios hechos: i) la presencia de agua aflorada aumenta con la profundidad; ii) cuando se comparan las dos bocas de la misma ría, la máxima probabilidad de encontrar ENACW es siempre mayor en las bocas sur que en las bocas norte debido a sus diferentes profundidades; iii) la probabilidad de aparición de ENACW es alta en primavera y verano y casi despreciable en otoño e invierno. De hecho, el agua observada en invierno se corresponde con valores de salinidad y temperatura ligeramente más altos que durante el resto de las estaciones. Esta agua está relacionada con la corriente hacia el polo (poleward current, capítulo 3) que transporta una gran parte de la rama ENACW subtropical; iv) finalmente, las Rías de Vigo y Pontevedra se comportan de un modo similar, pero la probabilidad de encontrar ENACW en la Ría de Arousa es ligeramente más baja en la boca sur y considerablemente menor en la boca norte que en el resto de las rías.

5.1.2. Forzamientos externos

5.1.2.1. Precipitación y temperatura del aire

Para estudiar la evolución de las propiedades hidrográficas es importante analizar las variables meteorológicas. En la figura 5.3 se ha representado la media mensual anual de la precipitación y la temperatura del aire promediada para el periodo octubre 1997-octubre 2002.

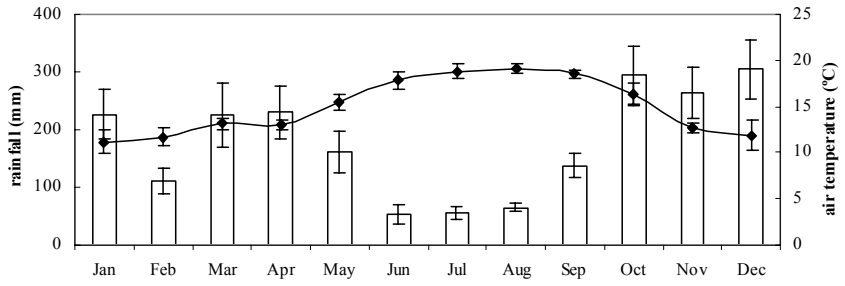


Figura 5.3: Media mensual anual de la precipitación (barras) y temperatura del aire (línea) desde 1997 hasta 2002. Las barras de error representan la desviación estándar.

La precipitación se ha medido en cuatro estaciones meteorológicas situadas cerca de la desembocadura de los principales ríos que desembocan en las Rías Baixas y la temperatura en una estación localizada en las Islas Cies (ver capítulo 2). La precipitación (barras en la figura 5.3) muestra un patrón con valores altos durante el invierno y valores bajos durante el verano. Estos valores varían desde 46 mm en junio a 300 mm en diciembre. La temperatura del aire (línea en la figura 5.3) alcanza el máximo valor (19.3ºC) en agosto, coincidiendo con el periodo de mayor radiación solar, mientras que el valor mínimo (11.5ºC) corresponde a enero y diciembre.

5.1.2.2. Índice de afloramiento

Para caracterizar la estación de afloramiento en las Rías Baixas, se ha calculado el promedio del índice de afloramiento en el punto 43º N, 11º W durante el periodo de interés (1997-2002) a partir del viento geostrófico según Bakun (1973) (ver capítulo 1) (figura 5.4, barras blancas).

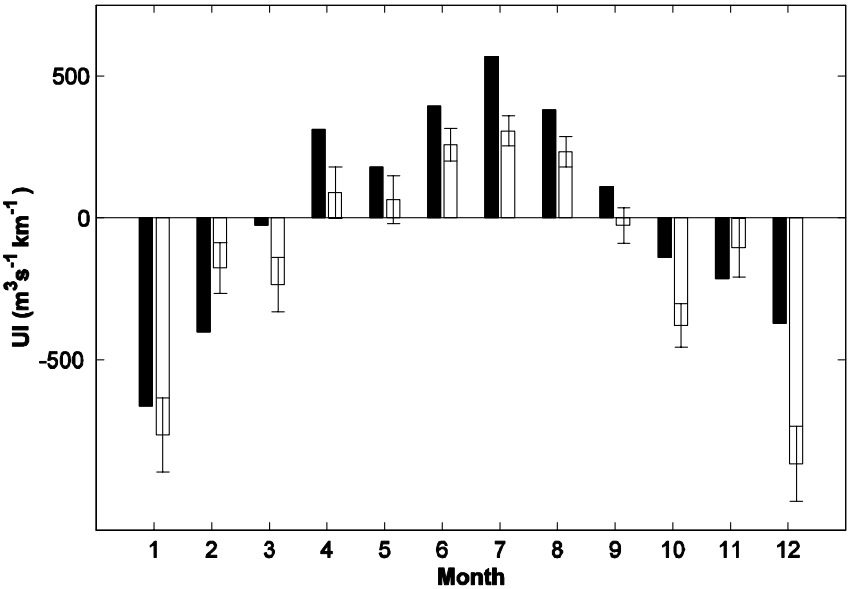


Figura 5.4: Media mensual del índice de afloramiento medido en el punto 43º N, 11º W desde 1997 hasta 2002 (barras blancas) y desde 1966 hasta 1998 (barras negras). Se ha incluido la desviación estándar para el periodo de interés.

También se ha representado el promedio del índice de afloramiento histórico, 1966-1998, (barras negras). Ambos promedios muestran valores positivos desde abril hasta septiembre y valores negativos durante el resto del año.

5.2. Afloramiento de invierno

Además del ampliamente conocido afloramiento de verano, este fenómeno también se puede dar en invierno (Alvarez *et al.*, 2003a). El mecanismo que genera el afloramiento de invierno y el de verano es similar, pero las propiedades termohalinas del agua aflorada son completamente diferentes. Esto se debe a que existe un ciclo anual con diferentes masas de agua en la plataforma dependiendo de la época estacional (ver capítulo 3). A continuación se presenta una situación de afloramiento observada en la Ría de Pontevedra el 27 de enero de 1998. Igual que en la sección anterior se analizarán en primer lugar las propiedades hidrográficas y posteriormente los forzamientos externos. Además, este afloramiento de invierno se va a comparar con el típico de verano y un afloramiento a comienzos de primavera en términos de variables termohalinas.

5.2.1. Propiedades hidrográficas

Al analizar las variables termohalinas medidas en el interior de la ría de Pontevedra el 27 de enero de 1998 se observó una distribución inusual caracterizada por valores de salinidad y temperatura más altos que los típicos para este período del año. En la figura 5.5(a, b) se muestran los perfiles verticales de temperatura y salinidad en la estación 6 situada en la parte interna del estuario frente al puerto de Marín (ver figura 2.1) para esta fecha. Tanto en la figura 5.5(a) como en la 5.5(b) también se han representado los perfiles verticales de temperatura y salinidad para las campañas anterior y posterior al 27 de enero, durante la cual se observó la extraña distribución de las variables termohalinas.

En ambas representaciones se pueden observar valores de temperatura y salinidad mayores para la campaña llevada a cabo el 27 de enero, que para las otras campañas. Además, la columna de agua es más homogénea a partir de los

8 m para esta fecha. Por lo tanto, se puede decir que el perfil medido en la estación 6 el 27 de enero es más cálido y salino que el perfil correspondiente a la campaña anterior y posterior.

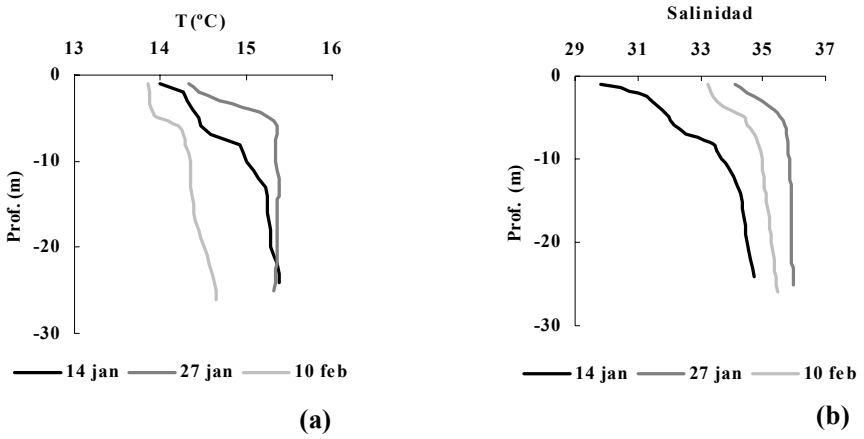


Figura 5.5: Perfiles verticales de temperatura (a) y salinidad (b) en a estación 6 (parte interna de la ría, figura 2.1) para las campañas llevadas a cabo el 14 de enero (línea negra), el 27 de enero (línea gris oscuro) y el 10 de febrero (línea gris claro) de 1998.

Para estudiar las variables termohalinas en todo el estuario, se ha analizado el perfil vertical a lo largo del canal principal de la ría (ver figura 2.1). En la figura 5.6(a, b) se muestran los perfiles verticales de temperatura y salinidad respectivamente para la campaña del 27 de enero. Los puntos representan las distintas profundidades a las que se han medido las variables termohalinas. La figura 5.6(a) muestra valores de temperatura que varían desde 14.0 ºC en las capas superficiales hasta 15.2 ºC en las capas del fondo, indicando una inversión térmica usual de esta época. Además, en las estaciones 0 y 1, situadas en la parte externa de la ría, es posible observar temperaturas de 15 ºC en las capas del fondo. En la figura 5.6(b) se observan valores de salinidad que oscilan entre 34.50 en las capas superficiales y 35.95 en las capas profundas. En las capas intermedias de la parte externa del estuario a una profundidad aproximada de 20 m, se puede observar la presencia de un agua más cálida de aproximadamente 15.3 ºC que alcanza las capas superficiales en la parte interna del estuario. Esta

masa de agua cálida tiene unos valores característicos de salinidad entorno a 35.8. También se puede observar como la columna de agua está más estratificada en las capas superficiales (hasta aproximadamente 10 m) que en las capas del fondo.

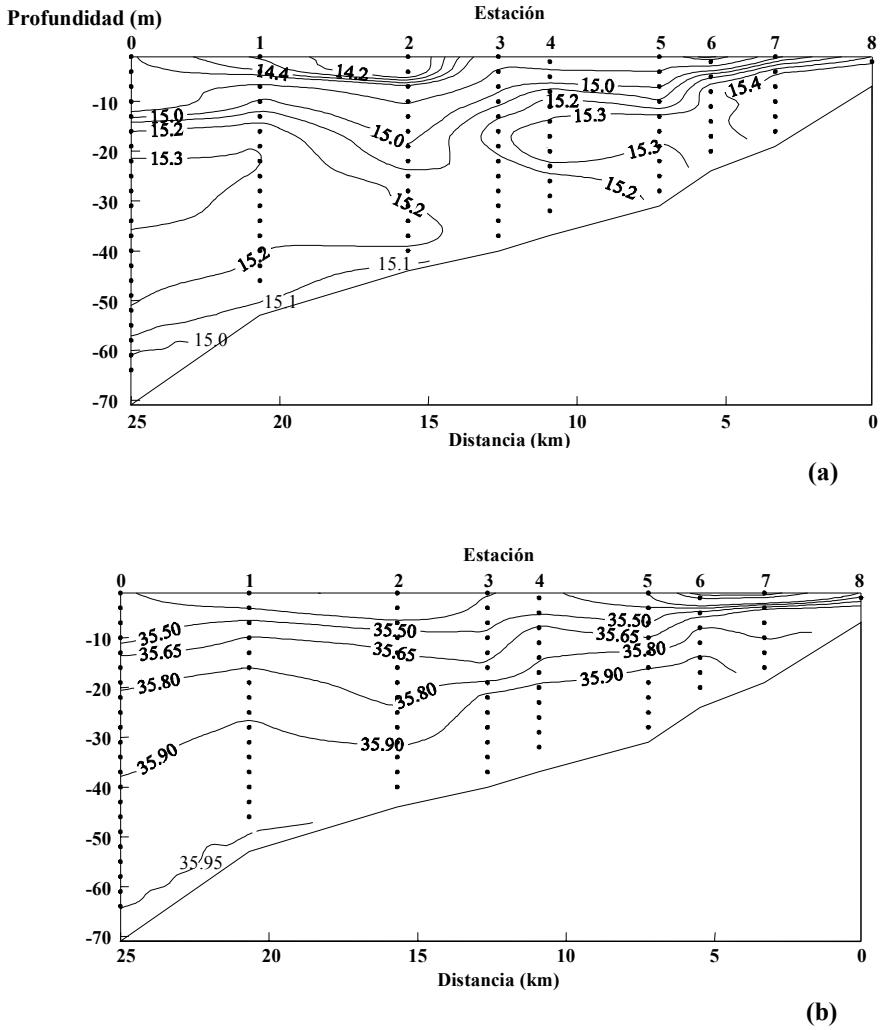


Figura 5.6: Perfiles verticales de temperatura (a) y salinidad (b) en las estaciones localizadas a lo largo del canal principal de la Ría de Pontevedra el 27 de enero de 1998. Los puntos indican las distintas profundidades de medida.

Para comparar el perfil del 27 de enero con el de la campaña anterior y posterior, se representan en la figura 5.7(a, b) y 5.8(a, b) los perfiles verticales de temperatura y salinidad a lo largo del eje principal de la ría para la campaña del 14 de enero y del 10 de febrero respectivamente.

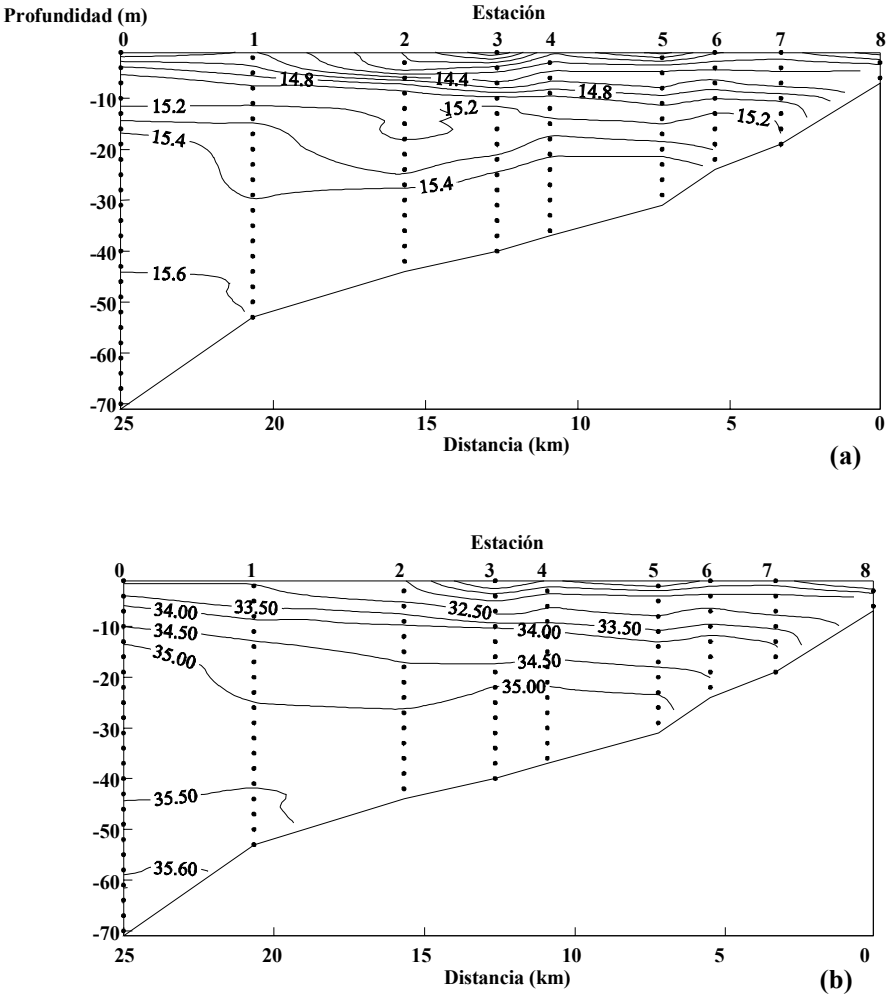


Figura 5.7: Perfiles verticales de temperatura (a) y salinidad (b) en las estaciones localizadas a lo largo del canal principal de la Ría de Pontevedra el 14 de enero de 1998. Los puntos indican las diferentes profundidades de medida.

En la figura 5.7(a) se pueden observar valores de temperatura de 13.6 ºC en las capas superficiales y de 15.6 ºC en las capas profundas apreciándose una inversión térmica. La figura 5.7(b) muestra valores de salinidad variando desde 30.5 en capas superficiales a 35.6 en capas profundas. Los bajos valores de salinidad se midieron en la parte interna de la ría en las capas superficiales. Por lo tanto, se puede decir que la temperatura en las capas superficiales de la parte interna del estuario ha disminuido respecto a la situación anterior. Además, se puede comprobar como en las capas intermedias de todo el estuario (20 m) la salinidad también ha disminuido tomando valores entorno a 35.0, 0.8 unidades menos que en la situación observada el 27 de enero.

En la figura 5.8(a, b) se muestran los perfiles verticales de la temperatura y salinidad correspondientes a la campaña llevada a cabo el 10 de febrero de 1998, justo después de la campaña durante la cual fue medida la inusual distribución de las variables termohalinas.

En el perfil vertical de temperatura (figura 5.8(a)) se pueden observar valores de temperatura de 13.5 ºC en las capas superficiales y de 15.1 ºC en las capas profundas. En la figura 5.8(b) se observan valores de salinidad oscilando entre 34.0 en las capas superficiales y 35.8 en las capas profundas. Los bajos valores de salinidad se midieron en las capas superficiales en la estación 8 (ver figura 2.1), situada en la parte más interna del estuario, debido a la entrada de agua dulce. Se puede comprobar como en las capas intermedias (aproximadamente 20 m) los valores de temperatura y salinidad son de 14.8 ºC y 35.5 respectivamente. Por lo tanto, los valores de estas variables han disminuido con respecto a la situación observada el 27 de enero (figura 5.6(a, b)) con lo que se puede decir que la masa de agua cálida y salina observada en esta campaña no se encuentra ya en el interior del estuario.

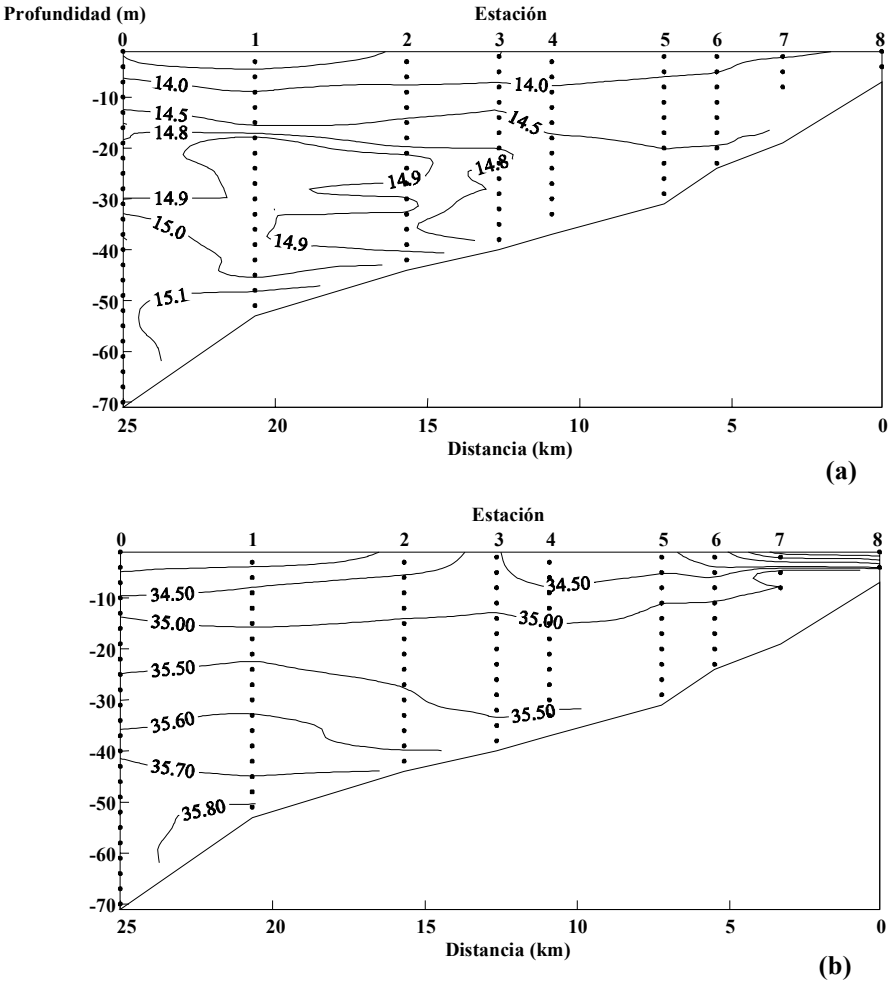


Figura 5.8: Perfiles verticales de temperatura (a) y salinidad (b) en las estaciones localizadas a lo largo del canal principal de la Ría de Pontevedra el 10 de febrero de 1998. Los puntos indican las distintas profundidades de medida.

5.2.2 Forzamientos externos

5.2.2.1. Descarga del río

En primer lugar se va a analizar la descarga del río. En la figura 5.9 se representa la entrada de agua dulce en el estuario procedente de la descarga del Río Lérez. Los datos del caudal del río se han promediado a los cuatro días anteriores a cada campaña.

En esta figura se muestra la descarga del río con valores oscilando entre 25 y 60 $m^3 s^{-1}$, los cuales son típicos de una situación de invierno. De hecho, los valores medidos en enero coinciden con el valor calculado para un período de doce años, aunque los valores observados en febrero son más bajos que la media (ver figura 3.12). Es decir, la descarga del río sigue un patrón normal disminuyendo continuamente de la primera campaña a la última.

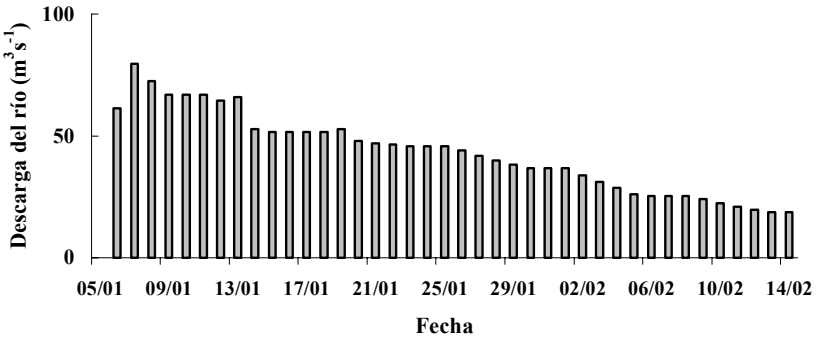


Figura 5.9: Descarga del río promediada a los cuatro días anteriores a cada campaña.

5.2.2.2. Condiciones atmosféricas

También se han analizado las condiciones atmosféricas que afectan a la zona de estudio. Para ello se han utilizado mapas de presión diarios que abarcan un área que comprende parte del Océano Atlántico norte y el suroeste de Europa. Estos mapas se presentan dos días antes de la fecha en la que fue realizada cada campaña para poder ver los efectos de las condiciones atmosféricas sobre la

superficie en dichas fechas. En la figura 5.10 se muestran las condiciones atmosféricas observadas el 25 de enero de 1998.

En esta figura se puede ver como la zona del noroeste de la Península Ibérica, en la cual está situada la Ría de Pontevedra, se encuentra bajo la influencia de un centro de altas presiones situado en las islas Británicas. Este anticiclón genera vientos del norte en plataforma, que como ya se ha mencionado en el primer capítulo, producen el fenómeno de afloramiento. Hay que destacar que la condición de vientos del norte en plataforma en esta zona no es usual en esta época del año, sino típica del período estival (ver capítulo 3 y 4). Además, observando los mapas correspondientes a varios días anteriores se ha comprobado que esta situación de vientos norte en plataforma se mantuvo durante los cuatro días precedentes al 27 de enero.

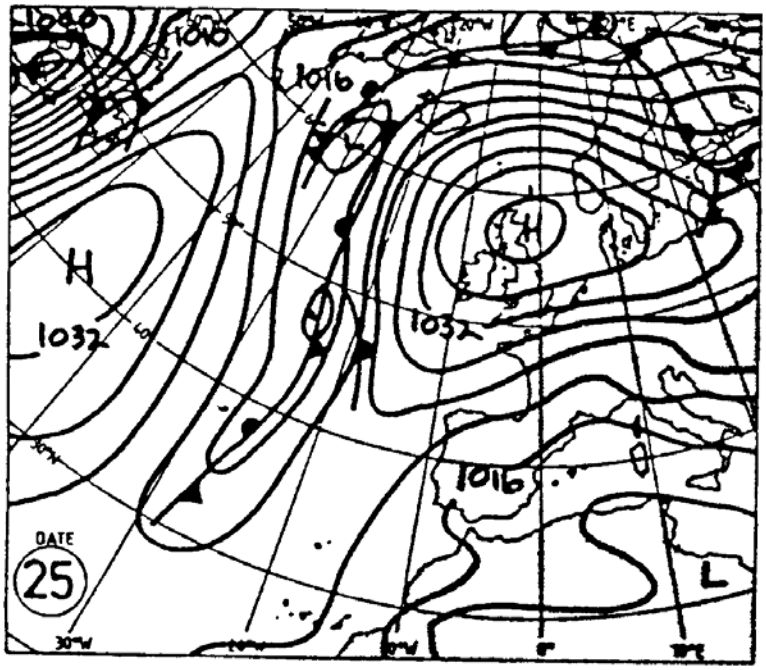
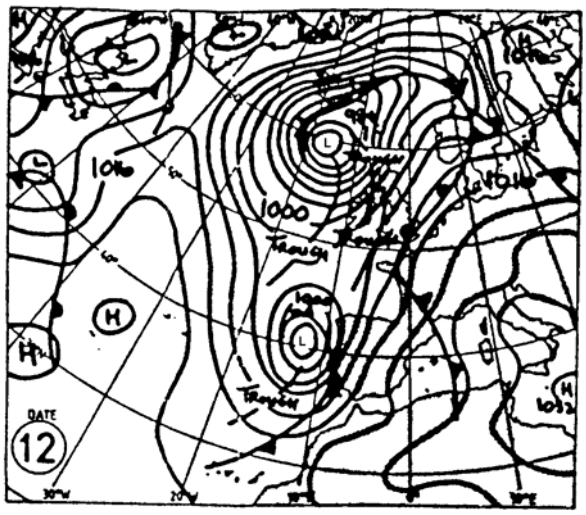
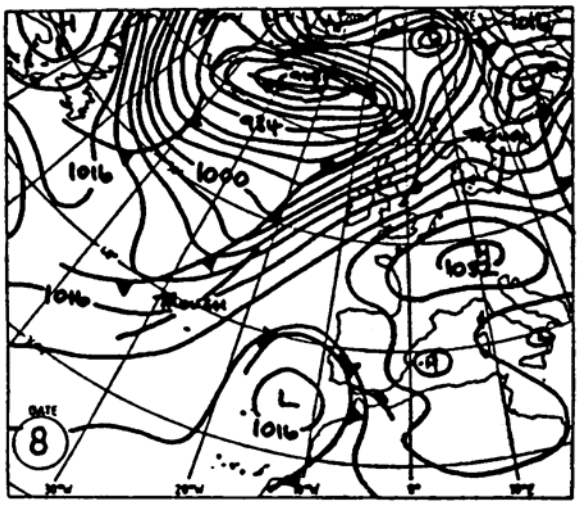


Figura 5.10: Condiciones atmosféricas observadas el 25 de enero de 1998.

Para comparar las condiciones atmosféricas que afectaron a la campaña del 27 de enero con la campaña anterior y posterior a esta, se representan en la figura 5.11(a) y (b) los mapas correspondientes a los dos días anteriores a cada campaña.



(a)



(b)

Figura 5.11: Condiciones atmosféricas observadas el día 12 de enero (a) y el 8 de febrero (b) de 1998.

En la figura 5.11(a) se presentan las condiciones atmosféricas observadas el día 12 de enero. Se puede ver un centro de bajas presiones situado a lo largo de la costa noroeste de la Península Ibérica que afecta a la zona de interés.

La figura 5.11(b) muestra las condiciones atmosféricas correspondientes al 8 de febrero, dos días antes de la campaña posterior a la del 27 de enero. Al suroeste de la Península Ibérica se puede observar la presencia de un centro de bajas presiones que va a influir sobre la zona de estudio. Esta baja, al igual que en el caso anterior, debido a su posición, provoca vientos del sur en la plataforma adyacente a la costa noroeste de la Península.

5.2.2.3. Índice de afloramiento

Otra de las variables que se ha analizado ha sido el índice de afloramiento. En la figura 5.12 se muestra este índice de afloramiento promediado a los cuatro días anteriores a cada campaña.

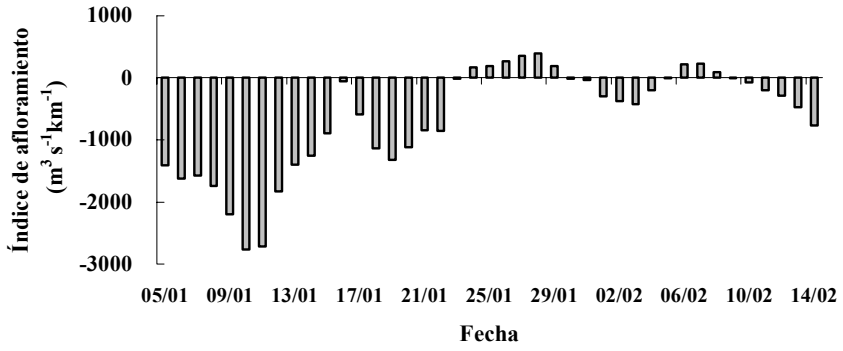


Figura 5.12: Índices de afloramiento promediados a los cuatro días anteriores a cada campaña medidos en el punto 43º N, 11º W.

En esta figura se puede observar como a finales de enero el índice de afloramiento adquiere valores positivos comparables con los obtenidos durante las campañas de verano (deCastro *et al*., 2000) mientras que durante la primera quincena de enero y en el mes de febrero estos valores son negativos.

El índice de afloramiento, como se ha mencionado anteriormente, se obtiene a partir de medias del viento geostrófico (Lavin *et al*., 1991; 2000), por lo tanto está relacionado con los mapas de las condiciones atmosféricas vistos en las figuras anteriores. Los índices negativos que se han medido corresponden a las situaciones descritas en la figura 5.11(a, b), es decir, vientos del sur en plataforma se asocian a índices de afloramiento negativos, mientras que los índices positivos, correspondientes a la situación mostrada en la figura 5.10, están relacionados con vientos del norte en plataforma. Estos vientos producen un transporte de Ekman hacia fuera de la costa que da lugar al afloramiento. Debido a que este afloramiento se produce en invierno, cabe pensar que el agua que aflora en el interior del estuario durante este período es diferente a la bien conocida ENACW observada durante los afloramientos que tienen lugar entre abril y septiembre.

En la figura 5.13 se muestra una imagen térmica infrarroja de parte de la costa Portuguesa y de la costa noroeste de Galicia correspondiente al 25 de enero de 1998. Esta figura comprende la zona entre 41º - 43º 50’ N y 7º 30’ - 9º 50’ W.

En esta figura se puede observar la presencia de un agua superficial cálida a lo largo de la costa de Portugal y la costa noroeste gallega con valores que oscilan entre los 12 ºC y los 16 ºC. Frente a las Rías Baixas el valor de la temperatura es de aproximadamente 15 ºC. Esta agua pertenece al agua transportada por la corriente hacia el polo (ver capítulo 3) que como se ha mencionado, es un agua cálida y superficial.

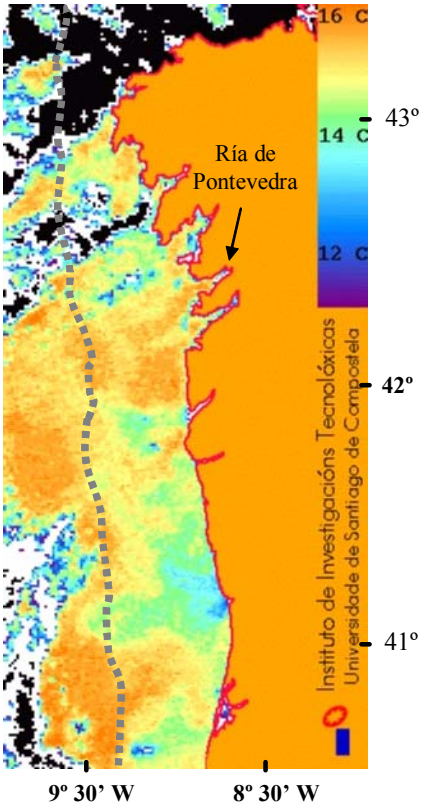


Figura 5.13: Imagen térmica infrarroja obtenida el 25 de enero de 1998. Los tonos claros indican valores elevados de temperatura. La línea punteada representa 1000 m de profundidad. La imagen ha sido proporcionada por el Instituto de Investigacións Tecnolóxicas (Universidade de Santiago de Compostela).

5.2.3 Comparación entre un afloramiento de invierno, de primavera y de verano

En el capítulo 3 se ha descrito la existencia de diferentes tipos de agua en el interior del estuario dependiendo de la época del año. En la figura 5.14(a-d) se van a comparar las masas de agua observadas en invierno (27 de enero de 1998),

en verano (3 de agosto de 1998) y en primavera (25 de marzo de 1998) en la estación 6 situada en la parte interna de la ría (ver figura 2.1).

En la figura 5.14(a) se puede observar que el perfil vertical de temperatura es más homogéneo para el afloramiento invernal (15.3-15.4 ºC por debajo de la influencia del agua dulce) que para los afloramientos de verano y primavera, los cuales presentan valores de temperatura más bajos (12.4-12.8 ºC y 14.1-15.0 ºC, respectivamente). La diferencia de temperatura entre el afloramiento de verano y el de invierno varía desde los 0.5 ºC en capas superficiales hasta los 3 ºC cerca del fondo. Las diferencias en las capas superficiales se deben a las condiciones meteorológicas características de cada época. Es decir, en verano la temperatura del aire en contacto con la superficie del agua es elevada provocando un aumento de esa variable en las capas superficiales de la columna de agua. Sin embargo, en invierno, la temperatura del aire es mucho menor dando lugar a un enfriamiento de las capas superficiales. Además, en la figura 5.14(b) se puede observar una haloclina a 8 m de profundidad para el afloramiento invernal. Esto es debido a la descarga del río que alcanza valores cercanos a 45 $m^3 s^{-1}$ el 27 de enero, aproximadamente 15 $m^3 s^{-1}$ el 25 de marzo y no llega a los 3 $m^3 s^{-1}$ el 3 de agosto. Finalmente, a pesar de que la descarga del río el 27 de enero disminuye la salinidad en las capas superficiales (1.5 más pequeña en invierno que en verano), los valores de salinidad en las capas profundas son 0.2 más elevados en invierno que en verano.

En la situación de primavera se tiene una salinidad similar a la de invierno, excepto en las capas superficiales, debido a las diferentes descargas del río. En la figura 5.14(c) se representa el perfil vertical de densidad para los tres eventos de afloramiento. Los valores de densidad medidos el 27 de enero son bajos con una picnoclina a una profundidad aproximada de 8 m. La diferencia de densidad (σ_t) entre el afloramiento de verano y el de invierno varía desde 1.3 kg m^{-3} en las capas superficiales hasta 0.5 kg m^{-3} en las capas del fondo. Como se muestra en la figura 5.14(d), el afloramiento de primavera es una situación intermedia entre invierno y verano.

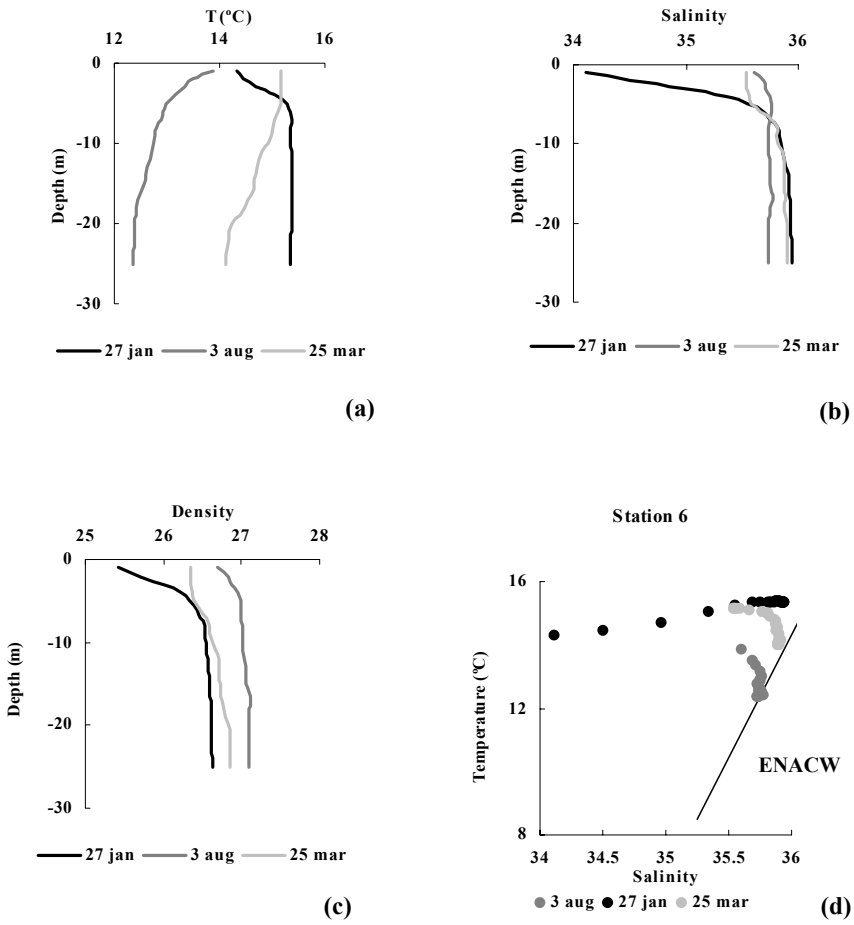


Figura 5.14: Perfiles verticales de temperatura (a), salinidad (b) y densidad (c) correspondientes a la estación 6 (parte interna de la ría, figura 2.1) para las campañas del 27 de enero (línea negra), durante una situación de afloramiento de verano bien desarrollado el 3 de agosto (línea gris oscuro) y el 25 de marzo (línea gris claro) de 1998. (d) Diagrama TS de la columna de agua correspondiente a la estación 6 para las campañas llevadas a cabo el 27 de enero (puntos negros) el 3 de agosto (puntos gris oscuro) y el 25 de marzo (puntos gris claro) de 1998. La línea que representa ENACW se ha obtenido de Fraga (1981).

Los valores de la salinidad correspondientes a la situación intermedia son similares a los de invierno, aunque el perfil vertical de temperatura para esta situación se sitúa entre los perfiles verticales de temperatura de invierno y verano. Por lo tanto en esta figura se puede observar como los valores medidos durante el afloramiento invernal, en las capas profundas, son más salinos y cálidos que los valores característicos de ENACW. Estos valores se corresponden con el agua transportada por la corriente hacia el polo (ver capítulo 3).

5.3. Afloramiento a lo largo de la costa gallega

El afloramiento a lo largo de la costa oeste gallega, a diferencia de en el resto de la zona costera, ha sido ampliamente estudiado (ver capítulo 1). A continuación se va a hacer un estudio de las condiciones observadas a lo largo de la costa durante la época estival. En concreto se van a caracterizar las tres Rías Baixas y la Ría de Ferrol en julio de 2000 (Alvarez *et al*., 2005b).

5.3.1. Propiedades hidrográficas

Para caracterizar las propiedades hidrográficas en las Rías Baixas y en la Ría de Ferrol, se han considerado diagramas TS de la columna de agua en la boca sur (figura 5.15(a)) y en la parte interna (figura 5.15(b)) de cada estuario, correspondientes al 17 de julio de 2000. La línea característica de ENACW (Fraga, 1981) se ha añadido en ambos diagramas para comprobar si el agua presente en los estuarios se corresponde con esta masa de agua, propia de esta época del año. En las Rías de Vigo y Pontevedra, en la estación externa se puede observar la presencia de ENACW prácticamente en toda la columna de agua con valores de salinidad entre 35.70 y 35.85 y valores de temperatura entre 11.5 y 15.0 ºC.

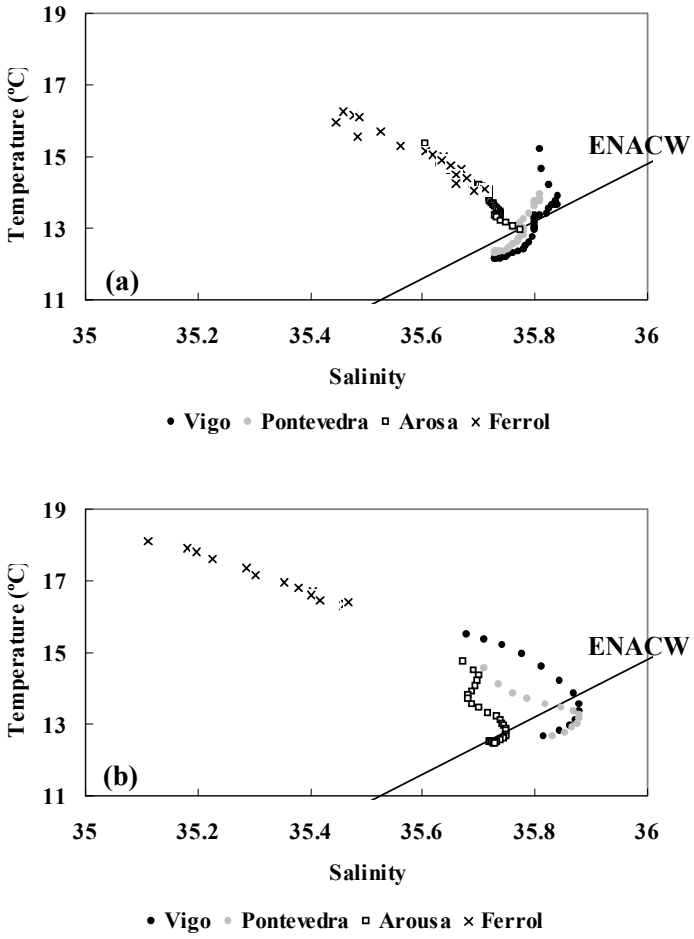


Figura 5.15: Diagramas TS de toda la columna de agua en las bocas sur (a) y en la parte interna (b) de las Rías Baixas (figura 2.5) y de la Ría de Ferrol (figura 2.4) medidos el 17 de julio de 2000. En ambos diagramas los puntos negros corresponden a la Ría de Vigo, los puntos grises a la Ría de Pontevedra, los cuadrados a la Ría de Arousa y las aspas a la Ría de Ferrol. La línea que representa ENACW se ha obtenido de Fraga (1981).

La Ría de Arousa muestra valores de salinidad y temperatura ligeramente alejados a los de las otras rías, sin embargo es posible observar la presencia de esta masa de agua cerca del fondo. En la Ría de Ferrol no se observa ENACW en la estación externa.

En la parte interna de los estuarios (figura 5.15(b)) la presencia de ENACW solamente se observa cerca del fondo en las tres Rías Baixas. La Ría de Ferrol muestra valores de salinidad más bajos y valores de temperatura más altos que los característicos de ENACW.

Además de los diagramas TS, también se han representado los perfiles verticales de densidad en las estaciones externas e internas (figura 5.16(a, b)).

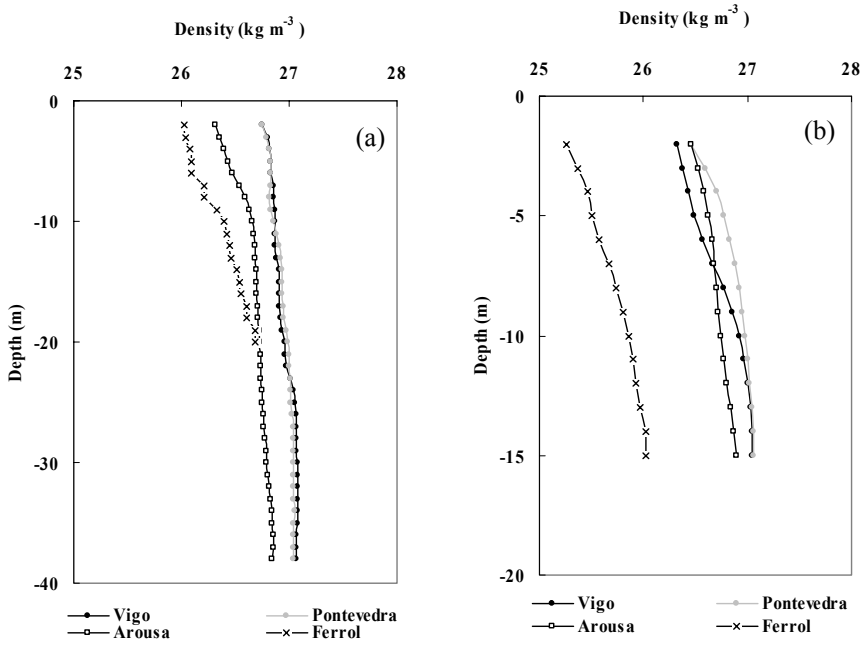


Figura 5.16: Perfiles verticales de densidad en la parte externa (a) e interna (b) de la Ría de Vigo (puntos negros), la Ría de Pontevedra (puntos grises), la Ría de Arousa (cuadrados) y la Ría de Ferrol (aspas) medidos el 17 de julio de 2000.

En la parte externa (figura 5.16(a)), se puede observar un comportamiento similar en las cuatro rías con un valor prácticamente constante en toda la columna de agua. Sin embargo, la Ría de Ferrol muestra valores de densidad más bajos que las tres Rías Baixas. En la parte interna (figura 5.16(b)) de las tres Rías Baixas se puede observar el mismo patrón de densidad con valores próximos a los observados en la parte externa. Por el contrario, la Ría de Ferrol muestra valores de densidad más bajos en la parte interna que en la externa.

En la figura 5.17 se muestra una imagen de la temperatura superficial del mar en la costa gallega correspondiente al 17 de julio de 2000. Se puede observar la presencia de una masa de agua superficial con valores de temperatura entre 13-16 ºC cerca de la costa gallega, que confirma la existencia de ENACW en la zona.

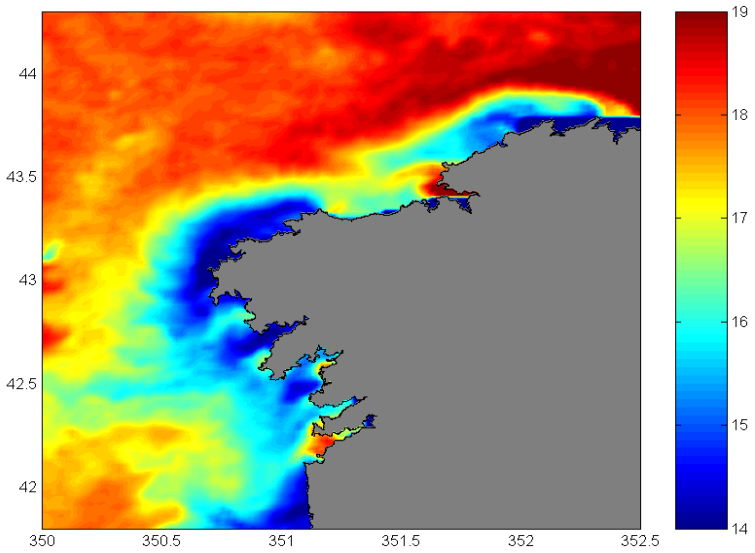


Figura 5.17: Imagen térmica infrarroja obtenida el 17 de julio de 2000. Se pueden observar valores de la temperatura superficial (13-15 ºC) cerca de la costa gallega mostrando la presencia de una masa de agua fría en la zona.

También se puede comprobar que en la costa oeste, frente a las Rías Baixas, esta masa de agua aparece en una zona más amplia que en el resto de la costa. Frente a la Ría de Ferrol, se puede ver un ligero incremento de temperatura en relación con las Rías Baixas.

Para describir con más detalle las condiciones a lo largo de la costa gallega, también se han analizado los forzamientos externos.

5.3.2. Forzamientos externos

5.3.2.1. Arrastre del viento y transporte de Ekman

Los datos del arrastre del viento se han calculado a partir de los datos de viento obtenidos del satélite QuikSCAT (ver Anexo C). En la figura 5.18 se ha representado este arrastre promediado desde el 8 al 17 de julio de 2000 en una zona que comprende toda la costa gallega.

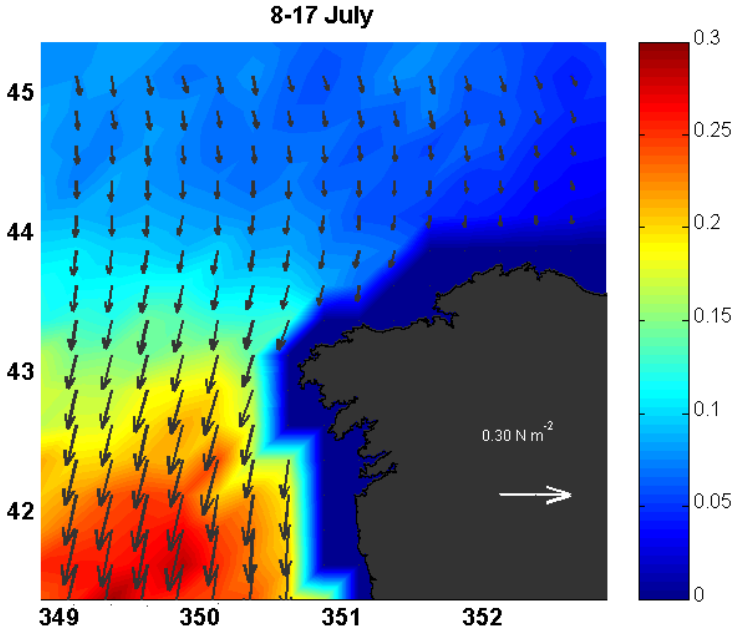


Figura 5.18: Arrastre del viento calculado del 8 al 17 de julio de 2000.

Se puede observar como el arrastre del viento tiene una marcada componente norte a lo largo de toda la costa. También se puede comprobar como frente a las Rías Baixas existe un máximo de intensidad con valores entre 0.25-0.30 N m^{-2} que disminuye hacia la costa norte (~ 0.05-0.10 N m^{-2}). Estos vientos del norte están asociados con un transporte de Ekman en dirección oeste (ver capítulo 1 y 4), que indica un desplazamiento del agua superficial hacia fuera de la costa.
Además del arrastre del viento también se ha calculado el transporte de Ekman en dirección *x* en cuatro puntos situados según se muestra en la figura 5.19.

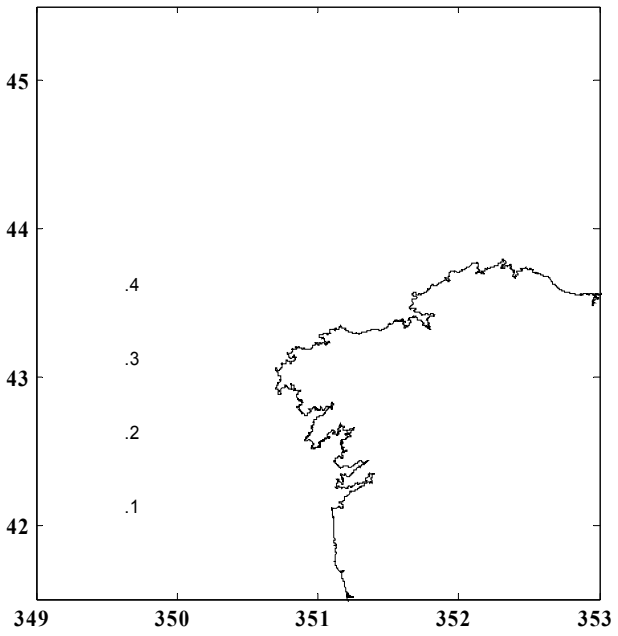


Figura 5.19: Posición de las estaciones en las que se ha calculado el transporte de Ekman. Pto. 1: 42.125ºN, 349.625ºE; pto. 2: 42.625ºN, 349.625ºE; pto. 3: 43.125ºN, 349.625ºE; pto. 4: 43.625ºN, 349.625ºE.

Este transporte se ha representado en la figura 5.20. Para todos los puntos se obtienen valores negativos, lo que indica que el agua superficial se desplaza hacia el oeste. Durante todo el periodo de tiempo, el transporte disminuye desde el punto 1 hacia el punto 4, es decir, en el primer punto siempre se observan valores más negativos que en el punto cuatro. También se puede observar como todos los puntos muestran un comportamiento temporal similar. Desde el día 8 hasta el día 12 el transporte de Ekman disminuye (se hace menos negativo) en todos los puntos, mientras que desde el día 12 al 17 el transporte aumenta (se hace más negativo) generando un incremento del desplazamiento del agua superficial hacia fuera de la costa.

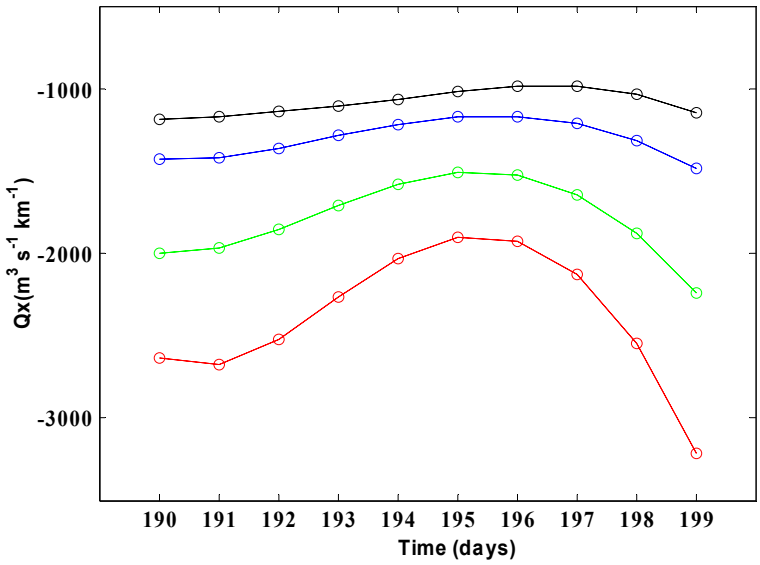


Figura 5.20: Transporte de Ekman en la dirección *x* calculado entre el 8 y el 17 julio de 2000 en los puntos situados frente a la costa (figura 5.19). Pto. 1: rojo; pto. 2: verde; pto. 3: azul; pto. 4: negro.

Para enmarcar el comportamiento observado en julio del 2000 se ha calculado un promedio del arrastre del viento para los meses de julio y agosto desde agosto de 1999 hasta agosto de 2004 (figura 5.21).

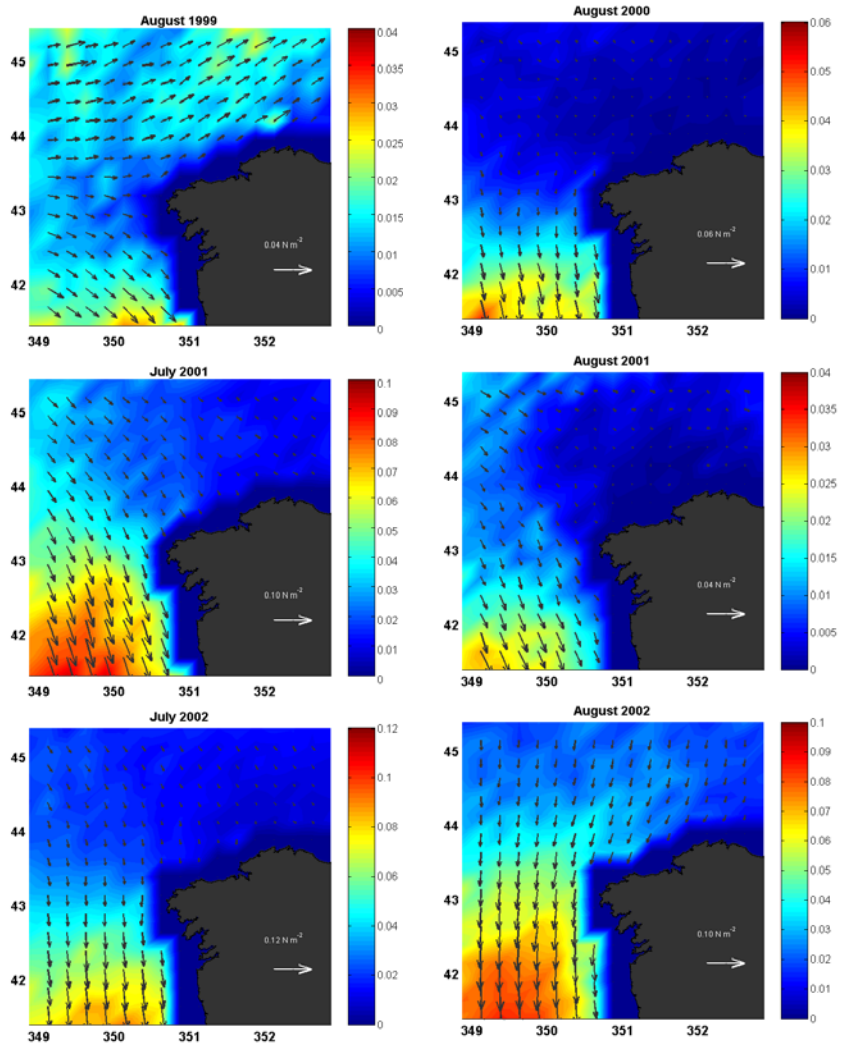
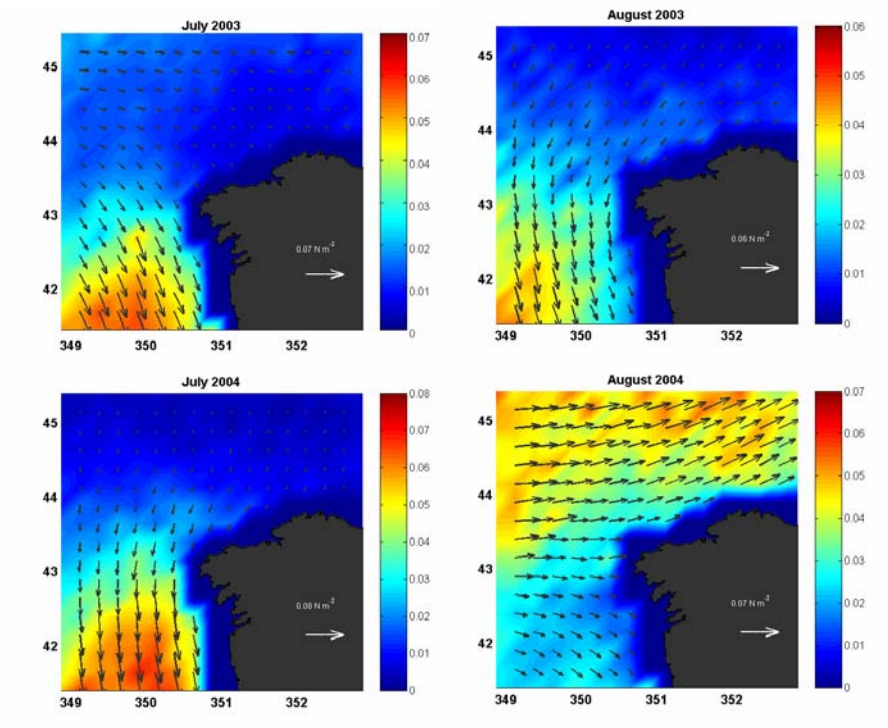


Figura 5.21: Arrastre del viento promediado durante los meses de julio y agosto desde agosto de 1999 hasta agosto de 2004.



Continuación Figura 5.21.

El promedio correspondiente a julio de 2000 no se ha representado debido a que ya se ha considerado en al figura 5.18. Todos los meses, a excepción de agosto de 1999 y agosto de 2004, muestran un arrastre de componente norte a lo largo de toda la costa. También se puede observar que la máxima intensidad del arrastre se encuentra en la costa oeste, frente a las Rías Baixas, disminuyendo hacia la costa norte.

Para el promedio correspondiente a los meses de agosto de 1999 y agosto de 2004, el arrastre del viento tiene una marcada componente oeste. Esta situación, tal y como se muestra en esta figura, es poco usual para esta época del año, ya que durante el periodo estival los vientos son principalmente de componente norte (ver capítulo 3).

5.4. Discusión

Se sabe que los fenómenos de afloramiento en la Rías Baixas relacionados con vientos del norte en la plataforma continental, ocurren de abril a septiembre (Wooster *et al*., 1976; Blanton *et al*., 1987; McClain *et al*., 1986; Tilstone *et al*., 1994). Cuando el viento medio a lo largo de la costa sopla hacia el sur se produce un transporte de Ekman en las capas superficiales hacia fuera de la costa. La superficie de agua desplazada se remplaza con agua más fría y profunda rica en nutrientes conocida como ENACW. El resultado es que el fenómeno de afloramiento aporta a las capas superficiales gran cantidad de nutrientes que son indispensables para la producción biológica. Cuando el fenómeno de afloramiento es suficientemente fuerte, se puede encontrar agua característica de ENACW en las capas profundas de la parte más interna de los estuarios e incluso aflorando en superficie.

En la primera sección de este capítulo se ha analizado la evolución de la salinidad y de la temperatura en las dos bocas de las Rías Baixas desde octubre de 1997 hasta octubre de 2002. De este estudio es posible comprobar la existencia de agua aflorada en ambas bocas de cada ría desde abril a septiembre. De hecho se puede comprobar como durante esta época el índice de afloramiento muestra valores positivos (ver figura 5.4) indicando la presencia de vientos del norte en plataforma. Esta agua, caracterizada por salinidades altas y temperaturas bajas, corresponde a ENACW y se observa aproximadamente en un 50% de las medidas en las bocas sur y un 40% en las bocas norte (ver figura 5.2). Estacionalmente, la probabilidad más alta se obtiene en verano y la más baja en otoño (ver tabla 5.I). Además, comparando las dos bocas de la misma ría se puede comprobar que los eventos de afloramiento son más frecuentes en la boca sur, que es más profunda y está alineada con el eje principal de la ría (Souto *et al*., 2003). La presencia de ENACW en el interior de los estuarios desde abril a septiembre ha sido ampliamente estudiada en la literatura (Blanton *et al*., 1987; Tilstone *et al*., 1994) aunque la probabilidad de encontrar esta masa de agua no ha sido considerada anteriormente. Sólo Nogueira *et al* (1997) han examinado el porcentaje medio de ENACW en la composición del agua usando el procedimiento del triangulo de mezcla.

La probabilidad de encontrar ENACW en la Ría de Vigo y Pontevedra es similar en ambas bocas a todas las profundidades a las que pueden ser comparadas (ver figura 5.2), aunque, globalmente, la probabilidad es mayor en las bocas sur, que son más profundas. Por el contrario, en la Ría de Arousa es más probable encontrar ENACW en la boca sur que en la boca norte a todas las profundidades.

Comparando las bocas sur (norte), la probabilidad de encontrar ENACW es la misma en las Rías de Vigo y Pontevedra, y ligeramente (considerablemente) menor en la Ría de Arousa. Esta diferencia entre las bocas norte se puede explicar mediante varios factores. En primer lugar hay que tener en cuenta la alta descarga del río en la Ría de Arousa (ver figura 3.12), que tiende a ser desplazada hacia la boca norte por el efecto de Coriolis. Otro factor es que la Ría de Arousa tiene una orientación en la dirección NE-SO más marcada que las otras dos rías. Por último, es importante tener en cuenta que en la boca norte de la Ría de Arousa, existe una barrera de rocas que detiene la entrada de agua por debajo de una profundidad de 7m.

Además del típico afloramiento de verano, en este capítulo también se ha analizado un evento inusual de afloramiento invernal (Alvarez *et al*., 2003a). Durante la campaña realizada el 27 de enero de 1998 en la Ría de Pontevedra, se midió una distribución inusual de las variables termohalinas en el interior del estuario (ver figura 5.5(a, b)) caracterizada por agua más salina y cálida que el agua típica para este período del año (Prego *et al*., 2001). La presencia de esta agua se ha relacionado con la existencia de un fenómeno de afloramiento invernal. Para caracterizar este evento, se comparó esta campaña con la campaña anterior (14 de enero) y la posterior (10 de febrero). El comportamiento observado resultó ser independiente del patrón de la descarga del río. De hecho, se ha comprobado como la descarga del río decrece continuamente desde la primera campaña (figura 5.9). Por el contrario, depende en gran medida del índice de afloramiento (figura 5.12). Este índice es negativo o nulo durante la mayor parte de enero y febrero, alcanzando valores positivos a finales de enero. Estos valores positivos son comparables a los valores típicos que se obtienen desde abril a octubre (deCastro *et al*., 2000).

Además, los perfiles verticales de temperatura y salinidad a lo largo del canal principal de la ría para el 27 de enero (figura 5.6(a,b)), muestran la presencia de

una masa de agua más cálida y salada que el agua observada en la campaña previa y posterior a ésta. Teniendo en cuenta estos perfiles verticales medidos a lo largo del eje principal de la ría además del perfil medido en la estación 6, se puede observar tanto en la parte externa del estuario como en la parte interna, la presencia de una masa de agua más cálida y salina en la campaña del 27 de enero. Esta masa de agua con las características anteriores, indica la existencia de agua de plataforma que penetra en el interior del estuario alcanzando profundidades de 5 m en la parte más interna. De acuerdo con las caracterizaciones de masas de agua hechas por algunos autores a lo largo de la costa atlántica de la Península Ibérica, los valores de salinidad y temperatura medidos el 27 de enero, corresponden a la masa de agua transportada por la corriente hacia el polo. Esta corriente hacia el polo ha sido observada durante el invierno en la costa de la Península Ibérica pero, nunca había sido observada en el interior de las Rías Gallegas. En la imagen de satélite del 25 de enero (figura 5.13) se puede comprobar la presencia de agua cercana a la costa Ibérica con valores de temperatura de aproximadamente 16 ºC. Bajo estas circunstancias, la existencia de vientos persistentes del norte en plataforma en esta fecha (ver figura 5.10) dan lugar a la aparición de agua aflorada en el interior del estuario.

Como se ha mencionado anteriormente, este fenómeno de afloramiento tiene lugar bajo unos forzamientos externos similares a los observados en verano. Sin embargo, las propiedades termohalinas del agua son completamente diferentes en las dos estaciones. Para entender mejor las principales características observadas en el afloramiento invernal, este se puede comparar con el afloramiento típico de verano (3 de agosto) y de primavera (25 de marzo). Al comparar estas tres masas de agua (figura 5.14(a-d)) se puede observar que el perfil vertical para el afloramiento invernal por debajo de las capas superficiales (aproximadamente 8 m) es más cálido, salino y homogéneo que para los afloramientos de verano y primavera. Estos elevados valores de temperatura y salinidad para la situación de invierno, hacen que esta agua se caracterice por una densidad menor que la densidad de ENACW (figura 5.14(c)). En el diagrama T-S (figura 5.14(d)) se puede comprobar como el afloramiento de primavera es una situación intermedia entre invierno y verano. Las diferencias entre el temprano afloramiento de primavera y el de invierno se pueden entender mejor en términos de intensidad y duración de los eventos. A pesar de que la

intensidad es similar en ambos casos (índice de afloramiento variando desde 300 a 400 m^3 km^{-1} s^{-1}), el afloramiento de primavera dura casi dos semanas mientras que el afloramiento de invierno dura sólo cinco días. Estas condiciones más favorables en primavera permiten que aflore agua de la subsuperficie. Por lo tanto, el agua observada en el interior del estuario el 25 de marzo, puede considerarse como una mezcla formada por ENACW y el agua transportada por la corriente hacia el polo. De hecho, (figura 5.14) se puede comprobar como el agua en la estación 6 el 25 de marzo presenta una baja temperatura, 14 ºC, y salinidad, 35.89, en comparación con el agua observada en el interior del estuario durante el afloramiento de enero (15.3 ºC y 35.94).

Como ya se ha comentado anteriormente, el afloramiento en las Rías Baixas ha sido ampliamente estudiado (Wooster *et al*., 1976; Blanton *et al*., 1987; McClain *et al*., 1986; Tilstone *et al*., 1994). A pesar de que en el resto de la zona costera de Galicia también suceden eventos de afloramiento, estos han sido considerados en menor detalle (Prego & Bao, 1997; Prego & Varela, 1998; Torres *et al*., 2003). En la última sección de este capítulo se ha hecho un análisis comparativo de las condiciones observadas a lo largo de la costa gallega durante julio del 2000. Debido a que los fenómenos de afloramiento ocurren durante la época estival, esta fecha permitirá caracterizar toda la costa simultáneamente. En concreto se han considerado las tres Rías Baixas, situadas en la costa oeste, y la Ría de Ferrol, situada en la costa intermedia. Para caracterizar la situación en estas rías se consideraron dos estaciones, una situada en la boca sur y otra en la parte intermedia de cada estuario. En estas estaciones se analizaron las propiedades hidrográficas correspondientes al 17 de julio de 2000 (ver figura 5.15 (a, b) y figura 5.16(a, b)). Las Rías de Vigo y Pontevedra se comportan de una forma similar mostrando la presencia de agua correspondiente a ENACW en la entrada de los estuarios a lo largo de toda la columna de agua. Sin embargo, en la parte intermedia este tipo de agua solo se observa cerca del fondo. La Ría de Arousa difiere ligeramente de las otras dos Rías Baixas mostrando la presencia de ENACW en la entrada de la ría solo cerca del fondo. Las medidas de salinidad y temperatura en la Ría de Ferrol no se corresponden con esta masa de agua.

Para caracterizar la situación en la plataforma adyacente a las rías, se ha considerado una imagen de la temperatura superficial del mar correspondiente al

17 de julio. Esta imagen (figura 5.17) confirma la presencia de ENACW próxima a la costa gallega con valores de temperatura entre 13-14 ºC frente a las Rías Baixas. Frente a la Ría de Ferrol se puede ver un ligero incremento de temperatura en relación con las Rías Baixas. Además, también se ha calculado un promedio del arrastre del viento entre el 8 y el 17 de julio (figura 5.18) que permite comprobar la evolución del agua situada en la plataforma. De esta forma, se ha observado que durante este periodo de tiempo el arrastre tiene una importante componente norte con un máximo de intensidad frente a las Rías Baixas. Este arrastre se traduce en un transporte de Ekman en dirección oeste en toda la zona de estudio. Para analizar el transporte de Ekman con más detalle se han considerado cuatro puntos situados frente a la costa (figura 5.19) en los que se ha calculado este transporte en dirección *x* (figura 5.20) desde el día 8 hasta el 17 de julio. Se ha comprobado que, durante todo el periodo, el transporte máximo ocurre en el punto situado más al sur y va disminuyendo a medida que la posición de los puntos se desplaza hacia el norte. También se ha observado que durante los cinco días anteriores al 17 de julio se produce un aumento del transporte de forma gradual con valores entre -2000 y -3000 $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$ en el punto situado más al sur y próximos a -1000 $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$ en el punto situado más al norte. Esto indica que frente a las Rías Baixas se producen eventos importantes de afloramiento lo que corrobora el hecho de que en la boca de estas rías, e incluso en el interior, se observe agua correspondiente a ENACW. Sin embargo, en la Ría de Ferrol no se observa este tipo de agua ya que en esta zona, los vientos del norte no son favorables a situaciones de afloramiento debido a la orientación de la costa.

Para enmarcar el comportamiento observado durante julio del 2000, también se ha calculado el promedio del arrastre del viento para todos los meses de julio y agosto, época en la que los eventos de afloramiento son más intensos, desde agosto de 1999 hasta agosto de 2004 (figura 5.21). A partir de estos promedios se ha observado que el comportamiento usual durante la época estival se caracteriza por un arrastre del viento con una importante componente norte a lo largo de toda la costa que da lugar a un transporte de Ekman en dirección oeste. A pesar de que esta es la situación más frecuente para esta época del año, pueden aparecer situaciones muy diferentes como las correspondientes a agosto

de 1999 y agosto de 2004, para las que el arrastre del viento tiene una marcada componente oeste.

Capítulo 6

Intrusión fluvial

El aporte de agua dulce más importante que reciben los estuarios procede de los ríos situados en su cabecera. Todos los ríos que desembocan en las Rías Baixas muestran una gran variabilidad estacional con el máximo valor de descarga en invierno y el mínimo en verano siguiendo el patrón de lluvias. El Río Oitabén-Verdugo se encuentra en la cabecera de la Ría de Vigo, el Río Lérez en la Ría de Pontevedra y los Ríos Ulla y Umia en la Ría de Arousa (ver capítulo 3).

Otra importante fuente de agua dulce que puede afectar a los estuarios es la pluma de los ríos que desembocan directamente en la plataforma. Teniendo en cuenta la influencia de los vientos dominantes, la pluma se puede desplazar a lo largo de varios kilómetros hacia el norte o hacia el sur de la desembocadura del río (García-Berdeal *et a*l., 2002). En este capítulo se va a analizar el efecto de la pluma del Río Miño en las Rías Baixas en primavera de 1998 (Alvarez *et al*., 2005c; deCastro *et al*., 2005).

6.1. Introducción

La descarga de agua dulce procedente de los ríos es particularmente importante en las zonas costeras. La evolución de las plumas de los ríos ha sido intensamente investigada por medio de estudios de campo y modelos. Estos estudios han mostrado que la pluma es un blanco en movimiento que cambia de dirección, espesor y ancho con cada cambio en la intensidad o dirección del viento local (Hickey *et al*., 1998; García-Berdeal *et al*., 2002). En ausencia de fuertes flujos ambientales la expansión de las plumas es altamente dependiente del viento debido a que su capacidad para flotar las confina en las capas superficiales. En términos generales, a latitudes medias y cerca de las costas oeste del hemisferio norte, las plumas normalmente se mueven hacia el norte a lo largo de la orilla debido a la influencia de los vientos del SO dominantes en

invierno y durante periodos de alta descarga de los ríos. Cuando la descarga de los ríos disminuye y los vientos dominantes son del NO, el movimiento de las plumas hacia el norte se puede detener. En este caso, las plumas pueden ser conducidas hacia el océano o hacia el sur. Este cambio de dirección generalmente ocurre en primavera.

Debido a la situación geográfica de las Rías Baixas la pluma más importante que puede afectar a estos estuarios es la del Río Miño, situado 30 km al sur de la Ría de Vigo. Este es el río más importante que desemboca en la costa oeste gallega. Tiene una cuenca de 17,081 km^2 y una descarga media anual de 429.9 m^3 s^{-1}. La descarga media mensual oscila entre 100 m^3 s^{-1} en agosto y 1000 m^3 s^{-1} en febrero, siguiendo un patrón similar al de la lluvia. En la tabla 6.I se muestra la descarga media mensual correspondiente a un periodo de 12 años (1980-1992) para el Río Miño y para los principales ríos que desembocan en las Rías Baixas (Río-Barja y Rodríguez-Lestegas, 1996).

	Oitabén-Verdugo (Vigo)	**Lérez (Pontevedra)**	**Ulla (Arousa)**	**Umia (Arousa)**	**Miño**
Enero	44.2	54.0	133.7	27.0	750.8
Febrero	55.5	80.1	180.7	38.7	953.7
Marzo	29.5	34.3	165.1	18.2	710.6
Abril	14.8	19.4	109.6	12.1	538.9
Mayo	12.2	18.2	55.8	10.9	361.9
Junio	8.1	10.7	45.7	7.0	244.7
Julio	3.6	8.2	23.5	5.0	145.7
Agosto	1.8	4.0	11.5	2.6	96.8
Septiembre	2.5	3.2	11.2	1.3	106.4
Octubre	12.5	15.4	32.5	7.7	205.0
Noviembre	12.6	17.1	40.1	8.4	352.8
Diciembre	39.6	46.1	135.1	22.5	702.5
Media anual	*19.7*	*25.9*	*78.8*	*13.4*	*427.8*

Tabla 6.I: Descarga media mensual (m^3 s^{-1}) de los ríos que desembocan en las Rías Baixas y del Río Miño desde 1980 hasta 1992.

La influencia de la pluma de este río a lo largo de la costa oeste gallega todavía no ha sido estudiada con detalle. Mouriño y Fraga (1982) analizaron variaciones en temperatura, salinidad, nitratos y silicatos en la boca sur de la Ría de Vigo desde octubre de 1976 hasta diciembre de 1977. En este estudio observaron una importante disminución de salinidad en la boca del estuario desde diciembre

hasta marzo que atribuyeron a la pluma del Río Miño, debido a que la descarga de agua dulce del río del propio estuario demostró ser incapaz de generar los valores de salinidad medidos. Es de suponer que debido a que la descarga de ríos como el Miño, que normalmente siguen el patrón de lluvias mostrando su máxima descarga en invierno y debido a que es en esta época del año cuando se dan las condiciones de viento sur en plataforma, favorables para que la pluma se desplace hacia el norte, solamente se podrá observar la influencia de la pluma en los estuarios en invierno. Sin embargo, se ha comprobado que en verano, episodios de mal tiempo (cuando los vientos cambian hacia el norte) pueden resultar en una pluma con una orientación hacia el norte. Fiedler & Laurus (1990) describieron un evento de viento hacia el norte durante aproximadamente 5 días, en julio de 1979 que afectó a la pluma del Río Columbia. Lazure & Jegou (1998) estudiaron la evolución estacional de las plumas de los ríos Loire y Gironde usando un modelo 3D. Observaron que a principios de mayo bajo una moderada descarga del río y patrones del viento sin una tendencia clara, las plumas se desplazaban hacia el norte a lo largo de la costa. Así, se podría observar un decrecimiento en la salinidad superficial al norte de la boca del río. En verano de 1998 se detectaron varias inversiones de salinidad en Willapa Bay, un estuario situado 75 km al norte del Río Columbia (Hickey *et al*., 1999). Xing & Davies (1999) investigaron el efecto de la dirección del viento sobre el desplazamiento de una pluma con una descarga de 2000 m^3 s^{-1} usando un modelo tridimensional. Los cálculos, en los que se asumió un valor constante de la profundidad del agua, mostraron que el desplazamiento de la pluma hacia fuera de la costa es mayor bajo condiciones de viento favorables para el afloramiento. Vientos favorables para el hundimiento reducen el desplazamiento hacia fuera de la costa. García-Berdeal *et al*. (2002) usaron un modelo numérico tridimensional para estudiar la influencia del viento y corriente ambiental en una pluma producida por una alta descarga del río. Los valores de la corriente, viento, ancho del estuario y descarga del río se tomaron como representativos del Río Columbia. En este estudio encontraron que la orientación de la pluma estaba en una posición suroeste relativamente estable en verano. Un evento de hundimiento en verano puede cambiar el movimiento de la pluma hacia el SO y dirigirla al norte de la boca del río durante varios días. Hickey & Banas (2003) analizaron las intrusiones de la pluma del Río Columbia en Willapa Bay y Grays Harbor durante un período de 3 semanas en abril-mayo del 2000. Los resultados

mostraron un breve episodio de afloramiento, una intrusión de la pluma del río, y una recuperación de esta intrusión. El episodio de afloramiento, el cual produjo fuertes gradientes a lo largo del canal principal, fue seguido de una intrusión de la pluma indicada por un decrecimiento en la salinidad y débiles gradientes de salinidad a los largo del canal. Cuando los vientos favorables al fenómeno de hundimiento disminuyeron, la salinidad y los gradientes de salinidad a lo largo del canal aumentaron de nuevo. Además, debido a las series temporales de la componente norte-sur del viento a lo largo de la costa, los autores sugieren que esta alternación intermitente de afloramiento e intrusión de la pluma continúa desde finales del invierno hasta principio del verano.

6.2. Intrusión de la pluma del Río Miño en las Rías Baixas

A principios de mayo de 1998 se observó una alta descarga del Río Miño (figura 6.1). El máximo valor se midió entorno al 3 de mayo de 1998, alcanzando un valor de 1300 $m^3 s^{-1}$.

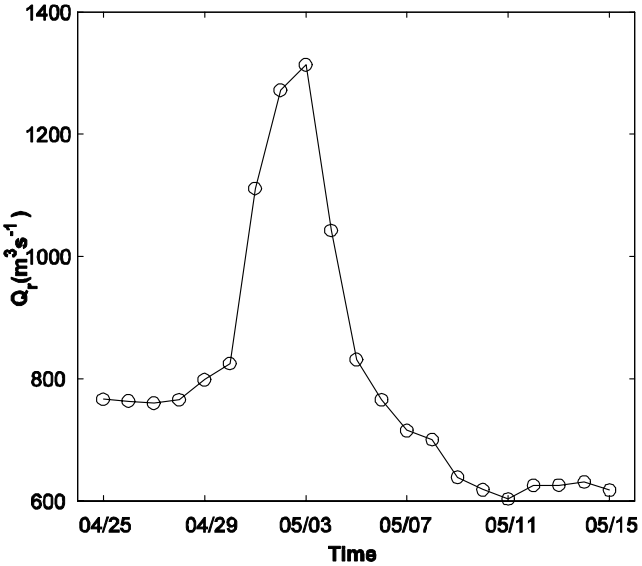


Figura 6.1: Descarga diaria del Río Miño desde el 25 de abril hasta el 15 de mayo de 1998.

Este valor de la descarga es cuatro veces mayor que el valor histórico medido en mayo, tal y como se muestra en la tabla 6.I. De hecho, es incluso mayor que el valor histórico correspondiente a febrero, el mes de precipitaciones más altas. Después de esta fecha, hay una continua disminución en la descarga del río, aunque los valores mínimos son siempre mayores que los valores históricos correspondientes a abril-mayo.

6.2.1. Viento y transporte de Ekman

Para analizar el desplazamiento de la pluma del Río Miño se ha considerado el transporte de Ekman (ver capítulo 1).

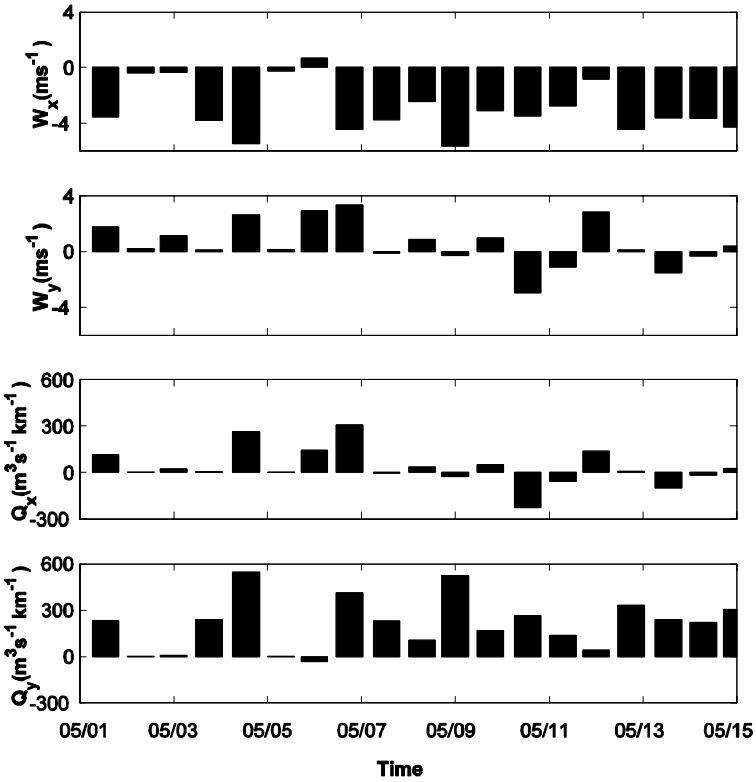


Figura 6.2: Dirección del viento (W_x, W_y) medida en la estación meteorológica de Peinador (figura 2.5) y transporte de Ekman (Q_x, Q_y) calculado desde el 1 hasta el 15 de mayo.

El viento medido en la estación meteorológica situada cerca de la costa muestra una marcada componente SE desde la fecha de la máxima descarga del río (3 de mayo), dando lugar a un transporte de Ekman dirigido principalmente hacia el norte (figura 6.2).

6.2.2. Propiedades hidrográficas

Para caracterizar la intrusión de la pluma del río se midieron los gradientes de salinidad entre las dos bocas y entre la boca sur y la parte interna de la Ría de Vigo (ver figura 2.5, estación V_s, V_n y V_i), el 11 de mayo de 1998. Estos gradientes se pueden observar en la figura 6.3(a) (dirección transversal) y figura 6.3(b) (longitudinal). La asimetría entre las dos bocas se puede observar claramente en la figura 6.3a, donde el perfil vertical de la diferencia de salinidad ha sido calculado restando los valores de la boca sur menos los valores de la boca norte.

Se midieron diferencias de salinidad negativas a todas las profundidades a las que ambas bocas podían ser comparadas, con las máximas diferencias (entre -2 y -3) observadas desde la superficie hasta una profundidad de 7 m, y diferencias de salinidad prácticamente constantes (aprox. -1) por debajo de esta profundidad. Así, la asimetría medida en toda la columna de agua está caracterizada por bajos valores de salinidad en la boca sur comparados con los de la boca norte. Los gradientes de salinidad a lo largo del eje se calcularon restando los valores correspondientes a la estación de la parte interna de los valores correspondientes a la estación situada en la boca sur (figura 6.3(b)). Al igual que en la figura anterior, es evidente que las diferencias de salinidad muestran valores negativos a todas las profundidades. La mayor diferencia se puede observar en superficie (cerca de -4), disminuyendo hasta un valor casi constante (aprox. -1) a profundidades por debajo de 7 m.

Estos gradientes de salinidad se pueden comparar con los que se han obtenido en las Rías de Pontevedra y Arousa (ver figura 2.5), calculados siguiendo el mismo protocolo. El gradiente transversal observado en la Ría de Pontevedra (figura 6.4(a)) es similar al observado en la Ría de Vigo aunque con una amplitud más pequeña.

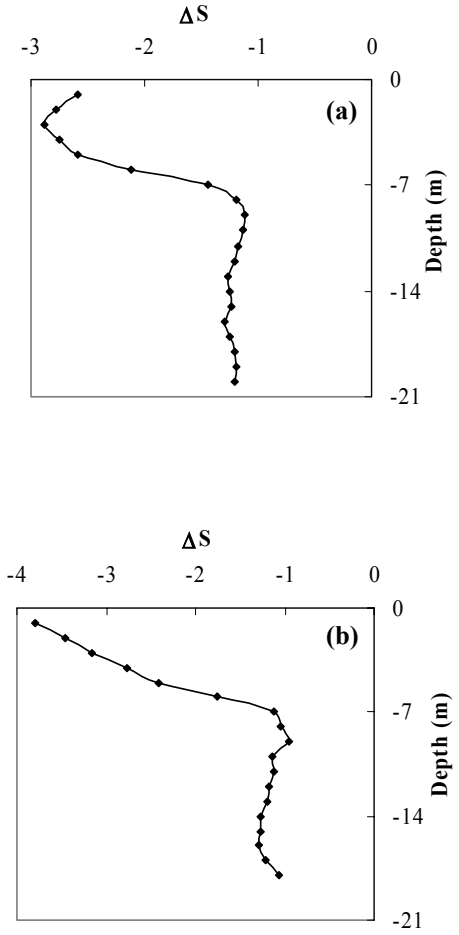


Figura 6.3: Perfil vertical de la diferencia de salinidad para la Ría de Vigo: (a) dirección transversal y (b) dirección longitudinal del eje. Estos perfiles se han calculado restando los valores de la boca sur menos los de la boca norte (ver figura 2.5).

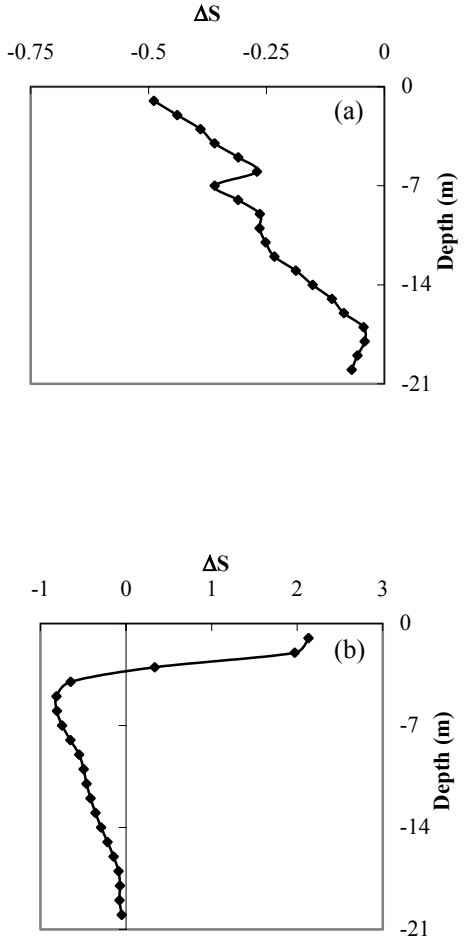


Figura 6.4: Perfil vertical de la diferencia de salinidad para la Ría de Pontevedra: (a) dirección transversal y (b) dirección longitudinal del eje. Estos perfiles se han calculado restando los valores de la boca sur menos los de la boca norte (ver figura 2.5).

En este caso, es posible observar diferencias de salinidad negativas en toda la columna de agua con un valor máximo en superficie (aprox. -0.5) que disminuye con la profundidad. Los gradientes negativos de salinidad a lo largo del eje, desde la cabecera a la boca, se observan en la Ría de Pontevedra al comparar las estaciones interna y externa (figura 6.4(b)) por debajo de 3 m. El gradiente de salinidad sólo es positivo cerca de la superficie debido a la descarga del Río Lérez. Hay que tener en cuenta que la estación de la parte interna esta más cerca del río que la estación considerada en la Ría de Vigo (ver figura 2.5).

El hecho de que el agua en las bocas sur de las Rías de Vigo y Pontevedra sea menos salina que en las bocas norte (-3 en Vigo y -0.5 en Pontevedra) constituye un patrón contra intuitivo. Esto es debido a que el agua dulce procedente de los ríos que desembocan en los estuarios tiende a ser desplazada hacia la boca norte por el efecto de Coriolis (Ruiz-Villarreal *et al*., 2002) dando lugar a bajos valores de salinidad. De hecho, en las Rías de Vigo y Pontevedra se obtuvieron diferencias de salinidad positivas de aproximadamente 0.10-0.15 promediando durante 1998. Hay que tener en cuenta que las diferencias de salinidad corresponden a restar los valores de las bocas norte de los valores de las bocas sur.

Los perfiles verticales de la diferencia de salinidad para la Ría de Arousa muestran un gradiente de salinidad positivo a través de toda la columna de agua, tanto en la dirección transversal (figura 6.5(a)) como a lo largo del eje (figura 6.5(b)), caracterizado por un máximo cerca de la superficie (aprox. 1.5).

6.3. Efectos de la intrusión de la pluma del Río Miño en el interior de las Rías Baixas

6.3.1. Efectos hidrodinámicos

La existencia de un gradiente de salinidad negativo a lo largo del eje puede originar una circulación estuárica negativa, con agua desplazándose hacia el interior de la ría a través de las capas superficiales y agua desplazándose hacia el océano a través de las capas profundas.

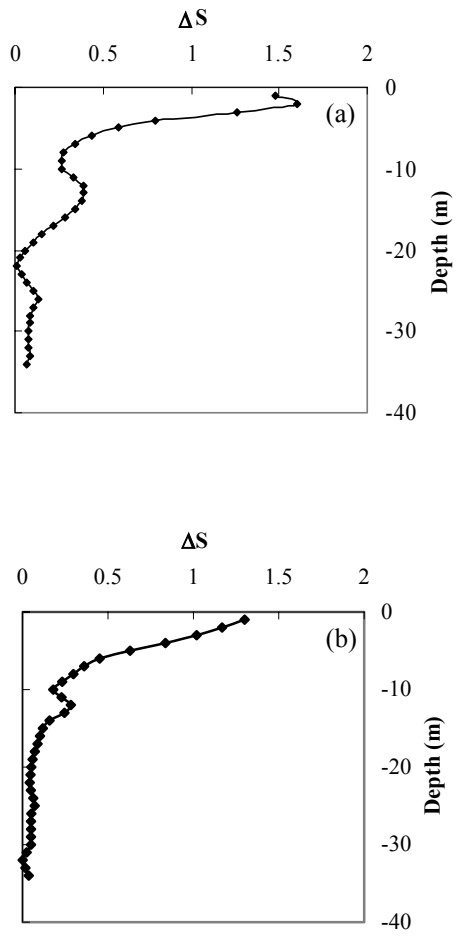


Figura 6.5: Perfil vertical de la diferencia de salinidad para la Ría de Arousa: (a) dirección transversal y (b) longitudinal del eje. Estos perfiles se han calculado restando los valores de la boca sur menos los de la boca norte (ver figura2.5).

Esta circulación estuárica negativa (figura 6.6), se midió en la parte interna de la Ría de Pontevedra el 13 de mayo de 1998 manteniéndose durante al menos un periodo de marea y con velocidades máximas de 0.12 m s^{-1} cerca de la

superficie durante la subida de la marea (Alvarez *et al*., 2003b; deCastro *et al*., 2004a).

Las velocidades medidas a lo largo del estuario se promediaron durante un ciclo de marea obteniendo una velocidad residual de 6.2 cm s^{-1} cerca de la superficie y –5.8 cm s^{-1} cerca del fondo.

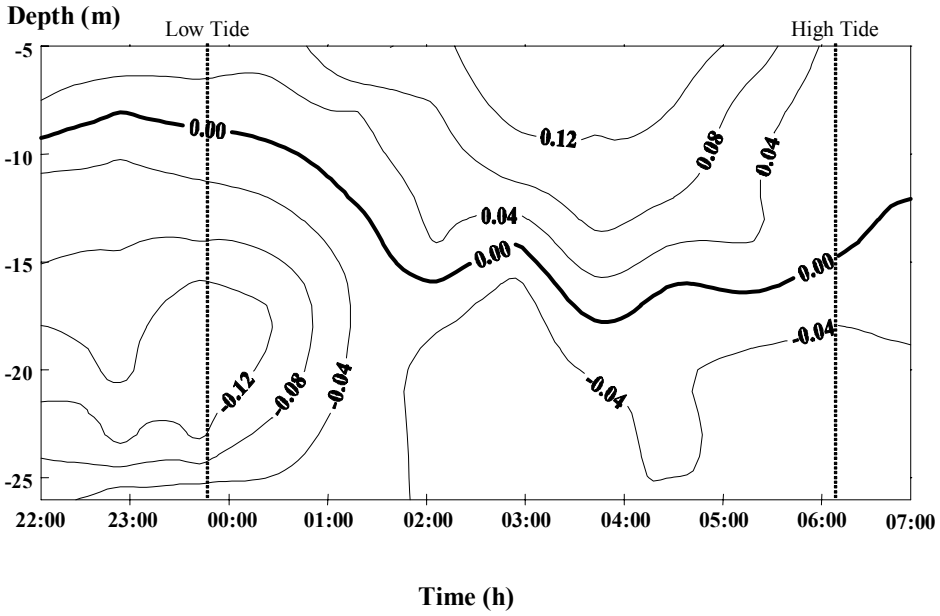


Figura 6.6: Circulación a lo largo del estuario (m s^{-1}) medida en la parte interna del estuario el 13 de mayo de 1998. Valores negativos indican circulación hacia el océano y valores positivos circulación hacia tierra.

Para estudiar esta situación inusual se consideró la campaña llevada a cabo el 29 de abril de 1998, dos semanas antes del 13 de mayo. En esta fecha se puede observar una circulación mareal típica (figura 6.7) con la columna de agua siguiendo el ciclo de la marea, moviéndose hacia tierra durante la subida de la marea y hacia el mar durante la bajada. Se observaron velocidades máximas de 0.12 m s^{-1} a profundidades intermedias.

Para comparar ambas situaciones se analizaron varios factores como la descarga del río, el índice de afloramiento y la distribución de las propiedades termohalinas en la parte interna y a lo largo de la Ría de Pontevedra para las campañas llevadas a cabo el 13 de mayo y el 29 de abril de 1998.

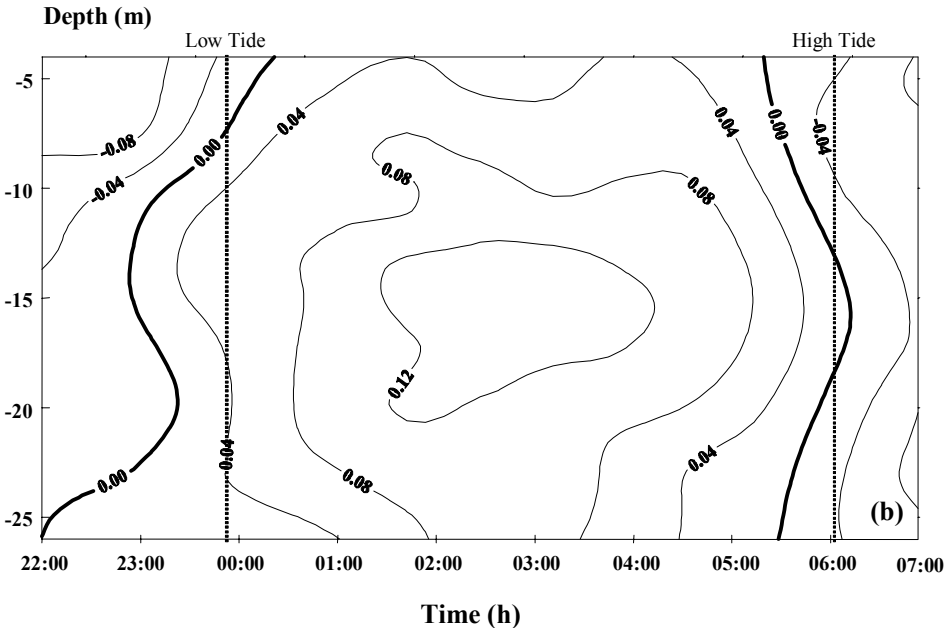


Figura 6.7: Circulación a lo largo del estuario (m s^{-1}) medida en la parte interna del estuario el 29 de abril de 1998.Valores negativos indican circulación hacia el océano y valores positivos circulación hacia tierra.

6.3.1.1. Descarga del río e índice de afloramiento

En la figura 6.8 se ha representado la descarga diaria del Río Lérez (barras) y el índice de afloramiento (línea) desde el 1 de abril hasta el 15 de mayo. Se puede observar que la descarga sigue un patrón normal con valores que van disminuyendo progresivamente. La descarga del río correspondiente a la fecha de las campañas de interés se ha calculado promediando a los siete días

anteriores. Los valores obtenidos fueron 44 m^3 s^{-1} el 29 de abril y 29 m^3 s^{-1} el 13 de mayo. Los índices de afloramiento correspondientes a las fechas de las campañas fueron calculados promediando a los cuatro días anteriores. Para ambas campañas el índice de afloramiento fue negativo con valores de –124 m^3 km^{-1} s^{-1} y –284 m^3 km^{-1} s^{-1} respectivamente. Por lo tanto, se puede comprobar que ambas campañas se llevaron a cabo bajo unas condiciones similares de descarga del río y afloramiento.

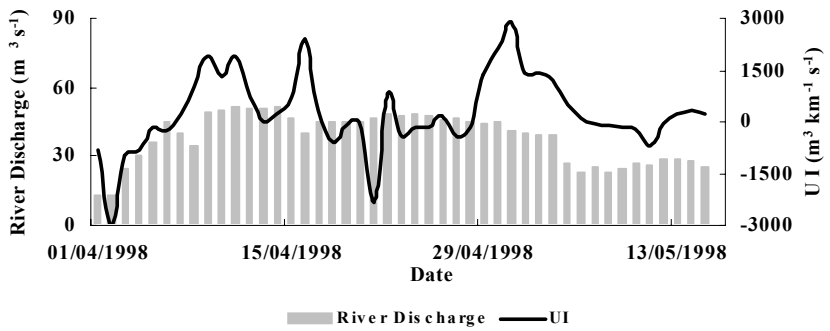


Figura 6.8: Descarga diaria del Río Lérez (barras) e índice de afloramiento -UI- (línea) desde el 1 de abril hasta el 15 de mayo de 1998.

6.3.1.2. Propiedades termohalinas

Las propiedades termohalinas se analizaron en diferentes estaciones situadas a lo largo del canal principal de la ría. Para poder comparar las estaciones de la parte intermedia y de la parte interna de la ría se han considerado las estaciones 2, 3, 5 y 6 (ver figura 2.1). La figura 6.9 muestra el perfil vertical de densidad (σ_t) el 29 de abril (a) y el 13 de mayo (b). El 29 de abril se observó un perfil de densidad típico con valores próximos a 27 kg m^{-3} cerca del fondo y valores bajos cerca de la superficie. Debido a la influencia del río, en las estaciones situadas en la parte interna del estuario se observaron valores de densidad menores que en las externas con una picnoclina a una profundidad de 8 m. La situación correspondiente al 13 de mayo (figura 6.9(b)) es diferente. En este caso, no se observa picnoclina y el agua en las estaciones internas es más densa.

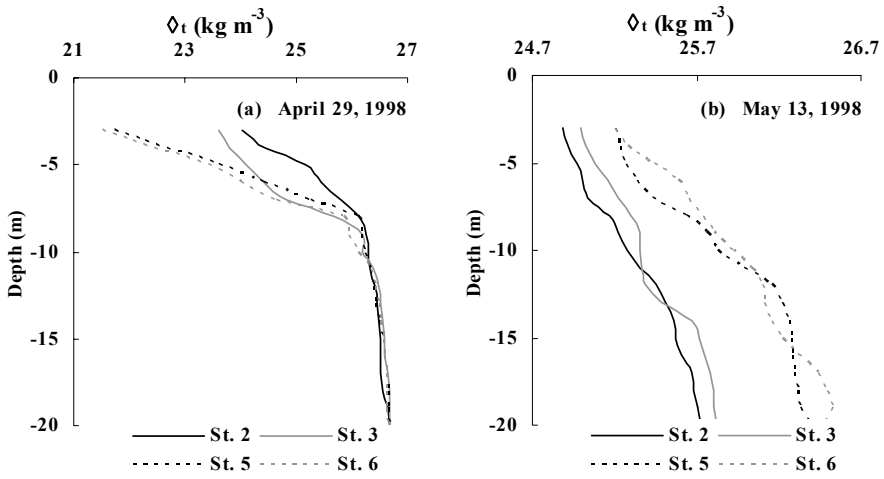


Figura 6.9: Perfiles verticales de densidad (σ_t) para las campañas llevadas a cabo el 29 de abril (a) y el 13 de mayo (b) de 1998. En ambos perfiles se ha representado la estación 2 (línea continua negra), 3 (línea continua gris), 5 (línea punteada negra) y 6 (línea punteada gris) (ver figura 2.1). Por claridad sólo se han considerado profundidades intermedias.

Los diagramas TS correspondientes a las estaciones 2 (parte media del estuario, figura 2.1) y 6 (parte interna del estuario, figura 2.1) se muestran en la figura 6.10 para las campañas del 29 de abril (a) y del 13 de mayo (b). En ambos diagramas se ha incluido la línea que define ENACW (Fraga, 1981). El 29 de abril se puede observar una baja salinidad y alta temperatura cerca de la superficie y valores próximos a ENACW cerca del fondo. La situación es diferente para el 13 de mayo (figura 6.10(b)) donde la temperatura es más alta en profundidades intermedias que cerca de la superficie. Además, la estación 6 es más salina y cálida que la estación 2 a todas las profundidades. En ambos casos la salinidad y la temperatura están cerca de ENACW.

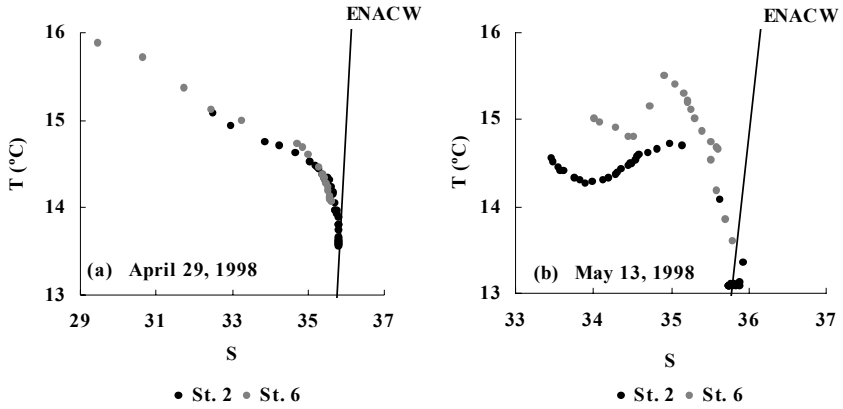


Figura 6.10: Diagramas TS para las campañas del 29 de abril (a) y 13 de mayo (b) de 1998. En ambos diagramas se ha añadido la línea característica de ENACW (Fraga, 1981). Los puntos negros representan la estación 2 y los puntos grises representan la estación 6 (ver figura 2.1).

Los perfiles verticales de densidad a lo largo del canal principal se representan en la figura 6.11 para el 29 de abril (a) y para el 13 de mayo (b). El 29 de abril se puede observar un perfil de densidad típico con las isopicnas ascendentes hacia el océano. El perfil muestra una alta estratificación cerca de la superficie y un patrón casi homogéneo por debajo de 10 m (26 kg m^{-3}). En la figura 6.11(b) se puede observar una inclinación ascendente hacia tierra en las isopicnas de 25.5 kg m^{-3}, 26.0 kg m^{-3} y 26.5 kg m^{-3} desde la estación 2 a la estación 7 mostrando la presencia de un agua más densa a profundidades intermedias en las estaciones de la parte interna.

La densidad superficial en la parte interna de la ría se ha representado en la figura 6.12 tanto para el 29 de abril (a) como para el 13 de mayo (b). Esta densidad superficial se calculó promediando los valores de la densidad desde la superficie hasta 3 m. El 29 de abril se puede observar un incremento en la densidad desde la parte interna del estuario a la parte externa con valores variando de 21.5 kg m^{-3}, cerca de la isla de Tambo, a 23.25 kg m^{-3}, en la parte externa. La situación es diferente el 13 de mayo (figura 6.12(b)) donde se

observa un incremento en la densidad desde la parte media del estuario a la parte interna, con valores máximos de 25.4 kg m^{-3} cerca de la isla de Tambo.

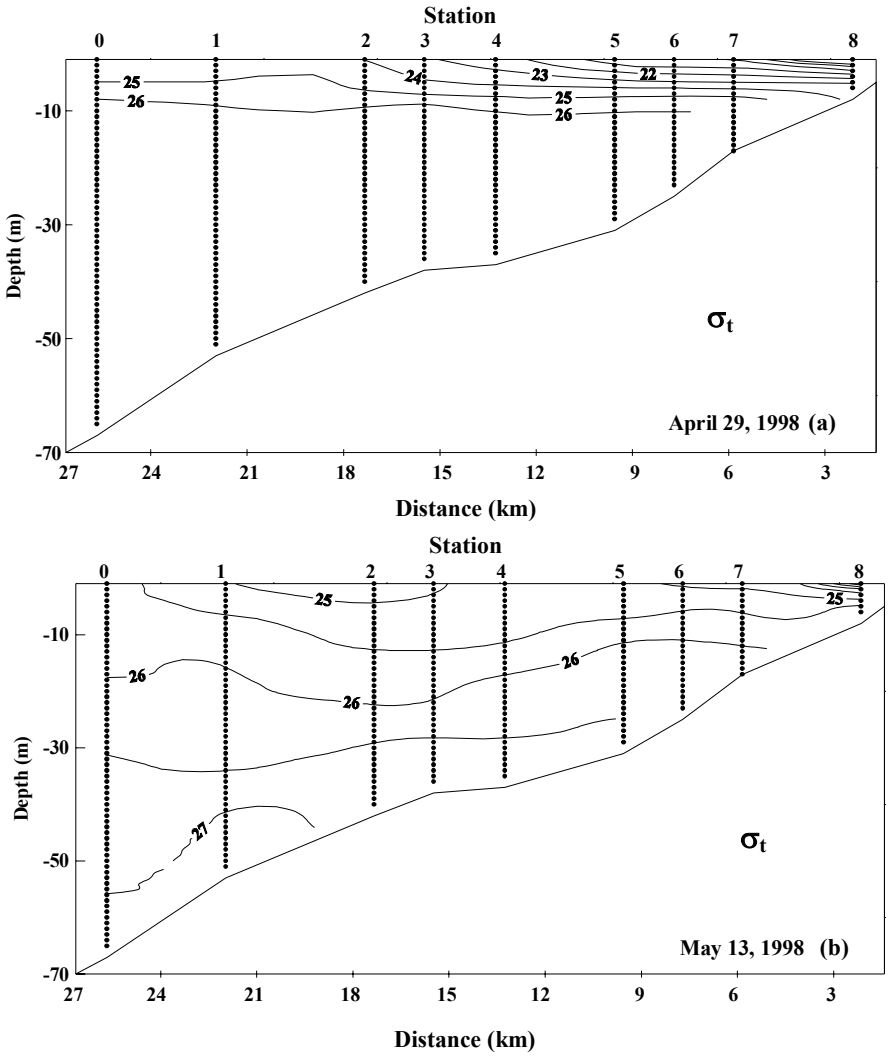


Figura 6.11: Isopicnas a lo largo del canal principal del estuario el 29 de abril de 1998 (a) y el 13 de mayo de 1998. Los números representan la situación de las estaciones a lo largo del canal principal y los puntos negros representan las profundidades de medida.

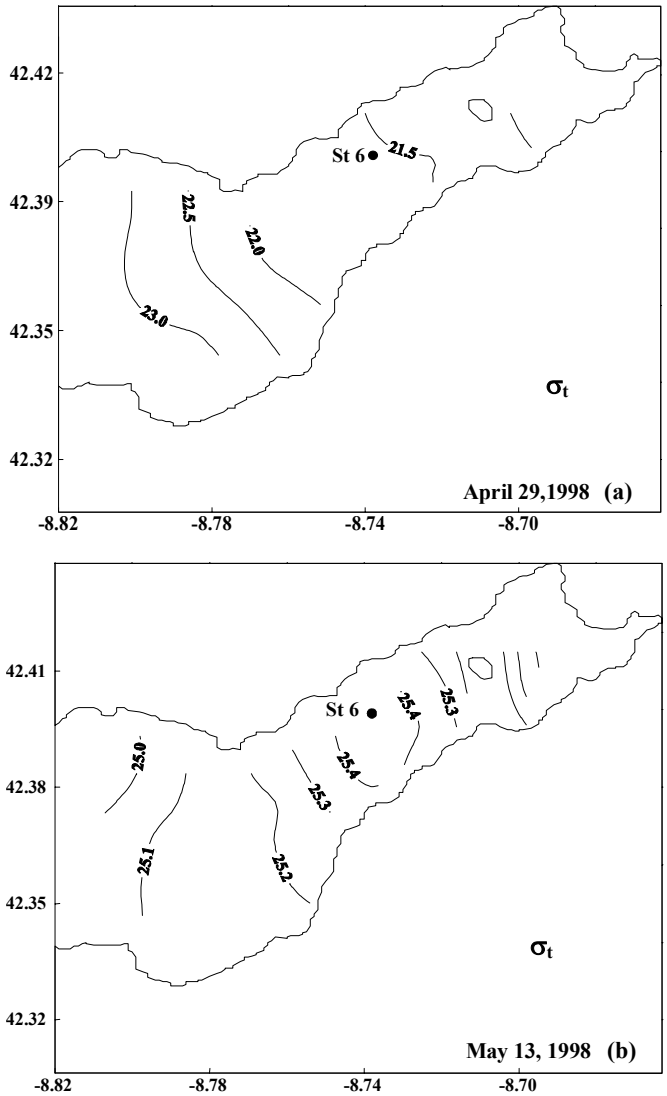


Figura 6.12: Densidad superficial del estuario entorno a la estación interna (estación 6) el 29 de abril de 1998 (a) y el 13 de mayo de 1998 (b). Los contornos de densidad se han calculado promediando los valores próximos a la superficie (desde 0 a 3 m de profundidad). Los números representan los valores de densidad y el punto negro la situación de la estación interna.

Teniendo en cuenta la distribución observada de las variables termohalinas se ha considerado un modelo hidrodinámico 3D (MOHID 2000) para intentar corroborar la circulación observada mediante simulaciones numéricas (ver Anexo A). Las condiciones de cálculo se muestran en la tabla 6.II. La distribución termohalina medida experimentalmente el 13 de mayo se ha considerado como condición inicial para las simulaciones numéricas. El modelo se ha ejecutado solamente con marea y descarga del río como forzamientos externos.

Condiciones de cálculo	
Descarga del río	29 $m^3 s^{-1}$
Marea	Armónicos (ver sección 7.1)
Paso temporal	15 s
Paso espacial	D_x, D_y = 300 m
Viscosidad horizontal	15 $m^2 s^{-1}$
Viscosidad vertical	Basada en la hipótesis de la longitud de mezcla de Prandtl

Tabla 6.II: Condiciones de cálculo utilizadas para la Ría de Pontevedra en el modelo hidrodinámico MOHID.

En la figura 6.13(a-d) se puede observar el patrón de circulación obtenido con el modelo hidrodinámico cerca de la superficie y cerca del fondo durante la subida (figura 6.13(a, b)) y la bajada de la marea (figura 6.13(c, d)).

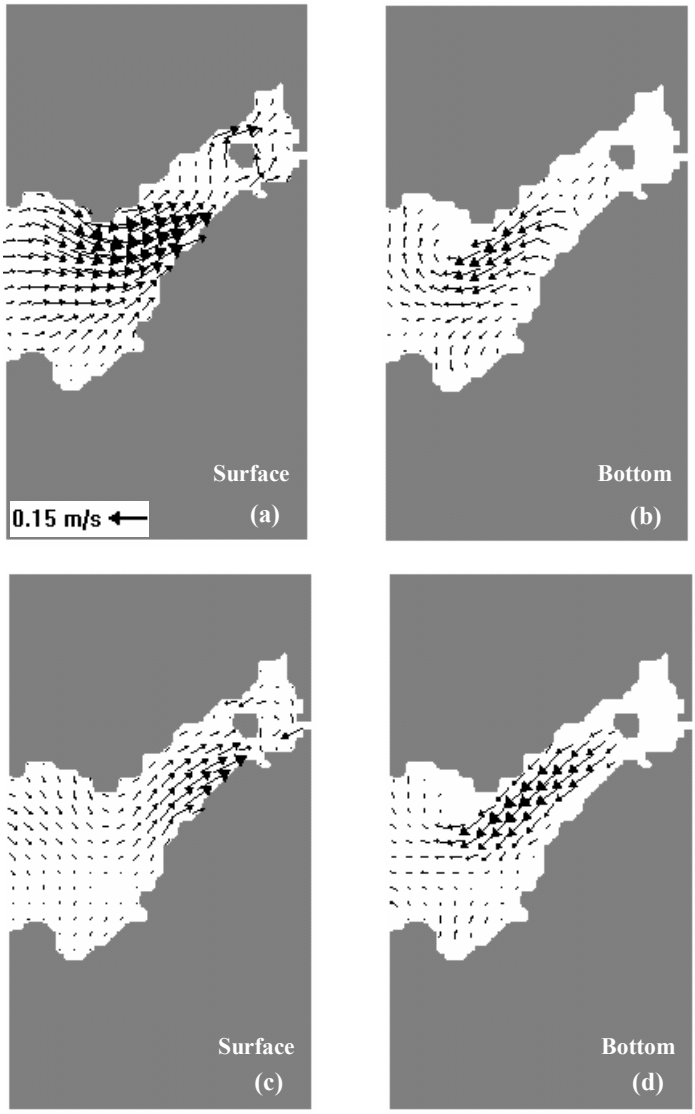


Figura 6.13: Patrón de corriente a lo largo del estuario según el modelo hidrodinámico 3D MOHID el 13 de mayo de 1998 cerca de la superficie y cerca del fondo durante la subida de la marea (a, b) y durante la bajada de la marea (c, d).

En ambos casos se puede ver como el agua superficial se mueve hacia tierra y el agua del fondo hacia el océano. Además, el flujo es casi paralelo a las líneas de costa con valores más altos cerca de la superficie durante la subida de la marea y cerca del fondo durante la bajada de la marea. Por lo tanto se puede decir que el movimiento transversal es despreciable.

En la figura 6.14 se ha representado el perfil de la corriente a lo largo del estuario en la estación 6 (parte interna, figura 2.1) obtenida a partir del modelo.

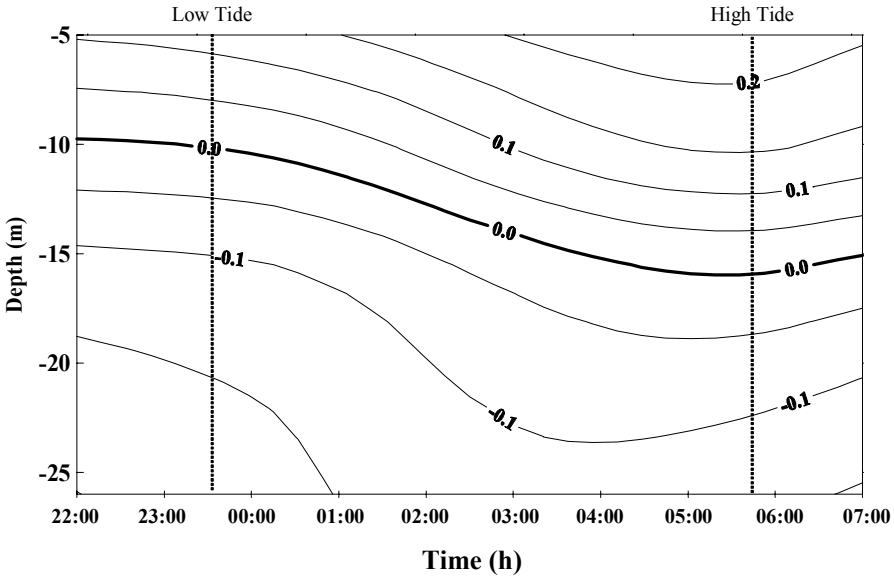


Figura 6.14: Circulación estuárica negativa pronosticada por el modelo MOHID para el 13 de mayo de 1998 en la estación 6 (ver figura 2.1). La distribución termohalina medida experimentalmente el 13 de mayo se ha considerado como condición inicial para las simulaciones numéricas. El modelo se ha ejecutado solamente con marea y descarga del río como forzamientos externos. Valores negativos indican circulación hacia el océano y valores positivos circulación hacia tierra.

En esta figura, se puede observar una circulación estuárica negativa similar a la experimental. Además, la línea de velocidad cero se hunde durante la subida de

la marea y asciende durante la bajada, como previamente se ha observado en la figura 6.6, mostrando así la influencia de la marea.

6.3.2. Implicaciones biogeoquímicas y biológicas

6.3.2.1. Variables biogeoquímicas

El 13 de mayo de 1998 los patrones de sales nutrientes mostraron una disminución de nitrato a valores indetectables en la capa fótica (figura 6.15). Sin embargo, se observaron altas concentraciones de nitrato (por encima de 3µM) cerca de la superficie en la parte interna de la ría debido a la descarga del Río Lérez. En la parte externa las concentraciones de nitratos permanecieron por debajo de 1µM cerca de la superficie. El fosfato y silicato mostraron altas concentraciones en la parte interna (por encima de 0.3 y 15µM respectivamente) también debido a la influencia del Río Lérez (figura 6.15). Igual que en el caso del nitrato, se detectaron valores relativamente altos cerca de la superficie en la parte externa de la ría (>0.1 y >1µM para fosfato y silicato respectivamente), asociados con bajos valores de salinidad.

La evolución espacial de los patrones de saturación de oxígeno, amonio y nitrito mostraron estar correlacionados. Una alta saturación de oxígeno (130%), cerca de la superficie en la parte media del estuario, coincide con bajos valores de nitrito y amonio (cerca de 0.6µM y 0.05µM) (figura 6.16). Cerca del fondo la baja saturación de oxígeno (80%) coincide con altas concentraciones de amonio y nitrito (cerca de 1.1µM y 0.6µM respectivamente).

Se observó la existencia de dos factores de influencia cerca del fondo: la aparición de un pico de concentración en la parte media-externa debido al agua procedente del Río Miño y otro pico en la parte interna debido al Río Lérez. Esto está especialmente claro en el caso del nitrito, que alcanza 0.6µM en ambos picos.

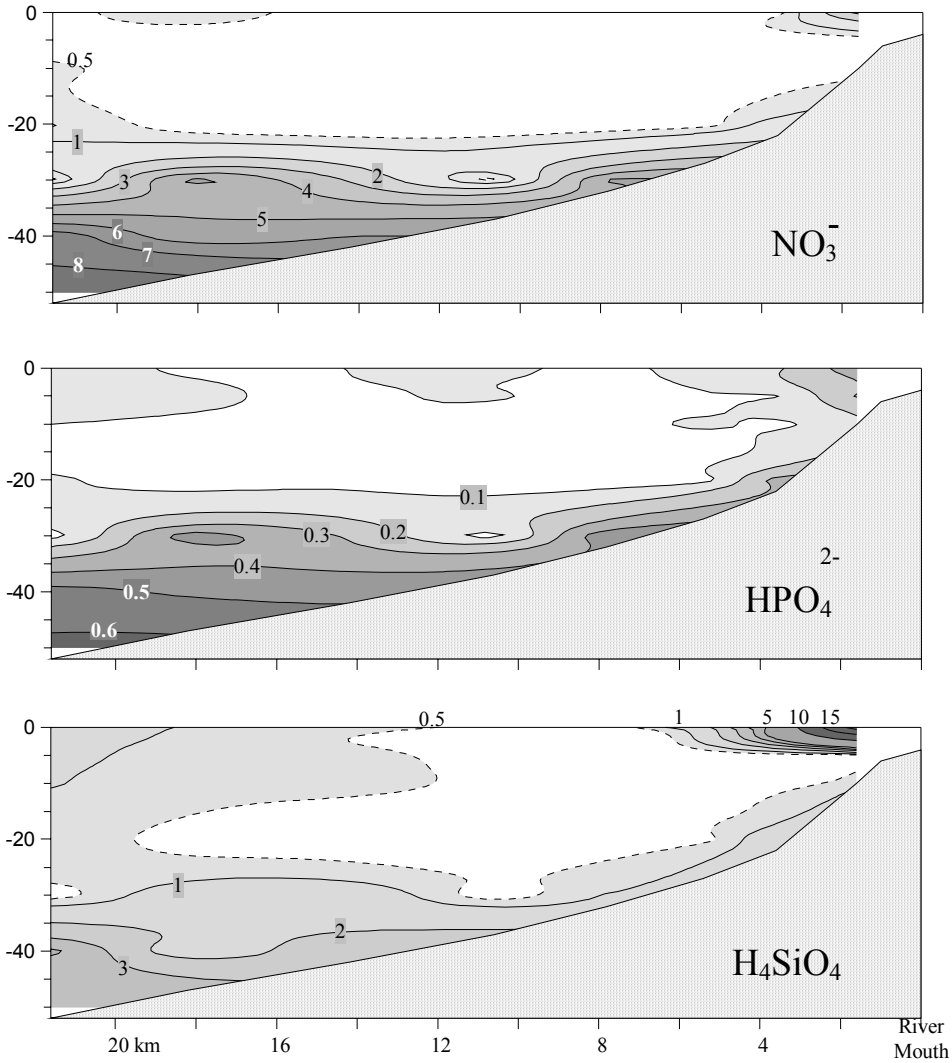


Figura 6.15: Isolíneas de las principales sales nutrientes (µM) en la dirección del eje longitudinal de la Ría de Pontevedra el 13 de mayo de 1998.

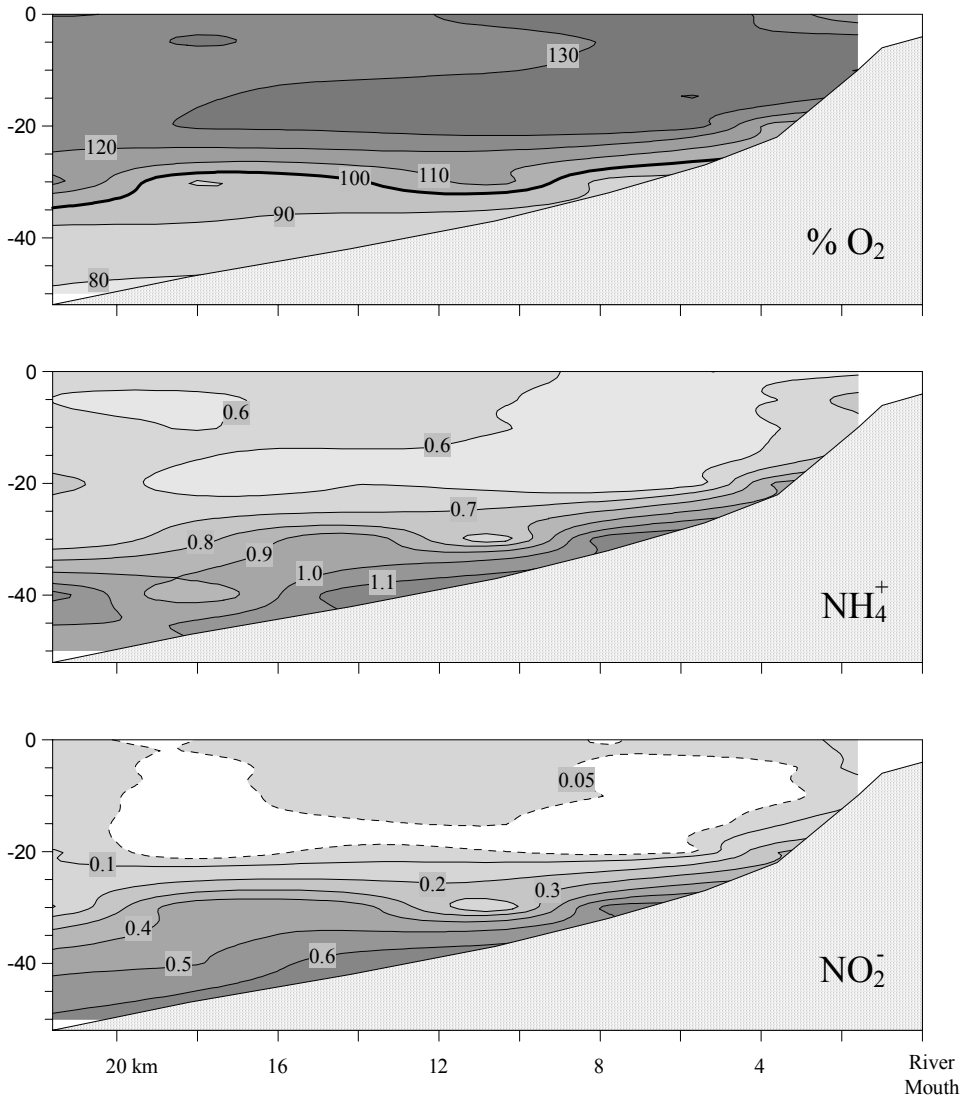


Figura 6.16: Isolíneas de saturación de oxígeno (%) y concentraciones de nitrito y amonio (µM) en el eje longitudinal de la Ría de Pontevedra el 13 de mayo de 1998.

6.3.2.2. Variables biológicas

La producción primaria, la clorofila-a (Chl-a) y la abundancia del fitoplancton mostraron un claro gradiente con valores disminuyendo hacia la parte interna de la ría (figura 6.17). La Chl-a mostró valores por encima de 10µg L^{-1} en la estación externa, disminuyendo por debajo de 4µg L^{-1} en la estación interna (ver figura 2.1). El mismo patrón de distribución se observó para la producción primaria con valores mayores que 24 mg C m^{-3} h^{-1} en la parte externa de la ría y decreciendo continuamente hacia la parte interna (figura 6.17).

Los principales grupos de fitoplancton (diatomeas y dinoflagelados) también mostraron un patrón similar al de Chl-a y la producción primaria (figura 6.17, tabla 6.III).

Grupo de fitoplancton	Columna de agua			Trampa de sedimento		
	O	M	I	O	M	I
Diatomeas						
Chaetoceros auxospores	138	96	164	588	115	87
Chaetoceros curvisetus	305	134	94	0	16	9
Chaetoceros didymus	122	48	18	0	0	47
Chaetoceros socialis	6	16	0	4	93	242
Chaetoceros spp	2997	2432	2084	4	23	43
Leptocylindrus danicus	397	290	300	0	0	0
Nitzschia longissima	91	35	12	110	92	95
Skeletonema costatum	1077	621	979	96	127	34
Thalassionema nitzschioides	16	23	6	8	8	3
Thalassiosira anguste-lineata	127	172	61	0	3	0
Thalassiosira spp	53	55	58	4	2	4
Total diatomeas	**5529**	**4068**	**3933**	**839**	**498**	**738**
Dinoflagelados						
Amphidinium flagellans	2	11	5	0	0	0
Heterocapsa niei	28	12	7	9	0	0
Prorocentrum balticum	0	0	0	0	4	0
Prorocentrum micans	0.5	0.1	0.05	0	0	0
Protoperidinium bipes	6	6	1	1.4	0	0
Scripssiella trochoidea	9	6	3	1.4	0	1.3
Total dinoflagelados	**50**	**36**	**18**	**16**	**15**	**2**

Tabla 6.III. Abundancia de diatomeas y dinoflagelados en la columna de agua y trampas de sedimento para la fecha de estudio. Valores medios en las celdas en m L^{-1} para la columna de agua y m^{-2} d^{-1} * 10^{6} para trampas de sedimento. O: estación externa, M: estación media; I: estación interna (ver figura 2.1).

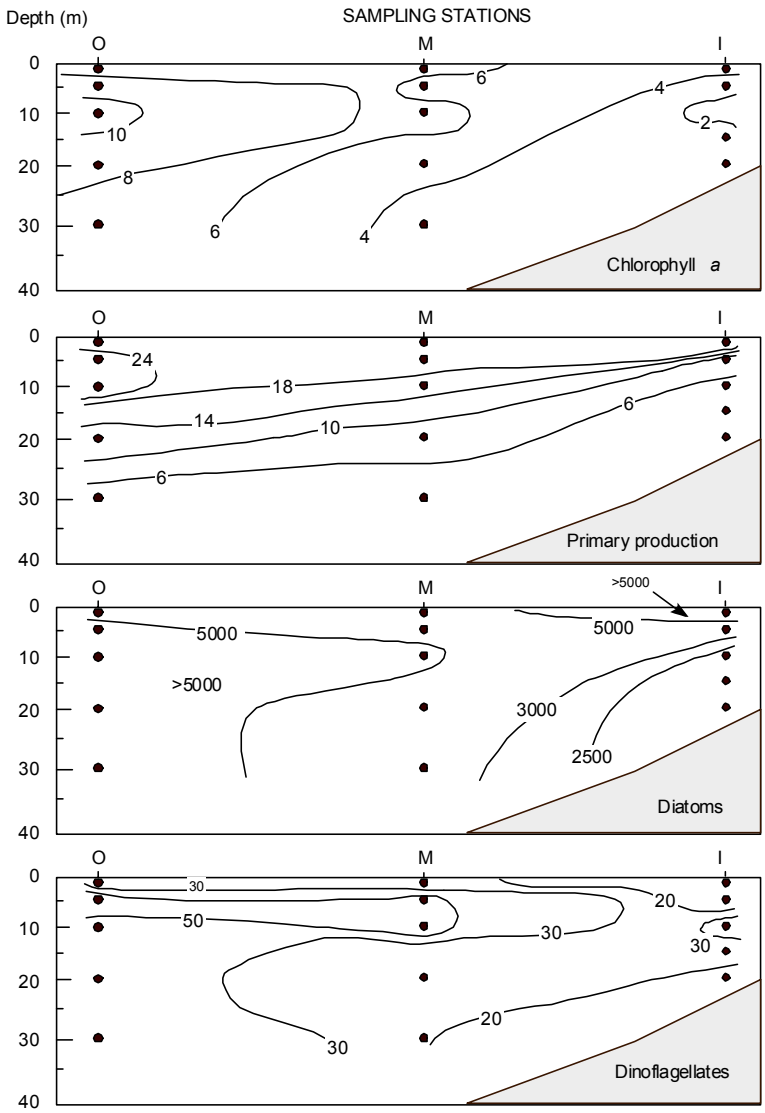


Figura 6.17: Distribución espacial de la clorofila-a, producción primaria y principales grupos de fitoplancton (diatomeas y dinoflagelados) a lo largo de un transecto longitudinal desde fuera hacia dentro de la Ría de Pontevedra durante el 13 de mayo de 1998. O: estación externa; M: estación media; I: estación interna (ver figura 2.1).

Los valores integrados de diatomeas fueron mayores hacia el océano y menores hacia la costa. Se detectó un máximo de diatomeas en superficie en la parte interna con concentraciones comparables a las de la parte externa de la ría. Sin embargo, este máximo está limitado a capas superficiales (0-5 m) de baja salinidad resultado de la influencia del Río Lérez, mientras que las diatomeas de la parte externa están igualmente distribuidas en toda la capa fótica (0-30 m).

El gradiente observado en la columna de agua también se detectó en las trampas de sedimentos, especialmente para la clorofila con valores disminuyendo hacia la parte interna de la ría (figura 6.18). En la parte externa e interna de la ría se midieron valores elevados de carbón sedimentado, mientras que los valores más bajos se encontraron en la parte media de la ría.

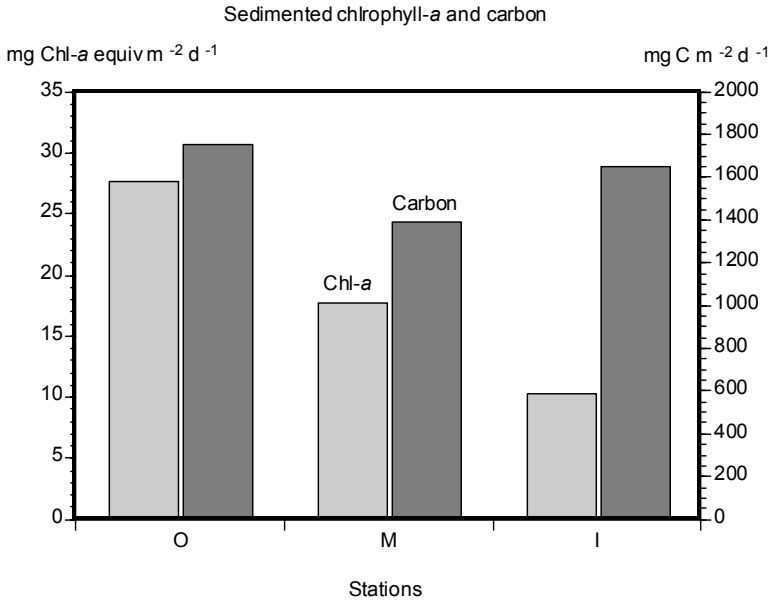


Figura 6.18: Distribución espacial de clorofila-a y carbón en trampas de sedimento, a lo largo de un transecto longitudinal desde fuera hacia dentro en la Ría de Pontevedra durante el 13 de mayo de 1998. O: estación externa; M: estación intermedia; I: estación interna (ver figura 2.1).

6.4. Discusión

En invierno, en las costas oeste del hemisferio norte a latitudes medias, la pluma de los ríos generalmente se extiende hacia el norte a lo largo de la costa debido a la influencia de los vientos predominantes del sur en la plataforma. En primavera, cuando la descarga del río disminuye y el viento cambia de dirección, la pluma se puede desplazar hacia el océano o hacia el sur (Hickey *et al*., 1998; Garcia-Berdeal *et al*., 2002). Sin embargo, si la descarga del río no sufre una gran disminución y el viento conserva la componente sur, la pluma se puede extender hacia el norte a lo largo de la costa (Lazure & Jegou, 1998).

Un comportamiento similar se ha observado en la pluma del Río Miño, la cual se desplaza hacia el norte a lo largo de la costa oeste gallega y se introduce en las Rías Baixas (Alvarez *et al*., 2005c; deCastro *et al*., 2005). El efecto de la intrusión de la pluma en los estuarios se puede identificar por la presencia de gradientes horizontales de salinidad tanto en dirección longitudinal como transversal del eje principal. En la Ría de Vigo se observó una asimetría transversal caracterizada por valores de salinidad más bajos en la boca sur que en la boca norte (figura 6.3(a)). En dirección longitudinal se obtuvieron gradientes de salinidad con valores más altos en la parte interna de la ría que en la boca (figura 6.3(b)). En la Ría de Pontevedra los gradientes transversal y longitudinal (figura 6.4(a, b)) mostraron ser similares a los observados en la Ría de Vigo aunque con una amplitud más pequeña. Por último, los perfiles verticales de la diferencia de salinidad para la Ría de Arousa mostraron un gradiente de salinidad positivo a lo largo de toda la columna de agua, tanto en la dirección transversal (figura 6.5(a)) como a lo largo del eje (figura 6.5(b)).

Para explicar la baja salinidad en la boca sur de la Ría de Vigo, podemos asumir que sí todo el agua dulce procedente de la descarga del río permanece en el estuario y no hay entrada de agua oceánica para compensar la disminución de la salinidad, entonces la disminución de salinidad se puede estimar mediante $\mathrm{d}S/\mathrm{d}T = -SQ/V$, donde S es la salinidad superficial en la boca sur del estuario, V el volumen de agua en una capa superficial desde 0 a 10 m, y Q la descarga del río. Usando datos de la Ría de Pontevedra con el 4 de mayo como fecha inicial, la disminución en salinidad estimada sería 0.9, la cual es menor que la disminución medida desde el 4 hasta el 11 de mayo (1.2) en esta ría. Esto es incluso más

notable en la Ría de Vigo para la cual la disminución observada es aproximadamente 5 y la descarga del río es del mismo orden de magnitud que la observada en Pontevedra (ver tabla 6.I para valores de la descarga del río).

Para analizar la posible circulación causada por la asimetría a lo largo del eje entre las bocas de la Ría de Vigo, la ría con la mayor asimetría negativa el 11 de mayo, se ha considerado el radio de Rossby. Este parámetro se puede calcular mediante $\Lambda = (HN)/f$, donde H es la profundidad del agua, N es la frecuencia de flotabilidad y f el parámetro de Coriolis. Se obtuvo un radio de aproximadamente 9-10 km, el cual es al menos 1.5 veces mayor que el ancho máximo del estuario cerca de la boca. Por lo tanto, la circulación a lo largo del eje debido a la asimetría transversal puede considerarse despreciable.

Por otra parte, la asimetría transversal en la Ría de Arousa es positiva, lo cual es consistente con el desplazamiento del agua dulce hacia la boca norte, inducido por el efecto de Coriolis. La desaparición de la pluma del Río Miño en esta ría y la magnitud de los gradientes transversales en las diferentes rías están de acuerdo con el incremento de salinidad observado desde el sur hacia el norte. La salinidad superficial medida en la boca sur de la Ría de Vigo es 30.1, 34.6 en Pontevedra y 35.3 en Arousa. El incremento de salinidad desde el sur hacia el norte demuestra que los bajos valores observados no están generados por la descarga de los ríos en el interior de los estuarios debido a que la descarga más alta (tabla 6.I) corresponde a la Ría de Arousa (la ría más al norte).

Los gradientes de salinidad también se observaron a lo largo del eje principal. En general, el agua en las bocas sur de las Rías de Vigo y Pontevedra es menos salina que en las estaciones de la parte interna. La única excepción a este gradiente negativo se encuentra en la capa superficial de la Ría de Pontevedra, debido a la proximidad del río y a la menor extensión de la intrusión en esta ría.

La existencia de estos gradientes longitudinales de densidad negativos en el estuario puede generar una circulación estuárica negativa, con agua moviéndose hacia tierra a través de las capas superficiales y agua moviéndose hacia el océano a través de las capas profundas. Este patrón de circulación se midió en la Ría de Pontevedra el 13 de mayo de 1998 (figura 6.6) (Alvarez *et al*., 2003b; deCastro *et al*., 2004a). Los gradientes de densidad en el estuario que se han descrito resultaron ser los responsables de este patrón de circulación.

Cuantitativamente, la diferencia de densidad a lo largo del estuario es $\Delta\sigma_{tL} = \Delta\sigma_t$ (st. 6) - $\Delta\sigma_t$ (st. 2) = 0.32 kg m^{-3}y de un lado a otro del estuario es $\Delta\sigma_{tT} = \Delta\sigma_t$ (st. 24) - $\Delta\sigma_t$ (st. 14) = 0.04 kg m^{-3} (ver figura 2.1). Por lo tanto, el único gradiente significativo en este caso es el obtenido a lo largo del estuario, generando la circulación negativa previamente descrita. El movimiento en la dirección transversal puede ser considerado despreciable debido al pequeño gradiente lateral y a la estrechez del estuario. De hecho, el radio de Rossby calculado en la estación 6 es 7 km, siendo 3.5 km el ancho del estuario en este punto. Esto ha sido corroborado con un modelo numérico (figura 6.13), a partir del cual se puede comprobar como el movimiento es paralelo a lo largo del eje principal.

Como se ha mencionado anteriormente el patrón de circulación observado el 13 de mayo de 1998 (figura 6.6) ha sido reproducido por un modelo hidrodinámico imponiendo la distribución de variables termohalinas como condición inicial y ejecutando el modelo con marea y descarga del río como forzamientos externos (figura 6.14). Además el modelo permite analizar el papel de otros forzamientos externos aparte de la distribución de densidad. El efecto de la marea en la circulación del agua se observa claramente (figura 6.14) por el hundimiento (subida) de la línea de velocidad cero durante la subida (bajada) de la marea. Las simulaciones llevadas a cabo sin forzamiento mareal mostraron la misma circulación negativa de doble capa con una línea plana de velocidad cero. El papel de la descarga del río durante la circulación negativa resultó ser despreciable. De hecho, la misma simulación fue ejecutada sin descarga del río y los valores obtenidos cambiaron en menos de un 1% con respecto a la simulación con la descarga del río real. Finalmente, los cálculos del modelo mostraron la persistencia del fenómeno observado durante más de un ciclo de marea. Obviamente, estos cálculos no demuestran que la circulación negativa real durase días, ya que podría detenerse debido a vientos locales (deCastro *et al*., 2000), aunque sí demuestran que el fenómeno observado es persistente hasta que la mezcla homogeneiza la distribución termohalina si sólo se tienen en cuenta la marea, la descarga del río y las variables termohalinas.

La circulación negativa descrita anteriormente tiene importantes implicaciones biológicas debido a que la entrada de nutrientes, que está relacionada con la gran productividad primaria de este área, puede verse alterada cuando esta circulación detiene el intercambio entre las rías y la plataforma. Las

implicaciones biogeoquímicas y biológicas de este fenómeno en la Ría de Pontevedra se han analizado en la última sección de este capítulo. Las sales nutrientes y el oxígeno mostraron un patrón particular de distribución que puede ser explicado como el resultado de un agua superficial formada a partir de la mezcla de agua costera y agua de baja salinidad rica en nutrientes procedente del Río Miño. El silicato es un buen indicador de esta agua mezclada igual que la salinidad, que mostró valores más bajos en la parte externa del estuario que en la parte media. La distribución de silicato sugiere la existencia de agua dulce superficial que se ha introducido en la ría desde la plataforma debido a las condiciones meteorológicas favorables (vientos del SE). En la parte externa del estuario y cerca del fondo, hay valores máximos de sales nutrientes (figura 6.15) asociados con valores mínimos de saturación de oxígeno y un incremento en los valores de nitrito y amonio (figura 6.16) como consecuencia de un proceso de remineralización. La alta concentración de nutrientes procedente del Río Miño fertiliza el agua costera próxima, desarrollando un *bloom* de fitoplancton. El amonio al igual que el silicato es un buen indicador de la penetración de agua dulce en un área donde está ocurriendo un proceso de descomposición de materia orgánica. La disminución de los niveles de saturación de oxígeno sugiere que los nutrientes asociados a este *bloom* se sedimentan a través de la columna de agua.

También se observó un claro gradiente en las variables biológicas para la fecha de estudio en la ría, con valores disminuyendo hacia la parte interna (figura 6.17). Esto sugiere la existencia de un *bloom* de fitoplancton penetrando en la ría en una masa de agua de baja salinidad.

La alta concentración de *Skeletonema costatum* (tabla 6.III) sostiene la idea de que este *bloom* exhibe las características del típico *bloom* temprano de primavera característico de las Rías Baixas unido a una estratificación halina, resultado de un importante suministro de agua continental (Varela *et al*., 2001; Varela & Prego 2003) como ocurre en este área en primavera cuando la descarga del río en las rías es alta. *Skeletonema costatum* es también una especie dominante en la plataforma continental gallega cuando se dan lluvias intensas (Nogueira *et al*., 2004).

El mes de mayo es tarde para el desarrollo de una floración de *Skeletonema costatum* en la plataforma gallega a menos que tenga lugar un importante aporte de

agua dulce continental para desarrollar la estratificación halina y crear en el área costera unas condiciones similares a las de primavera. La abundancia de *Skeletonema costatum* en la parte externa de la ría sugiere que el Río Lérez no es el único suministro de agua continental, una masa de agua de baja salinidad está entrando en la ría desde el océano.

Capítulo 7

Forzamiento mareal

La Marea es el nombre que reciben los ascensos y descensos alternativos del nivel del mar. Las mareas oceánicas en la boca de las rías, causan variaciones en la elevación de la superficie del mar por las cuales se inducen movimientos de agua en el interior de los estuarios.

En este capítulo se analizará la marea como forzamiento a lo largo de la costa gallega. Como ejemplo de las Rías Baixas se va a considerar la Ría de Pontevedra que se comparará con la Ría de Ferrol.

7.1. Armónicos de marea

Para caracterizar la marea es necesario conocer los armónicos. Para la Ría de Pontevedra, estos armónicos se han calculado en el punto 42º 22.937' N y 8º 50.338' W, cerca de Punta Cabicastro y para la Ría de Ferrol en el punto 42º 26' N y 8º 26' W, situado en la boca de la ría (ver figura 2.2 y 2.3). En la tabla 7.I se presenta la semiamplitud y la fase de los principales armónicos calculados.

A partir de estos armónicos se puede conocer el carácter diurno, semidiurno o mixto de la marea mediante el coeficiente de forma F (Kjerfve & Knoppers, 1991), que se define como la relación entre las semiamplitudes de las principales componentes diurnas (K_1 y O_1) y semidiurnas (M_2 y S_2):

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2}$$

Según los valores de F el tipo de marea se clasifica como:

a) semidiurno sí F<0.25

b) mixto sí 0.25<F<3

c) diurno sí F>3

Debido a que los valores de los armónicos para la Ría de Pontevedra y para la Ría de Ferrol son muy próximos, para ambos casos se obtiene F = 0.1. Por lo tanto la marea tiene un pronunciado carácter semidiurno que es característico de los estuarios atlánticos (Crépon, 1993).

Armónico	Semiamp (cm)	Fase (grados)	Semiamp (cm)	Fase (grados)
M_2	110.2533	77.05	110.3	77.05
S_2	33.1253	101.17	33.1	101.17
N_2	19.7675	54.85	19.8	54.85
K_1	8.7363	46.27	8.7	46.27
O_1	6.5295	321.24	6.5	321.24
M_m	4.0078	136.25	4.0	136.25
MSF	2.8518	354.33	2.9	354.33
L_2	2.3094	82.80	2.3	82.80
Q_1	2.0307	259.51	2.0	259.51
MU_2	1.2623	69.24	1.3	69.24
M_3	0.7084	296.73	0.7	296.73
M_4	0.7952	236.20	0.8	236.20
NO_1	0.5792	168.72	0.6	168.72
EPS_2	0.5513	54.96	0.6	54.96

Tabla 7.I: Semiamplitud y fase de los principales componentes de la marea en la Ría de Pontevedra (dos primeras columnas) y en la Ría de Ferrol (dos últimas columnas).

7.2. Onda de marea

Las ondas de marea que entran en el estuario se pueden deformar a lo largo de éste como resultado del cambio de la profundidad y anchura, el rozamiento y la descarga del río. En la figura 7.1 se representa la elevación de marea medida durante un período de 15 días en dos puntos de la Ría de Pontevedra situados en las coordenadas 42º 22.937’ N y 8º 50.338’ W (cerca de la línea Cabicastro-Udra) y 42º 24.345’ N y 8º 42.957’W (cerca de la isla de Tambo). De manera análoga también se ha representado la elevación de marea en un punto situado en la boca de la Ría de Ferrol (43º 27’ N y 8º 20’ W) y en su parte interna (43º

28’ N y 8º 12’ W) (figura 7.2). En ambos casos se representa en rojo la elevación de marea en el punto situado en la boca de los estuarios y en azul la elevación de marea para el punto situado en la parte interna.

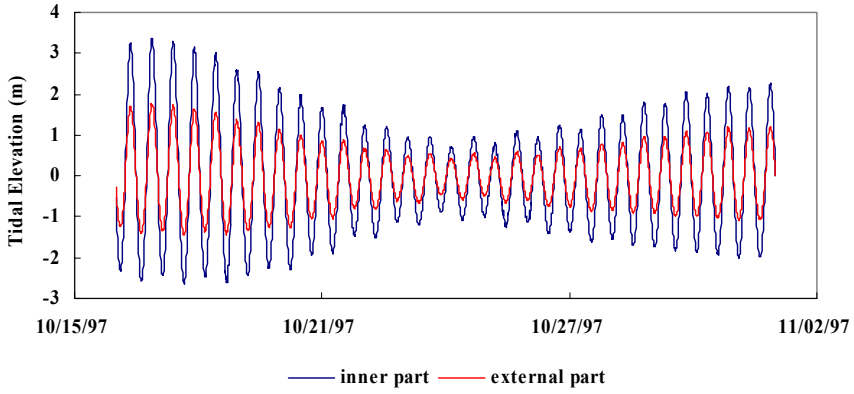


Figura 7.1: Marea medida en dos puntos de la Ría de Pontevedra. Posición de los mareógrafos: 42º 22.937’ N y 8º 50.338’ W (parte externa), 42º 24.345’ N y 8º 42.957’W (parte interna).

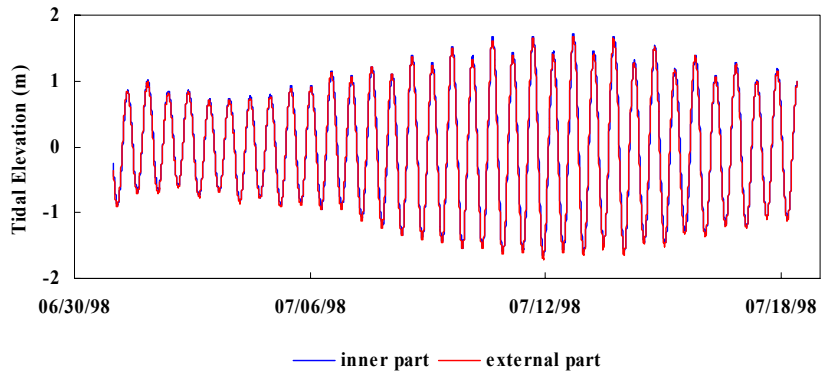


Figura 7.2: Marea medida en dos puntos de la Ría de Ferrol. Posición de los mareógrafos: 43º 27’ N y 8º 20’ W (parte externa), 43º 28’ N y 8º 12’ W (parte interna).

Se puede comprobar para las dos rías como la onda correspondiente a la parte interna y a la parte externa están en fase. Sin embargo, en el caso de Pontevedra la amplitud de la onda de marea es mayor en la parte interna del estuario, mientras que en el caso de Ferrol la amplitud es la misma.

Para analizar la diferencia de amplitud observada en la Ría de Pontevedra, en primer lugar se van a analizar los efectos en la onda de marea debidos al cambio de profundidad y anchura del estuario.

Si el estuario se hace más estrecho y menos profundo desde la boca hacia su parte más interna, el rango de marea aumentará a medida que ésta se adentra en el estuario (*funnelling effect*) (Pond & Pickard, 1983). Si esto sucede, se puede considerar válida la expresión para la amplitud de la onda de marea: $A \propto b^{-1/2} h^{-1/4}$, donde b es el ancho del estuario y h la profundidad. Además, teniendo esto en cuenta también se puede expresar la longitud de onda en función de la profundidad de forma: $\Lambda \propto h^{1/2}$ (Pond & Pickard, 1983). Analizando estas dos expresiones se comprueba que si la profundidad disminuye a medida que nos adentramos en el estuario, la amplitud se incrementa y la longitud de onda disminuye haciendo que la onda se peralte.

Para aplicar esto a la Ría de Pontevedra se van a considerar los dos puntos en los que se ha medido la amplitud de marea. El primer punto, que se va a considerar como punto de referencia ($_0$), esta situado cerca de la línea Cabicastro-Udra y el segundo cerca de la isla de Tambo (ver figura 2.2). Aplicando la fórmula de la amplitud para estos dos puntos se tiene

$$\frac{A}{A_0} = \frac{h^{-1/4}}{b^{1/2}} \frac{b_0^{1/2}}{h_0^{-1/4}}$$

Si se calculan los valores correspondientes de la profundidad (h) y de la anchura del estuario (b) tanto para el punto de referencia, cerca de Cabicastro-Udra, como para el punto situado en la parte interna del estuario, se obtiene:

$$\frac{A}{A_0} = 1.58$$

La amplitud medida experimentalmente en ambos puntos es A=3.60 m y A_0=1.90 m, con lo que aplicando la fórmula anterior se obtiene que A=3.02 m, valor que se aproxima bastante al experimental.

Como se puede observar en la figura 7.1, las dos ondas están en fase y la amplitud de la onda medida por el mareógrafo situado en el interior del estuario es mayor. Por lo tanto se puede decir que esta diferencia de amplitud se debe al efecto *funnelling*.

En el tratamiento anterior no se ha considerado el rozamiento, que puede modificar la onda de marea y hacer que se vuelva asimétrica. Uno de los parámetros que permite conocer el tipo de asimetría es la relación entre la amplitud de la componente M_2 de la marea y la profundidad media del estuario (a/h) siendo importante el comportamiento no lineal cuando a/h >0.1 (Parker, 1991). Para la Ría de Pontevedra este parámetro toma el valor 0.03. En la figura 7.1 se puede observar que ambas ondas son prácticamente simétricas. Otra forma de caracterizar la distorsión de la onda es relacionar las componentes de la marea M_4 y M_2. A lo largo de la mayor parte de las costas, la principal componente semidiurna de la marea es M_2. Si esta componente es la dominante en la costa, en el interior del estuario la componente principal es M_4. En algunos sistemas poco profundos, es posible observar varios armónicos con una amplitud significativa además de M_4. Esto se debe a que al tener el estuario poca profundidad, el rozamiento con el fondo es importante. Sin embargo, se ha demostrado que para estos casos es válido considerar solamente la relación entre M_2 y M_4 sin tener en cuenta las posibles componentes con amplitudes significativas en el interior del estuario. Por lo tanto, se puede usar la relación entre las amplitudes de dichas componentes (M_4/M_2) para conocer la intensidad de la deformación de la onda dentro del estuario tanto para la elevación de la superficie como para la velocidad. De modo similar, una relación entre las fases de las componentes M_2 y M_4 denominada fase relativa, determina la dirección de la deformación (flujo o reflujo dominante). Esta fase relativa se define como, dos veces la fase de M_2 menos la fase de M_4. Es decir, $\Delta = 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ donde ϕ es la fase de las componentes correspondientes (Parker, 1991). Fases relativas para la superficie del mar entre 0º y 180º indican un descenso de la marea de más duración que el ascenso, y por lo tanto una tendencia de flujo dominante en

las corrientes del estuario. Las condiciones de ascensos más lentos de la marea y situaciones de reflujo dominante aparecen con fases relativas entre 180º y 360º. Para la Ría de Pontevedra, en la entrada, se obtiene M_4/M_2=0.0074 y Δ=–82.10, lo que significa que la distorsión de la onda es muy pequeña y el flujo es un poco más lento que el reflujo. En la parte más interna de la ría (cerca de la isla de Tambo), la deformación de la onda tiene el mismo orden de magnitud (M_4/M_2=0.0072 y Δ=–82.08).

La descarga del río también puede contribuir a la asimetría pero como hemos visto en la figura 7.1, las ondas medidas en los dos puntos de la ría son casi simétricas.

Según la amplitud de onda de marea, los estuarios se pueden clasificar en micromareales si la amplitud media es menor de 2 m, mesomareales si está entre 2 y 4 m, macromareales para una amplitud mayor de 4 m e hipermareales para una amplitud mayor de 6 m (Davies, 1964). De acuerdo con lo que se ha visto anteriormente, se puede decir que la Ría de Pontevedra en su parte media y externa, pertenecen al tipo mesomareal con una amplitud media de la onda de marea de 3.60 m. La Ría de Ferrol con una amplitud de 2.50 m a lo largo de todo el canal también se clasifica como mesomareal.

7.3. Corriente mareal

En las Rías Gallegas, el principal mecanismo responsable del movimiento del agua es la acción forzadora de la marea. Esto quiere decir que durante el recorrido de la marea se puede observar como en el interior de los estuarios el agua tiende a entrar o salir a cualquier profundidad, según esté subiendo o bajando la marea.

7.3.1. Ría de Pontevedra

En la figura 7.3 se ha representado un perfil de corrientes típico medido en la parte interna de la Ría de Pontevedra (estación 6, figura 2.1) para una situación de primavera (26-27 de mayo de 1998).

Se puede observar como la corriente sigue el patrón de la marea a lo largo de

toda la columna de agua, con valores máximos de 0.12 m s^{-1} cerca de la superficie y 0.08 m s^{-1} cerca del fondo (Gómez-Gesteira *et al*., 2001).

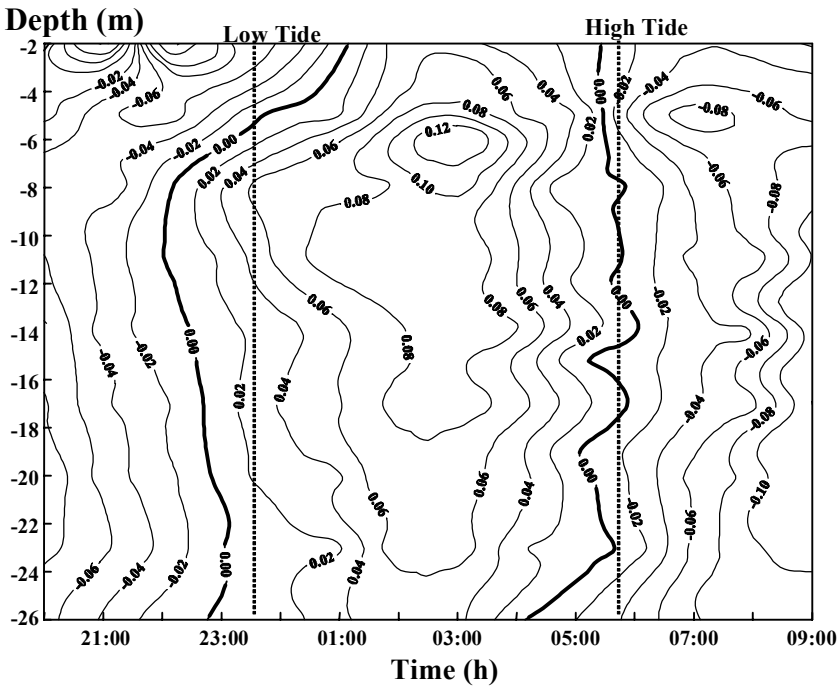


Figura 7.3: Patrón de corriente medido cada hora durante un periodo completo de marea en la parte interna de la Ría de Pontevedra el 26-27 de mayo de 1998. Las velocidades de corriente se han representado en m s^{-1}. Lo valores positivos indican movimiento hacia tierra y los negativos hacia el océano.

7.3.2. Ría de Ferrol

En la Ría de Ferrol, debido a su peculiar estructura (ver capítulo 3), las corrientes de marea se han analizado en su parte media y en el estrecho (estación 6 y 3, figura 2.4) (figura 7.4).

El patrón de corriente observado es similar en ambas estaciones y sigue el

patrón de la marea, siendo positivo durante la subida y negativo durante la bajada de la marea. Las máximas velocidades de corriente en la parte media de la ría (figura 7.4(a)) se midieron en las capas intermedias con valores próximos a 0.15 m s^{-1}. El patrón de corriente obtenido en el estrecho (figura 7.4(b)) muestra velocidades próximas a 0.5 m s^{-1} también a profundidades intermedias (deCastro *et al*., 2004b).

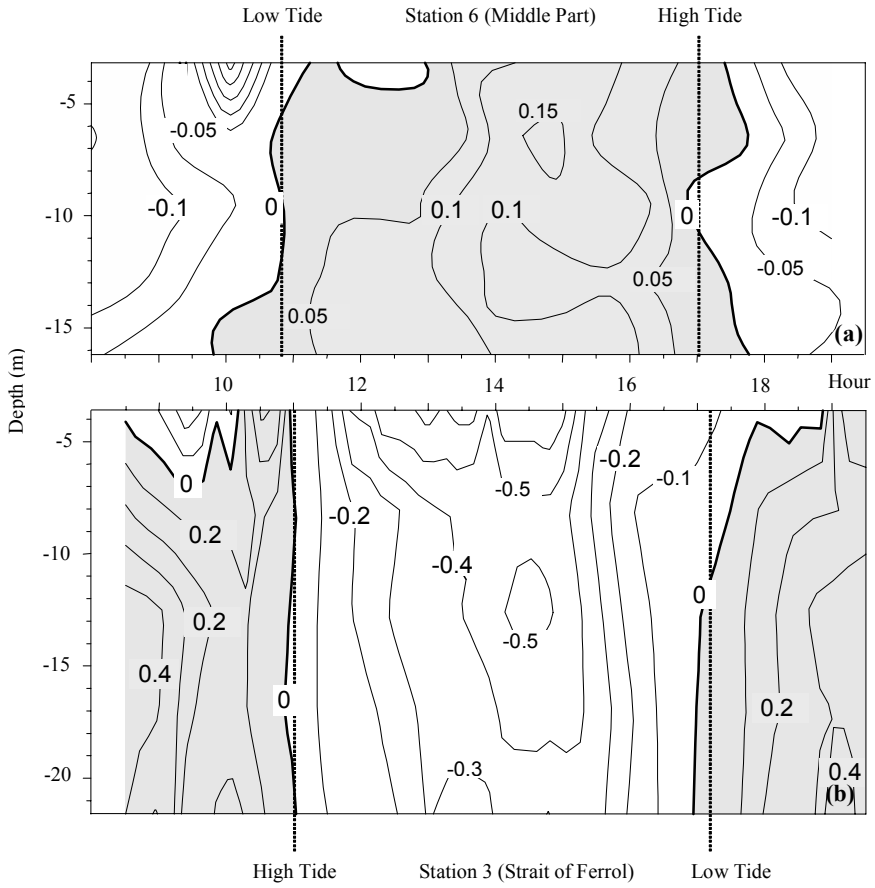


Figura 7.4: Patrón de corriente medido durante un periodo completo de marea en la parte media de la Ría de Ferrol (a) y en el estrecho (b). Las velocidades de corriente se han representado en m s^{-1}. Lo valores positivos indican movimiento hacia tierra y los negativos hacia el océano.

7.4. Corriente residual

El forzamiento mareal analizado en la sección previa es básicamente periódico, con lo cual en una primera aproximación, se puede considerar que no hay movimiento neto del agua. Para ver si esto es cierto se recurre al concepto de corriente residual. Para obtener esta corriente, se promedia la velocidad de corriente en cada punto durante un periodo mayor que un ciclo de marea.

En las Rías Gallegas se ha observado la existencia de un patrón de circulación residual en doble capa, con agua que abandona las rías por las capas superficiales y agua que entra a través de las capas profundas (Otto, 1975; Fraga y Margalef, 1979; Prego & Fraga, 1992). El agua que fluye por la parte superficial del estuario procede del aporte de agua dulce del río, que por su menor densidad permanece en capas superficiales y se va mezclando con el agua salada a medida que avanza hacia la boca. Este desplazamiento se compensa con la entrada de agua oceánica por el fondo del estuario que se va mezclando verticalmente con el agua superficial que sale. Este modelo de circulación se conoce como circulación estuárica positiva (figura 7.5).

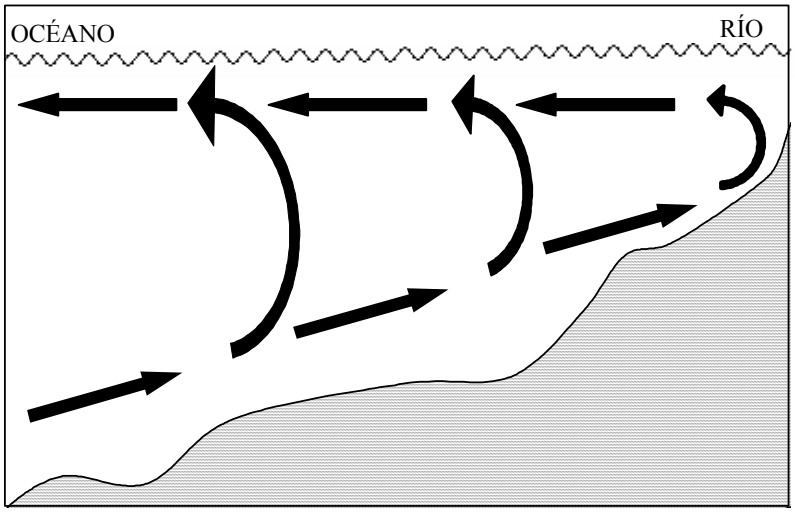


Figura 7.5: Circulación estuárica positiva.

Esta distinción se debe a que en algunos lugares y ocasiones se puede dar una circulación contraria a la descrita en este modelo. Ésta se denomina circulación estuárica negativa y se suele observar en bahías de zonas cálidas y excepcionalmente en determinados momentos y zonas muy limitadas de las Rías Gallegas (Fraga y Margalef, 1979). Se produce cuando en una bahía la evaporación supera a los aportes de agua dulce, lo cual genera una entrada superficial de agua oceánica para compensar el exceso de evaporación y una salida inferior del agua concentrada. Un ejemplo de esta circulación en macroescala es el Mar Mediterráneo. En las Rías Gallegas este tipo de circulación se da en zonas muy concretas como ensenadas interiores de poca profundidad en días de fuerte insolación. También se ha comprobado que en las Rías Baixas, este tipo de circulación puede ocurrir en una zona más amplia, a lo largo del eje principal de las rías, debido a la influencia de factores externos como la pluma del Río Miño.

El concepto de circulación residual indica por lo tanto que, a pesar de que en un momento determinado durante el recorrido de la marea se puede observar que el agua tiende a entrar o salir a cualquier profundidad, según esté subiendo o bajando la marea, cuando se promedia en el tiempo se observa que a través de ciertas capas sale más agua de la que entra y en otras se da el comportamiento opuesto. Además, la circulación estuárica permite hacer un cálculo aproximado del intercambio del agua de las rías con el océano. En el estudio hecho por Gomez-Gesteria *et al* (2003), se puede ver un análisis detallado del tiempo de residencia debido a la circulación estuárica positiva.

El principal factor responsable del patrón de corriente residual es la diferencia de densidad, también llamado forzamiento baroclínico. Estas diferencias de densidad se deben básicamente a la presencia del río en la parte más interna de la ría y a la distribución de densidad en la boca de entrada del estuario. La variación de la densidad depende de la variación de la temperatura y de la salinidad. Un mayor aporte de agua dulce supone una mayor entrada de agua oceánica que se traduce en un incremento de la salinidad en la capa del fondo y una disminución en capas superficiales. Las variaciones de salinidad en la capa superficial de la boca de la ría no se deben siempre a las variaciones en el caudal del río, sino que también pueden depender de la dirección del viento. Es decir, si el viento sopla del SO retiene el agua dulce en el interior de la ría pero si cambia

a NE se producirá un incremento de la salida de agua superficial aumentando la velocidad de vaciado. Por otra parte, la capa de agua oceánica que penetra por el fondo de las rías no es la misma durante todo el año (ver capítulo 3) y sus modificaciones se ven reflejadas en cambios de salinidad que son independientes del sistema de circulación interno de las rías. Esto produce diferencias de densidad a lo largo de toda la ría que dan lugar a la circulación residual.

Una característica importante de la circulación residual positiva es que actúa como un transmisor de nutrientes. El agua que penetra por el fondo de las rías procedente del océano suele ser más rica en sales nutrientes. A medida que avanza hacia el interior, estas sales se elevan hasta la zona iluminada donde son asimiladas y transformadas en materia orgánica por el fitoplancton mediante la fotosíntesis. Esta característica hace que las rías constituyan un ambiente adecuado para determinadas especies marinas aumentando así la productividad pesquera en estas zonas.

7.5. Modificaciones en el patrón de circulación mareal

7.5.1. Ría de Pontevedra

En determinadas situaciones, el patrón de circulación mareal que se ha descrito en la sección 7.3 puede presentar un comportamiento totalmente distinto.

El 7-8 de julio de 1998 se observó que en la parte interna de la Ría de Pontevedra (estación 6, figura 2.1) durante toda la noche, el agua abandonaba el estuario a través de las capas superficiales y entraba a través de las capas profundas (figura 7.6) (Gomez-Gesteira *et al*., 2001, Alvarez *et al*., 2003b). En la superficie se observaron valores máximos de velocidad de 0.14 m s^{-1} mientras que cerca del fondo los valores fueron menores, 0.08 m s^{-1}.

Para estudiar este evento se ha considerado también la situación correspondiente a las campañas llevadas a cabo el 24-25 de febrero y 26-27 de mayo de 1998 para las cuales el patrón de circulación sigue la representación de la figura 7.3.

En estudios previos (deCastro *et al*., 2000) se había comprobado que vientos del este mayores de 4 m s^{-1} en esta zona pueden forzar el agua superficial a

abandonar el estuario, incluso en contra del forzamiento mareal. Por lo tanto, en primer lugar se va a analizar el forzamiento del viento. La dirección y velocidad del viento medida durante las campañas de interés se ha representado en la figura 7.7(a, b). Para las tres campañas la dirección del viento conserva una componente del este (figura 7.7(a)), sin embargo la velocidad muestra una variación considerable (figura 7.7(b)).

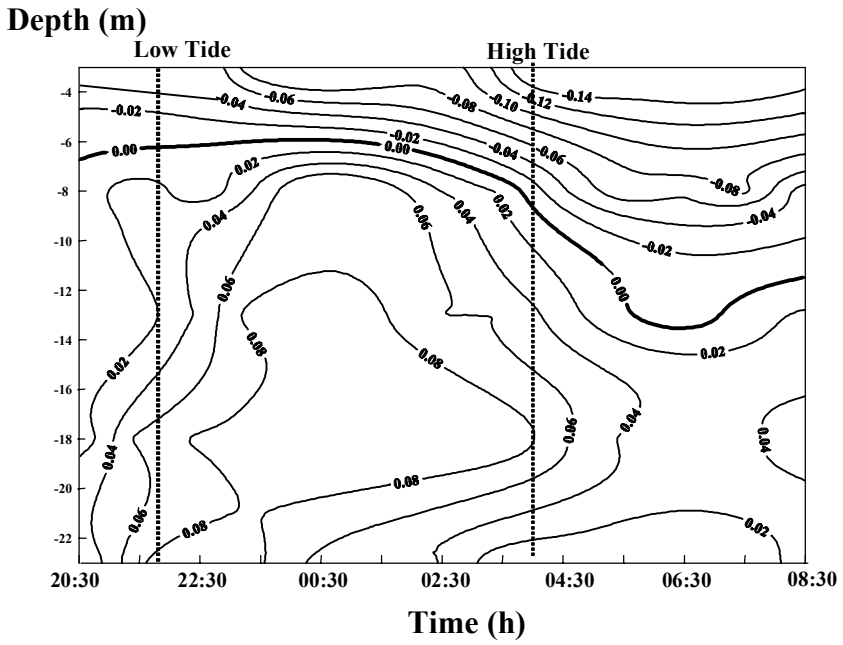


Figura 7.6: Patrón de corriente medido durante un periodo de marea en la parte interna de la Ría de Pontevedra el 7-8 de julio de 1998. Las velocidades de corriente se han representado en m s^{-1}. Lo valores positivos indican movimiento hacia tierra y los negativos hacia el océano.

En febrero se puede observar una situación típica de invierno con viento moderados (~ 6.1 m s^{-1}). Mayo se corresponde con una situación de primavera con vientos suaves (~ 2.3 m s^{-1}). En julio se pueden observar los vientos más intensos de todo el año (~ 7.5 m s^{-1}). La velocidad media del viento el 7-8 de

julio es tres veces mayor que la medida el 26-27 de mayo, pero sólo un 20% mayor que la observada el 24-25 de febrero. Por lo tanto, es necesario considerar otros factores externos para interpretar el patrón de circulación observado en la figura 7.6.

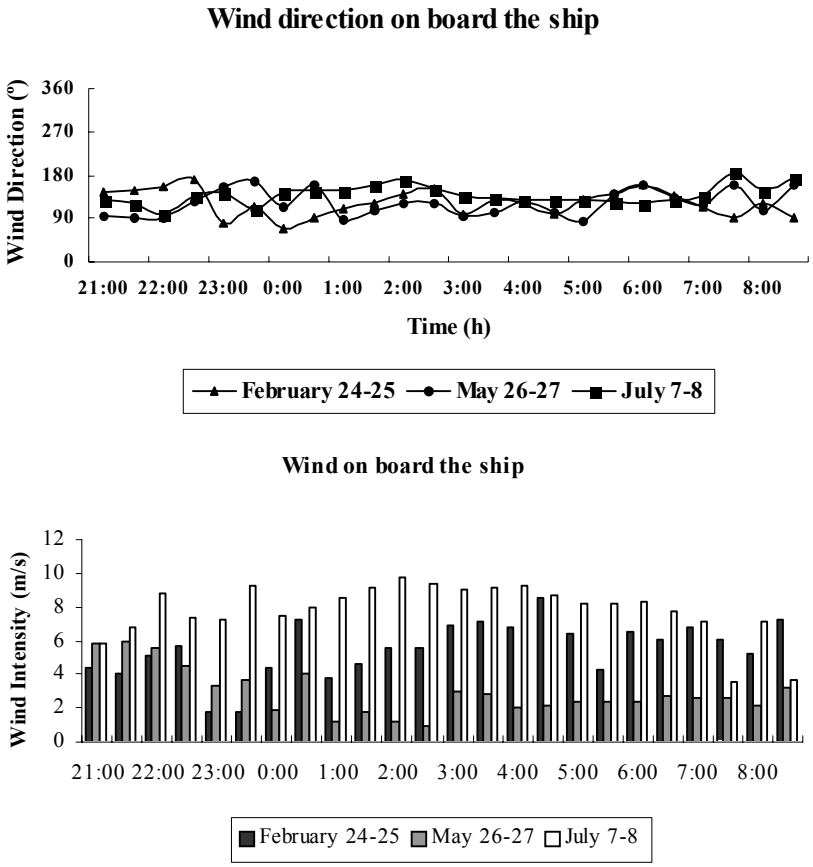


Figura 7.7: (a) Dirección del viento medida en la parte interna de la Ría de Pontevedra ▲ 24-25 de febrero, ● 26-27 de mayo y ■ 7-8 de julio. (b) Intensidad del viento correspondiente al 24-25 de febrero (barras negras), 26-27 de mayo (barras grises) y 7-8 de julio (barras blancas).

A continuación se va a analizar la descarga del río y el índice de afloramiento. La descarga del río se ha promediado durante los siete días previos a cada campaña (figura 7.8).

Se puede comprobar como esta variable es más grande en febrero y mayo (~ 15 m^3 s^{-1}) que en julio (~ 10 m^3 s^{-1}) lo que se corresponde con un patrón normal de descarga del río (Rio-Barja y Rodríguez-Lestegas, 1996).

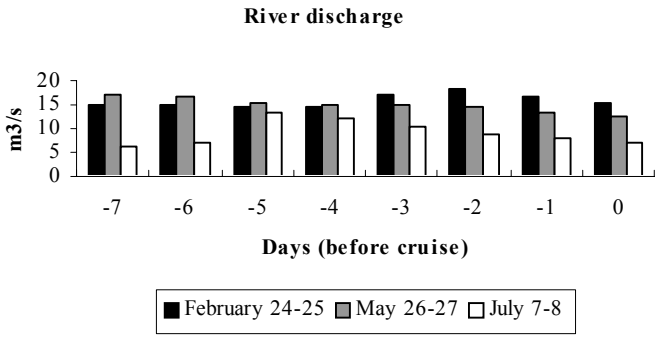


Figura 7.8: Descarga del Río Lérez promediada durante los 7 días previos a cada campaña correspondiente al 24-25 de febrero (barras negras), 26-27 de mayo (barras grises) y 7-8 de julio (barras blancas).

Los índices de afloramiento se han representado en la figura 7.9 para los siete días previos a cada campaña. Solamente en mayo y julio se observan índices positivos relacionados con vientos del norte en la plataforma adyacente.

Además de estas variables, también se ha analizado la densidad de la columna de agua para las tres campañas de interés en la parte interna del estuario (figura 7.10) y así poder estudiar la estratificación. Se puede observar como la estratificación es más fuerte en febrero y julio aunque de una forma diferente. En febrero, esta estratificación ocurre en las capas superficiales mientras que en julio, toda la columna de agua está estratificada. La campaña correspondiente a mayo, muestra un perfil vertical casi homogéneo. La fuerte estratificación observada a todas las profundidades en julio está relacionada con la radiación solar para esta fecha (ver tabla 7.II).

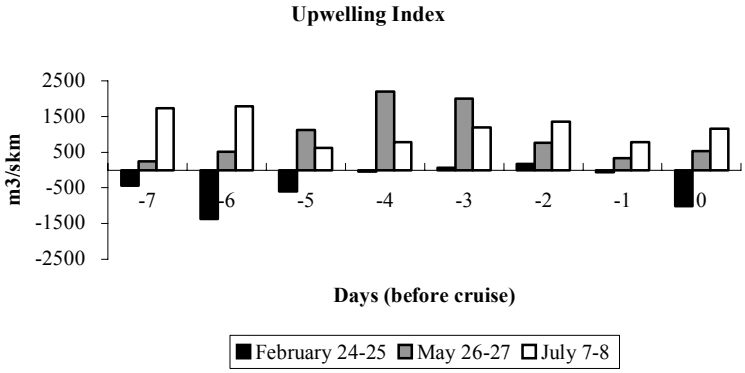


Figura 7.9: Índice de afloramiento promediado durante los 7 días previos a cada campaña correspondiente al 24-25 de febrero (barras negras), 26-27 de mayo (barras grises) y 7-8 de julio (barras blancas).

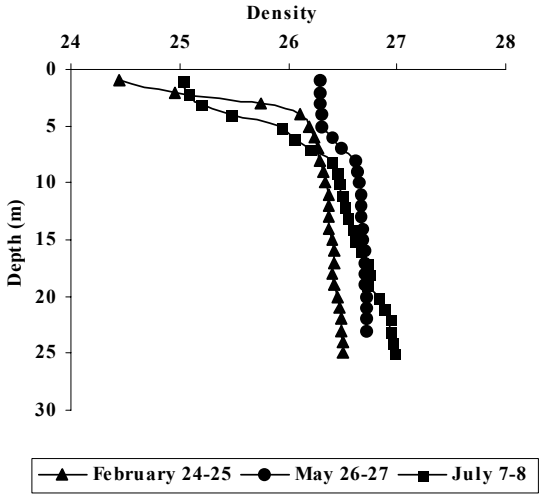


Figura 10: Perfil de densidad medido en la parte interna de la Ría de Pontevedra el ▲ 24-25 de febrero, ● 26-27 de mayo y ■ 7-8 de julio.

Para analizar esta situación se ha representado el perfil de temperatura para las

campañas de interés (figura 7.11), en el que se puede observar una importante estratificación en temperatura el 7-8 de julio. Esta temperatura alcanza 17 ºC en las capas superficiales, 14.5 ºC en las capas intermedias (~ 14 m de profundidad) y 13.2 ºC cerca del fondo (~ 23 m de profundidad).

	Descarga del río ($m^3 s^{-1}$)	Velocidad del viento ($m s^{-1}$)	Índice de afloramiento ($m^3 s^{-1} km^{-1}$)	Temperatura del aire (º C)	ΔT(columna de agua) (º C)	ΔS(columna de agua)	Δσ(columna de agua) ($kg m^3$)
26- 27 febrero	15.8	6.1	-413	5-15	1.25	3.00	2.05
26- 27 mayo	15.0	2.3	966	11-19	0.46	1.39	0.42
7- 8 julio	9.1	7.8	1177	15-23	3.94	1.39	1.95

Tabla 7.II: Condiciones atmosféricas y oceanográficas correspondientes a las tres campañas consideradas. ΔP representa la diferencia entre el máximo y el mínimo de una variable (temperatura, T; salinidad, S; densidad, σ).

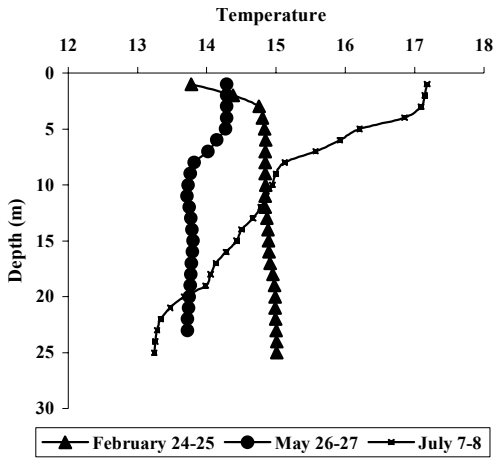


Figura 7.11: Perfil de temperatura medido en la parte interna de la Ría de Pontevedra el ▲ 24-25 de febrero, ● 26-27 de mayo y ■ 7-8 de julio.

7.5.2. Ría de Ferrol

En la Ría de Ferrol también se ha analizado la influencia del viento en el patrón de circulación durante junio de 1998 utilizando un modelo hidrodinámico 3D (MOHID 2000) (ver Anexo A). Las condiciones de cálculo se muestran en la tabla 7.III. Debido a que en esta ría el forzamiento baroclínico se puede considerar despreciable (deCastro *et al.,* (2003)), se ha considerado el modelo en su forma barotrópica para simular la hidrodinámica del estuario.

Condiciones de cálculo	
Descarga del río	2.5 $m^3 s^{-1}$
Viento	Medido en Monte Faro (ver figura 2.3)
Marea	Armónicos (ver sección 7.1)
Paso temporal	8 s
Paso espacial	D_x, D_y = 100 m
Viscosidad horizontal	15 $m^2 s^{-1}$
Viscosidad vertical	0.005 $m^2 s^{-1}$

Tabla 7.III: Condiciones de cálculo utilizadas para la Ría de Ferrol en el modelo hidrodinámico MOHID.

En primer lugar, el modelo se validó por medio de tres mareógrafos situados en la boca de la ría, en el estrecho y en la parte interna (ver figura 2.3). También se utilizó un correntímetro Doppler situado en el estrecho de Ferrol (deCastro *et al*., 2003). Todas las validaciones mostraron concordancia entre los resultados numéricos y los datos experimentales.

Para estudiar el efecto del viento en la circulación del estuario, se ha considerado la existencia de un viento regular soplando a lo largo de la superficie durante un intervalo de tiempo determinado (cinco periodos de marea). La dirección del viento se ha considerado a lo largo del eje principal del estuario, por lo que se tendrá viento del oeste y viento del este. La dirección

transversal no se va a considerar debido a que la forma particular del estrecho de Ferrol, que conecta la ría con la plataforma (ver capítulo 3), hace que las corrientes en esta dirección se puedan considerar despreciables. En las simulaciones se han usado vientos de amplitudes comprendidas entre 2 y 8 m s^{-1}. Para analizar la influencia del viento, se ha considerado la señal calculada por el modelo en ausencia de viento, es decir, teniendo solo en cuenta la marea (Ms) y la señal calculada considerando viento y marea (VMs). Para llevar a cabo el análisis se ha restado la señal Ms de la VMs.

En la figura 7.12 se representa el incremento máximo de velocidad entre la señal completa (VMs) y la Ms para vientos del este de diferentes amplitudes. Este incremento depende en gran medida de la profundidad.

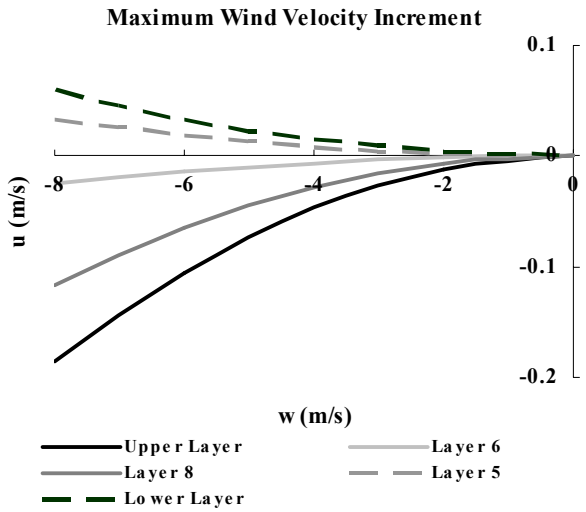


Figura 7.12: Incremento de la velocidad del agua correspondiente a diferentes capas bajo vientos regulares del este. Cuando se substrae la señal Ms de la VMs en el estrecho de Ferrol se observa una corriente considerable hacia fuera en las capas superficiales y una corriente en contra, hacia dentro, en las capas profundas. Ambas aumentan con la amplitud del viento.

La capa superficial es la más influenciada por el viento, alcanzando un incremento de velocidad hacia fuera próximo a 0.2 m s^{-1}. Este incremento disminuye progresivamente para las siguientes capas y se hace positivo (hacia dentro) en las capas del fondo. De ahora en adelante se llamará capas superficiales a aquellas con un incremento de velocidad en la dirección del viento y capas del fondo a aquellas con un incremento en dirección opuesta. Bajo condiciones de vientos del oeste, se observa el mismo comportamiento pero con una corriente superficial hacia dentro y una corriente en las capas profundas hacia fuera de la ría.

En la figura 7.13 se ha representado la corriente inducida por el viento en una sección del estrecho de Ferrol. Esta corriente se ha considerado bajo las mismas condiciones que en la figura anterior, es decir, la señal Ms calculada durante cinco periodos de marea se ha restado de la señal VMs.

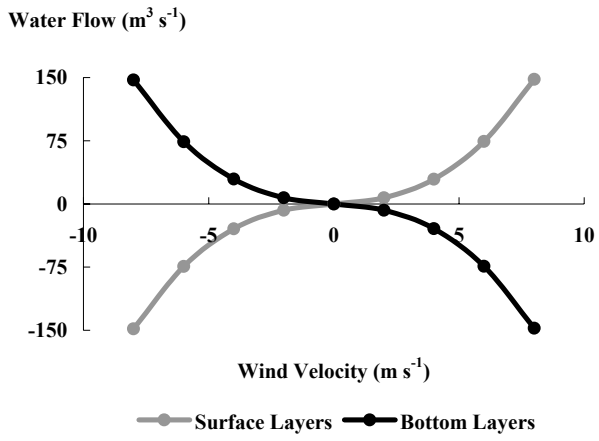


Figura 7.13: Corriente de agua a través del estrecho de Ferrol bajo diferentes condiciones de viento. La corriente se ha calculado en las capas superficiales y en las capas profundas independientemente. En ambos casos, las corrientes se han calculado restando Ms de VMs. La corriente en las capas superficiales (línea gris) sigue la dirección del viento y se invierte en las capas profundas (línea negra). Ambas corrientes crecen con la amplitud del viento.

El incremento de corriente se ha promediado en las capas superficiales y en las capas profundas para calcular la corriente media y la contra corriente, respectivamente.

En esta figura se puede observar un comportamiento antisimétrico bajo condiciones de viento del este y del oeste. También es posible comprobar como la corriente inducida crece con fuerza con la amplitud del viento alcanzando valores de aproximadamente 150 m^3 s^{-1} durante un periodo de marea para vientos de 8 m s^{-1}. El análisis previo permite determinar la magnitud de la corriente y la contra corriente en términos de la amplitud de un forzamiento de viento regular. Esta aproximación permite analizar el efecto de un determinado viento sin efectos falsos como pueden ser los asociados a variaciones en amplitud y dirección, que son inherentes a los datos reales de viento. El siguiente paso será analizar el efecto de un viento real en la circulación del estuario. En la figura 7.14 se puede observar una buena correlación entre la componente axial del viento real y la misma componente de la señal calculada restando VMs menos Ms en las capas superficiales. La diferencia entre las dos señales puede alcanzar valores mayores de 0.5 m s^{-1}.

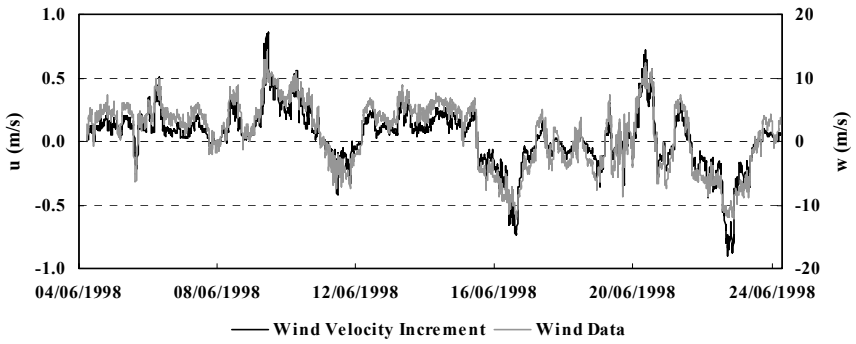


Figura 7.14: Comparación entre la componente axial del viento (W) (gris) y el incremento de la velocidad del agua (Δu) (negro). Ambas señales siguen un patrón similar.

En la figura 7.15 se puede observar como la corriente en las capas superficiales (línea negra) y el viento (línea gris) siguen el mismo patrón. De hecho, ambas

pueden ser ajustadas a una línea recta con $r^2 = 0.96$ ($F_s = aW + b$, donde F_s es la corriente superficial ($m^3\ s^{-1}$) y W la velocidad del viento ($m\ s^{-1}$), ambas promediadas durante un ciclo de marea, con a=1.75 y b=-0.75). La corriente del fondo, que no se ha representado en la figura para mayor claridad, es igual a $-F_s$.

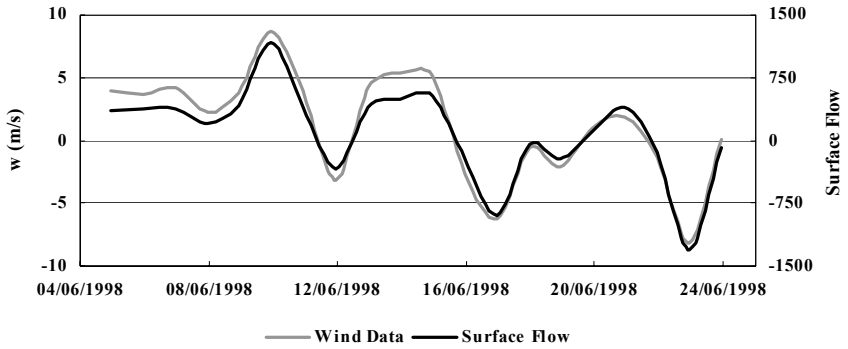


Figura 7.15: Comparación entre la componente axial media del viento (W) (línea gris) y la corriente superficial media (línea negra). Esta corriente superficial se ha calculado restando VMs menos Ms. Ambas señales se han promediado a un ciclo de marea.

7.6. Evolución mareal de las propiedades termohalinas

7.6.1. Ría de Pontevedra

Para estudiar la evolución de las propiedades termohalinas en función de la marea se va a considerar el perfil vertical de densidad medido en la parte interna de la Ría de Pontevedra (estación 6, figura 2.1). La figura 7.16 muestra la evolución mareal de los contornos de densidad (σ_t) para esta zona medidos el 28-29 de abril de 1998 (figura 7.16(a)) y el 9-10 de junio de 1998 (figura 7.16(b)) durante un ciclo de marea.

La primera fecha se corresponde con una situación de descarga del río alta (44.2 $m^3\ s^{-1}$) y la segunda con una descarga del río baja (12.3 $m^3\ s^{-1}$). Esto permite analizar también la influencia de la descarga del río.

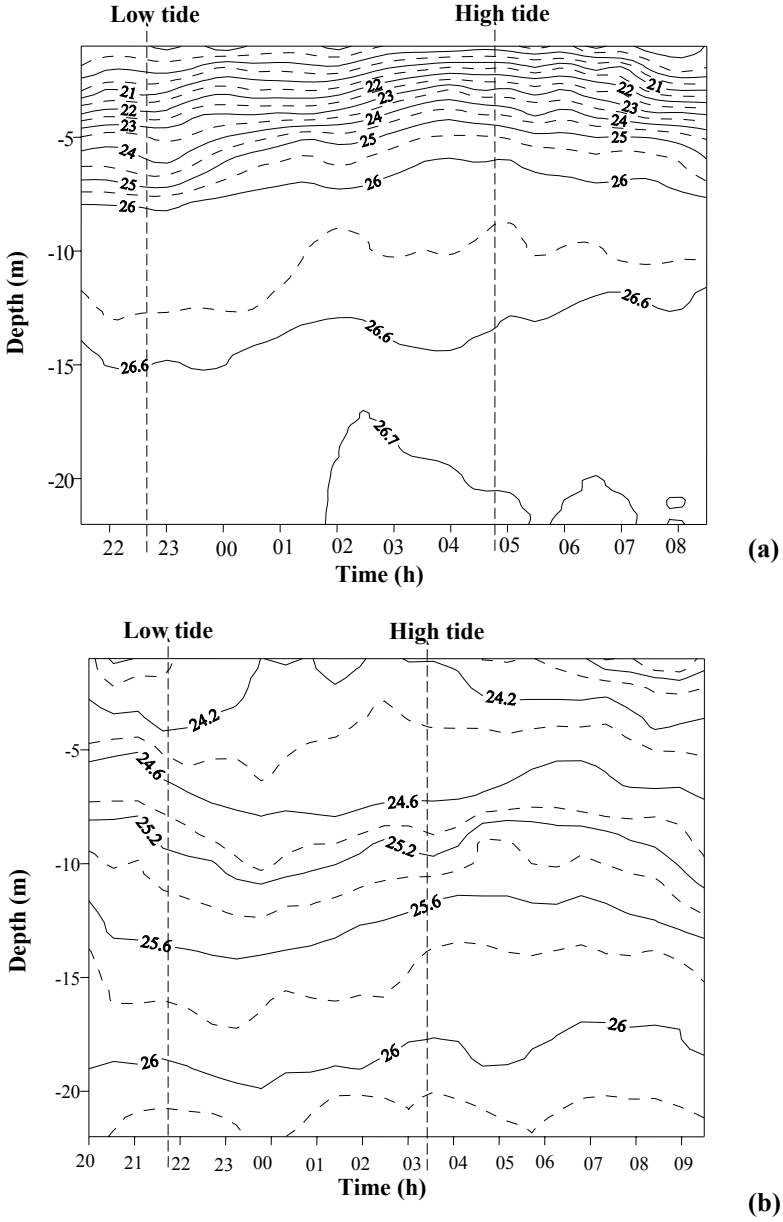


Figura 7.16: Evolución mareal de la densidad (σ_t) en la parte interna de la Ría de Pontevedra (estación 6, figura 2.1) (a) el 28-29 de abril y (b) el 9-10 de junio de 1998.

Bajo condiciones de descarga del río alta (figura 7.16(a)) se puede observar como en las capas superficiales, por encima de los 8 m, el perfil de densidad muestra una elevada estratificación debida a la influencia del río. Por debajo de los 8 m el perfil es prácticamente homogéneo. Los valores de densidad varían desde aproximadamente 20 cerca de la superficie hasta 26.7 cerca del fondo. La situación correspondiente al 9-10 de junio (figura 7.16(b)) en la misma zona muestra un perfil más homogéneo con valores de densidad entre 24 cerca de la superficie y 26 cerca del fondo.

Teniendo en cuenta ambas figuras, se puede decir que el efecto de la marea en las variables termohalinas es inapreciable.

7.6.2. Ría de Ferrol

Tal y como se ha mencionado anteriormente, debido a la peculiar orografía de Ferrol, para esta ría se va a considerar la parte media y el estrecho (estación 6 y 3, figura 2.4). La figura 7.17 muestra la evolución mareal de los contornos de densidad (σ_t) para estas zonas medidos el 3-4 de mayo de 1998 y el 13-14 de septiembre de 1998 durante un ciclo de marea. Al igual que en el caso de la Ría de Pontevedra, también se ha considerado una situación de descarga del río alta (7.8 $m^3 s^{-1}$, 3-4 de mayo) y otra de descarga del río baja (0.4 $m^3 s^{-1}$, 13-14 de septiembre).

La figura 7.17(a) muestra el perfil vertical de densidad en la parte media del estuario (estación 6, figura 2.4) el 3 de mayo mostrando un perfil vertical homogéneo por debajo de los 8 m de profundidad y un perfil vertical estratificado por encima debido a la descarga del río. Los valores de densidad varían desde 22 cerca de la superficie hasta 25.25 cerca del fondo. La figura 7.17(b) muestra el perfil vertical de densidad en la misma zona pero para el 13 de septiembre. En este caso, el perfil es prácticamente homogéneo con valores de densidad entre 25 cerca de la superficie y 25.5 cerca del fondo. En ambas representaciones las isopicnas son horizontales y prácticamente planas.

En la figura 7.17(c) se ha representado el contorno de densidad medido en el estrecho de Ferrol (estación 3, figura 2.4) el 4 de mayo. El perfil obtenido en esta estación está menos estratificado que el de la parte media del estuario

(figura 7.17(a)) con valores de densidad que varían desde 24 cerca de la superficie hasta 26.25 cerca del fondo. Esto es debido a que el efecto de la descarga del río en esta estación es menor que en la de la parte media. En contraste, el efecto de la marea es mayor mostrando una picnoclina a una profundidad de 10 m al final de la subida de la marea. Las isopicnas observadas en esta fecha por debajo de los 10 m muestran una marcada pendiente positiva durante la subida de la marea.

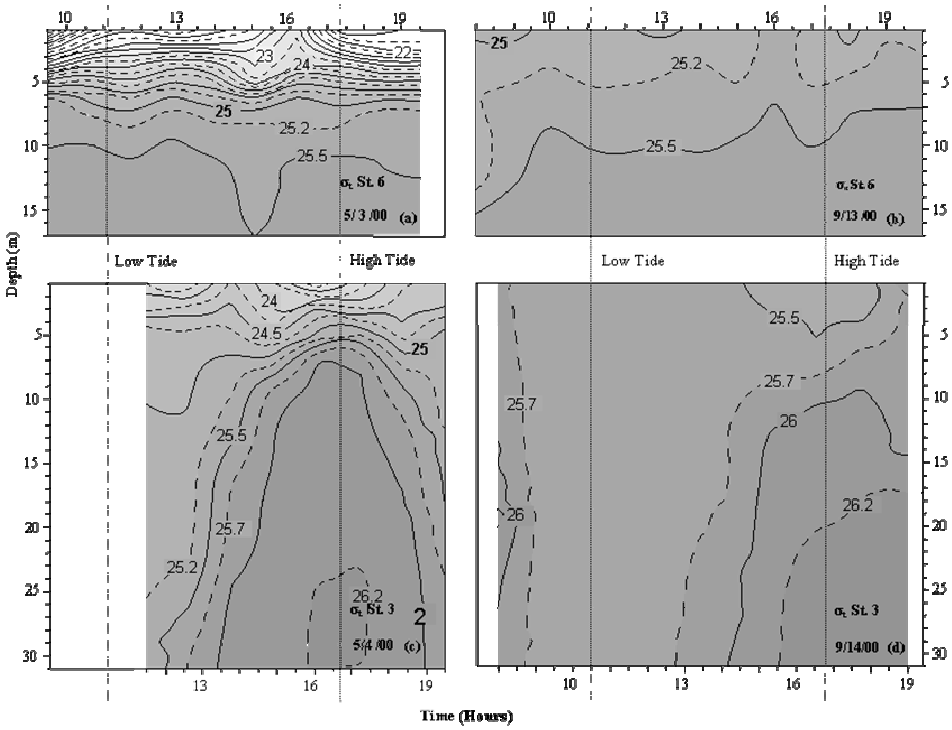


Figura 7.17: Evolución mareal de la densidad (σ_t) en la parte media de la Ría de Ferrol (a) el 13 de mayo y (b) el 13 de septiembre de 2000, y en el estrecho de Ferrol (c) el 4 de mayo y (d) el 14 de septiembre de 2000.

La situación es diferente el 14 de septiembre bajo condiciones de descarga del río inapreciables y con un efecto de la marea observable a todas las profundidades durante el periodo de marea (figura 7.178d)). En este caso, el perfil de densidad es prácticamente homogéneo durante el periodo de marea con

una ligera estratificación en la columna de agua al final de la subida de la marea. Las isopicnas cerca del fondo muestran una marcada pendiente positiva durante la subida de la marea. Los valores de densidad varían desde 25.5 cerca de la superficie hasta 26.25 cerca del fondo. La situación es completamente diferente durante la bajada de la marea cuando la densidad de toda la columna de agua es casi constante.

7.7. Variabilidad temporal y espacial intra-mareal de la corriente

Par analizar la variabilidad temporal y espacial intra-mareal de la corriente se van a considerar los datos obtenidos por medio de un ADCP (ver capítulo 2). En este caso solo se dispone de datos en la Ría de Ferrol por lo que el análisis no se extenderá a las Rías Baixas. Los datos correspondientes al ADCP, así como las propiedades termohalinas de esta ría, se midieron a lo largo del eje longitudinal de la ría (ver figura 2.4) el 30 de noviembre de 2001.

Los perfiles de corriente y densidad se han analizado durante un periodo de marea con el propósito de determinar la variabilidad espacial y temporal intra-mareal de la estratificación bajo unas condiciones de descarga del río y de rango de marea características del estuario.

En la figura 7.18 se han representado las corrientes estuáricas medidas el 30 de noviembre durante un periodo de marea, a lo largo del transecto diseñado en el estuario (ver figura 2.4). El rango de marea medido varía desde 0.77 m durante la bajada de la marea hasta 3.77 m durante la subida. Las gráficas de la figura 7.18 corresponden a cuatro instantes de tiempo durante el ciclo de la marea. En cada gráfica las corrientes se han promediado a toda la columna de agua. Esta figura muestra como las corrientes mareales a lo largo del estuario siguen el patrón de la marea con agua moviéndose hacia el océano durante la bajada de la marea y moviéndose hacia tierra durante la subida de la misma. Las máximas corrientes estuáricas (~ 1 m s^{-1}) se observaron en el estrecho de Ferrol durante la subida (parte 2 de la figura) y durante la bajada (parte 4 de la figura) de la marea. En marea alta y marea baja se midieron valores próximos a cero.

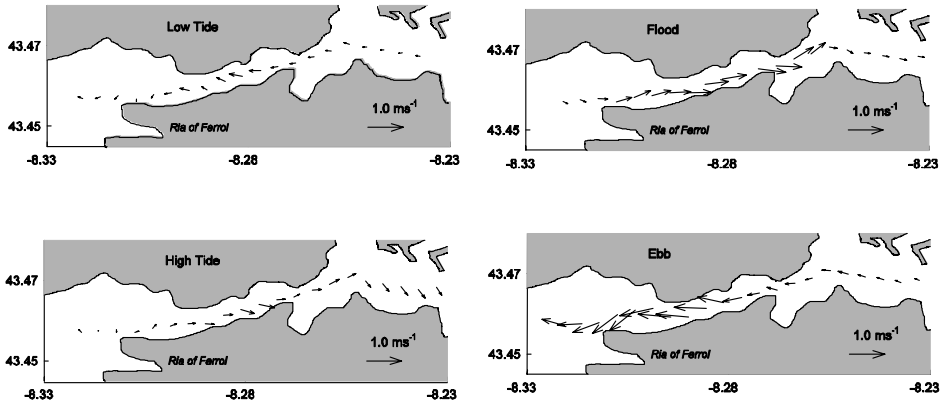


Figura 7.18: Corrientes estuáricas (m s^{-1}) medidas en la Ría de Ferrol el 30/11/01 durante un periodo de marea. En cada parte de la figura las corrientes se han promediado a toda la columna de agua.

La corriente en dirección longitudinal del estuario (figura 7.19) muestra perfiles verticales homogéneos para los mismos instantes de marea que en la figura previa.

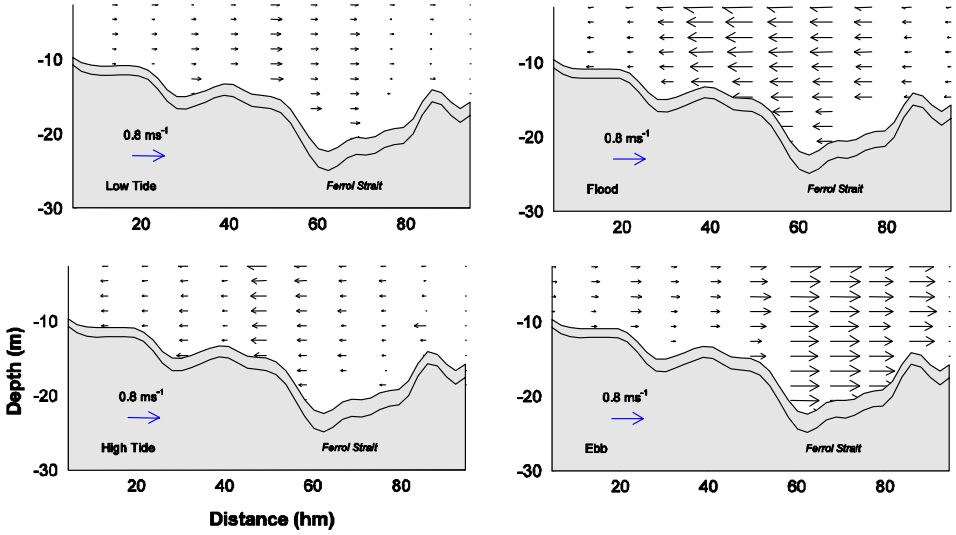


Figura 7.19: Perfiles verticales de corriente (m s^{-1}) a lo largo de la Ría de Ferrol durante un periodo de marea el 30/11/01.

Al igual que en la figura anterior la corriente longitudinal sigue el periodo de marea con valores absolutos máximos en el estrecho de Ferrol (zona más profunda entre 50 y 80 m desde la parte interna) próximos a 0.8 m s^{-1} durante la subida y bajada de la marea. En marea alta y marea baja se observan corrientes menores de 0.2 m s^{-1}.

Las variables termohalinas medidas durante el periodo de marea a lo largo del eje longitudinal de la ría (figura 2.4), se han representado en la figura 7.20 mediante perfiles verticales de densidad (σ_t). En esta figura se han considerado los mismos instantes temporales que en las figuras anteriores.

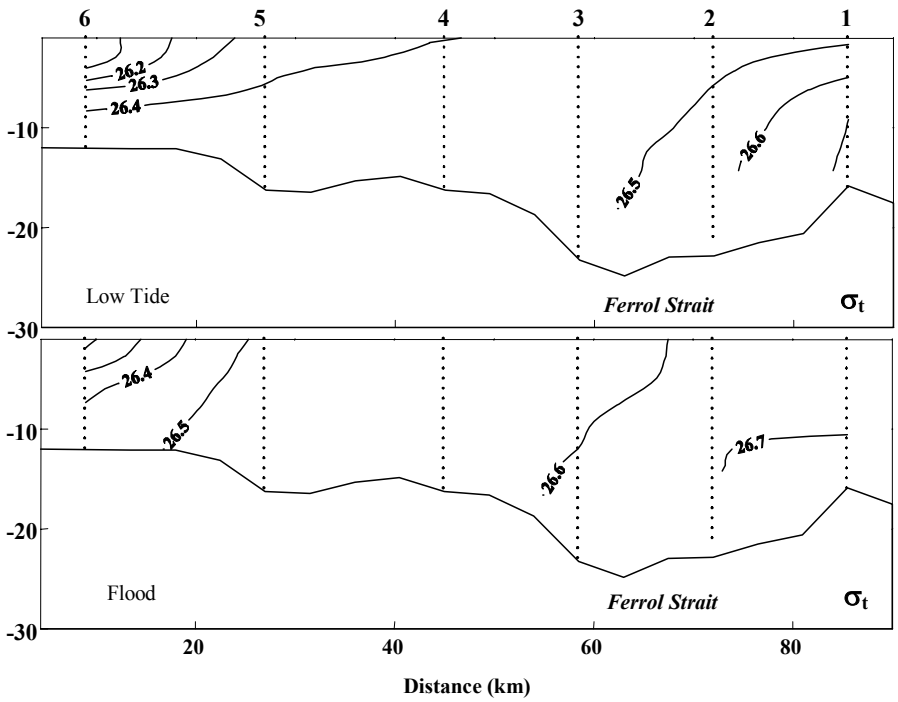
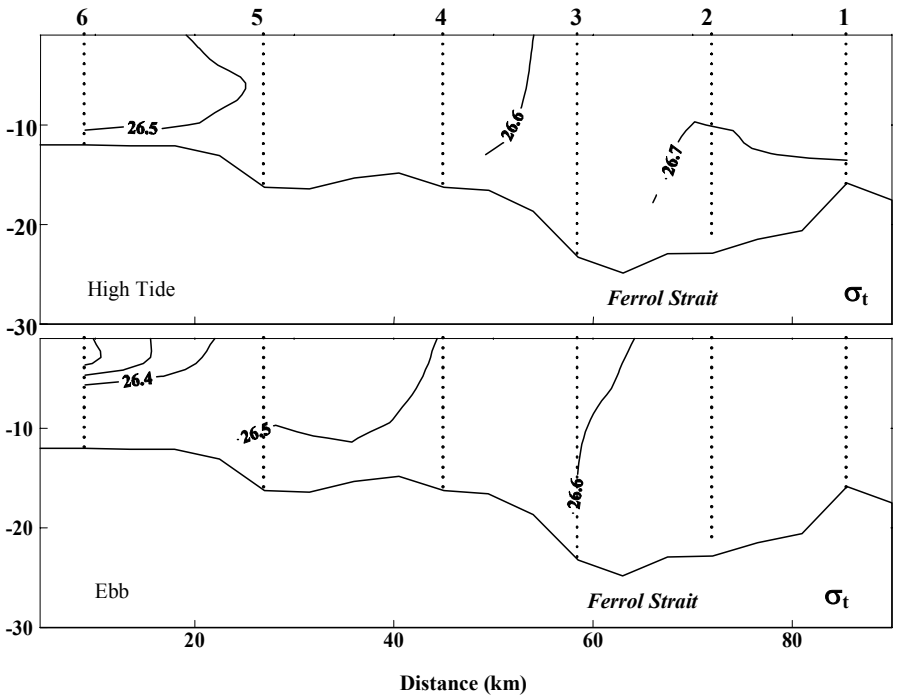


Figura 7.20: Perfiles verticales de densidad (σ_t) de la Ría de Ferrol medidos el 30/11/01 durante un periodo de marea a lo largo del eje principal. Los puntos representan las profundidades de medida en las estaciones de muestreo (números) distribuidas a lo largo del eje longitudinal del estuario.



Continuación Figura 7.20

En marea baja (parte 1 de la figura 7.20), los valores de densidad varían desde 26.2 en la estación más interna hasta 26.7 en la más externa con valores próximos a 26.4 cerca de la superficie en el estrecho de Ferrol. En marea alta (parte 3 de la figura 7.20), los valores de densidad varían desde 26.5 en la estación más interna hasta 26.8 en la más externa con valores próximos a 26.6 en el estrecho de Ferrol. En este caso, el estuario es más homogéneo con una ligera estratificación en la parte externa. Durante la bajada y la subida de la marea se puede observar una situación intermedia a las que se acaban de describir.

7.8. Discusión

Como se ha visto en las secciones previas, en las Rías Gallegas el principal mecanismo responsable del movimiento del agua es la acción forzadora de la marea. Para conocer el carácter de la marea es necesario analizar los armónicos de modo que podremos distinguir entre marea diurna, semidiurna o mixta. Como ejemplo de las Rías Baixas se ha considerado la Ría de Pontevedra, que se ha comparado con la ría de Ferrol. A partir de estos armónicos, se ha encontrado que la marea tiene un pronunciado carácter semidiurno en ambos casos. Se ha comprobado que el resto de las Rías Baixas también presentan marea de carácter semidiurno.

Las ondas de marea que entran en los estuarios se pueden deformar a lo largo de estos como resultado del cambio de la profundidad y anchura, el rozamiento y la descarga del río. Para comprobar si esto sucede en los estuarios gallegos se ha representado la elevación de marea medida en dos puntos de la Ría de Pontevedra situados en la boca (42º 22.937' N, 8º 50.338' W) y en la parte interna (42º 24.345' N, 8º 42.957'W) (figura 7.1). De manera análoga, también se ha representado la elevación de marea en un punto situado en la boca de la Ría de Ferrol (43º 27' N y 8º 20' W) y en su parte interna (43º 28' N y 8º 12' W) (figura 7.2). Se ha comprobado que para las dos rías, las ondas correspondientes a la parte interna y a la parte externa están en fase. Sin embargo, en el caso de Pontevedra la amplitud de la onda de marea es mayor en la parte interna del estuario, mientras que en el caso de Ferrol la amplitud es la misma. Esta diferencia de amplitud en la ría de Pontevedra se debe al efecto *funnelling*, según el cual si el estuario se hace más estrecho y menos profundo desde la boca hacia su parte más interna, el rango de marea aumentará a medida que ésta se adentra en el estuario. En la Ría de Ferrol este efecto no es observable debido a su particular orografía. A partir de la amplitud de la onda de marea, también se ha determinado que la Ría de Pontevedra, al igual que el resto de las Rías Baixas, y la Ría de Ferrol pertenecen al tipo mesomareal.

En este capítulo también se ha analizado la circulación generada por la marea a lo largo del estuario. El patrón de corriente observado, tanto en la Ría de Pontevedra como en la Ría de Ferrol, sigue el patrón de la marea siendo positivo durante la subida y negativo durante la bajada (figura 7.3 y 7.4). Este

forzamiento mareal es básicamente periódico, con lo cual en una primera aproximación, se puede considerar que no hay movimiento neto del agua. Sin embargo se ha comprobado que esto no es correcto debido a la existencia de la corriente residual. En las Rías Gallegas, esta corriente residual se caracteriza por un patrón de circulación en doble capa, con agua que abandona la ría por las capas superficiales y agua que entra a través de las capas profundas (figura 7.5). Es lo que se conoce como circulación estuárica positiva.

Bajo ciertas condiciones, este patrón de circulación en doble capa se puede observar sin recurrir a la corriente residual. En la Ría de Pontevedra el 7-8 de julio de 1998 se observó un patrón de circulación mareal de estas características. Durante un periodo de marea se observó como el agua abandonaba el estuario a través de las capas superficiales y entraba a través de las capas profundas (figura 7.6). Este patrón resultó ser una combinación de varios factores que se pueden resumir en dos, el forzamiento del viento y una estratificación vertical generada por un evento de afloramiento parcialmente desarrollado y calentamiento solar. Durante la campaña del 7-8 de julio se midió la mayor velocidad del viento en dirección oeste desde noviembre 1997-98 (deCastro *et al*., 2000). De acuerdo con Large & Pond (1981), podemos expresar $U_w = \sqrt{\rho_a / \rho_w} W$, donde ρ_a es la densidad del aire, ρ_w la densidad del agua, U_w la velocidad del agua y W la velocidad del viento. Esta relación proporciona una velocidad del agua inducida por el viento de aproximadamente un 3% de la velocidad del viento. Para vientos de aproximadamente 7 m s^{-1} la velocidad del agua puede alcanzar velocidades próximas a 0.2 m s^{-1}.

Durante las tres campañas de interés se ha comprobado que la dirección del viento es similar para los tres casos, sin embargo la velocidad muestra una considerable variación (tabla 7.II). La velocidad media del viento correspondiente a la campaña de julio es mucho mayor que la de mayo pero muy próxima a la observada en febrero, por lo que además del viento en el interior del estuario también se han considerado las condiciones meteorológicas en la plataforma. Para los días previos a la campaña del 7-8 de julio la existencia de vientos del norte en plataforma próximos a 10 m s^{-1} produce un transporte de Ekman (ver capítulo 1) hacia fuera de la costa de aproximadamente 1 m^3 s^{-1} por metro de costa. Un transporte de Ekman similar se puede observar el 26-27 de

mayo, pero no el 24-25 de febrero, ya que el transporte es hacia dentro. Es importante destacar que solo la campaña correspondiente a julio cumple ambas condiciones, transporte hacia fuera de la costa y vientos moderados (mayores de 4 m s^{-1}) con una dirección favorable en el interior del estuario.

En cuanto a la estratificación vertical del estuario, se ha comprobado que depende de varios factores como la descarga del río, el afloramiento y la radiación solar. Durante la campaña de interés, la descarga del río fue menor que en las otras campañas. El evento de afloramiento fue suficientemente intenso y la radiación solar alcanzó valores más altos en julio generando una fuerte estratificación vertical. Una buena estimación de la estratificación del estuario se obtiene a partir del número estuárico de Richardson (ver capítulo 1). El valor obtenido para la campaña de julio fue $Ri^E = 0.80$, que marca el límite que separa un estuario parcialmente estratificado de un estuario fuertemente estratificado.

En la Ría de Ferrol también se ha analizado la influencia de forzamientos externos, como puede ser el viento, en el patrón de circulación mareal. Par ello se ha utilizado un modelo hidrodinámico 3D (MOHID 2000) (ver Anexo A) que se ha validado utilizando tres mareógrafos y un correntímetro Doppler. Para analizar el efecto del viento se ha considerado la señal calculada por el modelo en ausencia de viento, solo con la marea, (Ms) y considerando viento y marea (VMs). Este efecto puede ser cuantificado restando la señal VMs menos la Ms. Este viento es capaz de inducir una corriente de aproximadamente el 3% de la velocidad del viento, en concordancia con la ley cuadrática propuesta por Large & Pond (1981). Además genera un *offset* en la corriente de 0.5 m s^{-1} en la capa superficial que depende en gran medida de la profundidad, disminuyendo con esta hasta cambiar de signo en las capas profundas. Esto genera una corriente en la dirección del viento en las capas superficiales y una corriente en dirección opuesta en las capas del fondo. Este efecto del viento es tan considerable debido a la particular orientación de la ría y a la existencia del estrecho, que tiende a encañonar el viento.

En una primera aproximación para analizar la corriente y la contra corriente, se ha considerado la existencia de vientos regulares (vientos con una amplitud y dirección constante) durante cinco periodos de marea. Esta aproximación permite observar el fenómeno sin efectos debidos a la variabilidad del viento. Según esta aproximación se ha observado una fuerte dependencia de la corriente

y la contra corriente, calculada en la sección del estrecho, con la amplitud del viento. Ambas se ajustan a un polinomio de tercer orden con una precisión aproximada del 99.9%, para amplitudes del viento variando entre 2 y 8 m s^{-1}.

La misma aproximación se ha considerado bajo condiciones de viento real. La primera dificultad fue considerar un intervalo adecuado para promediar la velocidad del viento y la corriente. Como solución se consideró que un periodo de marea corresponde a una buena elección porque este intervalo minimiza la desviación estándar de la señal. La existencia de una corriente y una contra corriente también se observó en este caso, apareciendo una dependencia lineal de la corriente con el viento promedio, con una precisión mayor del 96%.

Tanto bajo condiciones de viento regular como de viento real, la profundidad de nivel cero apenas varia con la intensidad del viento, al menos para vientos suaves y moderados (deCastro *et al*., 2000; Gomez-Gesteira *et al*., 2001) como los usados en estas simulaciones. La profundidad media del nivel cero varia desde 8 a 9.5 m (medido desde la superficie libre) para la sección considerada en el estrecho, cuya profundidad media es aproximadamente 22 m.

La corriente a través del estrecho inducida por el viento, que puede alcanzar valores próximos a 20 m^3 s^{-1}, puede ser comparada con la corriente generada por el forzamiento mareal (~ 1200 m^3 s^{-1}) y la entrada de agua dulce (~ 2.5 m^3 s^{-1} en verano). Esto indica como los vientos reales generan una corriente próxima al 1.5% del flujo total, que es más importante que el generado por la afluencia del río. Por otra parte, cuando se considera un viento regular, este induce una corriente de aproximadamente el 10% de la total. Sin embargo, las características de este viento no se corresponden con los datos de viento usuales, sino que sólo se observan bajo ciertas condiciones (Puertos del Estado, http://www.puertos.es/), y se han usado a lo largo del texto para analizar la generación de una corriente y una contra corriente sin efectos falsos.

Como resumen se puede decir que en la Ría de Ferrol en ausencia de forzamiento de viento, la circulación se puede considerar periódica debido a que la descarga del río (2.5 m^3 s^{-1}) es pequeña. Por lo tanto la existencia de corrientes inducidas por el viento constituye el principal factor que controla la corriente residual en esta ría.

En la última sección de este capítulo se ha analizado la variabilidad intra-mareal

de la corriente en la Ría de Ferrol. En la zona del estrecho, donde el principal forzamiento es la marea, las corrientes estuáricas se ven reforzadas por la existencia de este estrecho. En esta parte las corrientes alcanzan sus máximos valores, los cuales están entre 0.2 m s^{-1} en marea baja y 1 m s^{-1} durante la bajada de la marea (figura 7.18). En la parte interna de la Ría de Ferrol, la corriente estuárica es menor (entre 0 y 0.2 m s^{-1}) durante el periodo de marea.

Capítulo 8

Conclusiones

El conocimiento existente de las Rías Gallegas y su plataforma adyacente es amplio debido al intenso muestreo realizado en las últimas dos décadas. Sin embargo, este conocimiento es bastante fragmentario y disperso en el espacio y el tiempo. Así, hay múltiples trabajos que tratan sobre el afloramiento pero, en general, lo hacen durante un corto intervalo de tiempo o en un área muy localizada. Existen asimismo numerosos estudios que relacionan el aporte de agua en los estuarios con las propiedades termohalinas, pero en ninguno de ellos se considera la posibilidad de que el aporte de agua dulce pueda venir de fuera del estuario. Finalmente, es un hecho conocido que la marea aporta la mayor cantidad de energía al estuario, pero no se ha caracterizado cómo la forma de los estuarios modifica el patrón mareal.

En el presente estudio se pretende contribuir al conocimiento del litoral gallego mediante el análisis del papel que los distintos forzamientos desempeñan en la dinámica de la plataforma y de los estuarios. En particular, se ha considerado el efecto del forzamiento eólico de forma global, la intrusión fluvial y la interacción del forzamiento mareal con la morfología de los estuarios.

***Forzamiento Eólico**:* A partir de datos de viento generados por METEOGALICIA y QuikSCAT se ha estudiado el transporte de Ekman a lo largo de todo el litoral gallego, mostrando como el patrón de transporte se ve influenciado por la diferente orientación de la línea de costa. Este transporte por viento es la principal causa del upwelling observado en gran parte del litoral gallego, del cual se puede concluir lo siguiente:

a) El afloramiento varía a lo largo de la línea de costa. En particular, la costa oeste presenta condiciones favorables durante la época estival.

b) Al comparar rías al sur y al norte de Cabo Finisterre se observa que la intensidad del afloramiento disminuye al norte del cabo. Incluso, al

comparar las diferentes Rías Baixas, la presencia de agua aflorada es menor en la Ría de Arousa, en parte debido a la orientación ligeramente distinta de la ría y en parte debido a la disminución del transporte de Ekman.

c) El afloramiento también puede observarse en invierno en la zona de las Rías Baixas, si se da un situación con vientos del norte predominantes, siendo este proceso similar al observado en verano. La principal diferencia entre ambos es el tipo de agua aflorada, ENACW en verano y agua llevada por la corriente hacia el polo en invierno.

***Intrusión Fluvial**:* En los estuarios situados en las proximidades del Río Miño, el cual genera un aporte de agua dulce un orden de magnitud mayor que los ríos situados en las cabeceras de las rías, se ha estudiado la existencia de intrusiones de agua dulce. De dicho estudio puede concluirse:

a) Las Rías de Vigo y Pontevedra pueden sufrir una intrusión de agua dulce cuando la descarga del Río Miño y los vientos a lo largo de la costa oeste son de componente sur. Esta intrusión no se ha observado en la Ría de Arousa, ya que la pluma del Río Miño llega muy diluida al estuario.

b) Esta situación es observable principalmente en primavera, antes de que los vientos hayan adquirido la componente norte típica del verano y cuando las descargas de los ríos situados en la cabecera de las rías no afectan a los estuarios en su totalidad.

c) Las intrusiones pueden dar lugar a la inversión del patrón de circulación estuárico, convirtiéndose en negativo cuando la densidad del agua en la región interior-media del estuario es mayor que en la zona externa.

d) Esta inversión de la circulación presenta consecuencias tanto positivas como negativas desde el punto de vista biológico. Por un lado, el tiempo de residencia del estuario se incrementa, dando lugar a retención del agua y a mayor concentración de elementos contaminantes. Sin embargo, por otro lado, la existencia de un gran pulso de agua dulce por

parte del Río Miño puede generar un *bloom* planctónico, el cual penetra en los estuarios a través de la superficie, fertilizando la zona.

***Forzamiento Mareal e interacción con la morfología del estuario**:* Se ha realizado un análisis comparativo entre un ejemplo de Ría Baixa, la Ría de Pontevedra, y la Ría de Ferrol. En ambas rías la amplitud de marea en la boca es similar (mesomareal) y el cociente entre el aporte fluvial y el volumen de agua contenido en la ría es análogo. De este estudio se puede concluir lo siguiente:

a) El forzamiento mareal es el más importante en cualquiera de las dos zonas.

b) En la Ría Pontevedra, el segundo forzamiento es el baroclínico, siendo el éolico en la Ría de Ferrrol. Debe tenerse en cuenta que mientras Pontevedra tiene forma de V, Ferrol se carácteriza por un estrechamiento en su boca que encañona los vientos en el estuario.

c) A pesar de que la presencia del estrecho del Ferrol no distorsiona la onda de marea, su presencia cerca de la boca de la ría afecta al intercambio ría-océano acelerando las velocidades a lo largo del eje, que son 3-4 veces mayores que en el interior del estuario.

d) La estratificación también se ve influenciada por la morfología. Así, las Rías Baixas se comportan como estuarios parcialmente mezclados durante la mayor parte del año mientras que la Ría de Ferrol tiene un comportamiento fuertemente dependiente de la zona. En la parte interna de la Ría de Ferrol, donde las velocidades de marea son moderadas, el flujo del río es dominante, generando condiciones de estuario parcialmente estratificado o bien mezclado dependiendo de la descarga fluvial. Por otro lado, la velocidad de marea es amplificada cerca del estrecho generando mezcla turbulenta capaz de producir condiciones de estuario bien mezclado con independencia del aporte fluvial.

Anexo A

MOHID

A.1. Historia del sistema MOHID

El modelo MOHID es un modelo hidrodinámico tridimensional desarrollado por el grupo MARETEC del *Instituto Superior Técnico* de Lisboa. Fue desarrollado para ayudar a la investigación de procesos marinos, esencialmente en las zonas costeras; zonas en las cuales se da una fuerte interacción entre los procesos físicos y los procesos biogeoquímicos. Esta interacción puede ser a gran escala, como la intensificación de la producción primaria asociada al afloramiento costero o de pequeña escala, como la dispersión que sufre el agua dulce procedente de los ríos al entrar en zona costera. El estudio de la acción antropogénica sobre zonas costeras, el impacto ambiental sufrido por la emisión de efluentes domésticos e industriales y el derrame de petróleo sobre los ecosistemas costeros constituyen una necesidad actual para el estudio de estas zonas.

El sistema Mohid nació durante la tesis de doctoramiento de Neves (1985). El primer modelo hidrodinámico 2D semi-implícito de diferencias finitas fue desarrollado bajo la dirección del profesor Nihoul de la Universidad de Liege. El modelo fue aplicado al estuario del Sado acoplado a un modelo simplificado de trazadores que permitían calcular las trayectorias de las masas de agua; como este modelo era hidrostático, no era posible su utilización en la simulación de olas de viento. Esta era una gran limitación del modelo, ya que no podía ser utilizado en una de las áreas de ciencias del mar más importantes: la agitación costera. Con el objetivo de terminar con esta limitación, Silva (1991), en su tesis de doctoramiento, introdujo en el modelo el concepto de presión hidrostática y una condición de frontera radiactiva para las elevaciones y con ésto surgió la segunda generación del sistema MOHID. Esta actualización abrió el mercado de la ingeniería de costas y rápidamente las grandes empresas de consultorías se dieron cuenta de lo útil que era este modelo. Mientras el MOHID ganaba confianza en la ingeniería de costas, la calidad del agua se presentaba como

siguiente etapa. Dos factores condujeron al sistema en esta dirección: la necesidad cada vez mayor de responder a estudios de impactos ambientales que pedía la UE y el hecho de que el conocimiento científico cada vez necesitaba abarcar más disciplinas diferentes. De todas maneras, este nuevo rumbo está marcado por nuevas tesis de doctoramiento (Monteiro, 1995 y Portela, 1996). Monteiro (1995) utilizó un modelo de trazadores acoplado al modelo hidrodinámico 2D para simular la dispersión de coliformes lejos de emisarios submarinos, mientras que Portela (1996) acopló al modelo hidrodinámico un modelo de transporte euleriano para modelar los ciclos del nitrógeno y del fósforo y la producción primaria en el estuario del Tajo.

La tercera generación del sistema MOHID surgió con la necesidad de simular procesos 3D, el afloramiento costero (ver capítulo 1) fue uno de los fenómenos que más se estudió. El trabajo desarrollado dentro de la tesis de doctoramiento de Santos (1995) fue el punto de partida. En esta tesis se añadió al modelo hidrodinámico 2D original, una dimensión más y el efecto de los gradientes de densidad en los gradientes de presión. Este nuevo modelo tenía también la particularidad de poseer una nueva coordenada vertical doble-sigma, es decir, tenía la capacidad de hacer dos transformaciones de coordenadas en dos dominios verticales adyacentes. Martins (2000) en su tesis de doctoramiento, con el objetivo de que el modelo tuviese una coordenada vertical genérica, discretizó las ecuaciones en volúmenes finitos.

El próximo objetivo daría lugar a la cuarta generación del sistema y sería utilizar siempre el mismo modelo para la calidad del agua, independientemente del número de dimensiones y del sistema de referencia del modelo de transporte. Esto sólo sería posible utilizando un modelo para la calidad del agua cero dimensional. Inconscientemente se empezaba a caminar en la dirección de la programación orientada por objetos. Al final del año 1999, el sistema MOHID estaba constituido por un modelo hidrodinámico 2D regido por Hidromod (Neves, 1985) y dos modelo 3D (Santos, 1995; Martins, 2000), un modelo de trazadores (Leitao, 1996), un modelo para la calidad del agua (Miranda, 1999) y un modelo de turbulencia vertical (Coelho, 1996) regidos por el Maretec. Frente a este caos originado por la gestión de nuevas versiones fue necesaria una nueva programación: la programación orientada por objetos; el grupo de modelación del Maretec (Miranda *et al*., 2000) fue el encargado de perfilar los conceptos

teóricos de esta nueva filosofía de programación. Entonces, era necesario por una parte, centralizar todo el conocimiento adquirido por el grupo en los últimos 15 años y por otra parte, añadir nuevas contribuciones optimizadas.

Se puede decir que el sistema MOHID está actualmente en su quinta generación, teniendo como objetivo principal la operacionalidad, para ello se están desarrollando módulos que permitan la asimilación de datos medidos en tiempo real. Se pretende que tanto las medidas como los resultados de los modelos puedan ser consultados en bases de datos por medio de internet.

A.2. La programación orientada a objetos

Como se ha mencionado anteriormente, la nueva versión del sistema fue desarrollada recurriendo a la programación orientada por objetos. Un programa desarrollado de esta manera está subdividido en clases, que son las responsables de regir un determinado número de procesos (físicos y/o químicos y/o biológicos) y de propiedades. En una aplicación específica la clase se materializa en un objeto. La clase es única y puede materializarse en uno o varios objetos. Las clases principales del sistema Mohid son: *Hydrodinamics*, *WaterProperties* y *AdvectionDiffusion*, siendo la primera de ellas responsable de la evolución de las propiedades no turbulentas del estuario, la segunda genera los procesos que hacen evolucionar las propiedades del agua y la tercera tiene como única función calcular el transporte de las propiedades del agua desde un sistema de referencia euleriano. Hay más clases que aparecen resumidas en la tabla A.I.

A.3. Descripción general del modelo

El modelo hidrodinámico MOHID resuelve las ecuaciones incompresibles en un sistema cartesiano asumiendo equilibrio hidrostático y la aproximación de Boussinesq. Las ecuaciones de balance de la masa y del momento se obtienen a partir del método de volúmenes finitos. En esta aproximación las ecuaciones se resuelven integrando en el espacio real sobre cada celda, las cuales pueden tener cualquier forma debido a que sólo se calculan los flujos entre celdas adyacentes.

De esta forma, se lleva a cabo una separación entre las variables físicas y la geometría (Vinokur, 1989).

En las situaciones correspondientes al presente trabajo, se ha considerado que los vértices de las celdas sólo tienen un grado de libertad. Sólo hay movimiento en dirección vertical. Las tres coordenadas de la velocidad se sitúan en una malla Arakawa-C.

El modelo usa un algoritmo ADI semi-implícito con dos niveles por iteración. En las aplicaciones también se ha considerado un esquema de cuatro ecuaciones S21 (Abbot *et al*., 1973).

A través del límite de la superficie libre el flujo de agua se considera nulo y se impone el arrastre del viento:

$$\tau_{wind} = -\rho_a C_{10} \left| V_{10} \right| V_{10}$$

donde ρ_a es la densidad del aire, $\overline{V_{10}}$ la velocidad del viento medida 10 m sobre la superficie del mar y C_{10} un coeficiente de arrastre calculado según

$C_{10} = (0.98 + 0.14\left|\overline{V_{10}}\right|)10^{-3}$ (Nihoul, 1977).

El límite del fondo se trata de forma similar, también se asume el flujo de agua nulo y se usa una ley cuadrática para calcular la cizalla en el fondo:

$$\overline{\tau}_{bottom} = \rho_W r \left| \overline{u_t} \right| \overline{u_t}$$

donde ρ_W es la densidad del agua, $\overline{u_t}$ la velocidad calculada cerca del fondo y $r = (k / \log(z / z_0))^2$ con k = 0.4 (la constante de von Karman), z_0 la rugosidad del fondo y z la distancia desde el punto donde se calcula la velocidad hasta el fondo.

Nombre de las Clases	Propiedades	Procesos
Hydrodinamic	- Propiedades no turbulentas del estuario	- Balance de fuerzas - Continuidad
Turbulence	- Propiedades turbulentas del estuario	- Procesos turbulentos
HorizontalGrid	- Paso horizontal - Coordenadas de la malla	- Conversión de coordenadas
Geometry	- Volumes, áreas, espesores	- Evolución de la discretización vertical
WaterProperties	- Propiedades del agua en un referencial euleriano	**
AdvectionDiffusion	*	- Advección/ difusión
Lagrangian	- Propiedades del agua en un referencial Lagrangiano	- Trayectoria de los trazadores
WaterQuality	- Ciclo del Nitrógeno y del Fósforo - Peixes/Plancton/Bacterias - Oxígeno/CBO	- Procesos químicos y biológicos que rigen la lista de propiedades ya enumeradas
Surface	- Radiación/flujo de calor - Tensión de corte del viento - Intercambio de gases	- Conversión de la velocidad del viento en tensión de corte
Botton	- Rugosidad - Tensión de corte en el fondo - Nitrato, Amonio - Materia orgánica particulada	- Erosión/Deposición - Degradación de la materia orgánica
FreeVerticalMovement	*	- Velocidad de permanencia del material particulado

* Sólo rigen procesos

**Sólo rigen propiedades. Invocan objetos generados por procesos específicos (ej: AdvectionDiffusion) que hacen evolucionar las propiedades en el espacio y en el tiempo

Tabla A.I: Algunas de las clases responsables de generar propiedades y procesos.

Anexo B

Datos de viento de METEOGALICIA

B.1. El modelo (ARPS)

Los datos de viento proporcionados por Meteogalicia (www.meteogalicia.es) que se han utilizado en la presente memoria provienen del modelo numérico ARPS (*Advanced Regional Prediction System*) que es ejecutado diariamente para realizar predicciones numéricas con un horizonte de 48 horas aplicadas a Galicia.

El ARPS (*Advanced Regional Prediction System*) es un modelo numérico desarrollado por el *Center of Analysis and Prediction of Storms* (CAPS), con sede en la Universidad de Oklahoma (EEUU).

Desde que en 1989 el CAPS fue fundado, su misión ha sido demostrar la posibilidad de un modelo numérico de predicción a escala de tormenta (*storm-scale*) y desarrollar, testar y validar un sistema regional de predicción apropiado para aplicaciones operacionales, comerciales y de investigación.

En esa línea es en la que se ha desarrollado un nuevo modelo tridimensional no hidrostático, el ARPS. Este modelo es un sistema de predicción nuevo y completo diseñado para la representación explícita de las tormentas convectivas y las debidas al frío. Incluye un sistema de adquisición de datos, un sistema de control de calidad, un paquete de análisis objetivo conocido como el ADAS (ARPS *Data Análisis System*), un esquema de asimilación (que cuenta con un radar Doppler) conocido como el ARPSDAS (ARPS *Data Assimilation System*, del cual ADAS es un componente), el modelo de predicción en sí mismo y un paquete para post-procesar los datos conocido como el ARPSPLT. Estas componentes se representan a continuación en la figura B.1.

Este modelo fue desarrollado para alcanzar una serie de objetivos. El primero de ellos es que tenía que poder utilizar, por varias técnicas de asimilación, nuevos datos de alta densidad temporal y espacial que habían estado tradicionalmente

disponibles. Segundo, el modelo tenía que servir como una herramienta eficaz para estudiar la dinámica y la predictibilidad del tiempo a escala de tormenta en condiciones ideales y reales. Debía tratar también con fenómenos atmosféricos desde escalas regionales hasta micro-escalas como interacciones entre componentes del espectro que tienen una gran importancia en el fenómeno a escala de tormenta. Estas necesidades requieren que el modelo tenga una estructura flexible que incluya la posibilidad de introducir y modificar la física del modelo. El sistema debe también correr eficientemente en ordenadores en paralelo. Otro objetivo que se ha buscado y conseguido ha sido el desarrollo de un sistema que puede ser usada de forma efectiva tanto para investigaciones atmosféricas básicas, como para predicción numérica operativa, en escalas que van de la regional a la micro-escala.

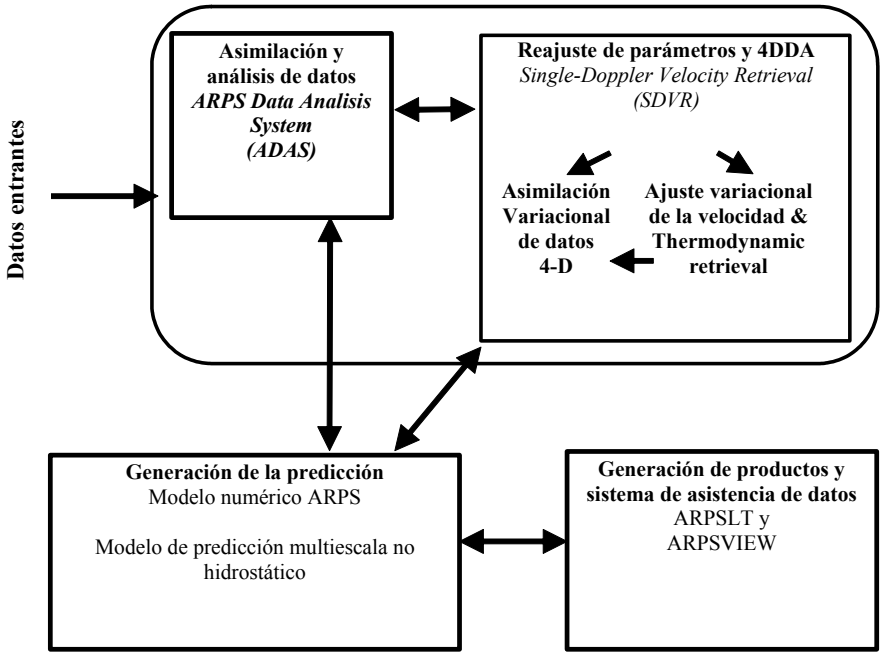


Figura B.1: Elementos principales del Advanced Regional Prediction System (ARPS)

La componente numérica de predicción del ARPS es un modelo tridimensional, no-hidrostático, compresible y con coordenadas que siguen el terreno, que ha sido diseñado para correr en una gran variedad de ordenadores con diferentes arquitecturas, desde procesadores escalares simples de estaciones de trabajo a procesadores en paralelo escalares-vectoriales. Este código altamente modular está ampliamente documentado. La versión actual del modelo ha sido aplicada con éxito durante los pasados años a la predicción operativa a escala de tormenta sobre el sur de Estados Unidos.

Actualmente el ARPS está siendo ejecutado por Meteogalicia en el ordenador vectorial Fujitsu VPP300E del Centro de Supercomputación de Galicia (CESGA) para realizar predicciones numéricas del tiempo aplicadas a Galicia. Para ello, se tuvo que configurar una topografía, así como realizar algunos cambios en alguna de las parametrizaciones del ARPS, para ajustarlas a la compleja orografía de Galicia.

Las variables prognósticas que se manejan son: componentes cartesianas del viento, perturbación potencial de la temperatura y presión, energía turbulenta cinética en la sub-escala de malla, cocientes de mezcla (*mixing ratios*) del vapor de agua, nubes de agua, lluvia, hielo, nieve y granizo. De todas ellas en la presente memoria sólo se utilizarán las componentes U y V del viento, para calcular el transporte de Ekman en cada uno de los puntos de la malla usando las ecuaciones

$$Q_x = \frac{\frac{\rho_a c_{drag}}{\rho_w \Omega}\sqrt{U^2 + V^2}}{\sin(y_i)} V$$

$$Q_y = -\frac{\frac{\rho_a c_{drag}}{\rho_w \Omega}\sqrt{U^2 + V^2}}{\sin(y_i)} U$$

Donde ρ_a es la densidad del aire, ρ_w es la densidad del agua, c_{drag} es el coeficiente de arrastre, Ω es la velocidad angular de la tierra y sin(yi) es el seno de la latitud a la que se toman los valores de U y V. Los valores que se han tomado para estas magnitudes son:

ρ_a =1.2 kg·m^{-3}

ρ_w =1025 kg·m^{-3}

c_{drag} =0.0014

Ω =0.000146 rad·s

B.2. La malla de datos

La malla de METEOGALICIA abarca aproximadamente desde la latitud 41 ºN a la 44.5 ºN y desde la longitud 349.5 ºE a la 354 ºE. Con estos datos de METEOGALICIA se elabora una malla de 40 x 40 pixels con origen en las coordenadas 41.03 ºN, 349.49 ºE y unos intervalos espaciales de 10 km tanto en el eje x (longitud) como en el eje y (latitud):

Para componer esta malla de manera que cada punto este definido por una latitud y una longitud se pasan los kilómetros a grados. Cada grado en latitud es aproximadamente 111.120 km y se tiene una malla de 40 x 40. Como se conocen las coordenadas del punto donde se inicia la malla y los kilómetros que aproximadamente tiene cada grado es sencillo calcular las coordenadas del resto de los puntos

$$y_j = y_0 + (j-1)\left(10/111.120\right) \quad 1 \le j \le 40$$

$$x_i = x_0 + (i-1)\left(10/111.120\right)\left(\frac{1}{\cos(yi)}\right) \quad 1 \le i \le 40$$

Como se puede observar los puntos en el eje y se transforman únicamente teniendo en cuenta que un grado es aproximadamente 111.120 km sin embargo en el eje x como a medida que la latitud aumenta los grados en longitud

equivaldrán a más kilómetros es necesario multiplicar por el factor de disminución $1/\cos(yi)$.

Meteogalicia calcula mediante el ARPS un dato para cada hora, por lo que se obtienen 25 datos para cada día ya que el último dato de un día coincide con el primero del siguiente. Se poseen los datos calculados desde noviembre de 2001 a octubre de 2004.

B.3. La red de datos

La red de datos que utiliza Meteogalicia consta principalmente de datos recogidos por medio de estaciones meteorológicas y radiosondajes. Esta información resulta imprescindible para obtener una predicción meteorológica gallega y un completo servicio de información medioambiental para todos los usuarios, accesible desde varios puntos de comunicación.

Las estaciones meteorológicas recogen datos en superficie. La red de estaciones meteorológicas está compuesta por 24 estaciones automáticas que recogen, entre otros, valores sobre las siguientes variables:

- Presión
- Temperatura del aire
- Humedad relativa
- Velocidad viento
- Dirección viento
- Pluviometría
- Radiación solar

En la figura B.3 se puede ver la posición de estas estaciones meteorológicas.

Figura B.3: Posición de las estaciones meteorológicas.

Los datos recogidos por las estaciones meteorológicas son enviados por medio de la red telefónica móvil de la Xunta de Galicia y recogidos en el Centro de Control de Datos de Lourizán, lugar en el que se hace un procesamiento y análisis de la información meteorológica recogida.

Los datos meteorológicos son suministrados al Sistema de Información Ambiental de Galicia (SIAM), así como a la Unidad de Predicción Meteorológica de la Universidad de Santiago de Compostela para ser considerados tanto para calibrar los modelos meteorológicos como para ajustarlos.

Los radiosondajes recogen variables meteorológicas en altura. Mediante el lanzamiento de un globo sonda se realiza un sondaje sinóptico que recoge datos en altura de: temperatura, humedad, presión y dirección y velocidad del viento. Los datos, que utilizan el Sistema de Posicionamiento Global (GPS), son enviados desde el globo a una estación de tierra.

Anexo C
Datos de viento del QuikSCAT

C.1. El satélite QuikSCAT

El satélite QUIKSCAT fue lanzado el 19 de Junio de 1999 desde el complejo de cohetes de la Fuerza Aérea de los estados Unidos en Vanderberg (California) y tiene por misión la adquisición, en todo momento, de mediciones de alta resolución de los vientos cercanos a la superficie de los océanos.

Es un satélite de órbita polar o heliosíncrona y está situado a aproximadamente 803 km de altura, con una inclinación orbital de 98.6º. Orbita quieto (sin rotar sobre un eje) y posee un sensor que barre línea por línea la superficie de la tierra a medida que el satélite avanza. Pasa dos veces al día por el mismo punto. Realiza 14.25 órbitas por día en pasos ascendentes y descendentes. Al ser de órbita baja permite altas resoluciones.

Figura C.1: Imagen del satélite QuikSCAT

Este satélite combina los datos de viento con mediciones de otros instrumentos científicos para ayudar a mejorar el conocimiento del mecanismo del cambio

climático global y los patrones del tiempo. Permite el estudio anual y semianual de los cambios en las lluvias de los bosques, el estudio diario/estacional del movimiento de las masas de hielo del Ártico y Antártico,….

Construido en un tiempo record de apenas 12 meses, QuikScat provee a climatólogos, meteorólogos y oceanógrafos con imágenes diarias detalladas de los vientos sobre los océanos del mundo.

El predecesor del QuikSCAT es el NSCAT (NASA *Scatterometer*), un *scatterometer* con radar de microonda, que mide el viento (velocidad y dirección) próximo a la superficie e los océanos desde agosto de 1996.

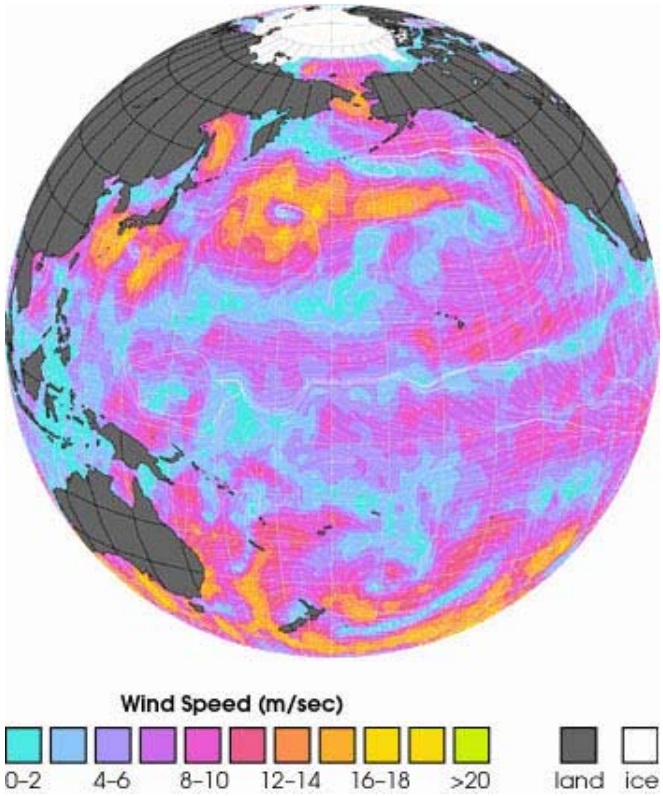


Figura C.2: Imagen de la velocidad del viento sobre el Océano Pacífico obtenida por NSCAT el 21 de septiembre de 1996.

A partir de septiembre de 1996, NSCAT proporcionó de forma continua medidas globales de viento en la superficie del mar. Debido a la cobertura, la resolución, y la exactitud en la determinación de la velocidad y dirección del viento sobre el océano, los datos de NSCAT se han aplicado ya a una amplia variedad de problemas científicos y operacionales. Estos usos incluyen diversas áreas tales como el pronóstico del tiempo y la valoración de la reducción de la selva tropical. Debido al éxito de la misión de breve duración de NSCAT, este tipo de datos son demandados masivamente por los usuarios de datos de vientos del océano. La misión de QuikSCAT se llevó a cabo con la finalidad de completar el hueco creado por la pérdida de datos de NSCAT después de junio de 1997 cuando el satélite perdió su energía.

C.2. Datos de viento

Los vientos desempeñan un papel importante en relación con el tiempo en la tierra. Afectan directamente a los intercambios turbulentos de calor, de la humedad y del efecto invernadero entre la atmósfera de la tierra y el océano.

Para entender mejor su impacto en los océanos y para mejorar el pronóstico del tiempo, QuikSCAT lleva un instrumento de radar avanzado llamado *scatterometer*. Conocido como "SeaWinds," este *scatterometer* funciona transmitiendo pulsos de alta frecuencia de microonda a la superficie del océano y midiendo los pulsos que regresan de nuevo al satélite. El instrumento detecta la ondulación causada por los vientos cerca de la superficie del océano, a partir de la cual se puede calcular la velocidad y la dirección del viento. El instrumento está calibrado para obtener vientos comprendidos entre 3 y 30 m/s con una precisión en intesidad de 2 m/s y una precisión en dirección de 20º. Tiene una resolución de malla de 25 km y el nivel de referencia de altura para los vectores del viento es de 10 m.

Los instrumentos pueden adquirir centenares de observaciones de la velocidad superficial del viento cada día. Estos son los únicos sistemas capaces de proporcionar medidas continuas, exactas y de alta resolución de la velocidad y de la dirección del viento, sin importar las condiciones atmosféricas.

"SeaWinds" utiliza una antena de plato que irradia pulsos en una frecuencia de 13.4 GHz a través de amplias regiones de la superficie terrestre. Actualmente el instrumento está recogiendo datos en una franja de 1800 km durante cada órbita que proporciona una cobertura de aproximadamente el 90% de los océanos cada día.

C.3. Aplicaciones de los datos de viento

Los datos derivados de este tipo de sensores (*scatterometers*) son importantes para el estudio de la interacción atmósfera-océano, la circulación oceánica y sus efectos sobre patrones del tiempo y el clima global. Estos datos son también útiles en el estudio de los fenómenos del tiempo tales como El Niño, los efectos a largo plazo de la tala de árboles en las selvas tropicales y los cambios en las masas de hielo alrededor de las regiones polares. Todos estos cambios ambientales desempeñan un papel central en la regulación del clima global.

El viento afecta a todo el movimiento oceánico, desde olas superficiales individuales hasta sistemas completos de corrientes. El Océano Pacífico tropical reacciona e influye en la atmósfera superficial. Los vientos superficiales del este a lo largo del ecuador controlan la cantidad y la temperatura del agua que aflora en la superficie. Este afloramiento determina la distribución de la temperatura superficial del mar, que afecta a la distribución de la precipitación.

Mientras la población humana crece y el comercio internacional se amplía, un uso más eficaz de recursos llega a ser más importante. La utilización eficiente del mar es particularmente vital para la supervivencia humana. Hoy, la tecnología basada en los satélites se puede emplear para observar los océanos de la tierra desde el espacio sin mucha incertidumbre. Midiendo el viento global en la superficie del mar, velocidad y dirección, los datos del océano procedentes del *scatterometer* ayudan a predecir más exactamente los fenómenos marinos que afectan a la vida humana diariamente.

Algunos ejemplos son:

- **Pronóstico del tiempo** - los datos del océano procedentes del *scatterometer* realzan enormemente la mayoría de los pronósticos. La mayoría de los patrones del tiempo en la costa de los Estados Unidos se

genera sobre los océanos. Las medidas derivadas de *scatterometers* se asimilan en los modelos numéricos que se pueden utilizar para predecir patrones globales y regionales del tiempo. Los datos se entregan a la administración oceánica y atmosférica nacional (NOAA) en el plazo de dos horas, donde se utilizan para el pronóstico del tiempo.

- **Detección de tormentas** - los datos del *scatterometer* pueden determinar la localización, la dirección, la estructura y la fuerza de las tormentas en el mar. Las tormentas marinas severas como los huracanes cerca de América, tifones en aguas asiáticas y los ciclones de latitud media por todo el mundo, están entre los más destructivos de todos los fenómenos naturales. En Estados Unidos sólo los huracanes han sido responsables por lo menos de 17000 muertes desde 1900, y de centenares de millones de dólares en daños.

  En estos últimos años, a aumentado la capacidad de detectar las tormentas más importantes gracias a los satélites. Las imágenes de las nubes desde el espacio ahora son rutinarias para los informes del tiempo. Los datos de *scatterometers* aumentan estas imágenes proporcionando medidas directas de los vientos superficiales para comparar con los patrones observados de las nubes. Estos le sirven de ayuda a los meteorólogos para identificar más exactamente el grado de la fuerza de los vientos asociados a una tormenta y proporcionan datos para los modelos numéricos.

- **Ayuda en aviación** - los datos de la observación del viento del océano del *scatterometer* permite a los pilotos elegir las rutas que evitan los mares pesados o los vientos de frente alto que pueden retardar el trayecto, aumentar el consumo de combustible, o causar daños en las naves conllevando a la pérdida de vidas. Anteriormente, los pilotos confiaban en medidas esporádicas o en informes no fiables de otras naves. Los datos de *scatterometers* son mucho más regulares, extensos, y fiables.

Anexo D
Métodos de cálculo

D.1. Análisis de EOF (Empirical Orthogonal Functions)

Básicamente, el principal objetivo del análisis de EOF (Empirical Orthogonal Functions) es representar un grupo grande de datos espacio-temporales por medio de un grupo finito y reducido de funciones ortogonales entre sí, a partir de las cuales se pueda recuperar fácilmente la información original.

Además, el análisis de EOF se puede usar para examinar la estructura de la variabilidad en un grupo de datos de una manera objetiva y para analizar las relaciones dentro de un grupo de variables. Sin embargo, la interpretación física de EOF es delicada. Estas funciones se construyen a partir de restricciones matemáticas y pueden no tener ningún significado físico. No hay reglas bien definidas para determinar cuando EOF corresponden a entidades físicas y su interpretación siempre requiere juicios basados en hechos físicos o en la intuición.

En el análisis de las diferentes variables oceanográficas es de gran interés estudiar la varianza asociada a cada variable, por lo que es conveniente separar la varianza en diferentes contribuciones que tengan correlación con diferentes causas. Por este motivo, en el desarrollo matemático de EOF se trata de encontrar un grupo básico de funciones que expliquen la mayor varianza posible de un grupo de datos con el menor número posible de direcciones.

El análisis de EOF que se ha realizado en este trabajo (ver capítulo 3), se ha hecho a partir del autoanálisis de la matriz de covarianza, que se explica a continuación.

Supóngase un vector de observación x_m, de longitud M. Por lo tanto, se requieren M componentes para describir el estado del sistema en cuestión. Este vector se puede llamar vector de estado. Si se tienen N observaciones del vector de estado x_m, entonces se tendrá una matriz de observación $X=x_{mn}$, donde las n columnas representan las n observaciones y las m filas representan las m componentes del vector de estado. A partir de la matriz original, X, se puede

calcular la matriz de covarianza, C, según $C=XX^T/N$. Usando el autoanálisis de C se obtiene $E^TCE=\Lambda$, donde las columnas de la matriz E son los autovectores y los elementos de la diagonal de la matriz Λ son los autovalores. Estos autovectores se llaman EOF y son las funciones necesarias que, en conjunto, explican la totalidad de la varianza de todas las observaciones. Cada uno de lo autovalores es igual a la varianza explicada por el correspondiente autovector. Es conveniente ordenar los autovalores y los autovectores en orden de magnitud decreciente de los autovalores. Así, el primer autovector tiene el mayor autovalor y explica la mayor cantidad de varianza en el grupo de datos usado para construir la matriz de covarianza. Normalmente, sólo se tienen en cuenta los primeros EOF, debido a que son los que explican la mayor cantidad de varianza y que probablemente tengan más significado científicamente. Para obtener las componentes principales (PC), se proyecta la transpuesta de la matriz de autovectores sobre la matriz de datos original obteniendo $E^TX=Z$. La matriz Z contiene a las llamadas componentes principales. Debe destacarse que las unidades tanto de EOF como de sus PC asociadas, no se corresponden con las unidades físicas de las variables consideradas.

D.2. Distribución de Weibull

La función de Weibull, llamada así por su creador Wallodi Weibull, es una función exponencial definida de la siguiente forma

$$f(t) = \frac{\alpha}{\eta}\left(\frac{t}{\eta}\right)^{\alpha-1} \exp\left[-\left(\frac{t}{\eta}\right)^{\alpha}\right] \qquad \alpha\,,\,\eta = cte > 0$$

Como se puede observar, ésta no es más que una función de densidad de probabilidad. De este modo, se puede calcular su función de distribución acumulativa del siguiente modo

$$F(t) = \int_0^t \frac{\alpha}{\eta}\left(\frac{t'}{\eta}\right)^{\alpha-1} \exp\left[-\left(\frac{t'}{\eta}\right)^{\alpha}\right] dt' = 1 - \exp\left[-\left(\frac{t}{\eta}\right)^{\alpha}\right]$$

Esta función sirve para calcular la probabilidad de tener valores de t por debajo de un determinado valor. Por ejemplo F(a) será la probabilidad de tener valores por debajo de a.

Además de esta función de distribución acumulativa, existe otra función íntimamente relacionada con la función de Weibull, la supervivencia, S(t)=1-F(t)

$$S(t) = \exp\left[-\left(\frac{t}{\eta}\right)^{\alpha}\right]$$

Esta función, la cual corresponde a uno menos la distribución acumulativa, se usa para cálculos de fiabilidad en productos, y también en bioestadística (estimar los tiempos de vida de los pacientes ante una enfermedad).

Este no es el único uso que se le puede dar a esta función, el ajuste de un conjunto de datos cualquiera que se tenga a esta distribución puede ser muy útil debido al significado matemático de los parámetros α y η, a partir de los que se puede extraer mucha información.

α es el llamado parámetro de forma o gradiente de Weibull y lo que indica es lo aguda que es la distribución. Diferentes valores de α tiene marcados efectos en el comportamiento de la función, de hecho incluso pueden reducirla a otro tipo de distribuciones más sencillas. Por ejemplo, el valor α=1 convierte la función de Weibull en una simple función exponencial. En la figura D.1 se representa como varía la función de Weibull con el parámetro de forma (manteniendo η constante).

η, es el llamado parámetro de escala y tiene las mismas unidades que el eje de las abscisas. Un cambio en este parámetro tiene el mismo efecto que un cambio en la escala de las abscisas. Aumentar el valor de η mientras se mantiene α constante tiene el mismo efecto que estirar la función. Como el área bajo la función se mantiene constante el pico de la función decrecerá a medida que aumente η tal y como se observa en la figura D.2.

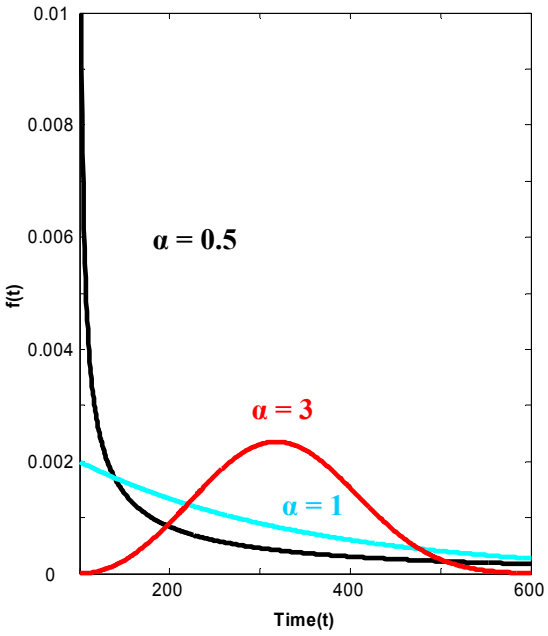


Figura D.1: Variación de la función de Weibull con el parámetro de forma α. El parámetro de escala se ha mantenido constante, η=500.

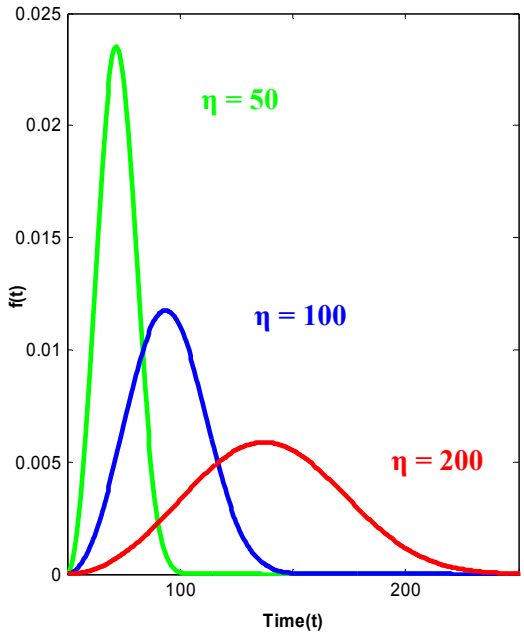


Figura D.2: Variación de la función de Weibull con el parámetro de escala η. El parámetro de forma se ha mantenido constante, α=3.

D.3. Curtosis

La curtosis, apuntamiento o achatamiento, hace referencia al mayor o menor apuntamiento, (menor o mayor achatamiento) de una distribución de probabilidad cuando se la compara con una distribución normal.

Para evaluar la curtosis es preciso que la distribución analizada tenga un perfil campaniforme y que sea, en todo caso, moderadamente asimétrica. En esencia, la curtosis trata de estudiar la distribución en la zona de la variable aleatoria alrededor de su valor medio, es decir en su zona central dará lugar a una distribución más o menos apuntada.

La curtosis en exceso, o coeficiente de curtosis con respecto a una distribución normal, se puede definir como

$$\gamma_2 = \frac{\mu_4}{\mu_2^2} - 3$$

donde

$$\mu_2 = \sigma^2 \text{ con } \sigma^2 = \left\langle (\mathrm{x} - \mu)^2 \right\rangle \quad \text{y}$$
$$\mu_4 = \left\langle (x - \mu)^4 \right\rangle$$

$\mu = \langle x \rangle$

$$\text{Si} \begin{cases} \gamma_2 > 0 & \text{leptocúrtica} \\ \gamma_2 = 0 & \text{mesocúrtica} \\ \gamma_2 < 0 & \text{platicúrtica} \end{cases} \quad \text{(ver figura D.3).}$$

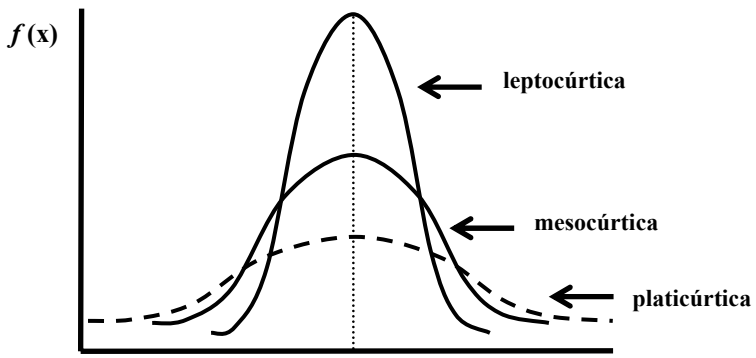


Figura D.3: Diferentes tipos de distribuciones teniendo en cuenta la curtosis.

D.4. Coeficiente de correlación y parámetro α_0

Dadas dos variables (x,y), se puede saber si están correlacionadas o no utilizando el coeficiente de correlación. Este coeficiente se puede calcular según

$$r_{x,y} = \frac{Cov(x,y)}{\sigma_x \cdot \sigma_y}$$

Si $r_{x,y} \longrightarrow -1$, las variables están anticorrelacionadas, lo que indica que cuando una crece la otra decrece y viceversa.

Si $r_{x,y} \longrightarrow 1$, las variables están correlacionadas, lo que indica que cuando una crece la otra también crece y viceversa.

Para valores de $r_{x,y}$ próximos a cero, ambas variables no tienen ningún tipo de correlación.

Por otro lado, a pesar de dos variables estén altamente correlacionadas, su variación puede darse en dos amplitudes totalmente diferentes. Para comprobar si las amplitudes de variación son similares, se usa el parámetro α_0 que se puede definir como

$$\alpha_o = \sqrt{\sum_{i=1}^{N} x_i^2 \Big/ \sum_{i=1}^{N} y_i^2}$$

Bibliografía

Abbot, N. B., Damsgaardand, A. and Rodenhius, G. S. (1973). System 21, Jupiter, a design flow for two-dimensional nearly horizontal flows, *Journal of Hydraulic Research 1*, 1-28.

Álvarez, I., deCastro, M., Prego, R. and Gómez-Gesteira, M. (2003a). Hydrographic characterization of a winter-upwelling event in the Ria of Pontevedra (NW Spain), *Estuarine Coastal and Shelf Science 56*, 869-876.

Álvarez, I., deCastro, M., Gómez-Gesteira, M. and Prego, R. (2005a). Inter- and intra-annual analysis of the salinity and temperature evolution in the Galician Rias Baixas-ocean boundary (NW Spain), *Journal of Geophysical Research (in press).*

Álvarez, I., Gómez-Gesteira, M., deCastro, M. and Prego, R. (2003b). Circulation patterns in the Ria of Pontevedra under extreme forcing, *Thalassas, 19(2)*, 55-63.

Álvarez, I., Gómez-Gesteira, M. deCastro, M. and Prego, R. (2005b). Upwelling variation along the Galician coast (NW Spain), *enviado a Estuarine Coastal and Shelf Science.*

Álvarez, I., Gómez-Gesteira, M. deCastro, M. and Prego, R. (2005c). Hydrographic behaviour of the Galician Rias Baixas (NW Spain) under spring intrusion of the Miño River, *enviado a Estuaries.*

Alvarez-Salgado, X.A, Rosón, G., Pérez, F. F. and Pazos, Y (1993). Hydrographic variability off the Rias Baixas (NW, Spain) during the upwelling season, *Journal of Geophysical Research*, *98 (8),* 14,447 – 14,455.

Álvarez-Salgado, X.A., Beloso, S., Joint, I., Nogueira, E., Chou, L., Pérez, F. F., Groom, S., Cabanas, J. M., Rees, A. P. and Elskens, M. (2002). New production of the NW Iberian shelf during the upwelling season over the period 1998 – 1999, *Deep-Sea Research I 49*, 1725-1739.

Atlas Climático de Galicia, 1999.

Bakun, A. (1973). Coastal Upwelling Indexes, west coast of North America, 1946-71, *NOAA Technical Report NMF 671*, 103 pp.

Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling, *Science 247*, 198- 201.

Blanton, J. O., Atkinson, L. P., Castillejo, F. and Montero, A. L. (1984). Coastal upwelling of the Rias Bajas, Galicia, northwest Spain, I; hydrographic studies, *Rapp.P.V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer. 183*, 179–190.

Blanton J.O., Tenore, K. R., Castillejo, F., Atkinson, L. P., Schwing, F. B. and Lavin, A. (1987). The relationship of upwelling to mussel production in the Rias on the western coast of Spain, *Journal of Marine Research 45*, 497-511.

Bowden, K. F. (1967). Stability effects on mixing in tidal currents, *Phys. Fluids Suppl. 10*, S278-S280.

Cameron, W. N. and Pritchard, D. W. (1963). Estuaries, *The Sea* (Ed. M. N. Hill), Vol. 2, Wiley, New York, p. 306-324.

Castro, C. G., Perez, F. F., Alvarez-Salgado, X. A., Roson, G. and Rios, A. F. (1994). Hydrography conditions associated with the relaxation of a upwelling event off the Galcian coast (NW Spain), *Journal of Geophysical Research 99,* 5135-5147.

Coelho, H. S. (1996). Modelaçao Numérica da Turbulencia Oceánica. Dissertaçao para a obtençao do grau de Mestre em Ecologia Gestao e Modelaçao dos Recursos Marinhos apresentada ao IST - Lisboa.

Conan, S. M. –H. and Brummer, G. –J. A. (2000). Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin, *Deep-Sea Research, Part 2: Topical Studies in Oceanography*, *47*, 2207-2227.

Crépon, M. (1993). Initation à la dynamique de l'océan, *Oceanis*, Vol. 19, Fasc. 2, Institut Océanographique, Paris, 110 pp.

Cresswell, G. R. and Golding, T. J. (1980). Observations of a south-floqing current in the southeastern Indian Ocean, *Deep Sea Res*., *Part A* ***27***, 449-466.

Cushing D. H. and Walsh, J. J. (1976). *The Ecology of the Seas*, (Ed. Blackwell Scientific), Oxford, 467 pp.

Dale A.W., Prego, R., Millward, G. E. and Gómez-Gesteira, M. (2004). Transient oceanic and tidal contributions to water exchange and residence times in a coastal upwelling system in the NE Atlantic: the Pontevedra Ria, Galicia, *Marine Pollution Bulletin 49,* 235-248.

Dalrymple R. W., Zaitlin, B. A. and Boyd, R. (1992). A conceptual model of estuarine sedimentation, *J. Sedim. Petrol*. *62*, 1130-1146.

Davies, J. H. (1964). A morphogenetic approach to world shorelines, Z. *Geomorphol*. *8,* 127-131.

deCastro M., Alvarez, I., Varela, M., Prego, R. and Gomez-Gesteira, M. (2005). Effect of an extreme water release from Miño River dams on the neighbor Galician Rias Baixas (NW Iberian Peninsula), *enviado a Estuarine Coastal and Shelf Science.*

deCastro M., Gomez-Gesteira, M., Prego, R., Taboada, J. J., Montero, P., Herbello, P. and Perez-Villar, V. (2000). Wind and tidal influence on water circulation in a galician ria (NW Spain), *Estuarine Coastal and Shelf Science 51*, 161- 176.

deCastro M., Gomez-Gesteira, M, Prego, R. and Neves, R. (2003). Wind influence on water exchange between the ria of Ferrol (NW Spain) and the shelf, *Estuarine Coastal and Shelf Science 56*, 1055-1064.

deCastro M., Gomez-Gesteira, M., Alvarez, I. and Prego, R. (2004a). Negative estuarine circulation in the Ria of Pontevedra (NW Spain), *Estuarine Coastal and Shelf Science 60*, 301-312.

deCastro M., Gomez-Gesteira, M., Prego, R. and Alvarez, I. (2004b). Ria-ocean exchange driven by tides in the Ria of Ferrol (NW Spain), *Estuarine Coastal and Shelf Science 61*, 15-24.

Di Lorenzo, E. (2003). Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System, *Deep-Sea Research II 50 (14-16)*, 2371-2388.

Diaz del Rio, G., Gonzalez, N. and Marcote, D. (1998). The intermediate Mediterranean water inflow along the northern slope of the Iberian Peninsula, *Ocanologica Acta. 21*, 157-163.

Doval, M.D., Nogueira, E. and Pérez, F. F. (1998). Spatio-temporal variability of the thermohaline and biogeochemical properties and dissolved carbon in a coastal embayment affected by upwelling: the Ría of Vigo (NW Spain), *Journal of Marine Systems 14*, 135-150.

Dyer, K. R. (1997). *Estuaries: A physical Introduction*, 2nd edition (Ed. John Wiley & Sons), Chichester, 195 pp.

Edwards, A., Jones, K. M., Graham, J., Grifftihs, C. R., MacDougall, N., Patching, J. and Richard, J. M. (1994). Transient Coastal Upwelling and Water Circulation in Bantry Bay, a Ria on the South-West Coast of Ireland, *Raine R. Estuarine Coastal and Shelf Science 42*, 213-230.

Elliot, M. and McLusky, D. S. (2002). The need for definitions in understanding estuaries, *Estuarine, Coastal and Shelf Science 55*, 815-827.

Emery, W. J. and Thomsom, E. (2001). *Data analysis methods in physical oceanography*, 2nd edition (Ed. Elsevier scince), Amsterdam, 638 pp.

Fiedler, P. C. and Laurus, R. M. (1990). Variability of the Columbia River plume observed in visible and infrared satellite imagery, *International Journal of Remote Sensing 11*, 999-1010.

Fisher, H. B. (1972). Mass transport mechanism in partially stratified estuaries, *J. Fluid. Mech. 53*, p. 672-687.

Fisher, H. B., List, E. J., Koh, R. C. Y., Imberger, J. and Brooks, N. H. (1979). *Mixing in Inland and Coastal Waters* (Ed. Academic Press), London, 483 pp.

Fiuza, A.F.G. (1984). Hidrologia e dinamica das aguas costeiras de Portugal (Hydrology and dynamics of the Portuguese coastal water), Ph.D. dissertation, 294 pp., Universidade de Lisboa, Lisboa.

Fiuza, A.F.G., Hamann, M., Ambar, I., Díaz del Río, G., González, N. and Cabanas, J. M. (1998). Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993, *Deep Sea Research I 45*, 1127-1160.

Fraga, F. (1981). Upwelling off the Galician Coast, Northwest Spain, *Coastal Upwelling*. (Ed. F.A. Richardson) *Am. Geoph. Union*, Washington, p. 176- 182.

Fraga, F. (1987). Oceanografía de la plataforma gallega. Academia Galega de Ciencias. Santiago de Compostela. 48 pp.

Fraga, F. y Margalef, R. (1979). Las Rias Gallegas. *Estudio y explotación del mar en Galicia. Cursos y congresos*, Universidad de Santiago, Santiago de Compostela, p. 101-122.

Fraga, S., Anderson, D. M., Bravo, I., Reguera, B., Steidinger, K. A. and Yentsch, C. M. (1988) Influence of upwelling relaxation on dinoflagellates and shellfish toxicity in Ria de Vigo, Spain, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 27, 349-361.

Frouin, R., Fiuza, A. F. G., Ambar, I. and Boyd, T. J. (1990). Observations of a poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during winter, *Journal of Geophysical Research 95*, p. 679-691.

Garcia-Berdeal, I., Hickey; B. M. and Kawase, M. (2002). Influence ofwind stress and ambient flows on a high discharge river plume, *Journal of Geophysical Research 107*, 3130.

Gómez-Gesteira, M., deCastro, M. and Prego, R. (2003). Dependence of the water residence time in Ria of Pontevedra (NW Spain) on the seawater inflow and the river discharge, *Estuarine Coastal and Shelf Science 58*, 567- 573.

Gómez- Gesteira, M., deCastro, M. Prego, R. and Pérez-Villar, V. (2001). An unusual two layered tidal circulation induced by stratification and wind

in the Ria of Pontevedra (NW Spain), *Estuarine, Coastal and Shelf Science 52*, 555-563.

Gómez- Gesteira, M., Moreira, C., Alvarez, I. and deCastro, M. (2005a). Ekman transport analysis in Galician coast using METEOGALICIA data, *enviado a Journal of Geophysical Research.*

Gómez- Gesteira, M., Novoa, E. M., Moreira, C., Alvarez, I. and deCastro, M. (2005b). Ekman transport analysis in Galician coast using QuikSCAT data, *enviado a Continental Shelf Research.*

Haynes, R., Barton, E. D. and Pilling, I. (1993). Development, persistence and variability of upwelling filaments off the Atlantic coast of the Iberian peninsula, *Journal of Geophysical Research 98*, 22681-22692.

Hickey, B. (1979). The California Current system-Hypotheses and facts, *Prog. Oceanogr. 8*, 191-279.

Hickey, B. M. and Banas, N. (2003). Oceanography of the U. S. Pacific Northwest Coastal Ocean and Estuaries with Application to Coastal Ecology, *Estuaries 26(4B),* 1010-1031.

Hickey, B. M., Newton, J. and Banas, N. (1999). Event scale physical processes in a coastal plain estuary, Willapa Bay, Washington, *Eos Trans. AGU 80(49).*

Hickey, B. M., Pietrafesa, L. J., Jay, D. A. and Boicourt, W. C. (1998). The Columbia River plume study: Subtidal variability in the velocity and salinity fields, *Journal of Geophysical Research 103*, 10,339-10,368.

Ianson, D., Allen, S. E., Harris, S. L., Orians, K. J., Varela, D. E. and Wong, C. S. (2003). The inorganic carbon system in the coastal upwelling region west of Vancouver Island, Canada, *Deep-Sea Research I 50*, 1023-1042.

Joyce, T. M. (1989). In situ "calibration" of shipboard ADCPs, *Journal of Atmospheric and Ocean Technology 6*, 169-172.

Kjerfve, B. and Knoppers, B. (1991). Tidal choking in a coastal lagoon, *Tidal hydrodynamics*, B. B. Parker (Ed. John Wiley & Sons), New York, p. 169-181.

Knauer, G.A., Martin, J. H. and Bruland, K. W. (1979). Fluxes of particulate carbon, nitrogen and phosphorus in the upper water column of the northeast Pacific, *Deep-Sea Research 26*, 97-108.

Large, W. G. and Pond, S. (1981). Open oceanmomentum flux measurement in moderate to strong winds, *Journal of Physical Oceanography 11*, 324-336

Lavin, A., Díaz del Rio, G., Cabanas, J. M. and Casas, G. (1991). Afloramiento en el noroeste de la Peninsula Iberica. Indices de afloramiento para el punto 43º N 11º W periodo 1966 – 1989, *Informes técnicos del Instituto Español de Oceanografía 91*, 33 pp.

Lavin, A., Díaz del Rio, G., Casas, G. and Cabanas, J. M. (2000). Afloramiento en el noroeste de la Peninsula Iberica. Indices de afloramiento para el punto 43º N 11º W periodo 1990 – 1999, *Datos y Resúmenes. Instituto Español de Oceanografía 15*, 1-25.

Lazure, P. and Jegou, A. M. (1998). 3D modelling of seasonal evolution of Loire and gironde plumes on Biscay Bay continental shelf, *Oceanologica Acta 21(2),* 165-177.

Leitao, P. C. (1996). Modelo de Dispersao Lagrangeano Tridimensional. Dissertaçao para a obtençao do grau de Mestre em Ecologia Gestao e Modelaçao dos Recursos Marinhos, Instituto Superior Técnico, Lisboa 1996.

Lopez-Jamar E., Cal, R. M., Gonzalez, G., Hanson, R. B., Rey, J., Santiago, G. and Tenore, K. R. (1992). Upwelling and outwelling effects on the benthic regime of the continental shelf off Galicia, NW Spain, *Journal of Marine Research 50*, 465-488.

Martins, F. (2000). Modelaçao Matemática Tridimensional de escoamentos costeiros e estuarinos usando uma abordagem de coordenada vertical genérica. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico. Tese de Doutoramento.

McCartney, M.S. and Talley, L. D. (1982). The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr. 12*, 1169-1188.

McClain, C. R., Chao, S., Atkinson, L. P., Blanton, J. O. and Castillejo, F. (1986). Wind driven upwelling in the viciniy of Cape Finisterre, Spain, *Journal of Geophysical Research 91*, 8470- 8486.

Miranda, R. (1999). Nitrogen Biogeochemical Cycle Modeling in the North Atlantic Ocean. Tese de Mestrado, Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico.

Miranda, R., Braunschweig, F., Leitao, P., Neves, R., Martins, F. and Santos, A. (2000). Mohid 2000, A Costal integrated object oriented model, *Hydraulic Engineering Software VIII*, WIT Press.

Molina R. (1972). Contribution to the study of the upwelling off the North-West coast of the Iberian Peninsule, *Boletin Instituto Español Oceanografía 152*.

Monteiro, A. J. (1995). Dispersao de Efluentes Através de Exutores Submarinos. Uma contribuiçao para a modelaçao matemâtica. Tese de doutoramento. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico.

Monteiro, P. M. S. and Largier, J. L. (1999). Thermal stratification in Saldhana Bay (South Africa) and subtidal, density-driven exchange with the coastal waters of the Benguela upwelling system, *Estuarine Coastal and Shelf Science 49*, 877-890.

Mouriño, C. y Fraga, F. (1982). Hidrografia de la Ria de Vigo . 1976-1977. Influencia anormal del rio Miño. Inv. Pesq. 46(3), 459-468.

Neves, R. J. J. (1985). Etude Experimentale et Modelisation des Circulations Trasitoire et Residuelle dans l'Estuaire du Sado, Ph. D. Thesis, Univ. Liege, 371 pp.

Nezlin, P.N, Oram, J. J., DiGiacomo, P. M. and Gruber, N. (2004). Sub-seasonal to interannual variations of sea surface temperature, salinity, oxygen anomaly, and transmisivity in Santa Monica Bay, California from 1987 to 1997, *Continental Shelf Research 24*, 1053- 1082.

Nichols, M. M. and Biggs, R. B. (1985). Estuaries. *Coastal Sedimentary Environments* (Ed. R.A. Davis), Springer-Verlag, New York, p. 77-186.

Nihoul, J. C. J. (1977). *Modéles mathematiques et dynamique de l'environnemet.* Liège: ELE.

Nixon, S. and Thomas, A. (2001). On the size of the Peru upwelling ecosystem, *Deep-Sea Research I 48*, 2521-2528.

Nogueira, E., Pérez, F. F. and Rios, A. F. (1997). Seasonal patterns and long-term trends in an estuarine upwelling ecosystem (ria of Vigo, Spain), *Estuarine Coastal and Shelf Science 44*, 285-300.

Nogueira E., Pérez, F. F. and Ríos, A. F. (1998). Modelling Nutrientes and Chlorophyll a Time Series in an Estuarine Upweling Ecosystem (Ría de Vigo: NW Spain) Using the Box-Jenkins Approach, *Estuarine, Coastal and Shelf Science 46*, 267-286.

Nogueira, E., Bode, A., Varela, M. and Morán, X. A. (2004). Pentadal variability (2000-2004) of thermohaline properties and chlorophyll a distribution in the NW and N Iberian shelf during the winter-spring transition. ICES CM 2004/P04.

Nonn, H. (1966). Les régions cotiéres de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique. Ph.D. Thesis, *Pub. Fac. Lettres. Univ. Strasbourg*, 591 pp.

Otto, L., (1975). Oceanography of the Ria de Arosa (NW Spain), *Konik, Mteor International Medelingen en Verlan 96*, 210 pp.

Pardo, P.C., Gilcoto, M. and Pérez, F. F. (2001). Short–time scale coupling between termohaline and meteorological forcing in the Ria de Pontevedra, *Scientia Marina 65*, 229–240.

Parker, B. B. (1991). Tidal Hydrodynamics. (Ed. John Wiley & Sons), New York, 883 pp.

Pelegrí, J. L., Arístegui, J., Cana, L., Gonzalez-Davila, M., Hernandez-Guerra, A., Hernandez-Leon, S., Marrero-Diaz, A., Montero, M. F., Sangrà, P. and Santana-Casiano, M. (2005). Coupling between the open ocean and the coastal upwelling region off northwest Africa: water recirculation and offshore pumping of organic matter, *Journal of Marine Systems 54*, 3-37.

Pérez-Alberti, A. (1982). Xeografia de Galicia. Instituto Geológico y Minero de España.

Pérez, F. F., Ríos, A. F., King, B. A. and Pollard, R. T. (1995). Decadal changes of the θ-S relationship of the Eastern North Atlantic Central Water, *Deep Sea Research 42*, 1849-1864.

Pollard, R. T., Griffiths, M. J., Cunninghan, S. A., Read, J. F., Pérez, F. F. and Rios, A. F. (1996). Vivaldi 1996- A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water, *Prog. Oceanog*. **37**, p. 167- 192.

Pond, S. and Pickard, G. L. (1983). Introductory dynamical oceanography, 2nd edition (Ed. Pergamon Press), Oxford, 329 pp.

Portela, L.I. (1996). Mathematical modelling of hydrodynamic processes and water quality in Tagus estuary, Ph.D. thesis, Instituto Sup. Técnico, Tech. Univ. of Lisbon.

Prego, R. and Bao, R. (1997). Upwelling influence on the Galician coast: silicate in shelf water and underlying surface sediments, *Continental Shelf Research 17*, 307-318.

Prego, R. and Fraga, F. (1992). A simple model to calculate the residual flows in a spanish ria. Hidrographyc consequences in the ria of Vigo, *Estuarine, Coastal and Shelf Science 34*, p. 603-615.

Prego, R. and Varela, M. (1998). Hydrography if the Artabro Gulf in summer: western coastal limit of Cantabrian seawater and wind-induced upwelling at Prior Cape, *Oceanologica Acta 21*, 145-155.

Prego, R., Barciela, C. and Varela, M. (1999). Nutrient dynamics in the Galician coastal area (northwestern Iberian Peninsula): Do the Rias Bajas receive more nutrient salts than the Rias Altas?, *Continental Shelf Research 19*, 317-334.

Prego, R., deCastro, M., Gómez-Gesteira, M., Taboada, J. J., Montero, P., Pérez- Villar, V. and Dale, A. (2001). Micro - scale Hydrography of the Pontevedra Ría (NW Spain), *Journal of Geophysical Research 106* (9), 19,845 –19,857.

Preisendorfer, R.W. (1988). *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*, 425 pp, Elsevier, New York.

Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. and Flannery, B. P. (1992). Numerical Recipes in C, The Art of Scientific Computing, Second Edition (Ed. Cambridge University Press), Cambridge, 994 pp.

Pritchard, D. W. (1967). Observations of circulation in coastal plain estuaries, *Estuaries* (Ed. G. H. Lauff), AAAS Publ. No. 83, Washington, D. C., p. 37-44

Richthofen von, F. (1886). Führer für Forschungsreisende. Hannover, Jenecke, 734 pp.

Rio- Barja, F. X. y Rodríguez- Lestegás, F. (1996). Os ríos, in *As augas de Galicia. Consello de Cultura Galega*, 178-180.

Rios, A.F., Pérez, F. F., Álvarez- Salgado, X. A. and Figueiras, F. G. (1992). Water masses in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores, *Deep Sea Research 39*, 645-658.

Roson, G., Pérez, F. F., Álvarez- Salgado, X. A. and Figueiras, F. G. (1995). Variation of thermohaline and chemical properties in an estuarine upwelling ecosystem: Ria of Arousa. I. Time Evolution, *Estuarine, Coastal and Shelf Science 41*, p. 195-213.

Roughan, M. and Middleton, J. H. (2002). A comparison of observed upwelling mechanisms off the east coast of Australia, *Continental Shelf Research 22*, 2551-2572.

Ruiz-Villarreal M., Montero, P., Taboada, J. J., Prego, R., Leitão, P. C. and Pérez-Villar, V. (2002). Hydrodinamic model study of the Ria de Pontevedra under estuarine conditions, *Estuarine Coastal and Shelf Science 54*, 101-113.

Rutllant, J. A., Rosenblunth, B. and Hormazabal, S. (2004). Intraseasonal variability of wind-forced coastal upwelling off central Chile (30ºS), *Continental Shelf Research 24*, 789-804.

Santos, A.J.P. (1995). Modelo hidrodinámico tridimensional de circulaçao oceánica e estuarina. Tese de doutoramento. Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa, 273 pp.

Shannon, L. J., Moloney, C. L., Jarre, A. and Field, J. G. (2003). Trophic flows in the southern Benguela during the 1980s and 1990s, *Journal of Marine Systems 39*, 83-116.

Silva, A.J.R. (1991). Modelaçao Matematica Nao Linear de Ondas de Superficie e de Correntes Litorais, Tese apresentada para obtençao do grau de Doutor em Engenharia Mecánica. IST, Lisboa.

Souto, C., Gilcoto, M., Fariña-Busto, L. and Perez, F. F. (2003). Modelling the residual circulation of a coastal embayment affected by wind-driven upwelling: Circulation of the Ria de Vigo (NW Spain), *Journal of Geophysical Research 108(C11)*, 3340, doi:10.1029/2002JC001512.

Tenore K.R., Boyer, L. F., Cal, R. M., Corral, J., Garcia-Fernandez, C., Gonzalez, N., Gonzalez-Gurriaran, E., Hanson, R. B., Iglesias, J., Krom, M., Lopez-Jamar, E., McClain, J., Pamatmat, M. M., Perez, A., Rhoads, D. C., de Santiago, G., Tietjen, J. M., Westrich, J. and Windom, H. L. (1982). Coastal upwelling in the Rias Bajas, NW Spain: Contrasting the benthic regimes of the Rias de Arosa and de Muros, *Journal of Marine Research 40*, 701-772.

Tenore, K. R., Cal, R. M., Hanson, R. B., López-Jamar, E., Santiago, G. and Tietjen, J. M. (1984). Coastal upwelling off the Rias Bajas, Galicia, Northwest Spain. II Benthic studies, *Rapp. P.-V Réun. Cons. Int. Explor. Mer. 183*, 91-100.

Thompson, R. O. R. Y. (1984). Observations of the Leeuwin Current off western Australia, *J. Phys. Oceanogr*. **14**, p. 623-628.

Thomson, R. E. and Emery, W. J. (1986). The Haida Current, *J. Geophys. Res*. *91*, p. 845-861.

Tilstone, G. H., Figueras, F. G. and Fraga, F. (1994). Upwelling-downwelling sequences in the generation of red tides in a coastal upwelling system, *Mar. Ecol. Prog. Ser. 112*, 241-253.

Torres, R., Barton, D., Miller, P. and Fanjul, E. (2003). Spatial patterns of wind and sea surface temperature in the Galician upwelling region, *Journal of Geophysical Research 108*, 3130- 3143, doi:10.1029/2002JC001361.

Unesco (1994). Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) core measurements. Manuals and Guides 29, 1-70.

Valle- Levinson, A. and Atkinson, L. P. (1999). Spatial gradients in the flow over an estuarine channel, *Estuaries 22 (2A)*, 179- 193.

Varela, M. and Prego, R. (2003). Hydrography and phytoplankton in an isolated and non-pristine ria area. The A Coruña harbour (NW Spain), *Oceanologica Acta 24*, 113-124.

Varela, M., Prego, R., Belzunce, M. J. and Martín-Salas, F. (2001). Inshore-offshore differences in seasonal variations of phytoplankton assemblages: the case of a Galician Ria Alta (A Coruña Ria) and its adjacent shelf (NW Spain), *Continental Shelf Research 21*, 1815-1838.

Venice System (1958). Symposium jon the classification of brackish waters, Venice April 8-14, 1958, *Archives Oceanography and Limnology 11*, suppl, 1-248.

Vinokur, M. (1989). An analysis of finite-difference and finite-volume formulation of conservation laws, *Journal of Computational Physics 81*, 1-52.

Wooster, W. S., Bakun. A. and McClain, D. R. (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the north Atlantic, *Journal of Marine Research 34*, 131-141.

Xing, J. and Davies, A. M. (1999). The effect of wind direction and mixing upon the spreading of a buoyant plume in a non-tidal regime, *Continental Shelf Research 19*, 1437-1483.