

## Capítulo 2. Hidrografía y circulación

César González-Pola, Alicia Lavín, Guillermo Díaz del Río, José M. Cabanas,  
Manuel Ruiz-Villarreal, Raquel Somavilla, Carmen Rodríguez,  
Gonzalo González-Nuevo y Enrique Nogueira

Resumen

Abstract

2.1. Introducción

2.2. Métodos

2.2.1. Datos

2.2.2. Análisis

2.3. Las capas superficiales

2.3.1. Circulación en plataforma y talud

2.3.2. Temperatura superficial: Estacionalidad y tendencias

2.3.3. Hidrografía subsuperficial

2.3.4. Capa de mezcla y estratificación

2.4. Las masas de aguas profundas

2.4.1. Evolución de la hidrografía

2.4.2. Medida directa de corrientes

2.5. Conclusiones

## Resumen

A partir de los programas de monitorización sistemática del Instituto Español de Oceanografía en la región Galicia-Cantábrico, y apoyándose en otras fuentes de datos disponibles, se describe la hidrografía y dinámica regional discutiendo su variabilidad interanual en las últimas décadas. En general se observa una tendencia robusta al calentamiento, con tasas superiores a  $0.20^{\circ}\text{C}$  década<sup>-1</sup>, tanto en superficie en aguas oceánicas a partir de los registros detallados de satélite como en niveles relativamente profundos a partir de las series hidrográficas (hasta la cota de 1000 m, que supone el límite del muestreo intensivo disponible desde mediados de los 90). Estas tendencias están relacionadas con recurrencia de periodos cálidos en el forzamiento atmosférico local, así como en las zonas de formación de las aguas intermedias que alcanzan la región. La estructura de la columna de agua, caracterizada por la profundidad de la capa de mezcla y la estratificación superficial, muestra una gran variabilidad interanual, destacando el desarrollo de una capa de mezcla anómalamente profunda en el año 2005 que ha afectado notablemente las propiedades de las aguas intermedias en la región. En la plataforma continental se observa un patrón muy diferenciado entre la región gallega, muy influenciada por fuertes afloramientos en verano e intensos pulsos de la corriente Ibérica hacia el Polo en invierno, y el mar Cantábrico, en el cual los efectos dinámicos son más suaves. En consecuencia los ciclos anuales de temperatura superficial aumentan notablemente desde Galicia hacia el este del golfo de Vizcaya. Finalmente se presenta un registro climatológico de circulación en aguas profundas a partir de las series de fondeos más largas existentes en la región.

## Abstract

*Regional hydrography and dynamics at the Galicia-Cantabrian region are described, as well as its interannual variability in recent decades, from the Spanish Institute of Oceanography systematic monitoring programs and other available data sources. It is found a robust warming trend, within rates above  $0.20^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ , both in surface ocean waters from the detailed records of satellite and at intermediate depths from the hydrographical series (down to 1000 m, which is the depth limit of the intensive sampling carried out from mid 90's). These trends are related to recurrent warm periods in the local atmospheric forcing as well as in the formation areas of intermediate waters that reach the region. The structure of the water column, characterized by the depth of the mixed layer and surface stratification, shows a strong interannual variability, standing out the development of an anomalously deep mixed layer in 2005 that notably affected the properties of intermediate waters in the region. At the continental shelf it is observed a very distinct pattern between the Galician region, affected by intense upwelling in summertime and the winter arrival of strong inflows related to the Iberian Poleward Current, and the Cantabrian Sea, where these dynamical effects are much weaker. As a consequence, the extent of the annual cycles of surface temperature increases dramatically from Galicia towards the eastern Bay of Biscay. Finally, a climatological record of deep water circulation from the longest series of moorings available in the region is presented.*

## 2.1. Introducción

Las variables físicas del océano son las primeras que pueden y deben mostrar tendencias generales que supongan las evidencias más robustas acerca de cambios climáticos, y en el contexto actual de calentamiento global atribuido a la actividad antropogénica, la monitorización continua del océano es una pieza clave.

En un escenario de cambio climático debería observarse un aumento generalizado de la temperatura del sistema atmósfera-océano, pero dado que la dinámica del sistema climático ha de evolucionar para adaptarse a un nuevo equilibrio en un estado de mayor energía, se han de producir también ajustes en los transportes de energía (vientos y corrientes marinas). La circulación del océano depende además directamente de las variaciones de salinidad, que modifican los campos de densidad, y que están directamente ligadas al también cambiante ciclo hidrológico (patrones de evaporación y precipitación). Los reajustes en todos estos procesos son interdependientes, complicando el modelado y la predicción de la evolución del sistema climático global.

En consecuencia no es esperable un aumento homogéneo de la temperatura del océano en diferentes lugares y a diferentes profundidades sino más bien una respuesta heterogénea. Las señales climáticas están además afectadas en muchos casos por estacionalidad y variaciones en otras escalas de tiempo, lo que exige a la hora de determinar tendencias de largo término un muestreo que sea capaz de resolverlas. Si bien la propia superficie del océano es relativamente accesible y puede ser muestreada desde un buque en marcha o remotamente desde satélite, la estructura vertical de la columna de agua requiere para su estudio de la existencia de programas de muestreo sistemáticos y permanentes del océano considerando su carácter tridimensional, tales como las series temporales que sirven de soporte al presente trabajo.

Numerosos estudios a lo largo de las últimas décadas han ido dando cuenta de los cambios observados en el océano a lo largo del último siglo, y los sucesivos informes del panel internacional de cambio climático (IPCC, 2001, 2007a) han hecho recopilaciones muy completas de los resultados de dichos trabajos en relación al cambio climático antropogénico. Las principales conclusiones son que los océanos se han calentado un promedio de  $0.10^{\circ}\text{C}$ , las regiones polares han disminuido su salinidad mientras que las regiones subtropicales la han aumentado, no se aprecian cambios significativos en la circulación global aunque se considera que la variabilidad mesoescalar intrínseca del océano haría difícil su detección en base a los registros existentes (Wunsch, 2008), y por último el nivel del mar ha subido a tasas cercanas a  $2\text{ mm año}^{-1}$ . Las tendencias en contenido térmico y nivel del mar se han acentuado recientemente. En particular la región de la termoclina permanente del Atlántico Norte ha sufrido un calentamiento más acusado especialmente en las últimas tres décadas (Johnson y Gruber, 2007; Holliday et al., 2008; Thierry et al., 2008).

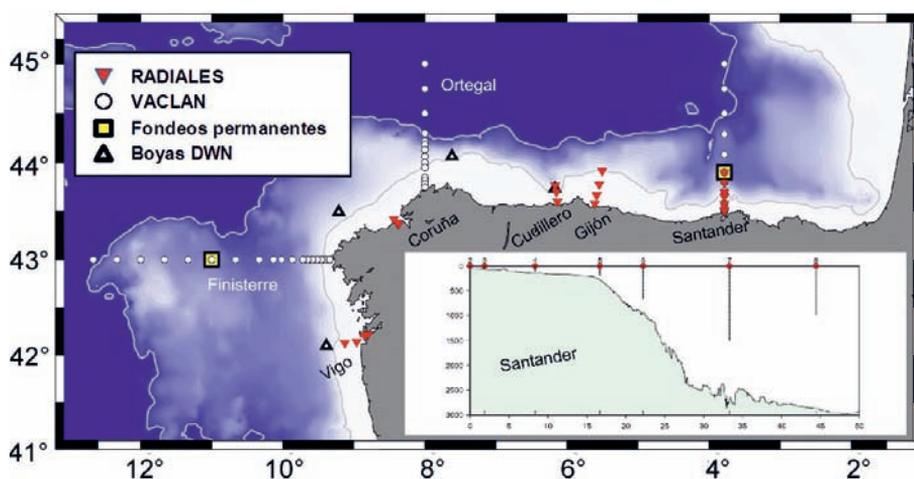
El objetivo del presente capítulo es describir la variabilidad hidrográfica y la circulación en la región Galicia-Cantábrico, principalmente en base a los muestreos periódicos realizados por el IEO, pero apoyándose también en otros registros disponibles. Los resultados se interpretan en el presente contexto de preocupación por el cambio climático. La estructura del documento considera dos divisiones para describir la variabilidad de la capa superficial del océano, dominada por la estacionalidad, y las variaciones en las masas de agua más profundas. Aspectos específicos de la hidrografía y circulación en las regiones de estudio pueden consultarse en revisiones recientes (e.g. Valencia et al., 2004; Varela et al., 2005b; Lavín et al., 2006).

## 2.2. Métodos

### 2.2.1. Datos

Los resultados principales de este trabajo están basados en los datos hidrográficos del proyecto RADIALES (Fig. 2.1) que incluyen la realización de perfiles hidrográficos de alta resolución por medio de batisondas autónomas (CTD). En general se han venido utilizando en todas las secciones equipos Seabird (<http://www.seabird.com>) de los modelos SBE25 o SBE911 y, en los últimos años, se ha ido pasando de operación en modo autónomo a operación en tiempo presente utilizando cables electromecánicos y rosetas oceanográficas. Los muestreos hidrográficos *in situ* en buques oceanográficos como los realizados en RADIALES son complementarios de sistemas de observación remota (satélites) o de las redes de boyas océano-meteorológicas. Su principal punto fuerte es obviamente el acceso a la porción subsuperficial del océano, pero también es destacable la generación series de salinidad robustas, lo cual es un hecho fundamental dado que los sensores de salinidad instalados en boyas océano-meteorológicas tienen problemas de estabilidad causados por recrecimientos de origen biológico y que la medida remota de la salinidad se encuentra aún en una fase muy incipiente.

Dada la cercanía del talud continental en el sureste del golfo de Vizcaya, fue posible extender el muestreo en la sección de Santander, incluyendo desde principios de la década de 1990 estaciones en aguas oceánicas, primeramente hasta el nivel del núcleo de las aguas mediterráneas a



**Figura 2.1.** Localización de las estaciones fijas (proyectos RADIALES y VACLAN), fondeos para mediciones de corriente permanentes y red de boyas de observación de Puertos del Estado (DWN) cuyos datos se analizan en el capítulo 2. Se detalla la posición de las estaciones de la sección de Santander junto con el perfil de batimetría.

unos 1000 m e incrementando posteriormente la cota hasta alcanzar los 1500 m en 2006. Esta serie constituye uno de los mejores registros regionales sobre la evolución de las aguas intermedias en la zona, tal y como se reconoce en informes como CLIVAR-España (Pérez y Boscolo, 2010). El proyecto RADIALES proporciona una descripción muy detallada de la variabilidad hidrográfica y biológica en las plataformas continentales de Galicia-Cantábrico, y gracias a la sección de Santander es posible tener una serie de medidas de alta frecuencia en aguas intermedias. Sin embargo, en el marco de un escenario de cambio climático, se hace necesario muestrear en una región representativa de la cuenca del golfo de Vizcaya y margen Íbero-Atlántico para la totalidad de la columna de agua. En este sentido, las observaciones se complementan con las del proyecto VACLAN, que permite acceder a las aguas profundas (Fig. 2.1).

La alteración de los patrones de circulación como consecuencia del cambio climático es una posibilidad preocupante, por lo que es deseable la monitorización de las corrientes. Desgraciadamente estas medidas son costosas, técnicamente complejas, y la probabilidad de pérdida de equipos es muy alta. Por ello se dispone de muy pocas series de medidas continuadas de corrientes marinas, ninguna en nuestra plataforma continental. La series más completas que existen provienen de la red de aguas profundas (Deep Water Network, DWN) de Puertos del Estado (Álvarez Fanjul et al., 2003). La DWN, operativa desde mediados de los 90, está compuesta por un conjunto de boyas océano-meteorológicas sobre el talud continental de la región Galicia-Cantábrico (Fig. 2.1) que registran, entre otras variables meteorológicas y oceanográficas, las corrientes superficiales medidas a 3 m de profundidad mediante sensores acústicos (modelo Sortec UCM-60). En lo que se refiere a las aguas intermedias y profundas, en el marco del proyecto VACLAN se establecieron entre 2003 y 2004 dos líneas de fondeo permanentes sobre fondos de aproximadamente 2500 m. Concretamente la primera se sitúa en la sección de Finisterre en la posición 43° 00.00' N, 11° 00.00' O, 90 millas náuticas al oeste de Cabo Finisterre en un punto clásicamente utilizado para calcular transportes Ekman representativos de la zona (Lavín et al., 2000). El segundo fondeo se encuentra en la sección de Santander en la posición 43° 48.00' N, 03° 46.00' O, coincidiendo con la primera estación oceánica de la sección de RADIALES. Ambas líneas están provistas de correntómetros monopunto (primariamente modelos de rotor Aanderaa RCM7 que se han ido sustituyendo progresivamente por modelos acústicos Nortek Aquadopp-2000) en los niveles del agua central ENACW (~350 m), del agua Mediterránea MW (~1000 m) y del agua con origen en el Labrador LSW (~1800 m).

Para completar los análisis se dispone de bases de datos de dominio público entre las cuales destacan, en el contexto del presente trabajo, las series interpoladas en mallas regulares de la temperatura superficial del océano (SST). Al ser la SST una variable que se puede medir a partir de buques de oportunidad, boyas superficiales o satélites, existe un registro de gran precisión y cobertura desde hace décadas. En concreto destacan dos productos que compilan todas las fuentes disponibles. En cuanto al registro histórico la referencia fundamental es la reconstrucción extendida SST de la NOAA (NOAA\_ERSST, Smith y Reynolds, 2003), que es un análisis mensual a partir de 1854 interpolado en una malla de 2°×2°. A principios de la década de 1980 comenzó la medición sistemática de la SST a partir de satélites, con lo que fue posible construir series con resolución espacio temporal mucho más alta, destacando como producto el SST basado en interpolación óptima también de la NOAA (NOAA\_OI\_SST, Reynolds et al., 2002) que ofrece datos semanales en una malla de 1°×1°.

### 2.2.2. Análisis

Para analizar las series hidrográficas disponibles resulta necesario desacoplar las tendencias de largo término de las variaciones cíclicas en diferentes escalas de tiempo. Las frecuencias de oscilación de las señales deben determinarse por medio de análisis espectral o fijarse a partir de la propia naturaleza física de las variables de interés, y dado que las series hidrográficas generadas en RADIALES están dominadas por el ciclo estacional (que necesariamente obedece al periodo de un año), el procedimiento utilizado será ajustar los datos a una señal periódica anual y una tendencia (asumiendo un modelo aditivo). La tendencia puede ser una forma funcional compleja si existe una base de conocimiento que lo justifique pero en el presente trabajo se considerará el caso lineal.

Según este modelo, la señal periódica debe ser aproximada por armónicos a partir de la frecuencia fundamental anual como una descomposición de Fourier. Con el tiempo expresado en años decimales, la expresión a aplicar es la siguiente:

$$f(t) = a_0 + Bt + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \sin(2\pi nt) + b_n \cos(2\pi nt) \quad (1)$$

donde  $a_0$  y  $B$  son los términos del ajuste lineal (ordenada al origen de la serie y tendencia) y los coeficientes ( $a_n$ ;  $b_n$ ) modulan la componente periódica (expandida como una serie de Fourier). Para cada frecuencia el término  $a_n \sin(2\pi nt) + b_n \cos(2\pi nt)$  puede escribirse equivalentemente como  $A_n \sin(2\pi nt + \phi_n)$  de tal forma que los coeficientes ( $A_n$ ;  $\phi_n$ ) indican amplitud y fase de la señal cíclica. Los parámetros son ajustados por un método de mínimos cuadrados y la inclusión o exclusión de más términos en el ajuste se determina por test estadísticos, si bien tomar componentes anuales y semianuales en el desarrollo por armónicos suele ser suficiente para señales con ciclos bien definidos, tales como la SST. En el presente trabajo se realizará el ajuste simultáneo a tendencia y al ciclo estacional (Jenkins y Watts, 1998), lo cual está indicado para casos en los cuales los datos no están muestreados uniformemente (equiespaciados).

Además de las series temporales de variables como temperatura o salinidad a una profundidad dada, es importante tener en cuenta la variabilidad de parámetros inherentes a la estructura vertical de la columna de agua, tales como la profundidad de la capa de mezcla (Mixed Layer Depth, MLD) y la estratificación. En el caso de la MLD existe un problema debido a la falta de una definición precisa (numérica) de tal variable. Si bien el concepto es claro, los perfiles reales del océano suelen presentar estructuras múltiples y porciones parcialmente estratificadas que los alejan de la estructura idealizada (capa de mezcla más picnoclina estacional más picnoclina permanente). Existen diversos algoritmos y criterios que permiten estimar la MLD a partir de perfiles de CTD discretos (ej. Thomson y Fine, 2003, presentan una clasificación de metodolo-

gías). Si bien todos ellos proporcionan resultados satisfactorios y muy similares entre sí cuando la termoclina estacional está bien desarrollada en verano y otoño, suelen presentar mucha dispersión durante el fin del invierno y principios de primavera, cuando la capa de mezcla está próxima a alcanzar su máxima profundidad y simultáneamente comienza a desarrollarse una nueva capa de mezcla en superficie. Puesto que en la mayor parte de los océanos el ciclo estacional de densidad está mayormente modulado por los cambios en temperatura y que además existe un registro de perfiles de temperatura mucho más extenso y robusto que de salinidad, en ocasiones se identifica la estructura de la columna de agua con la del perfil de temperatura.

Por su parte la estratificación, entendida como la tasa de cambio de la densidad en la columna de agua, es en realidad una derivada primera del propio perfil, y por lo tanto toma valores continuos en la columna de agua. En líneas generales se suele tomar como indicador la diferencia absoluta entre dos profundidades discretas, típicamente la superficie y otra profundidad que se encuentre holgadamente bajo la termoclina estacional (Valdés et al., 2007). Dado que las propiedades de las aguas bajo la termoclina estacional suelen variar de forma progresiva, estas aproximaciones son un reflejo de las anomalías en la temperatura superficial, que si bien están muy relacionadas con la estratificación, no tienen en cuenta las posiciones de inicio y final de la porción de la columna de agua que realmente se encuentra estratificada (MLD y base de la termoclina estacional), equiparando así casos de estratificación muy fuerte concentrada en una pequeña porción de la columna de agua o estratificación suave a lo largo de todo el perfil.

Para abordar el problema de forma consistente es necesario caracterizar la evolución temporal de la estructura termohalina de la columna de agua de forma integral, es decir, extender la ecuación (1) descrita para modelar la evolución de una magnitud escalar como la SST a toda la columna de agua. González-Pola et al. (2007) han desarrollado un algoritmo basado en el ajuste de los perfiles reales a una forma funcional prefijada (perfil ideal) escogida asumiendo que la física que gobierna la evolución de la columna de agua (y por tanto la forma funcional de un perfil en un momento dado) está ligada a procesos de difusión turbulenta. En concreto, el perfil tipo está formado por dos piezas unidas a la profundidad de la capa de mezcla (MLD). La parte superior es constante mientras que la parte inferior es el producto de un decaimiento exponencial y una curva gaussiana (lo cual representa la termoclina estacional) y decae asintóticamente a una línea recta que describe la termoclina permanente. La función depende de seis parámetros ajustables que dan cuenta de propiedades fundamentales de la columna de agua, incluyendo la MLD (que es un parámetro libre) y la forma de la termoclina estacional, que da cuenta de manera objetiva de la estratificación. Puesto que los parámetros que resultan del ajuste (características del océano superficial) son los mismos entre diferentes perfiles, es posible buscar entre ellos variaciones coherentes en tiempo.

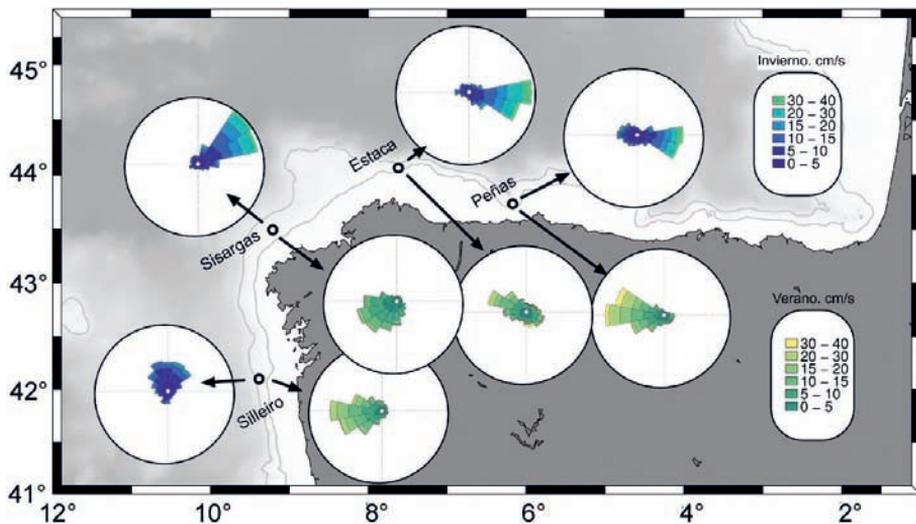
### 2.3. Las capas superficiales

La superficie del océano se encuentra en constante interacción con la atmósfera, intercambiando fundamentalmente calor y agua pero también otras sustancias (gases y sal marina principalmente). De esta forma el océano superficial actúa de enlace con la zona profunda, donde las tasas de variación son relativamente lentas. En latitudes medias, la estructura superficial del océano puede describirse de forma aproximada como una capa de mezcla (definida como la porción homogénea más superficial, causada por interacción activa con la atmósfera) que se conecta a una capa moderadamente estratificada (termoclina/picnoclina permanente) a través de una capa estacional de estratificación fuerte (termoclina/picnoclina estacional). Sprintall y Cronin (2001) proporcionan una descripción detallada de la estructura de las capas superiores de los océanos. Las propiedades de la superficie del océano se modifican en respuesta a los ciclos naturales de origen astronómico (diurnos y estacionales) así como a la variabilidad meteorológica en su escala sinóptica característica (2-5 días). Además, la estructura hidrográfica y la circulación se encuentran directamente vinculadas de tal forma que la una influye en la otra y viceversa (ajuste geostrofico), tendiendo el sistema permanentemente a buscar un equilibrio dinámico.

### 2.3.1. Circulación en plataforma y talud

Los patrones de circulación en la plataforma de Galicia-Cantábrico dependen en gran medida del régimen estacional de vientos que determinan la existencia de dos situaciones fundamentales; en primavera/verano los vientos del primer cuadrante generan corrientes hacia el oeste que van asociadas a fenómenos de afloramiento costero (Wooster et al., 1976). El afloramiento se intensifica cuanto más hacia el oeste, de tal manera que la surgencia de aguas frías en superficie pasa progresivamente de ser un fenómeno esporádico en la zona más oriental del Cantábrico a ser casi permanente en la costa gallega. En otoño/invierno los vientos dominantes del tercer cuadrante generan flujo hacia el este y causan apilamiento de agua en la costa. Si bien dichos patrones presentan una marcada estacionalidad, es frecuente que se produzcan pulsos de afloramiento en invierno y de apilamiento en verano, de tal forma que la variabilidad en la escala meteorológica es muy importante (Torres et al., 2003). Las corrientes superficiales disponibles a partir de la red de aguas profundas de Puertos del Estado permiten generar una climatología estacional de corrientes que ilustra claramente los distintos regímenes (Fig. 2.2).

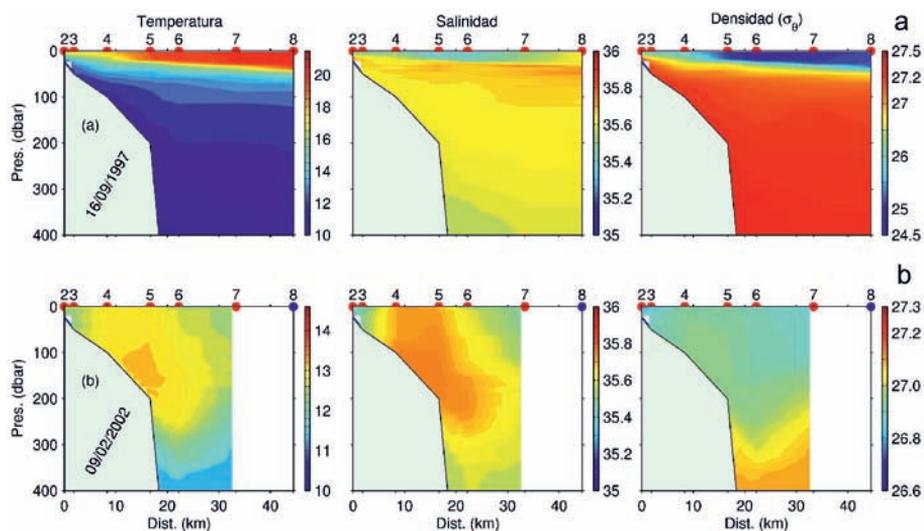
Aparte de este patrón de las corrientes superficiales derivado de la estacionalidad en el régimen local de vientos, la región está influenciada al igual que otros sistemas del margen oriental de los océanos por un flujo en balance geostrofico que contorneando la línea de costa se dirige



**Figura 2.2.** Rosas de corrientes superficiales en invierno y en verano a partir de la red de boyas DWN de Puertos del Estado localizadas en Galicia y en el mar Cantábrico. Valores en  $\text{cm s}^{-1}$ .

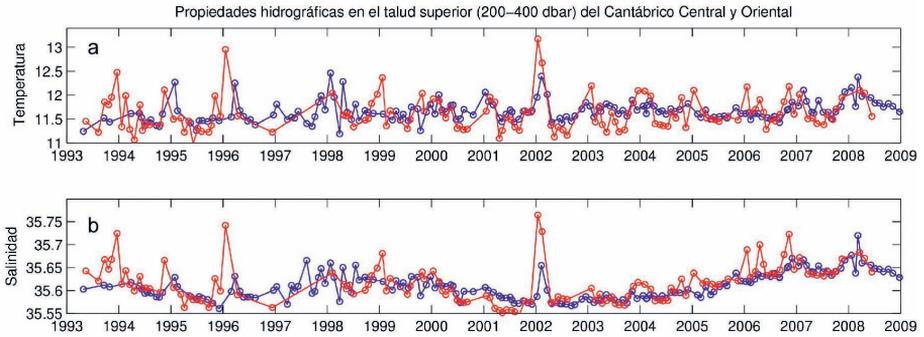
hacia latitudes septentrionales (hacia el polo) transportando aguas con características propias de latitudes más meridionales. La existencia en nuestra región de esta contracorriente (por oposición a la circulación general hacia el sur siguiendo el giro subtropical) fue inferida a finales de los 80 a partir de anomalías térmicas evidenciadas en imágenes de satélite, registros de correntómetros, y boyas de deriva lagrangianas (Pingree y Le Cann, 1990; Haynes y Barton, 1990; Frouin et al., 1990). La corriente ha recibido diferentes nombres en la literatura entre los cuales viene imponiéndose el de Corriente Ibérica hacia el Polo (Iberian Poleward Current, IPC) (ej. Peliz et al., 2005). El principal mecanismo forzador de la IPC en el margen Ibero-Atlántico es el gradiente de densidad meridional de gran escala en combinación con la existencia de un talud continental orientado norte-sur. En el Cantábrico, sin embargo, el cambio de orientación en la línea de costa impide a este forzamiento seguir actuando de tal forma que la corriente ha de decaer por fricción (Pingree y Le Cann, 1990). Por ello existe discusión acerca de los mecanismos que fuerzan y mantienen el flujo IPC en las costas del norte de España, sugiriéndose incluso contribución de procesos complejos relacionados con la interacción local de la marea con la topografía (Blaas et al., 2000).

En cualquier caso la IPC se desarrolla principalmente en otoño-invierno, acoplándose a los fenómenos de apilamiento propios de esta época del año, y su estructura tiende a presentar un núcleo ceñido al borde de la plataforma (Fig. 2.3). Puesto que la IPC está relacionada con la advección de aguas relativamente cálidas y salinas propias latitudes más meridionales, se puede inferir la variabilidad interanual de su penetración en el mar Cantábrico a partir de su firma hidrográfica, tal y como han hecho Pingree (1994) a partir de termistores, García-Soto et al. (2002) con imágenes SST, y Llope et al. (2006) y Ruiz-Villareal et al. (2006) a partir de los registros hidrográficos de las propias series *in situ* de RADIALES. Aunque de hecho la anoma-



**Figura 2.3.** Registro de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidad y densidad potencial en la sección hidrográfica de Santander bajo la influencia de un afloramiento intenso (a) y en una situación de IPC plenamente desarrollada (b).

lía termohalina se extiende hasta alcanzar la superficie, es conveniente analizarla en niveles más profundos, evitando entremezclar la señal de origen advectivo con la correspondiente al estado de desarrollo local de la capa de mezcla, como se observa en las series temporales de temperatura y salinidad bajo la capa de mezcla en las estaciones de talud de Santander y Cudillero (Fig. 2.4).

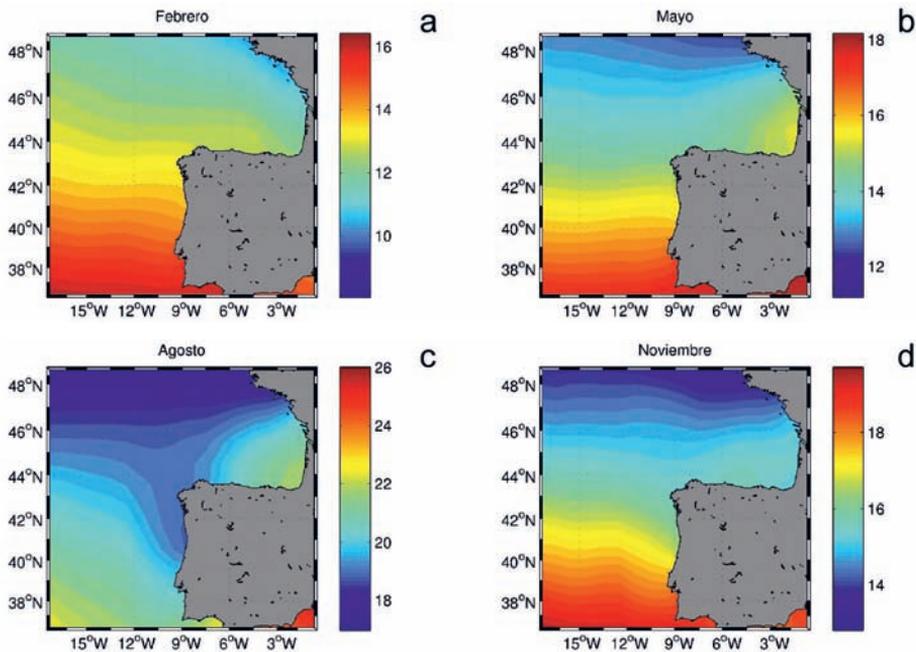


**Figura 2.4.** Anomalías de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ , a) y salinidad (b) de la capa subsuperficial (200-400 dbar) en las proximades del talud continental frente a Cudillero (rojo) y Santander (azul).

### 2.3.2. Temperatura superficial: Estacionalidad y tendencias

El régimen de circulación estacional que afecta a las aguas superficiales y sobre el que se ha tratado en el apartado anterior se acopla con los ciclos estacionales de insolación y precipitación propios de estas latitudes. El efecto más evidente e intuitivo es el ciclo de calentamiento estival y enfriamiento invernal en la temperatura superficial del océano (SST). El efecto bahía del golfo de Vizcaya, reflejado en un ciclo más amplio cuanto más se avanza hacia el este del mar Cantábrico (usualmente referido como fondo del golfo), se hace evidente a partir del patrón estacional de la SST en la región a partir de los datos NOAA\_OI\_SST (Fig. 2.5). El régimen más acusado de afloramiento estival y penetración de la IPC invernal en la costa gallega contribuye a intensificar este contraste, que además tiene efectos notables en el ecosistema marino.

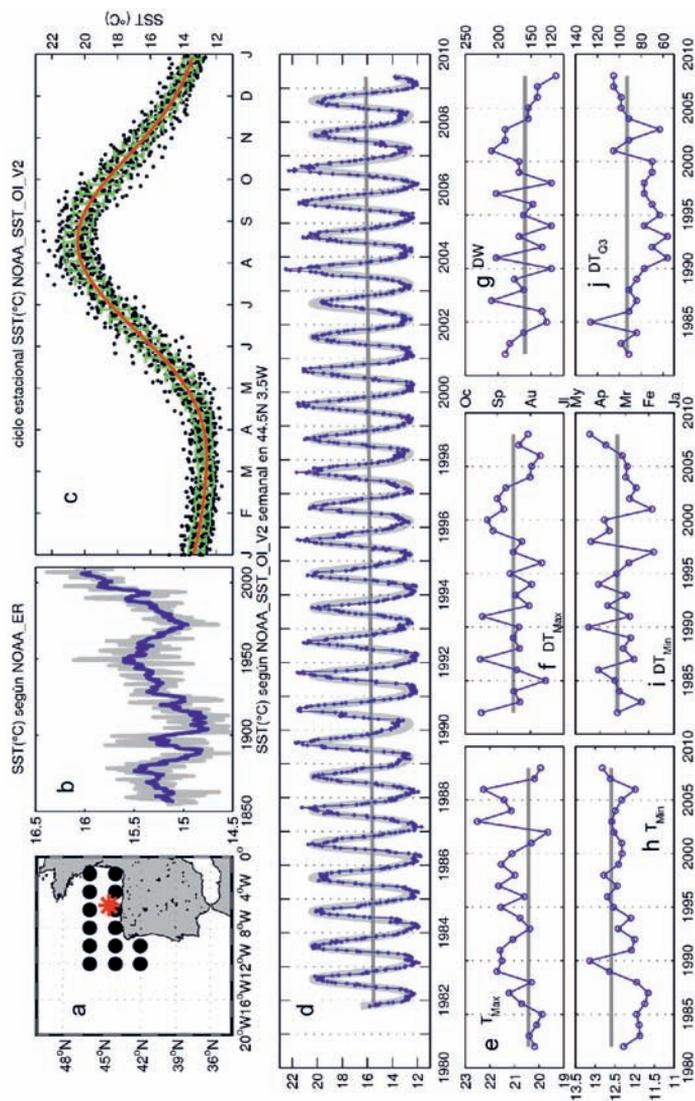
Una vez se ha dado cuenta del patrón espacial relacionado con el régimen estacional de la SST, es posible analizar la variabilidad temporal de esta variable fundamental. La serie NOAA\_ERSST nos proporciona una visión histórica de la evolución de la SST en la región. Al tratarse



**Figura 2.5.** Promedio de largo término de la señal SST (°C) en el Golfo de Vizcaya en febrero (a), mayo (b), agosto (c) y noviembre (d), a partir de la base de datos NOAA\_OI\_SST\_V2 entre 1980 y 2009.

de un producto que parte de datos relativamente dispersos y depende de un proceso de interpolación y suavizado intenso, es suficiente considerar un punto representativo intercalado en la propia malla NOAA\_OI\_SST (Fig. 2.6a). La serie temporal en ese punto evidencia un patrón bien reconocido en las reconstrucciones climáticas de los últimos dos siglos que indican un máximo de temperaturas alcanzado en torno a 1950, seguido de dos décadas de enfriamiento hasta principios de los 70, cuando comenzó una nueva tendencia al calentamiento que se mantiene hasta el presente (Fig. 2.6b). La caracterización explícita del ciclo anual a partir de la serie semanal NOAA\_OI\_SST para el punto más próximo al punto NOAA\_ERSST indica un ciclo medio claramente asimétrico que se caracteriza por un rápido calentamiento que comienza a finales de abril y alcanza su máximo finales de agosto, mientras que la fase de enfriamiento progresa de forma menos abrupta (Fig. 2.6c). La serie completa sobreimpuesta al ciclo estacional medio y la tendencia lineal (Fig. 6d) arrojan un valor de calentamiento de  $0.023 \pm 0.003^\circ\text{C}$  año<sup>-1</sup>, y aunque en este caso se presenta para un único punto, los resultados son similares en toda la región oceánica adyacente a la Península Ibérica. En la serie se observa además el inventario de anomalías térmicas que se han producido en la región. Por ejemplo durante esta última década podemos destacar los veranos anómalamente cálidos de 2003 y 2006, el verano frío de 2002, los inviernos fríos de 2005, 2006 y 2009, o los inviernos cálidos de 2007 y 2008.

Además de obtener un registro preciso de las anomalías térmicas ocurridas en la zona, es importante determinar si hay variaciones coherentes en la propia topología (forma) de la curva que define un ciclo estacional tipo. Dado que la variabilidad interanual del ciclo estacional es muy alta, es necesario disponer de un registro muy completo para poder extraer conclusiones robustas y la única variable que cumple tales requisitos es la SST. Se constata una tendencia al calentamiento tanto en la temperatura mínima absoluta como en la temperatura máxima absoluta alcanzadas (Figs. 2.6e,h), pero las fechas en las que se alcanzan los valores extremos oscilan ampliamente (Figs. 2.6f,j). Otras métricas más elaboradas, como podrían ser el número de días en los que se produce calentamiento (Fig. 2.6g) o el número de días en el que la temperatura sobrepasa un cierto umbral (Fig. 2.6j) tampoco presentan patrones definidos. En base a estos resultados no es posible inferir para nuestra región variaciones en la topología del ciclo estacional de la temperatura superficial más allá del calentamiento ya indicado. En este sentido, se ha propuesto recientemente un adelantamiento de las estaciones a nivel global (Stine et al., 2009) pero el registro SST disponible en el golfo de Vizcaya no corrobora por el momento el resultado para nuestra región.



**Figura 2.6.** Evolución histórica de SST (°C) en la región. a) Malla de NOAA\_OI\_SST (negro) y un punto representativo de la malla NOAA\_ERSST para la zona de estudio (asterisco rojo). b) Evolución histórica de SST a partir de NOAA\_ERSST (registro bruto en gris y suavizado en azul). c) Ciclo estacional de la serie NOAA\_OI\_SST a partir de datos comprendidos entre enero de 1981 y junio de 2009. Se presentan todos los datos (puntos negros), el ajuste dado por sus promedios semanales (verde) con su desviación típica (gris) y el mejor ajuste según la ecuación (1) (rojo) utilizando los armónicos anual y semianual. d) Serie completa NOAA\_OI\_SST sobreimpuesta al ciclo medio y a la tendencia. e-h) SST máxima ( $T_{Max}$ ) y mínima ( $T_{Min}$ ) alcanzada cada año. fi) Fecha en la que se alcanza la temperatura máxima ( $DT_{Max}$ ) y mínima ( $DT_{Min}$ ). g) Número de días de la fase de calentamiento (DW). j) Número de días para un año dado en los que la SST supera el percentil 75% ( $DT_{Q3}$ ) respecto del ciclo completo del año en curso. Las figuras e-j llevan sobreimpuesto en gris el valor correspondiente al ciclo tipo ajustado por armónicos.

### 2.3.3. Hidrografía subsuperficial

El ciclo estacional modelado a partir de las series de RADIALES siguiendo la misma expresión utilizada para el registro de satélite (ecuación 1) proporciona un ciclo muy similar al que se deriva de la serie NOAA\_OI\_SST tomando el punto de malla más próximo (Fig. 2.7). Por lo tanto la aproximación resulta satisfactoria a pesar de que la periodicidad mensual de los datos es sólo aproximada, ya que no son registros equiespaciados en el tiempo, variando el día del mes en el cual se muestrea y existiendo meses completos sin registro. Tanto la salinidad en superficie como la temperatura a profundidad presentan señales estacionales menos definidas que dependen de pulsos específicos, y por tanto sus formas funcionales se adaptan peor al ajuste por un número escaso de armónicos. En estos casos es posible utilizar una alternativa más simple como calcular el ciclo estacional a partir de promedios mensuales (Fig. 2.7f). Además, para facilitar la interpretación, se ha optado por presentar amplitud y fase del ajuste combinado de los dos primeros armónicos, en vez de proporcionarlos por separado (Tabla 2.1).

En base a lo anterior es posible definir con precisión cuál es el ciclo medio y las anomalías para toda la región. Los ciclos climatológicos de temperatura superficial se agrupan claramente por zonas. En Gijón y Santander las curvas son muy similares, presentando una excursión entre invierno y verano del orden de 8°C (si bien pulsos aislados de calentamiento estival hacen que el rango absoluto de variación intra-anual normalmente se aproxime a los 10°C). La amplitud del ciclo decae ya de manera apreciable en el radial de Cudillero, donde el efecto del afloramiento veraniego comienza a hacerse más notorio, confirmando así la fuerte influencia del accidente geográfico del Cabo de Peñas como barrera natural en el mar Cantábrico. En la región gallega, el afloramiento veraniego es casi permanente de tal forma que tanto en Vigo como en Coruña las temperaturas superficiales rara vez sobrepasan los 16°C. En invierno sin embargo las temperaturas mínimas son más altas precisamente en la región gallega y van descendiendo a medida que se avanza hacia el mar Cantábrico y hasta el fondo del golfo, lo cual es de nuevo un reflejo del efecto combinado de la mayor penetración de la IPC y la influencia del clima continental sobre el interior del golfo de Vizcaya referido anteriormente (Fig. 2.5). Respecto a las tendencias sobre la plataforma continental, los valores en el Cantábrico son positivos y comparables a los obtenidos en la zona oceánica por medio de satélite y en Galicia los valores son negativos o nulos. En todo caso la componente de variabilidad de corta escala y el carácter mensual del muestreo hacen que las tendencias no sean en general significativas.

La señal de salinidad por su parte está más influenciada por fenómenos de tipo advectivo y por la fuerte variabilidad interanual en la pluviosidad que por el propio ciclo estacional local de precipitación y evaporación, y esto se acentúa especialmente en la región de plataforma donde las descargas de los ríos tienen un efecto notable. El ciclo de la salinidad superficial es completamente opuesto entre la sección de Vigo y la de Santander. En las aguas gallegas los

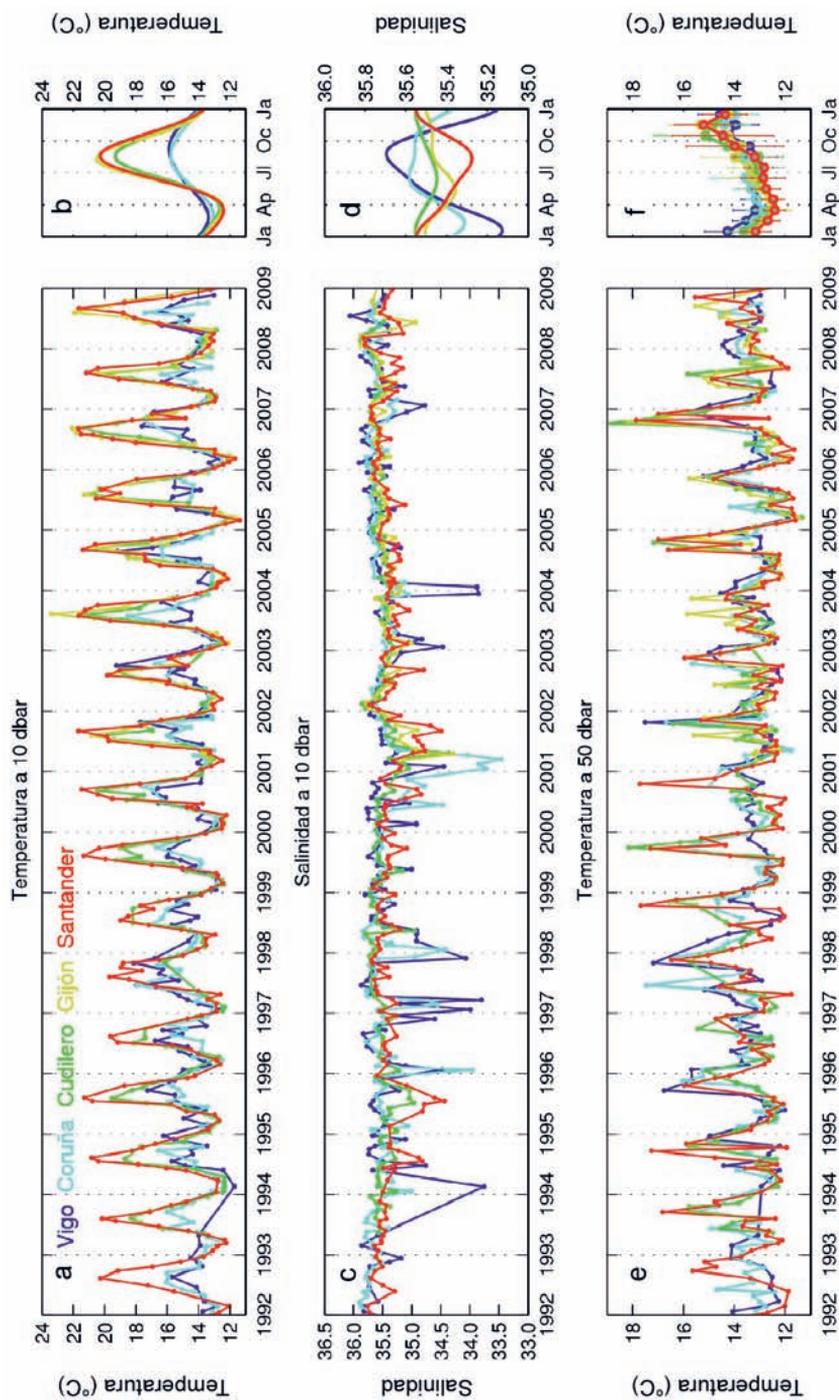


Figura 2.7. Series y estacionalidad de temperatura (°C, a, b) y salinidad a 10 m (c, d) así como de temperatura a 50 m (d, e) en las estaciones de plataforma media (isobata ~ 100 m) de Vigo, A Coruña, Cudillero, Gijón y Santander.

mínimos de salinidad superficial se alcanzan en torno al invierno y están relacionados con los máximos de escorrentía de la cuenca hidrográfica de las rías. Por el contrario el mínimo de salinidad en el Cantábrico y especialmente en Santander se alcanza en verano y está asociado a la descarga de los principales ríos franceses, alimentados por los deshielos primaverales que tienen lugar en los Pirineos, en combinación con el régimen advectivo hacia el oeste que tiene lugar en la zona en la época estival. La señal de salinidad está dominada por la variabilidad interanual en el régimen de precipitación, por ello las curvas respectivas que describen su estacionalidad típica (Fig. 2.7d) deben interpretarse como una indicación muy aproximada. Esto es especialmente notorio en el caso de la región gallega donde los mínimos invernales son producidos por eventos puntuales de descarga que se producen algunos años en particular. Durante el invierno es frecuente que se establezcan en la plataforma frentes halinos, que delimitan el alcance de las descargas fluviales y su interacción con el transcurso de la IPC (Otero et al., 2008). La falta de estaciones de talud en las secciones de Galicia impide determinar con claridad la posición de los frentes pero las salinidades relativamente bajas de las estaciones más externas que se muestrean indican que dichos frentes debe encontrarse normalmente por fuera de la plataforma media.

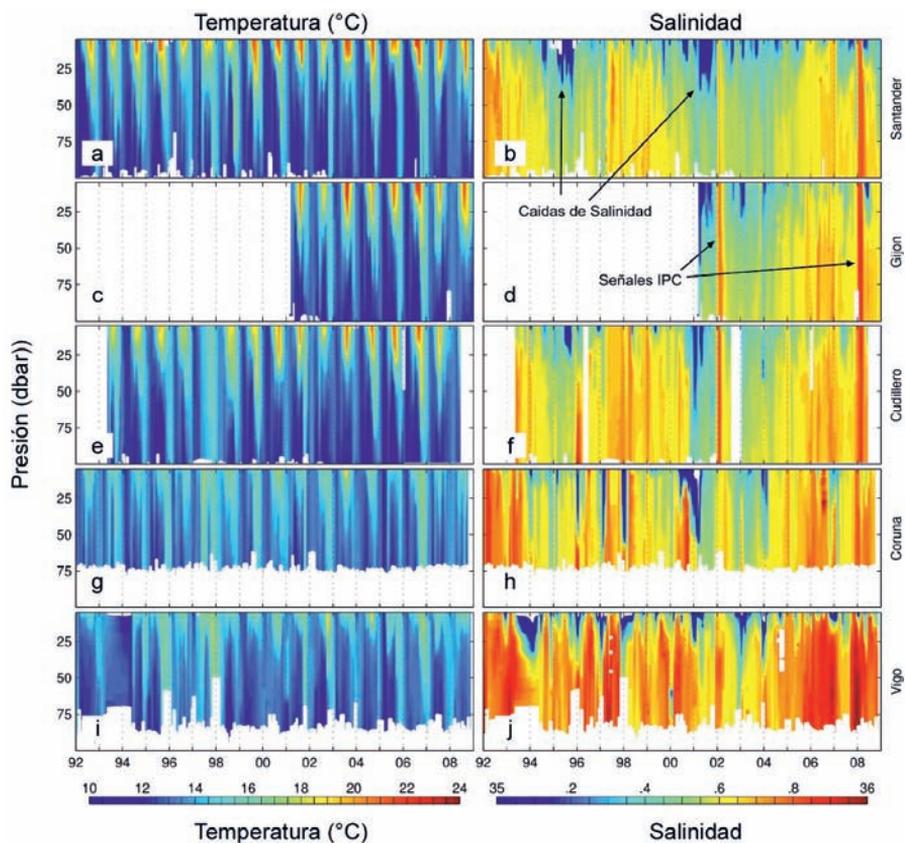
El registro de temperaturas a 50 m de profundidad se presenta como ejemplo de lo que se encuentra bajo la capa de mezcla estival. Dicha cota se corresponde aproximadamente con la base de la termoclina estacional que se desarrolla cada verano. La señal estacional a este nivel

Temperatura a 10 m						
	$a_0$ (°C)	$B$ (°C año <sup>-1</sup> )	$A_1$ (°C)	$A^*$ (°C)	$\phi^*$ (día jul.)	%V <sub>M</sub> (%)
<b>Vigo</b>	14.693	-0.015 ± 0.021	1.250	1.258	251	41.76
<b>A Coruña</b>	14.463	-0.003 ± 0.019	1.355	1.361	233	52.08
<b>Cudillero</b>	15.491	0.037 ± 0.023	3.207	3.332	231	87.43
<b>Gijón</b>	15.731	0.022 ± 0.062	3.789	4.034	225	86.45
<b>Santander</b>	15.773	0.011 ± 0.018	3.854	3.936	231	88.50
Salinidad a 10 m						
	$a_0$	$B$ (año <sup>-1</sup> )	$A_1$	$A^*$	$\phi^*$ (día jul.)	%V <sub>M</sub> (%)
<b>Vigo</b>	35.440	0.004 ± 0.009	0.269	0.285	237	16.88
<b>A Coruña</b>	35.482	0.000 ± 0.008	0.125	0.136	171	6.76
<b>Cudillero</b>	35.500	0.007 ± 0.005	0.052	0.053	5	6.14
<b>Gijón</b>	35.444	0.035 ± 0.012	0.061	0.075	11	20.45
<b>Santander</b>	35.408	0.004 ± 0.004	0.124	0.137	363	15.64

**Tabla 2.1.** Parámetros de ajuste según la ecuación (1) para las series de temperatura y salinidad a 10 metros de profundidad en las estaciones de plataforma media de todas las secciones. El nivel de confianza de la tendencia se ha estimado mediante un test  $t$  de Student. Los parámetros  $A^*$  y  $\phi^*$  representan amplitud y fase combinada para los dos primeros armónicos, correspondiendo la fase al día juliano en el cual se alcanza el máximo. %V<sub>M</sub> indica el porcentaje de varianza explicada por el ajuste conjunto.

está compuesta por un periodo de escasa variación que incluye la primavera y el verano, y que se ve interrumpida súbitamente cuando el desarrollo de la capa de mezcla otoñal alcanza tal profundidad, momento en el cual se incrementa súbitamente entre 1.5°C (Galicia) y 3°C (Santander). A partir de este instante esta cota de 50 m se encuentra embebida en la capa de mezcla invernal que va profundizándose a la par que se enfría progresivamente. El estudio de la evolución subsuperficial de la columna de agua ha de hacerse considerando su estructura vertical en conjunto, lo cual se aborda en la sección 2.3.4.

Una visión compacta de los resultados presentados hasta el momento puede extraerse a partir de los contornos de las secciones verticales de temperatura y salinidad en todas las secciones (Fig. 2.8). La serie de temperaturas muestra con claridad la fase de calentamiento estacional y el desarrollo otoñal de la capa de mezcla, y también se observa como los afloramientos en las dos secciones de la costa gallega mantienen la columna de agua relativamente fría durante todo el verano. De nuevo se observan en las series de salinidad las intrusiones de aguas relativamente dulces y la firma hidrográfica de la llegada eventual de la corriente IPC.



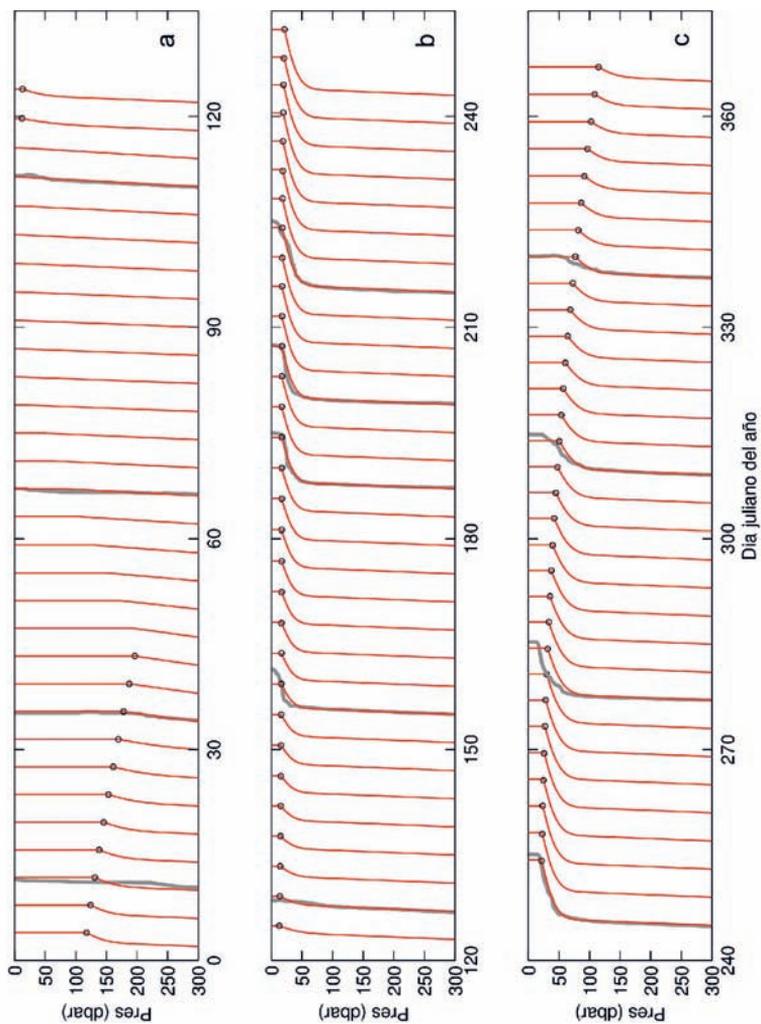
**Figura 2.8.** Variación temporal y vertical de temperatura (°C, a, c, e, g, i) y salinidad (b, d, f, h, j) en estaciones de plataforma media (~100 m) en las secciones de Vigo, A Coruña, Cudillero, Gijón y Santander. En Vigo y en Coruña las estaciones más profundas alcanzan tan sólo unos 75 m.

### 2.3.4. Capa de mezcla y estratificación

El ciclo climatológico de la evolución de la estructura de la columna de agua en la estación 6 del Radial de Santander puede considerarse representativo de la región (Fig. 2.9). Según este ciclo, la termoclina estacional comienza a desarrollarse a finales de marzo, creándose una capa de mezcla somera que aumenta su temperatura de forma progresiva pero que mantiene su profundidad estable en torno a los 20 m hasta finales de agosto. La estratificación de la termoclina estacional aumenta desde el valor correspondiente a la termoclina permanente (del orden de  $10^{-3} \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$ ) hasta superar los  $0.2 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$  a mediados de agosto. A finales de este mes, o a principios de septiembre, la capa de mezcla comienza a profundizarse de forma cada vez más rápida a medida que la estratificación va disminuyendo, hasta alcanzar un valor superior a los 200 m a finales de febrero, momento en el cual se pierde la firma topológica de la capa de mezcla (es decir, desaparece cualquier vestigio de salto o discontinuidad en las propiedades del perfil). Simultáneamente en esta época comienza la reestratificación de la columna de agua a partir de la termoclina permanente.

La profundidad de la MLD y la estratificación son de especial importancia por su relación con el aporte de nutrientes desde zonas profundas a la capa fótica, que a su vez está ligado al desarrollo del ciclo de producción primaria. Es trascendental saber si en un escenario de cambio climático ambas variables permanecen estables o varían y en tal caso si presentan tendencias. Sin embargo, tanto a partir de análisis relativamente elaborados como el expuesto como siguiendo las aproximaciones más simples existentes (por ejemplo definiendo MLD y estratificación a partir de diferencias entre dos niveles discretos arbitrarios), la variabilidad interanual de ambas propiedades es muy alta y no ha sido posible establecer tendencias consistentes. Además existe variabilidad en escalas de tiempo cortas debidas al campo de ondas internas (decenas de minutos) o a los ciclos de marea (varias horas) y que por tanto no están resueltas en el muestreo. Para caracterizar correctamente la evolución de magnitudes tales como la estratificación sería necesario disponer de muestreadores autónomos que aumentasen la tasa de muestreo de la columna de agua, y a día de hoy estos equipos se encuentran en desarrollo. En estas circunstancias, es necesario recurrir a modelos sustentados por forzamientos reales actuando sobre el patrón de variación climatológico para intentar responder a la cuestión de si la estratificación en nuestra región aumenta o no con el tiempo. El trabajo reciente de Somavilla et al. (2011) indica que el calentamiento que se ha producido en las aguas subsuperficiales en las últimas décadas ha favorecido que en inviernos recientes especialmente fríos como el que tuvo lugar en 2005 se hayan formado capas de mezcla invernales extremadamente profundas, sin precedentes en décadas anteriores, y que por lo tanto la estratificación no ha de aumentar necesariamente en un escenario de cambio climático.

Secuencia de perfiles de temperatura. 2003. Santander SL6



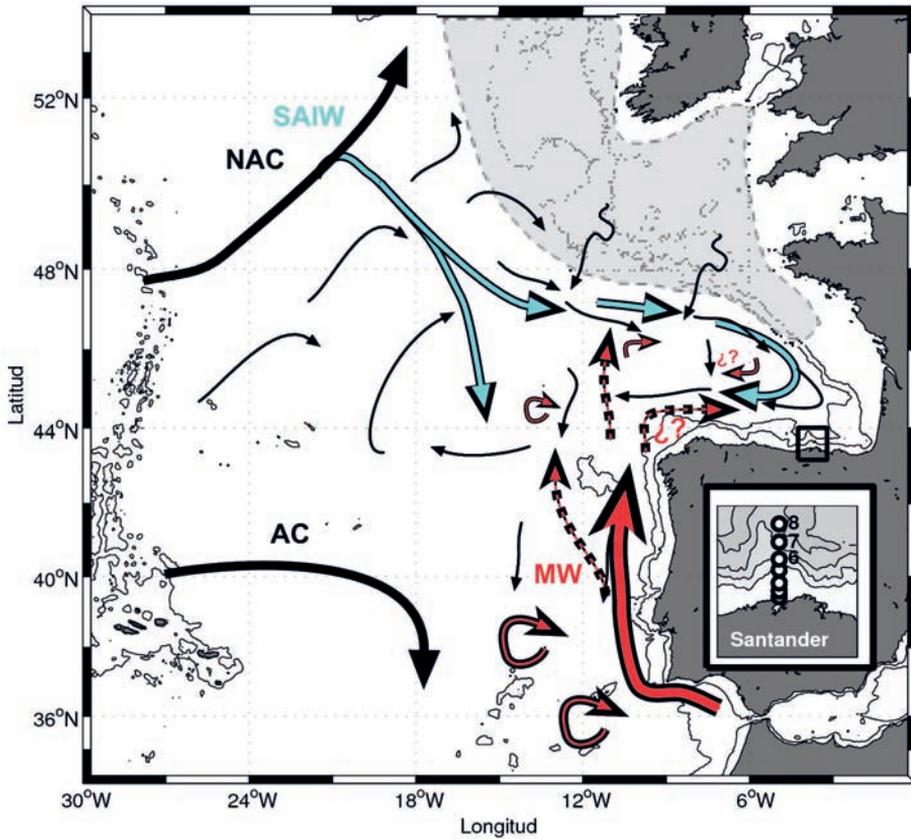
**Figura 2.9.** Climatología del desarrollo de la capa de mezcla (MLD) y la evolución de la estructura térmica a partir de la serie temporal de perfiles de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) de la estación 6 de la sección de Santander. Los círculos representan la posición climatológica de la MLD. Los perfiles reales del año 2003 están superpuestos (gris). a) enero–abril; b) mayo–agosto; c) setiembre–diciembre. Modificado de Gonzalez-Pola et al. (2007).

## 2.4. Las masas de aguas profundas

Bajo la capa de mezcla y hasta unos 2000 m de profundidad aproximadamente se encuentran las aguas de la termoclina permanente, caracterizadas por una estratificación moderada (aunque dos órdenes de magnitud inferior al de la termoclina estacional), y por debajo de éstas y hasta el fondo se encuentran las aguas profundas, en la que la estratificación es mucho más débil (un orden de magnitud inferior al de la termoclina permanente). Una descripción detallada de las propiedades de las masas de agua en la región puede encontrarse en los trabajos de van Aken (2000a, 2000b, 2001).

Utilizando como modelo la sección de Santander (Fig. 2.10) se observa inmediatamente debajo de la capa de mezcla el agua central del Atlántico NE (ENACW), formada por mezcla invernal en una región que abarca desde el noreste de las Azores hasta el margen europeo, en el área limitada por las dos corrientes principales de la subcuenca Atlántico NE (corriente Noratlántica y corriente de las Azores). Tras el proceso de subducción a la termoclina permanente su núcleo en nuestra región se sitúa en torno a 350 m de profundidad. En el oeste de Galicia estas aguas circulan principalmente hacia el sur, siguiendo la conocida como Corriente de Portugal, aunque se han descrito regiones de retención al oeste del golfo de Vizcaya (Pollard et al., 1996), mientras que en el interior del golfo de Vizcaya la circulación a este nivel describe un lento giro anticiclónico. La existencia de diferentes regiones de origen para las aguas centrales han llevado a Fiúza et al. (1998) a distinguir explícitamente entre un subtipo de aguas centrales de origen boreal o subpolar (ENACW<sub>sp</sub>) y otro de aguas centrales de origen subtropical (ENACW<sub>st</sub>).

El límite inferior de las aguas centrales se caracteriza por un mínimo de salinidad en torno a unos 500 m. A estos niveles existe una fuerte influencia de aguas de un origen más boreal que se incorporan al giro subtropical en la región de los intergiros e incluso aportes por “cascading” invernal (desplome brusco de aguas de la plataforma continental por el talud) del margen atlántico europeo. Bajo este nivel se encuentra el agua mediterránea (MW), originada a partir del vertido de aguas salinas y cálidas en el Estrecho de Gibraltar que son modificadas por una intensa mezcla diapicna que se produce en el propio golfo de Cádiz. Una vez formada, la MW fluye hacia el norte en forma de lengua de alta salinidad y temperatura siguiendo el talud Ibero-Atlántico (Danialt et al., 1994; Iorga y Lozier, 1999). El núcleo de esta masa de agua se encuentra en nuestra región a unos 1000 m de profundidad. Bajo este nivel se encuentra el agua del Labrador (LSW), cuyo núcleo se evidencia a unos 1800 m. Por debajo y hasta el fondo se encuentra una mezcla de aguas de origen polar con regímenes de circulación y tasas de renovación muy lentos.



**Figura 2.10.** Composición a partir de diversas fuentes de los patrones principales de circulación de las Aguas Centrales (negro), hasta su base en el mínimo de salinidad (azul), y las Aguas Mediterráneas (MW, rojo) en el Golfo de Vizcaya y la parte adyacente del Atlántico norte. Se indican las corrientes Noratlántica y Azores (NAC y AC), el aporte de Aguas Subárticas Intermedias (SAIW), y las regiones de aporte por "cascading" (degradado en gris) en las plataformas continentales al norte del Golfo de Vizcaya. Los interrogantes indican incertidumbre sobre patrones generales al nivel de la MW en algunas zonas. Modificado de Gonzalez-Pola (2006).

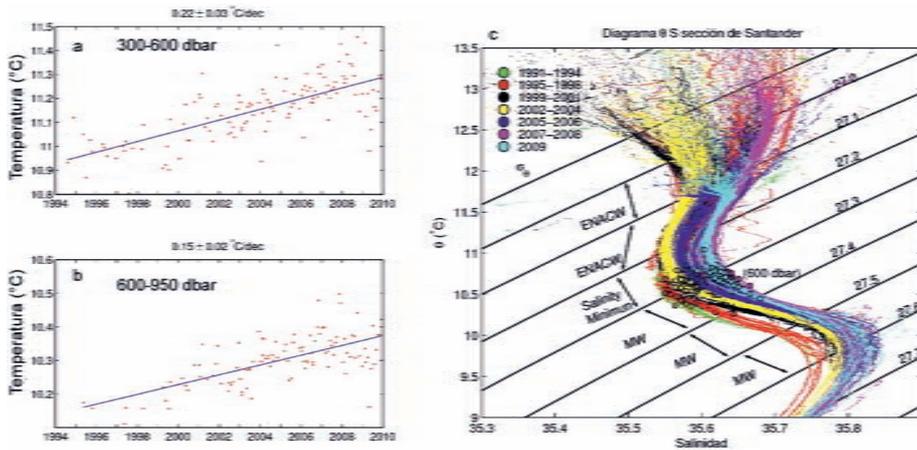
### 2.4.1. Evolución de la hidrografía

Las aguas pertenecientes a la termoclina permanente están sujetas a ciclos estacionales mucho más débiles que la propia variabilidad interanual o incluso carecen completamente de ellos. Esta relativa progresividad en los cambios hace que las tendencias extraídas de ellos sean mucho más representativas y robustas que las correspondientes a las aguas superficiales.

El calentamiento observado hasta finales de 2009 presenta tendencias en torno a  $0.10\text{-}0.30^\circ\text{C}$  década<sup>-1</sup> según los niveles (Fig. 2.11). Cabe destacar que durante el año 2009 se observó por primera vez un cierto cambio de tendencia en la mayor parte de la columna de agua. La ganancia total de calor durante el periodo de muestreo en los primeros 1000 m resultó próxima a  $1200\text{ kJ m}^{-3}$ , lo que equivale a un incremento medio de temperatura de  $0.30^\circ\text{C}$  a lo largo de los 16 años de muestreo. Estos cambios en temperatura llevan asociados un aumento de salinidad neto (en promedio) de 0.06, aunque su progresión ha sido más irregular.

Al estudiar los cambios en las propiedades de las masas de agua se distinguen típicamente dos componentes naturales. Por una parte pueden ocurrir modificaciones efectivas en las propiedades termohalinas de las masas de agua (que alteran el diagrama  $\Theta S$ , Fig. 2.11) y por otra puede haber desplazamientos verticales de los niveles isopicnos, fruto de desplazamientos coordinados de las isotermas y/o isohalinas, que preserven el diagrama  $\Theta S$ . Mientras que el primer caso, conocido como cambio isopicno, se relaciona con variaciones en los flujos de calor y agua dulce en las regiones de formación de las masas de agua, el segundo, conocido como "heave" (término de difícil traducción que indica movimiento vertical, ascenso/descenso) puede tener su origen bien en variaciones de las tasas de renovación de las masas de agua que se forman o bien puede estar ligado a procesos dinámicos. Se han desarrollado métodos para estudiar estos modos de variación e intentar separar el origen de las señales observadas a partir de la hidrografía (ej. Bindoff y McDougall, 1994).

El estudio detallado de los cambios en las diferentes masas de agua excede el objetivo del presente capítulo y puede consultarse para esta misma serie de datos en los trabajos de González-Pola et al. (2005) o Somavilla et al. (2009), donde además se discuten los orígenes de los cambios. Los resultados principales indican dos fases diferenciadas antes y después del invierno de 2005, particularmente severo en la región y que además había sido precedido por una serie de inviernos muy suaves. Desde principios de la década de 1990 hasta el 2005 las aguas centrales se calentaron mayormente por "heave" aunque en las capas superiores se observaron fluctuaciones de la salinidad compatibles con la variabilidad asociada al régimen de precipitación/evaporación. Este tipo de proceso indica que la formación de aguas modales se produjo durante este periodo a un régimen relativamente elevado de temperaturas (tanto del océano como de la atmósfera), de tal forma que se iban incrementando las proporciones de aguas modales más lige-



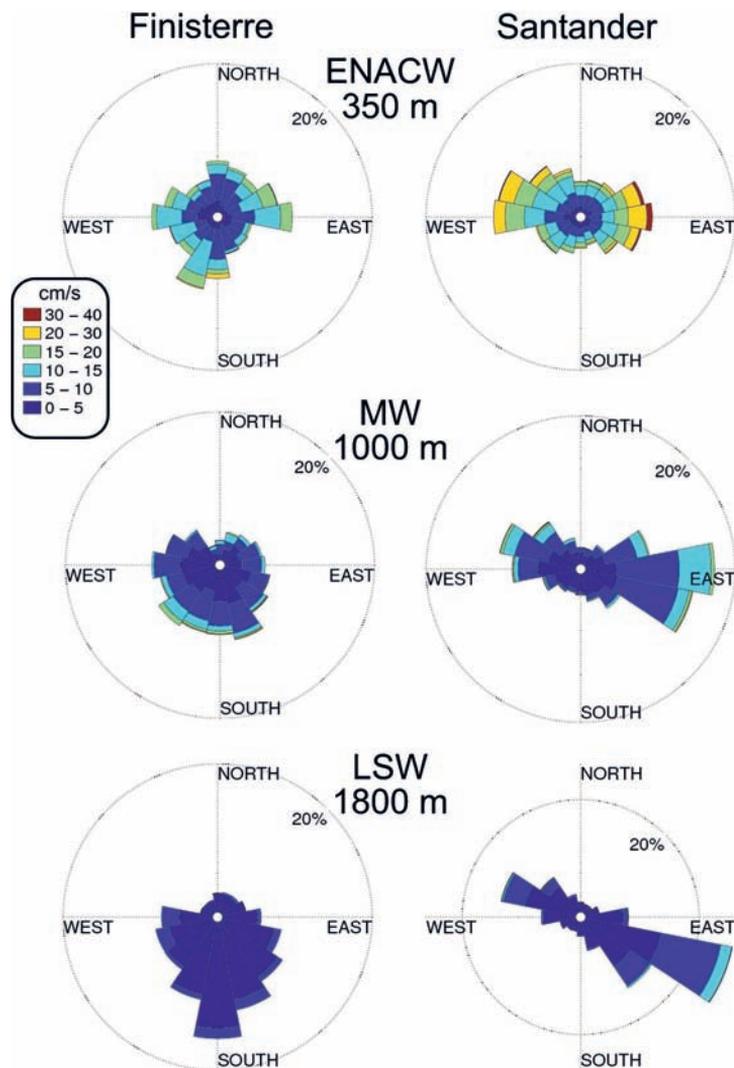
**Figura 2.11.** Evolución de la temperatura (°C) en la estación 7 de la sección de Santander en las capas representativas de las aguas centrales (a, 300-600 dbar, m) y de la parte superior del Agua Mediterránea (b, 600-950 dbar, m). Las líneas azules indican la tendencia lineal cuyo valor numérico ( $\pm$  error estándar) figura en la parte superior. Se indica también la evolución del diagrama  $\theta S$  (c) distinguiendo diferentes periodos por medio de colores. Las líneas negras indican la densidad ( $\sigma_\theta$ ).

ras. La capa de mezcla excepcionalmente profunda desarrollada en 2005 alcanzó porciones de la columna de agua que normalmente están desconectadas de la interacción atmósfera-oceano, propiciando el inicio de un periodo de calentamiento isopícnico que se prolongó hasta 2008 y que se interpreta como la generación brusca de un volumen muy importante de aguas modales relativamente densas y más salinas a partir de la termoclina permanente previa. Por su parte, el agua mediterránea se calentó exclusivamente por procesos isopícnicos hasta aproximadamente el año 2007 y desde entonces parece mantenerse estable.

### 2.4.2. Medida directa de corrientes

Las únicas series continuadas de corrientes en aguas intermedias corresponden a las líneas de fondeo de Finisterre y Santander del proyecto VACLAN (Díaz del Río et al., 2010). Durante estos años de muestreo, los fondeos han permitido describir la climatología del campo de circulación (Fig. 2.12) además de sostener la investigación específica en el área. Las series de corrientes han mostrado patrones recurrentes, en particular se ha observado al nivel del agua mediterránea en el fondeo de Finisterre una notable intensificación de flujos hacia el sur durante el verano. Dada la posición de esta línea de fondeo en el área de influencia del Banco de Galicia se viene barajando la conveniencia de mover la línea de fondeo más hacia el este, aunque lo ideal sería reforzar el sistema de observación con una segunda línea de fondeo. Por su parte el fondeo de Santander muestra un patrón dominado por la dinámica del talud, con flujos alternantes este/oeste y con picos de corriente intensos asociados a llegadas de pulsos de la IPC. El correntómetro situado al nivel del agua del Labrador está claramente polarizado, lo cual parece estar relacionado con su proximidad a la entrada del Cañón de Cap Bretón.

En relación a posibles efectos del cambio climático en el campo de corrientes, las series aún son cortas para inferir tendencias, en el caso de que existan. Dada la actividad mesoescalar en las regiones de muestreo las eventuales tendencias deberían ser sustanciales para poder ser detectadas. En este sentido conviene indicar que los programas más ambiciosos orientados a medir transportes en el océano cuentan con series de líneas de fondeo a lo largo de secciones, destacando el proyecto inglés Rapid orientado a monitorizar la circulación meridional de retorno (Cunningham et al., 2007). Hasta el momento en ningún lugar se han observado tendencias sólidas en las corrientes marinas pero sólo el mantenimiento de programas sostenidos de monitorización de corrientes podrá en su caso detectarlas.



**Figura 2.12.** Patrones climatológicos de las corrientes profundas ( $\text{cm s}^{-1}$ ) a los niveles de las Aguas Centrales (ENACW), Mediterránea (MW) y del Labrador (LSW) obtenidos a partir de los fondos permanentes de VACLAN.

## 2.5. Conclusiones

1. Se ha observado un calentamiento en superficie en la región del golfo de Vizcaya que responde al forzamiento atmosférico local. Las tendencias estimadas a partir de mediciones de satélite desde principios de los 80 son del orden de  $0.20^{\circ}\text{C}$  década<sup>-1</sup>. Las series de RADIALES comienzan en general a principios de la década de 1990 y presentan valores comparables, especialmente en el mar Cantábrico. Sin embargo, sobre la plataforma continental existe una componente de variabilidad de corta escala importante y que no es posible resolver.
2. En general se observa un patrón regional muy diferenciado, los ciclos de temperatura superficial son mucho más intensos en el mar Cantábrico que en la zona gallega. Este patrón se debe a la combinación del efecto bahía del Golfo de Vizcaya (que acentúa los ciclos por la proximidad del continente) y a los patrones de circulación, según los cuales el afloramiento estival pasa de ser casi permanente en Galicia a ocasional en la zona oriental del mar Cantábrico y las llegadas de la IPC son más intensas en Galicia.
3. La señal de salinidad superficial está más influenciada por fenómenos de tipo advectivo y variaciones interanuales de gran escala que por el propio ciclo estacional local de precipitación y evaporación, y esto se acentúa especialmente en la región de plataforma donde las descargas de los ríos tienen un efecto notable. El ciclo de la salinidad superficial es completamente opuesto entre las secciones de las rías gallegas y las del mar Cantábrico presentando respectivamente mínimos de salinidad superficial en invierno y en verano, estando los segundos ligados a las descargas de los ríos franceses alimentados por el deshielo.
4. A pesar de la coherencia general en mostrar calentamiento del océano y la atmósfera regional, las tendencias y cambios de topología en las series (esto es, amplitud, fase o forma) están poco definidas, aun para las series más completas como es la temperatura superficial. Igualmente, la estructura vertical de la columna de agua, caracterizada por la profundidad de la capa de mezcla y la estratificación superficial, ha mostrado una elevada variabilidad interanual, destacando la elevada mezcla observada en los inviernos de 2005 y 2009.
5. Las capas más profundas hasta 1000 m se han ido calentando de forma sostenida hasta 2009 a una tasa media superior a  $0.20^{\circ}\text{C}$  década<sup>-1</sup>. Es posible relacionar dichos cambios con los patrones de interacción atmósfera-océano en las regiones de formación de cada masa de agua. La progresión del calentamiento en aguas centrales se vio sometida a un cambio de régimen a partir de 2005 que se tradujo en la consolidación de una termoclina permanente más cálida y salina que la clásica para la región.

6. Se ha obtenido un registro continuado de corrientes, al nivel de los núcleos de las principales aguas intermedias (ENACW, MW y LSW), en dos posiciones fijas al oeste de Finisterre y frente a Santander. En Finisterre se ha observado una intensificación del flujo hacia el sur durante el verano mientras que la dinámica en Santander está muy determinada por la alternancia de flujos en el talud. En el caso de que se produzcan tendencias en los regímenes de circulación general deberán ser detectados por estos fondeos permanentes.