

Cambio climático y oceanográfico en el Atlántico del norte de España

Cambio climático y oceanográfico en el Atlántico del norte de España

Instituto Español de Oceanografía
MINISTERIO DE CIENCIA E INNOVACIÓN

Cambio climático y oceanográfico en el Atlántico del norte de España

Editores

Antonio Bode¹

Alicia Lavín²

Luis Valdés³

Edita: Instituto Español de Oceanografía
Ministerio de Ciencia e Innovación

Copyright: Instituto Español de Oceanografía
Corazón de María, 28. 28020 Madrid
Telf.: 915 974 443 / Fax: 915 947 770
E-mail: ieo@md.ieo.es
<http://www.ieo.es>

Proyecto editorial: Cuerpo 8, Servicios Periodísticos, S.L.

NIPO: 473-11-003-X

ISBN: 978-84-95877-08-6

Depósito legal: M-10.693-2012

Realización, impresión y encuadernación: DiScript Preimpresión, S.L.

Autores (por orden alfabético de apellido)

María Teresa Álvarez-Ossorio¹
Ricardo Anadón⁵
Antonio Bode¹
José Manuel Cabanas⁶
Alejandra Calvo-Díaz^{3,10}
Rosario Carballo¹
Guillermo Díaz del Río¹
Laura Díaz-Pérez³
María Jesús García⁷
Ricardo González-Gil⁵
Gonzalo González-Nuevo⁶
Cesar González-Pola³
Xosé Anxelu Gutiérrez Morán³
Alicia Lavín²
Marcos Llope⁸
Ángel López-Urrutia³
Jorge Lorenzo¹

Lorenzo Mene¹
Ana Miranda⁶
Joaquín Molinero⁷
Enrique Nogueira³
Carmen Rodríguez²
Alejandra Roura¹
Fernando Rozada¹
Manuel Ruiz Villarreal¹
Raquel Somavilla²
Jorge A. Sostres⁵
Luis Ángel Suárez³
Eva Teira⁹
Elena Tel⁷
Leticia Viesca⁵
Luis Valdés^{3,4}
Manuel Varela¹

Direcciones

¹ IEO. Centro Oceanográfico de A Coruña. Paseo Marítimo Alcalde Francisco Vázquez, 10. 15001 A Coruña

² IEO. Centro Oceanográfico de Santander. Promontorio de San Martín, s/n. 39004 Santander

³ IEO. Centro Oceanográfico de Gijón/Xixón. Camín de L'Arbeyal, s/n, 33212 Gijón/Xixón

⁴ Dirección actual: Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC). UNESCO. 1 rue Miollis. 75732 Paris Cedex 15. Francia

⁵ Departamento de Biología de Organismos y Sistemas. Universidad de Oviedo, C/ Catedrático Valentín Andrés Álvarez, s/n. 33071 Uviéu/Oviedo

⁶ IEO. Centro Oceanográfico de Vigo. Subida a Radio Faro, 50-52. 36390 Vigo

⁷ IEO. Servicios Centrales. C/ Corazón de María, 8. 28002 Madrid

⁸ IEO. Centro Oceanográfico de Cádiz. Muelle de Levante (Puerto Pesquero). 11006 Cádiz

⁹ Departamento de Ecoloxía e Bioloxía Animal. Universidade de Vigo. Campus Lagoas-Marcosende, s/n. 36200 Vigo

¹⁰ Dirección actual: Department of Marine Biology, University of Vienna, Althanstrasse 14, 1090 Vienna, Austria

Agradecimientos

Los autores de este libro han sido sólo una parte de un amplio equipo humano cuyos esfuerzos coordinados permitieron planificar y efectuar las observaciones en el mar y los correspondientes análisis en el laboratorio a lo largo de estos 20 años. Investigadores, técnicos, becarios, estudiantes, tripulantes de los barcos, personal administrativo y directores los centros oceanográficos del IEO han colaborado activamente en este esfuerzo. Algunos se han ido y otros todavía permanecen. Agradecemos de forma especial a las tripulaciones de los buques oceanográficos Lura, José María Navaz y José Rioja (proyecto RADIALES) y Cornide de Saavedra y Thalassa (proyecto VACLAN) su dedicación y disponibilidad en las salidas y campañas oceanográficas. Queremos mencionar también el soporte técnico dado por las Autoridades Portuarias de Vigo, A Coruña y Santander en el mantenimiento de las instalaciones mareográficas.

Las series de observaciones en el mar han sido financiadas en primer lugar por el IEO, que desde la primera propuesta mostró su apoyo como parte de su misión institucional. Además, diversos proyectos de investigación financiados por agencias externas al IEO contribuyeron a completar la infraestructura de observación y a resolver objetivos concretos a corto y medio plazo. Una lista completa de estos proyectos complementarios aparece en el Anexo II.

Además de los datos propios de las series del IEO, en este libro se han empleado otras fuentes de datos meteorológicos y oceanográficos. En los capítulos 1 y 2 se han empleado observaciones recogidas por la Agencia Española de Meteorología (AEMET), Puertos del Estado y de los servicios meteorológicos y oceanográficos de la NOAA (EE.UU.) puestos a nuestra disposición, bien directamente o a través de sus servidores web. En el capítulo 7 se utilizaron los datos del sensor SeaWiifs, obtenido a través del sistema GES-DISC Interactive Online Visualization ANd aNalysis Infrastructure (Giovanni) del Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (NASA, USA). Los datos del Continuous Plankton Recorder (CPR) empleados en el capítulo 8 fueron facilitados por D. Johns (Sir Alister Hardy Foundation for Ocean Sciences, SAHFOS, Reino Unido).

Finalmente agradecemos la desinteresada y entusiasta colaboración de los revisores de los distintos capítulos que aparecen al final del libro, y que contribuyeron con sus comentarios y aportaciones a las versiones preliminares a mejorar el resultado final.

Índice

Resumen ejecutivo (A. Bode, A. Lavín y L. Valdés).....	13
Introducción (A. Bode, A. Lavín y L. Valdés).....	25
Capítulo 1. Clima y meteorología (M. Ruiz Villarreal, J. M. Cabanas, G. González-Nuevo, A. Bode, E. Nogueira, C. González-Pola y A. Lavín).....	37
Capítulo 2. Hidrografía y circulación (C. González-Pola, A. Lavín, G. Díaz del Río, J.M. Cabanas, M. Ruiz-Villarreal, R. Somavilla, C. Rodríguez, C. González-Nuevo y E. Nogueira).....	69
Capítulo 3. Nivel del mar (M.J. García, E. Tel y J. Molinero).....	99
Capítulo 4. Nutrientes (E. Nogueira, A. Bode, R. Anadón, R. Carballo, G. González-Nuevo, M. Llope, C. Rodríguez, X.A.G. Morán, F. Rozada, J. Sostres y C. González-Pola).....	121
Capítulo 5. Picoplancton autotrófico y heterotrófico (X. A. G. Morán, A. Bode, A. Calvo-Díaz, L. Díaz-Pérez, L. Á. Suárez, A. Roura, E. Nogueira y G. González-Nuevo).....	159
Capítulo 6. Fitoplancton (M. Varela, J. Lorenzo, L. Mene, R. Anadón, A. Bode y L. Viesca).....	177
Capítulo 7. Biomasa y producción primaria (A. Bode, R. Anadón, J. Lorenzo, M. Llope, L. Mene, X. Á. G. Morán, E.Teira y M. Varela).....	199
Capítulo 8. Zooplancton (A. Bode, M.T. Álvarez-Ossorio, R. Anadón, R. González-Gil, A. López-Urrutia, A. Miranda y L. Valdés).....	221
Referencias	255
Anexo I. Análisis de las series (E. Nogueira y G. González Nuevo).....	269
Anexo II. Proyectos de financiación externa al IEO	273
Revisores externos	279

Presentación

Resumen ejecutivo

Antonio Bode, Alicia Lavín y Luís Valdés

La región atlántica del norte de España es una región de elevados contrastes oceanográficos. Por un lado incluye el límite septentrional de la región de afloramiento que abarca desde las Islas Canarias y norte de África hasta el norte de Galicia y oeste del mar Cantábrico. El afloramiento está influido estacionalmente por los vientos y es el responsable de la elevada fertilidad de las aguas costeras y, a la vez, de su baja temperatura. Por otro lado, incluye la parte meridional del Golfo de Vizcaya, con características de un mar semicerrado en el que se da un gradiente marcado desde las aguas frías del afloramiento en Galicia a las más cálidas de las costas cántabras y vascas. Además existe todo un sistema de corrientes ligado a la dinámica del Atlántico nororiental que influye en el transporte de calor, nutrientes y organismos a lo largo de toda la región. Un ejemplo destacado es la corriente que discurre en dirección al Polo Norte a lo largo del talud continental y que acerca a estas costas aguas y especies de origen subtropical. Todas estas características oceanográficas hacen que en esta región se encuentren abundantes ejemplos de límites biogeográficos, con mezcla y separación de especies y ecosistemas típicamente boreales o meridionales. Además, entre 500 y 1500 m de profundidad aproximadamente una corriente de aguas cálidas y salinas que han incorporado la descarga de aguas del Mediterráneo al Atlántico recorre el talud continental ibérico desde su origen en el Golfo de Cádiz. Esta región constituye, por tanto, un laboratorio a pequeña escala espacial donde comprobar los efectos inducidos por el cambio climático que afecta al océano mundial aunque con efectos y consecuencias que difieren regionalmente.

Los primeros efectos del clima se manifiestan sobre las propiedades de las masas de agua y sobre los elementos básicos de las redes tróficas marinas (el plancton), para luego transmitirse a todos los componentes del ecosistema oceánico. Estos efectos pueden confundirse en la zona costera con otros causados directamente por la acción del hombre, como la contaminación. La observación del océano abierto está limitada a observaciones *in situ* muy detalladas, pero en unas pocas estaciones representativas, o a la observación remota y extensiva, usando satélites artificiales, de unas pocas variables medidas en los primeros milímetros de la lámina de agua más superficial. A pesar de lo limitado de las observaciones, el ecosistema pelágico en aguas abiertas de la plataforma continental resulta relativamente accesible y en ella realizamos observaciones sistemáticas y continuadas desde hace más de 20 años. A continuación se resumen los principales efectos observados en el ecosistema pelágico de la región noratlántica española a medio y largo plazo, basados principalmente en las observaciones realizadas por el Instituto Español de Oceanografía (IEO) en sus programas de observación del océano desde la década de 1990, pero también otras observaciones como el nivel del mar que se iniciaron en la década de 1940. Los efectos se clasifican, de acuerdo al grado de conocimiento actual, como de alta, media o baja certidumbre. Esta clasificación depende principalmente de la longitud de la serie de datos disponibles que, en la mayor parte de los casos, es aún corta para revelar los mecanismos de actuación de las perturbaciones ambientales a escalas decadales como requieren los estudios del clima.

Clima y meteorología

Las variaciones en las condiciones atmosféricas condicionan las propiedades de la capa superficial del océano y éstas a su vez las de las capas más profundas. También el océano influye en la atmósfera a través del intercambio de calor y gases. La interacción atmósfera-océano se produce a todas las escalas temporales pero es la variabilidad decadal la que consideramos cuando estudiamos los efectos del clima. Los principales efectos de la atmósfera sobre la dinámica del océano se deben a las variaciones de presión que causan los vientos responsables de fenómenos como el afloramiento. Estas variaciones de presión se identifican a escala regional mediante índices climáticos como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), que mide la diferencia de presiones sobre el Atlántico en el norte de Europa con respecto a las del sur.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Temperatura	<ul style="list-style-type: none"> Se produce un calentamiento en toda la región. 	<ul style="list-style-type: none"> El calentamiento no es uniforme por la presencia de inviernos anormalmente fríos (ej. 1991, 1922, 2006 y 2009) 	
Precipitación		<ul style="list-style-type: none"> No se encuentra una tendencia general definida en la precipitación costera, pero en las últimas décadas predominan anomalías negativas especialmente en los límites de la región (sur de Galicia y Cantábrico oriental) 	<ul style="list-style-type: none"> Existe una tendencia a una menor cantidad de precipitaciones en verano.
Vientos (afloramiento)		<ul style="list-style-type: none"> Existen ciclos decadales en la intensidad y frecuencia de los vientos favorables al afloramiento (disminución hasta finales de la década de 1990) 	<ul style="list-style-type: none"> Los efectos son más acusados en Galicia (zona de transición) que en el sur de Portugal o en el mar Cantábrico oriental.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Efectos climáticos	<ul style="list-style-type: none"> • La influencia de la NAO en el clima de la región está modificada por otros patrones de variabilidad de la atmosfera, como el índice del Atlántico Oriental en Galicia y el índice de Escandinavia en el Cantábrico. • La influencia de los distintos patrones climáticos sobre la temperatura, precipitación y vientos varía estacionalmente. 	<ul style="list-style-type: none"> • La NAO tiene menos influencia en la región en las últimas décadas. • Los mayores efectos del clima sobre la precipitación y temperatura se dan en invierno y verano, mientras que el afloramiento depende principalmente de las condiciones de la atmósfera en invierno, primavera y otoño. 	

Hidrografía

Las principales propiedades de las masas de agua que primero responden a la influencia climática y atmosférica en el flujo de calor son la temperatura y salinidad, que determinan a su vez la capacidad de estratificación por densidad de las aguas. También es de interés determinar la profundidad de la capa de mezcla, ya que de ella depende el aporte de nutrientes a la zona superficial iluminada donde ocurre la producción primaria, y las corrientes que transportan agua y organismos.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Temperatura	<ul style="list-style-type: none"> • Se produce un calentamiento de toda la columna de agua desde la superficie a las capas de agua más profundas (>0.2 °C por década) ligado al de la atmósfera. 	<ul style="list-style-type: none"> • No se aprecian tendencias en los ciclos estacionales de temperatura. 	

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
	<ul style="list-style-type: none"> • Existen mayores oscilaciones de temperatura en el Cantábrico que en Galicia (debido a la distinta influencia del afloramiento y del continente). • En las aguas costeras la tendencia al calentamiento se enmascara por la elevada variabilidad de corta escala. • Se producen anomalías térmicas marcadas, como el frío invierno de 2005 o el cálido verano de 2003. 		
Salinidad		<ul style="list-style-type: none"> • La salinidad superficial está más influenciada por fluctuaciones interanuales. 	
Estratificación	<ul style="list-style-type: none"> • No existe una tendencia uniforme hacia el incremento de estratificación en la región. Las probabilidades de estratificación estival en la plataforma es mayor en el Cantábrico que en Galicia debido a la distinta influencia del afloramiento. • A partir de 2005, el límite permanente de densidad de las Aguas Centrales del Atlántico (picnoclina) se hace más cálido y salino. 	<ul style="list-style-type: none"> • La profundidad de la capa de mezcla y la estratificación de la capa más superficial presentan una elevada variabilidad entre años. • La elevada mezcla invernal de las aguas en 2005 y 2009 sugiere un cambio de régimen oceánico. 	

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Corrientes			<ul style="list-style-type: none"> Debido a su elevada variabilidad no se han podido determinar tendencias definidas en las corrientes.

Nivel del mar

Determinar y predecir la variabilidad del nivel del mar es imprescindible para conocer el comportamiento de la línea de costa y planificar su uso. Las series de observaciones disponibles en la región se remontan a 1943, por lo que permiten un análisis detallado de su evolución reciente.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Nivel del mar	<ul style="list-style-type: none"> El aumento del nivel del mar observado en los últimos 67 años (2.38, 2.45 y 2.65 mm por año en Santander, A Coruña y Vigo) es mayor del observado a nivel global en el mismo periodo (1.8 ± 0.5 mm por año). 		<ul style="list-style-type: none"> Las estimaciones de niveles extremos a 120 años se incrementarán entre +0.10 y +0.25 m con respecto a los niveles registrados.
Efectos climáticos	<ul style="list-style-type: none"> El patrón general de la variabilidad espacial del nivel medio del mar responde al clima regional, representado por la NAO. 	<ul style="list-style-type: none"> El ciclo de las tendencias en periodos de 30 años presenta un mínimo entre 1964-1993, atribuido a un aumento de la presión atmosférica media en invierno en el sur de Europa. 	

Nutrientes

Las sales nutrientes (principalmente de nitrógeno, fósforo y sílice) son imprescindibles para la producción primaria marina. Su aporte desde las aguas profundas a la superficie determina la productividad y riqueza de recursos biológicos marinos y está íntimamente ligado a los patrones hidrográficos regionales y locales. Sin embargo, el efecto fertilizador no sólo depende de su concentración en las aguas sino también de las proporciones relativas entre los distintos elementos.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Concentraciones	<ul style="list-style-type: none"> Las variaciones estacionales son más predecibles en el Cantábrico que en Galicia debido al afloramiento. Los promedios climáticos de las concentraciones son más elevados en el sur que en el norte de Galicia, y mayores en Galicia que en Cantábrico. Las anomalías en la concentración de nutrientes se propagan rápidamente a todos los niveles de la columna de agua. 	<ul style="list-style-type: none"> Incremento interanual (especialmente de nitrato y fosfato) en toda la región, pero con diferencias locales. 	<ul style="list-style-type: none"> Parecen existir ciclos decadales de variación que dificultan la interpretación de las tendencias.
Fertilización	<ul style="list-style-type: none"> El nitrógeno es el principal nutriente limitante de la producción primaria en la región. 	<ul style="list-style-type: none"> El silicato, y a veces el fosfato, puede ser limitante de la producción primaria, especialmente en el mar Cantábrico. 	<ul style="list-style-type: none"> No parecen existir tendencias definidas en la limitación por nutrientes a escala regional.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Efectos climáticos		<ul style="list-style-type: none"> En Galicia (pero no en el Cantábrico) hay un efecto significativo de índices climáticos regionales como la NAO (que favorece el incremento de nitrato y fosfato por el afloramiento) y la componente del Atlántico Oriental (que los disminuye). 	<ul style="list-style-type: none"> Los efectos locales de alta frecuencia (ej. vientos) parecen tener mayor importancia que los climáticos en la fertilización de las aguas superficiales y en la producción primaria resultante.

Picoplancton

Entre los organismos más pequeños del plancton están microalgas y bacterias fotosintéticas (organismos autótrofos) pero también bacterias descomponedoras de la materia orgánica (organismos heterótrofos). Su observación sistemática en la región atlántica española es reciente, pero el análisis de las series disponibles permite extraer indicios de cómo será el ecosistema pelágico en las próximas décadas.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Autótrofos	<ul style="list-style-type: none"> El ciclo de variación estacional domina sobre tendencias o ciclos multianuales. 	<ul style="list-style-type: none"> No existen aún tendencias definidas de cambio en la abundancia y biomasa de picoplancton autótrofo. 	<ul style="list-style-type: none"> La elevada influencia de eventos de alta frecuencia sobre el picoplancton limita la capacidad predictiva sobre tendencias a largo plazo de las series disponibles.
Heterótrofos	<ul style="list-style-type: none"> El ciclo de variación estacional, ligado al ciclo de la producción primaria, domina sobre tendencias o ciclos multianuales. 	<ul style="list-style-type: none"> Parece existir un aumento anual de bacterias en Galicia (A Coruña) y una disminución en el Cantábrico (Gijón). 	

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Efectos climáticos		<ul style="list-style-type: none"> El aumento de temperatura parece favorecer una mayor biomasa relativa de células pequeñas en el plancton. 	

Fitoplancton

El fitoplancton lo componen, además de bacterias fotosintéticas, microalgas de diversos grupos que constituyen los principales productores primarios del océano. Cada grupo de microalgas está mejor adaptado que los demás a un determinado ambiente oceánico, por lo que el estudio de sus proporciones relativas constituye un indicador del cambio en la base de la red trófica marina. Las diatomeas son especies típicamente asociadas a los momentos de mayor productividad y condiciones de mezcla de aguas, como las observadas durante el afloramiento. En contraste, los dinoflagelados están asociados a condiciones de mayor estratificación y, generalmente, aguas más cálidas.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Fitoplancton	<ul style="list-style-type: none"> El ciclo estacional domina sobre la variabilidad a escala multianual en toda la región. 	<ul style="list-style-type: none"> Parece existir una cierta tendencia interanual al aumento de dinoflagelados y a la disminución de diatomeas, aunque sin una relación clara con el calentamiento en toda la región. 	<ul style="list-style-type: none"> La elevada influencia de eventos de alta frecuencia sobre el fitoplancton (como el afloramiento) limita la capacidad predictiva sobre tendencias a largo plazo de las series disponibles.
Efectos climáticos		<ul style="list-style-type: none"> No se encuentran efectos directos de índices climáticos sobre el fitoplancton de la región. 	<ul style="list-style-type: none"> El incremento de dinoflagelados en el Cantábrico (Cudillero) se asocia con el calentamiento.

Biomasa y producción primaria

La biomasa y producción del fitoplancton son la base que sustenta la red trófica pelágica. Su variabilidad en la región se ha analizado teniendo en cuenta tanto las series de observación del IEO como otras series que permiten comprender la variabilidad a mayor escala, como las observaciones realizadas por los satélites o por barcos de oportunidad.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Biomasa	<ul style="list-style-type: none"> No han existido cambios importantes en la biomasa media anual desde 1958 en el océano próximo y desde 1990 en las aguas costeras. El ciclo estacional domina sobre la variabilidad a escala multianual en toda la región. 		
Producción primaria	<ul style="list-style-type: none"> El ciclo estacional domina sobre la variabilidad a escala multianual en toda la región. 	<ul style="list-style-type: none"> Los valores medios de producción primaria aumentan en Galicia (A Coruña) pero disminuyen en el Cantábrico (Cudillero). 	
Efectos climáticos	<ul style="list-style-type: none"> Las aguas frías están asociadas a valores elevados de biomasa y producción primaria, como corresponde a una zona de afloramiento. 	<ul style="list-style-type: none"> Parece existir una cierta relación entre la producción primaria y las proporciones entre los nutrientes. 	<ul style="list-style-type: none"> A diferencia de lo que ocurre en el océano profundo, no se ha encontrado un efecto directo e inmediato de factores climáticos sobre la biomasa y la producción primaria de la región.

Zooplankton

El zooplankton incluye a los primeros consumidores del fitoplancton y los principales intermediarios de la transferencia de la materia orgánica a los peces y otros recursos marinos explotados. También es el responsable de gran parte del transporte del CO₂ fijado en la materia orgánica a los sedimentos. Su composición de especies, al igual que la del fitoplancton, refleja la variedad de condiciones ambientales de las aguas y es uno de los componentes del ecosistema que primero responde a las alteraciones del clima. Uno de los grupos de los que se dispone de mayor información es el de los copépodos, ya que suelen dominar en número y biomasa sobre otros grupos de zooplankton. También es de interés analizar la abundancia de organismos gelatinosos, entre los que destacan las medusas (organismos predadores) y los tunicados (consumidores de fitoplancton), que pueden encontrarse puntualmente en grandes cantidades.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Biomasa	<ul style="list-style-type: none"> El ciclo estacional domina sobre la variabilidad a escala multianual en toda la región. 	<ul style="list-style-type: none"> Se producen incrementos en Galicia (Vigo y A Coruña) pero no en el Cantábrico (Cudillero, Gijón y Santander). 	
Especies	<ul style="list-style-type: none"> Aumentan las especies de copépodos típicas de aguas cálidas, especialmente en el Cantábrico. 	<ul style="list-style-type: none"> Algunas especies de copépodos aumentan en el sur de Galicia (Vigo) y otras disminuyen en el norte (A Coruña) y en el Cantábrico (Santander). Se ha detectado un aumento del plancton gelatinoso en Galicia, (medusas en Vigo y tunicados en A Coruña). En el océano próximo se han registrado incrementos en los copépodos entre 1960 y 1986, pero no después. 	<ul style="list-style-type: none"> Los cambios en las proporciones entre plancton gelatinoso y copépodos sugieren que la red trófica pelágica se está haciendo menos eficiente en la transferencia de materia orgánica hacia los peces.

	Alta certidumbre	Media certidumbre	Baja certidumbre
Efectos climáticos	<ul style="list-style-type: none"> El efecto de los factores climáticos sobre el zooplancton se traduce en cambios locales en factores como la temperatura y la estratificación superficial. 	<ul style="list-style-type: none"> El afloramiento favorece el incremento de biomasa y número de especies en la costa y la disminución de la diversidad y número de especies en el océano próximo. El calentamiento favorece el incremento generalizado de biomasa y especies en Galicia, mientras que en el Cantábrico se asocia con el incremento de especies de aguas cálidas y disminución de las adaptadas a aguas más frías. 	<ul style="list-style-type: none"> La alta variabilidad ambiental, causada en gran parte por el afloramiento, hace que los posibles efectos climáticos sobre el zooplancton sean absorbidos a escalas anuales y locales. No se puede descartar la existencia de efectos retardados en el tiempo.

Conclusión

Debido a la variedad de influencias oceanográficas que presenta la región atlántica del norte de España, su respuesta a los cambios inducidos por el clima presenta particularidades y diferencias con respecto a los observados en regiones próximas del Atlántico. En esta región el aumento del nivel del mar y el calentamiento de las aguas han ocurrido a una velocidad sensiblemente superior a la media global, especialmente en las últimas décadas. Además, la influencia del afloramiento, que fertiliza estacionalmente las aguas costeras, ha experimentado cambios recientes en correspondencia con la variabilidad en el clima, cambios que han afectado al aporte de nutrientes y a la biomasa, producción y composición del plancton. A pesar de que la longitud de las series de registros es aún corta para determinar las causas y mecanismos por los que el clima afecta al ecosistema pelágico de la región, es posible avanzar que en las próximas décadas la biomasa y composición del plancton será diferente de la actual, especialmente en el mar Cantábrico, donde la influencia del afloramiento es más reducida y el calentamiento se manifiesta con mayor claridad. Según las tendencias encontradas, en el futuro el plancton de la región estará compuesto por un mayor número de especies típicas de aguas cálidas, con un tamaño corporal menor que las actuales y que, probablemente, alcanzarán menores valores de biomasa. Estos cambios serán menos probables en Galicia, donde será crítico determinar la influencia del afloramiento a escalas multidecadales.

Introducción

Antonio Bode, Alicia Lavín y Luis Valdés

Variabilidad climática atmosférica y oceánica

El Atlántico oriental en el norte de España

La observación oceanográfica en el norte de España

Objetivo

Estrategia de muestreo

Variabilidad climática atmosférica y oceánica

Todos los ecosistemas experimentan variaciones a distintas escalas espaciales y temporales. Unos son periódicos, como los relacionados con la sucesión de las estaciones meteorológicas que afectan a las principales características ambientales (temperatura, pluviosidad, vientos, etc.) y a los ciclos de actividad de las especies (reproducción, crecimiento, etc.). Otros cambios ocurren de forma brusca o continuada a lo largo de varios años como consecuencia de modificaciones en los factores ambientales a gran escala, como ocurre con los cambios climáticos. En estos últimos los ecosistemas pueden llegar a modificarse tanto durante el cambio que terminan por transformarse completamente en otros ecosistemas diferentes. Tanto los ecosistemas terrestres como los acuáticos sufren estos procesos de cambio, pero es tal vez en los ecosistemas marinos donde la dinámica causada por los cambios es más notoria.

El océano está en constante movimiento con corrientes superficiales y profundas que, en último término, dependen de la energía calorífica proporcionada por el sol. Estas corrientes reparten el calor por todo el planeta, siendo un regulador eficiente del clima. Además no sólo determinan el transporte de organismos por todo el océano, sino que afectan a prácticamente todos sus procesos vitales (Mann y Lazier, 1996). La producción biológica del océano se debe fundamentalmente a la fotosíntesis que realizan las microalgas planctónicas (fitoplancton) que se distribuyen por la capa superficial iluminada del océano y que necesitan disponer de un suministro adecuado de sales nutrientes, abundantes en las capas profundas del océano (Fig. 1). Este suministro se realiza lentamente por difusión o, más rápidamente, por procesos de mezcla turbulenta de aguas superficiales y profundas que ocurren a todas las escalas de espacio y tiempo, desde milésimas de milímetro a miles de kilómetros y desde fracciones de segundo a cientos de años. Un caso especialmente efectivo de fertilización de las aguas superficiales con nutrientes de las aguas profundas es el del afloramiento. Este fenómeno, que se suele producir por la influencia del viento en las costas oeste de los continentes, desplaza grandes volúmenes de agua superficial (cálida y empobrecida en nutrientes) hacia el océano y los reemplaza con aguas profundas (frías y ricas en sales nutrientes) que ascienden desde el fondo, principalmente de la plataforma continental. La turbulencia oceánica también influye en el aprovechamiento de la materia orgánica producida por el fitoplancton (producción primaria) por los organismos consumidores en las redes tróficas marinas. En éstas la transferencia de la producción primaria es realizada fundamentalmente por los consumidores planctónicos (zooplancton, Fig. 2) a su vez fuente de alimento de peces, moluscos (ej. mejillones, pulpos y calamares), reptiles (ej. tortugas), mamíferos (ej. ballenas) y aves marinas. Toda esta complejidad trófica depende en última instancia de la variedad de las interacciones entre los organismos y las distintas escalas de la turbulencia, constituyendo la característica principal de la dinámica del ecosistema oceánico.

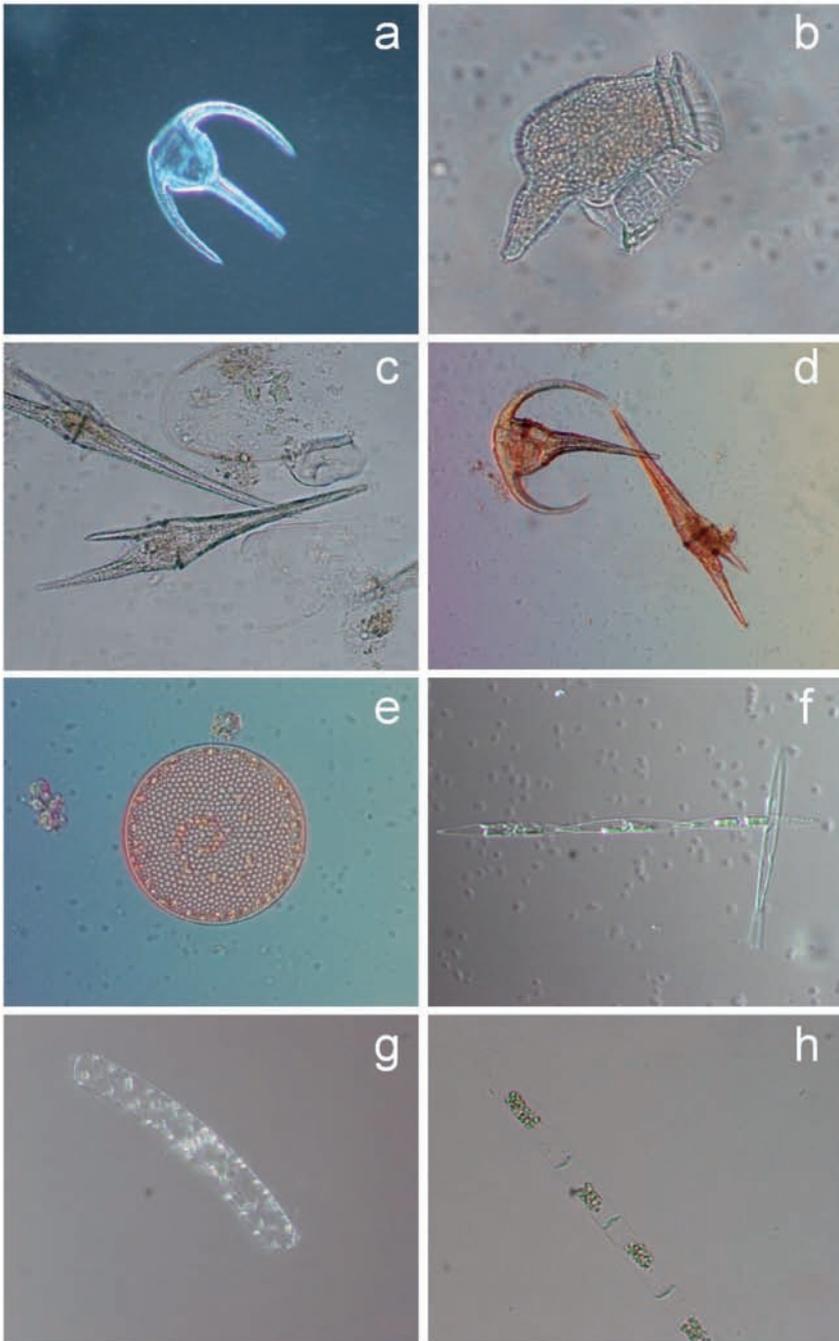


Figura 1. Ejemplos de fitoplancton del área de estudio. Dinoflagelados: *Ceratium azoricum* (a), *Dinophysis caudata* (b), *Neoceratium furca* (c) y *Neoceratium arietinum* (d). Diatomeas: *Coscinodiscus* sp. (e), *Pseudonitzschia* cf. *pungens* (f), *Guinardia striata* (g) y *Leptocylindrus danicus* (h).

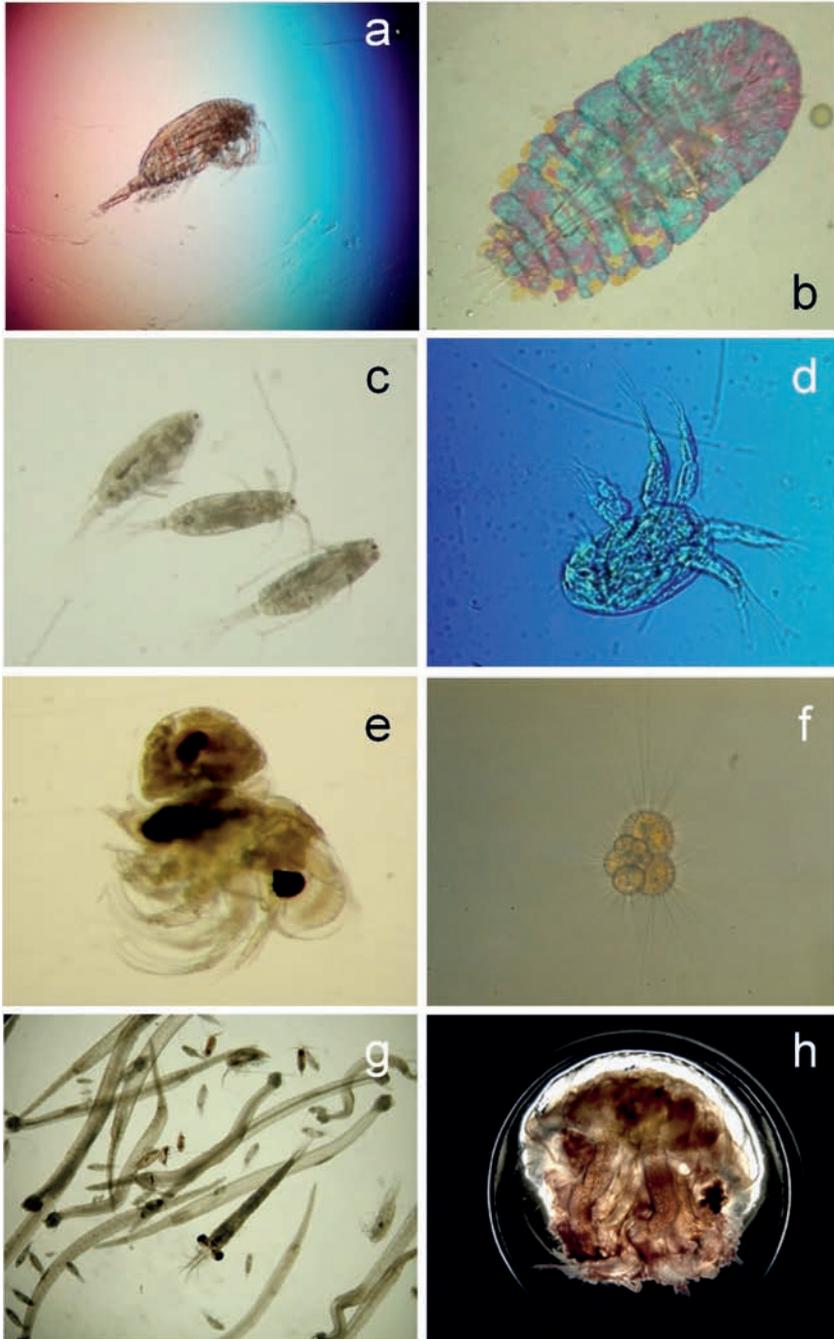


Figura 2. Ejemplos de zooplankton del área de estudio. Copépodos: *Calanus* sp. (a), *Sapphirina angusta* (b) y *Acartia clausi* (c). Larva *nauplius* (d), Cladótero: *Evadne spinifera* (e), Foraminífero (f), Quetognatos (g), Medusa: *Pelagia noctiluca* (h).

El océano ha experimentado grandes cambios en el pasado como consecuencia del clima. Los registros de restos de organismos en los sedimentos revelan la existencia de comunidades de especies muy diferentes, como las asociadas al periodo cálido registrado hace 2000 años en las costas de Galicia (Bernárdez et al., 2008). En el contexto de la evolución reciente del clima, con una marcada influencia antropogénica que se traduce fundamentalmente en un calentamiento progresivo de la atmósfera, se están registrando importantes cambios en los océanos (Nelleman et al., 2009). Además del calentamiento general en las aguas, no sólo en las más superficiales, se observa el aumento del nivel del mar, una creciente acidificación del océano por el incremento del CO₂ en la atmósfera que es absorbido por el océano y alteraciones en el régimen de vientos que afectan a los afloramientos, al oleaje y a las tormentas, entre otros procesos. Estos cambios en las propiedades físicas y químicas del océano afectan de modo directo a los ecosistemas marinos en forma de cambios en la distribución de especies, en sus ciclos reproductivos y en su abundancia numérica y biomasa. Las transformaciones afectan a todos los niveles tróficos, incluyendo los recursos pesqueros (Sherman y Hempel, 2009), de forma que resulta crucial determinar su amplitud y extensión para prever el comportamiento del océano en el futuro.

Los cambios observados, aun cuando ocurren a escala global, no se producen con la misma intensidad en todas las regiones oceánicas. Así por ejemplo, en las costas de Groenlandia y Canadá se está produciendo un enfriamiento de las aguas superficiales como consecuencia de la fusión de los hielos del Ártico, mientras que en el resto de los océanos se observa un calentamiento (Belkin, 2009). En las zonas de afloramiento se ha pronosticado un aumento de su intensidad como consecuencia de la intensificación de los vientos debido al calentamiento diferencial de los continentes y del océanos (Bakun, 1990), sin embargo este cambio sólo se ha encontrado en algunas regiones (Gregg et al., 2005) pero no en otras (Pérez et al., 2010).

Debido a la importancia económica y estratégica del océano es fundamental identificar su dinámica y variabilidad estacional y temporal y conocer sus causas y la evolución a escala regional y local. A escala mundial, el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC), por encargo de la Organización de las Naciones Unidas, elabora cada aproximadamente cuatro años un informe cada vez más completo sobre el estado del clima teniendo en cuenta especialmente los efectos causados por el incremento de CO₂ de origen antropogénico y sus efectos sobre distintos componentes de la atmósfera, la biosfera y geosfera, así como sobre múltiples aspectos sociales y económicos. El último de estos informes ha sido publicado en 2007 y dedica uno de sus capítulos íntegramente a la creciente aceleración de los principales cambios en el océano (IPCC, 2007a). En España también se han venido realizando evaluaciones preliminares de los efectos del cambio climático en el océano considerando todo el litoral (Anadón et al., 2005; Pérez y Boscolo, 2010) o regiones como Galicia (Xunta de Galicia, 2009) o Asturias (Anadón y Roqueñi, 2009). El Instituto Español de Oceanografía comprendió (incluso antes de la cumbre de Río de 1992) la necesidad de disponer de una observación sistemática y continuada de nuestros ecosistemas marinos para poder conocer las causas y evolución de su variabilidad, por lo que sus series temporales han permitido hacer evaluaciones regionales.

El Atlántico oriental en el norte de España

La región del atlántico que baña las costas del norte de la Península Ibérica se caracteriza por estar en una zona de clima templado, sometida a una clara variabilidad estacional con mezcla vertical de aguas durante el invierno y una tendencia a la estratificación en las aguas superficiales durante el verano como consecuencia del calentamiento solar. La mezcla invernal promueve la renovación de los nutrientes en la superficie, agotados en el verano debido al consumo por el fitoplancton (Bode et al., 2007). No obstante esta región representa el límite norte del sistema de afloramiento del noroeste de África y la región canaria, con lo que, debido a los vientos de componente norte y nordeste en la primavera y verano se beneficia de enriquecimientos regulares de nutrientes de aguas profundas, lo cual le permite sostener elevados niveles de producción biológica (Figueiras et al., 2002). La influencia del afloramiento es mayor en la costa noroeste (Galicia) que en la norte (mar Cantábrico), por la particular morfología y orientación de la costa y la existencia de rías, que amplifican el efecto fertilizador del afloramiento (Álvarez-Salgado et al., 2000). Aún así, el afloramiento tiene un efecto notable en la parte occidental del mar Cantábrico durante el verano (Botas et al., 1990) mientras que la parte oriental del Golfo de Vizcaya presenta condiciones de estratificación superficial y menor aporte de nutrientes durante el verano (Lavín et al., 2006).

La plataforma continental en el mar Cantábrico, que constituye la parte sur del Golfo de Vizcaya, es estrecha y está surcada por diversos cañones de gran profundidad, lo que le confiere unas características peculiares entre las que destaca la intensa influencia del océano. Así se conoce el efecto de las aguas subtropicales transportadas por corrientes a lo largo del talud continental (Haynes y Barton, 1990), que aportan nutrientes pero también especies de aguas más cálidas (Fernández et al., 1991) notablemente durante el invierno. Otros fenómenos oceanográficos de importancia en la región incluyen los giros oceánicos que se acercan a la costa (Pingree, 1993) y que también influyen en la composición y producción del plancton (Fernández et al., 2004). En el extremo occidental, la costa de Galicia presenta una plataforma continental de mayor extensión en la que la interacción entre el afloramiento y la circulación de las rías, antiguos valles fluviales sumergidos que funcionan como eficientes conversores de la energía solar en biomasa aprovechable en forma de pesca y marisco (Figueiras et al. 2002), da lugar a un ecosistema singularmente rico en materia orgánica, único en Europa. Además, la transición entre las aguas afloradas del oeste y las aguas más estratificadas del Cantábrico oriental causa un importante gradiente biogeográfico que se manifiesta en muchas comunidades biológicas (ej. Fischer-Piette, 1957; Anadón y Niell, 1981; Arrontes, 2005; Valdés et al., 2007; Bañón et al., 2010).

La observación oceanográfica en el norte de España

Desde el establecimiento de los primeros laboratorios específicamente marinos en la costa se comenzaron a realizar observaciones de distintas variables de interés oceanográfico (Lavín et al., 2006). En 1886 se funda la estación Marítima de Zoología y Botánica Experimentales en Santander (Madariaga de la Campa, 1986), que después pasa a formar parte del Instituto Español de Oceanografía (IEO), y que desde entonces no ha dejado de realizar expediciones oceanográficas por el Cantábrico y otros mares, centradas fundamentalmente en la investigación pesquera. Desde 1943 el IEO mantiene los mareógrafos de Santander, A Coruña y Vigo, como parte de la Red de Estaciones Mareográficas destinadas a la elaboración de tablas de marea y a la determinación del nivel medio del mar (<http://indamar.ieo.es/mareas/mareas.htm>). También otros laboratorios vienen recogiendo datos oceanográficos, como la serie de observaciones de la temperatura del mar iniciada por la Sociedad Oceanográfica de Guipúzcoa (Borja et al., 2000) y de otras características físicas, químicas y del plancton en la costa vasca (ej. Revilla et al., 2010).

Las distintas observaciones, sin embargo, no fueron sistematizadas con un objetivo específicamente dedicado al estudio de la variabilidad oceánica hasta hace relativamente poco tiempo. A partir de las series locales iniciadas en los Centros Oceanográficos del IEO en Vigo, A Coruña y Santander a finales de la década de 1980 y comienzos de 1990, el IEO crea en 1993 el Programa de Obtención y Análisis de Series Temporales de Datos Oceanográficos (Valdés et al., 2002, <http://www.seriestemporales-ieo.com>). El objetivo es “comprender y parametrizar la respuesta del ecosistema ante las diversas fuentes de variabilidad temporal, tanto en sus características oceanográficas como en las poblaciones planctónicas, y especialmente en aquellos factores y procesos que influyen en la producción biológica y pueden alterar el ecosistema”. Las series iniciales se ampliaron en 1993 a la costa asturiana con la colaboración de la Universidad de Oviedo en la serie de Cudillero y, después en 2001, con una nueva serie al crearse el Centro Oceanográfico de Gijón.

Objetivo

El objetivo de este libro es sintetizar la información recogida en los proyectos de observación oceánica del IEO en la región atlántica del norte de España y mostrar evidencias de cambios interanuales en la física, química y biología del océano en relación con factores climáticos. A partir de las tendencias observadas en las relaciones entre índices climáticos y oceanográficos, así como las predicciones de cambio a largo plazo en la región, se estiman los impactos más probables del clima en el océano futuro según los conocimientos actuales.

Este volumen continua la serie iniciada con el estudio de la influencia del cambio climático en la oceanografía física del mar Mediterráneo (Vargas Yañez et al., 2007). En esta ocasión la diversidad de información recogida, fundamentalmente derivada de los proyectos RADIALES y VACLAN y de la Red de Estaciones Mareográficas del IEO, permite hacer un estudio pormenorizado de las principales fuentes de variabilidad en los componentes físicos, biogeoquímicos y biológicos del océano en la región atlántica del norte de España. Con ello se pretende mostrar la importancia de las series de observaciones del océano a largo plazo como fuente de información básica tanto para valorar los cambios pasados como para estimar el comportamiento futuro del ecosistema oceánico en la región ante el cambio climático. A lo largo de los distintos capítulos no solo se sintetiza el conocimiento oceanográfico recogido en gran parte en diversas publicaciones científicas que han aparecido a lo largo de la vida de los proyectos, sino que además se amplían las series y los análisis con el propósito de actualizar y completar las conclusiones, especialmente sobre las tendencias y variabilidad oceánica a escalas climáticas.

En primer lugar (Capítulo 1) se analiza la variabilidad climática atmosférica reciente (desde la década de 1960) y su influencia sobre las condiciones oceanográficas de la región, especialmente en relación a la intensidad y frecuencia del afloramiento. El Capítulo 2 describe la hidrografía y dinámica física regional discutiendo su variabilidad interanual en las últimas décadas, con especial atención al calentamiento observado en las distintas capas de agua y a la intensidad de los procesos de mezcla invernal. El conocimiento de estos últimos es muy importante, ya que determina en gran medida el aporte estacional de nutrientes a la superficie y, por tanto, la producción biológica. Este capítulo también presenta un registro climatológico de circulación en aguas profundas a partir de las series de fondeos más largas existentes en la región. El Capítulo 3 se destina específicamente a describir la variabilidad y tendencias en el nivel del mar a partir de la serie de 67 años de medidas de los mareógrafos desplegados en la zona, realizando además una estimación de los niveles extremos esperados a largo plazo. En el Capítulo 4 se realiza un análisis comparativo entre Galicia y el Cantábrico de la variabilidad en los nutrientes inorgánicos en relación al clima y al afloramiento, así como la influencia de factores locales. De las concentraciones y relaciones entre los distintos compuestos de nitrógeno, fósforo y silicio se deducen los elementos limitantes en cada zona y las comunidades de

fitoplancton esperadas en distintas situaciones. Después se analizan las series de los distintos componentes del plancton en relación a los cambios observados en el clima y los factores ambientales. La composición del picoplancton (organismos unicelulares menores de 2 μm de diámetro) es analizada en el Capítulo 5. El picoplancton es un buen indicador de cambios en el ecosistema pelágico a diferentes escalas temporales por su pequeño tamaño y elevada abundancia; su estudio se ha incorporado recientemente a las series de RADIALES. El Capítulo 6 trata de la variabilidad y tendencias interanuales en la composición de las comunidades de fitoplancton, en un análisis comparativo entre dos series de Galicia y el mar Cantábrico. En este capítulo se estudian las relaciones entre las especies del fitoplancton y las variables climáticas y oceanográficas observadas en ambas zonas mientras que en el siguiente (Capítulo 7) se hace lo mismo para la biomasa y producción primaria, la base de la red trófica pelágica de la región. Finalmente en el Capítulo 8 se analiza la variabilidad en la composición del zooplancton, destacando las similitudes y diferencias en las distintas secciones. En este capítulo se presta especial atención a la presencia de organismos gelatinosos (medusas y salpas) y su relación con el clima. Con el fin de dar una mayor coherencia a la interpretación de los resultados, en los distintos capítulos se ha aplicado, con ligeras variantes, un mismo procedimiento estadístico de análisis de las series de observaciones, que se detalla en el Anexo I.

Estrategia de muestreo

El proyecto RADIALES realiza observaciones multidisciplinarias (física, química y biología) *in situ* a frecuencia mensual en 5 secciones de estaciones localizadas en Vigo, A Coruña, Cudillero, Gijón y Santander (Fig. 3). Esta disposición permite recoger la variabilidad de condiciones oceanográficas y biogeográficas en un gradiente de intensidad decreciente del afloramiento de oeste a este en el sur del Golfo de Vizcaya. Además se tienen en cuenta características locales, como la diferente influencia de las rías en Vigo y A Coruña, el efecto del Cabo Peñas entre Cudillero y Gijón o la estrechez de la plataforma continental frente a Santander. En cada sección se define una estación de referencia para aguas de plataforma (en torno a los 100 m de profundidad) y otra para aguas costeras (en torno a los 20 m de profundidad) en las que se realizan observaciones hidrográficas y muestreos de agua a distintas profundidades. Estas estaciones se complementan con otras según las características de cada sección. La existencia de Centros Oceanográficos en las proximidades de estas secciones facilita la logística de muestreo mensual mediante los barcos oceanográficos costeros B/O José María Navaz, con base en Vigo, B/O Lura en A Coruña (Fig. 4) y B/O José Rioja en Santander (este último da servicio a los muestreos de Santander, Gijón y Cudillero).

Debido a las características de la plataforma continental en esta región, así como y al tipo de barcos disponibles para las observaciones, el estudio de las aguas a profundidades mayores de 100 m sólo resulta accesible en las secciones del proyecto RADIALES en Cudillero y Santander. Por ello desde 2003 se vienen realizando muestreos en una red de estaciones que incluyen tres secciones oceanográficas de entre 90 y 200 millas de extensión situadas frente a cabo Finisterre y cabo Ortegal, en Galicia, y frente a Santander en el Cantábrico. Estos muestreos se enmarcan en el Proyecto VACLAN (Variabilidad Climática en el Atlántico Norte, <http://www.vaclan.ieo.es>) y tienen como objetivo analizar los cambios en los flujos de calor y las propiedades físicas y biogeoquímicas de las masas de agua de las cuencas ibérica, europea y del Golfo de Vizcaya. Además de los muestreos periódicos, que se complementan con las estaciones más profundas del proyecto RADIALES en Santander, VACLAN emplea dos fondeos permanentes de sensores de corrientes marinas e instrumentación autónoma, y se completa con la información de variables meteorológicas y del agua superficial que registra la boya "Augusto González Linares" (http://www.boya_agl.st.ieo.es/boya_agl/HTML).

Los muestreos del proyecto VACLAN se realizan con frecuencia anual o semestral (invierno y verano) en una red de estaciones repartidas a lo largo del margen suroccidental del Golfo de Vizcaya (Fig. 3) empleando regularmente el buque oceanográfico B/O Cornide de Saavedra, con base en Vigo, y ocasionalmente el N/O Thalassa, con base en Nantes (Francia). Los fondeos permanentes de VACLAN disponen de correntómetros (aparatos de medida de intensidad y dirección de la corriente), así como de sensores de medida de la temperatura y salinidad

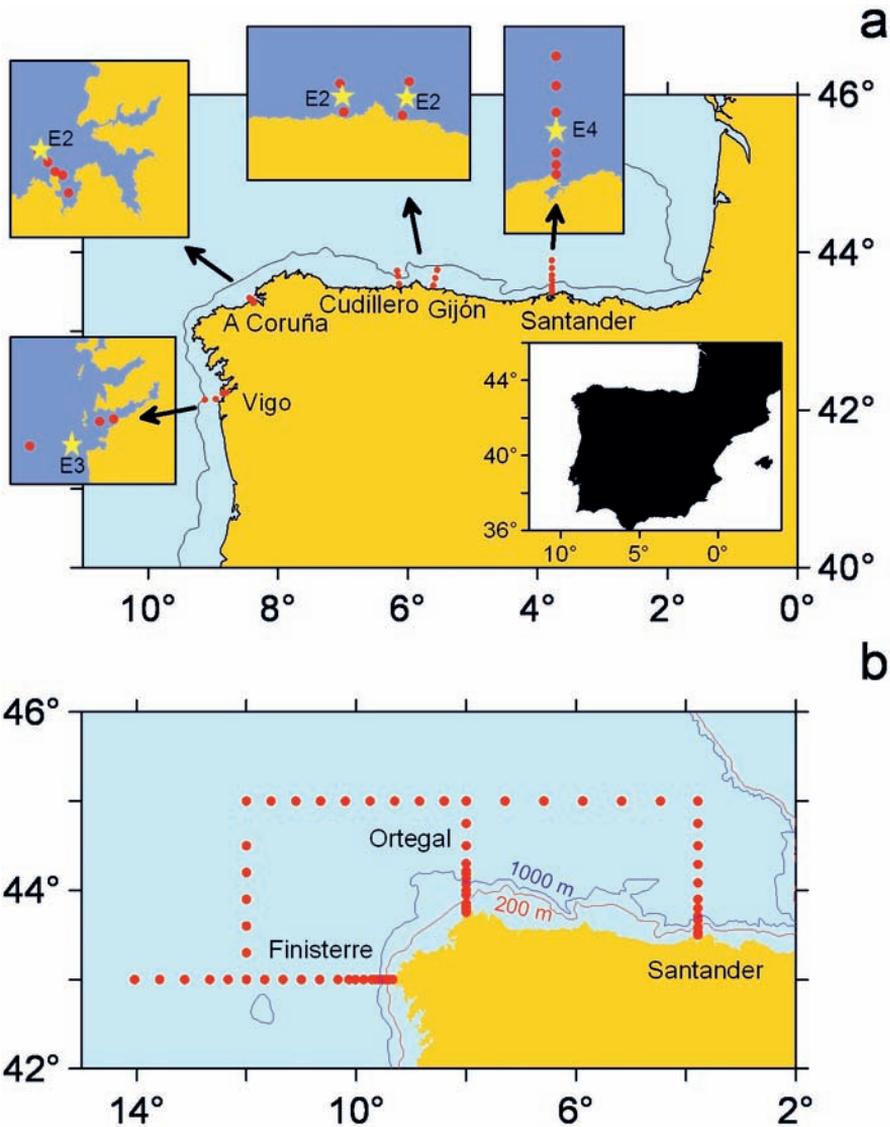


Figura 3. Localización de las estaciones de muestreo del proyecto RADIALES (a) y del proyecto VACLAN (b). Se indican con estrellas las estaciones situadas entre 80 y 150 m de profundidad de las que se han obtenido los datos analizados en la mayor parte de los capítulos de este libro. La línea continua en a señala la posición de la isobata de 200 m, límite de la plataforma continental.

del agua, desplegados a las profundidades de los núcleos de las masas de agua a estudiar, por medio de un cabo o cable anclado al fondo del mar y sostenido por boyas. La boya meteorológica registra de forma continua medidas de dirección e intensidad del viento, temperatura y humedad relativa del aire, radiación solar, temperatura y salinidad, oxígeno disuelto y fluorescencia superficial del mar, altura y dirección del oleaje y velocidad e intensidad de la corriente

hasta 100 m de profundidad. Toda esta información es transmitida en tiempo real y, una vez procesada, es almacenada para el posterior análisis de tendencias y cambios en relación a la variabilidad climática del Cantábrico.

En ambos proyectos los muestreos de la columna de agua siguen los procedimientos estandarizados por el proyecto Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS, UNESCO, 1994). Así se realizan perfiles verticales de temperatura y salinidad mediante equipos CTD (Conductivity, Temperature and Depth) y se recogen muestras de agua a profundidades estándar mediante botellas oceanográficas tipo Niskin. Desde el año 2000 el muestreo se realiza mediante una roseta de botellas oceanográficas acoplada al CTD, lo que permite disponer de las medidas *in situ* de temperatura y salinidad de las muestras de agua. El proyecto RADIALES realiza un muestreo más detallado de la capa superficial, donde se realiza la fotosíntesis, e incluye medidas de irradiancia y fluorescencia debida al fitoplancton en la mayor parte de las estaciones. De las botellas oceanográficas se recogen muestras de agua para la determinación de sales nutrientes (nitrato, nitrito, amonio, fosfato y silicato) y, en algunas estaciones, también para la determinación de oxígeno disuelto, clorofila, materia orgánica y plancton (fitoplancton, protozoos y bacterias). El zooplancton se muestrea mediante pescas con redes de plancton y se conserva en formol hasta su observación al microscopio en el laboratorio. En todos los casos los procedimientos analíticos siguen métodos reconocidos internacionalmente (UNESCO, 1994; Harris et al., 2000). En los distintos capítulos de este libro se detallan y se dan referencias específicas de los métodos empleados.



Figura 4. B/O Lura, del Centro Oceanográfico de A Coruña. Ejemplo de barco costero empleado en el proyecto RADIALES.

Capítulo 1. Clima y meteorología

**Manuel Ruiz Villarreal, José Manuel Cabanas, Gonzalo González-Nuevo,
Antonio Bode, Enrique Nogueira, César González-Pola y Alicia Lavín**

Resumen

Abstract

1.1. Introducción

1.2. Métodos

1.2.1. Área de estudio

1.2.2. Patrones de teleconexión

1.2.3. Variables meteorológicas regionales y locales

1.2.4. Análisis de las series

1.3. Variabilidad temporal de los patrones de teleconexión

1.4. Variabilidad temporal en las variables meteorológicas regionales

1.5. Variabilidad atmosférica y su correlación con los patrones de teleconexión

1.5.1. Precipitación

1.5.2. Temperatura

1.5.3. Índice de afloramiento

1.6. Conclusiones

Resumen

En este capítulo se caracteriza la variabilidad climática de la atmósfera en la región noroccidental de la Península Ibérica (Galicia y mar Cantábrico) a partir de series temporales de patrones de teleconexión y observaciones meteorológicas (temperatura, precipitación y vientos) en distintos puntos de la costa entre 1950 y 2010. Se ha prestado especial atención a las dos últimas décadas en las que se dispone de observaciones oceanográficas sistemáticas en esta región. Las variables analizadas incluyen los índices de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), del Atlántico oriental (EA), del Atlántico oriental / Rusia occidental (EA/WR), de Escandinavia (SCAN) y Polar (POL). Además se calcularon los índices de afloramiento para varias localidades de la costa a partir de los campos de presión atmosférica. Los resultados indican que, especialmente en la última década, el índice NAO no ha sido el modo más importante de variabilidad. El índice EA se relacionó con la pluviosidad y con el afloramiento en toda la región, modulado localmente por otros índices como NAO y EA/WR. Las series meteorológicas revelan incrementos significativos de temperatura y una reducción general de las precipitaciones y del afloramiento en toda la región y considerando todo el periodo. Sin embargo los cambios no han sido uniformes ni homogéneos, con breves periodos de enfriamiento relativo e intensificación del afloramiento. En particular las variaciones en el afloramiento fueron más acusadas en Galicia que en el sur de Portugal o en el Cantábrico oriental. Este estudio confirma el carácter de transición de la región a la vez que resalta la importancia de la procedencia geográfica de las observaciones y de la extensión de las series en la interpretación de las tendencias a largo plazo de las variables meteorológicas y oceanográficas.

Abstract

In this chapter the climatic variability of the atmosphere on the northern region of the Iberian peninsula (Galicia and mar Cantábrico) was analysed using temporal series of teleconnection patterns and meteorological observations (temperature, precipitation and winds) from various locations along the coast between 1950 and 2010. Particular attention was paid to the last two decades when systematic oceanographic observations were available for this region. The variables analysed included the North Atlantic Oscillation index (NAO), the Eastern Atlantic index (EA), the Eastern Atlantic / Western Russia index (EA/WR), the Scandinavia index (SCAN) and the Polar index (POL). Furthermore, the upwelling index values for various locations along the coast were computed from atmospheric pressure fields. The results indicate that the NAO index was not the dominant mode of variability in this region, particularly in the last decade. In contrast, the EA index was related to precipitation and upwelling, variables that were locally modulated by other indices as NAO and EA/WR. The meteorological series revealed significant increases of temperature and a general decrease of precipitation and upwelling intensity when considering the whole region and time period. Such changes, however, were not uniform nor homogeneous through the region, having short periods of relative cooling and upwelling increase. The variability in upwelling was particularly larger in Galicia than in southern Portugal or in the eastern Cantábrico. The present study confirms the transient character of the region, and highlights the importance of both the geographic origin of the observations and the length of the series when interpreting long term trends in meteorological and oceanographic variables.

1.1. Introducción

Los efectos de la circulación atmosférica sobre el océano varían a distintas escalas temporales: diaria (brisas), de pocos días (borrascas y frentes), semanal, mensual, anual, decadal o de más larga escala. Entre estos efectos destacan los transportes de calor y gases, las modificaciones del nivel del mar y la generación de corrientes por los gradientes de densidad (que dependen de la temperatura y de los cambios en la salinidad producidos por la evaporación) y de nivel del mar. A su vez el océano influye en las condiciones de la atmósfera, especialmente en sus niveles más bajos, a través del intercambio de calor, agua, sal marina y gases, principalmente. Los diferentes procesos de interacción océano-atmósfera no ocurren con la misma intensidad ni tienen la misma importancia relativa en todas las regiones de la Tierra, y sus características climáticas están determinadas por los patrones de circulación atmosférica.

Una forma de caracterizar el clima en áreas geográficas extensas (escala regional, desde cientos a miles de kilómetros) es emplear los patrones de teleconexión: combinaciones recurrentes y persistentes de anomalías de presión y circulación en la atmósfera. La variabilidad de la circulación atmosférica a estas escalas, y por tanto los patrones de teleconexión se calculan a partir de datos atmosféricos de formas diversas (ej. Hurrell y Dessler, 2009), aunque la más extendida es mediante técnicas de análisis de correlación y de funciones ortogonales empíricas (Barnston y Livezey, 1987). El uso de los patrones de teleconexión permite reducir la compleja variabilidad espacial y temporal del sistema atmosférico a índices simples. Espacialmente, a escalas largas, la atmósfera exhibe patrones de circulación que abarcan la mayor parte del globo, por tanto la variabilidad de zonas muy alejadas geográficamente puede estar correlacionada, de ahí la denominación de índices de teleconexión. Temporalmente, los índices de teleconexión integran información sobre la variabilidad del tiempo atmosférico a escalas anuales, interanuales y climáticas, y por tanto permiten una mejor descripción de la variabilidad total del sistema que la que proporcionaría el estudio de una sola variable. Por ejemplo, la variabilidad atmosférica captada por los índices proporciona información sobre variabilidad en trayectorias y localización de borrascas y anticiclones y su efecto en temperatura, precipitación o vientos, que a su vez influyen en variables oceanográficas como la capa de mezcla, la formación de aguas, la circulación o la temperatura del mar. Por tanto, los patrones de teleconexión resultan más adecuados para el estudio de la variabilidad en el sistema marino que magnitudes oceanográficas aisladas. Esto los hace especialmente adecuados para el estudio del forzamiento atmosférico y oceánico en los ecosistemas marinos, que se ven afectados por un conjunto de diversas variables (Hurrell y Dessler, 2009; Stenseth et al. 2003).

La Península Ibérica se sitúa en latitudes medias en la zona de influencia del frente polar que separa la zonas de aire polar y las zonas de aire subtropical. Así, tradicionalmente se ha reconocido que la plataforma continental ibérica atlántica está influida por su localización entre

los dos grandes giros oceánicos que determinan la circulación general en el Atlántico Norte: el giro subpolar, que se extiende aproximadamente entre los 45° y 65° de latitud Norte y está forzado por el sistema de bajas presiones de Islandia, y el giro subtropical que se extiende entre los 10° y 40° de latitud Norte y está forzado por el sistema anticiclónico de las Azores (Wooster et al., 1976). Asimismo, la localización de la Península Ibérica en el extremo oeste del continente europeo implica que la influencia continental sea importante, y tradicionalmente se ha descrito que la variabilidad atmosférica en invierno y primavera es respuesta al desarrollo de un anticiclón térmico formado por el enfriamiento sobre el continente europeo y su debilitamiento en primavera (ej. Naranjo y Pérez Muñuzuri, 2006). En este capítulo analizamos la variabilidad atmosférica a distintas escalas como forzador de la dinámica sobre las aguas de la plataforma continental gallega y cantábrica y el océano adyacente, en relación a las series de observaciones oceanográficas. Dado que las series más largas empezaron a finales de la década de 1960 caracterizaremos la variabilidad climática en el área para poner en contexto las dos últimas décadas para las que se dispone de series oceanográficas.

Una de las características más importantes del área de estudio es su localización en la zona norte del sistema de afloramiento de Canarias, que abarca desde el noroeste de África a la costa norte de la Península Ibérica (ej. Arístegui et al., 2006). El afloramiento está inducido por la componente del viento paralela a la costa, que exporta de la capa superficial del océano influida por el viento (capa de Ekman) mar adentro, que es sustituida por aguas subsuperficiales habitualmente más frías y ricas en nutrientes. El afloramiento en el área de estudio es estacional, con vientos predominantemente del norte en general de abril a octubre, mientras que los vientos son predominantemente del sur durante el otoño y el invierno, de octubre a marzo (Wooster et al., 1976; Bakun y Nelson, 1991). De todas formas, hay gran variabilidad interanual en el inicio e intensidad de estas estaciones y buena parte de la variabilidad del sistema la constituyen eventos de afloramiento en la estación de hundimiento y viceversa (Blanton et al., 1984; Nogueira et al., 1997). Otra característica de nuestro sistema es que en esta zona límite de influencia del afloramiento, la costa cambia de orientación de la predominantemente norte-sur que tiene desde el Cabo San Vicente (Portugal) a la este-oeste en el Mar Cantábrico (sur del Golfo de Vizcaya), desde Cabo Estaca de Bares. Así, en la costa oeste el afloramiento es inducido sobre todo por la componente norte del viento, mientras que la orientación de la costa hace que en el Cantábrico sea la componente este de los vientos la que induzca afloramiento (Botas et al., 1990; Lavín et al., 1998). Dado el patrón de vientos en la zona de estudio, el afloramiento es más intenso y persistente en el Atlántico que en el Cantábrico.

En este capítulo describimos los patrones de variabilidad climática en el Atlántico Norte a partir de índices de teleconexión basados tanto en los campos de presión atmosférica (Barnston y Livezey, 1987; Hurrell y Deser, 2009) como en variables meteorológicas para distintas localidades de Galicia y el Cantábrico, como el índice de afloramiento, la temperatura del aire y de la superficie del mar y la velocidad del viento para las componentes paralelas a la costa: sur-norte en Galicia y oeste-este en el Cantábrico.

1.2. Métodos

1.2.1. Área de estudio

El área considerada en este capítulo comprende todo el Atlántico nororiental, pero especialmente la región norte y noroccidental de la Península Ibérica (Fig. 1.1). En esta región el patrón de vientos en la costa varía estacionalmente, con dominancia de las componentes paralelas a la costa durante la mayor parte del año. Los vientos registrados por las boyas de la red de Puertos del Estado (<http://www.puertos.es>) y del IEO (http://www.boya_AGL.st.ieo.es) indican la preponderancia en invierno de las componentes sur en Galicia y este en el Cantábrico, mientras que en verano se registra la situación opuesta (componentes norte y este). En primavera y otoño se dan situaciones intermedias entre el verano y el invierno. La variabilidad en la intensidad del viento entre las distintas localidades es mayor en invierno y primavera, estaciones en las que los mayores valores se observan en el sur de Galicia y en el Cantábrico central (Fig. 1.1).

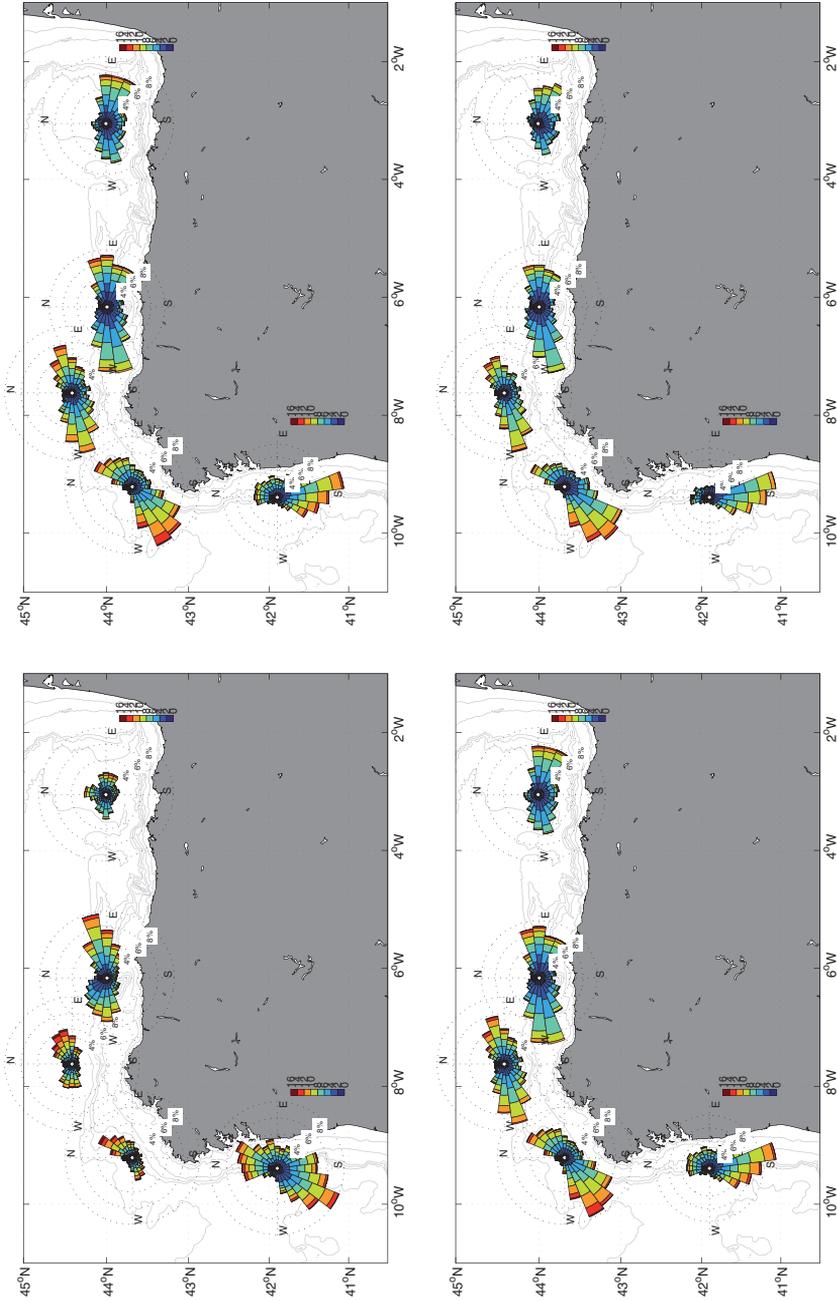


Figura 1.1. Zona de estudio con indicación de las rosas de vientos en las boyas de Puertos del Estado promediadas para invierno, primavera, verano y otoño. Valores en $m s^{-1}$.

1.2.2. Patrones de teleconexión

En este capítulo empleamos los patrones que distribuye el Climate Prediction Center (CPC) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y el National Weather Service (NWS) de EE.UU. (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>), obtenidos aplicando la técnica de análisis de componentes principales (Barnston y Livezey, 1987) a las medias mensuales estandarizadas de anomalías de altura a 500 hPa en la región 20°N-90°N y calculadas a partir de resultados del reanálisis de series de observaciones que comienza en enero de 1950. En el contexto de este estudio los patrones relevantes son los que afectan al Atlántico Norte y a Eurasia. Los patrones destacados en el Atlántico Norte son la Oscilación del Atlántico Norte (North Atlantic Oscillation, NAO) y el patrón del Atlántico Oriental (East Atlantic, EA). En Eurasia, los patrones más prominentes son el Atlántico Oriental / Rusia Occidental (East Atlantic/Western Russia, EA/WR), el patrón Escandinavo (Scandinavia, SCAN) y el Polar/Eurasia (POL).

La forma de los patrones espaciales de cada modo en el Atlántico nororiental se puede representar mediante la correlación entre el valor de los respectivos índices de teleconexión y la presión atmosférica (Fig. 1.2). El patrón más conocido en el Atlántico norte es NAO, que resulta el más robusto en el análisis de componentes (Hurrell y Deser, 2009). Representa la diferencia de presión atmosférica entre la zona de bajas presiones de Islandia y el anticiclón del sur de Europa en las Azores, por lo que cubre longitudinalmente todo el Atlántico y Europa. El patrón EA es el segundo modo de variabilidad y su estructura es un dipolo norte-sur de anomalías, aunque situadas más al sur que en NAO. La anomalía negativa está centrada al oeste de las islas Británicas y la positiva es máxima en torno a 20°N y afecta latitudinalmente al Atlántico y al Mediterráneo. El patrón EA/WR se caracteriza espacialmente por dos anomalías de igual signo (una en el Atlántico NE entre 40° y 60°N, y otra al oeste de Rusia) y una anomalía de distinto signo (ésta en Europa central). La orientación de las anomalías es más zonal que en otros modos y abarca latitudinalmente desde 30°N al Polo Norte. La fase negativa de EA/WR en invierno puede asociarse a la presencia de anticiclones que bloquean la circulación atmosférica en Europa central. El patrón SCAN recibe su nombre de la fuerte anomalía sobre Escandinavia, que está acompañada de centros menos intensos de signo opuesto en Europa Occidental y en Rusia Oriental. A veces la fase positiva de SCAN está asociada a la presencia de anticiclones de bloqueo en Escandinavia, al noreste de donde aparecen en EAWR. Finalmente el patrón POL se caracteriza en su fase positiva por anomalías negativas en la región polar y positivas en Eurasia con el máximo en China y Mongolia. Se asocia a fluctuaciones en la intensidad de la circulación circumpolar, con la fase positiva asociada a un vórtice circumpolar más intenso.

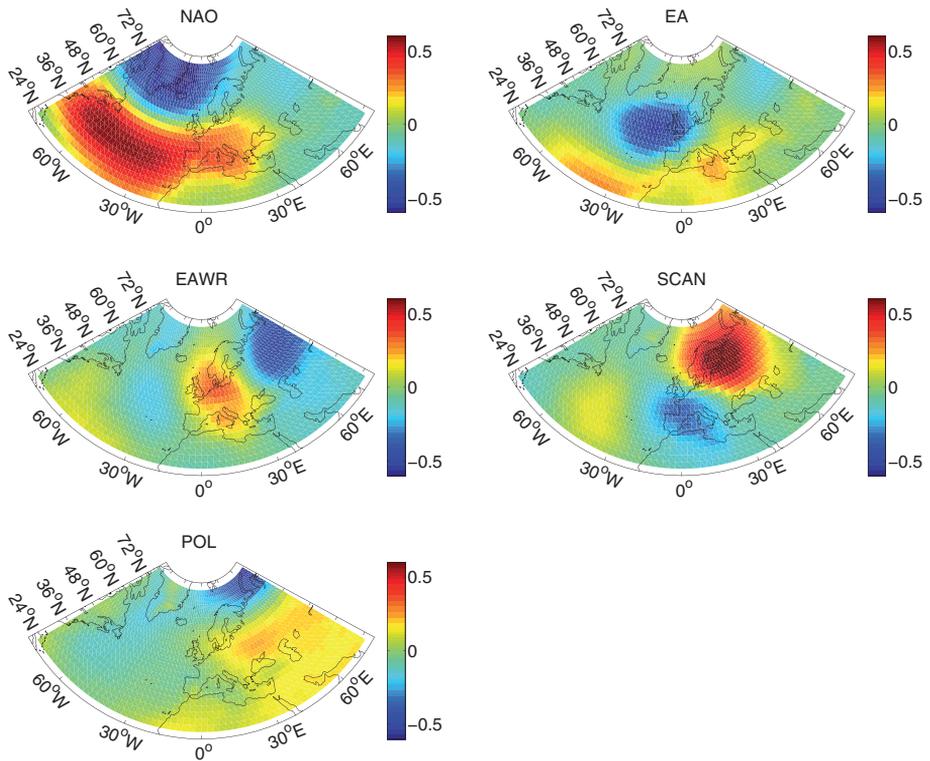


Figura 1.2. Patrones anuales de distribución espacial de los patrones de teleconexión atmosféricos (NAO, EA, EAWR, SCAN, POL). Se representa el valor del coeficiente de correlación entre el índice y la presión atmosférica a 500 hPa.

1.2.3. Variables meteorológicas regionales y locales

Se han analizado variables meteorológicas a escala regional y local. Entre las primeras se ha empleado la temperatura superficial del mar, y las componentes del viento norte-sur (u) y oeste-este (v) promediadas para dos áreas de $1^\circ \times 1^\circ$ representativas de Galicia (centro en 42.5°N , 9.5°O) y el Cantábrico (centro en 44.5°N , 5.5°O), obtenidos del International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS, <http://dss.ucar.edu/datasets/>). Además la variabilidad en la temperatura del Atlántico norte se ha estudiado mediante la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, Enfield et al., 2001), que mide las anomalías en la temperatura superficial del océano con respecto a la media global de toda la serie una vez descontada la tendencia. Por último, la influencia regional del afloramiento se ha representado mediante el índice de afloramiento calculado en una celda de $2^\circ \times 2^\circ$ centrado en 43°N , 11°O (Bakun, 1973; Lavín et al., 1991, 2000). Este índice expresa el transporte de Ekman de agua superficial hacia fuera de la costa estimado a partir de los vientos geostroáficos derivados de los mapas sinópticos que proporciona la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). El afloramiento es la respuesta de primer orden a la componente del viento paralela a la costa. En la costa oeste se utilizó la componente norte, mientras que en el Cantábrico se utilizó la componente este. En la costa noroeste de Galicia se consideró que la orientación de la costa es de 45° con respecto al norte. Las gráficas de rosas de vientos en las boyas muestran cómo la dirección que hemos considerado para el cálculo del afloramiento es aproximadamente la dirección predominante de los vientos, aunque existen diferencias estacionales (Fig. 1.1). Además de este índice, la evolución del afloramiento a lo largo de la costa se estudió mediante índices de afloramiento similares para distintos puntos de la costa, calculados a partir de los resultados de presión superficial del mar del modelo U.S. Navy Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center (FNMOC) en el área y distribuidos por el Pacific Fisheries Laboratory (PFEL, <http://www.pfeg.noaa.gov/>).

Para caracterizar la variabilidad meteorológica local se han empleado las series de temperatura y precipitación a partir de las medias mensuales de las estaciones costeras de la AEMET más cercanas a cada serie oceanográfica en Vigo, A Coruña, Cudillero, Gijón y Santander. En Vigo se ha empleado la serie correspondiente al aeropuerto de Peinador (estación 1495), en A Coruña la estación del Centro Meteorológico local (estación 1387) y para Cudillero se ha empleado la serie correspondiente al aeropuerto (estación 1212E) cerca de Avilés. Además se han incluido las serie correspondientes al aeropuerto de San Sebastián (estación 1014), como representativa de las condiciones meteorológicas en el extremo oriental del Golfo de Vizcaya, y a Ourense (estación 1690A) como representativa de un clima interior del sur de la región, en la cuenca del río Miño, que desemboca en la costa oeste de Galicia y constituye junto con el río Duero, que desemboca en Oporto, el mayor aporte de agua dulce al área (Otero et al. 2010). El periodo analizado ha sido el comprendido entre 1950 y 2011, salvo en el caso de la serie de Avilés que empieza en 1968. Algunas de las series son continuas en ese periodo y otras se han reconstrui-

do con datos de estaciones cercanas. Así en Santander se empleó Santander-Centro (estación 1110) hasta 1997 y después Santander-CMT (estación 1111). En Gijón se empleó la estación de Gijón-La Merced (estación 1208A) hasta 1996, Gijón (estación 1208) hasta 2001 y Gijón-El Musel (estación 1208H) en el último periodo.

1.2.4. Análisis de las series

La caracterización de los patrones de variación temporal de las variables seleccionadas se realizó de acuerdo con el modelo de descomposición aditiva de las series temporales en media, tendencia lineal, componentes periódicos y autocorrelación, como se describe en el Anexo I. El nivel de significación utilizado para determinar la inclusión de los componentes del modelo aditivo fue del 5% ($\alpha=0.05$). De esta manera, los componentes con $p < 0.05$ se consideraron significativos. Se ha realizado un test no paramétrico Mann-Kendall para confirmar las tendencias encontradas. Se analizaron las series temporales para el periodo comprendido entre 1960 y 2007.

1.3. Variabilidad temporal de los patrones de teleconexión

La forma de los patrones espaciales de cada modo en el Atlántico nororiental, representados por la correlación entre el valor de los respectivos índices de teleconexión y la presión atmosférica, es reconocible durante todo el año (Fig. 1.2). Sin embargo tanto la intensidad y localización concreta de las anomalías que los caracterizan como su contribución variaron a escala estacional e interanual e incluso decadal (ej. Ramos et al. 2010), con largos periodos de fases positivas y negativas (Fig. 1.3). Asimismo, es importante destacar la existencia de variabilidad de los patrones de mes a mes. Tanto el índice NAO como EA presentaron una componente de autocorrelación significativa (Tabla 1.1) que indica la persistencia de las anomalías en las series mensuales analizadas, lo que no ocurrió con los demás índices.

El índice NAO presentó una pequeña tendencia positiva significativa al aplicar el análisis paramétrico, pero no significativa cuando se evaluó con el test no paramétrico Mann-Kendall durante el periodo estudiado (Tabla 1.1). Durante las décadas de 1950 y 1960 resultó ser predominantemente negativo y desde principios de la década de 1990 se distingue una fase de NAO con valores positiva y una fase de NAO con valores negativos interrumpida por valores bajos del índice hasta mediados de la década de 2000, cuando empezó una fase de NAO aún más negativa, especialmente en los dos últimos años (Fig. 1.3). Aunque el patrón con la estructura espacial de la NAO aparece en el análisis de patrones de teleconexión durante todo el año, su variabilidad es máxima en los meses de invierno. El índice NAO en invierno (promediado entre diciembre y marzo) presenta una clara variabilidad interdecadal (Hurrell 1995), con valores predominantemente negativos desde la década de 1950, que cambiaron a positivos en la década de 1970. En la década de 1960 presentó valores predominantemente negativos mientras que desde finales de la década de 1980 y durante la década de 1990 se observaron valores positivos, salvo en 1996. En la década de los 2000 el índice NAO invernal fue menos positivo que en la década anterior. Incluso se registraron inviernos con valores de NAO negativos, como 2001, 2006 y 2010, este último con uno de los valores más bajos de toda la serie (Fig. 1.3).

En el periodo que cubren las series oceanográficas costeras se observaron situaciones de EA con valores predominantemente positivos, que contrasta con la situación observada antes de 1976. Desde 1997 a 2004 la fase positiva del EA fue persistente, alcanzándose los valores máximos de la serie en el periodo 2006-2010. Esto explica que la tendencia calculada sea positiva (Tabla 1.1), y significativa tanto en el análisis paramétrico como en el Mann-Kendall. El índice SCAN mostró una tendencia de menor intensidad de decrecimiento y la gráfica muestra un periodo de valores predominantemente positivos en la década de 1970 (Fig. 1.3). Los demás índices de teleconexión no mostraron variaciones significativas en el análisis de tendencia lineal. El índice EA/WR mostró valores positivos al inicio de la década de 1990, y el análisis de tendencia periódica muestra que tiene un ciclo estacional significativo con máximo en abril (Tabla 1.1).

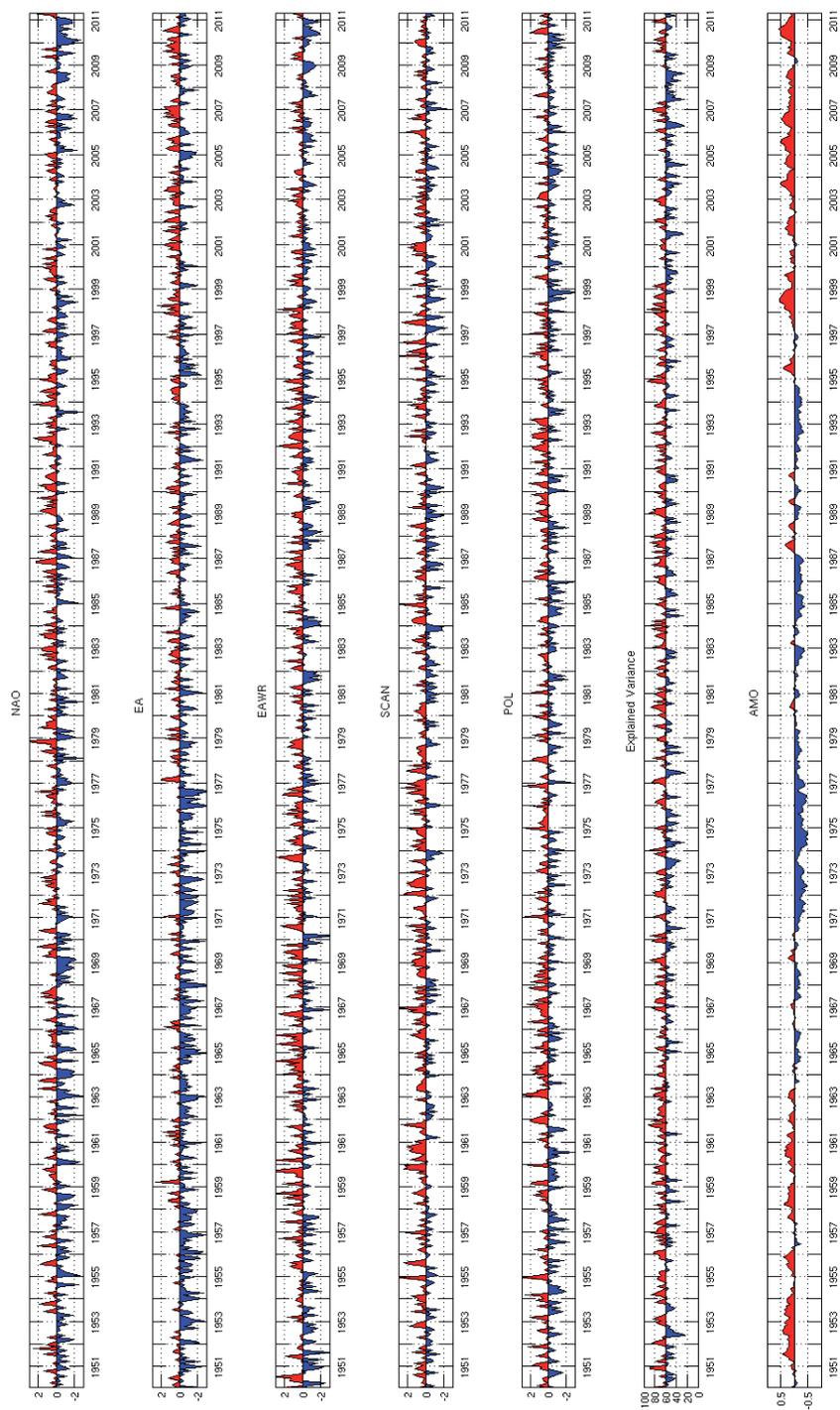


Figura 1.3. Evolución temporal en el periodo 1947-2011 de los principales patrones de teleconexión atmosféricos (NAO, EA, EAWR, SCAN, POL), la varianza explicada por la totalidad de los modos (%) y el índice de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO).

Variable	Media	Tendencia lineal		Componentes periódicos			Autocorrección		Total	
	\bar{x}	b	%V _t	T	A	θ	%V _{CC}	ϕ_1	%V _{AR}	%V _M
NAO	0.028	0.0062	0.7	–	–	–	–	0.14	1.8	2.6
EA	0.137	0.0189	6.6	–	–	–	–	0.09	0.8	7.4
EA/WR	0.009	–	–	12.26	0.24	4.21	3.3	–	–	3.3
SCAN	–0.027	–0.0101	1.9	8.47	0.31	1.71	4.6	–	–	6.5
POL	0.006	–	–	–	–	–	–	–	–	0.0
AMO	–0.032	0.0062	16.4	576.00	0.16	557.22	33.2	0.80	23.9	95.3
	–	–	–	115.20	0.09	3.29	10.0	–	–	–
	–	–	–	288.00	0.08	3.35	8.2	–	–	–
	–	–	–	44.31	0.05	24.93	3.6	–	–	–
AFLO	–8.662	–4.0704	0.8	12.00	450.24	6.60	32.6	–	–	33.4
TAG	15.422	0.0243	2.1	12.00	3.11	8.02	88.1	0.35	1.1	91.3
TSG	15.632	0.0195	2.0	12.00	2.51	8.35	88.4	0.47	2.0	92.4
UG	0.736	–	–	–	–	–	–	–	–	0.0
VG	–2.016	–	–	12.00	2.38	0.49	31.1	–	–	31.1
TAC	15.090	–	–	12.00	4.22	7.86	83.8	0.15	0.4	84.2
TSC	15.507	–	–	12.00	3.86	8.18	86.2	0.27	1.0	87.2
UC	1.447	–	–	–	–	–	–	–	–	0.0
VC	–0.598	–	–	12.00	0.87	0.51	4.2	–	–	4.2

Tabla 1.1. Parámetros del modelo univariante ajustado a los índices climáticos y meteorológicos (ver Anexo I). Los parámetros del modelo son: \bar{x} , media climatológica; b, tasa de cambio anual (año⁻¹) del componente de variación de tendencia lineal a largo término; T, A y θ son el periodo y amplitud (en meses) y la fase (radianes) de los componentes cíclicos significativos; ϕ_1 , coeficiente del componente autoregresivo para el desfase 1; %V_t, %V_{CC} y %V_{AR} representan los porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes del modelo y %V_M es el porcentaje de varianza explicada por el modelo univariante. NAO: oscilación del Atlántico norte, EA: índice del Atlántico Oriental, EA/WR: índice del Atlántico oriental / Rusia occidental, SCA: índice de Escandinavia, POL: índice polar, AMO: Oscilación multidecadal del Atlántico, AFLO: índice de afloramiento para 43°N, 11°W, TAG (TAC): temperatura del aire en Galicia (Cantábrico), TSG (TSC): temperatura superficial del mar en Galicia (Cantábrico), UG (UC): componente oeste-este del viento en Galicia (Cantábrico), VG (VC): componente sur-norte del viento en Galicia (Cantábrico). El periodo de análisis es de 1960 a 2007. Todos los componentes que aparecen en la tabla son significativos (p < 0.05).

1.4. Variabilidad temporal en las variables meteorológicas regionales

En el Atlántico Norte el índice AMO (Oscilación Multidecadal del Atlántico) representa el principal patrón de variabilidad oceanográfica multidecadal, con influencia directa sobre las precipitaciones (Enfield et al., 2001). Durante el periodo que abarcan las series oceanográficas costeras el índice AMO fue predominantemente positivo, a excepción de una pequeña fase negativa entre 1991 y 1995 (Fig. 1.3). La tendencia durante el periodo estudiado de 1960 a 2007 fue de incremento. Teniendo en cuenta que el índice AMO se calcula de las anomalías de temperatura superficial del mar a las que se les ha quitado la tendencia, este resultado es debido al cambio de fase que tiene el índice en el periodo de análisis (Fig. 1.3). El índice AMO presentó ciclos multianuales significativos de 48, 24, 9.6 y 3.7 años (Tabla 1.1). Su elevada autocorrelación es consecuencia de la inercia térmica del océano.

La temperatura del aire y del agua en Galicia, derivadas de las observaciones promediadas espacialmente de las bases de datos ICOADS, presentaron tendencias de incremento significativas y próximas a $0.02 \text{ }^\circ\text{C año}^{-1}$ (Tabla 1.1), muy similares a las encontradas en las series oceanográficas costeras (Capítulo 2). Sin embargo la tendencia para el mar Cantábrico no resultó significativa. En ambos casos las temperaturas mostraron una fuerte estacionalidad con el máximo valor anual en agosto y, al igual que en el caso del índice AMO, una autocorrelación significativa. En contraste, el análisis de las componentes de los vientos derivados de ICOADS no reveló tendencias significativas y sólo resultó destacada la variabilidad estacional de los vientos de componente norte, tanto en Galicia como en el Cantábrico (Tabla 1.1).

1.5. Variabilidad atmosférica y su correlación con los patrones de teleconexión

1.5.1. Precipitación

El aporte fluvial es un mecanismo fundamental en el área de estudio porque proporciona agua dulce que genera estratificación y zonas frontales de gran importancia para la variabilidad del ecosistema. Aunque hay que tener en cuenta que el caudal de los ríos del área que llega a la plataforma depende del hecho de estar embalsados, hemos analizado la precipitación como un indicador de la variabilidad interanual y estacional del aporte fluvial. La precipitación en el área tiene una fuerte componente estacional y la mayor parte de las precipitaciones tienen lugar de octubre a abril asociadas al paso de bajas presiones sinópticas que se mueven hacia el este desde el Atlántico. La precipitación en verano es reducida y está asociada al paso menos frecuente de bajas presiones y a factores locales y tormentas convectivas (Naranjo y Pérez Muñuzuri, 2006).

Comparando la distribución de precipitaciones en las distintas estaciones meteorológicas (Fig. 1.4 y Tabla 1.2), se observa que la precipitación es marcadamente estacional, con un máximo en diciembre-enero. La precipitación en Vigo es sensiblemente mayor a la del resto de las series, salvo en verano. El patrón de distribución temporal de la precipitación en Vigo, sin embargo, fue similar al observado en Ourense, una localidad interior fuera de la influencia oceánica directa y con un valor absoluto de pluviosidad inferior. Esto apoya los resultados que indican que el patrón de pluviosidad depende más de la circulación atmosférica regional que de efectos locales (Trigo et al., 2004; Zveryaev y Allan, 2010). En el Cantábrico oriental (Santander y San Sebastián) las precipitaciones medias fueron más elevadas en verano y otoño, y en San Sebastián también en invierno. A Coruña, Avilés y Gijón resultaron ser las estaciones con precipitaciones más bajas y con un patrón de variación similar, aunque Avilés presentó la mayor precipitación de las tres en primavera y verano, mientras que A Coruña mostró más precipitación en invierno y menos en verano. La precipitación acumulada de Gijón siempre resultó inferior a la de Avilés durante todo el año. Respecto a las tendencias en la precipitación mensual en el periodo 1960-2007, aunque se obtiene una tendencia decreciente en todas las estaciones, sólo es significativa estadísticamente en Avilés y Santander. El análisis de las tendencias por meses muestra una tendencia de reducción en los meses de invierno y primavera (especialmente marzo) y un aumento en julio (y agosto en las estaciones más occidentales) y en otoño (octubre y noviembre) sobre todo en las estaciones occidentales. Esto explicaría la tendencia a reducción observada en la serie mensual. De todas formas, la tendencia sólo resulta significativa estadísticamente en enero y febrero en Vigo y en marzo, mayo y junio en Avilés, que recordemos comienza en 1968. Otros estudios en el área han analizado tendencias en precipitación: Cruz et al. (2009) para Galicia en el periodo 1961-2006, Álvarez García et al. (2009) para Asturias en el periodo 1961-2007 y González-Hidalgo et al. (2010), en toda España de 1945 a 2005. Aunque las tendencias y su significación estadística dependen del periodo (ver la revisión de Bladé y Castro-Díez (2010), los resultados concuerdan en la tendencia decreciente de la precipitación en invierno y primavera y a un ligero aumento en julio y octubre.

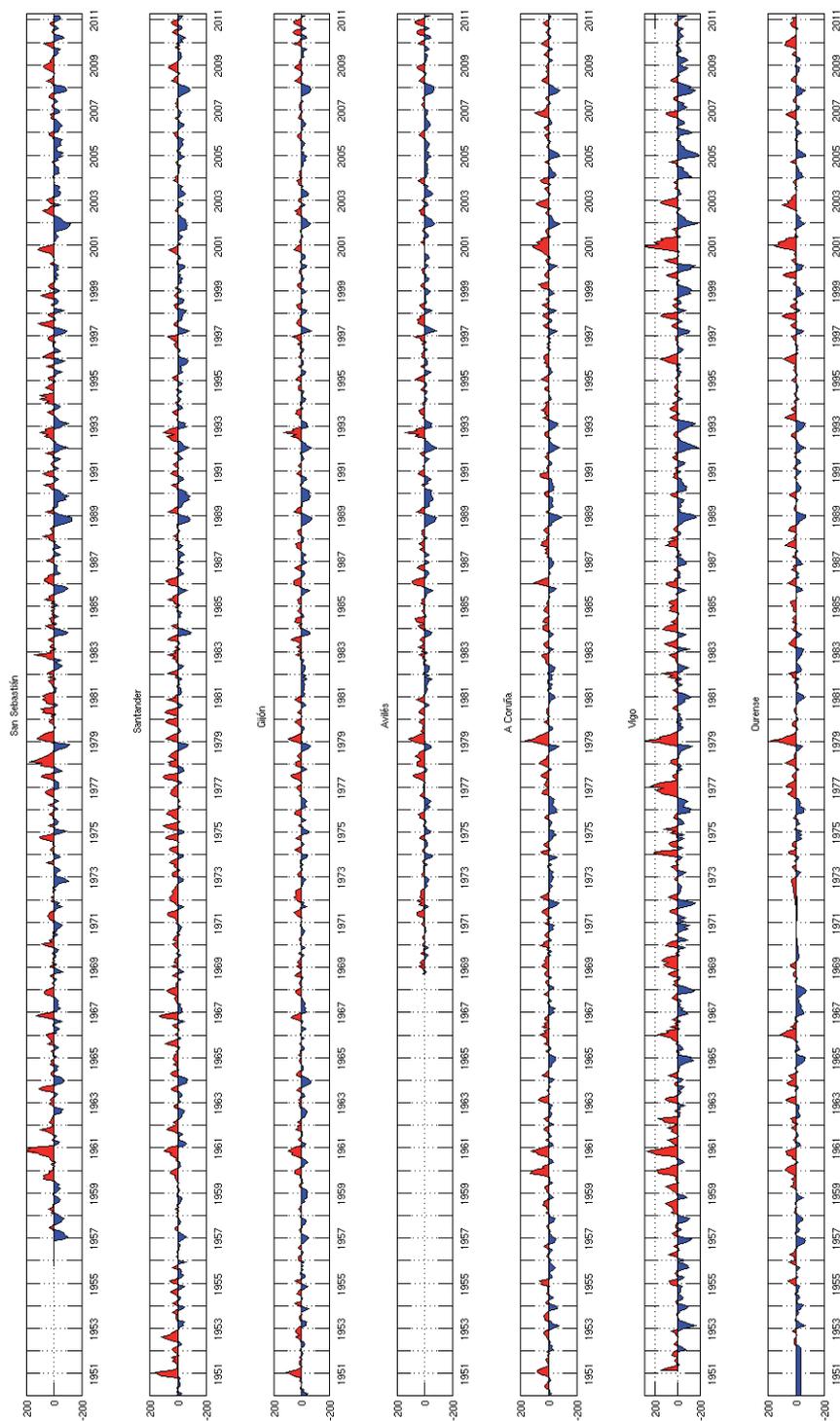


Figura 1.4. Anomalías de precipitación acumulada mensual (mm mes^{-1}) con respecto al valor medio del periodo 1950-2011 en varias estaciones meteorológicas (AEMET).

Localidad	Media Tendencia lineal		Componentes periódicos				Autocorrelación		Total	
	\bar{x}	b	%Vt	T	A	TM	%VCC	ϕ_1	%VAR	%VM
Precipitación										
Vigo	158.8	–	–	12	102.86	0.64	26.0	–	–	26.0
Coruña	84.4	–	–	12	44.37	0.47	24.9	1	0.2	25.1
Avilés	91.5	–0.61	1.4	12	28.80	0.46	12.1	–	–	–
Gijón	79.3	–	–	12	29.30	0.14	15.0	1	0.1	15.1
Santander	99.2	–0.72	2.1	12	34.70	11.86	12.5	–	–	17.6
San Sebastián	142.1	–	–	12	37.64	0.07	9.2	–	–	9.2
Temperatura										
Vigo	13.63	0.03	1.0	12	5.45	7.42	87.5	1	0.2	88.7
Coruña	14.40	0.04	2.3	12	4.34	7.65	87.2	1	0.3	89.8
Avilés	13.26	0.04	1.6	12	4.67	7.69	86.8	1	0.2	88.6
Gijón	14.04	–	–	12	5.12	7.54	89.6	1	0.3	89.9
Santander	14.45	0.03	1.5	12	4.94	7.67	86.7	1	0.2	86.9
San Sebastián	14.34	0.04	1.8	12	6.09	7.42	87.7	1	0.2	89.7

Tabla 1.2. Parámetros del modelo univariante (ver Anexo I) ajustado a las series mensuales de precipitación (mm mes^{-1}) y temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en las estaciones meteorológicas costeras (AEMET). Los parámetros del modelo son: \bar{x} , media climatológica; b, tasa de cambio anual (año^{-1}) del componente de variación de tendencia lineal a largo término; T, A y T_M son el periodo (meses), amplitud y mes en la que se produce el máximo del ciclo de los componentes cíclicos significativos (de acuerdo con el criterio de significación de Anderson); ϕ_1 , coeficiente del componente autoregresivo para el desfase 1; $\%V_t$, $\%V_T$ y $\%V_{AR}$ representan los porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes del modelo; $\%V_M$ es el porcentaje de varianza explicada por el modelo univariante. Todos los componentes que aparecen en la tabla son significativos ($p < 0.05$).

El análisis de las correlaciones de la precipitación con los índices de teleconexión permite estudiar la variabilidad estacional y espacial en el área (Fig. 1.5). El índice NAO presenta una correlación negativa con la precipitación en las estaciones más occidentales (Galicia), mientras que la correlación en el Cantábrico oriental fue baja o no significativa. En invierno y en otoño se encontró una correlación negativa entre NAO y las estaciones meteorológicas de Galicia y del Cantábrico central. En primavera y verano las precipitaciones de Galicia se asociaron a valores negativos de NAO. También el índice EA resultó correlacionado en invierno, primavera y otoño con la precipitación en Galicia. Estas correlaciones entre la precipitación y los índices NAO y EA en Galicia son consecuencia de la influencia atlántica en esta variable, como se observa en los mapas que relacionan los patrones de teleconexión con la precipitación (Fig. 1.6). La fase negativa del índice NAO está asociada al paso de borrascas por la Península Ibérica (Trigo, et al., 2004), aunque nuestro área de estudio está situada al norte del área de influencia, lo que explicaría las bajas correlaciones que también se encuentran en otras áreas (Qian et al., 2000). El patrón EA está caracterizado por una baja presión centrada al oeste de las islas Británicas, por tanto a una circulación del suroeste en la zona y a precipitación en Galicia (Fig. 1.6). De todas formas la anomalía ciclónica en el patrón EA es más intensa y abarca un área mayor en invierno que en primavera y otoño, lo que explica la variabilidad estacional encontrada en su correlación con la precipitación.

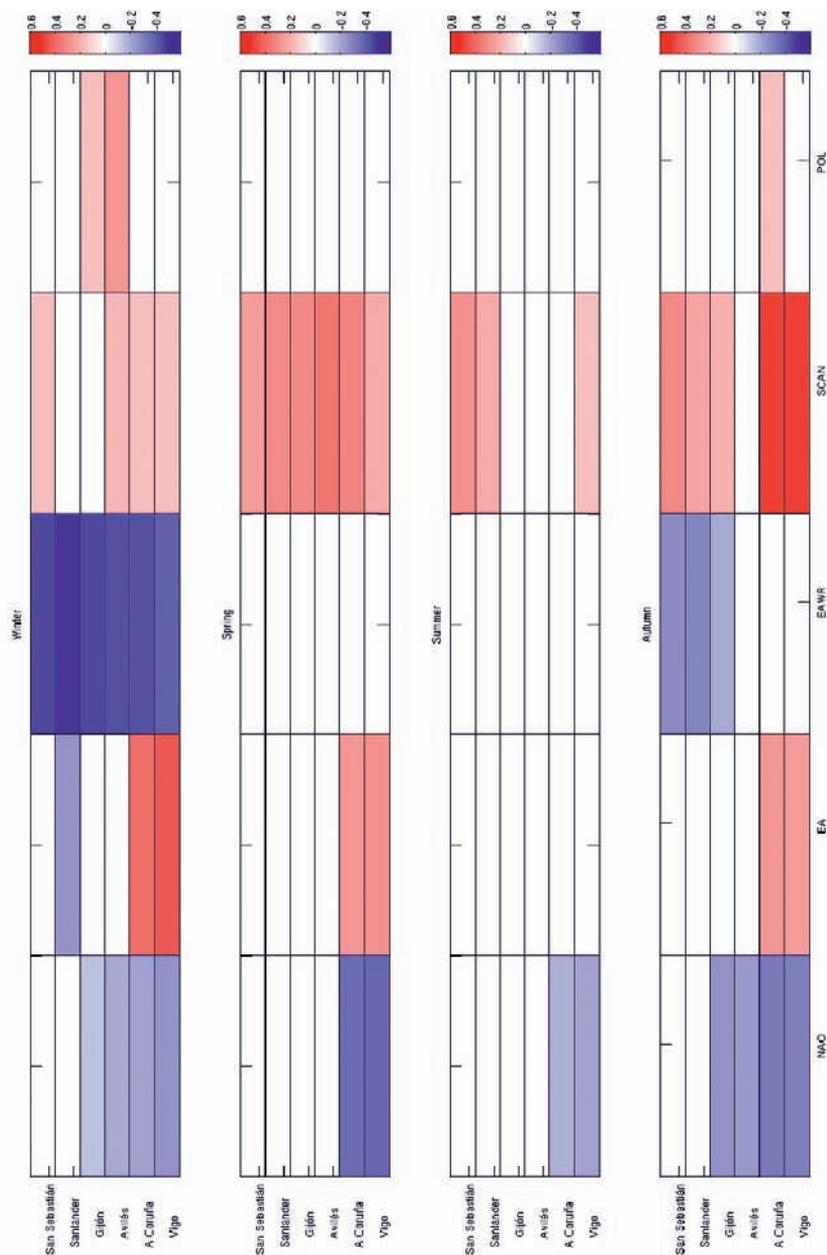


Figura 1.5. Correlaciones significativas entre la precipitación acumulada mensual en las estaciones meteorológicas (AEMET) y los índices de teleconexión atmosférica en invierno, primavera, verano y otoño.

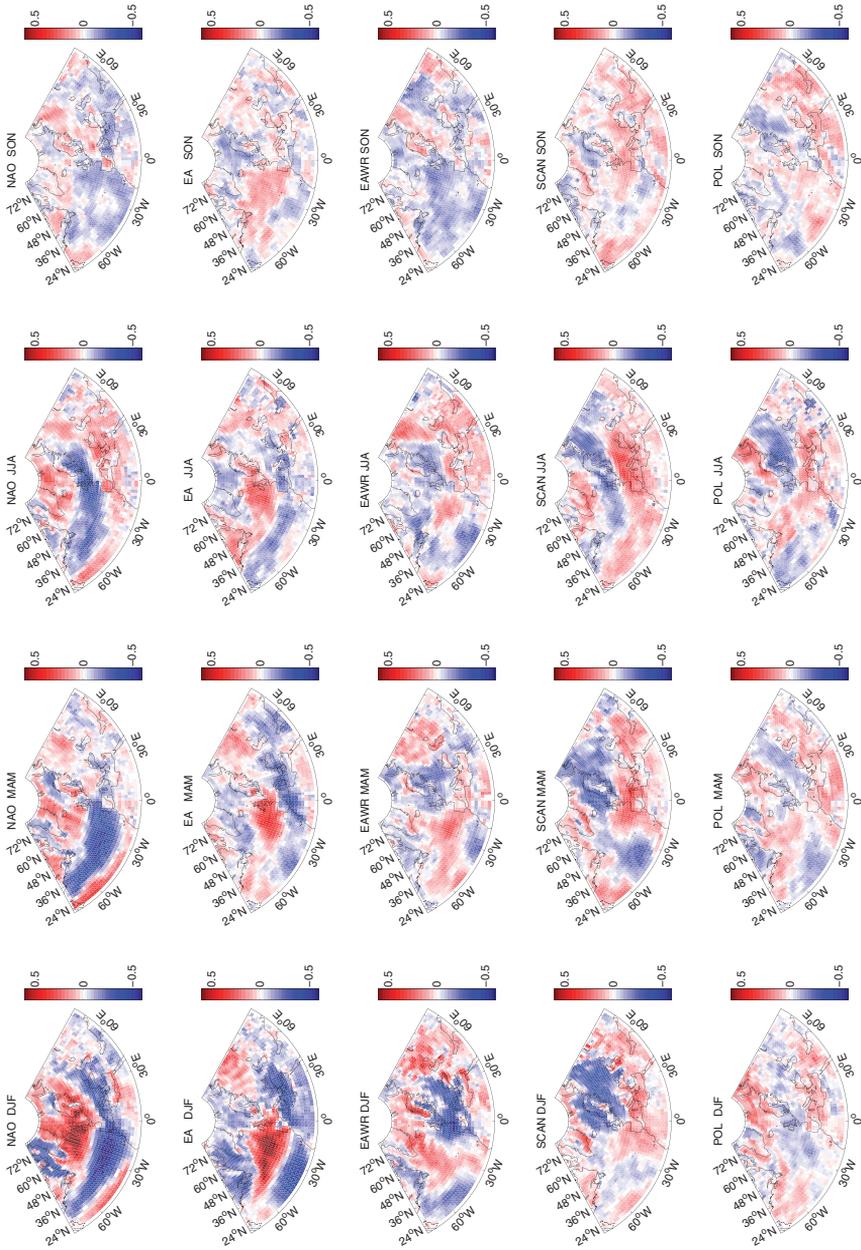


Figura 1.6. Correlaciones entre los patrones de teleconexión atmosférica y la precipitación regional.

Las correlaciones con los patrones SCAN y EA/WR, caracterizados por anomalías positivas de presión en el continente europeo, apuntan a la importancia de la influencia continental. Así, el patrón EA/WR positivo está asociado a menor precipitación invernal en toda el área (Lorenzo y Taboada, 2005 y Lorenzo et al., 2008 lo describen para Galicia) y a una reducción de ésta en el Cantábrico oriental en otoño. La correlación entre el índice SCAN y la precipitación fue importante en todas las estaciones, aunque más intensa en primavera y otoño (Fig. 1.5). El patrón EA/WR está asociado a una señal anticiclónica sobre Europa (Fig. 1.6). Los anticiclones invernales están originados por el enfriamiento, que suele ser máximo en enero-febrero, y así se ha encontrado el mayor valor de correlación en febrero. Estos anticiclones bloquean el paso de borrascas, por lo que se producen menos lluvias hasta que se debilitan con el comienzo del calentamiento en primavera. La fase positiva del índice SCAN está asociada a la circulación por el oeste de estructuras sinópticas asociadas a la precipitación (Fig. 1.6), entre otras razones por la relación entre la presencia de anticiclones de bloqueo en Escandinavia con las fases positivas del patrón SCAN.

En verano la precipitación en el área es reducida, lo que unido a la importancia de factores locales como tormentas convectivas, concuerda con los bajos valores de correlación entre la precipitación y los índices climáticos (que describen precipitación asociada a escalas espaciales sinópticas) en esta estación del año (Fig. 1.5). Para las estaciones de Galicia se ha obtenido una correlación negativa entre la precipitación estival y NAO. En el Cantábrico oriental y en Vigo la correlación fue positiva con el índice SCAN. Los mapas de correlación de la precipitación con los patrones de teleconexión indican cómo en verano una NAO negativa está correlacionada con un aumento en la precipitación al norte de la Península Ibérica, mientras que valores positivos del índice SCAN en verano están correlacionados con un aumento de la precipitación en el oeste europeo (Fig. 1.6). Otros estudios de la variabilidad de la precipitación estival en Europa han encontrado que los dos primeros modos de variabilidad de la precipitación estival, que explican el 35% de la variabilidad en el periodo 1979-2006, están correlacionados con NAO y con SCAN, respectivamente (Zveryaev y Allan, 2010). Nuestros resultados confirman la correlación negativa encontrada entre NAO con la precipitación en la costa de Galicia y una correlación positiva de SCAN más elevada en el este de la península. Sin embargo también se ha constatado la gran variabilidad mensual en la estructura del patrón SCAN en los meses de verano, teniendo en cuenta además que este índice no es uno de los modos dominantes de la circulación atmosférica en esta época (Zveryaev y Allan, 2010).

1.5.2. Temperatura

Todas las series de las estaciones de observación meteorológica indicaron un calentamiento en los últimos años. No obstante, en el periodo correspondiente a las series oceanográficas costeras hay que notar los inviernos fríos acaecidos en 1991, 1992, 2005, 2006 y 2009 (Fig. 1.7). El calentamiento observado es compatible con el encontrado a escala global (Hansen et al., 2010). Aunque la NAO es el modo de variabilidad más importante en Europa, su influencia sobre la temperatura en la Península Ibérica es menor que en otras zonas. El modo de mayor importancia en la temperatura es el índice EA, asociado a la penetración de aire del suroeste más caliente en toda la región (Sáenz et al., 2001). La predominancia de valores negativos del índice EA hasta 1976 y positivos desde entonces podría explicar en parte la tendencia anomalías negativas en la primera parte de la serie y positivas en los últimos años (Fig. 1.7). En nuestro análisis, el índice EA presentó una correlación positiva con la temperatura (Fig. 1.8), muy intensa en los meses de invierno. De hecho, inviernos fríos como 2005, 2006 e inviernos cálidos como 1966, 1977, 1990 y 1998 están asociados con EA negativa o positiva respectivamente. En primavera y otoño también el patrón EA fue un modo dominante para la temperatura en toda la región aunque con diferente patrón espacial, seguido del modo SCAN, el segundo en importancia en el oeste (Fig. 1.9). Finalmente, el modo EA/WR también resultó correlacionado positivamente con la temperatura en primavera y otoño, mientras que el índice POL presentó correlaciones comparativamente mucho menores. Las tendencias de aumento de temperatura observadas (Tabla 1.2) son comparables a las obtenidas por Cruz et al. 2009, Álvarez García et al. 2009 y Bladé y Castro-Díez, 2010.

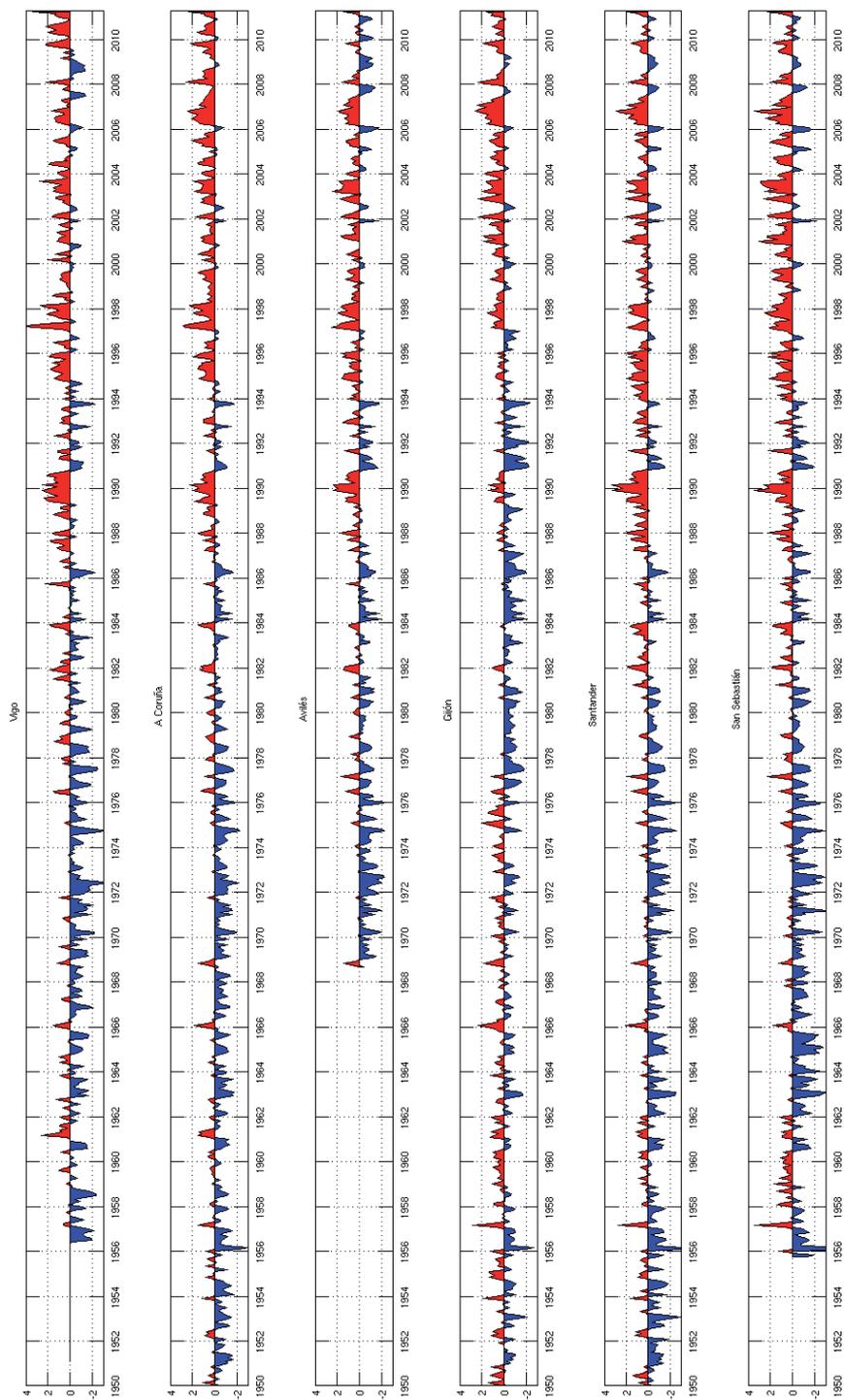


Figura 1.7. Anomalías de temperatura mensual con respecto a la media en el periodo 1950-2011 para las estaciones meteorológicas (AEMET).

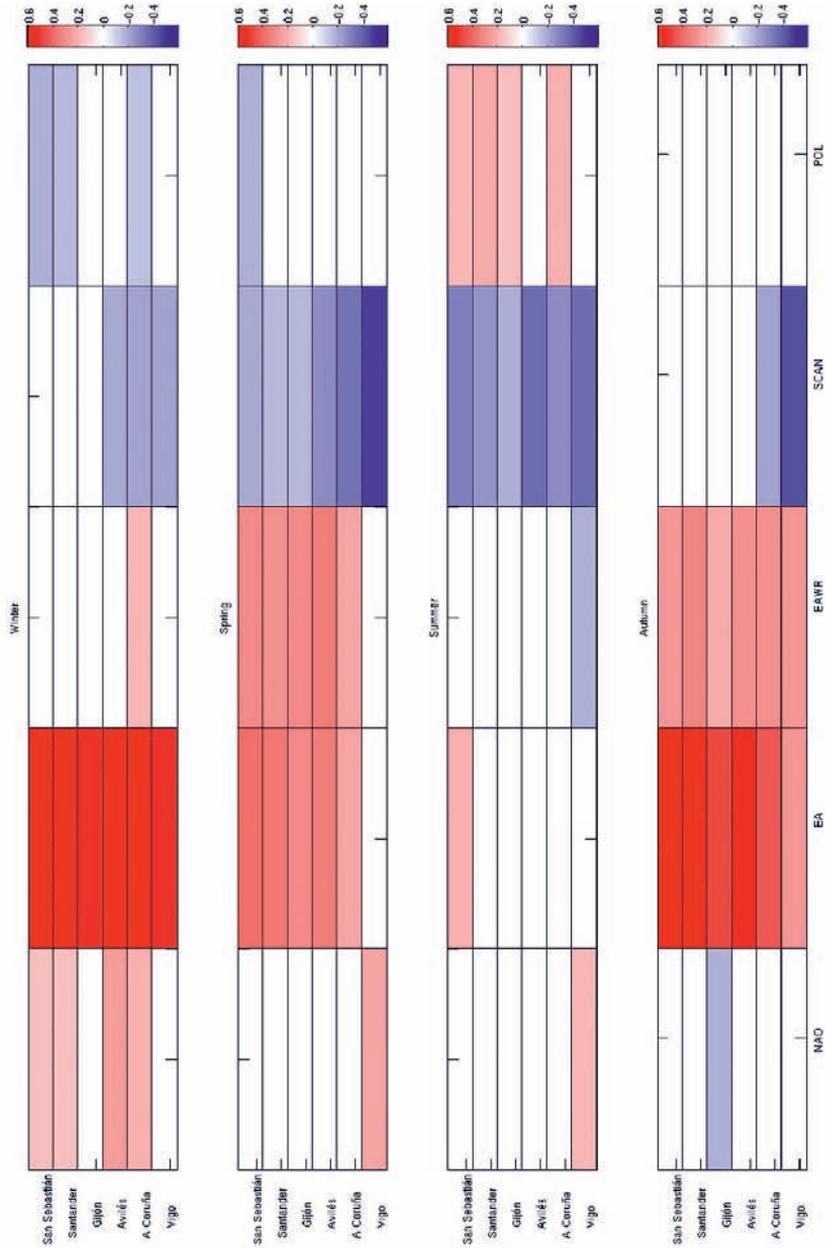


Figura 1.8. Correlaciones significativas entre la temperatura media mensual en las estaciones meteorológicas (AEMET) y los índices de teleconexión atmosférica.

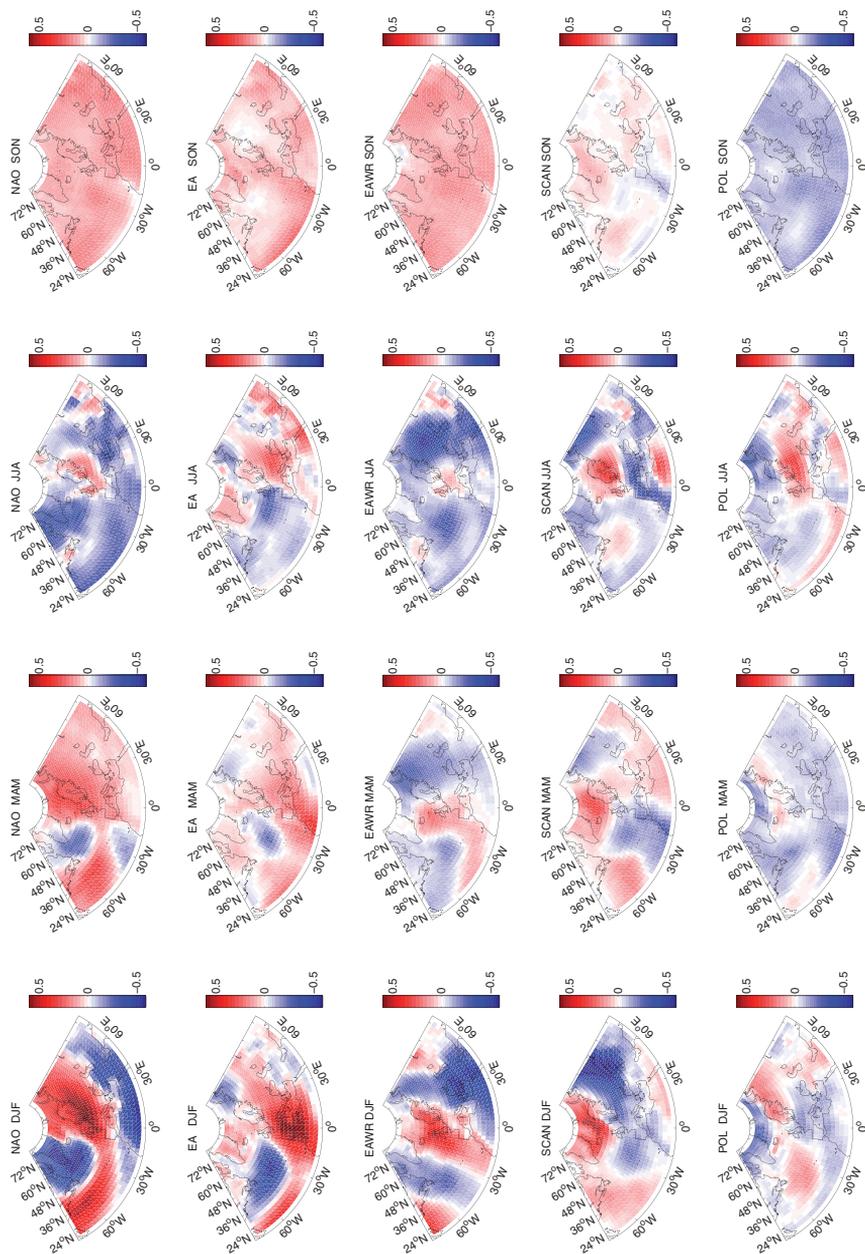


Figura 1.9. Correlaciones significativas entre los patrones de teleconexión atmosférica y la temperatura regional.

1.5.3. Índice de afloramiento

La evolución del índice de afloramiento mensual en distintos puntos desde Cabo de Roca (Portugal) hasta el Cantábrico oriental muestra una mayor continuidad de los valores en el sur mientras que la estacionalidad se hace más marcada hacia el norte, donde se puede diferenciar una estación de afloramiento en primavera-verano y otra de hundimiento en otoño invierno (Fig. 1.10). Este patrón coincide con el descrito para la región (ej. Wooster et al., 1976; Fraga, 1981; Botas et al., 1990; Aristegui et al., 2006; Lavin et al., 2006). En el Cantábrico se registraron intensos afloramientos en los veranos de 1981, 1989 y 1995 siendo relevante resaltar que en algunos años se produjeron intensos eventos de afloramiento también en otoño (1971, 1989, 2005, 2007), que sin embargo no son tan apreciables en la costa gallega (Fig. 1.10).

El análisis de correlaciones con los patrones de teleconexión mostró que, en invierno, el índice EA fue el modo dominante en la variabilidad en toda el área con una correlación negativa relativamente elevada (Fig. 1.11). Esto se debe a que, tal y como se presentó en la sección 1.5.1, los valores positivos de EA están asociados al paso de borrascas provenientes del Atlántico, lo que provoca vientos de componente sur-suroeste, desfavorables al afloramiento. Finalmente, es de destacar que en los últimos años se observó una fase de hundimiento, apreciable en toda el área y asociada a los valores altos de EA. En la costa oeste, el índice NAO resultó el segundo modo en importancia para el afloramiento, con mayores valores de correlación positiva en el sur en todas las épocas, excepto en verano (Fig. 1.11). Estos elevados valores de correlación pueden atribuirse al paso de borrascas más al sur en las fases negativas de NAO, como ocurrió en 1969 y en 1996. En contraste, el segundo modo de variabilidad para el Cantábrico resultó ser el índice EA/WR, que en su fase negativa está asociado a un aumento en la circulación de borrascas por Europa central, al noreste de la zona de estudio, Estas borrascas inducen vientos del oeste que explican también la correlación negativa encontrada entre los índices de afloramiento en el Cantábrico con el índice NAO en invierno (Fig. 1.11).

En primavera, el índice EA presentó generalmente correlaciones negativas elevadas con el afloramiento en toda la región, aunque el índice NAO resultó tener más importancia en la costa oeste y el índice SCAN en el Cantábrico central y oriental. En este caso la anomalía ciclónica sobre el Atlántico indicada por los valores negativos de EA afecta a un área menor que en el invierno, con vientos del sur-suroeste que hacen que la trayectoria de las borrascas afecte sobre todo a Galicia (aunque en menor cuantía que en invierno). En correspondencia, el patrón indicado por el índice NAO se correlaciona mejor con el afloramiento en la costa portuguesa y el índice SCAN con el afloramiento en el Cantábrico oriental (Fig. 1.11). En verano se encontró una correlación negativa entre el afloramiento y el índice EA/WR para la costa oeste (Fig. 1.11). Sin embargo en el Cantábrico las mayores correlaciones con el afloramiento fueron las presentadas con los índices el EA (negativas) y NAO (positivas), similarmente a lo encon-

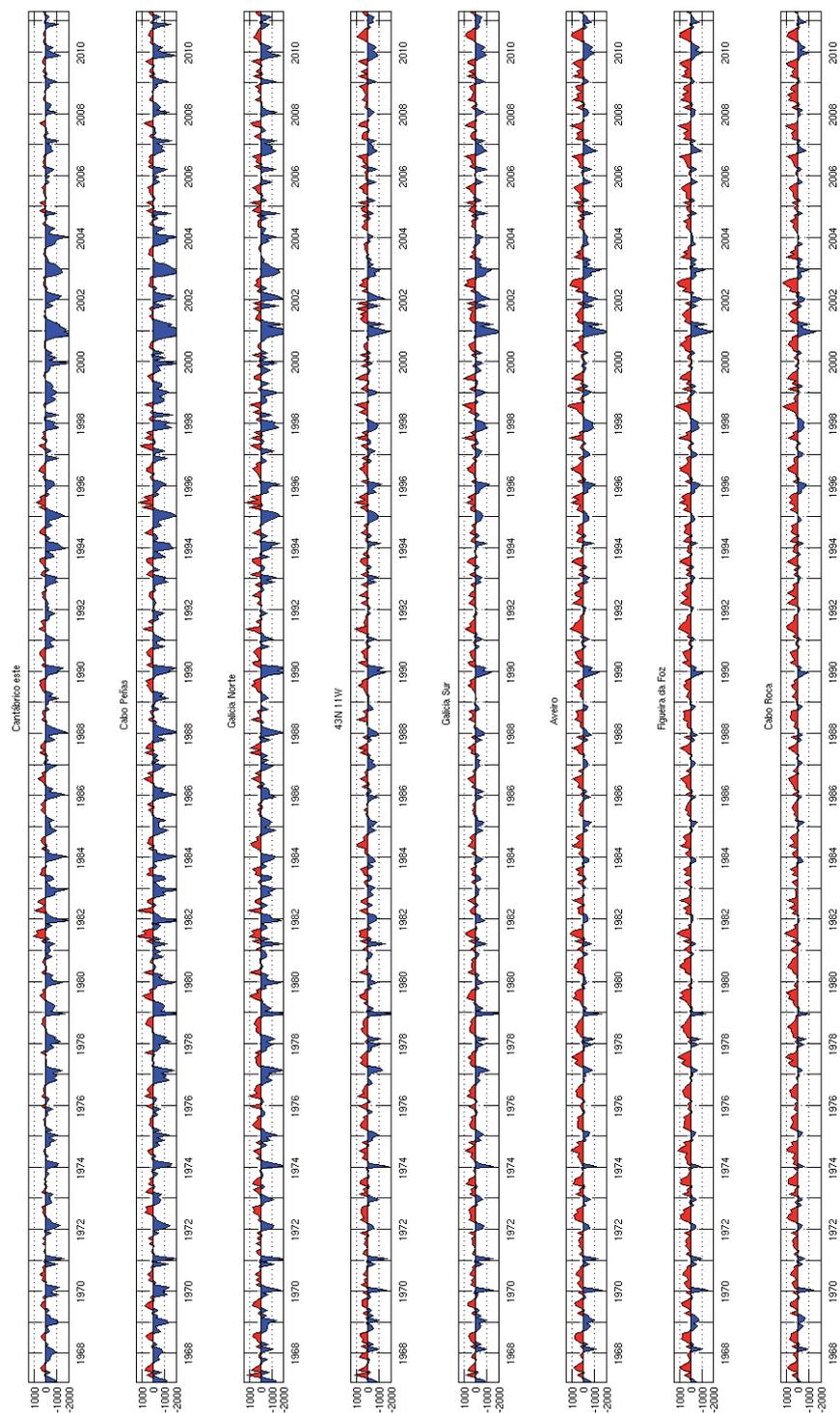


Figura 1.10. Evolución temporal del índice de afloramiento en el periodo 1967-2011 en distintas localidades de la costa del área de estudio (ver Métodos).

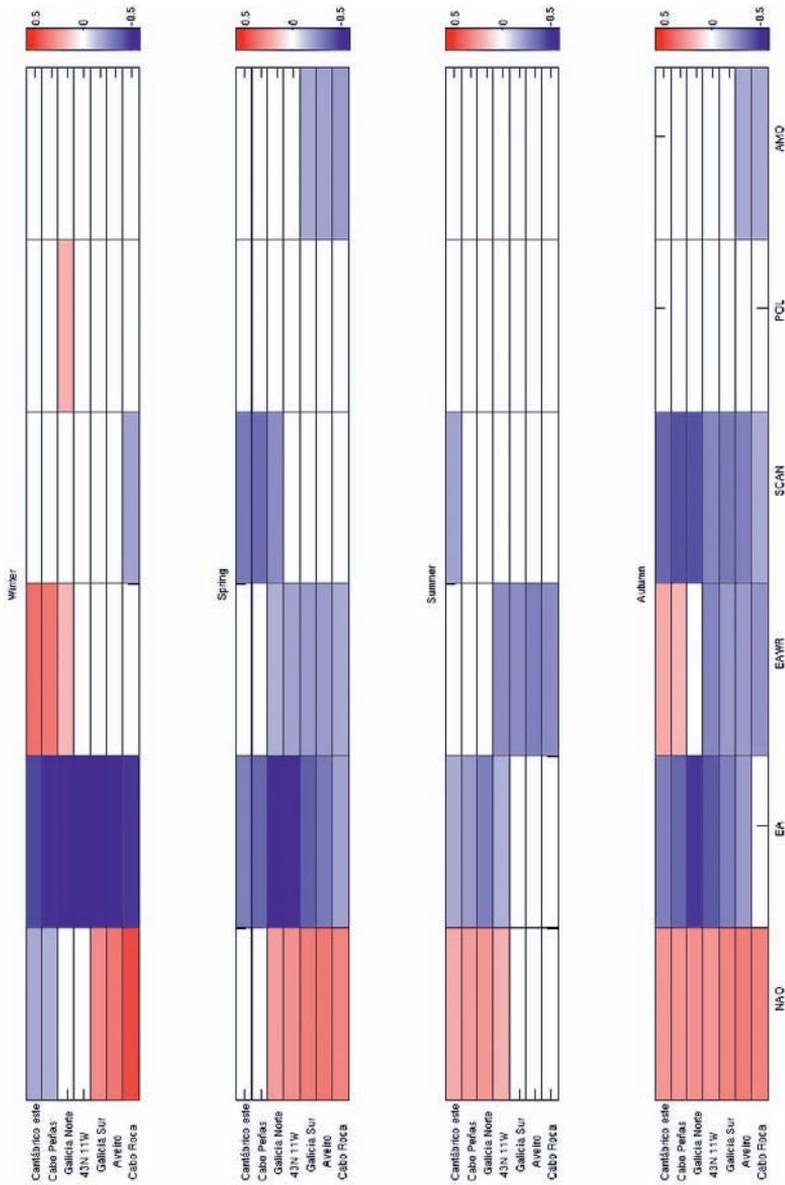


Figura 1.11. Correlaciones significativas entre el índice de afloramiento y los patrones de teleconexión atmosférica en invierno, primavera, verano y otoño.

trado por Álvarez et al. 2010 para el verano. En el caso del índice de afloramiento calculado para 43°N, 11°W se encontró una cierta influencia de los índices EA/WR y EA, lo que indica nuevamente que se trata de una zona de transición. Finalmente en otoño, la variabilidad de las correlaciones resultó similar a la de primavera, aunque hay que notar que el índice SCAN adquirió más importancia en toda la región.

Bakun (1990) argumentó que el calentamiento global daría lugar a una intensificación del afloramiento en Canarias, California, Benguela y Perú. Su hipótesis se basa en que el afloramiento responde principalmente al gradiente de presión resultante de la diferencia en el calentamiento entre la tierra y el océano, que origina una celda de baja presión en tierra y otra zona de más alta presión en el océano. En ese mismo trabajo, Bakun (1990) da cuenta de una intensificación del viento en el período 1945 a 1985 en los sistemas de afloramiento costero de California, Perú y Canarias (incluyendo Marruecos y la Península Ibérica). Algunos estudios posteriores parecen confirmar esa tendencia. Así, del análisis de un testigo de sedimentos cerca de Cabo Ghir en la costa marroquí McGregor et al. (2007) deducen un enfriamiento del agua superficial de dicha región durante el siglo *xx*, que sería consistente con una intensificación local del afloramiento. Sin embargo otros estudios encuentran un descenso en la intensidad y duración del afloramiento en las aguas de la Península Ibérica (Lemos y Pires, 2004; Lemos y Sanso, 2006; Álvarez-Salgado et al., 2008; Álvarez et al., 2008, 2010; Pérez et al., 2010). Nuestros resultados indican que tanto el periodo considerado como la zona donde se evalúen las tendencias influye en las conclusiones alcanzadas.

La reducción en el afloramiento en la costa portuguesa de abril a septiembre en el periodo 1941-2000 (Lemos y Pires, 2004; Lemos y Sanso, 2006) puede atribuirse al efecto del patrón EA/WR, correlacionado negativamente con el afloramiento durante casi todo el año (Fig. 1.11). Así, hasta el final de la década de 1990 EA/WR presentó valores predominantemente positivos, pero a partir de entonces entró en un periodo de dominancia de los valores más negativos, lo que implicaría una tendencia al aumento del afloramiento en Portugal con respecto a la década anterior (Fig. 1.10). En la zona de Galicia, tradicionalmente descrita por el índice de afloramiento en 43°N, 11°W, se ha encontrado tendencia a la de reducción del afloramiento entre 1966 y 2006 (Álvarez-Salgado et al. 2008; Álvarez et al., 2008, 2010; Pérez et al., 2010), lo que también concuerda con la tendencia general encontrada en este estudio (Tabla 1.1). Sin embargo este descenso no fue continuado pues la serie mostró un ligero aumento hasta mediados de la década de 1970, una reducción hasta principios de la década de 1980 seguido por un aumento hasta el año 1993, donde de nuevo empezó a disminuir hasta principios de la década de 2000 (Fig. 1.10). Finalmente, en la última década se observó un nuevo incremento. Esto se puede relacionar con la tendencia observada en los últimos años en los índices EA/WR (con valores negativos) y EA (con altos valores positivos, Fig. 1.3).

En el Cantábrico, Llope et al. (2006) estimaron una disminución del afloramiento en la costa asturiana a partir de los datos de vientos de la estación meteorológica de Avilés para el periodo 1993-2003. La tendencia en ese periodo es similar a la encontrada para el patrón EA (predominantemente con valores positivos en ese periodo, Fig. 1.3) y está asociada a la serie de años de afloramiento reducido e intenso hundimiento al inicio de la década de 2000, especialmente entre 1998 y 2005 (Fig. 1.10). Sin embargo, hay que notar que los valores del índice de afloramiento para la costa cantábrica, aún siendo predominantemente negativos, han empezado a incrementarse en los últimos años tras el mínimo de principios de los 2000.

1.6. Conclusiones

1. El análisis de correlación realizado entre patrones de teleconexión y variables atmosféricas (temperatura, precipitación y viento en superficie) revela que la región norte de la Península Ibérica, por su localización geográfica, es un área de transición sujeta tanto a influencia atlántica como continental. Aunque el patrón de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es el modo de variabilidad más importante en el Atlántico Norte, dado que nuestra área se encuentra en la zona intermedia entre los centros de acción que caracterizan el patrón, la variabilidad que explica en nuestra área, especialmente en la última década, es más reducida que en zonas más meridionales de la Península Ibérica. Así en esta región, deben tenerse en cuenta otros patrones de variabilidad que afectan a todo el continente eurasiático, como el patrón del Atlántico oriental (EA), el patrón del Atlántico oriental / Rusia occidental (EA/WR) y el patrón de Escandinavia (SCAN) para caracterizar la variabilidad de la circulación atmosférica y su influencia en las variables meteorológicas y oceanográficas.
2. La precipitación mensual muestra una tendencia reducida en el periodo de análisis de tendencias (1960-2007). Nuestros resultados y los de la literatura encuentran una ligera disminución en invierno y primavera y un aumento ligero durante el otoño y el verano. No obstante, las tendencias y su significación estadística dependen del periodo analizado y los análisis disponibles no muestran una tendencia robusta. Parte de las variaciones temporales y espaciales en el área pueden explicarse en función de la variabilidad de los modos de teleconexión y su diversa influencia en el área.
3. Las tendencias estimadas para la temperatura fueron más claras e indicativas de un proceso generalizado de aumento de la temperatura. El calentamiento detectado tanto en el continente como en la superficie del mar es compatible con el registrado a escala global, especialmente acelerado en las últimas décadas. No obstante hay que tener en cuenta que la temperatura del Atlántico Norte experimenta ciclos de varias décadas de calentamiento y enfriamiento, ejemplificadas en la serie de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO). El incremento de las temperaturas se relacionó en toda la región con el incremento de valores positivos del patrón EA, que es el único patrón de teleconexión atmosférico que muestra una tendencia clara en el periodo 1960-2007.
4. Los vientos favorables al afloramiento en la región presentaron una tendencia a la disminución en el periodo considerado (1968-2010). Sin embargo este descenso no fue homogéneo ni espacial ni temporalmente. En el Cantábrico es de destacar un periodo de afloramiento reducido e intenso hundimiento al inicio de la década de 2000, especialmente entre 1998 y 2005. Se registraron breves periodos de incremento del afloramiento en Galicia y norte de Portugal (ej. 1967-1976, 1981-1993 y 2002-2010) y también, aunque en menor medida, en

el Cantábrico al final de la última década. Las variaciones fueron más acusadas en la zona de transición (Galicia) que en el sur de Portugal o en el Cantábrico oriental. Estas variaciones se correlacionaron con las observadas en los patrones de teleconexión regionales, especialmente con EA pero también con NAO, EA/WR y SCAN. Del análisis realizado se deduce que la interpretación de las tendencias en el afloramiento está muy influida tanto por la localización geográfica de las observaciones como por la extensión temporal del periodo considerado.

5. Los resultados presentados muestran que el sistema está sujeto a una variabilidad natural muy importante a distintas escalas, incluyendo la interdecadal, y resulta necesario continuar con estudios y mantener las observaciones existentes para evaluar las tendencias obtenidas y relacionarlas con los ciclos de variabilidad interdecadal. Las décadas cubiertas por el proyecto RADIALES tienen lugar en una fase del ciclo en la que se observa una reducción de la precipitación invernal y primaveral, acompañada de una disminución del afloramiento con un mínimo a principios de la década de los 2000 y de un aumento de temperatura, este último atribuible en parte al calentamiento antropogénico.

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°C década⁻¹, 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°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 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

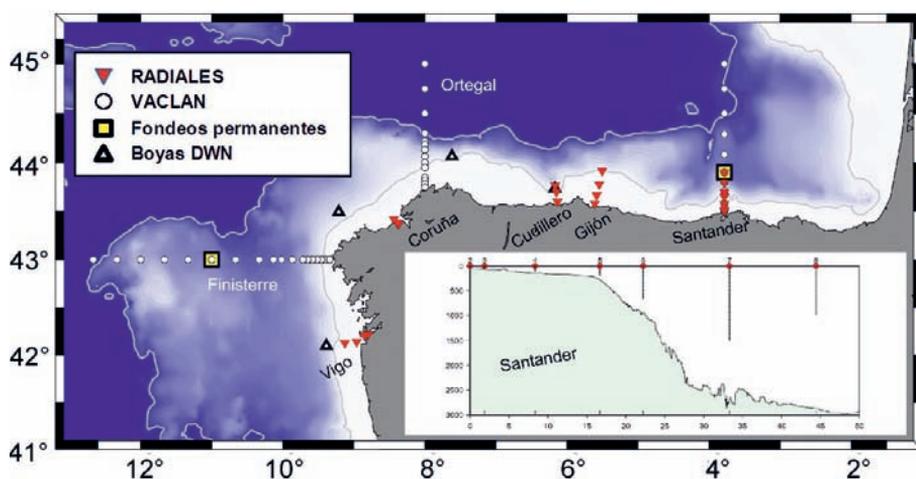


Figura 2.1. Localización de las estaciones fijas (proyectos RADIALES y VACLAN), fondeos para mediciones de corriente permanentes y red de boyas de observación de Puertos del Estado (DWN) cuyos datos se analizan en el capítulo 2. Se detalla la posición de las estaciones de la sección de Santander junto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

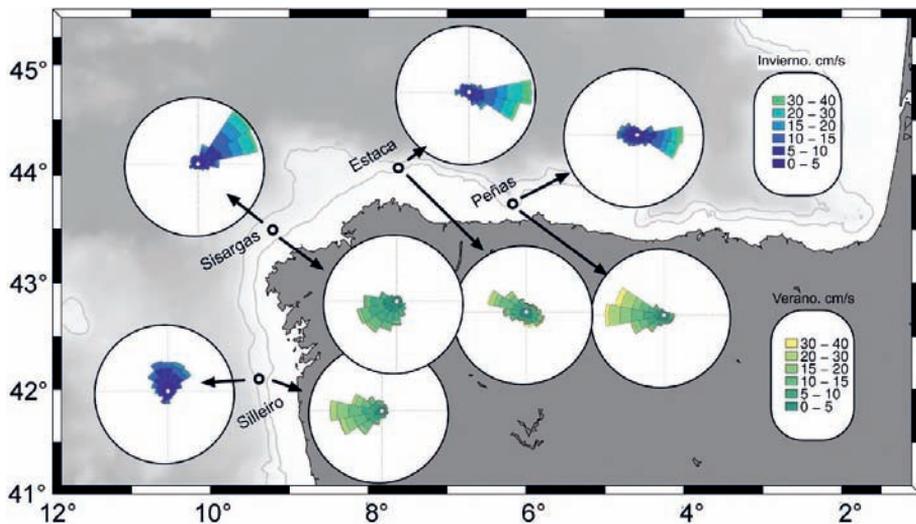


Figura 2.2. Rosas de corrientes superficiales en invierno y en verano a partir de la red de boyas DWN de Puertos del Estado localizadas en Galicia y en el mar Cantábrico. Valores en cm s^{-1} .

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-

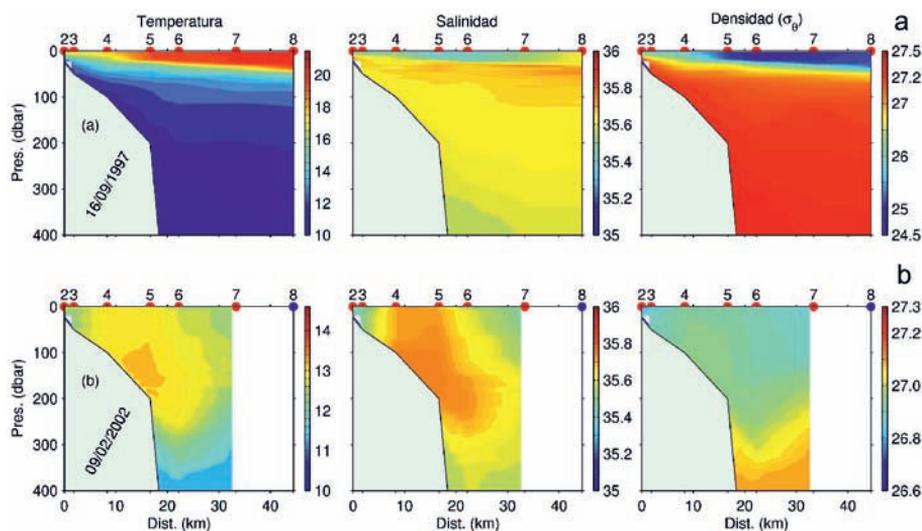


Figura 2.3. Registro de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad y densidad potencial en la sección hidrográfica de Santander bajo la influencia de un afloramiento intenso (a) y en una situación de IPC plenamente desarrollada (b).

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).

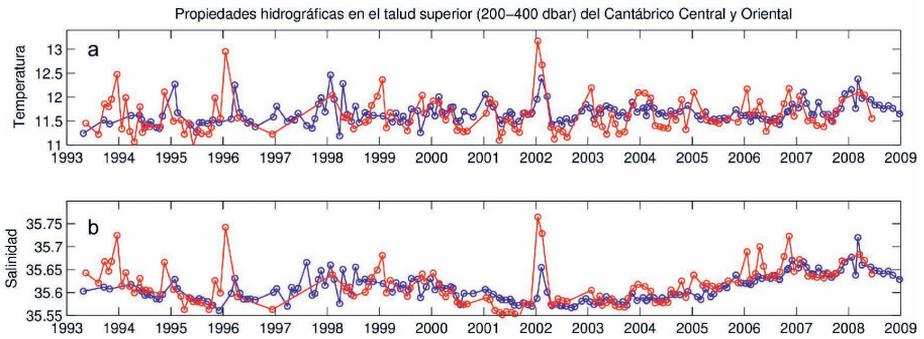


Figura 2.4. Anomalías de temperatura ($^{\circ}\text{C}$, a) y salinidad (b) de la capa subsuperficial (200-400 dbar) en las proximades del talud continental frente a Cudillero (rojo) y Santander (azul).

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

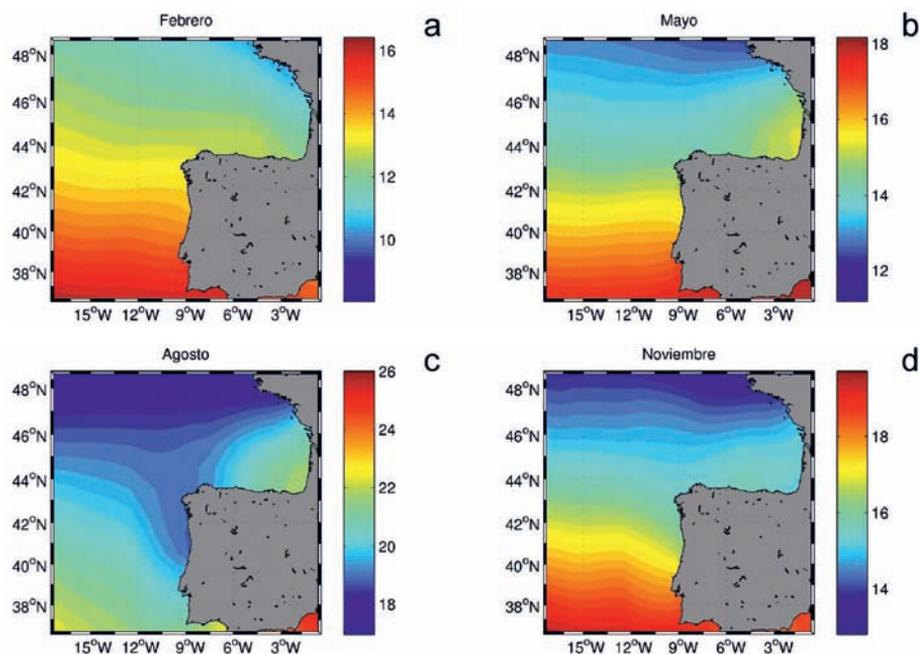


Figura 2.5. Promedio de largo término de la señal SST (°C) en el Golfo de Vizcaya en febrero (a), mayo (b), agosto (c) y noviembre (d), a partir de la base de datos NOAA_OI_SST_V2 entre 1980 y 2009.

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⁻¹, 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.

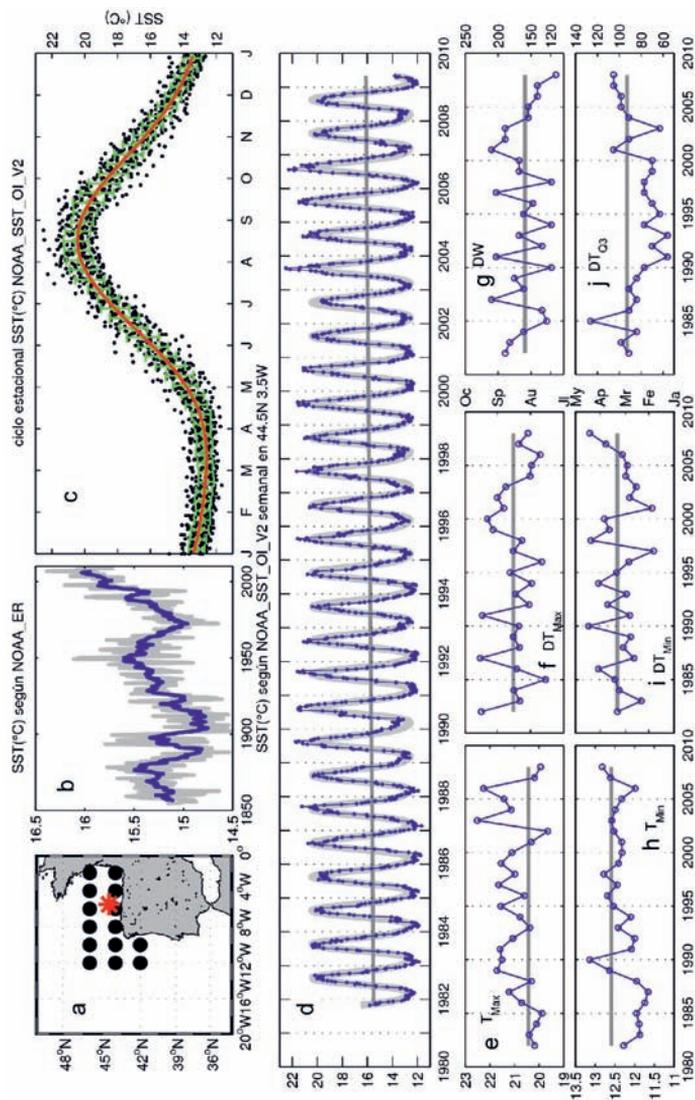


Figura 2.6. Evolución histórica de SST (°C) en la región. a) Malla de NOAA_OI_SST (negro) y un punto representativo de la malla NOAA_ERSST para la zona de estudio (asterisco rojo). b) Evolución histórica de SST a partir de NOAA_ERSST (registro bruto en gris y suavizado en azul). c) Ciclo estacional de 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. f-i) 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

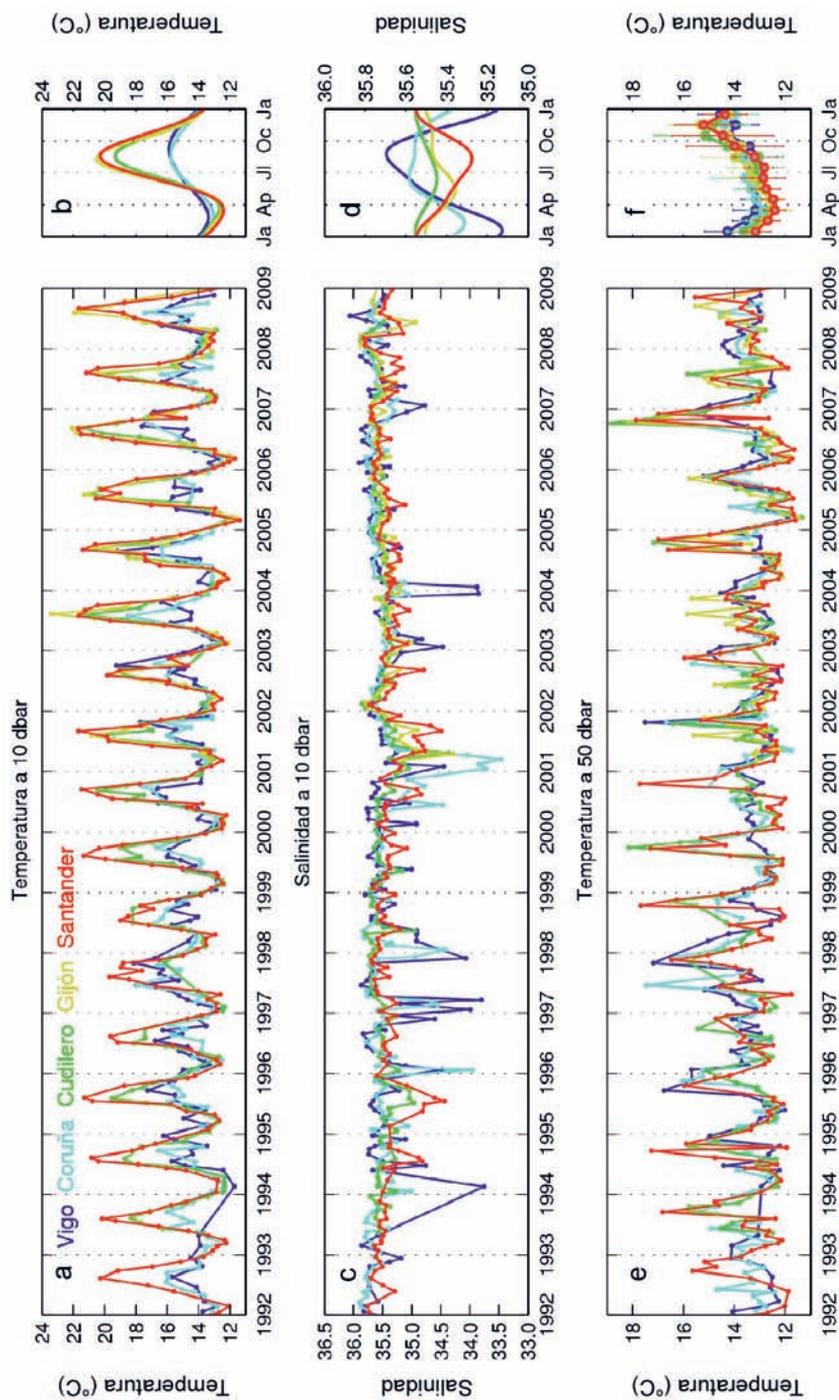


Figura 2.7. Series y estacionalidad de temperatura (°C, a, b) y salinidad a 10 m (c, d) así como de temperatura a 50 m (d, e) en las estaciones de plataforma media (isobata ~ 100 m) de Vigo, A Coruña, Cudillero, Gijón y Santander.

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 ⁻¹)	A_1 (°C)	A^* (°C)	ϕ^* (día jul.)	%V _M (%)
Vigo	14.693	-0.015 ± 0.021	1.250	1.258	251	41.76
A Coruña	14.463	-0.003 ± 0.019	1.355	1.361	233	52.08
Cudillero	15.491	0.037 ± 0.023	3.207	3.332	231	87.43
Gijón	15.731	0.022 ± 0.062	3.789	4.034	225	86.45
Santander	15.773	0.011 ± 0.018	3.854	3.936	231	88.50
Salinidad a 10 m						
	a_0	B (año ⁻¹)	A_1	A^*	ϕ^* (día jul.)	%V _M (%)
Vigo	35.440	0.004 ± 0.009	0.269	0.285	237	16.88
A Coruña	35.482	0.000 ± 0.008	0.125	0.136	171	6.76
Cudillero	35.500	0.007 ± 0.005	0.052	0.053	5	6.14
Gijón	35.444	0.035 ± 0.012	0.061	0.075	11	20.45
Santander	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 ϕ^* representan amplitud y fase combinada para los dos primeros armónicos, correspondiendo la fase al día juliano en el cual se alcanza el máximo. %V_M 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.

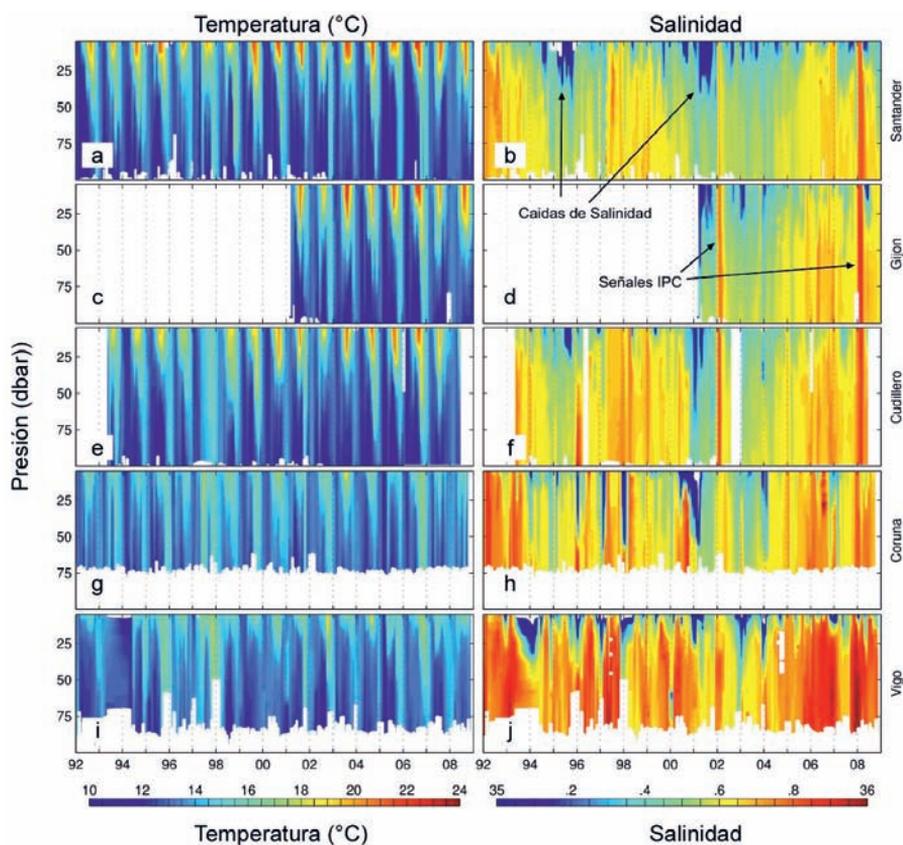


Figura 2.8. Variación temporal y vertical de temperatura (°C, a, c, e, g, i) y salinidad (b, d, f, h, j) en estaciones de plataforma media (~100 m) en las secciones de Vigo, A Coruña, Cudillero, Gijón y Santander. En Vigo y en Coruña las estaciones más profundas alcanzan tan sólo unos 75 m.

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

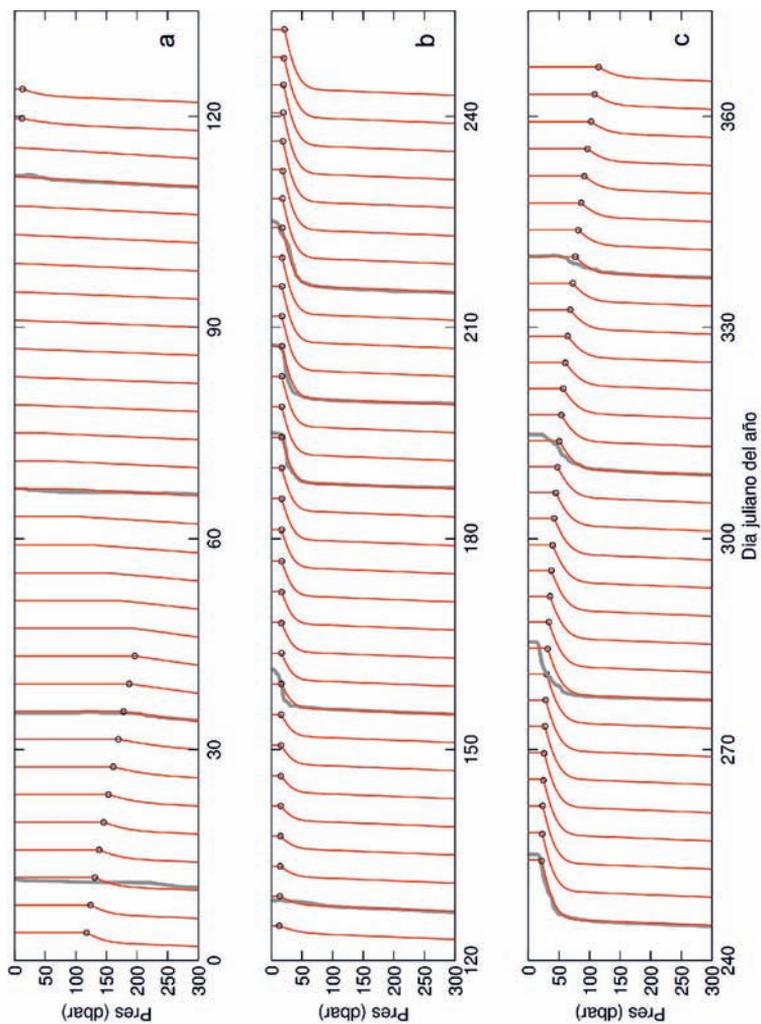


Figura 2.9. Climatología del desarrollo de la capa de mezcla (MLD) y la evolución de la estructura térmica a partir de la serie temporal de perfiles de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) de la estación 6 de la sección de Santander. Los círculos representan la posición climatológica de la MLD. Los perfiles 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_{sp}) y otro de aguas centrales de origen subtropical (ENACW_{st}).

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.

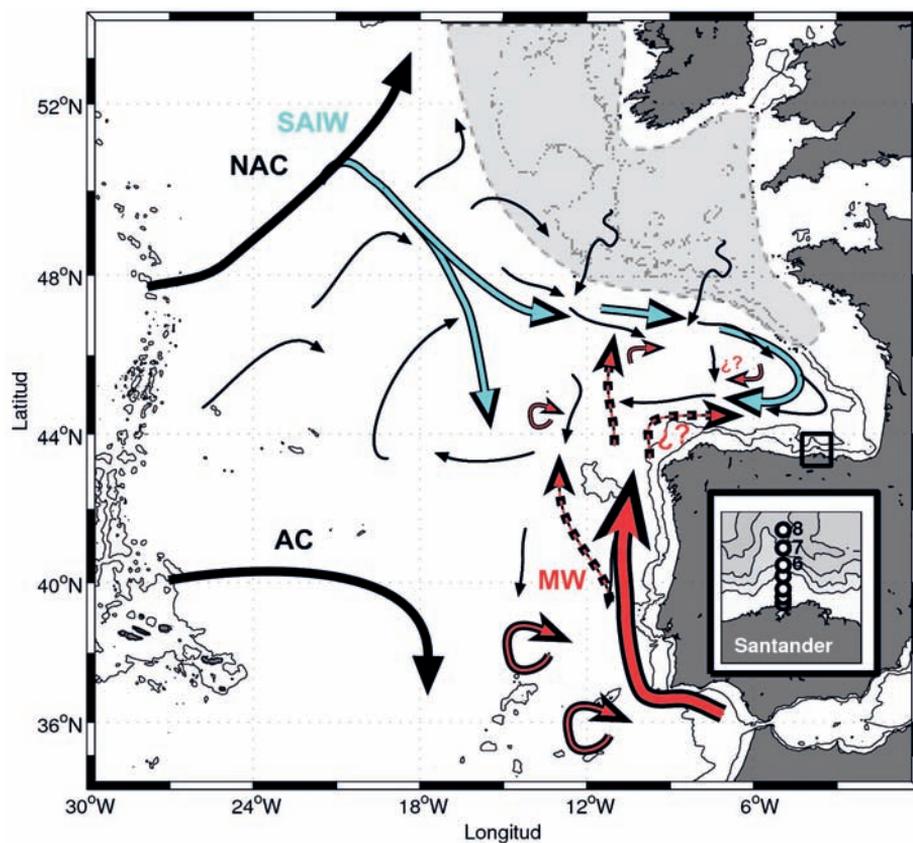


Figura 2.10. Composición a partir de diversas fuentes de los patrones principales de circulación de las Aguas Centrales (negro), hasta su base en el mínimo de salinidad (azul), y las Aguas Mediterráneas (MW, rojo) en el Golfo de Vizcaya y la parte adyacente del Atlántico norte. Se indican las corrientes 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⁻¹ 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 kJ m^{-3} , lo que equivale a un incremento medio de temperatura de 0.30°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 ΘS , 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 ΘS . 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-

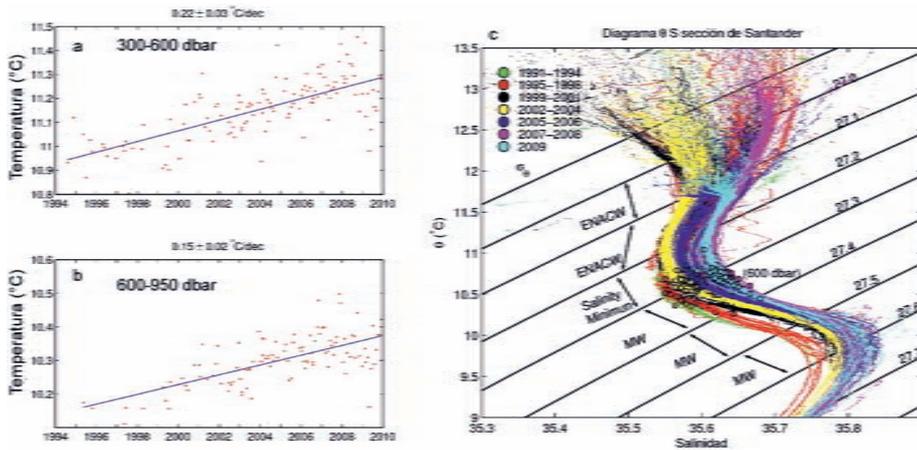


Figura 2.11. Evolución de la temperatura (°C) en la estación 7 de la sección de Santander en las capas representativas de las aguas centrales (a, 300-600 dbar, m) y de la parte superior del Agua Mediterránea (b, 600-950 dbar, m). Las líneas azules indican la tendencia lineal cuyo valor numérico (\pm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

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.

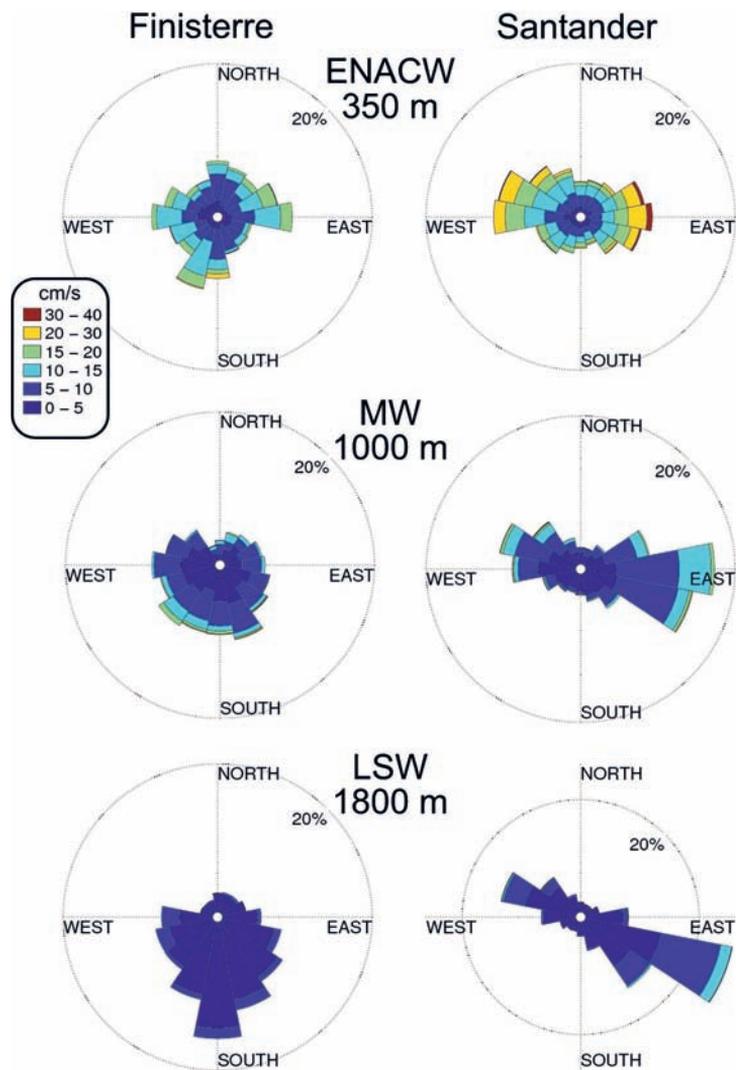


Figura 2.12. Patrones climatológicos de las corrientes profundas (cm s^{-1}) a los niveles de las Aguas Centrales (ENACW), Mediterránea (MW) y del Labrador (LSW) obtenidos a partir de los fondos permanentes de VACLAN.

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°C década⁻¹. 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°C década⁻¹. 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.

Capítulo 3. Nivel del Mar

María Jesús García, Elena Tel y Joaquín Molinero

Resumen

Abstract

3.1. Introducción

3.2. Métodos

3.3. Nivel medio del mar

3.4. Mareas

3.5. Valores extremos y periodos de retorno

3.6. Conclusiones

Resumen

Un análisis exhaustivo de los registros históricos del nivel del mar registrados en tres estaciones de la costa norte de España ha permitido conocer la evolución del nivel medio del mar a lo largo de los últimos 67 años, el régimen, amplitud y propagación de la marea, así como los rangos de variación del nivel del mar, sus valores extremos y periodos de retorno. Los resultados muestran valores de tendencias del nivel medio, una vez corregida la isotasia post-glacial, de 2.38, 2.45 y 2.65 mm año⁻¹ en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente. La contribución meteorológica ha sido evaluada a través del índice de la Oscilación del Atlántico Norte de invierno (NAO_w), encontrando una correlación de -0.658 con el primer modo del análisis de Funciones Ortogonales Empíricas, que acumula el 81.86% de la varianza total de los niveles medios de invierno. En relación con la caracterización de las mareas, los resultados del análisis armónico muestran el carácter semidiurno de la marea, así como que la amplitud y propagación de la onda M₂ sigue el patrón de esta región del Atlántico Norte donde las amplitudes y fases disminuyen de este a oeste. Los resultados del análisis extremal realizado a partir de niveles horarios presentan valores máximos del nivel del mar sobre el respectivo Nivel Medio del Mar (datum) de 2.55, 2.48 y 2.51 m en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente. La estimaciones de niveles extremos para periodos de retorno a 120 años superan los máximos registrados en 0.25, 0.15 y 0.10 m en dichas localidades.

Abstract

An exhaustive analysis of the sea level historical records at 3 stations on the North and North-West coast of Spain has allowed the description of the mean sea level evolution throughout the last 67 years, the type, amplitude and propagation of the tides, as well as the ranges of variations the sea level, their extreme values and return periods. The results show mean sea level trends, after correcting for the post-glacial rebound of 2.38, 2.45 and 2.65 mm year⁻¹ in Santander, A Coruña and Vigo respectively. The meteorological contribution is evaluated by means of the winter North Atlantic Oscillation index (NAO_w), producing a correlation of -0.658 with the first mode of the Empirical Orthogonal Functions analysis, which accumulates 81.86% of the total variance. In relation to the tidal characterization, the results of the harmonic analysis show the semidiurnal character of the tide, as well as that the amplitude and propagation of the M₂ follow the North Atlantic Ocean region pattern where the amplitudes and phases decrease from East to West. Analysis of extreme values realized from hourly levels present maximum values of sea level over the respective Mean Sea Level (datum) of 2.55, 2.48 and 2.51 m in Santander, A Coruña and Vigo, respectively. The estimations of extreme levels for return periods to 120 years exceeded the maximum values registered in 0.25, 0.15 and 0.10 m in these localities.

3.1. Introducción

La superficie del nivel del mar no permanece fija sino que experimenta variaciones de nivel como consecuencia del fenómeno de las mareas, las variaciones de presión atmosférica y viento, así como los efectos asociados a estas perturbaciones meteorológicas como son olas y remolinos; la variación del volumen de los océanos asociado a cambios en la densidad del agua, deshielo de los glaciares continentales y de los casquetes polares y subidas locales por las aportaciones de los ríos. También se ve afectado por los movimientos tectónicos. Si bien el nivel del mar medido respecto a una posición en tierra, $X(t)$, varía principalmente por efecto de las mareas y de la respuesta al forzamiento atmosférico, en cuanto a lo que se refiere a escalas de tiempo de varias horas a varios años. Puede ser representado por la expresión: $X(t) = Z_0(t) + T(t) + S(t)$, siendo $Z_0(t)$, el nivel medio del mar que varía lentamente con el tiempo, $T(t)$ la variación debida a las mareas astronómicas y $S(t)$ la componente residual asociada principalmente a perturbaciones de carácter meteorológico (Pugh, 1987).

Las medidas del nivel del mar han tenido siempre gran importancia debido a sus múltiples aplicaciones: determinación del nivel de referencia en la cartografía terrestre y náutica, ayudas a la navegación marítima, obras portuarias y gestión del litoral. Por otra parte, en los últimos años, la preocupación por el cambio climático ha llevado a las instituciones nacionales e internacionales a reforzar la coordinación de los sistemas de medida del nivel del mar por su relevancia como indicador del cambio climático y su relación con las inundaciones, erosión costera, etc. Además, el aumento de población y el crecimiento urbanístico en las zonas costeras, requiere un buen conocimiento del comportamiento del nivel del mar local que permita llevar a cabo una buena gestión de la costa para evitar riesgos a la población y a las infraestructuras.

En la actualidad, distintos grupos de expertos y científicos vienen analizando las series de niveles medios archivados en el Servicio Permanente del Nivel Medio del Mar (<http://www.pmsl.org>). A pesar de las discrepancias en los criterios y algoritmos utilizados en el análisis, la tendencia a nivel global, según el cuarto informe del IPCC (2007b), se mueve en el rango de 1.5 a 2.0 mm año⁻¹ para el siglo xx, estimando un valor de 1.8 mm año⁻¹ para los últimos 70 años con un incremento en la relación de subida durante este periodo consistente con datos geológicos y las series de largo periodo registradas por mareógrafos en las costas (Church y White, 2006). Los resultados obtenidos por Cazenave y Llovel (2010) para el periodo 1993-2007 de la tendencia global de la altimetría es de 3.3 mm año⁻¹. No obstante hay que tener presente que el comportamiento del nivel del mar en la costa varía de unas estaciones a otras como consecuencia de factores locales, como el diferente impacto que el viento provoca en la costa dependiendo de su orientación, la amplificación de las ondas dependiendo de la batimetría y características de la cuenca, así como la importancia de los movimientos verticales terrestres que enmascaran las variaciones absolutas del nivel del mar.

La contribución meteorológica al nivel medio del mar en el Atlántico Norte puede cuantificarse por su relación con la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). La NAO es uno de los principales modos de variación de la presión atmosférica de gran escala en el Atlántico Norte, con dos centros de acción situados sobre Islandia y Azores. La distribución de presiones atmosféricas que sintetiza presenta correlaciones con diversos factores climáticos en toda Europa, como la temperatura y la precipitación. El nivel del mar presenta correlaciones inversas en toda la región del sur de Europa debido al efecto barómetro invertido (Wakelin et al 2003; Woolf et al 2003). En el norte de España, Marcos et al. (2005) encontraron que el primer modo de oscilación del nivel del mar en estaciones mareográficas, aislado mediante el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) y que representa las variaciones a gran escala, acumula el 86.6% de la varianza total.

Las mareas astronómicas que se originan como consecuencia de la atracción gravitatoria que el Sol, la Luna, y en menor medida otros cuerpos celestes, ejercen sobre los mares y océanos. Su propagación y amplitud están influenciadas además por la rotación de la tierra (fuerza de Coriolis), la profundidad y configuración de las cuencas oceánicas, los efectos de inercia y fricción del fondo así como por efectos meteorológicos. Así, la teoría de equilibrio, formulada por Newton, explica la relativamente compleja periodicidad de las mareas, pero no es capaz de explicar las discrepancias en amplitud y fase a la hora de predecir la marea en un punto determinado de la Tierra. Sin embargo, teorías posteriores, que parten del concepto de las ondas de marea, consideran que el conjunto de fenómenos que actúan sobre la marea puede ser representado por una suma de ondas del tipo sinusoidal, que son las denominadas constituyentes de la marea, donde se reflejan los efectos producidos tanto por los fenómenos astronómicos como por las denominadas componentes de aguas someras (fricción del fondo, fenómenos de reflexión y refracción, batimetría, etc.), que son particulares de cada zona, y que explican en gran parte las deformaciones que sufre la onda de marea al interactuar con la franja costera. En el modelo numérico de Schwiderski (1979) la onda M_2 (componente lunar) presenta un punto anfídromico (punto en el mar donde la amplitud de marea es nula) sobre las coordenadas 50° N, 39° O alrededor del cual esta onda de marea se propaga como una onda de Kelvin (onda larga en el océano, cuyas características se ven alteradas por la rotación de la Tierra). Así, en el Atlántico Norte, la onda M_2 se propaga desde Portugal a lo largo de la costa noroeste de europea continental hacia Islandia.

Las perturbaciones meteorológicas pueden provocar inundaciones cuando un temporal actúa sobre zonas costeras vulnerables y coincide con la pleamar astronómica (Wood, 1986). Los fenómenos tormentosos provocan grandes oscilaciones del nivel del mar y mayores valores extremos. El conocimiento de los rangos de variación del nivel del mar y de las estadísticas de extremos es fundamental para el diseño de obras portuarias en general, así como para la gestión de la costa con especial atención a la prevención de inundaciones. Flather (2001) sugiere un periodo mínimo de datos de 50 años para obtener unas estadísticas fiables. La alternativa es la extrapolación haciendo uso de diferentes modelos de ajuste a una distribución determinada. Tsimplis et al. (2009) demuestran además que la frecuencia de muestreo es relevante en la estimación de los periodos de retorno. En A Coruña, por ejemplo, encontraron que el uso de los datos horarios puede subestimar el nivel de retorno de 50 años hasta 0.09 m frente al muestreo con un intervalo de 5 min.

Los objetivos de este capítulo son conocer el comportamiento de la variabilidad del nivel medio del mar en la costa noroeste de la Península Ibérica y su relación con la NAO como modo atmosférico dominante, describir el régimen general de las mareas y los episodios extremos, poniendo especial énfasis en la valoración de estas series de observaciones del nivel del mar como indicadoras de la variabilidad climática regional. Para todo ello, se analiza el periodo completo de registro (1943-2010) de las series del nivel del mar, registradas en las tres estaciones mareográficas operadas por Instituto Español de Oceanografía (IEO) en la zona de estudio.

3.2. Métodos

En 1943, el IEO instaló una red de estaciones mareográficas distribuidas a lo largo de las costas españolas para abordar prioritariamente la elaboración de las tablas de marea, así como para la determinación del nivel medio del mar en las diferentes localidades. En el norte peninsular, las 3 estaciones mareográficas están ubicadas en las zonas portuarias de Santander ($43^{\circ} 28' N$, $03^{\circ} 48' O$), A Coruña ($43^{\circ} 22' N$, $08^{\circ} 24' O$) y Vigo ($42^{\circ} 14' N$, $08^{\circ} 44' O$) (Fig. 3. Introducción). A fecha de hoy se disponen de series de datos del nivel del mar de 67 años con alguna pequeña interrupción que no supera el 1% en Vigo y el 3% en A Coruña y Santander. En las tres estaciones, cuyas instalaciones están en el interior de una caseta (Fig. 3.1a), se mantiene el sistema de medida clásico, mareógrafo mecánico de flotador, con salida gráfica en continuo (Fig. 3.1b). Si bien, desde la última década, a estos equipos, se les ha incorporado un codificador para salida digital y un sistema de transmisión de datos vía modem. Diariamente se actualiza la información en la web (<http://indamar.ieo.es/mareas/mareas.htm>) que contiene los datos y gráficos de los últimos 20 días, para su uso con fines operacionales. Además desde 2003, en la estación de Santander, se dispone también de un sistema de medida por radar que fue instalado durante el proyecto European Sea Level Services-Research Infrastructure (ESEAS-RI),



Figura 3.1. Ejemplo del equipamiento de las estaciones mareográficas: caseta de la estación de Vigo (a) y mareógrafo mecánico de flotador con codificador (b).

como experimento piloto de inter-comparación de equipos. De los resultados obtenidos cabe destacar la menor necesidad de intervención humana en el mantenimiento rutinario del equipo (J. Molinero, com. pers.), pues los equipos mecánicos de flotador pueden provocar errores en las medidas, por rozamiento del flotador, obstrucciones del pozo, mal funcionamiento del reloj, rotura o pérdida de tensión del cable, etc. (UNESCO, 1985).

La obtención de las alturas horarias a partir de los registros históricos gráficos (mareogramas), se ha venido realizando mediante lectura manual o mediante un digitalizador. En la actualidad, puesto que se dispone de registros digitales a intervalos de 5 minutos, los niveles horarios se obtienen de forma automatizada, extrayendo las medidas registradas a las horas en punto y en casos excepcionales (ej. cuando aparecen oscilaciones de alta frecuencia) aplicando el filtro Butterworth, que elimina las citadas oscilaciones pero preserva toda la energía de las ondas de marea (H. Hodnesdal, com. pers.). Además siempre se conservan las series originales de mayor frecuencia de muestreo para otros estudios.

El control de calidad de datos se ha venido realizando anualmente por el método de la marea residual (diferencia entre nivel observado y nivel predicho), que permite detectar fácilmente tanto los errores puntuales del nivel como los desfases (Caldwell y Kilonsky, 1992). Actualmente, se han aplicado los protocolos de control de calidad especificados en el marco del proyecto ESEAS-RI (García et al., 2007). Estos protocolos contemplan algoritmos de detección y corrección de errores: picos, valores constantes, valores fuera de rango, así como la asignación del correspondiente código de calidad. Posteriormente, se ha aplicado el Test de Homogeneización Normal Estándar (SNHT) propuesto por Alexanderson (1986) para series climáticas. El test proporciona los puntos donde existe una inhomogeneidad, pero no indica si es debida a un error en la referencia u otro tipo de error en la medida, o si por el contrario, es parte de la variabilidad natural del nivel del mar. Las correcciones se han realizado apoyándose en el historial de la estación y documentando los cambios realizados en la serie, ya que en la homogeneización de las series históricas de nivel del mar es de vital importancia el control tanto de la referencia de las medidas del nivel del mar (Tide Gauge Zero), como de las cotas geodésicas locales y/o globales con las que está enlazada. Además se ha corregido el cambio de referencia detectado en A Coruña por Marcos et al. (2005), mediante el método de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF), aplicado a estas series en su estudio de consistencia de series históricas del nivel del mar.

El cálculo de los niveles medios diarios se ha realizado a partir de las alturas horarias, mediante la aplicación de un filtro de convolución de 119 puntos (Bloomfield, 1976) centrado en las 12:00 h. Los niveles medios mensuales se han obtenido calculando las medias aritméticas de los niveles medios diarios, siempre que haya más de 17 días de valores medios diarios para dicho mes. En los análisis posteriores de las series se ha trabajado con valores de anomalías referidas al nivel medio obtenido para el periodo completo en cada una de las estaciones.

El método de estimación de las tendencias relativas es el de ajuste lineal de los niveles medios mensuales. Posteriormente, se ha corregido la Isostasia PostGlaciar (GIA), aplicado los resultados del modelo geodinámico ICE-4G (Peltier, 2001). Las variaciones estacionales se han obtenido como promedio de cada uno de los meses correspondientes para no eliminar las aportaciones fluviales y otros factores locales no estacionales.

El patrón de variabilidad espacial del nivel medio del mar y su relación con índices climáticos, se ha explorado mediante EOF, un método de análisis multivariante ampliamente utilizado en estudios climáticos, que persigue reducir el número de variables creando unas nuevas variables o modos, ortogonales entre si y formadas mediante combinación lineal de las primeras, de forma que preserven la mayor cantidad de información posible del conjunto de datos original (Jolliffe, 1986). Para realizar este análisis se consideran las series normalizadas de diciembre a marzo (DEFM), una vez eliminada la tendencia. Se ha evaluado la contribución meteorológica en cada estación y a nivel zonal mediante las correlaciones de la NAO_w con el nivel medio del mar en cada estación y con el EOF modo-1 respectivamente.

Los constituyentes armónicos de marea se han obtenido por el método de ajuste por mínimos cuadrados descrito por Foreman (1977). La descomposición de la onda de marea en sus armónicos permite obtener la predicción de la marea astronómica para cualquier periodo, el régimen de marea que viene determinada por el factor de forma o razón entre las amplitudes de las principales componentes diurnas (K_1, O_1) y semidiurnas (M_2, S_2), la edad de la marea o tiempo transcurrido entre el paso de la luna llena/nueva por el meridiano del lugar y la pleamar viva siguiente, así como la razón de amplitudes entre la componente solar y lunar (S_2/M_2), que permite comparar la relación de estas fuerzas gravitacionales en cada estación respecto a la razón de equilibrio (que es de alrededor del 46%).

Los valores extremos del nivel del mar se han investigado a partir de las series de niveles horarios, utilizando los valores máximos anuales y asumiendo una distribución de Gumbel para la obtención de los niveles de retorno.

Función de Gumbel: $f(x) = \frac{1}{\alpha} \exp\left(\frac{-x-\beta}{\alpha} - \exp\left(\frac{-x-\beta}{\alpha}\right)\right)$ siendo α y β los parámetros de la

distribución que se calculan como $\alpha = \frac{\sqrt{6}}{\pi} \sigma$

$$\beta = \bar{x} - 0.5772 \cdot \alpha$$

donde \bar{x} y σ son respectivamente la media y la desviación estándar estimadas de la muestra.

3.3. Nivel medio del mar

Las tendencias relativas a partir de las series de los niveles medios mensuales fueron 2.11, 2.32 y 2.43 mm año⁻¹ en Santander, A Coruña y Vigo, respectivamente (Fig. 3.2a). Estos valores de tendencia, una vez corregida la GIA mediante el modelo ICE- 4G de Peltier (2001), la mejor aproximación de la que disponemos sobre movimientos verticales terrestres con los que obtener la tendencia absoluta del nivel del mar, equivalen a 2.38, 2.45 y 2.65 mm año⁻¹, respectivamente. A pesar de que las observaciones GPS registran tanto los movimientos debidos a la GIA como los debidos a otros procesos geológicos, el corto periodo de observaciones GPS no permite aplicar los resultados obtenidos por Woppelmann et al. (2009) para corregir el periodo completo de las series del nivel del mar. Hasta la fecha, la descontaminación de la GIA ha sido ampliamente utilizada por la comunidad científica por su impacto global en escalas de tiempo geológicas.

Los valores de las tendencias encontradas por Marcos et al. (2005) son 2.12, 2.51 y 2.91 mm año⁻¹ para el periodo 1943-2001 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente, una vez corregido el GIA con el mismo modelo ICE-4G de Peltier (2001). Estas diferencias pueden ser atribuidas al diferente periodo de datos, que en el presente trabajo se extiende hasta el año 2010. Por otra parte, las tendencias encontradas en Santander, A Coruña y Vigo son superiores a las obtenidas a nivel global para los últimos 70 años (1.8 mm año⁻¹) por el IPCC (2007b). Esta diferencia puede atribuirse en parte a la contribución de los factores locales incluyendo los meteorológicos y en mayor medida a la variabilidad espacial del calentamiento oceánico y la distribución de las masas de agua.

En los últimos años se han encontrado tendencias mayores. Así, para el periodo 1989-2008 los valores resultantes son 3.25, 2.79 y 3.95 mm año⁻¹ en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente, próximas a la media para el océano global de 3 mm año⁻¹ (IPCC, 2007b). Esta mayor tendencia puede ser atribuida a la variabilidad interdecadal mas que a un incremento en la velocidad de ascenso del nivel del mar (Fig. 3.2b). De hecho, los resultados obtenidos en la estimación de las tendencias decadales muestran un rango de variabilidad de unos 25 mm año⁻¹ en las tres localidades. Por otra parte, dado que el periodo mínimo en el que la tendencia se puede considerar estable es de 30 años (Douglas, 1995), se han calculado las tendencias para periodos de 30 años. Los resultados encontrados muestran que la evolución de las tendencias en estos 67 años presenta un ciclo con un valor mínimo en el periodo 1964-1993 (Fig. 3.2c), que puede atribuirse a un aumento de la presión atmosférica media en invierno en toda la zona del sur de Europa (Tsimplis et al., 2005).

Las variaciones de niveles medios mensuales varían 557, 697 y 653 mm en Santander, A Coruña y Vigo, respectivamente (Tabla 3.1). Estas variaciones del nivel medio mensual son marcadamente estacionales presentando un ciclo anual significativo. Así en los climogramas se observa que los máximos de los promedios mensuales, obtenidos mediante las medias aritmé-

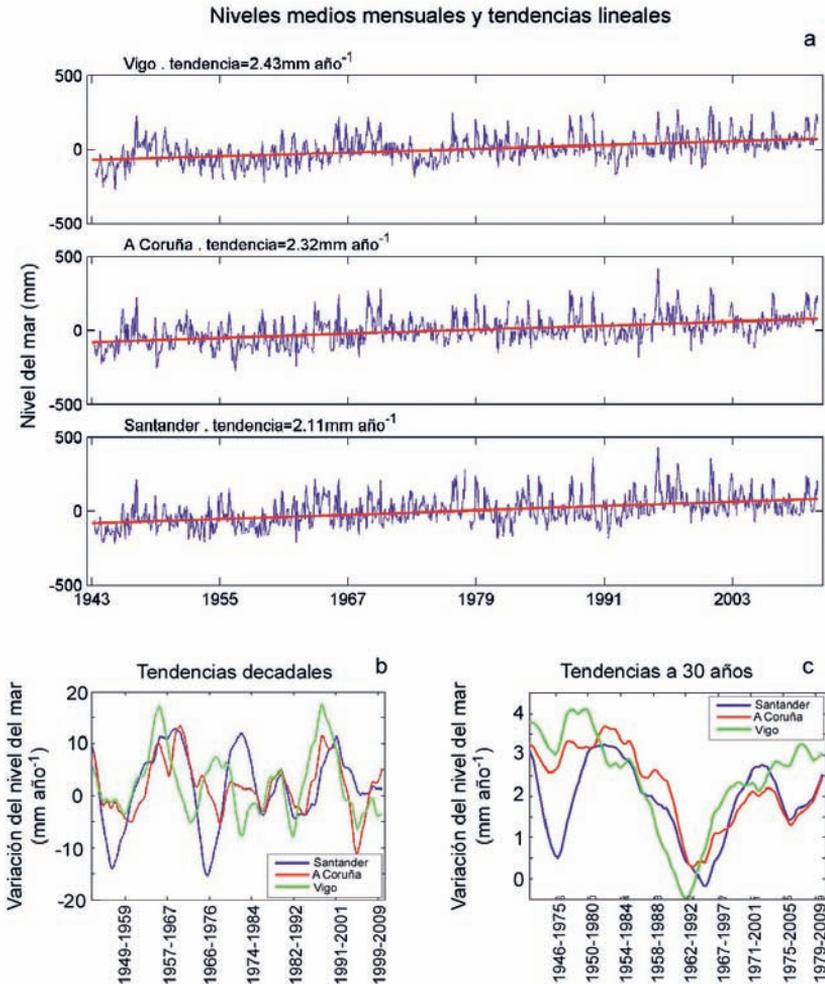


Figura 3.2. Evolución del nivel medio mensual del mar (a, mm) y de las tendencias de cambio (mm año⁻¹) calculadas en periodos decadales (b) y en periodos de 30 años (c).

ticas de los correspondientes meses, aparecen en octubre-noviembre evolucionando cuando nos movemos hacia el oeste, y los mínimos en julio (Fig. 3.3a). Este ciclo estacional resulta de la combinación de un ciclo anual asociado al calentamiento/enfriamiento de la columna de agua por intercambios con la atmósfera, que muestra un pico en verano, y de un ciclo anual atmosférico, de mayor variabilidad y relacionado con el predominio de las altas y bajas presiones, que muestra un pico en invierno (Marcos y Tsimplis, 2007). Las desviaciones estándar son mayores en otoño-invierno, coincidiendo con los periodos de mayor inestabilidad atmosférica. Sin embargo estas variaciones estacionales, no siguen el mismo patrón todos los años. Así podemos observar que el máximo de Santander ha sido registrado en febrero (295 mm), mientras que en A Coruña y Vigo los valores máximos se han encontrado en enero (413 y 434 mm, respectivamente).

	Santander	A Coruña	Vigo
coordenadas	43°28'N, 03°48'O	43°22'N, 08°24'O	42°14'N, 08°44'O
periodo de muestreo	03/1943–12/2010	03/1943–12/2010	05/1943–12/2010
nº de meses (% datos)	791 (97%)	796 (97%)	808 (99%)
Nivel medio (anomalías)			
valor máximo (mes)	295 (febrero)	413 (enero)	434 (enero)
valor mínimo (mes)	-282 (marzo)	-245 (junio)	-219 (mayo)
rango	557	697	653
desviación estándar	88	94	99
moda	-105	-75	-58
coeficiente de sesgo	0.30	0.39	0.59
coeficiente de curtosis	3.46	3.69	3.58
Tendencia lineal			
tendencia (mm año⁻¹)	2.11 (±0.14)	2.32(±0.15)	2.43(±0.16)
v. corrección GIA (mm año⁻¹)	0.27	0.13	0.22
tendencia corregida GIA (mm año⁻¹)	2.38	2.45	2.65
Climogramas			
valor máximo (mes)	69 (noviembre)	57 (noviembre)	62 (noviembre)
valor mínimo (mes)	-38 (julio)	-47 (julio)	-53 (julio)
rango ciclo medio estacional	107	104	115

Tabla 3.1. Estadísticas del nivel medio del mar para el periodo 1943-2010. Valores de nivel medio en mm. Tendencia lineal (y desviación típica) en mm año⁻¹.

Los histogramas de frecuencias de niveles medios muestran una distribución de tipo gaussiano en las tres estaciones, si bien cada uno presenta pequeñas variaciones que caracterizan el comportamiento de la serie (Fig. 3.3b). En todas las estaciones la distribución presenta desviación hacia la derecha (niveles medios más altos), que se puede atribuir a la subida del nivel del mar pero también a una mayor frecuencia de los eventos extremos que provocan ascenso del nivel del mar (por ejemplo bajas presiones y viento) que de los que provocan descenso del nivel del mar (anticiclones), siendo estos eventos mas acentuados en Vigo y A Coruña que en Santander. Así, la distribución de Santander es más simétrica que la de las otras dos localidades, como indican los respectivos coeficientes de sesgo (0.30, 0.39 y 0.59 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente). El apuntamiento (o aplastamiento) de las distribuciones es mayor en A Coruña (coeficiente de curtosis $k = 3.69$) que en Vigo o Santander ($k = 3.58$ y 3.46 respectivamente). Esto indica que en A Coruña el número de niveles mensuales próximos al nivel medio es menor que en las otras localidades y que en todas ellas, al ser $k > 3$, menor que el correspondiente a una distribución normal.

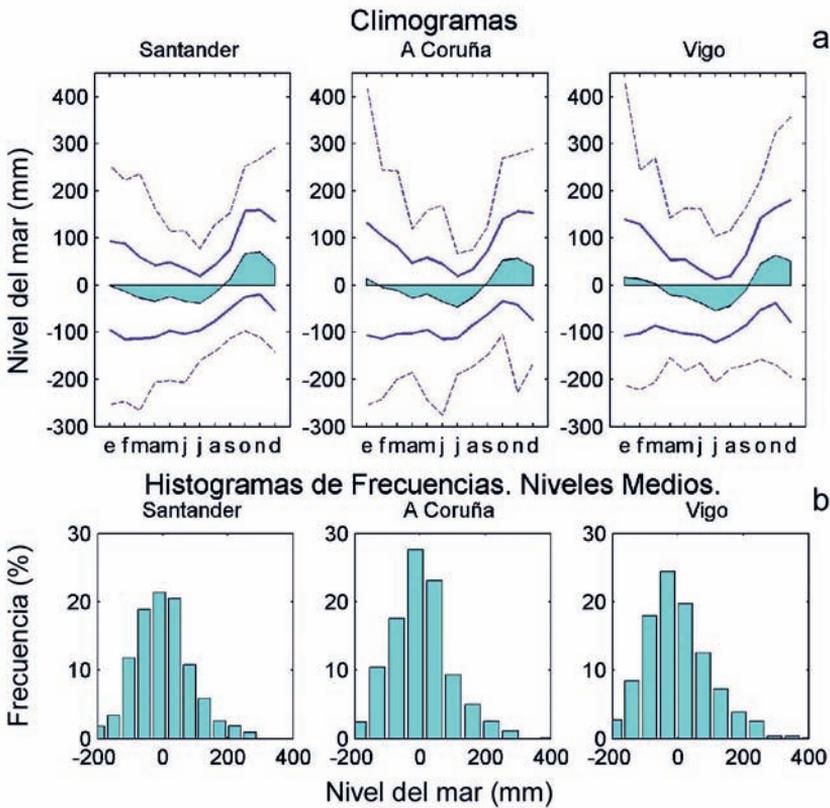


Figura 3.3. Climogramas del nivel de mar (a) e histogramas de frecuencia de niveles medios (b) en Santander, A Coruña y Vigo. Se indican los niveles medios: (área azul), su desviación estándar (línea negra continua) y los valores extremos (líneas negras discontinuas).

Los resultados del análisis de EOF aplicado a las series mensuales muestran un primer modo que acumula 81.86 % de la varianza total, el segundo 11.28 % y el tercero 6.86 %. Los valores del coeficiente de correlación de Pearson entre el modo 1 y las series mensuales son 0.89, 0.93 y 0.89 para Santander, A Coruña y Vigo respectivamente, lo que indica que el modo 1 responde acertadamente al patrón general de variabilidad del nivel del mar en el norte peninsular. También la correlación entre el modo 1 y el índice NAO_w (Fig. 3.4) presenta un valor de -0.658 , del mismo orden que las correlaciones encontradas entre este mismo índice y las series de niveles medios de cada una de las estaciones, con valores de -0.602 , -0.606 y -0.578 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente. Estos resultados muestran el mismo patrón de variabilidad del nivel medio del mar que el encontrado por Marcos et al. (2005), con pequeñas diferencias en las varianzas que pueden atribuirse al periodo mas largo de datos analizado en el presente estudio. Los modos 2 y 3 no presentan correlación significativa con el índice NAO_w , aunque el valor de correlación del modo 2 con la serie de Santander es mayor y de signo opuesto a los valores de correlación de este modo con las series de A Coruña y Vigo. Esto puede ser debido a la distorsión que sufren los frentes atmosféricos que entran por el noroeste peninsular al llegar a Santander, en contraposición con el impacto directo de los mismos en la costa gallega (Lavín y García, 1992).

Analisis EOF e Indice NAO

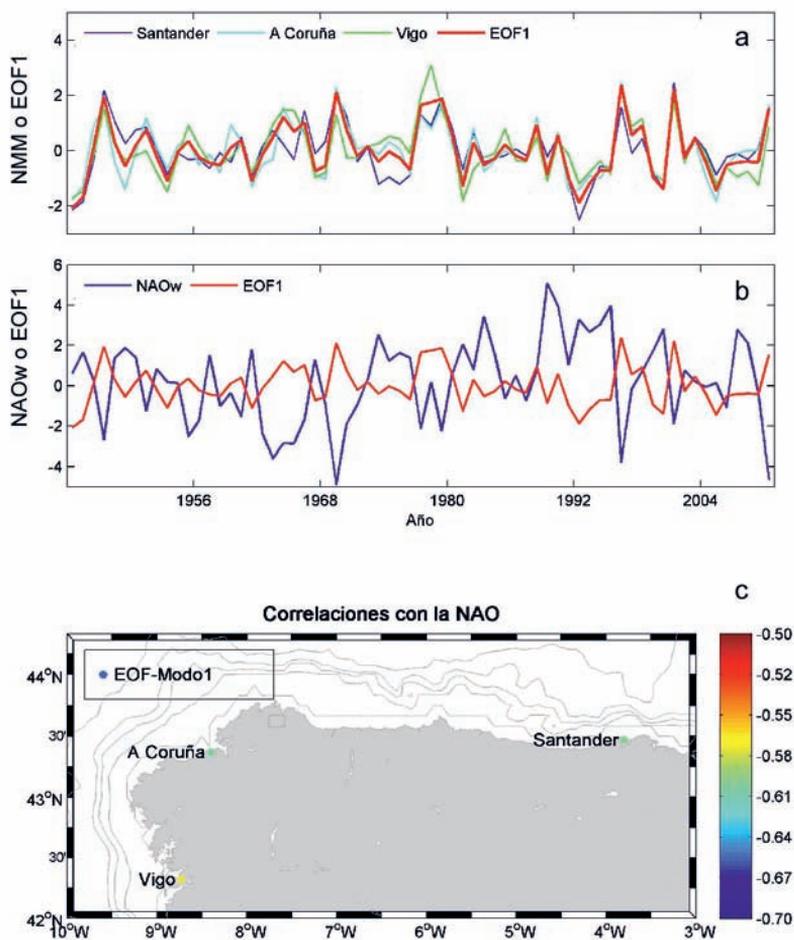


Figura 3.4. Resultados del análisis de factores empíricos ortogonales (EOF). Se representan los valores del componente EOF1 junto a los valores estandarizados de las series del nivel medio del mar de invierno (DEFM) en Santander, A Coruña y Vigo (a) y a los de la Oscilación del Atlántico Norte de invierno (NAOw, b). Se indican también las correlaciones de EOF1 con la NAO en las tres localidades (c).

3.4. Mareas

El régimen y demás características de la marea se han determinado a partir de los análisis armónicos aplicados a las series anuales de niveles horarios. La onda de marea puede descomponerse en suma de armónicos de determinadas frecuencias, que son los correspondientes a las componentes más importantes de la marea astronómica. El número de estas constituyentes depende de la longitud de la serie analizada: con series anuales pueden resolverse hasta 61 componentes. El método utilizado en el cálculo de las componentes de marea es el de ajuste por mínimos cuadrados (Foreman, 1977). Estos armónicos permiten, además de predecir las mareas astronómicas para cualquier periodo, conocer las características de las mareas en cada estación así como explicar las deformaciones que sufre la onda de marea al interaccionar con la franja costera. Si bien en este trabajo solo se describen e interpretan los resultados obtenidos a partir de las principales constituyentes de marea (Tabla 3.2) como son el régimen y la edad.

	Santander	A Coruña	Vigo
M₂ Amplitud (m)	1.31 ± 0.011	1.18 ± 0.006	1.09 ± 0.005
M₂ Fase (°)	94.92 ± 1.29	85.98 ± 1.88	77.14 ± 0.91
S₂ Amplitud (m)	0.45 ± 0.004	0.41 ± 0.004	0.38 ± 0.004
S₂ Fase (°)	127.28 ± 1.80	116.058 ± 2.16	105.77 ± 1.20
K₁ Amplitud (m)	0.064 ± 0.002	0.07 ± 0.002	0.072 ± 0.001
K₁ Fase (°)	70.83 ± 2.10	71.05 ± 1.92	62.13 ± 1.66
O₁ Amplitud (m)	0.07 ± 0.001	0.066 ± 0.001	0.064 ± 0.001
O₁ Fase (°)	323.66 ± 1.44	324.37 ± 1.46	319.28 ± 1.57
factor de forma	0.077	0.085	0.093
edad de la marea	31 h 51 min	29 h 36 min	28 h 10 min
razón (S₂/M₂)	0.343	0.347	0.348
Marea astronómica			
rango máximo (m)	4.77	4.38	4.01
rango mínimo (m)	1.06	0.86	0.87

Tabla 3.2. Valores medios y desviación estándar de las principales componentes armónicas de la marea obtenidas a partir de análisis anuales.

El régimen de mareas, o factor de forma clasifica las mareas en función del periodo dominante de la marea observada. Viene determinado por la razón entre la suma de amplitudes de las principales componentes diurnas (K_1, O_1) y la suma de las componentes semidiurnas (M_2, S_2):

$$f = \frac{H_{K_1} + H_{O_1}}{H_{M_2} + H_{S_2}}$$

encontrando valores de f que se mueven en el rango (0.07-0.09). Los resultados de este parámetro indican claramente el carácter semidiurno de la marea en la zona, ya que f está comprendido entre 0 y 0.25 y según la clasificación de Dietrich et al. (1975) para: $f = 0 - 0.25$ marea semidiurna, $f = 0.25 - 1.5$ marea mixta, predominantemente semidiurna, $f = 1.5 - 3.0$ marea mixta, predominantemente diurna, $f > 3.0$ diurna.

La edad de la marea, o tiempo transcurrido entre el paso a luna nueva o llena por el meridiano del lugar y la máxima pleamar viva siguiente, viene determinado por la razón entre las diferencia de fases y de velocidades entre la principal componente solar S_2 y la principal componente lunar M_2 .

$$E_{dad} = \frac{g_{S_2} - g_{M_2}}{\sigma_{S_2} - \sigma_{M_2}}$$

donde las g corresponden a las fases de los armónicos correspondientes y σ a las velocidades de propagación, encontrando valores del orden de las 30 horas. Esta diferencia de fase de la principal componente lunar respecto a la solar, indica que las mareas vivas no coinciden en tiempo con la luna llena/nueva, sino que llegan con un retraso de mas de un día.

La razón (H_{S_2} / H_{M_2}) entre las amplitudes de la principal componente solar (S_2) y la principal componente lunar (M_2) muestra valores alrededor de 0.34, prácticamente la misma en las tres estaciones. Todas ellas inferiores a la razón de equilibrio, que es aproximadamente 0.46. Por otra parte, como la marea se propaga en la dirección de las fases crecientes, una vez determinadas las componentes armónicas en las tres estaciones se puede conocer la propagación de la marea (Fig. 3.5). Los resultados del análisis armónico muestran que la onda de la componente lunar (M_2) se propaga hacia el nordeste (sentido de las fases crecientes: Vigo, A Coruña y Santander), con un retraso de menos de 20 minutos de una estación a la siguiente. Asimismo la amplitud de esta onda es mayor en Santander que en A Coruña y mayor aun que en Vigo, lo que indica que también las amplitudes de la M_2 crecen hacia el nordeste. Los resultados son consistentes con los estimados por modelos numéricos para esta región del Atlántico Norte (Schwiderski, 1979).

Asimismo, mediante la aplicación del análisis de predicción de alturas de marea a las componentes armónicas (Foreman 1977), se han obtenido las pleamares y bajamares astronómicas a lo largo del periodo 1943-2010, encontrando rangos máximos de marea astronómica que alcanzan los 4.77, 4.38 y 4.01 m en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente.

No se han encontrado resultados concluyentes sobre cambios en la propagación de la onda M_2 en relación con las variaciones del nivel medio del mar. Esto puede ser atribuido a que los

cambios en la propagación de la onda que pueden provocar las variaciones en el nivel medio del mar y en la meteorología regional (Horsburgh et al., 2008) son en esta zona de orden inferior a la sensibilidad del análisis armónico.

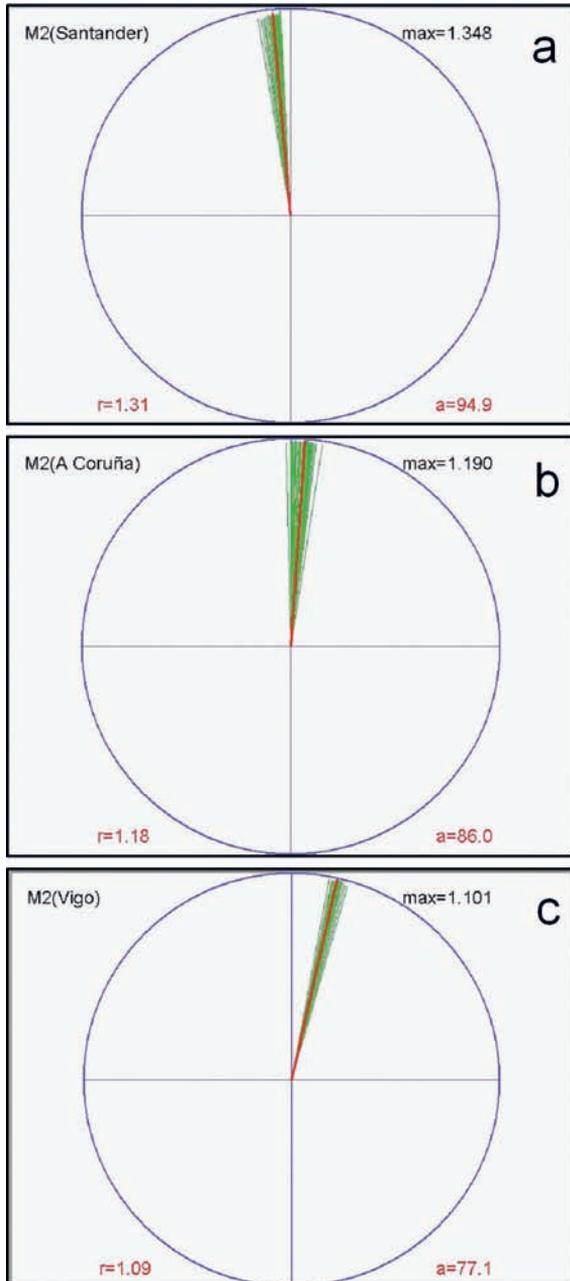


Figura 3.5. Amplitudes y fases de la componente M_2 de la marea en Santander (a), A Coruña (b) y Vigo (c).

3.5. Valores extremos y periodos de retorno

Los valores máximos y mínimos diarios del nivel del mar presentan oscilaciones que son debidas en mayor medida al fenómeno de las mareas por la alternancia de las mareas vivas y mareas muertas como consecuencia de las distintas fases lunares (Fig. 3.6). En las tres localidades la distribución es de tipo gaussiano, siendo más simétrica para los valores mínimos (coeficientes de sesgo de 0.00, -0.05 y -0.04 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente) que para los máximos (sesgo = 0.10, 0.12 y 0.14 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente). Una posible explicación puede ser la diferente exposición de las localidades estudiadas a las perturbaciones atmosféricas que causan anticiclones y ciclones, y también a que la costa norte española está sometida a ciclones generados localmente y además a los generados en el Atlántico y que se propagan hacia la costa. Por el contrario, la respuesta a los anticiclones es solamente local. Atendiendo a los coeficientes de curtosis obtenidos ($k = 2.36, 2.37$ y 2.44 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente) todas las series presentan una distribución ligeramente más achatada ($k < 3$) que la distribución normal, es decir tienen un mayor número de extremos próximos a la media de extremos que una distribución normal.

Asimismo se han obtenido las estadísticas de los máximos anuales y se han estimado valores máximos que puede tomar el nivel del mar en función de la información histórica disponible para diferentes periodos de retorno. A partir de las series de alturas horarias se han construido series formadas por el valor máximo registrado cada año y aplicando a estas series la función de distribución de Gumbel (Pizarro et al, 1986), el estudio permite determinar la probabilidad de obtener un valor igual o superior al valor registrado para un intervalo de tiempo fijado o periodo de retorno.

Los resultados del análisis de valores extremos (Tabla 3.3) realizado a partir de niveles horarios presentan niveles máximos de 2.55, 2.48 y 2.51 m en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente. Se han estimado niveles de retorno a 50 años, los cuales son prácticamente del mismo orden que los máximos registrados, a excepción de Santander donde el nivel estimado supera en 0.16 m el máximo registrado (0.06 m mayor que el error asociado). Estos resultados eran de esperar ya que partimos de series de más de 50 años y el nivel de retorno por definición es el máximo valor alcanzado en dicho plazo. De hecho Flather (2001) sugiere que con un periodo de datos de 50 años se obtienen estadísticas de extremos fiables. La diferencia encontrada en la estación de Santander puede ser atribuida a que la serie de máximos anuales se ajusta peor a la función de distribución de Gumbel, probablemente por estar ubicada en una bahía. La estimaciones de niveles extremos para periodos de retorno a 120 años son de 2.80, 2.63 y 2.61 que superan los máximos registrados a lo largo de los 67 años de la serie en 0.25, 0.15 y 0.10 m en las respectivas localidades (Fig. 3.7a).

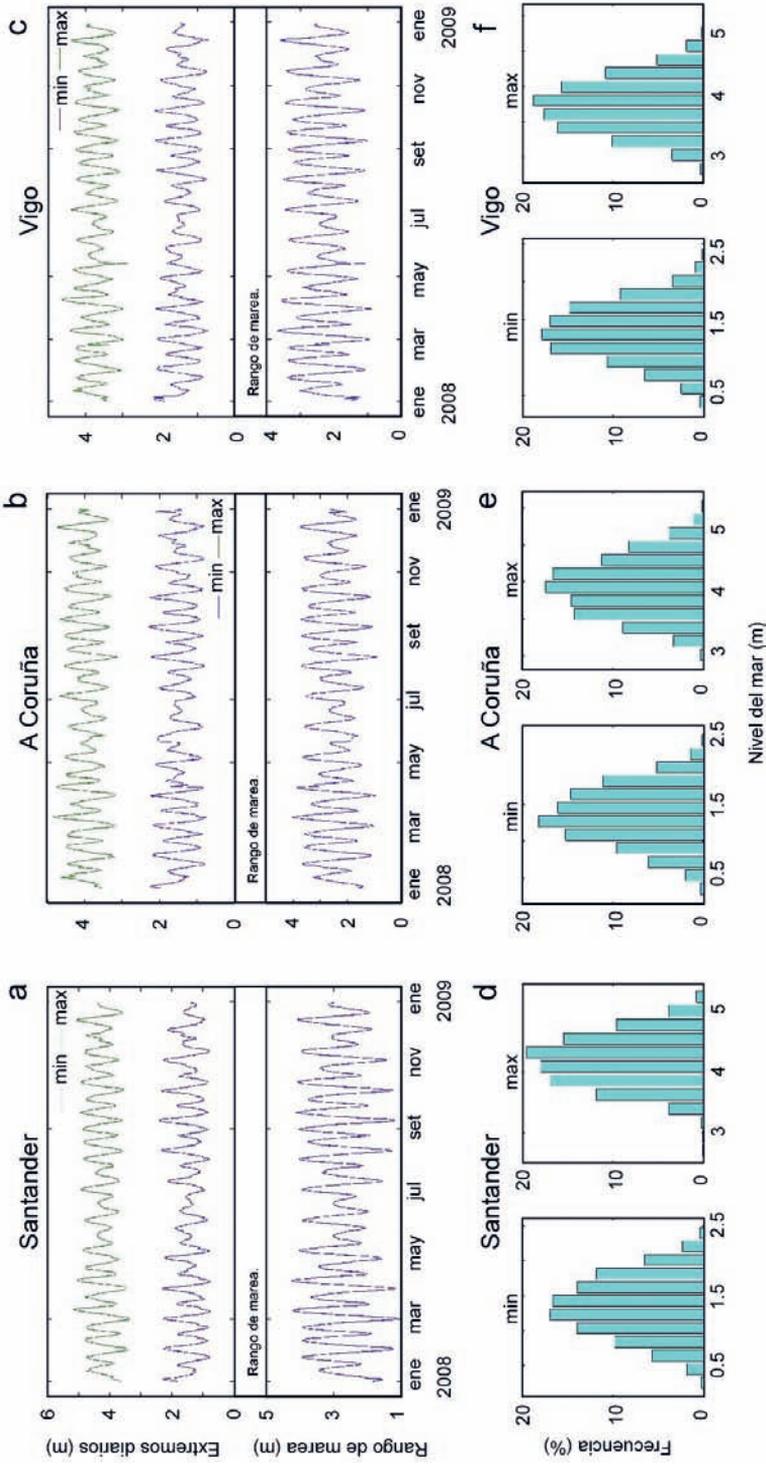


Figura 3.6. Series (a, b, c) e histogramas de frecuencias (d, e, f) de máximos y mínimos diarios de nivel del mar en Santander, A Coruña y Vigo en 2008.

Con objeto de conocer la evolución de niveles extremos estimados para periodos de retorno a 50 años, se han procesado los datos en bloques de 30 años con desplazamientos anuales (Fig. 3.7b). Estos niveles aumentan progresivamente en Santander y, menos marcadamente, en A Coruña que, junto con Vigo, presenta el máximo nivel de retorno en el periodo 1967-1997. El comportamiento de Vigo es más variable y presenta además el mínimo valor estimado de 2.45 m para el periodo 1960-1990. En las tres localidades el máximo de estos niveles extremos para periodos de retorno a 50 años es del mismo orden que cuando se ha considerado el periodo completo de datos.

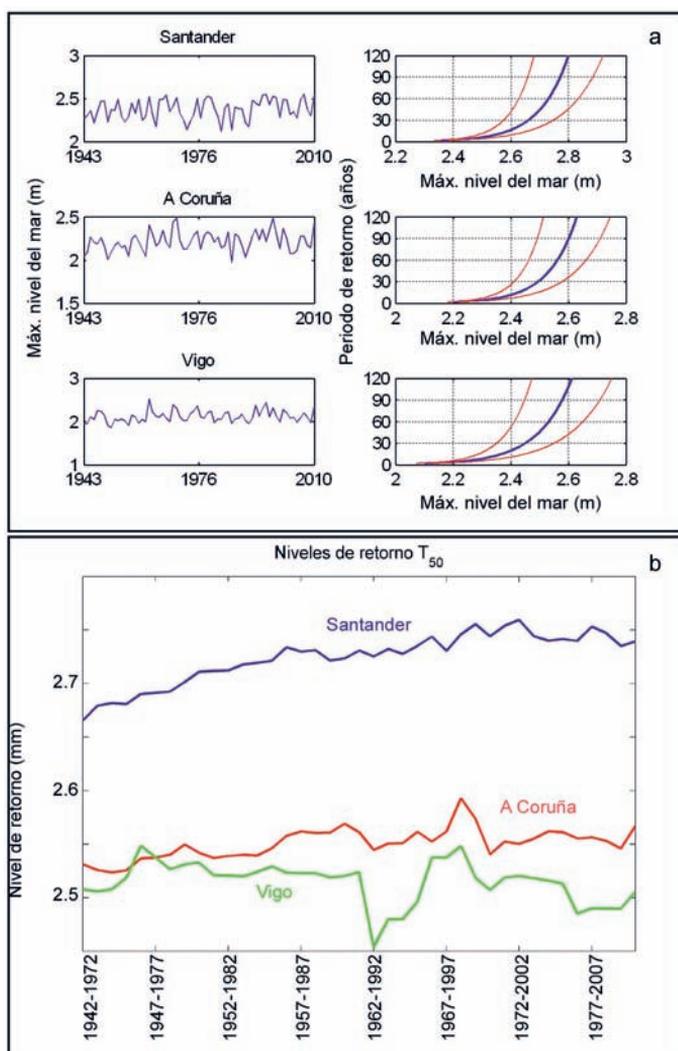


Figura 3.7. Series de valores máximos anuales del nivel del mar y periodos de retorno (a) y evolución de niveles de retorno (mm) estimados a 50 años calculados sobre bloques de 30 años con desplazamientos de 1 año (b) en Santander, A Coruña y Vigo.

	Santander	A Coruña	Vigo
nivel máximo registrado	2.55	2.48	2.51
nivel de retorno para 50 años	2.71±0.10	2.54±0.09	2.51±0.11
nivel de retorno para 120 años	2.80±0.12	2.63±0.11	2.61±0.11

Tabla 3.3. Valores anuales máximos de nivel del mar (m) registrados en cada estación para el periodo 1943-2010 y niveles de retorno para periodos de 50 y 120 años. Los valores están referidos al nivel medio de cada estación en el periodo de estudio.

Todos los resultados presentados en el apartado anterior han sido obtenidos a partir de datos horarios. Se ha realizado un estudio comparativo de niveles extremos a partir de muestreos a intervalos de 1 hora y de 5 minutos en la estación de Santander para el periodo (2004-2008). Las diferencias encontradas alcanzan los 0.08 m, lo que indica que a mayor frecuencia de muestreo mayor probabilidad de registrar niveles extremos superiores y, consecuentemente, mejorar las estimaciones de los niveles de retorno, al tiempo que permite corregir fácilmente errores de tiempo. Los registros gráficos analógicos (mareogramas) de estas localidades, que contienen información valiosísima al respecto (Fig. 3.8), están siendo digitalizados para evitar su pérdida, facilitar su acceso y poder analizar de forma sistemática los episodios extremos de alta frecuencia que han quedado registrados en ellos.

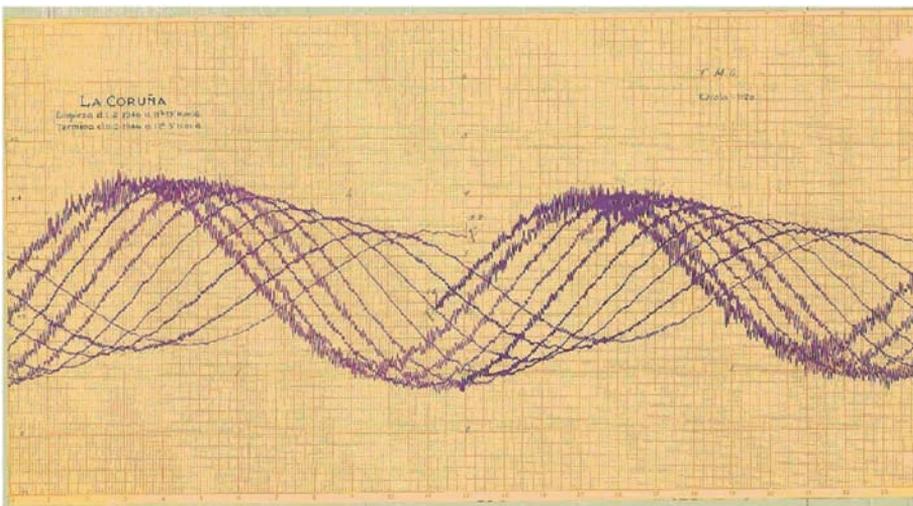


Figura 3.8. Ejemplo de registro en papel de mareograma de la estación de A Coruña (periodo 112/1946–1112/1946). Se aprecian las oscilaciones de alta frecuencia registradas.

3.6. Conclusiones

1. El nivel medio del mar en esta región muestra valores de tendencia, una vez corregida la GIA, de 2.37, 2.44 y 2.65 mm año⁻¹ en Santander, A Coruña y Vigo, respectivamente. Estos resultados son ligeramente superiores a los obtenidos a nivel global de 1.8 m para los últimos 70 años. La mayor subida de los últimos años, es atribuida a la variabilidad interdecadal con tendencias de hasta 20 mm año⁻¹. La evolución de las tendencias en periodos de 30 años presenta un ciclo con un valor mínimo en el periodo 1964-1993, que es atribuido a un aumento de la presión atmosférica media en invierno en toda la zona del sur de Europa.
2. El patrón general de la variabilidad espacial del nivel medio del mar responde al patrón NAO de variabilidad regional en la costa norte. El modo 1, que acumula el 81.86% de la variación total de los niveles medios de invierno, presenta un valor de correlación de -0.658 con NAO_w .
3. Las mareas son de carácter semidiurno con rangos que han llegado a alcanzar los 4.77, 4.38 y 4.01 m en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente. La amplitud y fase de la componente lunar M_2 , armónico que marca el patrón regional de la mareas en esta zona, aumenta hacia el nordeste.
4. Los niveles extremos estimados para periodos de retorno a 120 años superan en 0.25, 0.15 y 0.10 m los niveles máximos registrados a lo largo de los últimos 67 años en Santander, A Coruña y Vigo, respectivamente.
5. Con muestreos de mayor frecuencia se registran niveles extremos superiores, lo que permite mejorar las estimaciones de los niveles de retorno y, consecuentemente, diseñar con mayor seguridad las infraestructuras costeras.

Capítulo 4. Nutrientes

Enrique Nogueira, Antonio Bode, Ricardo Anadón, Rosario Carballo, Gonzalo González-Nuevo, Marcos Llope, María del Carmen Rodríguez, Xosé Anxelu Gutiérrez Morán, Fernando Rozada, Jorge A. Sostres y César González-Pola

Resumen

Abstract

4.1. Introducción

4.2. Métodos

4.3. Promedios climáticos y estacionalidad

4.3.1. Densidad

4.3.2. Nutrientes

4.3.3. Clorofila

4.4. Tendencias y dependencia temporal entre observaciones

4.5. Relaciones estequiométricas

4.6. Relaciones entre las variables

4.6.1. Relaciones espaciales (variación con la profundidad y a lo largo de la costa)

4.6.2. Relaciones de los nutrientes con variables hidrográficas y meteo-climáticas

4.7. Conclusiones

Resumen

En este capítulo se analiza la variación temporal de la concentración de nutrientes (nitrato, silicato y fosfato) a distintas profundidades a lo largo de la zona media de la plataforma continental del noroeste y norte de España (isobata 75–130 m). Para ello se utilizaron los datos obtenidos mensualmente en Galicia (Vigo y A Coruña) y en el Cantábrico (Cudillero, Gijón y Santander) desde la década de 1990 hasta 2007 en el marco del proyecto RADIALES. La variabilidad de las series de nutrientes se analizó teniendo en cuenta el efecto de variables físicas (temperatura, salinidad y densidad), biológicas (clorofila-a) y meteo-climáticas (vientos, índices climáticos) que la modulan a través de procesos como el afloramiento costero, la incursión de la contracorriente de talud hacia el polo, los aportes continentales y la producción de fitoplancton. Los promedios climáticos de la concentración de nutrientes y clorofila decrecen a lo largo de la plataforma entre el sur de Galicia y la zona oriental del Cantábrico. En general, la estacionalidad es el principal componente de variabilidad de las series temporales. El porcentaje de varianza asociado a dicho componente (indicador de su grado de predictibilidad) es mayor en el Cantábrico que en Galicia, mientras que su amplitud es mayor y el máximo del ciclo estacional tiende a ocurrir antes en Galicia que en el Cantábrico. En ambas zonas se han observado tendencias lineales de incremento de la concentración de nutrientes, especialmente de nitrato y fosfato, aunque éstas vienen muy condicionadas por valores extremos en la series, lo que evidencia la necesidad de mantener programas de observación que permitan definir la robustez de las estimaciones de variabilidad a largo plazo. De las relaciones estequiométricas entre los nutrientes se deduce que el nitrato es el principal limitante de la producción primaria, seguido ocasionalmente por el fosfato. Por otra parte, la mayor concentración relativa de silicato en Galicia explica la mayor predominancia de diatomeas en esta zona respecto al Cantábrico. La elevada correlación entre los nutrientes a distintas profundidades en cada una de las localizaciones analizadas indica que los efectos de las anomalías (enriquecimientos o consumos) se transmiten de forma efectiva a través de la columna de agua. Sin embargo, la escasa correlación espacial a lo largo de la plataforma indica la importancia de factores locales, frente a los que acontecen a escalas intermedia o regional, como forzadores de la variabilidad de los nutrientes. El viento afecta a la fertilización de toda la plataforma, principalmente a través del afloramiento, con mayor importancia en Galicia que en el Cantábrico. A su vez los índices climáticos se correlacionan significativamente con los nutrientes en Galicia, positivamente a través del afloramiento y negativamente a través de la influencia subtropical. Estas relaciones con los índices climáticos no resultan significativas en el Cantábrico debido a su carácter de región de transición.

Abstract

In this chapter, the temporal variability in nutrient concentrations (nitrate, silicate and phosphate) at different depths along the northwestern (Galicia) and northern (mar Cantábrico) Spanish mid-shelf (75-130 m isobath) was analyzed. To this aim, we have considered the time-series of monthly observations in Galicia (Vigo and A Coruña) and in the mar Cantábrico (Cudillero, Gijón and Santander), sampled since the decade of 1990 to 2007, in the frame of the project RADIALES. Nutrient concentrations were analyzed taking into account physical (temperature, salinity and density), biological (chlorophyll-a) and meteo-climatic variables that modulate this variability through processes such as coastal upwelling, the Iberian Poleward Current (IPC), continental runoff and phytoplankton production. The long-term climatic averages decrease eastward along the continental shelf between the south of Galicia and the eastern mar Cantábrico. In general, seasonality is the main mode of temporal variability of the time series. The percentage of variance associated to this component (i.e. an indication of its predictability) is higher in the mar Cantábrico than in Galicia, while its amplitude is higher and the timing of the maxima seasonal concentrations occur earlier during the year in Galicia than in the mar Cantábrico. Despite the significant increasing trends in some of the nitrate and phosphate series, both in Galicia and in the mar Cantábrico, these long-term trends are highly influenced by the presence of outliers (i.e. large positive anomalies), which stress the importance of the monitoring long time-series to assess the robustness of the estimated long-term changes. As deduced from the stoichiometric nutrient ratios, nitrate, followed by phosphate, appears as the limiting nutrient for primary production. In turn, high silicate concentrations in Galicia agree with the higher predominance of diatoms in this region relative to the mar Cantábrico. For each location, the high correlations for a given variable between water layers indicate a good transmission of nutrient anomalies (i.e. enrichment or uptake) through the water column. Contrastingly, the low along-shelf spatial correlation stress the importance of local versus mesoscale or regional factors in determining the variability of nutrient concentrations at each location. Wind stress, mainly through upwelling, greatly affects nutrient fertilization along the shelf. Its effect, however, is larger in Galicia than in the mar Cantábrico. Similarly, the climatic conditions which promote upwelling are positively correlated to nutrients in Galicia while those implying an increasing subtropical influence display negative correlations. In contrast, the transitional character of the mar Cantábrico would explain the lack of significant correlations between nutrients and climatic indices in this area.

4.1. Introducción

La concentración de nutrientes inorgánicos presentes en la columna de agua es el resultado del balance entre un conjunto de procesos físicos y biológicos que los aportan y retiran de la disolución. En zonas templadas, la concentración de nutrientes en las capas superficiales viene en gran medida determinada por la variación anual que imponen la progresión de la termoclina estacional y el consumo de nutrientes por parte del fitoplancton. La combinación de ambos procesos, unida al hundimiento de materia orgánica particulada (p. ej. fitoplancton en fase senescente o restos de otros organismos planctónicos), ocasiona un transporte neto de nutrientes hacia las capas subsuperficiales. Este mecanismo, que forma parte fundamental de la bomba biológica (Thomas et al., 2004), opera durante la mayor parte del año. A su vez, la mezcla invernal es responsable del retorno de los nutrientes a la capa superficial desde el reservorio subsuperficial donde tiene lugar la mayor parte de la remineralización de la materia orgánica exportada desde los niveles superficiales. Este enriquecimiento invernal de la capa superficial es de gran importancia ya que alimenta la proliferación primaveral de fitoplancton y establece en última instancia los límites potenciales de producción primaria anual neta que puede soportar el sistema (Hydes et al., 2004). Sin embargo, esta dinámica estacional está modulada por una serie de procesos que operan fundamentalmente a escalas espacio-temporales intermedias (10-100 km, días-meses) y locales (1-10 km, horas-días), y cuya incidencia presenta también una marcada estacionalidad (Mann y Lazier, 1996).

En las capas superficiales (entre 100-600 m) de la región atlántica del norte de España se pueden encontrar dos variedades de aguas centrales que presentan diferencias tanto en sus propiedades termohalinas (Capítulo 2) como en su contenido en sales nutrientes (Ríos et al., 1992; Castro, 1997): la salinidad y temperatura son más elevadas y las concentraciones de sales nutrientes menores en el modo subtropical ($NACW_{st}$) que en el subpolar ($NACW_{sp}$). Los dos tipos de aguas convergen en el noroeste de la Península Ibérica y el modo subtropical tiende a perder su identidad al norte de esta zona de convergencia (Fraga et al., 1982). Las características de las masas de agua presentes en esta región varían a escala interanual siguiendo las condiciones meteo-climáticas imperantes durante el periodo de formación (Pérez et al., 1995). Además, los procesos de remineralización sobre la plataforma pueden modificar su contenido en sales nutrientes, llegando a equiparar las concentraciones entre ambos tipos de agua (Álvarez-Salgado et al., 1997). Entre los procesos físicos relevantes que conciernen a la dinámica de nutrientes en la plataforma continental de esta región destacan los procesos de afloramiento-hundimiento (o divergencia-convergencia) costeros, la contracorriente Ibérica de talud hacia el polo (IPC en sus siglas en inglés) y los aportes continentales (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996; OSPAR, 2000).

En el noroeste de la Península Ibérica se localiza el límite septentrional del sistema de afloramiento de Canarias (Capítulo 2). El predominio de vientos de componente norte entre abril

y octubre promueve el afloramiento de NACW y la consecuente inyección de nutrientes a la capa superficial (Fraga, 1981), donde éstos disminuyen posteriormente al evento de afloramiento debido a su consumo por el fitoplancton. Durante esta parte del año, los eventos de afloramiento se suceden con una periodicidad entre 4 y 10 días, la misma que caracteriza la variabilidad del forzamiento meteorológico (Fiúza, 1983), y decaen durante los periodos de calma (relajación del afloramiento). Se producen también situaciones de hundimiento cuando los vientos rolan al sur, promoviendo el transporte hacia costa de aguas superficiales empobrecidas en nutrientes. Estacionalmente, esta situación es la predominante entre los meses de noviembre y febrero. En el Cantábrico se producen también situaciones de afloramiento asociadas a vientos de componente este (Botas et al., 1990; Lavín et al., 1998). Los eventos de afloramiento en esta zona son, sin embargo, de menor intensidad y ocurren con menor frecuencia que en Galicia debido a las diferentes características temporales de las componentes v (norte-sur) y u (este-oeste) del viento.

La IPC es una corriente estrecha (25–40 km de anchura), lenta ($5\text{--}30\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) y sub-superficial (núcleo en torno a 200 m) que fluye hacia el norte desde latitudes meridionales sobre el talud y la plataforma oeste de la Península Ibérica (Capítulo 2). La IPC es permanente, forzada fundamentalmente por el gradiente meridional de densidad (Huthnance, 1984), pero presenta una marcada variación interanual y estacional, alcanzando su máxima expresión en invierno durante el periodo de mezcla invernal y decayendo entre primavera y verano (Peliz et al., 2005). Esta corriente transporta aguas relativamente cálidas, salinas y pobres en nutrientes como consecuencia de su origen subtropical (Álvarez-Salgado et al., 2003). Su influencia abarca toda la plataforma continental del norte de la península-Ibérica durante el invierno, retrayéndose hacia Galicia durante la primavera y verano (González-Nuevo y Nogueira, 2005). En contraposición con el afloramiento costero, que intensifica los intercambios costa-océano, la IPC los disminuye, favoreciendo de esta forma los procesos de remineralización de materia orgánica sobre la plataforma (Castro, 1997).

Cerca de estuarios, como los localizados en la parte interna de las Rías Gallegas, y desembocaduras fluviales, como las de los ríos Miño, Nalón y Adour en la parte noroeste, central y este de la plataforma continental ibérica respectivamente, los aportes de agua dulce procedentes de las respectivas cuencas hidrográficas inducen corrientes de densidad y frentes salinos de intensidad y persistencia variable (Otero et al., 2008). Estos aportes continentales constituyen una fuente de nutrientes hacia la plataforma, cuya importancia depende del caudal y concentración de nutrientes del agua dulce vertida. La concentración de nutrientes, por otra parte, viene dada principalmente por el uso que se haga en la cuenca hidrográfica (industrial, agrícola o forestal) y de la cantidad de población que en ella se asienta (OSPAR, 2000).

La diferente orientación de la plataforma continental, norte-sur en Galicia y oeste-este en el Cantábrico, impone, respectivamente, un gradiente latitudinal (o meridional) y longitudinal (o zonal). Esta configuración geográfica condiciona las características de los procesos hidrodinámicos, como la intensidad y persistencia de los eventos de afloramiento costero (Fraga, 1981; Botas et al., 1990) o la influencia de la IPC (Peliz et al., 2005; González-Nuevo y Nogueira, 2005). Estos procesos determinan las condiciones hidrográficas (p. ej. Álvarez-Salgado et al., 2003) y la distribución de los diferentes componentes biológicos del ecosistema, desde el plancton (p. ej. Fernández et al., 1991; Bode et al., 2002; Calvo-Díaz et al., 2004; Cabal et al.,

2008) hasta los peces (p. ej. Sánchez y Gil, 2000; Santos et al., 2004), modulando las características de la variabilidad temporal de los componentes abióticos y bióticos a lo largo de la plataforma continental.

El objetivo de este capítulo es analizar la variabilidad temporal de la concentración de nutrientes (nitrato, silicato y fosfato) a lo largo de la zona media de la plataforma continental Nord-Ibérica, teniendo en cuenta su relación con variables físicas (temperatura y salinidad) y biológicas (clorofila-a) indicadoras de los principales procesos que modulan dicha variabilidad, como son el afloramiento costero, la estratificación o la producción de fitoplancton. La exposición de los resultados y su discusión se ha estructurado en tres apartados. En primer lugar se hace una definición de los patrones de variabilidad. En segundo lugar se analiza la variación de las relaciones estequiométricas entre silicato, nitrato y fosfato (Si:N:P). Finalmente se analizan las relaciones entre las variables, incluyendo índices climáticos y meteorológicos relevantes para la zona de estudio.

4.2. Métodos

La caracterización de la variabilidad temporal de las propiedades termohalinas (temperatura, salinidad y densidad), concentración de nutrientes (nitrato, silicato y fosfato) y biomasa de fitoplancton (clorofila-a) a lo largo de la plataforma continental del norte de España se basó en las series temporales de estaciones oceanográficas seleccionadas en la parte media de la plataforma (Fig. 3 Introducción) en Vigo (VI), A Coruña (CO), Cudillero (CU), Gijón (GI) y Santander (SA). La localización de las estaciones abarca un rango de 1.5° de latitud (170 km) y 5.1° de longitud (427 km). Las estaciones escogidas se encuentran entre las isobatas de 75 (CO) y 130 m (CU) y a una distancia a costa entre aproximadamente 4 (VI) y 15 km (CU). Las series utilizadas comprenden un intervalo entre 7 (GI) y 19 (CO) años (Tabla 4.1).

Localidad	Estación	Lat. (N)	Lon. (O)	D. costa	Prof. (m)	Inicio serie	T/S y Nutr.	Cl-a	Prof. muestreadas (m)
Vigo	E3VI	42°08.5'	8°57.5'	4.1	97	1987	1994-2007	1998-2006	0, 10, 20, 30, 50, 70
A Coruña	E2CO	43°25.3'	8°26.2'	4.3	75	1989	1989-2007	1989-2007	0, 10, 20, 30, 40, 70
Cudillero	E2CU	43°42.0'	6°09.0'	15.0	130	1992	1993-2007	1993-2007	0, 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100
Gijón	E2GI	43°40.5'	5°34.7'	13.6	108	2001	2001-2007	2001-2007	0, 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100
Santander	E4SA	43°34.4'	3°47.0'	9.9	110	1991	1994-2007	2004-2007	0, 10, 20, 30, 50, 75, 100

Tabla 4.1. Características de las estaciones y de las series temporales utilizadas. Para cada estación se indica localidad, código de identificación, posición (latitud y longitud en grados y minutos decimales), distancia a costa (D. costa, km) y profundidad (metros). Para las series temporales se indica el año de inicio de la serie, el intervalo de la serie utilizado para la caracterización de las propiedades termohalinas y los nutrientes (T/S y Nutr.) y la biomasa de fitoplancton (Cl-a), así como las profundidades muestreadas.

Las medidas de salinidad (S) y temperatura (T, °C) se obtuvieron empleando sondas CTD, que registraron los valores de conductividad, temperatura y profundidad desde la superficie hasta 5 metros por encima del fondo (Capítulo 2). A partir de estos registros se extrajeron los valores de salinidad y temperatura para aquellas profundidades discretas en la que se llevó a cabo el cierre de las botellas oceanográficas tipo Niskin para la toma de muestras. La densidad (σ_t , kg·m⁻³) se calculó a partir de los datos de salinidad y temperatura utilizando el algoritmo propuesto por la UNESCO (1983).

Las muestras de agua para el análisis de nutrientes inorgánicos (nitrato, silicato y fosfato) se recogieron de las botellas oceanográficas en tubos de ensayo de polietileno. Las muestras se mantuvieron congeladas a -20°C hasta su posterior análisis en laboratorio mediante el método

colorimétrico en flujo continuo segmentado, de acuerdo con los protocolos propuestos por Grashoff et al. (1983). Las muestras procedentes de las estaciones de Vigo, A Coruña, Gijón y Santander se analizaron en el Centro Oceanográfico de A Coruña, mientras que las procedentes de Cudillero se analizaron en la Universidad de Oviedo. En ambos casos se llevaron a cabo ejercicios de intercomparación mediante el programa QUASIMEME (Quality Assurance of Information on Marine Environmental Monitoring in Europe). La resolución nominal de las determinaciones de nutrientes es de 0.014 μM de nitrato, 0.043 μM de silicato y 0.006 μM de fosfato. La replicabilidad de todos ellos tiene un coeficiente de variación igual o menor que 0.3%. La concentración de clorofila-a total se estimó por fluorimetría a partir de extractos acetónicos (A Coruña, Cudillero y Gijón) o de medidas de fluorescencia in vivo del fluorímetro acoplado al CTD calibradas con medidas de extractos acetónicos (Capítulo 7).

La caracterización de los patrones de variación temporal de las variables hidrográficas se realizó de acuerdo con el modelo de descomposición aditiva de las series temporales descrito en el Anexo I. Los análisis de correlación entre pares de series temporales hidrográficas se realizaron entre los residuos desestacionalizados, sin tendencia y no autocorrelacionados (a_t en ecuación 5 del Anexo I). Se evaluaron las correlaciones entre pares de series temporales para: 1) niveles de profundidad, para cada sección y variable; 2) niveles de profundidad y secciones, para cada variable; y 3) variables y niveles de profundidad, para cada sección. El número de correlaciones evaluadas en cada uno de estos casos fue: 1) $N_z \cdot (N_{z-1} - 1/2) \cdot N_{\text{var}}$, siendo N_z el número de niveles de profundidad y N_{var} el número de variables; 2) $\sum (N_{z1} \cdot N_{z2}) \cdot (N_{\text{var}} - i)$ desde $i = 1$ hasta $i = N_{\text{var}}$ donde N_{z1} y N_{z2} son el número de profundidades para las estaciones 1 y 2 respectivamente; y 3) $\sum N_z^2 \cdot (N_{\text{var}} - i)$ desde $i = 1$ hasta $i = N_{\text{var}}$.

Se evaluaron también las correlaciones entre los patrones de variación de las variables hidrográficas y la variabilidad climática y meteorológica. Para ello se consideraron un conjunto de series temporales mensuales de índices climáticos descriptores de los patrones de variabilidad climatológica en el Atlántico Norte (Wallace y Gutzler 1981; Barnston y Livezey 1987), como los índices de las Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y del patrón del Atlántico Este (EA), y de variables meteorológicas, como el índice de afloramiento en Galicia (en 43°N, 11°O), y la temperatura del aire, la temperatura superficial del mar y la velocidad del viento para las componentes este-oeste y norte-sur en Galicia, en 42°N, 10°O, y en el Cantábrico, en 44°N, 6°O (Capítulo 1).

En lo que sigue, las series temporales se referencian respecto a la sección y profundidad (p.ej. $VI_{>30'}$ indica la serie de la sección de Vigo a profundidades superiores a 30 m). En el caso del análisis de correlación entre los residuos desestacionalizados y sin tendencia, las correlaciones entre pares de series temporales se referencian haciendo mención expresa a la variable, la profundidad y la sección (p.ej. $R[N_{40-70}CO]$ frente a $R[S_{20-70}CO]$ indica la correlación entre los residuos de nitrato comprendidos entre 40 y 70 m de profundidad y los de salinidad comprendidos entre 20 y 70 m de profundidad en A Coruña).

4.3. Promedios climáticos y estacionalidad

El patrón general de distribución de nutrientes en el Atlántico Norte es de incremento latitudinal, con una clara asimetría zonal en el margen oriental donde se localiza el sistema de afloramiento de Canarias (Conkright et al., 1994). Los promedios climáticos de los nutrientes (media general de cada una de las series temporales) presentan un patrón general de decrecimiento hacia el norte a lo largo de la plataforma gallega, y son más elevados en esta zona que en el Cantábrico (Fig. 4.1a-c), que presenta promedios ligeramente superiores en Santander. Este patrón, que refleja la mayor incidencia del afloramiento costero en Galicia, se puede precisar más para cada nutriente. Así, todos los promedios climáticos de nitrato en Galicia son similares en superficie, diferenciándose por debajo de 30 m de acuerdo con el patrón general. A cualquier nivel de profundidad, éstos son más elevados en Galicia que en el Cantábrico por un factor en torno a 1.5 (Fig. 4.1a, Tabla 4.2). El silicato presenta un patrón similar al del nitrato, si bien la diferencia a lo largo de la plataforma gallega se evidencia a todos los niveles de profundidad y se aprecia un ligero decremento hacia el este a lo largo de la plataforma cantábrica a niveles subsuperficiales. Los promedios climáticos en Galicia son superiores a los del Cantábrico en un factor en torno a 1.7 (Fig. 4.1b, Tabla 4.3). En cambio los promedios climáticos de fosfato se desvían del patrón general, ya que las concentraciones medidas en Santander son similares a las de A Coruña (Fig. 4.1c, Tabla 4.4). Los valores más elevados de los promedios climáticos de nutrientes en Vigo con respecto a A Coruña reflejan las diferencias en el régimen de afloramiento al sur y al norte de Cabo Finisterre (Torres et al., 2003) así como la intensificación de los procesos de remineralización en la plataforma adyacente a las Rías Baixas (Álvarez-Salgado et al., 1997). A lo largo del Cantábrico, las diferencias son menos evidentes, y pueden deberse a características locales tales como la anchura de la plataforma y su efecto sobre la remineralización de la materia orgánica sobre la misma y el grado de influencia de los aportes continentales.

Los promedios climáticos de clorofila también reflejan, al igual que los nutrientes, una disminución hacia el norte en Galicia y hacia el este a lo largo del Cantábrico (Fig. 4.1d, Tabla 4.5). Los promedios más elevados se obtienen en las capas superficiales en Galicia, con un ligero incremento a 10 m de profundidad, y a niveles sub-superficiales, entre 10 y 30 m, en el Cantábrico. Este patrón concuerda con una mayor producción primaria en la plataforma adyacente a las Rías Baixas gallegas comparada con la correspondiente en las Rías Altas, y en ambas zonas superior a la que se registra en el Cantábrico (Capítulo 7).

Como corresponde a un ecosistema templado, la estacionalidad es la característica temporal más relevante en las series hidrográficas analizadas (Tablas 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5). El componente estacional, definido por la combinación de los armónicos anual y semianual, presenta un conjunto de características generalizables para todas las variables (propiedades termohalinas,

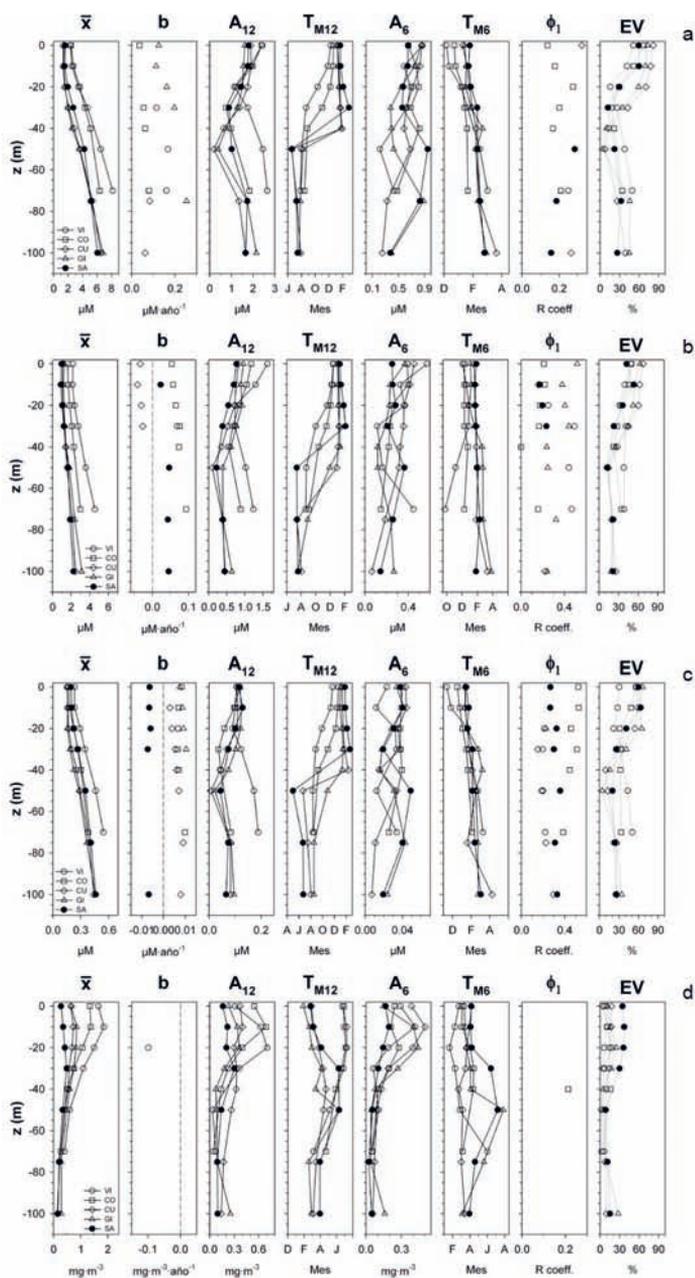


Figura 4.1. Variación con la profundidad de los parámetros de los modelos univariantes para: (a) nitrato (μM), (b) silicato (μM), (c) fosfato (μM) y (d) clorofila-a (mg m^{-3}). Los parámetros representados son: \bar{x} , promedio climático; b , tasa de cambio anual (año^{-1}); A_{12} y T_{12} representan la amplitud y fase (mes en el que se produce el máximo) del armónico fundamental del ciclo anual (periodo $T = 12$ meses); A_6 y T_6 son la amplitud y fase del segundo armónico del ciclo anual; ϕ_1 , coeficiente del componente autoregresivo para el desfase $k = 1$; EV, porcentaje de varianza explicada por el modelo univariante.

Localidad	z	Media		Tendencia lineal		Componentes periódicos					Autoregresión		Total
		\bar{x}	b	$\%V_t$	A_{12}	T_{12}	$\%V_{12}$	A_6	T_6	$\%V_6$	ϕ_1	$\%V_{AR}$	
Vigo	0	2.32	–	–	2.41	12.27	45.2	0.87	12.17	5.9	–	–	51.1
	10	2.56	–	–	1.86	11.86	37.6	0.59	12.35	3.7	–	–	41.3
	20	3.44	–	–	1.14	10.38	11.4	0.69	1.17	4.1	–	–	15.5
	30	4.70	0.115	2.9	1.74	8.67	20.7	0.63	1.63	2.7	–	–	26.3
	50	6.51	0.167	4.8	2.45	8.01	32.5	0.22	2.48	0.3	–	–	37.6
	70	8.17	0.160	4.7	2.65	7.85	40.4	0.43	3.01	1.0	0.25	3.1	49.2
A Coruña	0	2.42	0.036	0.7	2.39	12.69	61.4	0.65	12.71	4.6	0.14	0.4	67.0
	10	2.73	–	–	1.98	12.58	43.6	0.77	12.80	6.6	0.18	1.3	51.5
	20	3.61	–	–	1.20	12.22	16.0	0.81	1.29	7.3	0.27	5.5	28.9
	30	4.32	0.056	2.0	0.75	11.01	6.9	0.69	1.43	5.7	0.20	3.3	17.9
	40	5.10	0.062	2.2	0.97	8.87	10.0	0.82	1.59	7.2	0.17	2.1	21.5
	70	6.37	0.080	2.7	1.83	8.44	26.5	0.48	1.65	1.8	0.21	3.0	34.0
Cudillero	0	1.34	–	–	1.89	1.28	66.1	0.86	1.30	13.5	0.32	2.1	81.7
	10	1.33	–	–	1.90	1.46	65.2	0.83	1.60	12.5	–	–	77.7
	20	1.53	–	–	1.75	1.60	60.3	0.72	1.76	10.3	–	–	70.6
	30	2.06	–	–	1.37	1.68	35.3	0.62	1.96	7.2	–	–	42.6
	40	2.83	–	–	0.64	1.91	7.2	0.59	2.23	6.1	–	–	13.3
	50	3.64	–	–	0.19	6.58	0.6	0.69	2.22	7.1	–	–	7.71
	75	5.35	0.084	3.1	1.35	7.33	22.1	0.33	2.48	1.3	–	–	26.5
100	6.52	0.063	2.1	1.65	7.86	28.8	0.25	3.63	0.7	0.26	7.3	38.8	
Gijón	0	1.45	0.125	1.3	1.62	1.27	56.1	0.85	1.43	15.6	–	–	73.0
	10	1.38	0.112	1.0	1.55	1.36	55.6	0.75	1.54	12.9	–	–	69.5
	20	1.58	0.162	2.7	1.52	1.48	50.1	0.55	1.50	6.5	–	–	59.2
	30	1.99	0.197	3.7	1.27	1.65	28.3	0.38	1.88	2.5	–	–	34.5
	40	2.56	–	–	0.75	1.84	7.8	0.39	2.67	2.2	–	–	10.0
	50	3.61	–	–	0.38	8.22	1.8	0.43	2.22	2.2	–	–	4.1
	75	5.19	0.253	5.4	1.73	7.82	31.8	0.89	2.36	8.4	–	–	45.6
100	6.81	–	–	2.15	7.65	43.1	0.39	2.92	1.4	–	–	44.5	
Santander	0	1.60	–	–	1.79	1.65	52.4	0.65	1.79	6.8	–	–	59.3
	10	1.53	–	–	1.75	1.69	52.7	0.64	1.70	7.1	–	–	59.8
	20	1.97	–	–	1.43	2.09	25.6	0.57	1.86	4.1	–	–	29.7
	30	2.71	–	–	0.89	2.93	8.6	0.56	2.30	3.4	–	–	12.0
	50	4.24	–	–	1.01	6.59	8.0	0.95	2.32	7.1	0.28	6.8	21.9
	75	5.17	–	–	1.73	7.26	22.8	0.83	2.50	5.2	0.18	4.4	32.4
100	6.06	–	–	1.65	7.42	23.5	0.38	2.80	1.2	0.16	1.9	26.5	

Tabla 4.2. Parámetros de los modelos univariantes ajustados a las series de nitrato (μM) a distintas profundidades (z, m). Los parámetros del modelo son: \bar{x} , promedio climático; b, tendencia lineal (año^{-1}); A_{12} y A_6 , amplitudes y T_{12} y T_6 , fases del primer y segundo armónicos del ciclo anual, ϕ , coeficiente del componente autoregresivo para el desfase 1; $\%V_t$, $\%V_{12}$, $\%V_6$, $\%V_{AR}$ y $\%V_M$: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

Localidad	z	Media		Tendencia lineal		Componentes periódicos					Autoregresión		Total
		\bar{x}	b	$\%V_t$	A_{12}	T_{12}	$\%V_{12}$	A_6	T_6	$\%V_6$	ϕ	V_{AR}	
Vigo	0	2.18	–	–	1.62	12.42	43.8	0.57	12.07	5.4	–	–	49.2
	10	2.14	–	–	1.29	12.22	37.2	0.32	12.54	2.3	–	–	39.6
	20	2.35	–	–	0.73	11.60	13.4	0.37	12.87	3.4	0.25	15.0	31.8
	30	2.75	0.068	3.2	0.72	9.99	11.4	0.11	12.86	0.3	0.49	26.4	41.2
	50	3.56	–	–	1.02	8.69	15.6	0.16	11.16	0.4	0.44	22.1	38.1
	70	4.54	–	–	1.24	8.61	18.6	0.45	9.78	2.4	0.47	17.1	38.2
A Coruña	0	1.63	0.053	4.3	1.18	12.45	38.5	0.39	12.31	4.3	0.21	2.3	49.4
	10	1.67	0.058	5.3	1.05	12.30	32.9	0.40	12.33	4.7	0.22	2.8	45.6
	20	1.85	0.065	6.8	0.84	12.07	21.6	0.25	12.30	1.9	0.18	3.3	33.7
	30	2.07	0.076	9.8	0.67	11.50	14.3	0.23	12.31	1.7	0.17	1.9	27.7
	40	2.28	0.074	9.8	0.56	10.42	11.1	0.22	12.73	1.7	–	–	22.6
	70	2.99	0.093	11.5	0.89	9.06	20.5	0.15	12.28	0.6	0.16	1.5	34.1
Cudillero	0	1.08	-0.033	3.0	0.82	1.13	49.6	0.45	1.51	15.1	–	–	67.7
	10	1.07	-0.041	4.7	0.76	1.21	43.8	0.41	1.71	13.1	0.16	0.9	62.5
	20	1.10	-0.030	3.1	0.71	1.29	45.9	0.36	1.74	11.7	–	–	60.6
	30	1.26	-0.026	2.7	0.52	1.23	28.7	0.36	1.87	13.3	–	–	44.7
	40	1.40	–	–	0.36	1.12	15.3	0.32	1.87	12.5	–	–	27.8
	50	1.56	–	–	0.10	12.92	1.3	0.31	2.08	13.0	–	–	14.3
	75	2.11	–	–	0.38	7.40	15.7	0.19	1.87	3.8	–	–	19.5
	100	2.45	–	–	0.45	8.03	21.4	0.06	3.31	0.4	0.22	3.8	25.7
Gijón	0	1.23	–	–	0.96	1.04	42.9	0.37	1.06	6.2	0.52	13.6	62.7
	10	1.15	–	–	0.89	1.12	43.9	0.23	1.18	3.0	0.38	7.6	54.5
	20	1.23	–	–	0.92	1.10	40.2	0.23	12.91	2.4	0.40	9.6	52.3
	30	1.30	–	–	0.77	1.29	29.2	0.19	1.62	1.8	0.44	13.6	44.6
	40	1.44	–	–	0.61	1.39	20.0	0.12	2.62	0.7	0.24	4.5	25.2
	50	1.79	–	–	0.38	11.93	7.3	0.12	2.71	0.7	0.25	5.6	13.5
	75	2.38	–	–	0.40	8.88	8.4	0.24	2.73	3.0	0.32	9.1	20.5
	100	3.14	–	–	0.64	7.52	11.5	0.27	3.79	2.0	0.24	5.0	18.5
Santander	0	0.97	–	–	0.77	1.33	38.3	0.25	1.85	4.1	–	–	42.4
	10	0.88	0.023	1.0	0.69	1.47	44.4	0.26	1.65	6.1	0.17	1.6	53.1
	20	1.03	–	–	0.54	1.87	26.4	0.28	1.69	7.2	0.20	2.6	36.2
	30	1.20	–	–	0.38	2.11	13.9	0.21	1.79	4.2	0.23	4.5	22.6
	50	1.67	0.047	3.5	0.22	7.38	2.3	0.36	1.92	6.4	–	–	12.1
	75	1.88	0.043	4.7	0.39	7.42	11.9	0.26	2.29	5.1	–	–	21.7
	100	2.25	0.045	5.0	0.44	7.56	14.8	0.14	1.81	1.6	–	–	21.4

Tabla 4.3. Parámetros de los modelos univariantes ajustados a las series de silicato (μM) a distintas profundidades (z, m). Los parámetros del modelo son: \bar{x} , promedio climático; b, tendencia lineal (año^{-1}); A_{12} y A_6 , amplitudes y T_{12} y T_6 , fases del primer y segundo armónicos del ciclo anual, ϕ , coeficiente del componente autoregresivo para el desfase 1; $\%V_t$, $\%V_{12}$, $\%V_6$, $\%V_{AR}$ y $\%V_M$: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

Localidad	z	Media		Tendencia lineal		Componentes periódicos					Autoregresión		Total
		\bar{x}	b	%V _t	A ₁₂	T ₁₂	%V ₁₂	A ₆	T ₆	%V ₆	ϕ	%V _{AR}	
Vigo	0	0.23	–	–	0.11	11.68	28.9	0.02	11.37	1.4	–	–	30.3
	10	0.23	–	–	0.10	11.38	27.6	0.01	11.82	0.4	–	–	28.0
	20	0.29	–	–	0.09	9.88	16.1	0.03	1.63	2.0	0.21	3.7	21.8
	30	0.34	–	–	0.12	8.81	27.9	0.03	1.73	2.1	0.20	3.0	33.0
	50	0.46	–	–	0.17	8.32	38.7	0.01	2.70	0.2	0.19	4.8	43.7
	70	0.54	–	–	0.19	8.39	46.4	0.03	3.27	1.5	0.22	2.5	50.4
A Coruña	0	0.16	0.008	8.0	0.12	12.67	28.9	0.04	12.51	3.3	0.53	15.7	55.9
	10	0.18	0.007	5.7	0.10	12.52	20.6	0.04	12.76	3.3	0.53	19.0	48.6
	20	0.22	0.007	4.4	0.06	12.21	6.3	0.04	1.06	2.6	0.46	17.9	31.3
	30	0.27	0.007	4.5	0.04	10.89	2.6	0.04	1.49	2.8	0.51	23.6	33.5
	40	0.30	0.007	4.8	0.04	9.30	3.6	0.04	1.64	2.9	0.45	20.9	32.2
	70	0.38	0.010	7.2	0.08	8.46	10.1	0.03	2.11	0.9	0.39	15.2	33.4
Cudillero	0	0.15	–	–	0.11	1.29	48.8	0.04	1.34	8.1	–	–	57.0
	10	0.16	0.003	0.9	0.11	1.37	49.9	0.04	1.34	8.1	–	–	58.9
	20	0.17	0.004	1.7	0.11	1.48	47.5	0.04	1.60	5.1	–	–	54.3
	30	0.20	0.005	4.1	0.07	1.69	16.7	0.04	1.76	5.0	0.15	1.9	27.7
	40	0.25	0.006	4.0	0.04	2.35	5.1	0.01	2.10	0.6	–	–	9.6
	50	0.29	0.007	5.9	0.01	6.69	0.2	0.03	2.52	3.4	0.20	3.7	13.2
	75	0.39	0.009	6.6	0.08	7.48	14.9	0.01	1.60	0.3	0.23	3.9	25.6
	100	0.44	0.008	5.0	0.08	8.03	15.1	0.01	4.25	0.1	0.30	6.8	27.1
Gijón	0	0.15	0.007	1.1	0.12	1.09	60.2	0.03	1.37	4.9	–	–	66.2
	10	0.16	0.009	1.4	0.12	12.92	54.5	0.04	1.37	5.9	–	–	61.8
	20	0.16	0.009	1.5	0.12	1.30	58.1	0.03	1.55	3.1	0.23	2.2	64.9
	30	0.18	0.010	2.0	0.10	1.44	38.1	0.02	2.74	1.2	–	–	41.3
	40	0.22	–	–	0.07	1.31	15.2	0.02	3.19	0.7	–	–	15.9
	50	0.28	–	–	0.02	10.79	1.5	0.03	2.50	2.7	–	–	4.2
	75	0.36	–	–	0.08	8.53	21.0	0.04	2.72	5.3	–	–	26.3
	100	0.46	–	–	0.10	8.52	32.1	0.02	2.75	2.0	–	–	34.1
Santander	0	0.19	-0.006	4.5	0.11	1.77	45.1	0.04	1.46	5.0	0.27	5.7	60.3
	10	0.20	-0.007	4.3	0.13	1.82	50.7	0.04	1.73	5.0	0.27	3.5	63.5
	20	0.22	-0.006	3.3	0.10	2.14	28.7	0.03	1.60	2.7	0.32	6.6	41.3
	30	0.27	-0.007	4.0	0.07	2.63	13.8	0.02	2.14	0.9	0.30	7.1	25.8
	50	0.35	–	–	0.04	4.99	3.7	0.05	2.12	4.6	0.36	11.7	20.0
	75	0.41	–	–	0.07	6.69	11.4	0.04	2.39	3.4	0.31	8.2	22.9
	100	0.46	-0.007	3.3	0.07	6.75	9.2	0.02	3.02	0.8	0.33	11.7	25.1

Tabla 4.4. Parámetros de los modelos univariantes ajustados a las series de fosfato (μM) a distintas profundidades (z, m). Los parámetros del modelo son: \bar{x} , promedio climático; b, tendencia lineal (año^{-1}); A₁₂ y A₆, amplitudes y T₁₂ y T₆, fases del primer y segundo armónicos del ciclo anual, ϕ , coeficiente del componente autoregresivo para el desfase 1; %V_t, %V₁₂, %V₆, %V_{AR} y %V_M: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

nutrientes y clorofila) y secciones a lo largo de la plataforma Nord-Ibérica. La contribución del componente estacional, es decir la suma de los porcentajes de varianza asociados a cada uno de los armónicos del ciclo anual, es mayor en los niveles superficiales que en los profundos, presentando un descenso significativo a profundidades intermedias (en torno a 30 y 50 m en las secciones de Galicia y Cantábrico respectivamente). A estas profundidades se localiza en promedio la interfase o clina que separa los niveles superficiales y subsuperficiales, definida principalmente por el gradiente de densidad (Capítulo 2). La contribución del componente estacional es, en general, mayor a cualquier profundidad en el Cantábrico que en Galicia. Esto se debe a que en Galicia tienen mayor relevancia los procesos que ocurren a escalas subestacionales, como por ejemplo el afloramiento, con escalas características de variación en torno a 10-15 días (Nogueira et al., 1997a, b, c; Torres y Barton, 2007), y a que las estaciones utilizadas se encuentran más cerca de la costa (Tabla 4.1), siendo más susceptibles por ello a la influencia de procesos costeros, como los aportes continentales. En lo que respecta a la descomposición del ciclo estacional, la mayor contribución en la mayoría de las series la presenta el armónico anual (o fundamental), mientras que el armónico semianual, cuyo efecto es modular las características del fundamental (de ahí que se denomine también armónico distorsionador o “sobretono” –Leterme y Pingree, 2007), aumenta en niveles superficiales ($z \leq 50$ m) para los nutrientes y la clorofila, y es mayor en las localidades cantábricas que en las gallegas.

4.3.1. Densidad

El ciclo estacional de densidad, como cabría esperar a partir de los patrones estacionales de temperatura y salinidad descritos en el Capítulo 2, presenta marcadas diferencias entre Galicia y el Cantábrico, y para la primera de estas zonas entre las secciones de Vigo y A Coruña (Fig. 4.2a-e). Si tomamos como referencia la isopicna $26.4 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, ésta está presente todo el año entre 10-20 m de profundidad en Vigo y sólo entre mediados de abril y diciembre en A Coruña, donde progresa desde la superficie hasta una profundidad máxima de 20 m en octubre. En las secciones cantábricas, esta isopicna está presente entre marzo y diciembre, y progresa desde la superficie hasta un máximo de 40 m en octubre. En los niveles inferiores, tomando la isopicna $27.0 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ como referencia, se aprecia su ascenso hasta 50 m en Vigo en julio y sólo hasta apenas 70 m en marzo y julio en A Coruña, lo que concuerda con las diferencias estacionales en el régimen de afloramiento existentes entre las zonas sur y norte de Galicia (Torres et. al., 2003; Capítulo 1). En las estaciones cantábricas, esta isopicna está presente entre marzo y septiembre, ascendiendo hasta 75 m de profundidad en los meses de verano.

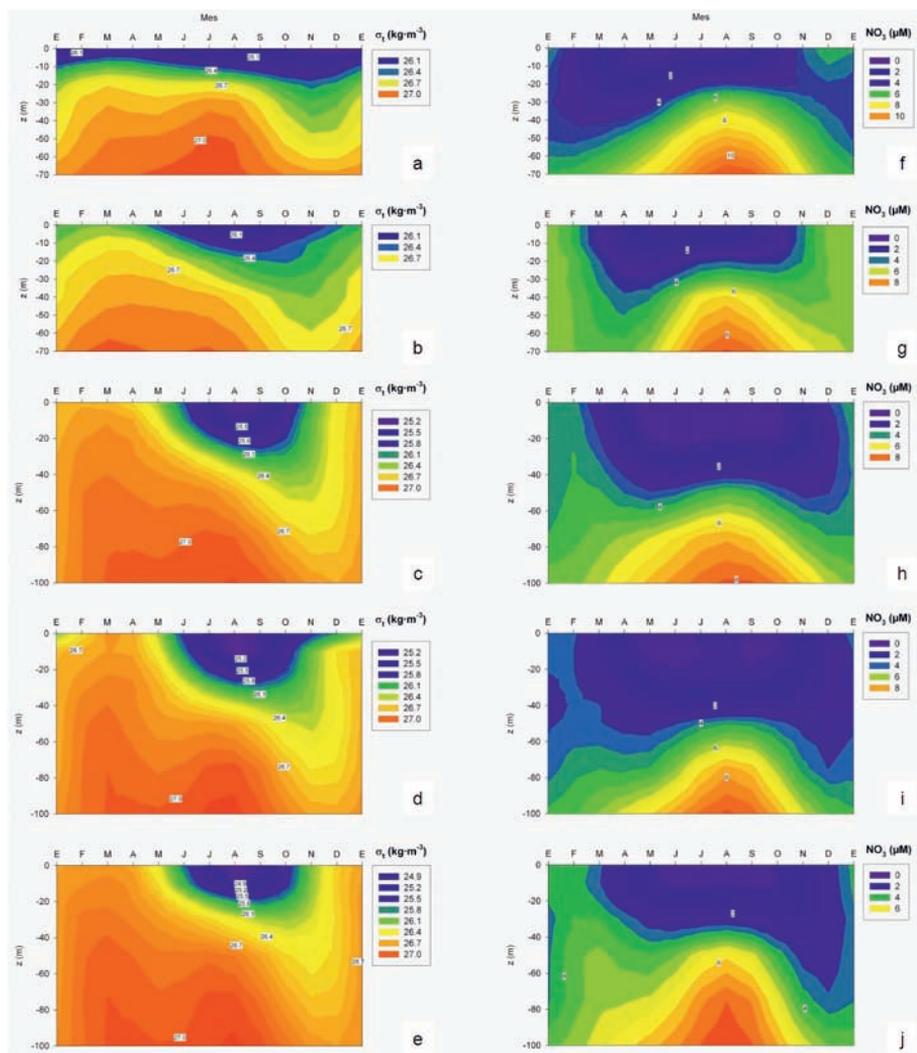


Figura 4.2. Ciclo estacional de densidad (izquierda, a-e) (σ_t , kg m^{-3}) y concentración de nitrato (derecha, f-j) (μM) en la estación intermedia de la plataforma en Vigo (a, f), A Coruña (b, g), Cudillero (c, h), Gijón (d, i) y Santander (e, j). La escala de variación en cada figura es diferente y ajustada al rango de datos.

4.3.2. Nutrientes

Para el nitrato, la amplitud del armónico fundamental presenta los valores más elevados en las capas superficiales y profundas, con un mínimo muy marcado a 20 m en Galicia y a 50 m en el Cantábrico (Fig. 4.1a; Tabla 4.2). Este mínimo define la profundidad media de la nitracina en ambas zonas. En Galicia, el máximo del armónico fundamental tiene lugar entre noviembre y diciembre en superficie (≤ 30 m), asociado a los aportes continentales y al proceso de mezcla invernal, y en agosto en niveles inferiores, cuando se alcanza la máxima intensidad del afloramiento (Nogueira et al., 1997b; Torres et al., 2003). En el Cantábrico el máximo tiene lugar en enero en superficie y en julio en las capas más profundas, asociados respectivamente a los procesos de mezcla invernal (Llope et al., 2007) y al afloramiento (Botas et al., 1990). La contribución relativa del segundo armónico al ciclo anual es mayor en superficie que en el fondo, especialmente en Cudillero y Gijón. Su amplitud decrece con la profundidad, y para una profundidad determinada es similar en las distintas secciones. Los máximos de este armónico a distintas profundidades están desfasados, y en superficie ocurren antes en Galicia (en diciembre y mayo) que en el Cantábrico (en enero y junio). Estos máximos secundarios asociados al armónico semianual refuerzan el efecto de la mezcla invernal y del afloramiento. El ciclo estacional resultante (Fig. 4.2 f-j), presenta un patrón general a lo largo de la plataforma con valores intermedios en toda la columna de agua durante el periodo de mezcla invernal (diciembre-enero), valores elevados en capas profundas durante los meses de verano (junio-septiembre) y valores bajos en superficie durante la fase de estratificación (marzo-octubre). No obstante se aprecian diferencias a lo largo de la plataforma que tienen implicaciones para la producción de fitoplancton, y en general del ecosistema (Hydes et al., 2004; Llope et al., 2007). Así, la concentración de nitrato en la columna de agua durante el periodo de mezcla invernal y a niveles sub-superficiales y profundos durante todo el año, es mayor en Galicia que en el Cantábrico. Además, en Galicia se produce un descenso más temprano de los valores en superficie (p. ej. en marzo en Vigo y en abril en Santander para la isoclina de $2 \mu\text{M}$); y la localización de la nitracina es más somera (p.ej. isoclina de $2 \mu\text{M}$ a 15 m en Galicia y entre 30 y 40 m en el Cantábrico).

La amplitud del armónico fundamental del silicato presenta un mínimo subsuperficial (a 20 m en Vigo, a 40 m en A Coruña y a 50 m en el Cantábrico), y para una profundidad determinada desciende a lo largo de la costa entre Vigo y Santander (Fig. 4.1b, Tabla 4.3). El máximo de este armónico se observa en superficie, en diciembre en Galicia y en enero en el Cantábrico, mientras que en capas subsuperficiales y profundas tiene lugar entre julio y agosto, excepto en A Coruña (octubre). La contribución del segundo armónico es significativa en superficie en todas las series, particularmente en Cudillero, donde supone $> 10\%$ de la varianza en los primeros 50 m. Los máximos de este armónico tienen lugar en diciembre y mayo en Galicia (excepto entre 50-70 m en Vigo) y en enero-febrero y junio-julio en el Cantábrico. El ciclo estacional resul-

tante difiere entre Galicia y el Cantábrico (Fig. 4.3a-e). Se registran valores intermedios en toda la columna de agua durante el periodo de mezcla invernal (noviembre a febrero), más elevados en la primera de estas zonas. Aquí, la concentración en superficie desciende progresivamente a partir de febrero, manteniéndose por debajo de $1 \mu\text{M}$ en superficie ($\leq 10 \text{ m}$) entre marzo y septiembre. En el Cantábrico, el descenso se inicia algo más tarde (marzo) y la concentración se mantiene por debajo de $1 \mu\text{M}$ en los primeros 40 m hasta finales de octubre. Los valores estacionales más elevados se observan en el fondo en los meses de verano, especialmente en Galicia.

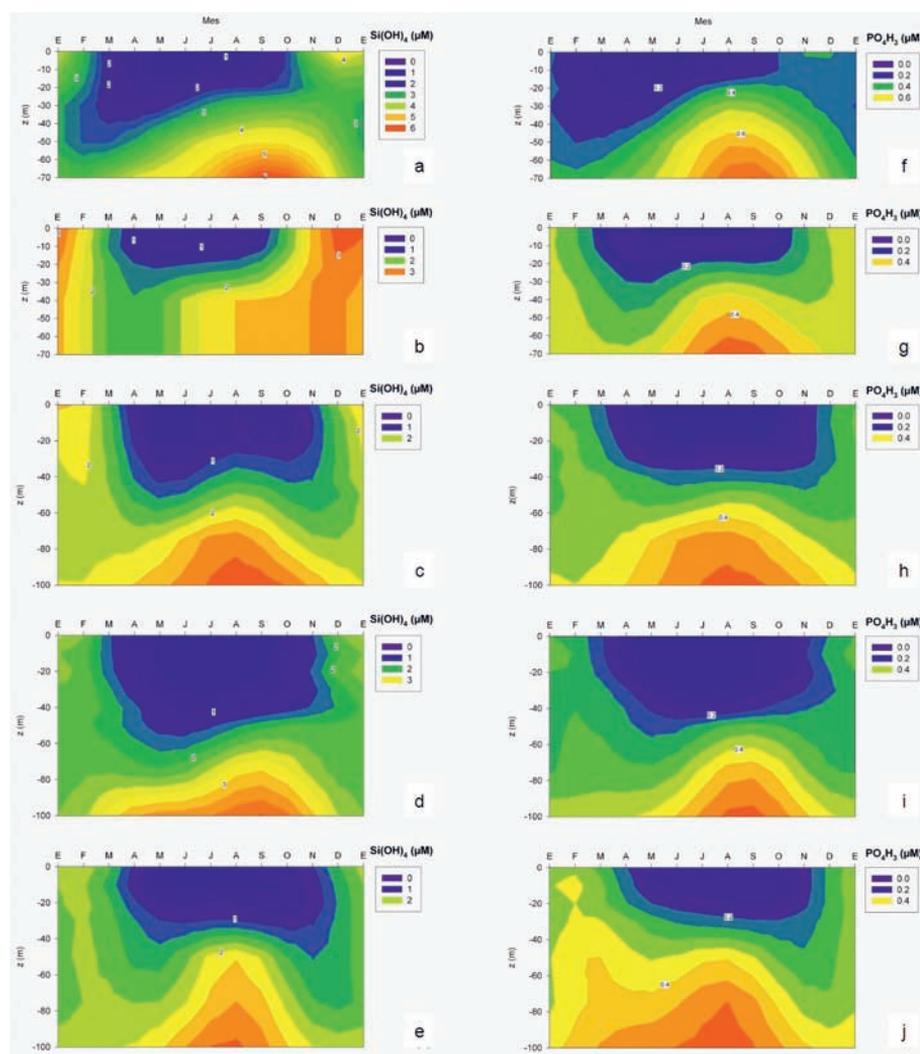


Figura 4.3. Ciclo estacional de concentraciones (μM) de silicato (izquierda, a-e) y de fosfato (derecha, f-j) en la estación intermedia de la plataforma en Vigo (a, f), A Coruña (b, g), Cudillero (c, h), Gijón (d, i) y Santander (e, j). La escala de variación en cada figura es diferente y ajustada al rango de datos.

En el caso del fosfato, la variación de la amplitud del armónico fundamental con la profundidad es similar en todas las secciones, con valores más elevados en superficie que en el fondo y un mínimo subsuperficial (entre 20-30 m en Galicia y a 50 m en el Cantábrico) muy marcado (Fig. 4.1c, Tabla 4.4). En superficie el máximo de este armónico tiene lugar en noviembre-diciembre en Galicia y en enero-febrero en el Cantábrico, mientras que en el fondo tiene lugar hacia finales de agosto y en julio, respectivamente. El armónico semianual supone una mayor contribución a la estacionalidad en el Cantábrico que en Galicia y, en general, en los niveles superficiales que en los profundos. Su amplitud no presenta un patrón definido de variación con la profundidad y a lo largo de la plataforma, pero sí la fase, ya que en general los máximos asociados a este armónico tienden a retrasarse al aumentar la profundidad y a medida que recorremos la plataforma entre Vigo y Santander. El ciclo estacional resultante (Fig. 4.3 f-j) presenta valores intermedios en la columna entre los meses de diciembre y enero. En Galicia la concentración en superficie (≤ 20 m) desciende por debajo de $0.2 \mu\text{M}$ a partir de marzo, manteniéndose esa concentración hasta septiembre en Vigo y hasta octubre en A Coruña. En el Cantábrico, la concentración en superficie (≤ 40 m) desciende por debajo de $0.2 \mu\text{M}$ entre marzo y noviembre. Las concentraciones máximas se observan en el fondo en verano en todas las estaciones, pero son mayores en Vigo que en A Coruña (isoclina de $0.4 \mu\text{M}$ a 30 y 50 m respectivamente en agosto), y en éstas superiores a las del Cantábrico (isoclina de $0.4 \mu\text{M}$ a 60 m en agosto).

4.3.3. Clorofila

La contribución a la variabilidad del armónico fundamental de clorofila es, en términos generales, mayor en las capas superficiales y, a cualquier nivel, mayor en el Cantábrico que en Galicia (Fig. 4.1d, Tabla 4.5). La amplitud de este armónico sigue un patrón similar al del promedio climático, disminuyendo hacia el este y con la profundidad. La fase de este armónico es marcadamente contrastada en superficie entre Galicia (máximo en julio, $z \leq 30$ m) y el Cantábrico (máximo progresando desde superficie en febrero hasta 30-40 m en abril), pero es similar por debajo de 50 m (máximo entre febrero y marzo). El armónico semianual tiene en los primeros 30 m una contribución mayor al ciclo estacional en el Cantábrico que en Galicia. El patrón de variación de la amplitud de este armónico a lo largo de la plataforma y con la profundidad es similar al del armónico fundamental. La fase, sin embargo, indica que los máximos ocurren progresivamente más tarde hacia el este, en febrero y agosto en Vigo y en abril y octubre en Santander. El ciclo estacional resultante en Galicia es marcadamente diferente del observado en el Cantábrico, y también se aprecian diferencias entre las estaciones de cada una de estas zonas (Fig. 4.4). En Galicia el incremento estacional de clorofila se inicia en enero, la concentración aumenta entre mayo y agosto, sobre todo en niveles subsuperficiales, y decrece entre finales de septiembre y noviembre. Los valores estacionales son más elevados en Vigo que en A Coruña (mínimos en superficie de 1 y 0.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, máximos sub-superficiales de 2.5 y 2.1 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ respectivamente) y el ciclo se inicia con unas 3 semanas de antelación en Vigo. En el Cantábrico el ciclo estacional es marcadamente bimodal, especialmente en Cudillero y Gijón. El incremento de clorofila se inicia en enero y alcanza el máximo en marzo (en torno a 1.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$). Entre mayo y agosto la concentración en superficie desciende a valores mínimos estacionales similares a los del periodo invernal ($<0.5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$). En septiembre se produce un máximo secundario en superficie, que en el caso de Gijón puede prolongarse hasta diciembre. En Santander el ciclo se inicia de forma parecida, pero se produce un máximo sub-superficial en torno a 40 m entre julio y septiembre y no se observa ningún máximo secundario otoñal. Estas diferencias espaciales en los ciclos estacionales a las distintas profundidades se reflejan en los patrones de variación de la biomasa y de la producción primaria de toda la columna de agua (Capítulo 7).

Localidad	z	Media		Tendencia lineal		Componentes periódicos					Autoregresión		Total
		\bar{x}	b	%V _t	A ₁₂	T ₁₂	%V ₁₂	A ₆	T ₆	%V ₆	ϕ	%V _{AR}	
Vigo	0	1.65	–	–	0.31	6.71	6.7	0.29	2.72	2.7	–	–	4.7
	10	1.86	–	–	0.63	7.24	7.2	0.42	2.25	2.3	–	–	10.9
	20	1.49	-0.098	3.7	0.71	7.24	7.2	0.19	1.63	1.6	–	–	18.3
	30	1.09	–	–	0.36	6.85	6.9	0.06	2.27	2.3	–	–	6.4
	50	0.59	–	–	0.04	5.17	5.2	0.11	2.82	2.8	–	–	2.2
	70	0.40	–	–	0.08	3.19	3.2	0.05	6.00	6.0	–	–	6.0
A Coruña	0	1.34	–	–	0.55	6.92	6.7	0.24	3.09	1.3	–	–	8.0
	10	1.37	–	–	0.69	6.96	9.8	0.21	3.06	0.9	–	–	10.7
	20	1.06	–	–	0.40	7.13	4.3	0.28	4.03	2.1	–	–	6.3
	30	0.75	–	–	0.22	6.60	3.1	0.19	4.43	2.3	–	–	5.4
	40	0.49	–	–	0.14	5.90	3.4	0.10	4.39	1.9	0.21	10.9	16.3
	70	0.27	–	–	0.05	4.68	1.3	0.05	3.15	1.6	–	–	2.9
Cudillero	0	0.64	–	–	0.37	2.90	8.5	0.39	3.34	9.1	–	–	17.7
	10	0.72	–	–	0.40	3.18	6.8	0.50	3.44	10.4	–	–	17.3
	20	0.68	–	–	0.30	3.82	5.3	0.40	3.60	9.3	–	–	14.6
	30	0.57	–	–	0.33	4.29	10.1	0.19	3.52	3.4	–	–	13.5
	40	0.54	–	–	0.33	4.69	8.2	0.13	2.70	1.3	–	–	9.5
	50	0.40	–	–	0.27	4.40	7.5	0.09	3.15	0.9	–	–	8.4
	75	0.22	–	–	0.17	3.49	6.5	0.07	3.00	1.2	–	–	7.7
	100	0.14	–	–	0.14	3.12	8.5	0.06	3.40	1.4	–	–	9.9
Gijón	0	0.65	–	–	0.23	1.92	8.0	0.15	4.16	3.2	–	–	11.2
	10	0.85	–	–	0.34	2.63	6.5	0.40	3.95	9.1	–	–	15.5
	20	0.83	–	–	0.36	2.96	10.0	0.44	3.61	14.8	–	–	24.9
	30	0.75	–	–	0.18	4.15	5.3	0.27	4.02	12.0	–	–	17.4
	40	0.59	–	–	0.07	3.43	2.3	0.08	4.07	2.6	–	–	4.8
	50	0.49	–	–	0.09	6.28	3.7	0.05	1.82	1.0	–	–	4.7
	75	0.28	–	–	0.09	2.58	8.2	0.04	5.60	1.6	–	–	9.8
	100	0.28	–	–	0.25	2.91	19.9	0.16	3.11	7.8	–	–	27.7
Santander	0	0.27	–	–	0.16	2.80	16.7	0.17	4.14	17.7	–	–	34.4
	10	0.35	–	–	0.22	3.08	20.6	0.19	4.06	16.3	–	–	36.9
	20	0.41	–	–	0.21	4.10	23.8	0.15	4.21	12.1	–	–	35.9
	30	0.48	–	–	0.30	6.26	26.8	0.10	0.40	3.2	–	–	30.0
	50	0.33	–	–	0.14	6.31	7.3	0.06	1.18	1.1	–	–	8.4
	75	0.20	–	–	0.09	3.95	10.8	0.02	4.57	0.7	–	–	11.5
	100	0.16	–	–	0.10	3.95	12.1	0.05	3.93	3.1	–	–	15.1

Tabla 4.5. Parámetros de los modelos univariantes ajustados a las series de clorofila (mg m^{-3}) a distintas profundidades (z, m). Los parámetros del modelo son: \bar{x} , promedio climático; b, tendencia lineal (año^{-1}); A₁₂ y A₆, amplitudes y T₁₂ y T₆, fases del primer y segundo armónicos del ciclo anual; ϕ , coeficiente del componente autoregresivo para el desfase 1; %V_t, %V₁₂, %V₆, %V_{AR} y %V_M: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

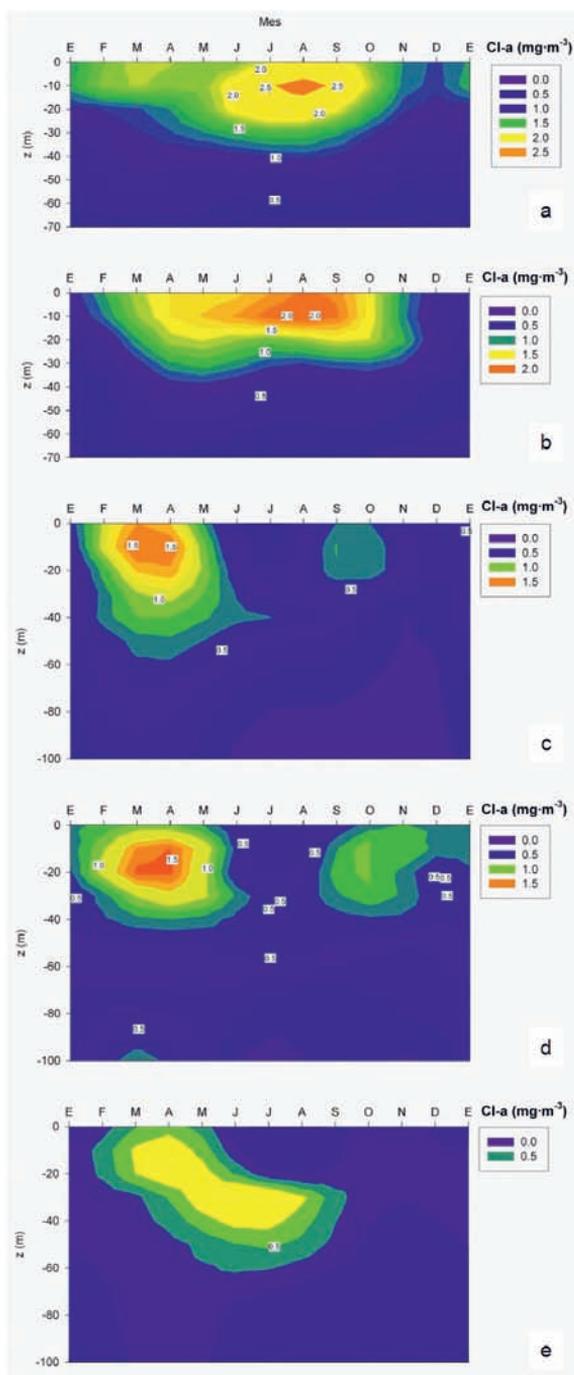


Figura 4.4. Ciclo estacional de concentración de clorofila-a ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) en (a) Vigo, (b) A Coruña, (c) Cudillero, (d) Gijón y (e) Santander. La escala de variación en cada figura es diferente y ajustada al rango de datos.

4.4. Tendencias y dependencia temporal entre observaciones

Las series analizadas presentaron tendencia lineal para algunas variables y niveles de profundidad, pero no se apreció un patrón consistente de variación a largo plazo a lo largo de la plataforma. La concentración de nutrientes presentó, en términos generales, una tendencia lineal creciente en Galicia. El nitrato (Tabla 4.2) se incrementó a niveles subsuperficiales en Vigo y A Coruña (entre 0.12 y $0.16 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$ para $VI_{>30}$ y entre 0.06 y $0.08 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$ para $CO_{>30}$) mientras que tanto el fosfato (Tabla 4.3) como el silicato (Tabla 4.4) se incrementaron en toda la columna en A Coruña entre 0.007 y $0.010 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$ y entre 0.05 y $0.09 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$ respectivamente. La tendencia creciente de la concentración de fosfato es similar a la estimada por Pérez et al. (2010) para la capa superficial en la bocana de la Ría de Arousa ($0.01 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$). La inspección de las series temporales indica que las tendencias observadas son el resultado de la variabilidad interanual de los residuos desestacionalizados y su propagación temporal (componente autoregresivo, Anexo I). Por ejemplo, la serie de A Coruña a 70 m muestra que las concentraciones de nitrato y fosfato fueron relativamente bajas entre 1998 y 2000, incrementándose a partir de 2005 y 2001 respectivamente, mientras que la concentración de silicato se incrementó en términos relativos a partir de 2003. Además, en el caso del fosfato en A Coruña y del silicato en Vigo, el efecto de propagación temporal de las anomalías es importante de acuerdo con la magnitud del componente autoregresivo.

En el Cantábrico, el nitrato presentó una tendencia creciente en niveles superficiales ($z \leq 30$ m), con tasas anuales entre 0.11 y $0.20 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$ en Gijón, y a niveles subsuperficiales en esta sección (75 m) y en Cudillero (75 y 100 m; en torno $0.07 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$). El fosfato presentó también tendencia creciente en el Cantábrico Central, con tasas de cambio anual entre 0.003 y $0.010 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$. Estos resultados contrastan con los calculados anteriormente para la serie de Cudillero entre 1993 y 2003 (Llope et al., 2007), en la que se estimó una tendencia anual decreciente de nitrato en niveles superficiales entre -0.13 y $-0.07 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$. La inspección de la serie utilizada en este capítulo indica que los valores más bajos se registraron en los años 2001 y 2002, apreciándose un incremento a partir de 2003 y valores elevados en torno a 2006. En el caso del fosfato también se estimaron tasas anuales decrecientes aunque no estadísticamente significativas (Llope et al., 2007), mientras que en el presente estudio las series de fosfato de Cudillero y Gijón muestran un incremento significativo a partir de 2001, de ahí que la sección de Gijón presente tendencia creciente significativa a niveles superficiales para fosfato (y también para nitrato). La tendencia al incremento de fosfato observada en el Cantábrico central contrasta con la observada en Santander, de signo contrario y con tasas de cambio anual en torno a $-0.006 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$. En este caso se aprecia un descenso en la concentración media de fosfato en la serie a partir del 2001, con valores bajos registrados ese año, en 2003 y de nuevo en 2005.

El silicato en Cudillero presentó en superficie ($z \leq 30$ m) tendencia decreciente, del mismo signo que la estimada con los datos de la serie entre 1993 y 2003 (Llope et al., 2007) aunque con tasas de cambio anual más bajas (-0.03 frente a $-0.06 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$). Las series presentaron elevados valores entre 1993 y 1997, y una serie de bajos valores relativos entre 1999 y 2000 y a partir de 2005. Este resultado contrasta con el obtenido para Santander, cuya serie presentó tendencia creciente en niveles sub-superficiales en torno a $0.045 \mu\text{M}\cdot\text{año}^{-1}$, en gran parte determinada por un incremento relativo a partir de 2003.

Las series de clorofila no presentaron tendencias significativas, con la única excepción de la sección de Vigo a 20 m, que mostró una tendencia decreciente (ca. $-0.1 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{año}^{-1}$). Tampoco se encontraron tendencias significativas en los valores de clorofila integrada en estas estaciones pero sí en las medidas de producción primaria (Capítulo 7).

4.5. Relaciones estequiométricas

La relación molar entre el silicio, el nitrógeno y el fósforo (Si:N:P) en el fitoplancton, denominada “relación de Redfield”, es en promedio 15:16:1 (Redfield, 1934; Brzezinski, 1985). Las desviaciones de esta relación estequiométrica en los nutrientes disueltos indican qué nutriente es potencialmente limitante de la producción de fitoplancton. Se estudió la variabilidad de las relaciones estequiométricas a lo largo de la zona media de la zona de estudio mediante el análisis de los parámetros de la regresión lineal entre los pares de valores de nitrato frente a fosfato (relación N:P) y de silicato frente a nitrato (relación Si:N) en las diferentes secciones. Para estimar dichos parámetros se ajustaron a los gráficos de dispersión sendos modelos de regresión lineal Tipo I y II, que asumen que la variable independiente (fosfato para la relación N:P; nitrato para la relación Si:N) se mide, respectivamente, sin o con error (Legendre y Legendre, 1998).

Los valores de la relación N:P en la capa superficial ($z = 10$ m), considerando únicamente el nitrato como fuente de nitrógeno, son en todas las estaciones y épocas del año inferiores a 16 (Tabla 4.6), y en general menores en el Cantábrico (N:P ~ 10 para el modelo Tipo I) que en Galicia (N:P ~ 12), lo que sugiere que el nitrato es potencialmente el nutriente que limita la producción primaria en toda la plataforma, de forma más marcada en el Cantábrico. Numerosos estudios realizados en ecosistemas diferentes sugieren que en el medio marino el nitrógeno es deficitario respecto al fosfato (p. ej. Tyrrell, 1999). No obstante, la distribución de nitrato frente a fosfato (Fig. 4.5 a-e) permite matizar esta afirmación, ya que por ejemplo en A Coruña en torno al 54% de los valores se encuentran por encima de la relación de Redfield, indicando para estos casos una potencial limitación por fosfato en lugar de nitrato. Este porcentaje baja al 19% para Vigo y se sitúa en torno a 10% para las series cantábricas (13, 12 y 11% para Cudillero, Gijón y Santander, respectivamente). Además los resultados que se obtienen al aplicar el modelo Tipo II (N:P entre 13 y 15) sugieren que la limitación potencial por nitrógeno es menos severa que la que se deduce de aplicar el modelo Tipo I, máxime si se tiene en cuenta que no se han considerado en el cálculo de dicha relación otras fuentes de nitrógeno como el amonio o el nitrógeno orgánico disuelto.

La relación N:P varía estacionalmente. En superficie, los valores más bajos se obtienen en general durante los meses de verano y otoño. Es necesario resaltar, sin embargo, que en la mayoría de los casos la ordenada en el origen no es significativamente diferente de cero. En los casos en que lo es, los valores negativos indican que el potencial efecto de limitación por nitrato se vería reforzado, mientras que en los casos en que es positiva (en A Coruña a escala anual y durante todas las estaciones del año excepto en verano, y en Vigo en invierno) denota un efecto potencial de limitación por fosfato. En las capas subsuperficiales ($z = 70$ m), la relación N:P es en general más elevada que en superficie, especialmente en Gijón, Santander y Vigo. La ordenada en el origen es positiva en Galicia, especialmente en A Coruña, pero también en Cu-

Localidad	Periodo	N:P (10 m)				N:P (70 m)			
		a±EE	b±EE	n	r ²	a±EE	b±EE	n	r ²
Vigo	anual	–	12.4±0.9	106	0.62	1.5±0.5	12.3±0.8	133	0.63
	primavera	–	10.0±2.8	26	0.34	–	15.2±2.5	33	0.55
	verano	–	10.4±1.7	27	0.60	2.6±1.2	11.7±2.0	36	0.50
	otoño	-0.6±0.3	12.3±0.9	27	0.88	3.6±1.3	9.5±1.7	35	0.48
	invierno	2.0±0.9	8.3±2.6	26	0.30	–	10.1±1.9	29	0.50
A Coruña	anual	0.9±0.2	10.1±0.7	179	0.53	2.6±0.3	9.8±0.7	180	0.55
	primavera	0.9±0.4	10.4±1.8	45	0.44	2.1±0.5	8.5±1.5	45	0.42
	verano	–	9.7±2.1	48	0.32	3.3±0.6	9.3±1.3	49	0.53
	otoño	0.8±0.3	7.9±1.5	41	0.42	3.2±0.8	10.2±1.6	41	0.52
	invierno	3.1±0.3	6.2±0.9	45	0.52	2.7±0.4	8.6±0.8	45	0.72
Cudillero	anual	-0.5±0.2	11.2±0.9	136	0.54	2.1±0.4	8.4±0.9	132	0.39
	primavera	–	11.9±2.1	39	0.47	2.6±0.7	6.6±2.0	37	0.24
	verano	–	1.1±0.2	36	0.37	2.7±0.7	7.7±1.4	35	0.47
	otoño	–	–	32	–	2.4±1.0	8.6±2.1	33	0.35
	invierno	–	9.8±2.1	29	0.44	–	7.3±2.8	27	0.22
Gijón	anual	–	9.5±0.9	75	0.62	–	13.8±1.1	75	0.68
	primavera	–	14.1±2.1	19	0.73	1.7±0.6	8.1±1.70	20	0.56
	verano	–	–	20	–	–	17.9±1.8	21	0.84
	otoño	–	–	18	–	–	11.9±3.2	19	0.45
	invierno	–	8.1±2.2	18	0.46	–	10.4±2.0	15	0.69
Santander	anual	-0.5±0.2	10.1±0.7	149	0.59	–	12.8±0.8	145	0.63
	primavera	–	7.3±1.9	35	0.32	–	12.1±1.4	33	0.70
	verano	–	2.3±1.0	41	0.12	–	12.2±1.9	40	0.52
	otoño	-0.3±0.1	6.2±1.0	38	0.50	1.47±0.65	11.3±1.4	38	0.66
	invierno	–	10.8±1.8	35	0.53	–	11.3±1.7	34	0.58

Tabla 4.6. Relaciones estequiométricas (regresión lineal Tipo I) entre el nitrato y el fosfato (N:P) para las muestras de superficie (10 m) y de fondo (70 m en Vigo y A Coruña; 75 m en Cudillero, Gijón y Santander), considerando todo el año y periodos estacionales (primavera: febrero a abril; verano: mayo a julio; otoño: agosto a octubre; invierno: noviembre a enero). a: ordenada en el origen, b: pendiente; n: número de datos, r²: coeficiente de determinación de la recta de regresión, EE: error estándar del parámetro estimado. Sólo se muestran los parámetros y las relaciones significativas (p < 0.05).

dillero, indicando un exceso relativo de nitrato frente al fosfato en las capas sub-superficiales. La distribución de nitrato frente a fosfato en estas capas (Fig. 4.5 a-e) indica que la relación N:P se sitúa por encima de la relación de Redfield en un porcentaje mayor de casos en Galicia (38 y 58% para Vigo y A Coruña respectivamente) que en el Cantábrico (30, 27 y 22% para Cudillero, Gijón y Santander, respectivamente). Por otra parte, la variación estacional de la relación N:P es menos acusada que en superficie.

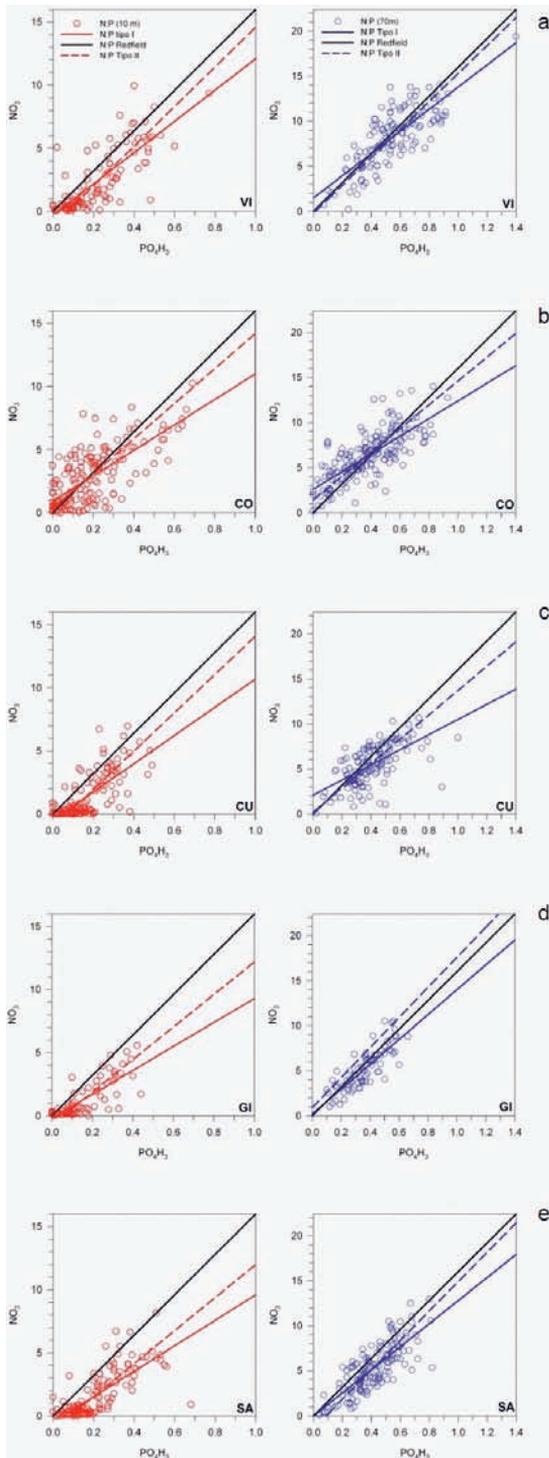


Figura 4.5. Relaciones estequiométricas entre el nitrato y el fosfato (N:P) en la superficie (10 m, rojo) y en la capa subsuperficial (70 m en VI y CO; 75 m en CU, GI y SA) para Vigo (a, VI), A Coruña (b, CO), Cudillero (c, CU), Gijón (d, GI) y Santander (e, SA). La línea negra indica las relaciones de Redfield (N:P = 16:1). Las líneas roja y azul indican el ajuste por regresión lineal a los datos (Tabla 4.6).

La relación Si:N es relevante para las diatomeas debido a su requerimiento en silicio, componente fundamental de los frústulos (Martin-Jezequel et al., 2000). Sin embargo, mientras que la relación teórica Si:N en las diatomeas debería ser cercana a 0.9, en las series analizadas la relación Si:N anual de superficie se sitúa siempre por debajo de este valor, entre 0.3 en A Coruña y 0.5 en Vigo para el modelo Tipo I (Tabla 4.7). Los valores de la relación Si:N son ligeramente superiores con el modelo Tipo II, aunque en todos los casos inferiores a 0.9. Estacionalmente esta relación es significativa en primavera en todas las series, y además en invierno

Localidad	Periodo	Si:N (10 m)				Si:N (70 m)			
		a±EE	b±EE	n	r ²	a±EE	b±EE	n	r ²
Vigo	anual	0.9±0.2	0.5±0.1	94	0.43	–	0.5±0.1	114	0.48
	primavera	0.9±0.3	0.5±0.1	24	0.47	–	0.6±0.1	28	0.67
	verano	0.6±0.2	0.6±0.1	25	0.43	–	0.6±0.1	31	0.54
	otoño	1.3±0.3	0.2±0.1	27	0.21	–	0.6±0.2	34	0.31
	invierno	–	–	18	–	2.1±0.8	0.3±0.1	21	0.28
A Coruña	anual	0.8±0.1	0.3±0.0	166	0.26	1.1±0.3	0.3±0.0	161	0.26
	primavera	0.5±0.2	0.3±0.1	43	0.39	–	–	41	–
	verano	–	–	45	–	0.8±0.4	0.3±0.0	44	0.49
	otoño	–	–	39	–	1.2±0.6	0.3±0.1	39	0.35
	invierno	–	–	39	–	–	–	37	–
Cudillero	anual	0.5±0.1	0.4±0.0	137	0.72	1.1±0.1	0.2±0.0	137	0.34
	primavera	0.5±0.1	0.4±0.0	39	0.71	0.9±0.3	0.2±0.1	38	0.33
	verano	–	–	37	–	1.2±0.3	0.2±0.1	38	0.31
	otoño	–	–	32	–	1.4±0.3	0.2±0.1	33	0.24
	invierno	–	0.5±0.1	29	0.73	1.1±0.3	0.2±0.1	28	0.35
Gijón	anual	0.6±0.1	0.4±0.1	73	0.39	0.8±0.2	0.3±0.0	75	0.45
	primavera	0.9±0.3	0.3±0.1	19	0.23	–	0.6±0.1	20	0.53
	verano	–	–	20	–	–	0.3±0.1	21	0.50
	otoño	–	–	17	–	–	0.3±0.1	18	0.23
	invierno	0.8±0.3	0.4±0.1	17	0.41	–	0.4±0.1	16	0.52
Santander	anual	0.3±0.1	0.3±0.0	137	0.61	0.6±0.1	0.2±0.0	132	0.53
	primavera	0.4±0.2	0.3±0.1	36	0.50	0.9±0.2	0.2±0.0	33	0.34
	verano	–	–	38	–	0.4±0.2	0.3±0.0	38	0.71
	otoño	–	–	32	–	0.9±0.3	0.2±0.1	31	0.35
	invierno	0.4±0.2	0.4±0.1	31	0.52	–	0.3±0.1	30	0.40

Tabla 4.7. Relaciones estequiométricas (regresión lineal Tipo I) entre el silicato y el nitrato (Si:N) para las muestras de superficie (10 m) y de fondo (70 m en Vigo y A Coruña; 75 m en Cudillero, Gijón y Santander), considerando todo el año y periodos estacionales (primavera: febrero a abril; verano: mayo a julio; otoño: agosto a octubre; invierno: noviembre a enero). a: ordenada en el origen, b: pendiente; n: número de datos, r²: coeficiente de determinación de la recta de regresión, EE: error estándar del parámetro estimado. Sólo se muestran los parámetros y las relaciones significativas (p < 0.05).

en el Cantábrico y entre primavera y otoño en Vigo. Estos resultados sugieren una situación general de limitación por silicato, especialmente durante la proliferación de primavera. Aunque las distribuciones de silicato frente a nitrato indican que un elevado porcentaje de las observaciones presentan una relación Si:N > 0.9 (50, 37, 57, 51 y 32% desde Vigo a Santander respectivamente, Fig. 4. 6 a-e), especialmente a concentraciones bajas de ambos nutrientes, hay que tener en cuenta que algunos autores consideran que la limitación por silicato tiene lugar a concentraciones de $1\mu\text{M}$ (p. ej. Rocha et al., 2010). Teniendo en cuenta este umbral, el porcentaje de observaciones por encima de la relación de Redfield disminuye (31, 23, 26, 22 y 7% desde Vigo a Santander, respectivamente). En las capas subsuperficiales la relación Si:N resulta inferior a 0.9 en todos los casos, tanto a escala anual como estacional. Se aprecia una tendencia decreciente entre Galicia y el Cantábrico, con valores anuales entre 0.3-0.5 en la primera de estas zonas y entre 0.2-0.3 en la segunda. Estacionalmente, todas las relaciones Si:N resultan significativas, excepto en A Coruña en primavera e invierno. Los valores estacionales decrecen entre Galicia y el Cantábrico, con valores relativamente elevados en Vigo (en torno a 0.6 entre primavera y otoño y 0.3 en invierno pero con un valor de ordenada en el origen de $\sim 2\mu\text{M}$) y bajos en Cudillero (0.15-0.22, si bien con ordenadas en el origen en torno a $1\mu\text{M}$) y Santander (0.17-0.29). De acuerdo con estos resultados, las aguas subsuperficiales presentan un déficit de silicato respecto a nitrato, más acusado en el Cantábrico que en Galicia, lo que concuerda con una predominancia mayor de diatomeas en ésta zona (Capítulo 6). En las distribuciones de silicato frente a nitrato, la mayoría de los casos se encuentran claramente por debajo de la relación de Redfield (Fig. 4.6), sólo la superan un 4, 7, 9, 5 y 6% de las observaciones en Vigo, A Coruña, Cudillero, Gijón y Santander, respectivamente. En el Capítulo 7 se describe la tendencia a largo plazo de estas relaciones estequiométricas y su relación con la producción primaria.

A escala anual, los valores estimados de la relación N:P mediante el modelo Tipo II son similares a los reportados por otros autores. Así, Pérez et al. (1993) estimaron un valor de 17.5 para la relación N:P en aguas centrales de origen subtropical y de 16.5 para las de origen subpolar, mientras que Llope et al. (2007) estimaron un valor de 15.0 en aguas de 200 m de profundidad localizadas en el Cantábrico Central. Estos resultados son coherentes con el patrón descrito aquí de descenso de la relación N:P a lo largo de la plataforma continental. En cuanto a la relación Si:N, los valores estimados aquí son inferiores a los reportados por Pérez et al. (1993) para aguas centrales, pero similares a los estimados por Llope et al. (2007) para el Cantábrico central.

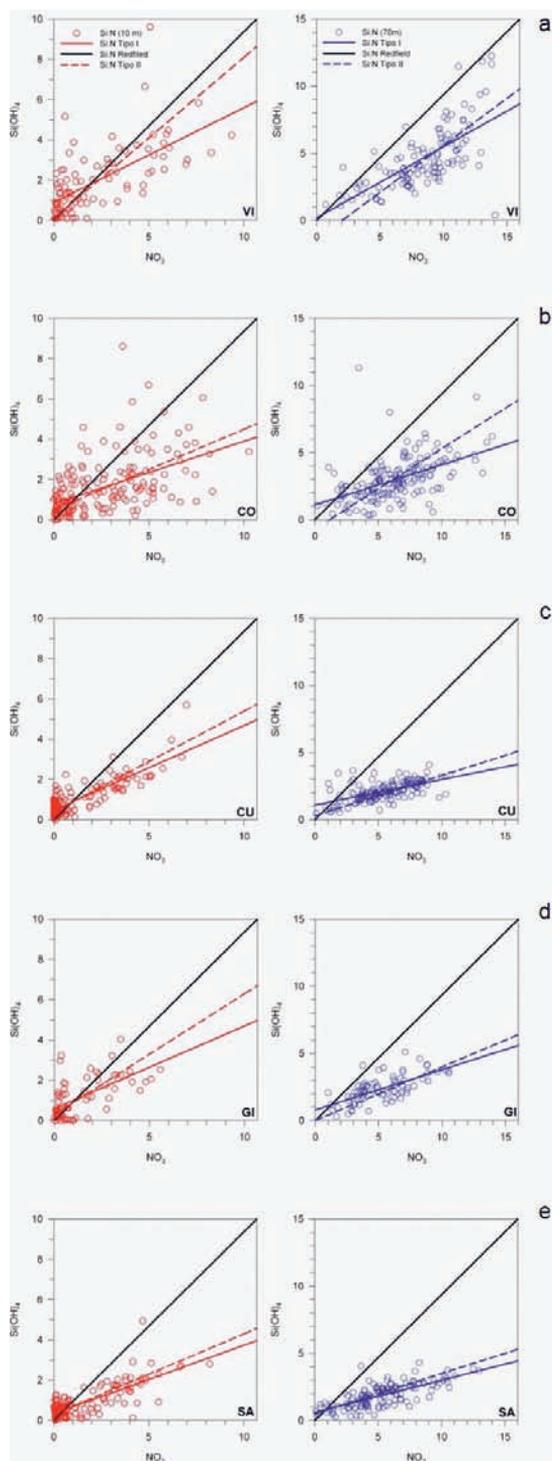


Figura 4.6. Relaciones estequiométricas entre el silicato y nitrato (Si:N) en superficie (10 m, rojo) y en la capa subsuperficial (70 m en VI y CO; 75 m en CU, GI y SA) para Vigo (a, VI), A Coruña (b, CO), Cudillero (c, CU), Gijón (d, GI) y Santander (e, SA). La línea negra indica las relaciones de Redfield (N:Si = 16:15). Las líneas roja y azul indican el ajuste por regresión lineal a los datos (Tabla 4.7).

4.6. Relaciones entre las variables

Para definir las relaciones entre las variables se utilizaron los residuos desestacionalizados, sin tendencia e independientes (esto es, eliminado el componente de autocorrelación). A partir de estos residuos es posible llevar a cabo un análisis de correlación no afectado por el hecho de que las variables puedan compartir una estructura temporal similar, lo que conduciría a sobrevalorar la magnitud de los coeficientes de correlación y su significación estadística (Chatfield, 1992). Se describen a continuación los patrones que presentan las relaciones entre: 1) niveles de profundidad, para cada localidad y variable; 2) niveles de profundidad y localidad, para cada variable; y 3) variables (hidrográficas y meteo-climáticas) y niveles de profundidad, para cada sección. Los dos primeros patrones definen la variabilidad a distintas profundidades y a lo largo de la plataforma (Sección 4.6.1), mientras que el tercero indica la posible relación causal entre variables (Sección 4.6.2). Para los análisis de correlación se excluyeron las series de Gijón, más cortas. Aunque se calcularon matrices con todas las correlaciones posibles entre pares de variables, por razones de claridad se describen a continuación las relaciones estadísticamente significativas al nivel $p < 0.05$, destacando especialmente los valores de correlación máximos (r_{\max}) y mínimos (r_{\min}) para las series más completas de Galicia (A Coruña) y el Cantábrico (Cudillero).

4.6.1. Relaciones espaciales (variación con la profundidad y a lo largo de la costa)

En cada una de las localizaciones, los nutrientes muestran correlaciones positivas entre los residuos a distintos niveles de profundidad, con valores decrecientes del coeficiente de correlación a medida que los niveles están más distantes. La única excepción la constituye la clorofila en Galicia, para la cual las relaciones sólo son significativas entre niveles contiguos. De este patrón con la profundidad se deduce que las anomalías de los nutrientes, tanto si éstas se producen desde la superficie (p.ej. un incremento de la concentración de nutrientes por efecto de aportes continentales) o desde niveles sub-superficiales (p.ej. incremento de la concentración de nutrientes por efecto del afloramiento) se propagan a toda la columna de agua. La clorofila presenta una distribución con la profundidad por estratos (p. ej. máximos en superficie o sub-superficiales), de modo que las correlaciones significativas sólo se tienen entre niveles de profundidad próximos.

Las series de residuos de los nutrientes no presentan en general correlaciones significativas entre las distintas localizaciones a lo largo de la plataforma. Las excepciones a este patrón son la relación positiva entre Cudillero y Santander para nitrato a niveles sub-superficiales ($r_{\min} = 0.19$, $R[N_{50}^{\text{CU}}$ frente a $R[N_{100}^{\text{SA}}]$; $r_{\max} \sim 0.37$, $R[N_{30}^{\text{CU}}$ frente a $R[N_{20-75}^{\text{SA}}]$), entre Vigo y A Coruña para el silicato a niveles superficiales ($r \sim 0.50$, $R[Si_0^{\text{VI}}$ frente a $R[Si_{0-30}^{\text{CO}}]$), y entre A Coruña y Cudillero para el fosfato a niveles subsuperficiales ($r_{\min} = 0.30$, $R[P_{70}^{\text{CO}}$ frente a $R[P_{100}^{\text{CU}}]$; $r_{\max} = 0.60$, $R[P_{10}^{\text{CO}}$ frente a $R[P_{100}^{\text{CU}}]$). La clorofila tampoco presenta un patrón de correlación definido entre localizaciones. Las únicas correlaciones significativas se establecen entre Vigo y A Coruña para niveles subsuperficiales ($r_{\min} = 0.31$, $R[Cl_{10}^{\text{VI}}$ frente a $R[Cl_{40}^{\text{CO}}]$; $r_{\max} = 0.54$, $R[Cl_{30}^{\text{VI}}$ frente a $R[Cl_{40}^{\text{CO}}]$). Este patrón de correlación sugiere que los procesos que determinan las anomalías de nutrientes y clorofila acontecen a escalas locales ($<10^2$ km). Entre los procesos que tienen lugar a escalas locales, o que aconteciendo a escalas más extensas (mesoescala o incluso escala regional) pueden intensificarse o atenuarse localmente, se encuentran los aportes continentales, los eventos de afloramiento / hundimiento, las proliferaciones de fitoplancton o la regeneración de materia orgánica (Capítulo 7).

4.6.2. Relaciones de los nutrientes con variables hidrográficas y meteorológicas

Los nutrientes se relacionan negativamente con la temperatura en todas las localizaciones. En general, la significación de esta correlación para el nitrato y fosfato es mayor que para el silicato. También resulta mayor en Galicia que en el Cantábrico así como entre profundidades próximas, especialmente para los niveles sub-superficiales y profundos (Tabla 4.8). Así por ejemplo, en A Coruña los coeficientes de la matriz de correlación de nitrato frente a temperatura son todos significativos, si bien las significaciones más elevadas se tienen para los elementos de la diagonal (es decir, para las correlaciones entre variables para la misma profundidad) y en los niveles profundos (rango de r en la diagonal: $r_{\min} = -0.35$ para $R[N_{0\text{CO}}]$ frente a $R[T_{0\text{CO}}]$, $r_{\max} = -0.73$ para $R[N_{70\text{CO}}]$ frente a $R[T_{70\text{CO}}]$). En Cudillero, por otra parte, sólo son significativos los coeficientes en las proximidades de la diagonal de la matriz de correlación y su magnitud es inferior que en A Coruña (en la diagonal; $r_{\min} = -0.26$ para $R[N_{10\text{CU}}]$ frente a $R[T_{10\text{CU}}]$, $r_{\max} = -0.61$ para $R[N_{75\text{CU}}]$ frente a $R[T_{75\text{CU}}]$ (Fig. 4.7a). Este patrón de correlación entre la temperatura y los nutrientes se debe al efecto de los ciclos de afloramiento y hundimiento que promueven, respectivamente, un enriquecimiento y un empobrecimiento relativo en nutrientes en la columna de agua (Nogueira et al., 1998). De acuerdo con la magnitud de los coeficientes de correlación, este efecto es más acusado en Galicia que en el Cantábrico.

El efecto de la salinidad sobre los nutrientes es significativo sólo para el silicato y el nitrato. En general la relación es negativa en los niveles superficiales de Vigo y A Coruña, y en menor me-

Relación	A Coruña				Cudillero			
	b±EE	n	r ²	p	b±EE	n	r ²	p
$R[N_{70}]:R[T_{70}]$	-2.1±0.2	171	0.50	<0.001	-1.5±0.2	130	0.52	<0.001
$R[Si_{10}]:R[S_{10}]$	-1.4±0.3	161	0.15	<0.001	-0.8±0.2	128	0.08	<0.01
$R[Cl_{10}]:R[T_{10}]$	-0.6±0.1	179	0.14	<0.001	-0.4±0.1	141	0.12	<0.001
$R[Cl_{10}]:R[N_{30}]$	0.3±0.1	172	0.17	<0.001	0.2±0.1	129	0.09	<0.01
$R[N_{40}]:R[EA]$	-0.7±0.1	179	0.12	<0.001	-0.3±0.2	137	0.03	<0.04
$R[N_{40}]:R[UW]$	-0.3±0.1	172	0.09	<0.001	-0.1±0.0	111	0.03	<0.08

Tabla 4.8. Ejemplos de las relaciones lineales entre residuos del modelo univariante en la estación intermedia de la plataforma de A Coruña y Cudillero para los ejemplos seleccionados en las Figuras 4.7 y 4.8: nitrato y temperatura sub-superficial ($R[N_{70}]:R[T_{70}]$), silicato y salinidad superficial ($R[Si_{10}]:R[S_{10}]$), clorofila y temperatura superficial ($R[Cl_{10}]:R[T_{10}]$), clorofila superficial y nitrato sub-superficial ($R[Cl_{10}]:R[N_{30}]$), nitrato sub-superficial e índice climático del patrón del Atlántico Este ($R[N_{40}]:R[EA]$) y nitrato y componente u del viento ($R[N_{40}]:R[UW]$). b±EE: pendiente de la recta regresión ± error estándar, n: número de datos utilizados en la regresión, r²: coeficiente de determinación, p: nivel de significación.

dida en Cudillero y Santander. Por ejemplo para A Coruña, el rango de valores del coeficiente de correlación entre silicato y salinidad superficiales ($R[\text{Si}_{0-20}]_{\text{CO}}$ frente a $R[\text{S}_{0-40}]_{\text{CO}}$) varía entre -0.27 y -0.42 (Fig. 4.7b, Tabla 4.8), y se sitúa en torno a -0.20 para los mismos niveles de profundidad en Cudillero. La magnitud de los coeficientes de correlación evidencia que el efecto de los aportes continentales, que promueven un incremento relativo de las concentraciones de estos nutrientes (Nogueira et al., 1998), es más importante en Galicia que en el Cantábrico, especialmente para el silicato debido a un mayor contenido en minerales de sílice en la cuenca hidrográfica gallega.

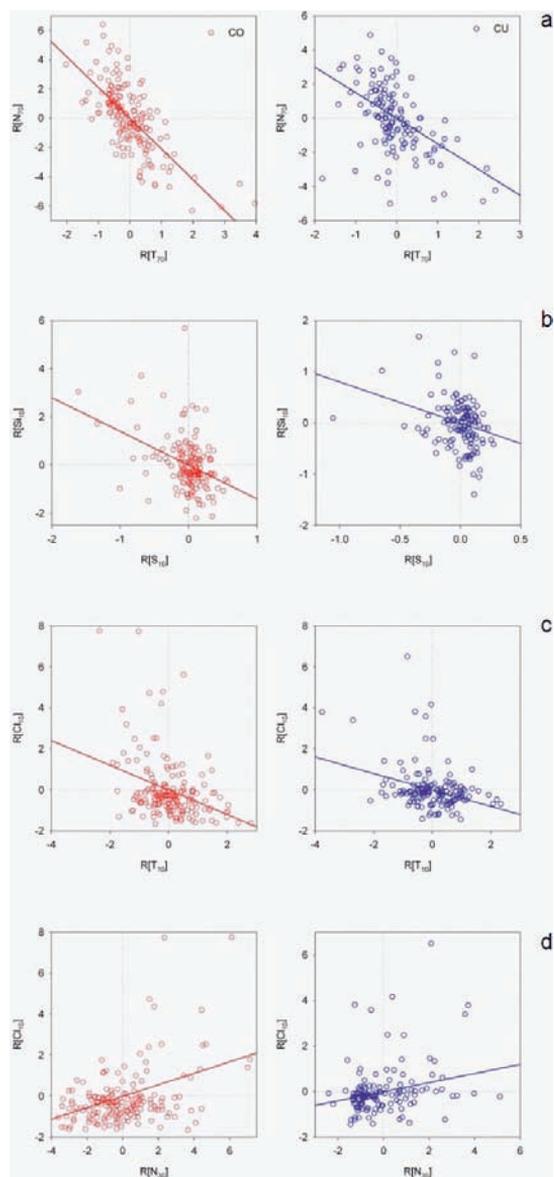


Figura 4.7. Ejemplos de relaciones entre los residuos del modelo univariante (desestacionalizados, sin tendencia y no autocorrelacionados) para las variables hidrográficas en estaciones intermedias de la plataforma en A Coruña (CO, rojo) y Cudillero (CU, azul). Los ejemplos de relaciones que se muestran son: (a) nitrato y temperatura subsuperficiales (70 m en CO y 75 m en CU); (b) silicato y salinidad superficiales (10 m); (c) clorofila y temperatura superficiales (10 m); (d) clorofila superficial (10 m) y nitrato sub-superficial (30 m). Los detalles de las regresiones lineales estimadas se dan en la Tabla 4.8.

Los nutrientes se relacionan positivamente entre sí, en general, con coeficientes de correlación altos especialmente para niveles de profundidad próximos. La relación es más elevada entre el fosfato y el nitrato (p. ej. $r_{\min} = 0.63$ y $r_{\max} = 0.85$ para los elementos de la diagonal de la matriz de correlación entre nitrato y fosfato en A Coruña), que entre el silicato y nitrato ($r_{\min} = 0.53$, $r_{\max} = 0.70$) o entre el fosfato y el silicato (valores no significativos en superficie y entre 0.37 y 0.48 para los elementos significativos de la diagonal de la matriz en A Coruña). Este patrón de correlaciones indica que, en términos generales, las concentraciones de nitrato, silicato y fosfato vienen determinadas por los mismos procesos. La disminución o ausencia de correlación en ciertos casos vendría determinada por diferencias en el ciclo biogeoquímico, tales como el consumo diferencial de silicato por parte del plancton o tasas de remineralización de la materia orgánica diferentes para cada nutriente.

La concentración de clorofila en superficie ($z < 20$ m) presenta correlaciones significativas de signo negativo con la temperatura en la columna de agua sólo en las secciones de A Coruña y, en menor medida, Cudillero (Fig. 4.7c, Tabla 4.8). Los coeficientes de correlación se sitúan en el primer caso entre -0.24 y -0.43 ($R[Cl_{0-20}]_{CO}$ frente a $R[T_{0-70}]_{CO}$), y entre -0.20 y -0.36 en el segundo ($R[Cl_{0-20}]_{CU}$ frente a $R[T_{0-100}]_{CU}$). También se obtienen correlaciones significativas entre la clorofila y los nutrientes, si bien no se aprecia un patrón definido (Fig. 4.7d). Por ejemplo, la correlación es positiva entre la clorofila de superficie y el nitrato en niveles sub-superficiales de A Coruña (r entre 0.25 y 0.42 para $R[Cl_{0-20}]_{CO}$ frente a $R[N_{20-70}]_{CO}$) y Cudillero (r entre 0.20 y 0.30 para $R[Cl_{10-20}]_{CU}$ frente a $R[N_{30-50}]_{CU}$). En contraste, la relación con nitrato (y también con fosfato) es negativa en la sección de Santander (r entre -0.26 y -0.55 para $R[Cl_{0-10}]_{SA}$ frente a $R[N_{30-100}]_{SA}$). Este patrón de correlaciones sugiere una dependencia entre la biomasa de fitoplancton y los eventos de afloramiento-hundimiento a través de su relación con los nutrientes. No obstante, dado que la variabilidad espacial de la clorofila es considerable debido a su distribución espacial en manchas, es difícil obtener correlaciones significativas considerando la variabilidad en un único punto de muestreo (Radach y Lenhart, 1995). En el Capítulo 7 se muestran las relaciones a largo plazo entre la concentración de nutrientes y la producción primaria en las series de A Coruña y Cudillero.

Respecto a las relaciones entre los nutrientes y las series meteo-climáticas, en general, sólo se obtienen correlaciones significativas para las secciones de Vigo y, especialmente, A Coruña (Tabla 4.8). El nitrato y el fosfato se correlacionan, con mayor significación para los niveles profundos, positivamente con el índice NAO ($r \sim 0.20$) y con el índice de afloramiento ($r \sim 0.29$ para $z > 30$ m), y negativamente con el índice EA (r entre -0.24 y -0.34 para $z > 20$ m) (Fig. 4.8 a) y la componente u (norte-sur) del viento ($r \sim -0.30$ para $z > 30$ m) (Fig. 4.8 b). La influencia del índice NAO en los nutrientes puede atribuirse al afloramiento, ya que las fases positivas de este índice se correlacionan con una intensificación del afloramiento en Galicia (Pérez et al., 2010). Sin embargo ni el índice NAO ni el afloramiento, indicado éste por la componente nortesur del viento, tienen una relación significativa con los nutrientes en el Cantábrico, donde el principal mecanismo de fertilización parece ser la mezcla invernal. Para el Atlántico Norte se han descrito simultáneamente efectos locales opuestos del índice NAO, lo que se explica por la naturaleza multipolar de sus modos de variación (Visbeck et al., 2003). Esta característica afecta especialmente a regiones de transición, como la costa norte y noroeste española, y explica que no se hayan encontrado efectos significativos consistentes del índice NAO en los ecosistemas pelágicos para esta región (Planque et al., 2003). En contraste, el efecto negativo

que tiene sobre los nutrientes subsuperficiales en Galicia el índice EA sugiere un papel relevante de la IPC, ya que este índice climático está modulado principalmente por un componente subtropical (Barnston y Livezey, 1987) que favorecería la intrusión de aguas más pobres en nitrato y fosfato en la plataforma (Bode et al., 2002).

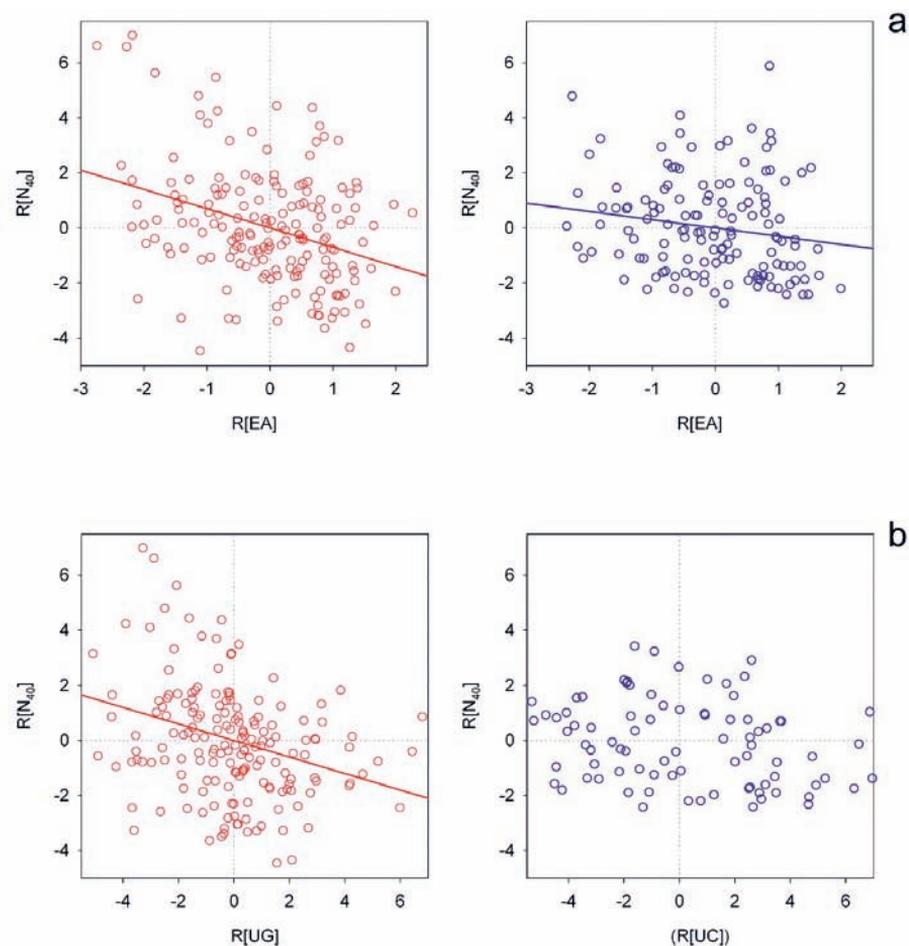


Figura 4.8. Ejemplos de relaciones entre los residuos del modelo univariante (desestacionalizados, sin tendencia y no autocorrelacionados) para las variables hidrográficas en estaciones intermedias de la plataforma en A Coruña (CO, rojo) o Cudillero (CU, azul) e índices climáticos y meteorológicos: (a) nitrato sub-superficial (40 m) e índice del patrón del Atlántico Este; (b) nitrato subsuperficial (40 m) y componente u (Norte-Sur) del viento. Los detalles de las regresiones lineales estimadas se dan en la Tabla 4.8.

4.7. Conclusiones

1. La estacionalidad es el componente de variación más relevante, mayor en los niveles superficiales que en los profundos, y con un descenso significativo a profundidades intermedias (en torno a 30 m en Galicia y 50 m en el Cantábrico), donde se localiza la interfase que separa los niveles superficiales y subsuperficiales. A cualquier nivel de profundidad, la estacionalidad es, en general, más predecible en el Cantábrico que en Galicia debido al efecto del afloramiento en esta última zona. A lo largo de la plataforma, el promedio climático de los nutrientes y la clorofila (así como la amplitud de la señal estacional) decrecen hacia el norte a lo largo de la plataforma de Galicia, y son más elevados en esta zona que en el Cantábrico.
2. Se han estimado tendencias anuales que indican un aumento de los nutrientes, especialmente nitrato y fosfato, tanto en capas superficiales como profundas de Galicia y el Cantábrico. No obstante existen diferencias locales, como el aumento significativo de silicato en A Coruña y Santander, a diferencia de lo observado en Vigo y Cudillero. Además, las tendencias lineales calculadas están muy influidas por valores extremos observados en algunos años y la inercia del sistema que favorece su propagación temporal (componente autoregresivo). Este hecho ha de ser tenido en cuenta al interpretar las tendencias observadas e implica la necesidad de mantener los programas de observación a largo plazo para así poder definir la robustez de dichas estimaciones.
3. Las relaciones estequiométricas Si:N:P calculadas en los nutrientes disueltos se desvían de la relación teórica 15:16:1. De ello se deduce una limitación potencial de la producción primaria por nitrato y, en algunos casos, por silicato, más severa en el Cantábrico que en Galicia. Sin embargo, se observan también situaciones de limitación por fosfato. Se aprecia asimismo variabilidad estacional de las relaciones estequiométricas, si bien ésta no presenta un patrón definido a lo largo de la plataforma.
4. Las anomalías de las series temporales presentan un patrón definido de correlación con la profundidad, indicando una propagación de dichas anomalías a toda la columna de agua con independencia de que el origen de las mismas provenga desde niveles superficiales o profundos. La falta de correlación espacial de las anomalías de nutrientes y clorofila a lo largo de la plataforma sugiere que en estas variables tienen gran influencia los procesos locales ($<10^2$ km). Así destacan las relaciones entre la temperatura subsuperficial y los nutrientes en toda la columna de agua (eventos de afloramiento-hundimiento) y de la salinidad con los nutrientes superficiales (aportes continentales).

5. El efecto de la variabilidad climática (índices NAO y EA) sólo resulta significativa en Galicia. Sin embargo, la variabilidad meteorológica, particularmente el efecto de las componentes del viento, es responsable de la variabilidad de las propiedades termohalinas y las concentraciones de nutrientes a lo largo de la plataforma continental del norte y noroeste de España.

Capítulo 5. Picoplancton autotrófico y heterotrófico

Xosé Anxelu G. Morán, Antonio Bode, Alejandra Calvo-Díaz, Laura Díaz-Pérez, Luis Ángel Suárez, Alejandra Roura, Enrique Nogueira y Gonzalo González-Nuevo

Resumen

Abstract

5.1. Introducción

5.2. Métodos

5.3. Picofitoplancton

5.4. Bacterioplancton heterotrófico

5.5. Biomasa integrada

5.6. Relaciones con otras variables

5.7. Conclusiones

Resumen

Debido a su pequeño tamaño y elevada abundancia, el picoplancton (organismos unicelulares menores de 2 μm de diámetro) es un buen indicador de cambios en el ecosistema pelágico a muy diversas escalas temporales. El picoplancton está formado por organismos autotróficos (cianobacterias de los géneros *Prochlorococcus* y *Synechococcus* y picoeucariotas) y heterotróficos (principalmente bacterias pero también algunos picoeucariotas, estos últimos no considerados en este trabajo). La citometría de flujo permite la caracterización de la abundancia, volumen celular y biomasa de cianobacterias, de grupos de picoeucariotas según el tamaño y de bacterias de bajo (LNA) y alto (HNA) contenido en ácidos nucleicos. Éstas últimas se han propuesto como la fracción más activa del bacterioplancton. Las relaciones entre los grupos citométricos mencionados se han usado también como caracterizadores de masas de agua. En este capítulo se comparan las series temporales de picoplancton obtenidas dentro del programa RADIALES del IEO en sendas estaciones intermedias de la plataforma continental de Gijón (2002-2009) y A Coruña (2003-2009). La estacionalidad de los diversos grupos fue similar en ambas estaciones y destaca la elevada contribución de cianobacterias al picofitoplancton a finales de verano y principios de otoño, así como un patrón temporal y vertical recurrente en la proporción de bacterias HNA en Gijón, con máximos en abril y mínimos en agosto. A pesar de su aún corta duración, las series temporales analizadas sugieren una tendencia al aumento de la biomasa de las bacterias heterotróficas en Xixón y una disminución en A Coruña, no relacionadas directamente con la temperatura. En el caso del picofitoplancton, aunque no se observaron tendencias significativas en este período, la correlación entre la abundancia promedio y la temperatura ($r = 0.40$, $p < 0.001$, $n = 88$) sugiere una mayor contribución de los organismos planctónicos más pequeños con el calentamiento de las aguas superficiales.

Abstract

Due to their small size and high abundance, picoplanktonic organisms (unicells smaller than 2 μm diameter) are good indicators of changes in the pelagic ecosystem at multiple temporal scales. Picoplankton comprises autotrophic (Prochlorococcus and Synechococcus cyanobacteria and picoeukaryotes) and heterotrophic (mostly bacteria and a few picoeukaryotes, the latter not considered in this study) organisms. Flow cytometry allows characterizing the abundance, cell volume and biomass of cyanobacteria, two groups of picoeukaryotes according to size, and two groups of heterotrophic bacteria according to their nucleic acid content: low (LNA) and high (HNA). The latter have been considered the most active fraction of bacterioplankton. Relationships between the different flow cytometric groups have been also used as tracers of water masses. In this chapter we compare picoplankton time-series at two midshelf stations routinely sampled within the RADIALES program of the IEO: Gijón (2002-2009) and A Coruña (2003-2009). Seasonality of picoplanktonic groups was similar at both stations. The high contribution of cyanobacteria to picophytoplankton in late summer and early autumn was remarkable, together with a persistent temporal and vertical pattern in the proportion of HNA bacteria at Gijón, with maxima in April and minima in August. Although their length is still short, the analyzed time-series suggest opposite trends in heterotrophic bacterial abundance, increasing in Gijón and decreasing in A Coruña, not directly related to temperature. In spite of the absence of significant trends in picophytoplankton during this period, the correlation between mean abundance and temperature ($r = 0.40$, $p < 0.001$, $n = 88$) suggest a greater contribution of the smallest planktonic organisms with surface seawater warming.

5.1. Introducción

El picoplancton engloba a todos los organismos unicelulares con un diámetro equivalente de entre 0.2 y 2 μm (Sieburth et al., 1978) y constituye, si exceptuamos a los virus, la clase de tamaño más pequeña del plancton. Es por tanto también la más abundante, con densidades totales que superan frecuentemente el millón de células por mililitro y en ella figuran organismos fundamentales en los ciclos biogeoquímicos del océano. Se pueden distinguir dos grandes grupos de organismos según su modo trófico preferente, autotróficos, o con capacidad fotosintética, y heterotróficos, que dependen de la materia orgánica disuelta presente en el medio. El picoplancton autotrófico marino o picofitoplancton está formado por cianobacterias de los géneros *Synechococcus* y *Prochlorococcus*, con un papel muy importante en la producción primaria de los grandes giros oceánicos (Partensky et al., 1999), y una notable diversidad de flagelados eucariotas de diversas clases, con especies y géneros representativas como *Micromonas pusilla*, *Ostreococcus* o *Pelagomonas* (Not et al., 2009). Por su parte el picoplancton heterotrófico está representado por la práctica totalidad de los procariotas heterotróficos pertenecientes a los dominios Bacteria y Archaea (a los que nos referiremos de forma conjunta como “bacterias”) junto a una abundancia muy inferior de los flagelados no pigmentados de menor tamaño. Las bacterias heterotróficas incorporan carbono orgánico disuelto (COD), el mayor reservorio de carbono fijado del planeta, que usan para la producción de biomasa o producción bacteriana y para el mantenimiento metabólico, respirándolo a CO_2 . Se estima que aproximadamente la mitad de la producción primaria total (Capítulo 7) fluye a través de este compartimento, con valores de producción bacteriana en torno al 10-20% de la producción primaria particulada (Ducklow, 2000).

Aunque tradicionalmente el picofitoplancton se ha considerado que juega un papel más importante en áreas oligotróficas (Zubkov et al., 1998; Agawin et al., 2000), en zonas costeras su contribución a la producción primaria puede ser equivalente al de las otras clases de tamaño mayores, nano- y microplancton (2-20 y >20 μm , respectivamente; Bode et al., 1994; Morán, 2007). Recientemente se ha sugerido que el picofitoplancton puede adquirir mayor importancia en los ecosistemas pelágicos oceánicos en un futuro océano más cálido que el actual (Morán et al., 2010b). Las predicciones acerca del papel de las bacterias son contradictorias. Así, varios trabajos recientes sugieren una mayor importancia del flujo de materia orgánica a través del bacterioplancton con el aumento de la temperatura y los cambios ambientales asociados, como una mayor estratificación, menor entrada de nutrientes inorgánicos, mayor aporte de materia orgánica disuelta, etc. (Hoppe et al., 2008; Kirchman et al., 2009; O'Connor et al., 2009) aunque resulte contradictorio con las formulaciones teóricas que predicen una disminución de la abundancia bacteriana debido a una mayor tasa metabólica (Sarmiento et al., 2010). En cualquier caso, gracias a su tamaño pequeño, abundancia elevada y tiempos de duplicación cortos, el picoplancton es un candidato idóneo como centinela del cambio global en los océanos.

La extensión de las técnicas de citometría de flujo en ecología acuática microbiana, usadas desde hace ya dos décadas (Olson et al., 1989; Gasol y del Giorgio, 2000), ha supuesto un gran impulso para la estimación rápida y precisa de la abundancia y biomasa de las comunidades picoplanctónicas. Sin embargo a diferencia de los grupos clásicamente estudiados de fitoplancton (Capítulos 6 y 7) o zooplancton (Capítulo 8), la incorporación del picoplancton a las series temporales de datos oceanográficos es aún muy reciente. En este capítulo se analizan las series temporales de picoplancton autotrófico y heterotrófico en las secciones de Gijón y A Coruña, iniciadas en los años 2002 y 2003, respectivamente, siendo las únicas que incorporan el estudio de organismos en esta clase de tamaño en todo el norte de la Península Ibérica. Primeramente se analizan los patrones estacionales de abundancia, biomasa integrada y algunos índices característicos de su papel en el ecosistema y a continuación se describen las posibles tendencias interanuales en relación con la variabilidad oceanográfica y climática de la zona de estudio.

5.2. Métodos

Los datos de distribución y abundancia de los diversos grupos picoplanctónicos que se presentan fueron obtenidos en las estaciones E2 de Gijón (110 m) y E2 (70 m) de A Coruña (Fig.3 Introducción) en el período 2002-2009 y 2003-2009, respectivamente. Estas estaciones se muestrean con una periodicidad aproximadamente mensual dentro del proyecto RADIALES.

Dentro del picofitoplancton se consideraron aquí los siguientes cuatro componentes: los géneros de cianobacterias *Synechococcus* y *Prochlorococcus* y dos grupos de piceocariotas, pequeños y grandes (en torno a 1.5 y 2 μm de diámetro promedio, respectivamente). Dentro del bacterioplancton heterotrófico se consideraron dos grupos, bacterias de bajo (LNA) y alto contenido en ácidos nucleicos (HNA). Los análisis se realizaron con un citómetro de flujo FACSCalibur (Becton-Dickinson) como se describe en detalle en Calvo-Díaz y Morán (2006), que permite separar las distintas poblaciones citométricas en función de las señales de dispersión de la luz y de fluorescencia (roja debida a la clorofila, naranja debida a la ficoeritrina o verde, inducida esta última mediante fluorocromos de ácidos nucleicos). Las señales de dispersión lateral de la luz se usaron para estimar el biovolumen (μm^3) y éste a su vez se transformó en biomasa mediante las ecuaciones de Worden et al. (2004) para el picofitoplancton y Norland (1993) para el bacterioplancton.

En este capítulo la descripción de la variabilidad en la abundancia y composición de la comunidad picoplanctónica se centrará en aguas superficiales (5 m), para permitir la comparación entre las dos estaciones, aunque los análisis de series temporales se han realizado en todas las profundidades para las que hay datos. En general se observó una buena correlación entre los valores superficiales y los valores promediados para la columna de agua. Analizaremos también los valores integrados (0-75 m) de biomasa picofitoplanctónica y bacteriana en la serie de Gijón, la más extensa en la que se ha aplicado una única metodología (citometría de flujo), por la ausencia de datos de bacterias en A Coruña en 2005. La abundancia de las bacterias heterotróficas en la serie de A Coruña anterior a 2003 se determinó mediante microscopía de epifluorescencia (Valencia et al., 2003; Bode et al., 2006). En 2003 se realizó una comparación entre las dos técnicas, encontrándose que los valores de citometría resultan, en promedio, 1.86 veces superiores a los obtenidos por observación al microscopio ($r = 0.916$, $n = 62$, $p < 0.001$). Los valores de la serie anteriores a 2003 fueron corregidos teniendo en cuenta el factor promedio determinado.

La variabilidad en la abundancia, composición y biomasa de las comunidades picoplanctónicas se estudió mediante la descomposición de la varianza de las series mensuales en media, tendencia lineal, componentes periódicos y autocorrelación (véase Anexo I). Las tendencias a largo plazo se estimaron mediante regresión lineal (Modelo I) de los valores mensuales una

vez eliminados los componentes periódicos de las distintas variables. Una vez eliminados los componentes significativos, los residuos se correlacionaron (coeficientes de correlación Pearson) con variables ambientales seleccionadas para determinar posibles factores de control. Las variables empleadas fueron la temperatura y la concentración de nutrientes (nitrato, fosfato y silicato, μM) en superficie y a 75 m (como indicadores de afloramiento), el índice de estratificación térmico (SI, diferencia de temperatura entre 0 y 75 m) y la clorofila integrada total y menor de 2 μm (mg m^{-2}).

5.3. Picofitoplancton

La estacionalidad en la abundancia superficial (células ml^{-1}) de dos de los cuatro grupos picofitoplanctónicos considerados (*Synechococcus* y *Prochlorococcus*) apareció muy marcada en la serie temporal de Gijón (datos no mostrados), como se describe en detalle en Calvo-Díaz y Morán (2006) y Calvo-Díaz et al. (2008), mientras en la de A Coruña sólo *Prochlorococcus* mostró un patrón estacional claro, similar al del Cantábrico central. *Prochlorococcus* apareció únicamente en la plataforma continental del sur del Golfo de Vizcaya en una ventana temporal que se extiende de agosto-septiembre a febrero (Calvo-Díaz et al., 2008). En el período de coexistencia de ambos grupos, *Prochlorococcus* supuso en promedio el 32% y el 7% de la abundancia total de cianobacterias en Gijón y A Coruña, respectivamente. La presencia de *Prochlorococcus* se relaciona posiblemente con procesos de advección, aunque carezamos aún de una explicación completa, ya que no existe un fenómeno físico característico de finales de verano que permita explicar la aparición más o menos repentina de estos organismos. Su desaparición podría estar relacionada en cambio con su escasa tolerancia a las bajas temperaturas (Buck et al., 1996). Ninguno de los dos grupos de picoeucariotas mostró tendencias significativas a largo plazo durante el periodo estudiado.

Con respecto a la abundancia total de picofitoplancton, ambas series mostraron una variabilidad mensual muy similar, con máximos (10^5 céls. ml^{-1}) generalmente en verano y mínimos (10^3 céls. ml^{-1}) en la transición invierno-primavera (Fig. 5.1a, Fig. 5.2). No obstante la estacionalidad sólo fue significativa en Gijón (Fig. 5.2a, b, Tabla 5.1). La variación de dos órdenes de magnitud observada contradice la percepción generalizada de que la abundancia del fitoplancton de menor tamaño permanece en niveles constantes debido a su estrecho control por el microzooplancton (Marañón, 2009). La figura 5.2 muestra también una mayor abundancia de organismos picofitoplanctónicos en Gijón que en A Coruña (test de la t, $p < 0.001$, $n = 73-78$), donde la aparente disminución a lo largo del periodo de muestreo no fue significativa. Esta observación podría estar relacionada con la existencia de una mayor biomasa de fitoplancton total (en términos de clorofila) en A Coruña comparada con Gijón (Capítulo 7) y la creciente importancia que tienen las clases de tamaño más grandes (nano- y microplancton) en esas condiciones (Bode et al., 1994, Marañón, 2009; Huete-Ortega et al., 2010).

La contribución de cianobacterias a la abundancia picofitoplanctónica total (%Cianobacterias) fue muy variable (0.1-99% en Gijón y 2-80% en A Coruña, Fig. 5.2c, d) y de estacionalidad significativa y similar en las dos series, aunque con un desfase de 2 meses (Fig. 5.1b, Tabla 5.1). Excepto en enero y febrero, la abundancia relativa de cianobacterias (%Cianobacterias) fue mayor en la estación de Gijón, como cabe esperar de su localización más externa en la plataforma continental y sometida a un menor aporte de nutrientes (Capítulo 4). Esta misma variable, expresada como la proporción entre picoautótrofos procariotas y eucariotas se ha

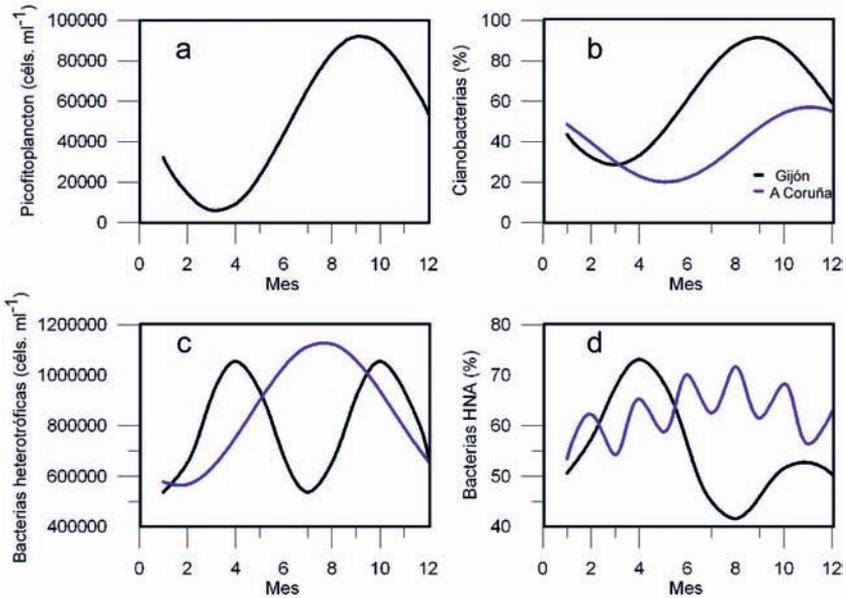


Figura 5.1. Estacionalidad de la abundancia de picofitoplancton (a), contribución de las cianobacterias a la abundancia total (b), abundancia de bacterias heterotróficas (c) y contribución de bacterias con alto contenido en ácidos nucleicos (d) en la capa superficial de A Coruña y Gijón (véanse los componentes periódicos en la Tabla 5.1). La estacionalidad del picofitoplancton en A Coruña no se muestra en (a) dado que no se encontraron componentes periódicos significativos.

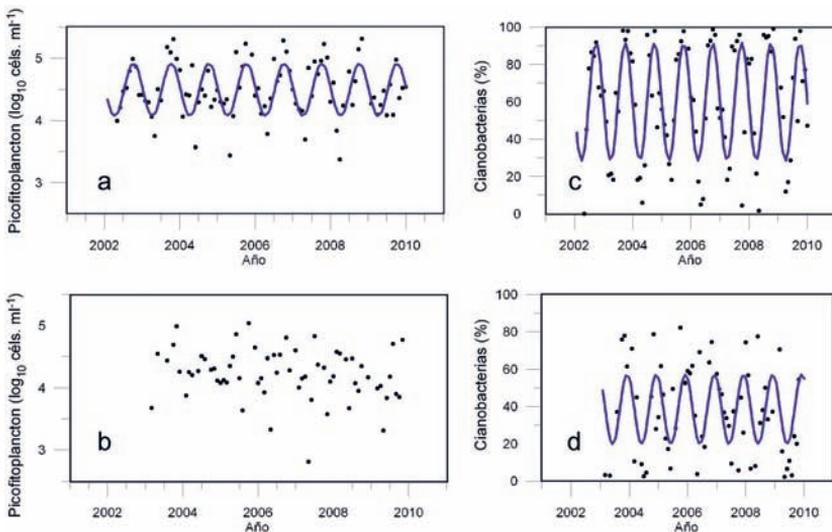


Figura 5.2. Variación temporal de los valores superficiales de abundancia de picofitoplancton (\log_{10}) y contribución de las cianobacterias a la abundancia total en Gijón (a, c) y A Coruña (b, d). Los puntos son los datos originales y la línea azul indica el componente periódico o ciclo estacional (véase Tabla 5.1).

propuesto como trazador de masas de agua (Jochem y Zeitzschel, 1993; Calvo-Díaz et al., 2004) y se sugiere aquí su posible uso también como índice de la situación trófica del ecosistema pelágico, con valores elevados en condiciones oligotróficas. No se encontraron tendencias lineales significativas a largo plazo en las variables picofitoplanctónicas en ninguna de las dos series (Tabla 5.1).

variable	serie	periodo	Media	Tendencia lineal		Componentes periódicos					Autocorrelación		Total	
			\bar{x}	b	a	$\%V_t$	T	A	θ	T_{max}	$\%V_{CC}$	ϕ	$\%V_{AR}$	$\%V_M$
Picofito	Gijón	2002-2009	4.49	-	-	-	12	0.42	1.43	9.26	50.65	-	-	50.65
	A Coruña	2003-2009	4.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
%Ciano	Gijón	2002-2009	60.02	-	-	-	12	31.50	1.60	8.95	56.56	-0.26	2.73	59.28
	A Coruña	2003-2009	28.54	-	-	-	12	18.53	0.47	11.10	33.64	-	-	33.64
Bact	Gijón	2002-2009	5.84	0.02	-42.89	5.04	6	0.12	1.94	4.15	16.41	-	-	21.45
	A Coruña	2003-2009	5.83	-0.02	36.89	11.24	12	0.15	2.25	7.69	19.79	-	-	31.03
%HNA	Gijón	2002-2009	55.16	-	-	-	12	11.08	4.47	3.47	39.35	-	-	57.59
							6	7.62	1.77	4.31	18.62			
	A Coruña	2003-2009	58.18	-	-	-	12	4.93	2.22	7.77	8.99	-	-	24.12
							60	4.53	0.85	51.92	7.58			
2	4.52	0.00	2.00	7.56										
BF	Gijón	2002-2009	380.0	-	-	-	12	138.8	1.50	9.13	21.02	-	-	21.02
BB	Gijón	2002-2009	768.8	39.3	-78907.8	9.85	-	-	-	-	-	-	-	9.85

Tabla 5.1. Componentes de la varianza de las series mensuales de datos de abundancia superficial y biomasa integrada de picofitoplancton y bacterioplancton heterotrófico en Gijón y A Coruña. Picofito: \log_{10} abundancia de células picofitoplanctónicas (cél. ml^{-1}), %Ciano: contribución de cianobacterias de los géneros *Synechococcus* y *Prochlorococcus* a la abundancia total de picofitoplancton. Bact: \log_{10} abundancia de células bacterianas heterotróficas (cél. ml^{-1}), %HNA: contribución de bacterias de alto contenido en ácidos nucleicos (HNA) a la abundancia bacteriana heterotrófica total. BF: biomasa picofitoplanctónica integrada (0-75 m) en la columna de agua (mg C m^{-2}), BB: biomasa bacteriana integrada (0-75 m) en la columna de agua (mg C m^{-2}). Los componentes de la varianza de cada serie son: la media (\bar{x}), la tendencia lineal (a: ordenada en el origen, b: pendiente), los componentes periódicos (T: período en meses, A: amplitud, θ : fase y T_{max} : valor máximo para cada componente) y la autocorrelación para el desfase 1 (ϕ : coeficiente de autocorrelación). Sólo se indican los componentes significativos ($p < 0.05$). $\%V_t$, $\%V_{CC}$, $\%V_{AR}$ y $\%V_M$: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

5.4. Bacterioplancton heterotrófico

Aunque los rangos de variación de la abundancia bacteriana fueron similares en A Coruña y Gijón (Fig. 3a, b), la estacionalidad presentó diferencias notables entre ambos sitios, con una distribución bimodal en Gijón (con máximos en abril y octubre y mínimos en enero y julio) y unimodal en A Coruña (máximo en agosto y mínimo en febrero, Fig. 5.1c). De nuevo la explicación a estas diferencias podría deberse a las diferentes condiciones tróficas, con una mayor limitación por nutrientes inorgánicos durante los meses estivales en la estación de Gijón (Capítulo 4), y presumiblemente menos disponibilidad también de materia orgánica disuelta (Bode et al., 2001), aunque no puedan descartarse diferencias de mortalidad debida a protistas o virus, aspectos no investigados aquí. Las tendencias a largo plazo fueron diferentes en ambas estaciones, decreciente en A Coruña y creciente en Gijón (Fig. 5.3a, b), con una tasa de cambio idéntica (equivalente a un -5% anual, Tabla 5.1). No parece que la diferente evolución encontrada se deba al hecho de haber empleado dos técnicas de estimación de abundancia en A Coruña, puesto que los valores obtenidos mediante la observación al microscopio de epifluorescencia fueron ajustados a los obtenidos por citometría de flujo. Un hecho destacable es que el aumento en la abundancia y actividad de las bacterias en la región más occidental tras el vertido de hidrocarburos del buque “Prestige” en noviembre de 2002 (Bode et al., 2006) parece haber sido transitorio a tenor de los datos de años posteriores a 2004 (Fig. 5.3b).

El porcentaje de bacterias de alto contenido en ácidos nucleicos (%HNA, Gasol et al., 1999) en Gijón presentó un ciclo estacional (suma de los componentes periódicos significativos) muy marcado en superficie (Fig. 5.3c), donde los armónicos de 6 y 12 meses dieron cuenta del 58% de la varianza total (Tabla 5.1). De forma general el máximo anual ($\sim 75\%$) se alcanzó en abril mientras que el mínimo ($< 50\%$) se observó en agosto. Con una mayor dispersión de los datos (Fig. 5.3d), el ciclo estacional de %HNA en A Coruña fue generalmente menos variable y con valores ligeramente más altos, aunque la aparición del armónico de 60 meses ocasionó un ciclo plurianual (Tabla 5.1). A pesar de ser significativo, el porcentaje de varianza explicado es bajo, por lo que podría tratarse de un artefacto debido a valores anormalmente bajos de %HNA en A Coruña en los años 2006 y 2007. La recurrencia en el patrón de variación y los valores de %HNA en Gijón es una de las características estacionales más sobresalientes de toda la serie temporal (Calvo-Díaz y Morán, 2006; Morán y Calvo-Díaz, 2009), que la singulariza respecto a otros observatorios microbianos, como el de Blanes en el Mediterráneo noroccidental (Alonso-Sáez et al., 2008), donde la estacionalidad es ligeramente diferente y mucho menos marcada. Las bacterias HNA son generalmente más activas (Gasol et al., 1999, del Giorgio y Bouvier, 2002, Morán et al., 2007), aunque las bacterias LNA también puedan contribuir al metabolismo de carbono especialmente en condiciones oligotróficas (Zubkov et al., 2001; Morán et al., 2010a). La asociación encontrada en Gijón entre la abundancia de bacterias HNA y la actividad total de la comunidad estimada mediante la incorporación de leucina o timidina cuando la

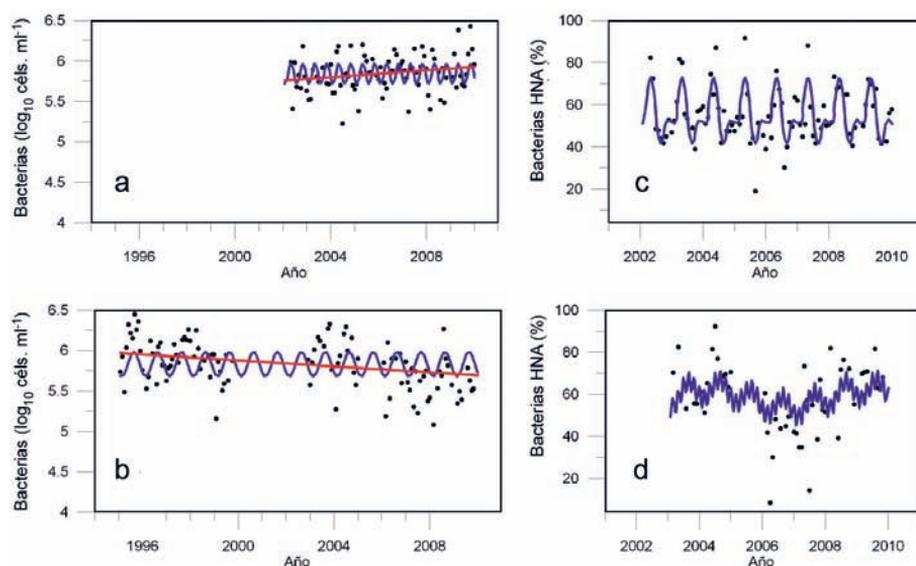


Figura 5.3. Variación temporal de los valores mensuales en superficie de abundancia de bacterias heteotróficas (\log_{10}) y contribución de las bacterias %HNA a la abundancia bacteriana heterotrófica total en Gijón (a, c) y A Coruña (b, d). Los puntos son los datos originales, la línea azul indica el componente periódico o ciclo estacional y la línea roja la tendencia (véase Tabla 5.1).

temperatura del agua es inferior a 16°C (Calvo-Díaz y Morán, 2006; Morán et al., 2010a), nos permitiría predecir la producción o la tasa de crecimiento bacterianas a partir únicamente de variables citométricas. La utilidad de %HNA desde aproximadamente noviembre hasta junio parece relacionarse con la dependencia estrecha de las bacterias HNA de la materia orgánica disuelta producida por el fitoplancton (Scharek y Latasa, 2007; Morán et al., 2007; Morán et al., 2011). La distribución vertical de %HNA muestra valores más bajos en superficie que en profundidad durante la época estival (Fig. 5.4), aspecto ya descrito en Calvo-Díaz y Morán (2006) y quizá relacionado con una mayor presión de los depredadores sobre las bacterias HNA más activas, y por tanto más nutritivas, en situación de estratificación (Corzo et al., 2005). A pesar de las diferencias en estacionalidad entre los dos sitios, tanto en A Coruña como en Gijón parece haber una asociación entre los máximos de abundancia bacteriana total y la contribución de bacterias HNA.

Con la excepción de la abundancia total de bacterias heterotróficas, la estacionalidad de las variables investigadas de los grupos autotróficos y heterotróficos del picoplancton fue mayor (mayor porcentaje de varianza explicado) en la estación de Gijón que en la de A Coruña (Tabla 5.1) donde los episodios de afloramiento, más frecuentes e intensos que en aguas situadas más hacia el este (Capítulo 1) probablemente estén contribuyendo a esa disminución de la señal estacional, especialmente en el caso de las variables picofitoplanctónicas.

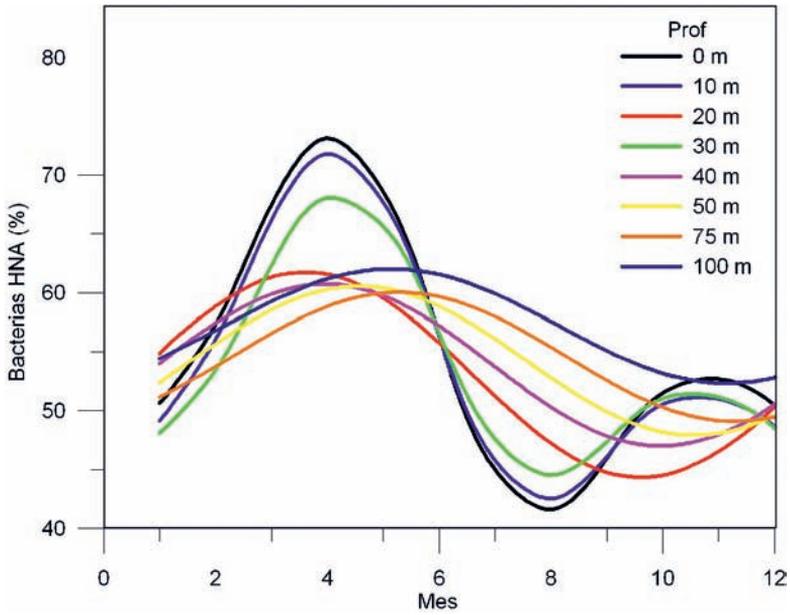


Figura 5.4. Variación vertical de la estacionalidad (suma de los componentes periódicos) en la contribución de bacterias HNA a la abundancia total en la estación de Gijón. En todas las profundidades fue significativo el periodo de 12 meses y además a 0, 10 y 30 m lo fue el periodo de 6 meses.

5.5. Biomasa integrada

De forma similar a las abundancias, la biomasa integrada (0-75 m) de las bacterias heterotróficas fue mayor que la del picofitoplancton, con un factor promedio anual de entre 2.7 y 3.6 (Fig. 5.5). El ciclo estacional presenta únicamente un armónico significativo de 12 meses en el caso del picofitoplancton, desapareciendo así la variación bimodal observada en la abundancia bacteriana superficial (Tabla 5.1). Dadas las diferencias mensuales en la distribución vertical de autótrofos y heterótrofos, más homogéneas en el caso de estos últimos (Calvo-Díaz y Morán, 2006), el porcentaje de varianza explicado de las variables integradas fue también mucho menor. Al igual que para la abundancia superficial, el máximo anual de biomasa picofitoplanctónica integrada aparece en septiembre y el mínimo en marzo. La tendencia lineal significativa al aumento de la abundancia bacteriana superficial se observó también en la biomasa integrada. Así, la biomasa de bacterias, que era aproximadamente el doble de la del picofitoplancton al inicio de la serie temporal, se ha incrementado en un 30% en 2009.

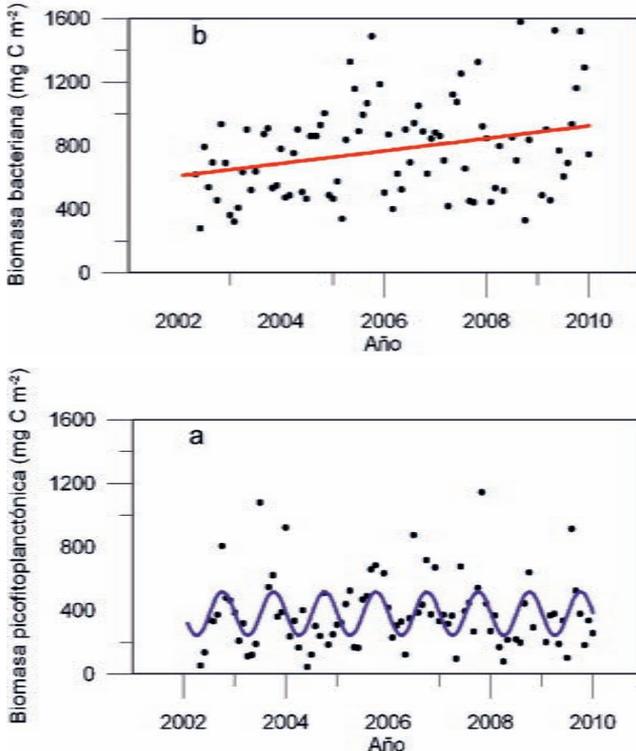


Figura 5.5. Variación temporal de los valores mensuales integrados de biomasa picofitoplanctónica (a) y bacteriana (b) en Gijón. Los puntos son los datos originales, la línea azul indica el componente periódico y la línea roja la tendencia (véase Tabla 5.1).

5.6. Relaciones con otras variables

Aunque se determinaron tanto las correlaciones directas como con retardos mensuales de 1 y 2 meses, (datos no mostrados) de las cuatro variables examinadas, en superficie y promediadas para los 75 m superiores de la columna de agua, con variables ambientales seleccionadas, sólo las primeras mostraron las mayores significativas (Tabla 5.2). Los valores integrados de clorofila total y $<2 \mu\text{m}$ se incluyeron en el análisis de los valores promedio una vez eliminado el componente significativo de estacionalidad (período de 12 meses) de esta última (16.2% varianza explicada, datos no mostrados).

Variables ambientales	superficie				promedios 0-75 m			
	Picofito	%ciano	Bact	%HNA	Picofito	%ciano	Bact	%HNA
SST	–	0.40***	–	–	0.40***	0.26**	–	–
SI	–	0.32**	–	–	0.34**	–	–	–
SNO ₃	–	–	–0.20*	–0.37***	–	–	–	–0.21*
Cl _a _{int}	nd	nd	nd	nd	–	–0.30**	–	–
Cl _a _{int} $<2 \mu\text{m}$	nd	nd	nd	nd	–	–	–	–

Tabla 5.2. Coeficientes de correlación de Pearson entre los residuos de las series de variables picoplanctónicas (ver Tabla 5.1) medidas en superficie (0 m) y promediadas para los primeros 75 m de la columna de agua y diversas variables ambientales en Gijón: temperatura superficial (SST), índice de estratificación (SI), nitrato en superficie (SNO₃), clorofila a integrada total (Cl_a_{int}) y menor de 2 μm (Cl_a_{int} $<2 \mu\text{m}$). Niveles de significación: *p < 0.05, **p < 0.01; ***p < 0.001, – ns, nd: no determinado. n = 96.

La abundancia picofitoplanctónica total se correlacionó positivamente con la temperatura sólo en el caso de los valores promedio, mientras que la contribución de las cianobacterias lo hizo también en los valores superficiales (Tabla 5.2). Aunque la tendencia lineal de aumento de la temperatura en la estación de Gijón sólo sea significativa en la superficie y explique un porcentaje muy bajo de la varianza total (1.9%, Capítulo 4), el calentamiento del Golfo de Vizcaya es incontrovertible en estudios de series temporales más largas (Llope et al., 2006). Globalmente, nuestros resultados apoyarían la predicción de una mayor importancia del fitoplancton de pequeño tamaño con el calentamiento de los ecosistemas pelágicos en las próximas décadas (Daufresne et al., 2009; Finkel et al., 2010; Morán et al., 2010b). Aunque no se puede descartar un efecto mediado por el flujo de nutrientes a la capa fótica, el hecho de que los coeficientes de correlación con el índice de estratificación (SI, diferencia de temperatura entre 0 y 75 m) sean menores y la ausencia de correlaciones significativas con las concentraciones de nutrientes

inorgánicos sugieren más bien un efecto directo de la temperatura en el tamaño de los organismos autotróficos (Atkinson et al., 2003).

Dadas las variaciones estacionales y verticales en el contenido celular en pigmentos, con mínimos en aguas superficiales en verano y máximos en invierno y en la picnoclina estival (Calvo-Díaz y Morán 2006; Calvo-Díaz et al. 2008), no se encontró ninguna relación significativa entre la clorofila integrada total o $<2 \mu\text{m}$ y las cuatro variables picoplanctónicas, con la excepción del porcentaje promedio de cianobacterias (Tabla 5.2). Aunque baja, la correlación negativa confirma la repetida observación de una relación inversa entre la biomasa fitoplanctónica total y la contribución de los autótrofos de menor tamaño (Agawin et al., 2000, Bell and Kalff, 2001).

5.7. Conclusiones

1. La estacionalidad con ciclos de 6 o 12 meses fue claramente la señal más intensa para las cuatro variables picoplanctónicas evaluadas en la superficie de las dos estaciones costeras del norte de la Península Ibérica.
2. La contribución de las bacterias de alto contenido en ácidos nucleicos (HNA) en la serie de Gijón presenta una estacionalidad muy marcada, con máximos superficiales (>70% de la abundancia total) en abril y mínimos (~40%) en agosto, que parece deberse a una dependencia estrecha de este grupo bacteriano de la disponibilidad de materia orgánica disuelta producida por el fitoplancton.
3. No se han encontrado tendencias lineales de cambio a largo plazo en el picofitoplancton pero sí en las bacterias. La observación contradictoria de una disminución del número de bacterias en A Coruña acompañado por un aumento en Gijón entre 2002 y 2009 sólo podrá resolverse cuando se disponga de un número suficiente de años de muestreo en ambas series temporales.
4. La correlación positiva encontrada entre el picofitoplancton y la temperatura apoya la hipótesis de un mayor papel del plancton marino de pequeño tamaño en un futuro océano más cálido. Sin embargo sólo la continuidad de las observaciones en las series temporales microbianas actualmente vigentes y el eventual establecimiento de otras nuevas posibilitará una demostración directa de esta hipótesis.

Capítulo 6. Fitoplancton

Manuel Varela, Ricardo Anadón, Jorge Lorenzo, Leticia Viesca, Lorenzo Mene y Antonio Bode

Resumen

Abstract

6.1. Introducción

6.2. Métodos

6.3. Series mensuales

6.3.1. A Coruña

6.3.2. Cudillero

6.4. Series anuales

6.4.1. A Coruña

6.4.2. Cudillero

6.5. Estacionalidad

6.6. Influencia oceanográfica y climática

6.7. Conclusiones

Resumen

Se estudió la variabilidad a largo plazo de la composición específica del fitoplancton, y su relación con factores ambientales, tanto climáticos como oceanográficos de series temporales de larga duración en las aguas de la plataforma continental del norte y noroeste de la Península Ibérica. Se han estudiado las relaciones con la concentración de nutrientes, la estratificación térmica de la columna de agua y la intensidad del afloramiento costero. La serie del noroeste (A Coruña, Galicia) abarca un período de 19 años y 12 años la del norte (Cudillero, Asturias). El ciclo anual del fitoplancton en Asturias sigue el modelo de la zona templada, con floraciones de diatomeas en las fases de transición mezcla-estratificación (primavera) y estratificación-mezcla (otoño), siendo esta última de menor importancia. Las diatomeas dominan durante las floraciones, mientras que en las fases de estratificación se da una codominancia de diatomeas y dinoflagelados, con ligero predominio de los últimos. En Galicia el ciclo estacional típico de la zona templada, se rompe por los pulsos de afloramiento, lo que ocasiona una abundancia elevada de fitoplancton desde la primavera al otoño, con las diatomeas un orden de magnitud más abundantes que el resto del fitoplancton. Las series de datos mensuales muestran una tendencia significativa al incremento de dinoflagelados tanto en A Coruña como en Cudillero, mientras que los valores medios anuales indican la misma tendencia para los dinoflagelados en Cudillero y una tendencia negativa en las diatomeas de A Coruña. Esta disminución de las diatomeas y el aumento de dinoflagelados podría interpretarse como un efecto directo del incremento de la estratificación y la disminución de la intensidad del afloramiento. Sin embargo, tan solo los dinoflagelados de Cudillero presentan una relación significativa con el incremento de temperatura, mientras que ni dinoflagelados ni diatomeas presentan relación alguna, ni con la temperatura ni con la intensidad del afloramiento en A Coruña. Sólo el fitoplancton en Asturias parece estar afectado por el calentamiento de la columna de agua, mientras en Galicia este efecto no es tan evidente. La ausencia de correlaciones significativas entre los distintos grupos de fitoplancton y las variables ambientales tipo sugieren que el fitoplancton no presenta una respuesta lineal a los cambios en el ecosistema de la zona y esta respuesta podría estar enmascarada por los procesos de mesoescala, especialmente los pulsos de afloramiento en la plataforma de Galicia.

Abstract

Long term variability of phytoplankton composition and its relation to climatic and oceanographic factors was studied for shelf waters in northern and northwestern Spanish coast. The changes were related to environmental variables such as nutrients and their ratios, stratification and upwelling intensity. The data series includes monthly data over 19 years for the northwestern area (A Coruña, Galicia) and 12 years for the northern coast (Cudillero, Asturias). Phytoplankton followed the pattern characteristic of temperate regions with diatom blooms in the transition periods between mixing and stratification –spring and autumn–, and predominance of dinoflagellates during summer stratification in the northern coast. Persistent upwelling events in the northwestern coast produced high cell abundance values from spring to autumn with maximum values in summer and permanent dominance of diatoms. Monthly series showed a significant increase of dinoflagellates for both locations, while series of annual means showed the same trend for Asturias but a significant decrease of diatoms in Galicia, which suggests a relation with increasing stratification and decreasing upwelling intensity in the area. However only dinoflagellates in Asturias significantly correlated with temperature while neither diatoms nor dinoflagellates showed any relation with temperature or upwelling intensity. Only phytoplankton in the North Iberian Peninsula (Asturias) seems to be influenced by warming of water column while this effect in Galicia remains unclear. The lack of correlations among phytoplankton groups and environmental variables suggests that phytoplankton do not show a linear response to environmental changes.

6.1. Introducción

Las aguas marinas de la zona templada, presentan un ciclo anual bien definido, con un enfriamiento de las aguas superficiales en invierno (fase de mezcla invernal), seguido por un calentamiento en verano (fase de estratificación térmica estival), con proliferaciones de fitoplancton en las fases de transición (Harris, 1986). La transición entre el período de mezcla y el de estratificación, da lugar a la floración primaveral, al irse reduciendo la capa de mezcla y permitir con ello la exposición del fitoplancton a niveles de irradiancia crecientes. Los nutrientes acumulados durante el invierno, junto con el incremento de horas de luz solar diarias (fotoperiodo) y su intensidad, dan lugar a proliferaciones espectaculares del fitoplancton, que puede incrementar su abundancia en hasta 3 órdenes de magnitud. Por el contrario, durante el verano el calentamiento superficial confina al fitoplancton a una capa somera bien iluminada, pero cada vez más pobre en nutrientes por el consumo del fitoplancton. Las densidades descienden hasta niveles casi invernales y se mantienen gracias al reciclado de nutrientes. Posteriormente, con la llegada del otoño, las aguas se enfrían y mezclan, ascendiendo los nutrientes de las aguas más profundas a las superficiales, permitiendo una nueva floración de fitoplancton que normalmente es menos espectacular que la de primavera (Margalef, 1974; Smayda, 1980; Estrada, 1982).

Los grupos y especies del fitoplancton varían de acuerdo con las situaciones anteriormente descritas según su adaptación a las condiciones de turbulencia y concentración de nutrientes (Margalef, 1978). Las floraciones de primavera están dominadas por las diatomeas, adaptadas a aguas de elevada turbulencia y ricas en nutrientes, mientras que la estratificación de verano se caracteriza por la dominancia de los dinoflagelados, en general, mejor adaptados a las bajas concentraciones de nutrientes (Margalef, 1978), aunque otros aspectos como la movilidad, mixotrofia e incluso la alelopatía, no deben ser descartadas (Smayda, 1997). Durante el otoño, también dominan las diatomeas, pero suele haber una abundancia alta de dinoflagelados remanentes de la época estival (Harris, 1986; Fernández, 1990; Varela et al, 2001). La turbulencia de las aguas en esta época exige mecanismos de natación para compensarla, mecanismos que necesitan los nutrientes disponibles gracias a la mezcla de aguas superficiales y subsuperficiales (Smayda, 1997).

Por tanto, el desarrollo del fitoplancton gira en torno a dos centros de gravedad principales; la luz, no limitante en las capas superficiales del océano, y los nutrientes, que son abundantes en las capas profundas, afóticas, como consecuencia del flujo neto de materia orgánica muerta, particulada y disuelta, hacia el fondo (Smetacek, 1985) donde tiene lugar la remineralización bacteriana y liberación de los nutrientes al medio. En este contexto, es preciso que se den mecanismos para que se produzca un ascenso de aguas profundas ricas en nutrientes, hacia la superficie iluminada, para que tenga lugar el desarrollo del fitoplancton. En la zona templada, la mezcla invernal es quizás el mecanismo de fertilización de las aguas superficiales más im-

portante, en términos generales. Sin embargo, en determinadas zonas, coincidentes en general con el margen occidental de los continentes, se pueden producir afloramientos que favorecen el ascenso de aguas profundas, frías y ricas en nutrientes (Capítulo 1). Los fenómenos de afloramiento en el noroeste de la Península Ibérica, son frecuentes durante la primavera y el verano, desde abril a septiembre, con mayor intensidad en agosto, mientras que en el Cantábrico son poco importantes (Fernández, 1990; Álvarez et al, 2009). Consecuentemente, en la costa norte se han descrito floraciones importantes en primavera y otoño (Fernández y Bode, 1994), mientras que en Galicia, la floración primaveral se suele solapar con las floraciones inducidas por el afloramiento y, por tanto, los estudios realizados han registrado abundancias altas de fitoplancton desde primavera a otoño (Bode et al, 1994; Casas et al, 1999).

Uno de los propósitos de los estudios de composición específica del fitoplancton marino, dentro de un contexto ecológico, es definir especies o asociaciones de las mismas que puedan servir como indicadoras del ambiente en el que viven (Margalef, 1961). Este propósito no es fácilmente alcanzable en el mar, un sistema abierto y estable, sin barreras para la dispersión (Figueiras y Niell, 1987), de ahí que la mayor parte de las especies sean cosmopolitas, y no exista una clara segregación entre grupos.

La variación estacional de la composición específica del fitoplancton está bastante bien estudiada, prácticamente en todas las rías de Galicia, tanto en la zona de las Rías Altas (Mariño et al, 1985; Varela et al, 1996, 2001; Varela y Prego, 2003; Varela et al., 2005a), como de las Rías Bajas (Margalef et al, 1955; Durán et al, 1956; Figueiras y Niell, 1987; Nunes et al, 1984; Campos y Mariño, 1982, 1984; Varela et al., 2008), e incluso las Rías Altas del norte (Álvarez et al, 2009). También en el mar Cantábrico existe información, aunque más escasa, sobre la variabilidad estacional del fitoplancton (Estrada, 1982; Fernández y Bode, 1994; Llope et al., 2006, 2007). Sin embargo, hasta hace poco tiempo no se habían abordado estudios de variación temporal a largo plazo (Bode et al, 2009; Huete-Ortega et al, 2010; Varela et al, 2009), en parte por la falta de series largas de observaciones continuas de abundancia de especies de fitoplancton.

En este capítulo se analiza la variabilidad en la composición específica y abundancia del fitoplancton en la costa norte y noroeste de la Península Ibérica, con un doble objetivo. En primer lugar, comparar la estacionalidad del fitoplancton entre dos zonas con regímenes hidrográficos diferentes, partiendo de la hipótesis de que las abundancias son mayores y más persistentes a lo largo del año en Galicia que en el Cantábrico, por el afloramiento. En segundo lugar, comprobar si se observa una reducción en las abundancias y/o cambios en la estructura de la comunidad fitoplanctónicas, debido a la disminución de nutrientes causada por el incremento en la estratificación térmica superficial. Estos objetivos son similares a los abordados en el capítulo 7 (series de clorofila y producción primaria) pero utilizando en este caso los grupos y especies de fitoplancton. La variabilidad observada se comparará con la variabilidad de los factores oceanográficos que influyen de forma decisiva en el fitoplancton.

6.2. Métodos

Los datos de composición específica de fitoplancton proceden de estaciones de plataforma en A Coruña (Galicia) y Cudillero (Asturias, mar Cantábrico) con profundidades máximas de 80 y 100 m, respectivamente (Fig. 3 Introducción) en el marco del proyecto RADIALES (Valdés et al., 2002). En cada estación se recogieron muestras de agua mediante botellas Niskin a 5 profundidades dentro de la zona fótica, coincidiendo con las profundidades en las que se realizaron determinaciones de producción primaria (Capítulo 7). Las muestras fueron fijadas con solución de Lugol y guardadas en oscuridad hasta proceder a su estudio con un microscopio invertido y siguiendo la técnica de Utermöhl (1958). La serie de A Coruña comenzó en el año 1989 y la de Cudillero en el 1995. En ambos casos la periodicidad del muestreo fue mensual.

En el presente capítulo, además del microfitoplancton ($>20\ \mu\text{m}$), se ha considerado algún otro grupo como las criptofceas que siendo por su tamaño mas bien del nanofitoplancton ($<20\ \mu\text{m}$), son fácilmente identificables. Lo mismo se ha hecho con los dinoflagelados, que se han tenido en cuenta todos los reconocibles como tales, independientemente de su tamaño. Los valores de abundancia para cada fecha de muestreo se han integrado en la zona fótica (aproximadamente entre la superficie y 50 m de profundidad).

La variabilidad de los diferentes grupos se ha estudiado utilizando la descomposición de las series en media, tendencia lineal, componentes periódicos y autocorrelación (Anexo I). Después de la eliminación de los componentes significativos, los residuos resultantes de la serie, se han correlacionado con los residuos de aquellas variables ambientales relacionadas con las condiciones climáticas y oceanográficas, fundamentalmente el índice NAO (Oscilación del Atlántico Norte, Barnston y Livezey, 1987), el índice AFLO (afloramiento, Lavín et al., 2000) y el índice AMO (Oscilación Multidecadal del Atlántico, Enfield et al., 2001). Como indicador de la estratificación en la columna de agua, se ha utilizado la desviación típica de la temperatura medida a intervalos de 1 m entre la superficie y los 50 m de profundidad. La estratificación, junto con las concentraciones de nutrientes y sus cocientes respectivos, se consideraron como representativos de las condiciones locales de cada zona.

6.3. Series mensuales

6.3.1. A Coruña

Las diatomeas constituyen el grupo dominante del fitoplancton de la zona estudiada. Su abundancia es siempre un orden de magnitud superior al de los demás grupos (Fig. 6.1a). Se observa una gran variabilidad interanual, con máximos importantes en los años 1989, 1995 y 1996 y de menor entidad en 2000, 2005 y 2007. Los valores más elevados corresponden principalmente a las floraciones de primavera. Los de otoño también pueden ser importantes, si bien son menos frecuentes o más difíciles de observar, y coinciden generalmente con fases finales del afloramiento estival, solapadas con el inicio de la mezcla otoñal. Durante el verano, coincidiendo con los afloramientos estivales del Agua Central del Atlántico Norte (NACW), se encuentran abundancias elevadas, pero nunca alcanzan la importancia de los de primavera, lo que parece confirmar que la floración de primavera en la zona de las Rías Altas es más importante que el afloramiento estival (Prego et al, 1999), en cuanto a la abundancia de fitoplancton, o al menos de diatomeas.

Los dinoflagelados suelen estar presentes durante todo el año, si bien las mayores abundancias se observaron siempre desde mediados de verano al otoño con valores máximos al final del período de afloramiento. Muestran un pequeño rango de variación y unas abundancias bajas hasta el año 2000, pero desde entonces y hasta el final de la serie, su abundancia se incrementa notablemente (Fig. 6.1b). Las criptofíceas presentaron dos máximos claros, uno en verano de 1994 y otro en otoño de 1996. Exceptuando estos valores máximos los demás años mostraron pocas variaciones (Fig. 6.1c). La distribución anual de las criptofíceas no presenta un patrón regular, pudiendo encontrarse en cualquier época, desde la primavera al invierno (Tabla 6.1). Finalmente, las crisofíceas constituyeron el grupo menos abundante. Se observaron solo dos máximos importantes en los años 1992 y 2005. El resto de la serie, muestra valores bajos y poco variables (Fig. 6.1d). En el ciclo anual las crisofíceas son más abundantes a principios del verano (Tabla 6.1).

6.3.2. Cudillero

Todos los grupos de fitoplancton de la estación de Cudillero presentaron abundancias menores que los de A Coruña. Las diatomeas constituyeron el grupo dominante, pero en esta estación las diferencias con los demás grupos no son tan acusadas como en la de A Coruña, presentando una importante variabilidad interanual, con tres máximos destacados en 1996, 1999 y 2005. Los demás años se observaron máximos de menor importancia y casi siempre en primavera, excepto en 2007 en que se detectó además un claro pico otoñal. En los años 1998 y 2000 las abundancias fueron las más bajas de la serie (Fig. 6.1e). Los dinoflagelados, al igual que las diatomeas, mostraron una gran variabilidad interanual. Sus máximos de abundancia son estivales y otoñales, si bien pueden encontrarse abundancias elevadas en cualquier época del año. Al igual que en A Coruña, este grupo presenta un incremento significativo de su abundancia a lo largo del tiempo de estudio (Fig. 6.1f, Tabla 6.1).

Las criptofíceas presentaron una variabilidad similar a la de los dinoflagelados, aunque contraria, con descenso de las abundancias a lo largo de la serie, aunque este descenso no es significativo (Fig. 6.1g). Por otra parte pueden presentarse en abundancias importantes en cualquier época del año, incluido el invierno (Tabla 6.1). Las crisofíceas presentaron cuatro máximos claros en 1999, 2003, 2004 y 2005 (Fig. 6.1h). Son generalmente propias de verano y, en ocasiones, de otoño (Tabla 6.1).

Al igual que en A Coruña, los dinoflagelados son el único grupo con una tendencia temporal significativa de incremento de abundancias a lo largo de la serie (Fig. 6.1f, Tabla 6.1). Sin embargo, los valores de varianza explicada son mucho más bajos en A Coruña, con lo que la única tendencia clara en las series mensuales de los grupos de fitoplancton es el incremento de dinoflagelados en Asturias, que en principio podría estar relacionado con el incremento de la estratificación de las aguas superficiales en el Cantábrico.

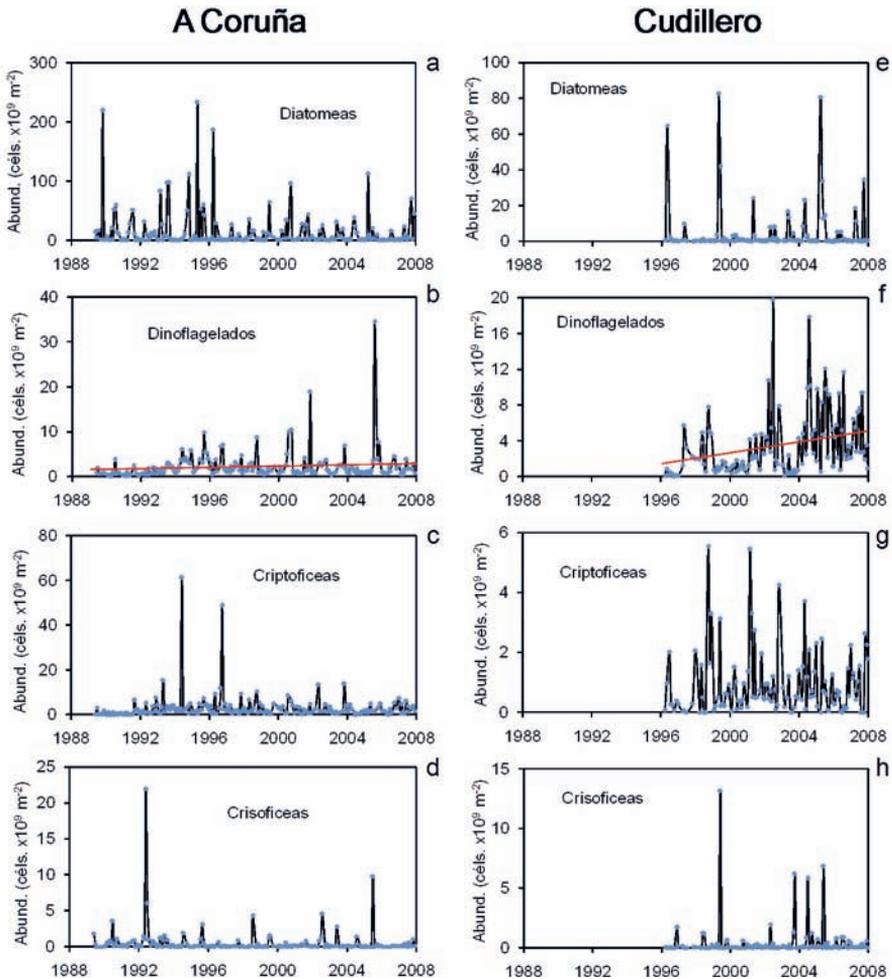


Figura 6.1. Variación temporal de los valores mensuales de abundancia de diatomeas (a, e), dinoflagelados (b, f), criptofíceas (c, g) y crisofíceas (d, h) en A Coruña (a – e) y Cudillero (f – h). Las líneas rojas indican las tendencias significativas ($p < 0.05$). Los valores de abundancia están integrados en la zona fótica (0-50 m). Nótese las diferentes escalas de abundancia empleadas para A Coruña y Cudillero.

Serie	Grupo	Media		Tendencia lineal			Estacionalidad				Autocorrelación		Total
		\bar{x}	b	a	$\%V_t$	T	A	θ	T_{max}	$\%V_{CC}$	ϕ	$\%V_{AR}$	
A Coruña	Diatomeas	15340	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
	Dinoflagelados	2248	73	-146806	1.86	12	1457	2.17	7.86	12.40			14.26
	Criptofíceas	2949	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
	Crisofíceas	490	-	-	-	12	664	3.04	6.20	7.44	0.17	2.66	10.11
Cudillero	Diatomeas	4212	-	-	-	12	6063	4.06	4.20	12.02	0.20	3.43	15.45
	Dinoflagelados	3290	308	-617067	10.82	-	-	-	-	-	0.20	3.71	14.53
	Criptofíceas	890	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
	Crisofíceas	435	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00

Tabla 6.1. Componentes de la varianza de las series mensuales de los datos de abundancias de los grupos del fitoplancton en las localidades de estudio. Los componentes de la varianza de cada serie son: la media (\bar{x}), la tendencia lineal (a: ordenada en el origen, b: pendiente), los componentes periódicos (T: período en meses, A: amplitud, θ : fase y T_{max} : valor máximo para cada componente) y la autocorrelación para el desfase 1 (ϕ : coeficiente de autocorrelación). Sólo se indican los componentes significativos ($p < 0.05$). $\%V_t$, $\%V_{CC}$, $\%V_{AR}$ y $\%V_M$: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

6.4. Series anuales

6.4.1. A Coruña

El promedio anual de los datos mensuales cambia un poco la imagen de los datos de A Coruña. Las diatomeas son abundantes al principio de la serie; posteriormente hay un máximo sostenido del 1993 al 1996, y luego máximos de menor cuantía en 2000, 2005 y 2007 (Fig. 6.2a). En 2006 se alcanza el mínimo anual de la serie en abundancia de diatomeas. Los datos muestran una tendencia significativa a la disminución de la abundancia de diatomeas (Tabla 6.2), al contrario de lo que ocurre con los datos mensuales. El incremento del año 2007 podría indicar un cambio de tendencia, sin embargo los continuos aumentos y descensos de las abundancias de este grupo parecen indicar que se trata de una oscilación más. Los dinoflagelados muestran una tendencia al incremento pero no es significativa (Fig. 6.2b, Tabla 6.2). Este grupo presenta un aumento sostenido desde 1994, con suaves descensos en 1999, 2004 y en los dos últimos años de la serie. Las criptofíceas presentan un ciclo llamativo. A partir de 1993 suben un año y bajan al siguiente y así hasta el año 2005, a partir del cual no muestran cambios importantes en sus abundancias (Fig. 6.2c). Tampoco hay ningún tipo de tendencia significativa (Tabla 6.2). Finalmente, las crisofíceas presentan un patrón de variación anual similar a las criptofíceas, pero con dos años de baja abundancia entre cada máximo (Fig. 6.2d). Al igual que en las criptofíceas, no se ha encontrado una tendencia significativa a lo largo de la serie (Tabla 6.2).

6.4.2. Cudillero

Se observaron máximos claros de abundancia de las diatomeas en 1996, 1999 y 2005, pero la serie no muestra una tendencia clara (Tabla 6.2, Fig. 6.2e). Por el contrario, los dinoflagelados presentan máximos de abundancia crecientes en 1998, 2002, 2004 y 2005 y una tendencia significativa al aumento en el tiempo de estudio (Fig. 6.2f). Esta tendencia coincide con la encontrada en el caso de las muestras mensuales, que también es significativa. Las criptofíceas constituyen el caso más peculiar de las dos series estudiadas, ya que es el único que presenta una periodicidad clara, estadísticamente significativa, con máximos cada 3 años (Tabla 6.2, Fig. 6.2g). Por último, las crisofíceas presentan un máximo aislado en 1999 y otro sostenido del 2003 al 2005, pero sin ningún tipo de tendencia o periodicidad (Tabla 6.2, Fig. 6.2h).

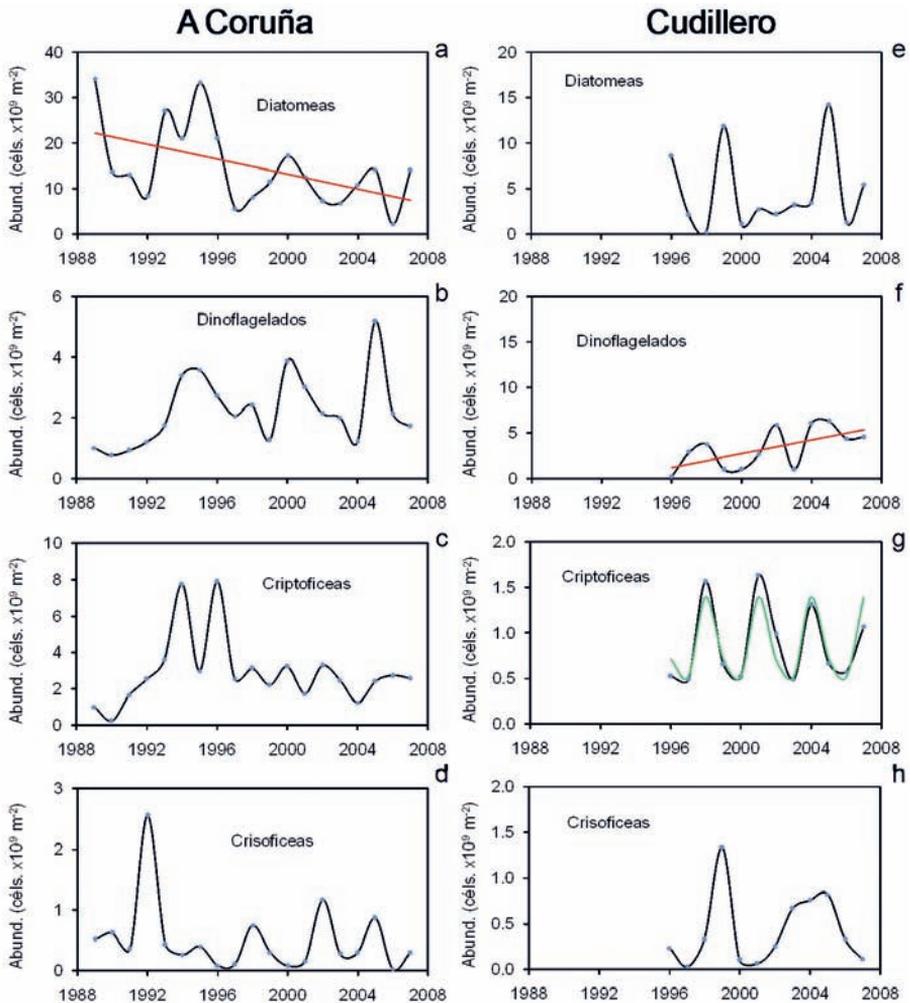


Figura 6.2. Variación temporal de los valores medios anuales de abundancia de diatomeas (a, e), dinoflagelados (b, f), criptofíceas (c, g) y crisofíceas (d, h) en A Coruña (a – e) y Cudillero (f – h). Las líneas rojas indican las tendencias lineales y la línea verde el ciclo significativos ($p < 0.05$). Los valores de abundancia están integrados en la zona fótica (0-50 m). Nótese las diferentes escalas de abundancia empleadas para A Coruña y Cudillero.

Serie	Grupo	Media		Tendencia lineal			Estacionalidad				Autocorrelación		Total
		\bar{x}	b	a	$\%V_t$	T	A	θ	T_{max}	$\%V_{CC}$	ϕ	$\%V_{AR}$	
A Coruña	Diatomeas	14840	-822	1644086	26.88	-	-	-	-	-	-	-	26.88
	Dinoflagelados	2234	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
	Criptofíceas	2907	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
	Crisofíceas	504	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
Cudillero	Diatomeas	4715	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
	Dinoflagelados	3313	374	-749144	38.54	-	-	-	-	-	-	-	38.54
	Criptofíceas	875	-	-	-	3	530	6.07	0.10	84.00	-	-	84.00
	Crisofíceas	420	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00

Tabla 6.2. Componentes de la varianza de las series anuales de los datos de abundancias de los grupos del fitoplancton en las localidades de estudio. Los componentes de la varianza de cada serie son: la media (\bar{x}), la tendencia lineal (a: ordenada en el origen, b: pendiente), los componentes periódicos (T: período en años, A: amplitud, θ : fase y T_{max} : valor máximo para cada componente) y la autocorrelación para el desfase 1 (ϕ : coeficiente de autocorrelación). Sólo se indican los componentes significativos ($p < 0.05$). $\%V_t$, $\%V_{CC}$, $\%V_{AR}$ y $\%V_M$: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

6.5. Estacionalidad

Los estudios de estacionalidad muestran diferencias claras entre A Coruña y Cudillero respecto a los diferentes grupos de fitoplancton. Las diatomeas en A Coruña a lo largo del año presentan un incremento gradual desde enero a julio, y un suave descenso de julio a diciembre (Fig. 6.3a). La curva de estacionalidad, pese a no ser estadísticamente significativa (Tabla 6.1), tiene un valor descriptivo que se ajusta al ciclo oceanográfico de la zona: incrementos de las diatomeas en primavera, continuación de las floraciones durante el verano y otoño, gracias a los pulsos de afloramiento y mezcla otoñal y descenso en invierno. Sigue un patrón similar al descrito para la clorofila y la producción primaria (Capítulo 7). En Cudillero, también las diatomeas reflejan el patrón hidrográfico típico de la zona. Los máximos de diatomeas se observaron en primavera, cuando tiene lugar la floración primaveral. Dada la ausencia o escasa intensidad del afloramiento estival en el Cantábrico, las diatomeas disminuyen progresivamente durante el verano, con un pequeño repunte en invierno (Fig. 6.3a). Además, dado que el proceso de inicio de la estratificación primaveral es relativamente constante año tras año, la estacionalidad de este grupo en Cudillero es significativa (Tabla 6.1). Por el contrario en A Coruña los afloramientos de verano son muy variables respecto a la época de iniciación, intensidad, frecuencia y duración. Todo ello causa gran variabilidad en el sistema, y la consecuencia es la falta de una estacionalidad clara.

Los dinoflagelados en A Coruña son un orden de magnitud menos abundantes que las diatomeas y se incrementan gradualmente a lo largo del año hasta alcanzar su máximo a finales del verano (Fig. 6.3b). El ajuste estacional es significativo (Tabla 6.1), lo que indica que esta distribución anual es bastante constante a lo largo de la serie. En Cudillero este grupo sigue un patrón similar pero con el máximo adelantado un par de meses, siguiendo el ciclo estacional típico de la zona templada, con máximos durante la estratificación estival. Por el contrario, en A Coruña no existe una estratificación clara a lo largo del verano, debido a los pulsos de afloramiento, por lo que las diatomeas siguen siendo dominantes y los dinoflagelados incrementan su abundancia al final del período de afloramiento y antes del comienzo del período de mezcla. Las abundancias relativas de dinoflagelados en Cudillero son mayores respecto a las diatomeas que en A Coruña. La estacionalidad de los dinoflagelados en Cudillero no es significativa (Tabla 6.1), pero refleja adecuadamente el ciclo oceanográfico, ya que la ausencia o baja intensidad del afloramiento estival causa el descenso de las diatomeas por falta de nutrientes y permite el desarrollo de los dinoflagelados, mejor adaptados a aguas estratificadas. Además la alimentación mixotrofa les proporciona ventajas al poder consumir la materia orgánica acumulada durante las floraciones de primavera (Smayda, 1997).

Las criptofíceas en A Coruña siguen un ciclo estacional similar al de los dinoflagelados, aunque su estacionalidad no es estadísticamente significativa (Tabla 6.1). Desde un punto de vista funcional, parecen comportarse de forma similar a los dinoflagelados. Se observa un incremento gradual hasta alcanzar su máximo en verano y posteriormente desciende su abundancia de

forma progresiva hasta un mínimo invernal (Fig. 6.3c). Por el contrario, en Cudillero hay un máximo en los meses de invierno y un mínimo en verano, justo lo contrario que en A Coruña, lo cual debe indicar cierta relación de este grupo con el afloramiento, siendo probablemente indicador de fases finales de pulsos de afloramiento. Las abundancias por otra parte son muy superiores en A Coruña. Tampoco en Cudillero la estacionalidad es significativa (Tabla 6.1).

Finalmente, las crisofíceas, presentan una estacionalidad significativa en A Coruña (Tabla 6.1). Su patrón temporal es similar al de las diatomeas (Fig. 6.3d), con la diferencia de que en invierno, desaparecen de la columna de agua mientras las diatomeas están presentes en bajas densidades. La sincronización del ciclo estacional de las crisofíceas con el de las diatomeas podría indicar una cierta relación de este grupo con aguas ricas en nutrientes, como las de afloramiento. Sin embargo, la similitud con el ciclo estacional de Cudillero, donde los afloramientos son muy débiles o inexistentes, sugiere un acoplamiento con aguas estivales superficiales, más cálidas.

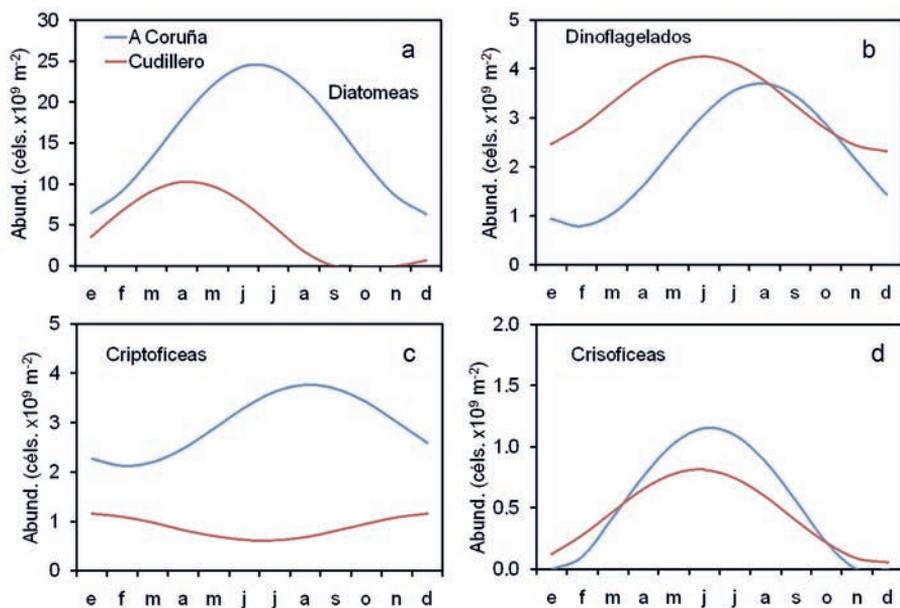


Figura 6.3. Variación estacional de la abundancia de diatomeas (a), dinoflagelados (b), criptofíceas (c) y crisofíceas (d) en A Coruña (azul) y Cudillero (rojo). Los valores de abundancia están integrados en la zona fótica (0-50 m).

6.6. Influencia oceanográfica y climática

Se ha hecho un esfuerzo considerable para la utilización de las especies de fitoplancton marino, como las observadas en A Coruña y Cudillero, como indicadores ecológicos. Desde los inicios de la investigación del fitoplancton marino se prestó gran atención al uso de las especies como indicadoras de las condiciones ambientales (Margalef, 1961, 1965), pero su significado fue claramente sobrevalorado. Al contrario que en las aguas dulces, donde la gran variabilidad ambiental permite utilizar las especies como indicadoras (Margalef, 1955a), en el medio marino la situación es diferente. Por un lado, el mar es un sistema abierto y químicamente más estable que las aguas dulces, lo cual reduce la riqueza específica. Por otro lado, la turbulencia de las aguas marinas permite una diversidad de ambientes y por tanto incrementa la riqueza específica. Como ejemplo de la diferente interpretación de la composición del fitoplancton basta comparar los trabajos del propio Margalef sobre la Ría de Vigo (Margalef et al., 1955) con los que en esa misma época publicó sobre las microalgas de agua dulce del noroeste de España (Margalef, 1955b, 1956).

La mayoría de las especies de las series estudiadas son cosmopolitas, eurioicas y/o de aguas templadas, por lo que su carácter indicador no permite ir mucho más allá del ya conocido tópicico de que las diatomeas predominan en medios ricos en nutrientes y los dinoflagelados en aguas estratificadas y bajas concentraciones de nutrientes. Los ciclos planctónicos muestran una relación clara con las condiciones oceanográficas de ambas zonas de estudio. En Asturias, el ciclo claro de mezcla/estratificación da lugar a una proliferación del fitoplancton en las fases de transición invierno/primavera (floración primaveral) y verano/otoño (floración otoñal), si bien este último no es tan acusado.

En Galicia, el ciclo de fitoplancton está muy influido por los afloramientos. Existe un continuo de altas abundancias desde la primavera al otoño, debido a los pulsos de afloramiento estiva-les, que mantienen la capa fótica con nutrientes suficientes como para sostener la biomasa y abundancia fitoplanctónicas en valores que alcanzan su máximo en julio y progresivamente descienden hasta el invierno. Las tendencias de los datos mensuales a lo largo de la serie, sólo son significativas para los dinoflagelados, que se incrementan en ambas zonas y de manera más pronunciada en Asturias.

Las series anuales dan una imagen un poco distinta. Los dinoflagelados siguen presentando un incremento anual significativo en Asturias, mientras en Galicia, aunque su abundancia aumenta, no es estadísticamente significativa. Por el contrario, los datos anuales de las diatomeas en Galicia, muestran una tendencia negativa (Fig. 6.2a); aunque podría deberse a un arteificio. El muestreo de A Coruña comenzó en mayo de 1989 y este año presentó la mayor floración de otoño de toda la serie. La media anual no pudo incluir los datos de invierno, y a partir de

mayo se está en plena época de afloramiento. Esto podría hacer que la abundancia estuviese sobreestimada ese año. Si se elimina este año, la serie sigue mostrando una tendencia negativa no significativa a $p < 0.05$, pero sí a $p < 0.10$.

Aunque estadísticamente sea correcto, se hace difícil entender el significado ecológico de las diferencias entre las tendencias, según se usen los datos mensuales o anuales. Un ejemplo claro sería la tendencia positiva de los dinoflagelados en las series mensuales de A Coruña, pero no en las anuales (Figs. 6.1b y 6.2b). Dado que la tendencia mensual de esta serie está muy condicionada por un valor elevado en el año 2005, consideramos que la significación estadística posiblemente no sea real. Quizás lo más correcto es considerar válidos aquellos resultados que dan una tendencia similar en ambas series. En este caso únicamente los dinoflagelados de Asturias presentarían una tendencia al incremento de abundancia, lo cual podría relacionarse con el incremento de temperatura superficial observado en la zona (Capítulo 2).

Puede parecer que el análisis de los datos da una visión excesivamente pesimista de las posibilidades y el potencial interés de caracterizar conjuntos de fitoplancton. Sin embargo creemos que este análisis es realista y es el resultado no sólo de los procedimientos estadísticos mencionados en la metodología, ya que aparte de éstos, se han ensayado con los datos distintos enfoques, como considerar los datos logarítmicos, utilizar modelos ARIMA de análisis de series temporales, Modelos Lineales Generalizados, Análisis de Componentes Principales o Análisis Discriminante. No se obtiene nada concluyente, nada diferente de los resultados expuestos, ni que aclare el panorama más que una observación simple e interpretación directa de los datos.

Por otra parte, se podría pensar que un estudio más detallado de la composición específica de las muestras quizá hubiese mostrado algunas regularidades, más allá de los tópicos sobre diatomeas y dinoflageladas ya mencionados, permitiendo interpretar de manera adecuada las relaciones con las variables climáticas o incluso las relaciones interespecíficas. En este sentido, se han hecho análisis detallados de las tendencias de las principales especies pero los resultados no son concluyentes. En parte, debido a las limitaciones de la microscopía óptica para el reconocimiento de morfotipos cuando los organismos son de dimensiones reducidas. Los dinoflagelados de pequeño tamaño ($<20 \mu\text{m}$), tipo *Gyrodinium* o *Gymnodinium*, son dominantes y los cambios en las abundancias de dinoflagelados se deben mayoritariamente a las variaciones de estos organismos. Pero es difícil llevar la identificación más allá del nivel de género dentro de este grupo, por lo que no se dispone de información acerca de las especies más abundantes de dinoflagelados. En cuanto a las especies que pueden ser fácilmente identificables, como *Scrippsiella trochoidea*, *Gyrodinium spirale*, *Prorocentrum micans* o *Cachonina (Heterocapsa) niei*, algunas presentan tendencias positivas, otras negativas y, las más, se mantienen sin cambios apreciables. Ningún test estadístico reveló tendencias significativas con estas especies de dinoflagelados. Lo mismo ocurre con las diatomeas, algunas muestran un incremento, como *Nitzschia longissima* y especies de *Pseudo-nitzschia*, *Thalassionema* y *Thalassiosira*, mientras otras descienden, como *Guinardia delicatula*, *Chaetoceros* spp., *Detonula pumila* o *Leptocylindrus danicus*. Otras diatomeas no presentan una tendencia clara, como ocurre con varias especies de *Thalassiosira*, *Cerataulina pelagica* o *Asterionella glacialis*. Solo las especies de *Chaetoceros*, en conjunto, parecen presentar una tendencia significativa de disminución en la serie de A Coruña. En las demás especies las tendencias carecen de significación estadística. Los resultados son similares en la serie de Cudillero.

La causa final de las variaciones interanuales del fitoplancton, su tendencia y estacionalidad, deben estar relacionadas con los elementos limitantes de la fotosíntesis, principalmente luz y nutrientes (Margalef, 1978). La luz no parece haber cambiado de forma importante durante el tiempo de estudio de la serie y no se encontró relación significativa entre la irradiancia y la biomasa del fitoplancton (ver Capítulo 7). Tampoco se han encontrado evidencias de cambios en la penetración de la luz en el agua, por lo que podemos concluir que la luz no es una causa de variabilidad para la composición específica del fitoplancton de la zona.

Además de la luz, otros factores como la temperatura del agua, el grado de estratificación de la columna de agua y la concentración de nutrientes, que pueden ser la causa de la variabilidad local observada en el fitoplancton. Existe un significativo incremento de los valores medios anuales de temperatura superficial, de la estratificación de la columna y de las concentraciones de silicato en A Coruña (Capítulo 7). Por otra parte en Cudillero se observó un incremento en la relación nitrato/silicato. Todo ello, parece indicar que puede existir una variabilidad interanual en las características de las masas de agua de cada zona y que pueden influir en el desarrollo del fitoplancton. Sin embargo, las correlaciones cruzadas ente los grupos de fitoplancton y las variables ambientales disponibles después del tratamiento estadístico de los datos (Anexo I), no arrojan demasiada luz sobre el problema de la relación del fitoplancton con el medio ambiente. Se han hecho correlaciones cruzadas entre todos los grupos de fitoplancton y todas la variables ambientales utilizando las series anuales, encontrándose que en A Coruña las diatomeas se correlacionan significativamente con la producción primaria medida al mismo tiempo ($r = 0.512$, $p < 0.05$) lo que es esperable dada la dominancia de las diatomeas en esta zona de afloramiento (Casas et al., 1999). En Cudillero, los incrementos de temperatura en la superficie podrían ser la causa del aumento en la abundancia de dinoflagelados registrada al año siguiente ($r = 0.616$, $p < 0.05$). Aparte de estas correlaciones no se han encontrado evidencias claras de influencia ambiental en la composición del fitoplancton.

Por otro lado las condiciones climáticas influyen en las propiedades de las masas de agua y en el aporte de nutrientes. De los tres índices climáticos considerados, NAO disminuye ligeramente pero de forma significativa durante el período de estudio, mientras que AMO presenta una tendencia positiva, indicando un calentamiento progresivo de esta parte del océano y el índice de afloramiento ha disminuido significativamente en la zona desde 1990 (Capítulo 1), lo que significa un menor aporte de nutrientes durante los afloramientos estivales. De todos los índices, sólo la NAO presenta una relación positiva con las diatomeas en A Coruña, con un retardo de un año ($r = 0.512$, $p < 0.05$). Sin embargo, es difícil encontrar una explicación causal inmediata a estas relaciones entre fitoplancton y las climáticas con desfases de uno o más años, ya que las poblaciones de fitoplancton presentan tiempos de renovación mucho mas cortos (semanas). Tampoco se observaron otras relaciones, esperables inicialmente, en variables como las concentraciones de nitrato, fosfato, silicato, o la relación nitrato/fosfato, la estratificación (estimada como la desviación típica de la densidad en la columna de agua).

Las diferentes relaciones entre los grupos de especies observadas podrían indicar que existen distintas comunidades de fitoplancton en ambas zonas, como consecuencia de su diferente régimen hidrográfico. Así en A Coruña se han encontrado correlaciones significativas entre diatomeas, dinoflagelados y criptofíceas, mientras que en Cudillero las diatomeas están correlacionadas únicamente con las crisofíceas. Análisis previos de parte de estas series, tanto

en A Coruña como en Cudillero, parecen indicar que las diferentes comunidades responden a cambios en las concentraciones y proporciones de los diferentes nutrientes (Casas et al., 1999; Llope et al., 2006), sin embargo hasta el momento no se ha encontrado un significado claro a estas relaciones.

Los resultados obtenidos parecen confirmar que no hay una respuesta uniforme de la composición específica del fitoplancton costero a los cambios climáticos. La gran heterogeneidad espacial en el fitoplancton nerítico, que por ejemplo permite el rápido crecimiento del mismo en condiciones de afloramiento, podría compensar los efectos negativos que tendría para su crecimiento la estratificación térmica consecuencia del incremento de temperatura y que limitaría el acceso a los nutrientes. También una intensa mezcla invernal (como la observada en 2005, Capítulo 2), los aportes continentales o los frentes de marea contribuyen a incrementar los nutrientes disponibles en la zona fótica.

La ausencia de relaciones claras entre el fitoplancton y las variables ambientales a escalas climáticas quizás no sea únicamente una consecuencia de limitaciones metodológicas (baja frecuencia de muestreo, escaso número de muestras estudiadas, inadecuada cobertura espacial, dificultad en la identificación de las especies o desconocimiento de su biología). En otros estudios similares (ej. Abraham, 1998) se concluye la complejidad del estudio de las distribuciones planctónicas en el sistema pelágico marino, en el que las interpretaciones deberían tener en cuenta la existencia de un proceso gradual de mezcla de masas de agua que originalmente podrían tener una composición específica determinada, pero que la mezcla horizontal y confluencia de filamentos y pequeñas estructuras hidrodinámicas convierte en un conglomerado de muy difícil análisis. Las condiciones del medio donde se ha desarrollado la proliferación de cada especie un tiempo antes del muestreo, la penetración relativa de determinadas masas de agua más ricas en nutrientes (ej. las de afloramiento en Galicia) o más pobres (ej. la Corriente Ibérica hacia el Polo en Galicia y en el Cantábrico), así como la agitación y mezcla subsiguiente, alterarían las proporciones entre especies en cada punto y en cada instante.

Los efectos antropogénicos también pueden tener una gran influencia en el fitoplancton. El aporte de nutrientes debido al incremento del uso de fertilizantes agrícolas podría favorecer el desarrollo del fitoplancton (Varela et al., 2008), pero el incremento de sustancias contaminantes podría causar su disminución (Varela et al., 2006). En las zonas costeras del noroeste de la Península Ibérica se ha producido un incremento del tráfico marítimo (Halpern et al., 2008) y los impactos antropogénicos causados por accidentes de petroleros han sido importantes en los últimos años (Varela et al., 1996; 2006). Estos impactos no parecen haber alterado el ecosistema de forma apreciable, y los estudios de seguimiento de los vertidos muestran una capacidad extraordinaria de recuperación del ecosistema. Sin embargo, aún no se dispone de información suficiente sobre el grado de eutrofización de gran parte de la plataforma continental del noroeste ibérico. En cualquier caso estudios recientes indican que no parece haber problemas de eutrofización en la mayor parte de las Rías Bajas y Altas de Galicia (Varela et al., 2001, 2003, 2005a; Bode et al., 2005; Varela et al., 2008, Álvarez et al., 2009; Varela et al., 2010).

6.7. Conclusiones

1. Pese a la existencia de un calentamiento progresivo en las capas superficiales de la plataforma continental de Galicia y Cantábrico, no se han encontrado cambios claros en los principales grupos de fitoplancton a lo largo de la serie temporal desde 1989 hasta 2008. Por un lado, las series mensuales mostraron un incremento significativo de dinoflagelados en ambas zonas. Por otro lado, sólo la serie anual del Cantábrico indicó un incremento de dinoflagelados mientras que en la serie anual de Galicia disminuyeron las diatomeas.
2. Las diferencias entre Galicia y Asturias en el ciclo estacional, son debidas principalmente a la influencia del afloramiento en Galicia, que suministra nutrientes al sistema, rompiendo el ciclo típico de la zona templada y permitiendo la existencia de floraciones estivales, además de la primaveral. En el Cantábrico la única floración importante es la primaveral al ser los afloramientos de poca intensidad.
3. La práctica ausencia de correlaciones significativas entre fitoplancton y condiciones ambientales sugiere la existencia de interacciones no lineales entre variables ambientales y fitoplancton. Hasta el momento no se han encontrado grandes cambios en el fitoplancton de la región relacionados con cambios ambientales como la estratificación o la disminución de la intensidad del afloramiento.

Capítulo 7. Biomasa y producción primaria

Antonio Bode, Ricardo Anadón, Jorge Lorenzo, Marcos Llope, Lorenzo Mene,
X. Anxelu G. Morán, Eva Teira y Manuel Varela

Resumen

Abstract

7.1. Introducción

7.2. Métodos

7.3. Variabilidad a escala regional: correlación espacial de las series

7.4. Biomasa y producción primaria en el océano próximo

7.5. Biomasa y producción primaria en la costa

7.6. Influencia climática y oceanográfica

7.7. Conclusiones

Resumen

A partir de series temporales largas de observaciones de la biomasa (clorofila-a) y producción (fijación de carbono) del fitoplancton se analiza su variabilidad a largo plazo en relación a los cambios en factores climáticos y oceanográficos en las aguas de la plataforma continental del norte y noroeste de la Península Ibérica. Específicamente se han estudiado los cambios relacionados con la estratificación superficial y el afloramiento costero. Las series comprenden periodos de 19 años para la producción primaria y de hasta 49 años para la biomasa. El análisis de las series revela que los ciclos estacionales que se repiten cada año son la principal fuente de variabilidad, debido principalmente a las proliferaciones de fitoplancton en los periodos de transición invierno-primavera y verano-otoño. En la costa noroeste (Galicia) las proliferaciones son más frecuentes e intensas durante la primavera y verano como consecuencia del afloramiento, mientras que en la costa norte (mar Cantábrico) la influencia del afloramiento y los valores de biomasa y producción primaria alcanzados son comparativamente menores. No se ha encontrado ninguna tendencia significativa al aumento o disminución de la biomasa de fitoplancton, aun considerando las series más largas. Sin embargo se ha observado un aumento significativo de la producción primaria en Galicia y una disminución equivalente de la misma en el mar Cantábrico. Las relaciones encontradas con los factores climáticos y oceanográficos analizados indican efectos a medio plazo que son poco explicables y sugieren que las interacciones entre clima y fitoplancton se producen de forma no lineal. Ni la estratificación superficial ni la disminución del afloramiento han tenido, hasta el momento, efectos negativos sobre la producción primaria en esta región. Se desconoce hasta qué punto las diferentes respuestas locales del fitoplancton al calentamiento de las aguas superficiales podrían estar moduladas por otros factores como la eutrofización y contaminación antropogénicas.

Abstract

Long term variability in phytoplankton biomass (chlorophyll-a) and primary production (carbon fixation) in relation to changes in climatic and oceanographic factors was analysed for shelf waters in the north and northwest of the Iberian Peninsula. Changes related to stratification in the water column and upwelling intensity were specifically addressed. The series include frequent measurements over 19 y for primary production and up to 49 y for biomass. Seasonal cycles repeated every year are the main source of variability emerging from the time-series analyses. Such seasonality is the consequence of phytoplankton blooms during the winter-spring and summer-autumn transition periods. In the northwest coast (Galicia) the blooms are more frequent than in the northern coast (Mar Cantábrico) due to the larger influence of the upwelling in the former, where both biomass and production values are higher. Even for the longest series there is no significant long-term trend in biomass, but primary production increased in Galicia and decreased in the Mar Cantábrico at nearly equivalent rates. Effects of external factors on phytoplankton biomass and production are strangely delayed for relative long periods, suggesting non-linear interactions between phytoplankton and climate. Neither the increase in surface stratification nor the decrease in upwelling intensity have negatively affected primary production in this region. The different local responses of phytoplankton to the warming of surface waters may be due to interactions with other factors as anthropogenic eutrophication and pollution still not well understood.

7.1. Introducción

El fitoplancton desempeña un papel fundamental en la regulación del clima y de la biosfera por dos razones principales. En primer lugar la fijación de CO₂ por las algas microscópicas y cianobacterias que constituyen el fitoplancton tiene un gran impacto en los ciclos biogeoquímicos globales debido a la gran extensión de los océanos. Diariamente el océano absorbe más de 100 millones de toneladas de carbono gracias a la fotosíntesis del fitoplancton (Behrenfeld et al., 2006), con lo que contribuye a estabilizar los niveles de CO₂ en la atmósfera y a retardar el calentamiento del planeta (IPCC, 2007b). En segundo lugar el fitoplancton constituye la base de las redes tróficas marinas, siendo estos microorganismos los principales productores primarios de todo el océano. Todos los grandes ecosistemas marinos, a excepción de las zonas costeras muy someras y casos especiales como las fumarolas volcánicas submarinas, dependen de la producción primaria del fitoplancton, que determina en gran medida la producción de recursos pesqueros (ej. Chassot et al., 2007).

El fitoplancton precisa de niveles adecuados de luz solar y nutrientes para crecer y reproducirse. La radiación útil para la fotosíntesis (photosynthetically active radiation, PAR) penetra sólo unas pocas decenas de metros en las aguas oceánicas, formando la denominada zona fótica. En esta zona el fitoplancton consume rápidamente los nutrientes disueltos por lo que, para mantener la producción primaria estos deben ser repuestos. Los nutrientes son aportados a la zona fótica fundamentalmente por la mezcla de las capas de agua, generalmente por enfriamiento de la superficie (como ocurre en invierno en las latitudes medias) aunque también hay aportes de importancia local en la zona costera (como ocurre en las desembocaduras de los ríos). También tienen gran importancia los aportes por afloramiento, o ascenso de aguas profundas cerca de la superficie por efecto de los vientos. Los grandes sistemas de afloramiento se localizan a ambos lados del ecuador y en los márgenes orientales de los océanos, siendo ecosistemas de una elevada producción biológica (Freon et al., 2009). Para sostener a las redes tróficas el fitoplancton debe mantenerse en la zona fótica con una renovación frecuente de nutrientes.

En gran parte del océano el calentamiento progresivo de la atmósfera, como consecuencia de los incrementos en la concentración del CO₂ atmosférico, ha provocado un calentamiento de las capas de agua más superficiales (Belkin, 2009). Este calentamiento acentúa la estratificación o separación de la capa superficial mezclada por el viento de las aguas profundas, por lo que dificulta la renovación de nutrientes. En gran parte del océano se ha observado que las áreas con menor biomasa de fitoplancton, como ocurre en las zonas subtropicales, se han expandido en la última década, lo que se ha atribuido a una mayor estratificación (McClain et al., 2004; Behrenfeld et al., 2006).

En este estudio se analiza la variabilidad en la biomasa y producción primaria del fitoplancton en la costa norte y noroeste de la Península Ibérica en relación a la hipótesis de una reducción

de ambas debido a la disminución en los nutrientes causada por un incremento en la estratificación, consecuencia a su vez del calentamiento de la superficie. Como se ha visto en el Capítulo 2 en esta región se detecta un incremento de la temperatura del agua en todas las capas de agua, pero con mayor grado en la superficie, en las últimas décadas. También se ha observado una disminución en la intensidad y frecuencia de los fenómenos de afloramiento (Capítulo 1), lo que posiblemente afecte a la disponibilidad de nutrientes para la producción primaria en la zona fótica (Capítulo 4). La biomasa de fitoplancton se estima a partir de la concentración de clorofila-a, el principal pigmento responsable de la fotosíntesis, ya que se dispone de medidas directas *in situ* en varias localidades y estimaciones en grandes zonas obtenidas a partir de sensores colocados en satélites. Las medidas de producción primaria proceden de experimentos *in situ* realizados a lo largo de los últimos 20 años en estaciones visitadas regularmente en la costa. Finalmente la variabilidad en biomasa y producción observada se compara con la variabilidad en los principales factores climáticos y oceanográficos que afectan al fitoplancton.

7.2. Métodos

La información sobre biomasa de fitoplancton se ha obtenido de distintas fuentes y zonas (Fig. 7.1). En primer lugar, las series más largas de observaciones se han obtenido a partir de la zona estándar F4 del Continuous Plankton Recorder (CPR, <http://www.sahfos.ac.uk/>). Corresponden a observaciones del color del fitoplancton realizadas sobre muestras del plancton recogido por una red de seda remolcada a una profundidad de 7 m de la superficie por barcos comerciales y que están relacionadas con la concentración de clorofila (Richardson et al., 2006). En segundo lugar, las medidas de clorofila-a superficial en amplias zonas de la plataforma continental se han obtenido de imágenes de satélite utilizando el sensor SeaWiFS, en forma de promedios semanales obtenidos en subzonas de 9x9 km desde el año 1998 (nivel 3, reproceso 5.2, datos descargados en junio de 2009; <http://reason.gsfc.nasa.gov/Giovanni/>). En las estaciones costeras del proyecto RADIALES (entre 80 y 100 m de profundidad máxima) en Vigo, A

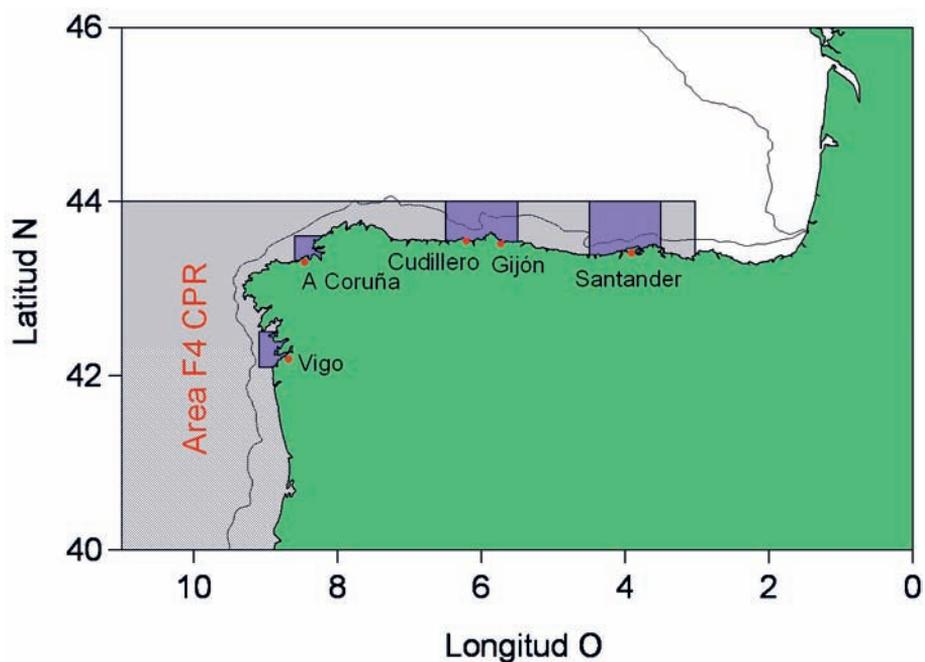


Figura 7.1. Situación de los puntos de muestreo en la costa, de las áreas de observación por satélite (recuadros azules) y de la zona F4 explorada por el Continuous Plankton Recorder (CPR, recuadro gris) de dónde se han obtenido las series de datos de biomasa de fitoplancton. Las medidas de producción primaria se han realizado en A Coruña y Cudillero.

Coruña, Cudillero Gijón y Santander se han tomado perfiles verticales de medidas *in situ* de clorofila mediante fluorímetros sumergibles calibrados con extractos de clorofila-a de muestras de plancton (<http://www.seriestemporales-ieo.com>). Finalmente, en las estaciones de A Coruña y Cudillero se han realizado medidas de producción primaria mediante incubaciones de plancton con ^{14}C correspondientes a 5 capas dentro de la zona fótica hasta llegar al 1% de PAR incidente en la superficie (Bode et al., 1996; Llope et al., 2007; Bode et al., 2011). Las incubaciones se realizaron en tierra simulando las condiciones de irradiancia y temperatura medidas *in situ*. Estas últimas medidas permiten comparar la producción primaria en dos zonas de características oceanográficas diferenciadas en cuanto a la influencia del afloramiento, mayor en A Coruña.

La variabilidad en biomasa y producción primaria se ha estudiado mediante descomposición de las series temporales en media, tendencia lineal, componentes periódicos y autocorrelación (Anexo I). Los residuos de la serie después de eliminar los componentes significativos, se han correlacionado con los correspondientes a variables ambientales representativas de las condiciones climáticas y oceanográficas. Las variables de ámbito regional utilizadas fueron: la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) promediada entre diciembre y marzo (Barnston y Livezey, 1987), la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, Enfield et al., 2001) y el índice de afloramiento en 43°N , 11°O (AFLO, Lavín et al., 2000) promediado entre abril y setiembre (Capítulo 1). Las condiciones locales fueron representadas por la desviación típica de la temperatura y de la densidad (σ_t), como indicadores de estratificación en la columna de agua (una columna de agua estratificada tiene una mayor variabilidad en los valores de estas variables que una columna bien mezclada), las concentraciones de nitrato, fosfato y silicato, así como los cocientes entre estos nutrientes (Capítulo 4). La variabilidad de la clorofila en las distintas capas de agua y sus relaciones con los nutrientes se abordan en el Capítulo 4. En este capítulo se tratan los valores de biomasa y producción primaria integrada en la zona fótica, que en general se corresponde con la capa 0-50 m en la que han sido promediados los valores de las variables ambientales (temperatura, densidad y nutrientes).

7.3. Variabilidad a escala regional: correlación espacial de las series

A pesar de haberse obtenido con distintas metodologías y en distintas localizaciones geográficas muchas de las series de datos de biomasa y producción primaria empleadas en este estudio están correlacionadas entre sí. Este resultado es en parte esperable, dado que se refieren a una misma región del Atlántico nororiental, pero también confirma la coherencia de las diferentes observaciones. Así ocurre en el caso de la comparación entre las observaciones de clorofila del sensor SeaWifs y los datos medidos en las localidades costeras, con valores del coeficiente de correlación de 0.593, 0.596, 0.612 y 0.602 para Vigo, A Coruña, Cudillero y Santander, respectivamente (todos con $p < 0.001$, $n > 40$). En otros casos, sin embargo la ausencia de correlación significativa revela una dinámica diferente del fitoplancton a escala local. La serie de observaciones del color del fitoplancton del CPR (Fig. 7.2) no está correlacionada con ninguna de las demás series ($p > 0.05$, $n > 50$) en los periodos de observaciones concurrentes, lo que sugiere una diferencia en los patrones de variabilidad de la biomasa de fitoplancton en el océano próximo, por donde discurren la mayor parte de las rutas del CPR, con respecto a la plataforma continental y la costa, registrada en las series de SeaWifs y RADIALES aquí empleadas.

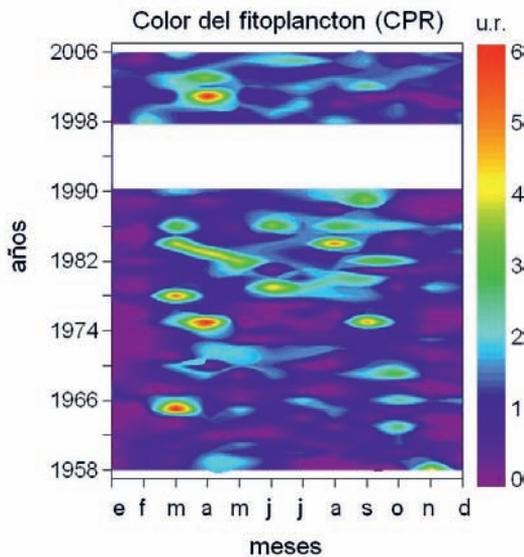


Figura 7.2. Variación temporal de los valores medios mensuales de color del fitoplancton (escala en unidades relativas) medido a partir del Continuous Plankton Recorder en el área estándar F4. Modificado de Bode et al. (2009).

7.4. Biomasa y producción primaria en el océano próximo

En la serie del CPR (Fig. 7.2) se distinguen generalmente dos periodos de valores elevados al año correspondientes a las proliferaciones de fitoplancton en las épocas de transición invierno-primavera y verano-otoño, aunque en ocasiones se distinguen máximos de importancia secundaria en la época de afloramiento estival. Aunque los valores observados desde 1997 no alcanzan los máximos observados en el periodo 1958-1986 no se han encontrado tendencias significativas en los valores medios anuales en ninguno de los dos periodos con observaciones continuas (Bode et al., 2009). Estudios previos de la misma variable del CPR en todo el Atlántico nordeste habían encontrado un incremento aparente de la biomasa de fitoplancton hasta 2002 (Leterme et al., 2005), aunque las nuevas observaciones confirman que los cambios no son iguales en toda la región. Una reconstrucción de los valores medios anuales de biomasa y producción primaria a partir del sensor SeaWiFS indica que no existen tendencias significativas en las mismas desde 1998 en toda la región que abarca desde el mar Céltico y el Golfo de Vizcaya hasta la plataforma continental del noroeste ibérico (Sherman y Hempel, 2009). Esta ausencia de tendencias claras, a pesar de registrarse un calentamiento progresivo del océano en el mismo periodo, puede explicarse por la elevada heterogeneidad de ambientes de la región, debida por una parte a la transición desde zonas de aguas profundas e influencia netamente oceánica a zonas costeras, y por otra a los gradientes de intensidad de afloramiento decreciente de sur a norte y de oeste a este (Lavin et al., 2006). Por tanto no se puede dar una única respuesta al comportamiento a largo plazo del fitoplancton en la región y se evidencia la necesidad de disponer de análisis subregionales y locales de su variabilidad.

7.5. Biomasa y producción primaria en la costa

La variabilidad de la biomasa de fitoplancton sobre la plataforma continental de esta región está muy influida por la actividad estacional del afloramiento (Bode et al., 1996; Nogueira et al., 1998). Las proliferaciones de fitoplancton detectadas desde el satélite mediante el sensor SeaWifs son muy frecuentes durante gran parte del año en la costa de las Rías Baixas y también, aunque con menores valores de biomasa, en las Rías Altas (Fig. 7.3a, b). En contraste, los valores de biomasa son mucho menores en el mar Cantábrico, donde la dinámica estacional del fitoplancton se caracteriza por un máximo principal durante la primavera y otro de menor importancia en el otoño (Fig. 7.3b, c). De esta forma el modelo estacional común observado desde 1998 marca una diferencia fundamental entre el ciclo anual de la biomasa de fitoplancton en Galicia, con un periodo de proliferaciones que se extiende durante gran parte de la primavera y verano, y el del Cantábrico, con un máximo de menor duración en la época de transición invierno-primavera y en ocasiones otro en verano-otoño (Fig. 7.4a). Además, los valores medios estacionales reflejan el gradiente de productividad causado por el afloramiento costero, más intenso en Galicia, de forma que los valores de biomasa disminuyen de sur a norte en Galicia y de oeste a este en el Cantábrico. Esta estacionalidad constituye el principal componente identificado en la variabilidad de las series del sensor SeaWifs en todas las zonas analizadas (Tabla 7.1), resultando generalmente significativos los ciclos de 12 o incluso 6 meses, como en A Coruña y Santander. El término de autocorrelación, significativo en las series de Galicia pero no en las del Cantábrico, revela la importancia del afloramiento en el mantenimiento de una elevada biomasa del fitoplancton durante gran parte del año. A pesar de registrarse elevados

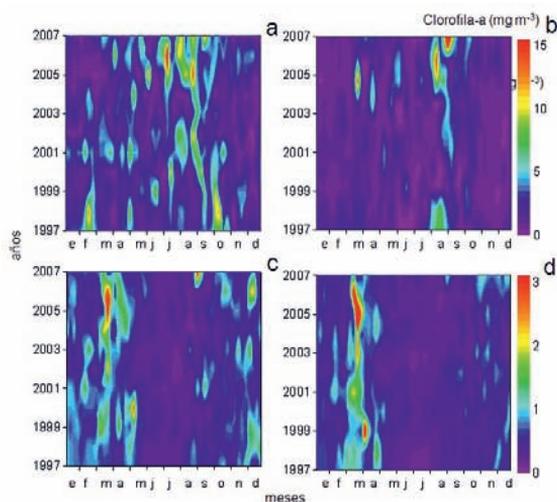


Figura 7.3. Distribución temporal de los valores medios semanales de la concentración de clorofila superficial (mg Cl a m^{-3}) medida a partir de las observaciones del satélite SeaWifs en las distintas áreas seleccionadas: Rías de Vigo y Pontevedra (a), A Coruña (b), Asturias (c) y Santander (d). Nótese las distintas escalas para las zonas de Galicia (a, b) y del Mar Cantábrico (c, d). Modificado de Bode et al. (2011 b).

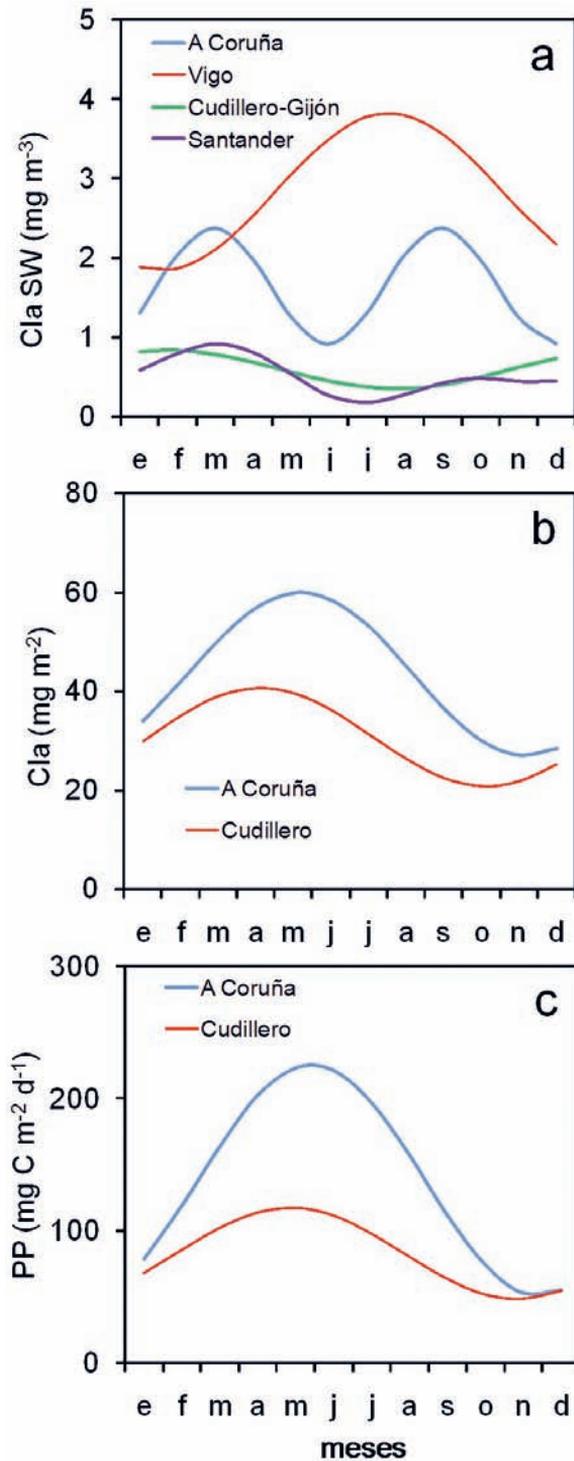


Figura 7.4. Estacionalidad de las medidas de clorofila del satélite SeaWifs (a, mg Cla m^{-3}), in situ (b, mg Cla m^{-2}) y de las medidas de producción primaria (c, $\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$). Modificado de Bode et al. (2011b).

valores de biomasa en los últimos años, por ejemplo en las proliferaciones de los años 2005 y 2006 en verano en Galicia y en primavera en el Cantábrico (Fig. 7.3), únicamente la serie de la zona de A Coruña presenta una tendencia significativa creciente (Fig. 7.5, Tabla 7.1). Es de destacar que ninguna de las series indica una disminución de la biomasa de fitoplancton en la región.

Las series del sensor SeaWiifs analizadas anteriormente ofrecen una imagen coherente en el tiempo de las proliferaciones de fitoplancton, a la vez que integran los resultados en zonas geográficas amplias. Sin embargo, la dinámica del fitoplancton se caracteriza por una elevada heterogeneidad espacial, tanto en la superficie como en su distribución vertical. Las series de datos recogidos *in situ* en estaciones costeras permiten analizar estas variaciones en detalle (Fig. 7.6). Al igual que en las series SeaWiifs con las que están correlacionadas, en todas las series costeras se registran proliferaciones de corta duración que alcanzan mayores valores en Galicia que en el Cantábrico. La mayor parte de la biomasa se concentra en la capa más superficial, como corresponde a una zona fótica de aproximadamente 50 m para estas estaciones. Sin embargo durante periodos de intensa mezcla vertical o hundimiento de aguas superficiales (Casas et al., 1997) la biomasa de fitoplancton se reparte por toda la columna de agua, como ocurre al final del verano y en invierno (Fig. 7.6). Existen diferencias apreciables en los patrones de

variable	serie	periodo	Media	Tendencia lineal		Componentes periódicos					Autocorrelación		Total	
			\bar{x}	b	a	%V _t	T	A	θ	T _{max}	%V _{CC}	ϕ	%V _{AR}	%V _M
Cla-SW	Vigo	1998-2007	2.84	-	-	-	12	0.99	2.31	7.58	17.20	0.24	4.64	21.84
	A Coruña	1998-2007	1.64	0.11	-226.14	4.76	6	0.73	3.18	2.96	11.55	0.24	4.71	21.01
	Cudillero-Gijón	1998-2007	0.59	-	-	-	12	0.24	5.35	1.78	31.74	-	-	31.74
	Santander	1998-2007	0.51	-	-	-	12	0.26	5.07	2.31	32.71	-	-	46.23
Cla	A Coruña	1989-2007	43.44	-	-	-	12	16.48	3.57	5.18	16.16	-	-	16.16
	Cudillero	1992-2007	30.65	-	-	-	12	9.91	4.12	4.13	11.16	-	-	11.16
PP	A Coruña	1989-2007	138.07	4.95	-9893.40	4.82	12	87.22	3.44	5.43	24.40	-	-	29.22
	Cudillero	1992-2007	82.84	-4.11	8210.40	6.72	12	34.51	3.74	4.86	11.33	-	-	30.36
Radiación PAR	A Coruña	1989-2007	1361.24	-	-	-	12	921.89	2.99	6.28	94.56	-	-	94.56
		1993-2007	25.08	-	-	-	12	17.99	2.99	6.29	94.60	-	-	94.60

Tabla 7.1. Componentes de la varianza de las series mensuales de datos de biomasa y producción del fitoplancton y de la radiación solar en distintas localidades de la costa. Cla-SW: clorofila superficial estimada a partir del satélite SeaWiifs (mg Cla m^{-3}), Cla: clorofila medida *in situ* integrada en la columna de agua (mg Cla m^{-2}), PP: producción primaria medida experimentalmente ($\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$), Radiación: radiación solar total medida en A Coruña ($\text{W m}^{-2} \text{d}^{-1}$), PAR: radiación fotosintéticamente activa medida en A Coruña ($\text{mol fotonos m}^{-2} \text{d}^{-1}$). Los componentes de la varianza de cada serie son: la media (\bar{x}), la tendencia lineal (a: ordenada en el origen, b: pendiente), los componentes periódicos (T: período en meses, A: amplitud, θ : fase en radianes y T_{max}: valor máximo para cada componente) y la autocorrelación para el desfase 1 (ϕ : coeficiente de autocorrelación). Sólo se indican los componentes significativos ($p < 0.05$). %V_t, %V_{CC}, %V_{AR} y %V_M: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

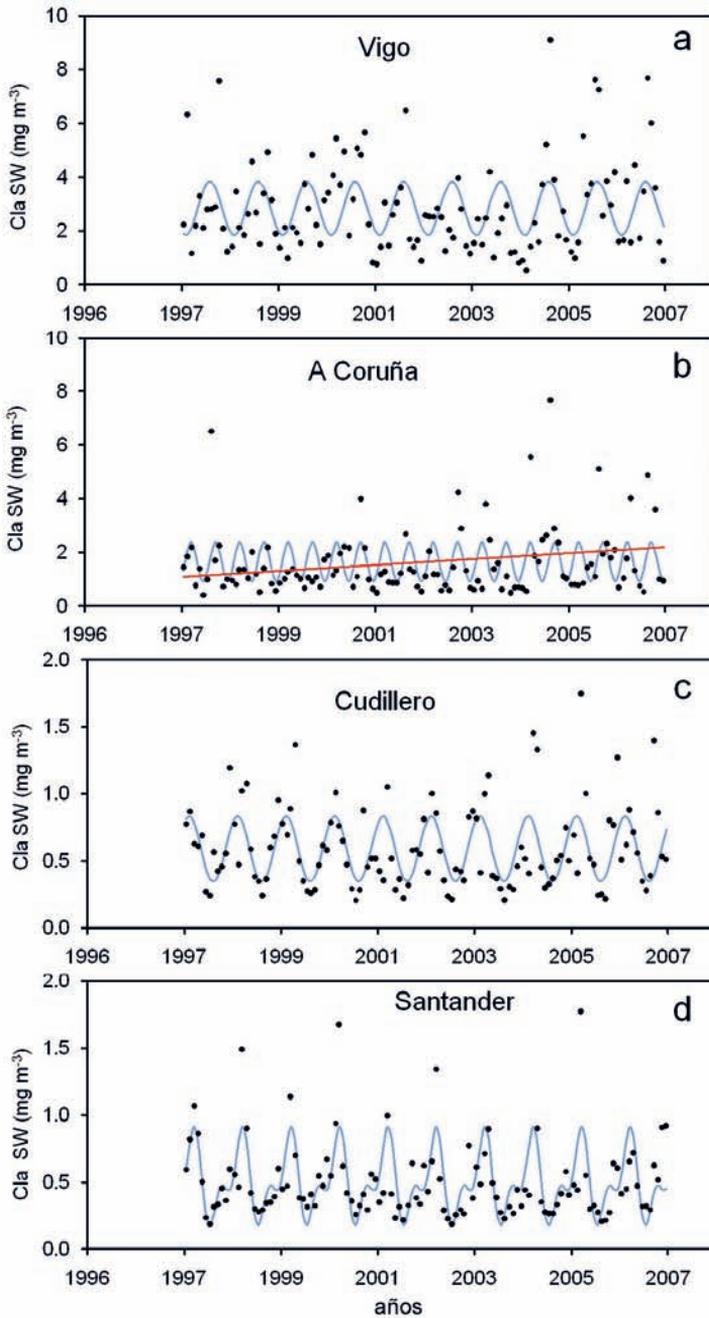


Figura 7.5. Variación temporal de los valores medios mensuales de clorofila superficial (mg Cla m^{-3}) medida a partir de las observaciones del satélite SeaWifs en las distintas áreas seleccionadas: Rías de Vigo y Pontevedra (a), A Coruña (b), Asturias (c) y Santander (d). Las líneas continuas indican las componentes periódicas (azul) y la tendencia (roja) significativas ($P < 0.05$).

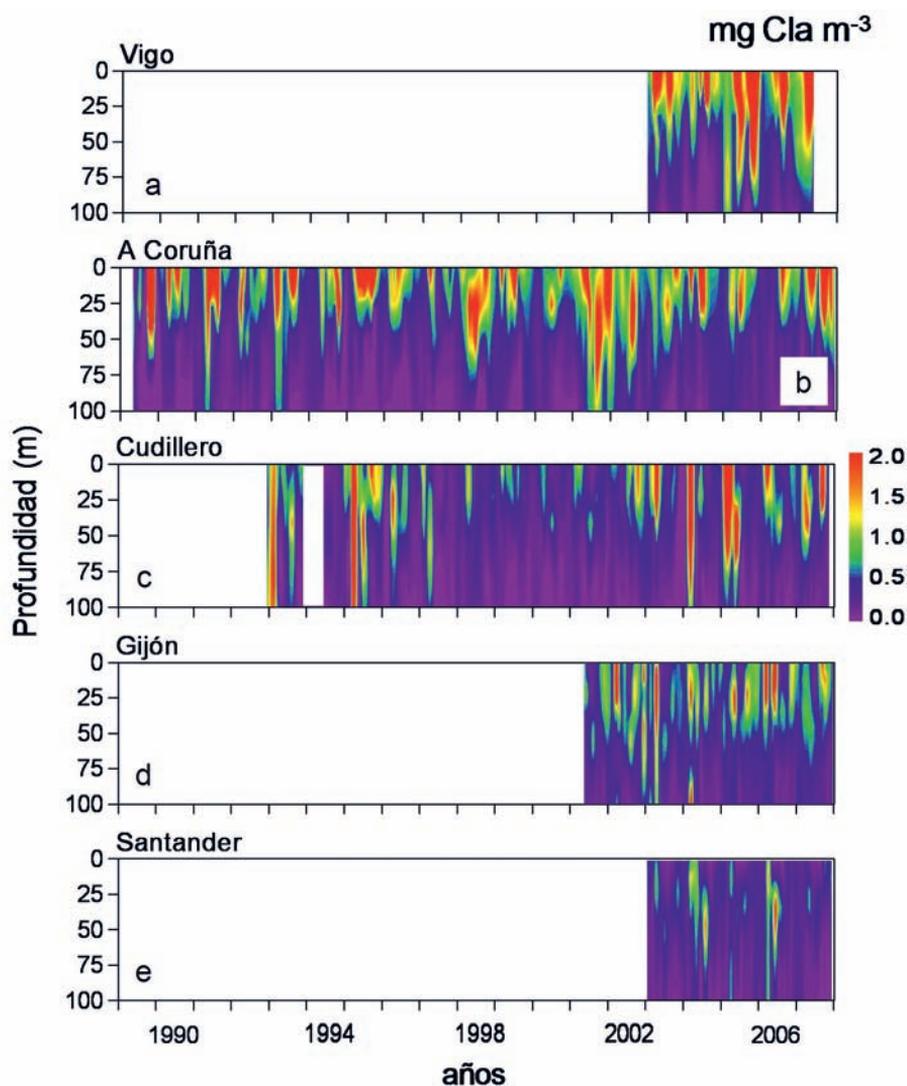


Figura 7.6. Distribución temporal de los valores de la concentración de clorofila medidos en la columna de agua (mg Cla m^{-3}) en Vigo (a), A Coruña (b), Cudillero (c), Gijón (d) y Santander (e). Modificado de Bode et al. (2011).

variabilidad de localidades relativamente próximas. Así, a pesar de disponer de una serie de datos más corta, en los momentos de hundimiento se observa que la biomasa de fitoplancton en toda la columna de agua es mayor en Vigo que en A Coruña, donde la biomasa se concentra generalmente en la zona fótica, probablemente debido al distinto tamaño de las rías respectivas. La regeneración de nutrientes a partir de la materia orgánica inicialmente producida por los eventos de afloramiento es muy elevada en las proximidades de las Rías Baixas (Prego et al., 1999). En el Cantábrico, se aprecian proliferaciones de fitoplancton más frecuentes en Gijón,

aunque menos intensas, que en Cudillero, a pesar de que las estaciones muestreadas distan menos de 60 km entre sí. Finalmente, los valores de biomasa registrados son mucho menores en Santander que en las localidades asturianas.

Las series más largas, en A Coruña y Cudillero, donde además hay medidas concurrentes de producción primaria, permiten un análisis comparativo más detallado. En el caso de la biomasa ambas series presentan un ciclo significativo de 12 meses (aunque no de 6 meses como en el caso de la serie SeaWifs para la zona de A Coruña) y se alcanzan valores menores en Cudillero (Fig. 7.4b, Tabla 7.1). La producción primaria sigue un patrón similar al de la biomasa en A Coruña mientras que en Cudillero presenta un patrón bimodal con un máximo principal en primavera y segundo máximo en otoño (Fig. 7.4c). No se han encontrado tendencias interanuales significativas en biomasa, sin embargo los mayores valores de cada serie se han registrado en los periodos 1992-1996 y 2002-2006 en A Coruña ($>100 \text{ mg C l}^{-1}$) y en Cudillero ($>50 \text{ mg C l}^{-1}$) en 1993-1997 y 2003-2007 (Fig. 7.7 a, b). Esto sugiere la existencia de ciclos decadales en la biomasa, aún no significativos en las series disponibles por su duración relativamente corta para detectarlos con claridad. En contraste con lo observado para la biomasa, la producción primaria presenta una tendencia lineal creciente en A Coruña y decreciente en Cudillero (Fig. 7.7c, d). Los valores absolutos de ambas tendencias son muy similares (entre 4 y 5 $\text{mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ por año, Tabla 7.1), lo que supone que, en promedio, cada año se compensa el aumento de fijación de carbono en Galicia con la disminución observada en el Cantábrico. En todo caso, en ninguna de las series se ha detectado una variación apreciable en la aparición de pulsos de producción elevada ($>400 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en A Coruña y $>200 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en Cudillero, Fig. 7.7).

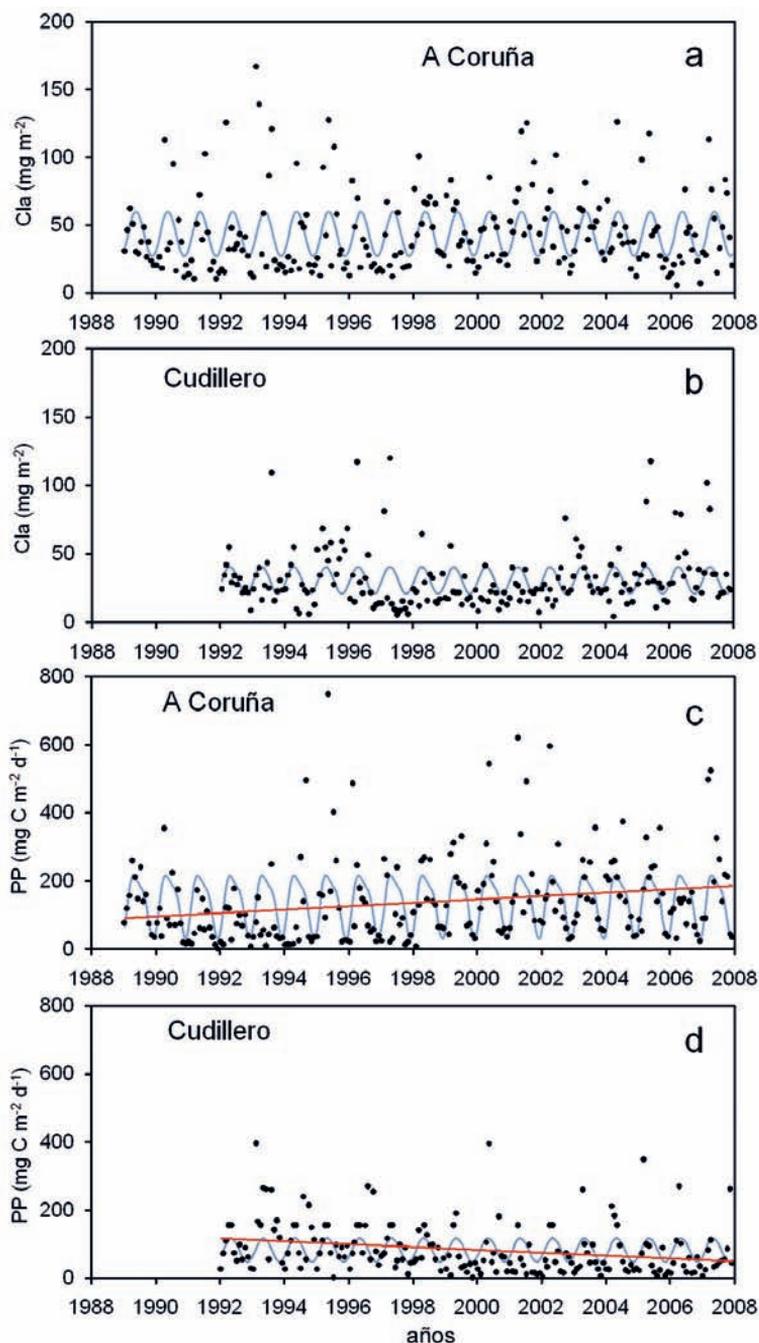


Figura 7.7. Variación temporal de los valores medios mensuales de clorofila integrada en la columna de agua (a, b, mg Cla m⁻²) y de la producción primaria (c, d, mg C m⁻² d⁻¹) medidas en A Coruña (a, c) y Cudillero (b, d). Las líneas continuas indican las componente periódicas (azul) y la tendencia (roja) significativas ($p < 0.05$).

7.6. Influencia climática y oceanográfica

Las causas últimas en las variaciones de biomasa y producción primaria deben estar en las alteraciones de luz y nutrientes en el agua. Los niveles de irradiancia están determinados en primer lugar por el ciclo solar estacional. Un análisis de los valores de irradiancia solar total y de PAR, medidos de forma independiente en A Coruña indica que no ha habido variaciones notables en los últimos 20 años (Fig. 7.8). En ambos casos el análisis de series revela que no existe tendencia interanual y que el único factor significativo es el ciclo anual que se repite cada 12 meses (Tabla 7.1, Fig. 7.9). Por tanto el incremento en producción primaria medido en A Coruña no se puede atribuir a un incremento en la radiación solar incidente. Tampoco hay evidencias de que se hayan producido cambios en la penetración de la luz en las aguas, ya que la profundidad de la zona eufótica, indicada de forma aproximada por la capa de alta biomasa de fitoplancton (ej. Bode et al., 2004), se ha mantenido entre los mismos límites a lo largo de la serie (Fig. 7.6 b).

Otros factores, como el incremento en la temperatura del agua, su estratificación y la concentración de nutrientes en la zona fótica, pueden haber influido en la variabilidad local observada en biomasa y producción primaria. En el capítulo 4 se ha visto la correlación negativa de las series mensuales de clorofila con la temperatura y positiva con el nitrato, tanto en A Coruña como en Cudillero, indicando la rápida respuesta del fitoplancton al afloramiento en ambas zonas. A la misma escala temporal (meses) las series de clorofila y producción de A Coruña presentan correlaciones significativas ($p < 0.05$) y positivas con algunas variables climáticas, como la clorofila con el índice de afloramiento ($r = 0.151$) y la producción primaria con el índice NAO ($r = 0.130$). Sin embargo no se han encontrado correlaciones significativas a esta escala para las series de Cudillero. Esto sugiere que los efectos climáticos no siempre se manifiestan de forma inmediata. Un análisis de las series de valores medios anuales de una selección de variables ambientales indica la existencia de tendencias significativas al aumento de la temperatura superficial, de la estratificación (medida a partir de la desviación típica de la densidad del agua) y de las concentraciones de silicato en A Coruña (Tabla 7.2). En Cudillero, sin embargo, se detecta una tendencia creciente en la relación entre nitrato y silicato, mientras que no resultan significativas las variaciones en temperatura y estratificación. Estos resultados, como se ha visto en los capítulos 2 y 4, sugieren la existencia de variabilidad interanual en las propiedades de las masas de agua de la región que puede afectar al crecimiento del fitoplancton. Mientras que no es posible concluir un cambio definido a largo plazo en estratificación, principalmente debido a la mezcla invernal intensa del año 2005 (Capítulo 2), se ha observado un incremento en las concentraciones de nitrato y fosfato tanto en Galicia como en el Cantábrico (Capítulo 4). En todo caso la detección de los cambios en la estratificación y en los nutrientes depende de la longitud de las series, como evidencian los aparentes ciclos plurianuales en el fosfato (Bode et al., 2011b).

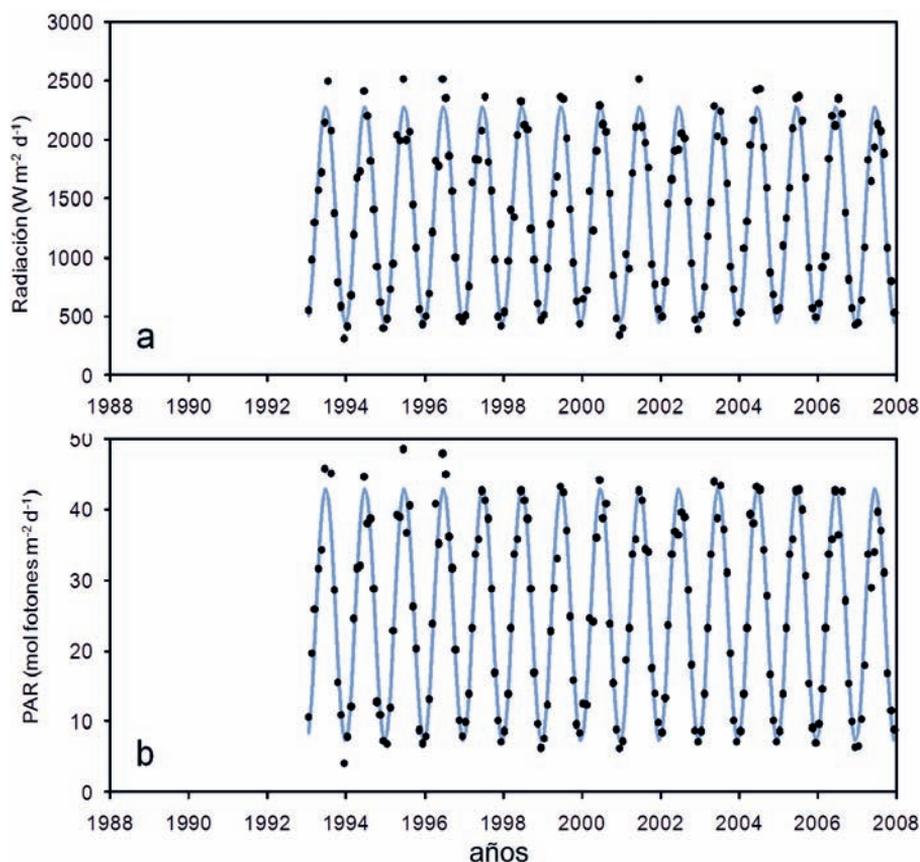


Figura 7.8. Variación temporal de los valores medios mensuales de radiación solar total (a, $W m^{-2} d^{-1}$) y de la radiación fotosintéticamente activa (b, PAR, $mol\ fotones\ m^{-2}\ d^{-1}$) medidas en A Coruña.

Las correlaciones cruzadas entre las series medias anuales mostraron efectos significativos ($p < 0.05$) de las concentraciones de fosfato sobre la clorofila ($r = -0.498$, con un retardo de 1 año) y de nitrato sobre la producción primaria ($r = 0.514$, sin retardo) en A Coruña, mientras que de nuevo no se encontraron correlaciones significativas en las series de Cudillero. Sin embargo las proporciones de nutrientes tienen una influencia positiva sobre la producción primaria. Así la relación N:P se correlaciona positivamente y sin retardo con la clorofila en A Coruña ($r = 0.620$) y con la producción primaria en Cudillero ($r = 0.680$). También la relación N:Si se correlaciona de forma positiva con la producción primaria en Cudillero ($r = 0.634$, con retardo de 1 año). Estos resultados apoyan la hipótesis de que la producción, al igual que ocurre con la composición de especies del fitoplancton en esta región experimenta cambios decadales relacionados con las proporciones de nutrientes inorgánicos de las masas de agua presentes en la zona (Llope et al., 2007), siendo el fosfato y el silicato los principales responsables de estas variaciones. Por otro lado, la estratificación térmica ($dt\ T$) favorece la acumulación de biomasa de fitoplancton en Cudillero en el mismo año ($r = 0.575$, $p < 0.05$), lo que también se observa con el índice de afloramiento estacional ($r = 0.572$, $p < 0.05$). Estos resultados confirman que

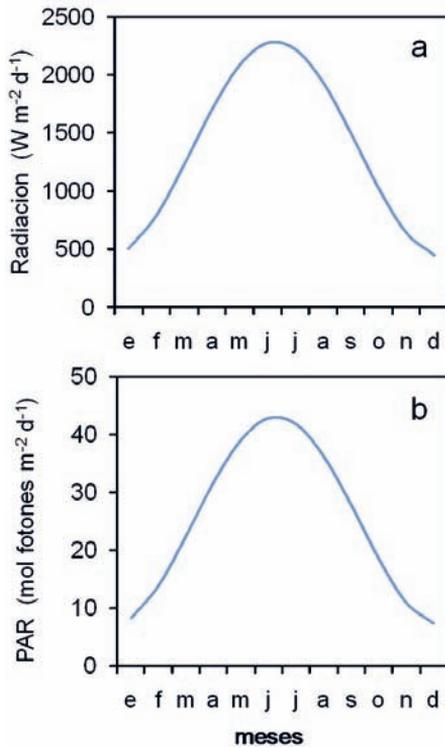


Figura 7.9. Ciclo estacional de la radiación solar total (a, W m⁻² d⁻¹) y de la radiación fotosintéticamente activa (b, PAR, mol fotones m⁻² d⁻¹) medidas en A Coruña.

no siempre es esperable un efecto negativo del calentamiento de la superficie del océano y de la estratificación térmica sobre la biomasa y producción del fitoplancton. En los grandes ecosistemas neríticos del océano no se han registrado, en general, grandes variaciones decadales en la biomasa y producción del fitoplancton (Sherman y Hempel, 2009) a pesar del progresivo calentamiento de las aguas. Sin embargo, en las áreas centrales de los océanos, especialmente del Atlántico Norte, se ha detectado un incremento en el tamaño de las áreas con baja biomasa de fitoplancton, lo que se atribuye al descenso en el aporte de nutrientes debido a la creciente estratificación (Behrenfeld et al., 2006). En todo caso las evidencias actuales apuntan a una respuesta heterogénea del fitoplancton en las distintas regiones oceánicas (ver una revisión reciente en Bode et al., 2011c).

Los aportes de nutrientes y la variabilidad en las propiedades de las masas de agua dependen en gran medida de las condiciones climáticas. La Oscilación del Atlántico Norte (NAO), uno de los principales factores de variación atmosférica que afecta al clima de Europa (Barnston y Livezey, 1987), presenta una ligera pero significativa tendencia a la disminución durante el periodo estudiado (Tabla 7.2), lo que indica una menor diferencia entre los sistemas de altas y bajas presiones de la región (Capítulo 1). En este periodo la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) presenta una tendencia positiva, consecuencia del calentamiento progresivo del océano. Finalmente el índice que mide la intensidad del afloramiento para la zona Galicia-Cantábrico ha disminuido de forma significativa en la primavera y verano desde 1990 (Tabla 7.2). De estas variables sólo NAO se correlaciona positivamente con la producción medida en A Coruña, aunque con un retardo de un año ($r = 0.677$, $p < 0.05$).

variable	zona	periodo	b	a	%V _t	r	p
Cla	A Coruña	1989-2007	-	-	-	-	-
	Cudillero	1993-2007	-	-	-	-	-
PP	A Coruña	1990-2007	13.71	-27397.30	60.89	0.780	0.000
	Cudillero	1993-2007	-	-	-	-	-
N	A Coruña	1989-2007	-	-	-	-	-
	Cudillero	1993-2007	-	-	-	-	-
P	A Coruña	1989-2007	-	-	-	-	-
	Cudillero	1993-2007	-	-	-	-	-
Si	A Coruña	1991-2007	3.31	-6616.08	37.60	0.613	0.009
	Cudillero	1993-2007	-	-	-	-	-
N:P	A Coruña	1989-2007	-	-	-	-	-
	Cudillero	1993-2007	-	-	-	-	-
N:Si	A Coruña	1991-2007	-0.09	184.19	24.84	-0.498	0.042
	Cudillero	1993-2007	0.05	-93.18	29.55	0.544	0.036
SST	A Coruña	1989-2006	0.03	-59.74	23.23	0.482	0.043
	Cudillero	1989-2006	-	-	-	-	-
dtT	A Coruña	1991-2007	-	-	-	-	-
	Cudillero	1993-2007	-	-	-	-	-
dtσ _t	A Coruña	1991-2007	0.01	-19.14	44.69	0.669	0.003
	Cudillero	1993-2007	-	-	-	-	-
NAO _{DM}		1989-2007	-0.04	85.21	28.28	-0.532	0.019
AMO		1989-2007	0.02	-48.76	58.30	0.764	0.000
AFLO _{AS}		1989-2007	-10.18	20339.99	23.54	-0.485	0.035

Tabla 7.2. Tendencias interanuales significativas. Parámetros de la regresión lineal entre los valores medios anuales de biomasa (Cla, mg m⁻²), producción primaria (PP, mg C m⁻² d⁻¹), nitrato (N, mmol m⁻²), fosfato (P, mmol m⁻²), silicato (Si, mmol m⁻²), índices N:P y N:Si, temperatura superficial (SST, °C), desviación típica de la temperatura (dtT, °C) y de la densidad (dtσ_t), todas ellas integradas o promediadas en la zona fótica de las estaciones de A Coruña (40 m) y Cudillero (50 m), y el año de muestreo. También se indican los parámetros de las regresiones significativas en el caso de la Oscilación del Atlántico Norte promediada entre diciembre y marzo (NAO_{DM}), del valor medio anual de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) y del índice de afloramiento (AFLO_{AS}) calculado para una celda de 2°x2° centrada en 43° N, 11° W y promediado entre abril y setiembre. b: tendencia interanual, a: constante, %V_t: porcentaje de varianza total explicada, r: coeficiente de correlación, p: significación.

Estos resultados confirman que no es posible establecer una única respuesta de la biomasa y producción del fitoplancton costero a los cambios inducidos por el clima. Por una parte, la elevada heterogeneidad espacial característica del plancton nerítico, hace que el crecimiento rápido del fitoplancton ante condiciones adecuadas de luz y nutrientes, como las aportadas por los fenómenos de afloramiento, compense el efecto negativo que supone el establecimiento de una capa superficial inmiscible con las aguas profundas, como sucede en el océano abierto. La existencia de frentes de marea, aportes de ríos y afloramientos, entre otros, modifica constantemente las condiciones de estratificación que pueden limitar la producción primaria. Esto explica que no haya muchas relaciones directas entre la variabilidad climática, como el índice NAO, y las variables del plancton (Bode et al., 2009). Incluso las variables ambientales de relación más directa con la producción del fitoplancton, como la estratificación o los nutrientes, presentan pocas correlaciones significativas a medio y largo plazo, indicando que los efectos a estas escalas pueden manifestarse incluso al cabo de varios años, como consecuencia de interacciones no lineales que se amplifican con el tiempo. El retardo en la respuesta a una perturbación es característico del fitoplancton que vive en ambientes fluctuantes, como las zonas de afloramiento, pues una mayor diversidad de tasas de crecimiento y respuestas fisiológicas favorece una mayor duración de los retardos (Duarte, 1990). En contraste, los estudios a muy corta escala temporal (días, semanas) permiten establecer relaciones lineales entre los factores ambientales, como el viento y los nutrientes, y la producción del fitoplancton (Álvarez-Salgado et al., 2002). Así se ha estimado, a partir del descenso en la intensidad del afloramiento, que la producción primaria de Galicia puede haber disminuido un 50% en los últimos 40 años (Pérez y Boscolo, 2010). Un primer análisis de la clorofila superficial medida por satélite indicó un aparente descenso de los valores medios en la zona oceánica próxima a Galicia (Pérez et al., 2010). La extrapolación de estas relaciones a escalas temporales más largas, sin embargo, se contradice con la falta de evidencias de disminución en las series temporales de medidas directas de biomasa (Pérez et al., 2010) y producción (Varela et al., 2006; Bode et al., 2011b, c).

Además de los efectos climáticos hay que tener en cuenta su interacción con otros cambios ambientales causados directamente por la actividad humana. Ninguna región del océano se conserva inalterada pero en concreto toda la región del nordeste del Atlántico presenta un elevado grado de impacto antropogénico por múltiples efectos, que incluyen desde la pesca y tráfico marítimo intenso, a la contaminación, especialmente en la zona costera (Halpern et al., 2008). No se conocen suficientemente los efectos concretos que la sobrepesca produce sobre el fitoplancton y la bases de la cadena trófica, aunque en el mar Cantábrico se ha estimado que las principales especies de peces capturadas no tienen un gran efecto directo sobre el fitoplancton (Sánchez y Olaso, 2004). Mayor podría ser la influencia de la contaminación, con un doble efecto. Por una parte el aporte directo de nutrientes antropogénicos estimularía la producción primaria llegando a causar eutrofización en algunas áreas. Por otra parte los vertidos de tóxicos y contaminantes reducirían el crecimiento del fitoplancton y por tanto la producción. Sin embargo, a excepción de zonas costeras muy localizadas o catástrofes ecológicas concretas (OSPAR, 2000, Varela et al., 2006), no se dispone de información suficiente para comprobar el grado de influencia directa de la eutrofización o de la contaminación sobre la biomasa y producción primaria en la plataforma continental del Atlántico en el noroeste de España.

7.7. Conclusiones

1. A pesar de un calentamiento progresivo del océano en las últimas décadas en toda la región, la biomasa y producción primaria del Atlántico nordibérico no presenta una tendencia interanual uniforme. Las series de observaciones analizadas indican que no han existido cambios importantes en la biomasa media anual desde 1958 en el océano próximo y desde 1990 en las aguas costeras.
2. Las diferencias locales pueden atribuirse a la distinta influencia del afloramiento costero, que permite mayor biomasa y producción en Galicia que en el mar Cantábrico. Las series indican un aumento de la producción primaria en A Coruña que se corresponde con una disminución equivalente en Cudillero.
3. Aparte de los factores directamente relacionados con el afloramiento, como temperaturas relativamente frías y altas concentraciones de nutrientes, las correlaciones con factores climáticos y oceanográficos no permiten deducir un efecto directo e inmediato de éstos sobre la biomasa y la producción. Por el contrario, existen evidencias de interacciones no lineales con factores como la composición relativa de los nutrientes, que inducen respuestas en el fitoplancton retardadas en el tiempo. A diferencia del océano profundo, no se han encontrado evidencias de un efecto negativo de la estratificación térmica sobre la biomasa y producción del fitoplancton en esta región.
4. Se desconocen las interacciones de los efectos indirectos del clima sobre la producción primaria con los efectos directos causados por otros factores de origen antropogénico como la eutrofización y contaminación crecientes de la zona costera.

Capítulo 8. Zooplancton

Antonio Bode, M. Teresa Alvarez-Ossorio, Ricardo Anadón, Ricardo González-Gil, Ángel López-Urrutia, Ana Miranda y Luis Valdés

Resumen

Abstract

8.1. Introducción

8.2. Métodos

8.3. Variabilidad de la biomasa

8.4. Caracterización espacial de las comunidades

8.5. Ciclo estacional de las principales especies

8.6. Variabilidad del zooplancton en el océano próximo

8.7. Variabilidad del zooplancton en la costa

8.8. Aparición de nuevas especies

8.9. Variabilidad del plancton gelatinoso

8.10. Influencia climática y oceanográfica

8.11. Conclusiones

Resumen

La influencia de factores climáticos y oceanográficos sobre el zooplancton de la región norte y noroeste de la Península Ibérica fue analizada mediante cinco series temporales de observaciones de abundancia, composición específica y biomasa. Las series incluyeron la región oceánica próxima, representada por el área estándar F4 del Continuous Plankton Recorder entre 1960 y 2006, así como series costeras de Galicia (Vigo y A Coruña) y el mar Cantábrico (Cudillero, Gijón, Santander), muestreadas desde la década de 1990. En el océano se detectó un incremento interanual en biomasa y número de especies de copépodos entre 1960 y 1986, mientras que en la costa se detectaron incrementos en la abundancia y biomasa de algunas especies en Vigo y disminuciones de otras en A Coruña y Santander en los últimos años. Ninguna de las series del Cantábrico mostró tendencias ni ciclos en los valores interanuales de biomasa durante el periodo de observación. El plancton gelatinoso (medusas y tunicados) no mostró un patrón común a escalas locales, con incrementos en las medusas en Vigo y en los tunicados en A Coruña. La influencia climática y oceanográfica sobre este tipo de zooplancton parece resultar de modificar la proporción entre copépodos y plancton gelatinoso a partir de un efecto más directo del clima y las condiciones oceanográficas sobre los primeros. En Galicia el número y diversidad de especies de copépodos y su biomasa se incrementaron con la temperatura mientras que en el mar Cantábrico sólo se incrementaron en abundancia y ocupación espacial las especies de aguas cálidas (como *Temora stylifera*) mientras que las especies oportunistas típicas de afloramiento (como *Acartia clausi*) disminuyeron. La modulación local de los efectos del clima y del afloramiento sobre el zooplancton de la región sugiere la existencia de interacciones no lineales a largo plazo que favorecerían el mantenimiento e incluso el incremento de biomasa y diversidad de zooplancton a pesar de la tendencia a la disminución en el afloramiento observada en las últimas décadas.

Abstract

*The influence of climatic and oceanographic factors on zooplankton in the northern and north-western region of the Iberian Peninsula was analysed using five time-series of abundance, species composition and biomass. The series included the nearby ocean region, represented by the standard area F4 of the Continuous Plankton Recorder between 1960 and 2006, as well as coastal series from Galicia (Vigo and A Coruña) and the Mar Cantábrico (Cudillero, Gijón and Santander) sampled from the 1990s. An increase in biomass and species number of copepod species was detected in the oceanic region between 1960 and 1986. In the coast, however, the abundance and biomass of some species also increased in Vigo but decreased for other species in A Coruña and Santander in recent years. No long term trends or cycles were detected in any of the Mar Cantábrico biomass series. Gelatinous plankton (medusae and tunicates) did not show any common trend at local scales, having increased medusae in Vigo and tunicates in A Coruña. Climate and oceanographic factors appear to influence the ratio between copepods and gelatinous zooplankton through a larger effect of the environment on copepods. Temperature increased the number and diversity of copepod species in Galicia whereas in the Mar Cantábrico only warm tolerant species (as *Temora stylifera*) increased in abundance and spatial distribution while opportunistic species typical of upwelling waters (as *Acartia clausi*) decreased. Local modulation of climate and upwelling effects on zooplankton suggest non-linear interactions favouring the sustaining and even increase of zooplankton biomass and diversity despite the decadal decrease of upwelling in this region.*

8.1. Introducción

A pesar de que el fitoplancton responde rápidamente a la variabilidad ambiental, el zooplankton marino es uno de los componentes del ecosistema donde los efectos de los cambios climáticos se manifiestan con mayor claridad (Beaugrand et al., 2002; ICES, 2006). Sus ciclos de vida generalmente cortos (semanas, meses) y su elevada variabilidad a cortas escalas temporales y espaciales integran a una escala de tiempo mayor que el fitoplancton los cambios en el ambiente (ej. Valdés y Moral, 1998, Valdés et al., 2007). Entre los diversos grupos zoológicos que lo componen, destacan los copépodos por su abundancia y biomasa, siendo responsables de una gran parte de los flujos biogeoquímicos relevantes para el sostenimiento de una red trófica compleja y de la transferencia de carbono a los sedimentos (Smetacek, 1988). Además los copépodos tienen un tamaño y morfología que facilita su identificación con un equipamiento relativamente sencillo. Por estas razones los copépodos planctónicos son bien conocidos en la mayor parte del océano y constituyen uno de los indicadores más robustos en los estudios de la variabilidad a largo plazo de los ecosistemas (Valdés et al., 2007).

En el zooplankton del Atlántico se han reconocido hasta el momento distintos cambios desencadenados por variaciones regionales en el clima, generalmente relacionados con el incremento de temperatura superficial y en la consiguiente estratificación de la columna de agua (Beaugrand et al., 2002; Richardson y Schoeman, 2004; ICES, 2006). Sin embargo los efectos locales modifican la respuesta de las comunidades a las variaciones de gran escala temporal o espacial. De esta forma la mayor parte de la variabilidad en el número de especies de copépodos y su densidad relacionada con el clima y la oceanografía se registra en las aguas frías de zonas boreales en las que el calentamiento estabiliza la columna de agua y representa una importante modificación del ambiente (Beaugrand et al., 2002). Además la influencia de procesos advectivos, como los ciclos de afloramiento-hundimiento o las corrientes sobre la plataforma continental, interaccionan con los efectos climáticos y modifican las condiciones en las que se desarrolla el zooplankton.

Además de los copépodos, la comunidad del zooplankton está determinada por la dominancia ocasional de otros grupos. Uno de los más característicos es el de los organismos de cuerpo gelatinoso, principalmente cnidarios (medusas y sifonóforos) y procordados (salpas, doliólidos y apendicularias). Las medusas y sifonóforos son depredadores y los procordados planctónicos son organismos filtradores de plancton y materia orgánica de pequeño tamaño. Ambos grupos pueden alcanzar gran abundancia y biomasa en momentos determinados, bien por la existencia de numerosos individuos solitarios (ej. medusas) o por la formación de colonias con muchos individuos (ej. salpas). La dominancia de organismos gelatinosos sobre los crustáceos representa un cambio importante en la estructura trófica del plancton (Molinero et al., 2005). Un incremento de medusas implica un aumento de presión depredadora sobre los primeros

niveles tróficos (principalmente sobre los copépodos) y limita el flujo de energía hacia los peces y otros consumidores. Este incremento va acompañado de una mayor dominancia relativa de microflagelados en el fitoplancton, lo que produce un cambio importante en su estructura de tamaños (Parsons y Lalli, 2002). Estos microflagelados también favorecen la rápida multiplicación de organismos como las salpas, filtradores eficientes de partículas pequeñas y poco concentradas (Acuña, 2001). Los cambios inducidos por el clima, como el incremento de la estratificación superficial (Capítulo 2) y una mayor dominancia de flagelados (Capítulos 5 y 6), pueden favorecer este cambio fundamental en la estructura trófica y de tamaños del plancton.

El zooplancton de la región nordibérica permite el estudio de la influencia del clima y las condiciones oceanográficas a largo plazo en un ambiente de transición entre el afloramiento en Galicia y las condiciones de mayor estratificación en el mar Cantábrico (Capítulo 2). El zooplancton de esta región ha sido profusamente estudiado y se dispone de series temporales de datos de la abundancia, biomasa y diversidad taxonómica (Corral y Alvarez-Ossorio, 1978; Álvarez-Marqués, 1980; Valdés, 1993; Cabal, 1993; Villate et al., 1997; Valdés y Moral, 1998; ICES, 2006; Valdés et al., 2007; Bode et al., 2009, 2011a).

El objetivo de este capítulo es analizar la variabilidad interanual del zooplancton en el norte de la Península Ibérica en relación a los principales cambios en las condiciones climáticas y oceanográficas. En primer lugar se estudian los patrones de variación espacial de las comunidades, tomando como ejemplo representativo a los copépodos, que son el componente mayoritario de la abundancia y biomasa de zooplancton (ej. Valdés y Moral, 1998). En segundo lugar se analizan con mayor detalle las variaciones de las especies de este grupo en diferentes áreas costeras y oceánicas. Como casos de especial interés se estudia la aparición de especies nuevas y la variabilidad encontrada en la abundancia de plancton gelatinoso (medusas y salpas, principalmente). Finalmente, se analizan las correlaciones entre la biomasa de copépodos y variables climáticas y oceanográficas. Los análisis realizados pueden consultarse con mayor detalle en Valdés y Moral (1998), Valdés et al. (2007) y Bode et al. (2009, 2011a).

8.2. Métodos

Las observaciones de zooplancton (organismos mayores de 200 μm) en la región oceánica más próxima a la Península Ibérica (Fig. 8.1) se han obtenido a partir de la zona estándar F4 del Continuous Plankton Recorder (CPR, <http://www.sahfos.ac.uk/>). Éstas corresponden a observaciones de la abundancia de zooplancton realizadas a partir de recuentos al microscopio sobre muestras recogidas por una red de seda remolcada a una profundidad de 7 m de la superficie por barcos comerciales (Richardson et al., 2006). Para la zona costera se han empleado los recuentos realizados sobre muestras procedentes de pescas en toda la columna de agua en estaciones del proyecto RADIALES (<http://www.seriestemporales-ieo.com>) situadas sobre la plataforma continental con una profundidad total entre 70 y 110 m en Vigo, A Coruña, Cudillero, Gijón y Santander (Fig. 8.1). Todas las series tienen una periodicidad mensual. Los detalles del muestreo y la conservación de las muestras se pueden consultar en Bode et al. (2009, 2011a). En las series costeras se dispone de medidas de biomasa (B , mg m^{-3}), estimada como peso seco del zooplancton secado en estufa (60 °C, 48 h). Sin embargo esta medida de biomasa total está muy influida por la aparición esporádica de organismos gelatinosos (ej. Valdés et al., 1991). En las comparaciones entre series, y para evitar las grandes diferencias en abundancia entre especies de muy distinto tamaño, se emplean los valores de biomasa de copépodos (peso fresco, mg m^{-3}) disponible en las series F4, Vigo, A Coruña y Santander, transformando las abundancias mediante los tamaños medios de cada especie (Richardson et al., 2006; Bode et al., 2011a). Además de la biomasa total (B), en cada serie se determinó la riqueza específica (S , número de especies presentes) y diversidad (H , Shannon). La variación estacional se estudió en las especies más características mediante el cálculo del mes del máximo anual como el centro de gravedad de las distribuciones de las medias mensuales (Edwards y Richardson, 2004). Para el estudio del plancton gelatinoso, en las series en las que se dispone de recuentos de abundancia suficientemente detallados se agruparon los organismos en las categorías de medusas (cnidarios hidrozooos y escifozooos) y tunicados (salpas, doliólidos y apendicularias).

Las series de observaciones fueron ajustadas a un modelo aditivo para identificar los principales factores de variabilidad determinista o aleatoria con especial atención a las componentes lineales o cíclicas de variabilidad de largo plazo (Anexo I). Una vez eliminados los términos significativos, los residuos de las series de plancton fueron correlacionados con los residuos de series de variables ambientales ajustadas de forma similar.

Las variables ambientales correlacionadas con el zooplancton fueron: la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, Barnston y Livezey, 1987) promediada tanto para el periodo invernal (diciembre a marzo) como para el estival (junio a agosto), el índice de afloramiento genérico para la región en 43°N, 11°O (AFLO, Lavín et al., 2000), así como la velocidad local del viento en dos áreas representativas de Galicia y el mar Cantábrico (recuadros G y C en Fig. 8.1), la tempera-

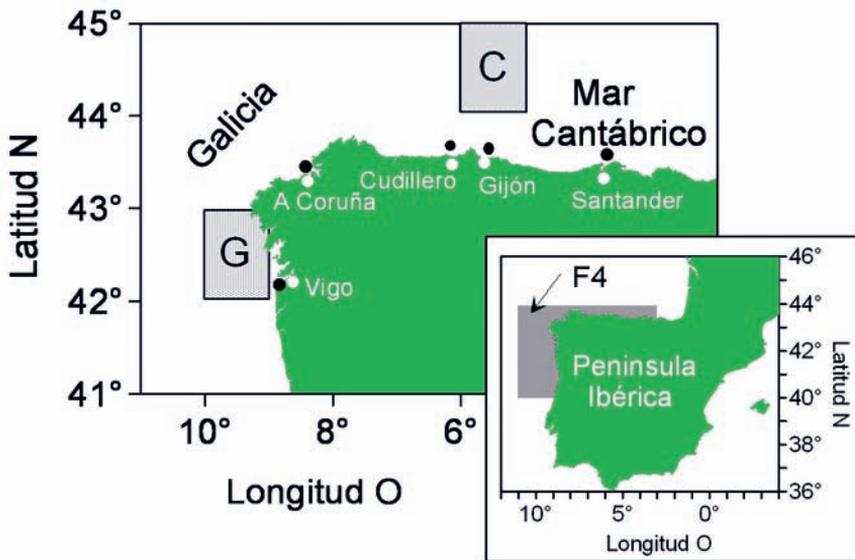


Figura 8.1. Localización de los puntos de muestreo (puntos negros) de las series temporales de zooplancton en la costa (Vigo, A Coruña, Cudillero, Gijón y Santander) y en el océano. La zona F4 muestreada por el Continuous Plankton Recorder (CPR) aparece sombreada en el mapa inferior. Las áreas sombreadas en el mapa superior indican la localización de las retículas de 1°x1° en las cuales se han obtenido medias mensuales de temperatura superficial y vientos de la base de datos ICOADS para Galicia (G) y para el Mar Cantábrico (C).

tura superficial (SST, °C) medida con CTD en el punto de muestreo (estaciones costeras) o en las áreas representativas y el incremento en densidad entre 5 y 50 m de profundidad ($\Delta\sigma_t$) como medida de la estratificación local. Los datos promediados para las áreas G y C se obtuvieron a partir del International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS, <http://dss.ucar.edu/datasets/>).

8.3. Variabilidad de la biomasa

La biomasa total de zooplancton alcanza mayores valores en las series de Galicia (Vigo y A Coruña) que en las del mar Cantábrico (Cudillero, Gijón y Santander) pero en todas ellas se destaca una marcada periodicidad estacional (Fig. 8.2). Esta estacionalidad representa al menos el 30% de la varianza de las series (Tabla 8.1) y se debe a la repetición de los máximos anuales, que generalmente se alcanzan en primavera en el Cantábrico y en verano en Galicia (Fig. 8.3). La principal diferencia en los ciclos estacionales entre ambas regiones se atribuye al efecto fertilizador del afloramiento en Galicia durante gran parte del verano (Valdés et al., 1991; 2007). En algunos casos (A Coruña y Gijón) existen dos periodos de máximos significativos en el año, siendo el más tardío a finales de verano o en otoño, siguiendo la estacionalidad observada en la biomasa de fitoplancton (Capítulos 6 y 7).

La mayor parte de las series muestran una variabilidad interanual reducida pero en el caso de Vigo y A Coruña se observa una tendencia lineal al aumento de biomasa (Tabla 8.1). En el primer caso este aumento se debe a un incremento brusco de biomasa, especialmente en los máximos anuales, a partir de 2001 (Fig. 8.2). En A Coruña, sin embargo, se observa un incremento gradual en la década de 1990 seguido de una cierta estabilización. Ninguna de las series del Cantábrico mostró tendencias ni ciclos en los valores interanuales durante el periodo de observación.

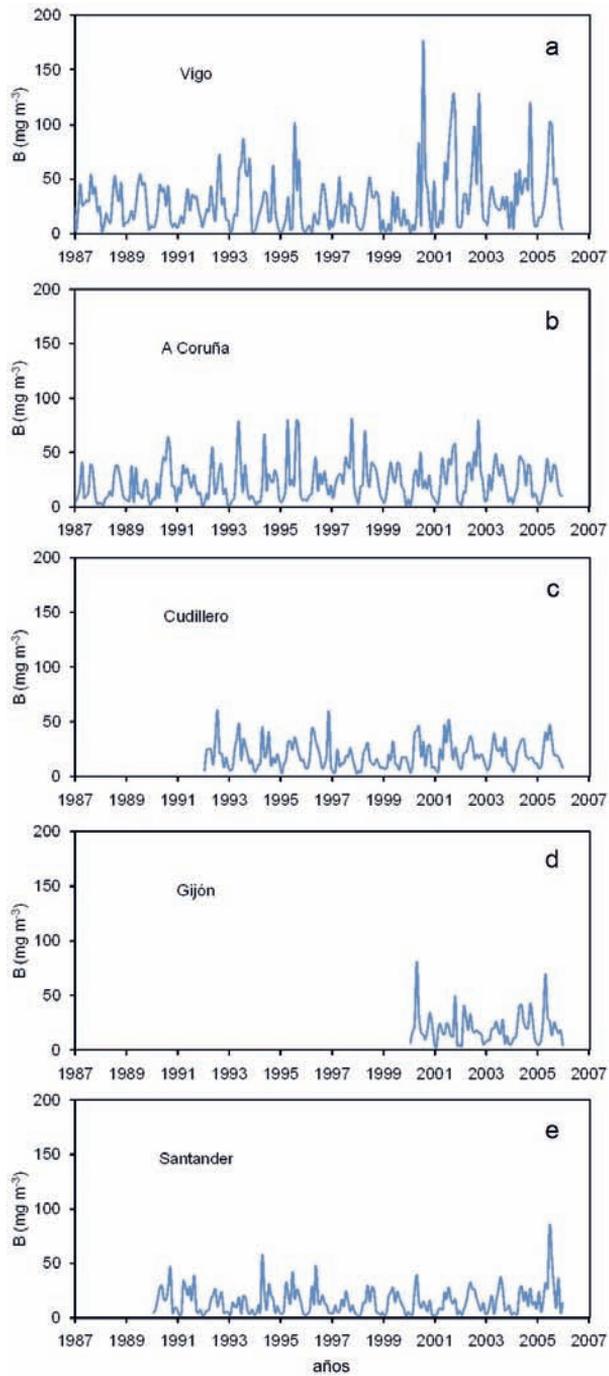


Figura 8.2. Series de medidas mensuales de la biomasa total (peso seco, mg m⁻³) de zooplancton en las series costeras de Vigo (a), A Coruña (b), Cudillero (c), Gijón (d) y Santander (e).

Serie	Periodo	Media	Tendencia lineal		Componentes periódicos				Autocorrelación		Total
		\bar{x}	b	$\%V_t$	T	A	θ_i	$\%V_{CC}$	ϕ	$\%V_{AR}$	$\%V_M$
Vigo	1987-2006	28.57	0.89	3.85	12	20.04	2.54	29.72	0.22	4.54	38.11
A Coruña	1988-2006	23.08	0.43	1.83	12	14.09	2.78	33.40	-	-	43.53
		-	-	-	6	7.02	2.57	8.30	-	-	-
Cudillero	1993-2006	19.91	-	-	12	9.81	3.24	33.65	0.19	2.34	35.99
Gijón	2001-2006	19.88	-	-	6	9.24	2.30	21.97	-	-	41.38
		-	-	-	12	8.69	3.55	19.41	-	-	-
Santander	1991-2006	14.59	-	-	12	10.40	3.12	37.12	-	-	37.12

Tabla 8.1. Componentes de la varianza de las series costeras de biomasa total de zooplancton (peso seco, mg m^{-3}). Los componentes de la varianza de cada serie son: la media (\bar{x}), la tendencia lineal (a: ordenada en el origen, b: pendiente), los componentes periódicos (T: período en meses, A: amplitud, θ : fase en radianes y T_{\max} : valor máximo para cada componente) y la autocorrelación para el desfase 1 (ϕ : coeficiente de autocorrelación). Sólo se indican los componentes significativos ($p < 0.05$). $\%V_t$, $\%V_{CC}$, $\%V_{AR}$ y $\%V_M$: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

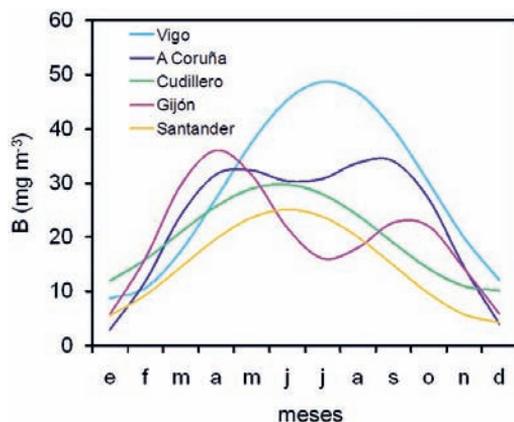


Figura 8.3. Ciclo medio estacional de la biomasa total de zooplancton (B , mg m^{-3}) en las series costeras.

8.4. Caracterización espacial de las comunidades

Las series estudiadas contienen 83 especies o categorías taxonómicas de copépodos (Richardson et al., 2006; Valdés et al., 2007) de las cuales sólo 16 son comunes a todas las series. Para compararlas, se han seleccionado 25, cada una de las cuales representa >1% de la biomasa de al menos una serie (Tabla 8.2). Las principales contribuyentes a la biomasa total en todas las series son *Calanus helgolandicus* (principalmente estadios juveniles) y *Acartia* spp. (principalmente *A. clausi*). Además de éstas, otras especies características de cada serie representaron cerca del 10% de la biomasa, como *Centropages typicus* en la serie F4, *Centropages chierchiae* y *Pseudocalanus elongatus* en Vigo, *Oncaea media* en A Coruña o *Paracalanus parvus* y *Clausocalanus* sp. en Santander (Tabla 8.2). Las especies dominantes son de distribución general y proporcionan una homogeneidad característica al zooplancton de esta región de transición boreal-subtropical (Valdés et al., 1990; Cabal, 1993; Valdés, 1993, Valdés et al., 2007). Esta homogeneidad puede apreciarse en la ordenación de las muestras de todas las series según la similitud en la composición de especies, empleando un análisis de escalado multidimensional (MDS, Fig. 8.4, Bode et al., 2011a). La ordenación obtenida refleja claramente la localización espacial de cada serie, situándose las muestras de serie F4, que tiene un ámbito temporal y espacial más amplio, rodeando a las series costeras. Sin embargo las diferencias entre las comunidades permiten separar las series de Galicia (Vigo y A Coruña) entre sí y éstas, más claramente, de la serie del mar Cantábrico (Santander). Esta separación de las series se debe fundamentalmente a las especies secundarias, mientras que las primarias son las que dan homogeneidad a cada serie. Finalmente, existe un gran número de especies con poca contribución individual a la biomasa total que son comunes a casi todas las series. Se trata de especies nerítico-oceánicas, habituales en una región con una plataforma continental de poca extensión y sometida a la influencia del afloramiento que permite un rápido intercambio de agua con el océano próximo. Estos resultados corroboran la relativa homogeneidad de los registros de especies de copépodos en la región gallega y cantábrica, debido a la amplia distribución de las especies en todas las zonas costeras del Atlántico Oriental (Valdés y Alvarez-Ossorio, 1996; Valdés et al., 2007).

Categoría	series											
	F4			Vigo			A Coruña			Santander		
	%B	media	EE	%B	media	EE	%B	media	EE	%B	media	EE
<i>Acartia clausi</i> (Giesbrecht, 1889) ^a	35.82	7.45	0.71	22.86	86.54	26.39	16.51	46.65	4.71	8.87	11.76	1.77
<i>Calanoides carinatus</i> (Kröyer, 1848)	1.49	0.31	0.05	2.51	9.50	1.57	3.37	9.51	1.72	6.31	8.36	2.44
<i>Calanus helgolandicus</i> (I-IV) (Claus, 1863)	15.50	3.22	0.68	28.50	107.88	56.12	6.24	17.63	2.64	-	-	-
<i>Calanus helgolandicus</i> (V-VI) (Claus, 1863)	3.88	0.81	0.11	2.79	10.57	2.57	3.24	9.16	1.35	23.04	30.55	5.77
<i>Candacia armata</i> (Boeck, 1872)	0.09	0.02	0.00	0.33	1.23	0.38	0.52	1.46	0.36	1.15	1.53	0.22
<i>Centropages chierchiae</i> (Giesbrecht, 1889) ^b	0.24	0.05	0.01	8.86	33.52	10.45	4.10	11.59	1.68	4.74	6.28	1.42
<i>Centropages typicus</i> (Kröyer, 1849)	8.71	1.81	0.20	0.07	0.26	0.15	0.16	0.46	0.10	3.79	5.02	0.92
<i>Centropages</i> spp. ^c	1.03	0.21	0.05	-	-	-	3.91	11.05	1.88	-	-	-
<i>Clausocalanus</i> spp. ^d	6.54	1.36	0.22	0.44	1.68	0.34	3.73	10.54	1.38	11.34	15.04	1.25
<i>Dytrichocorycaeus anglicus</i> (Lubbock, 1855)	-	-	-	0.34	1.29	0.34	1.35	3.81	2.67	2.13	2.83	0.39
<i>Eucalanus elongatus</i> (Dana, 1849)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.52	8.64	1.20
<i>Metridia lucens</i> (Boeck, 1864)	1.10	0.23	0.04	0.10	0.39	0.19	0.56	1.57	0.33	0.77	1.03	0.15
<i>Neocalanus gracilis</i> (Dana, 1849)	0.06	0.01	0.00	-	-	-	1.25	3.52	1.51	0.04	0.05	0.02
<i>Oithona plumifera</i> (Baird, 1843)	-	-	-	4.15	15.72	1.82	1.39	3.91	0.60	3.40	4.51	0.48
<i>Oithona similis</i> (Claus, 1866)	-	-	-	0.37	1.40	0.57	1.04	2.93	0.44	0.04	0.05	0.02
<i>Oithona</i> spp.	2.40	0.50	0.06	-	-	-	0.19	0.52	0.17	-	-	-
<i>Oncaea media</i> (Giesbrecht, 1891)	-	-	-	3.49	13.20	2.98	13.36	37.73	7.80	0.43	0.57	0.12
<i>Paracalanus parvus</i> (Claus, 1863)	-	-	-	3.05	11.53	2.42	3.59	10.14	1.05	14.23	18.87	2.11
<i>Paraeuchaeta hebes</i> (Giesbrecht, 1888)	0.62	0.13	0.02	5.49	20.80	3.29	4.41	10.68	2.86	1.57	2.08	0.28
<i>Pseudocalanus elongatus</i> (Boeck, 1865)	4.47	0.93	0.14	8.14	30.83	11.57	5.72	16.14	2.74	2.44	3.23	0.80
<i>Rhincalanus nasutus</i> (Giesbrecht, 1888)	-	-	-	-	-	-	2.22	6.27	5.71	0.08	0.11	0.05
<i>Temora longicornis</i> (Müller, 1792) ^e	1.52	0.32	0.05	6.28	23.76	6.53	2.82	7.96	1.08	2.59	3.44	0.80
<i>Temora stylifera</i> (Dana, 1849) ^e	0.47	0.10	0.04	0.26	0.98	0.32	0.90	2.53	0.59	5.91	7.84	2.41
Other copepoda	1.95	0.41	0.04	1.90	7.19	1.29	5.48	15.48	3.59	0.57	0.76	0.28
Copepod nauplii	1.11	0.23	0.02	0.29	1.11	0.26	0.37	1.04	0.37	0.05	0.06	0.01

^a *Acartia* spp. y *A. longiremis* (Lilljeborg, 1853) (F4); incluye estados juveniles (Vigo, A Coruña)

^b incluye estados juveniles (Vigo)

^c incluye estados juveniles (A Coruña)

^d incluye *C. arcuicornis* (Dana, 1849) y *C. pergens* (Farran, 1926) (Vigo)

^e incluye estados juveniles (Vigo, A Coruña, Santander)

Tabla 8.2. Contribución porcentual a la biomasa total (%B), biomasa media (mg m⁻³) y error estándar (EE) de las principales especies de copépodos en las series estudiadas. Biomasa en peso fresco (mg m⁻³).

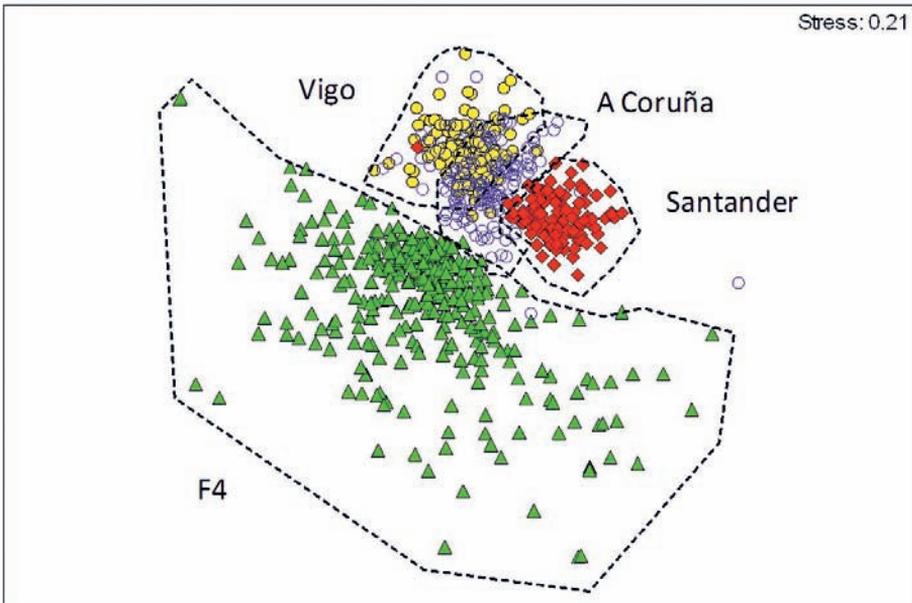


Figura 8.4. Relación espacial de las series de copépodos en las dos primeras dimensiones de un análisis de escalado multidimensional (MDS) realizado sobre los valores de biomasa.

8.5. Ciclo estacional de las principales especies

Las principales especies de copépodos presentan un ciclo estacional dominado por un máximo generalmente primaveral y máximos secundarios en verano y otoño (Fig. 8.5). Este ciclo coincide con el descrito para la abundancia y biomasa total del zooplancton en la región (Valdés et al., 1991; Valdés y Moral, 1998; Huskin et al., 2006). En el caso de *A. clausi* y *C. helgolandicus* se produce un marcado máximo anual en primavera, seguido de otros de menor entidad en verano y, a veces, en otoño (Fig. 8.5a, c). En estas especies se observa un desplazamiento temporal del mes en el que se produce el máximo primaveral, más temprano en Santander (febrero-marzo) y progresivamente más tardío hacia el oeste (abril en A Coruña y en la zona oceánica) y hacia el sur (mayo en Vigo). Bonnet et al. (2005) atribuyen la producción temprana de máximos de *C. helgolandicus* a la mayor temperatura de las aguas, que favorece un rápido desarrollo de los huevos de esta especie. En contraste *Clausocalanus* no siempre presenta el valor máximo anual en primavera (Fig. 8.5b) y no existen tantas diferencias entre los sucesivos máximos. Además en esta especie el desplazamiento temporal de los máximos a lo largo de la costa es inverso al descrito para las anteriores, apareciendo antes en Vigo (febrero-marzo) y posteriormente en A Coruña (abril) y Santander (junio).

Un análisis más detallado del mes en el que se produce el máximo anual de estas especies, calculado como el centro de gravedad de la distribución de abundancia anual (Edwards y Richardson, 2004), no ha revelado cambios significativos a lo largo de la serie temporal (Tabla 8.3). Las tres especies seleccionadas muestran una variabilidad interanual en los máximos relativamente elevada, a la que hay que unir la dificultad de precisar la fecha exacta del máximo con la resolución de muestreo mensual empleada. En todo caso estos resultados concuerdan con los obtenidos por Edwards y Richardson (2004) y refuerzan la hipótesis de que los principales cambios en fenología se deben producir en las regiones en las que las especies están en el límite de su área de distribución.

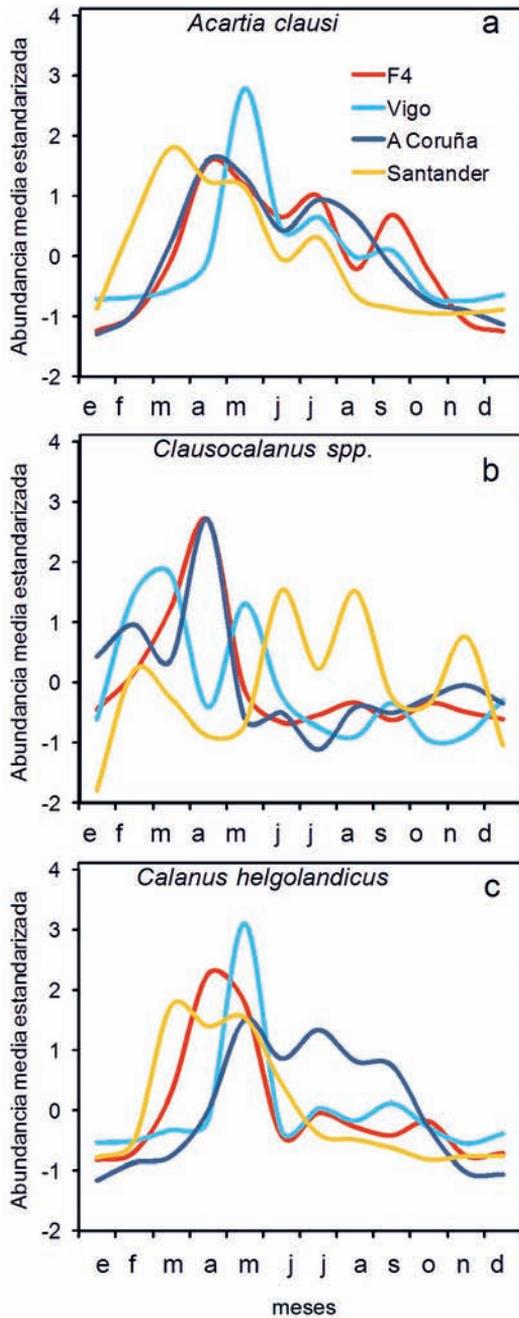


Figura 8.5. Ciclo medio estacional de *Acartia clausi* (a), *Clausocalanus spp.* (b) y *Calanus helgolandicus* (c), tres de las principales especies de copépodos característicos de la región en cada una de las series estudiadas. Las abundancias medias mensuales se presentan centradas con respecto al valor medio de cada serie y estandarizadas con respecto a su desviación típica.

Especie	serie	periodo	M_m	M_{dt}	r
<i>A. clausi</i>	F4	1960-1986	6.3	0.9	0.036
	F4	1997-2006	5.5	1.6	0.362
	Vigo	1994-2005	6.7	1.0	0.222
	A Coruña	1994-2006	6.4	0.7	0.295
	Santander	1992-2000	4.7	0.5	0.309
<i>Clausocalanus</i> spp.	F4	1960-1986	5.6	2.1	0.269
	F4	1997-2006	6.3	1.8	0.185
	Vigo	1994-2005	4.6	2.1	0.486
	A Coruña	1994-2006	5.3	1.4	0.056
	Santander	1992-2000	6.7	0.6	0.062
<i>C. helgolandicus</i>	F4	1960-1986	5.9	1.1	0.285
	F4	1997-2006	5.8	1.5	0.028
	Vigo	1994-2005	6.4	1.1	0.372
	A Coruña	1994-2006	6.1	0.8	0.052
	Santander	1992-2000	4.6	0.9	0.448

Tabla 8.3. Mes promedio (M_m) y desviación típica (M_{dt}) del máximo estacional en la abundancia y biomasa de las principales especies de copépodos en cada serie. r: coeficiente de correlación entre el año de la serie y M_m . Ninguno de los coeficientes de correlación es significativo ($p > 0.05$).

8.6. Variabilidad del zooplancton en el océano próximo

La serie de ámbito más oceánico de la zona F4 tiene un menor número de especies y biomasa que las series costeras (Tabla 8.4). Esto no sólo puede atribuirse a la menor productividad y diversidad de ambientes de la zona oceánica en comparación con la costa (Capítulo 7) sino que está también condicionado por el tipo de muestreo, que es solamente superficial en el caso de F4 e integrado en la columna de agua en las series costeras. Los valores de diversidad de todas las series, sin embargo, son bastante parecidos entre sí, lo que indica que la estructura de las comunidades de copépodos, como se había concluido del MDS, es bastante similar. A pesar de extenderse por más de 47 años, la serie F4 fue interrumpida entre 1987 y 1996, por lo que se han analizado los dos periodos de observaciones continuadas por separado. La riqueza de especies y la diversidad se incrementaron significativamente entre 1960 y 1987 pero no en el periodo más reciente (Tabla 8.4). La biomasa no mostró ninguna tendencia significativa y sólo resultó significativo el ciclo estacional anual en la serie más antigua. No obstante los valores máximos de la serie más reciente fueron claramente inferiores a los observados antes de 1987 (Fig. 8.6). La distribución temporal de las especies principales indica que las mayores biomásas se alcanzan generalmente en la primavera y verano, con máximos secundarios ocasionales en otoño y gran variabilidad interanual (Fig. 8.6). Debido a esta variabilidad entre años, no se encontraron ciclos ni tendencias significativas en estas especies y sólo se identificaron la autocorrelación de las observaciones de algunas series entre muestras mensuales sucesivas (Tabla 8.4). El análisis de las series F4 sólo recogió hasta 23% de la varianza total, lo que indica que estas series presentan una elevada variabilidad aleatoria que dificulta el reconocimiento de patrones regulares de variación a largo plazo.

Serie	periodo	Variable	Media	Tendencia lineal	Componentes periódicos				Autocorrelación		Total	
			\bar{x}	b	$\%V_t$	T	A	θ	$\%V_{CC}$	ϕ	$\%V_{AR}$	$\%V_M$
F4	1960-1986	S	8.21	0.17	15.14	-	-	-	-	0.32	7.86	23.01
		B	24.82	-	-	12.00	21.07	3.33	21.08	-	-	21.08
		H	2.12	0.02	5.20	-	-	-	-	-	-	5.20
		<i>A. clausi</i>	3.96	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Clausocalanus</i> spp.	1.46	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>C. helgolandicus</i>	4.90	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F4	1997-2006	S	12.98	-	-	-	-	-	-	0.27	7.37	7.37
		B	12.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		H	2.48	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>A. clausi</i>	2.36	-	-	-	-	-	-	0.30	9.12	9.12
		<i>Clausocalanus</i> spp.	0.99	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>C. helgolandicus</i>	2.35	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Vigo	1994-2006	S	14.62	-	-	-	-	-	-	0.29	8.73	8.73
		B	353.98	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		H	2.70	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>A. clausi</i>	79.14	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>Clausocalanus</i> spp.	0.78	-	-	-	-	-	-	0.30	9.14	9.14
		<i>C. helgolandicus</i>	107.97	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A Coruña	1994-2006	S	19.66	-0.19	3.40	-	-	-	-	0.36	12.24	15.64
		B	243.66	-	-	12.00	163.29	2.68	30.61	-	-	30.61
		H	2.81	-0.02	2.96	-	-	-	-	-	-	2.96
		<i>A. clausi</i>	47.03	-	-	12.00	42.83	3.31	30.51	0.19	2.63	33.14
		<i>Clausocalanus</i> spp.	10.69	-0.82	37.29	-	-	-	-	-	-	37.29
		<i>C. helgolandicus</i>	26.78	-	-	12.00	25.85	2.83	23.82	0.37	10.58	34.40
Santander	1991-2001	S	15.35	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		B	125.24	-	-	12.00	88.89	3.32	27.99	-	-	27.99
		H	2.87	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>A. clausi</i>	12.29	-	-	12.00	15.63	4.12	33.57	0.27	4.79	38.36
		<i>Clausocalanus</i> spp.	14.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		<i>C. helgolandicus</i>	17.19	-1.28	4.04	-	-	-	-	-	-	4.04

Tabla 8.4. Componentes de la varianza de las series costeras de copépodos (biomasa en peso fresco, mg m^{-3}). Los componentes de la varianza de cada serie son: la media (\bar{x}), la tendencia lineal (a: ordenada en el origen, b: pendiente), los componentes periódicos (T: período en meses, A: amplitud, θ : fase en radianes y T_{max} : valor máximo para cada componente) y la autocorrelación para el desfase 1 (ϕ : coeficiente de autocorrelación). Sólo se indican los componentes significativos ($p < 0.05$). $\%V_t$, $\%V_{CC}$, $\%V_{AR}$ y $\%V_M$: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

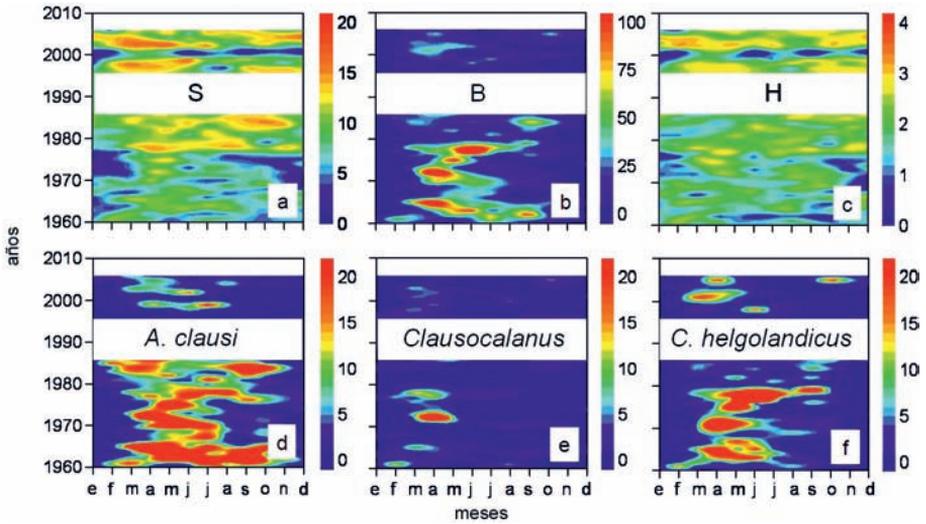


Figura 8.6. Variabilidad estacional e interanual de los copépodos en la zona F4 del CPR. a: número de especies (S), b: biomasa (B, mg peso fresco m^{-3}), c: diversidad (H, bits $indiv.^{-1}$), d: biomasa de *A. clausi* (mg peso fresco m^{-3}), e: biomasa de *Clausocalanus* spp. (mg peso fresco m^{-3}) y f: biomasa de *C. helgolandicus* (mg peso fresco m^{-3}).

8.7. Variabilidad del zooplancton en la costa

Las series costeras, a pesar de su relativa homogeneidad en la composición de especies comparadas con la más oceánica, presentaron notables diferencias en la variabilidad temporal. En la serie de Vigo no se encontró ningún factor significativo, a excepción de la dependencia de algunas series de los valores inmediatamente anteriores (Tabla 8.4). Sin embargo la secuencia interanual de la variabilidad estacional permite ver que en los últimos años se alcanzaron mayores valores de biomasa, especialmente en verano (Fig. 8.7). En A Coruña la riqueza de especies, la diversidad y la biomasa de *Clausocalanus* spp. mostraron una disminución lineal significativa, pero también se observa una marcada estacionalidad en los ciclos anuales de biomasa total, de *A. clausi* y de *C. helgolandicus*. En Santander, sólo se encontró una tendencia negativa en *C. helgolandicus* y estacionalidad en biomasa total y de *A. clausi*. La elevada variabilidad intrínseca de la serie de Vigo se refleja en el bajo porcentaje de varianza recogido por el modelo aditivo (<10%), con resultados muy similares a los obtenidos en el periodo más reciente de la serie F4. En contraste, los modelos para las series de A Coruña y Santander alcanzan casi el 40% de varianza. La estacionalidad en A Coruña y Santander viene marcada por la aparición de los mayores valores de riqueza específica, biomasa y diversidad entre marzo y octubre (Fig. 8.7), aunque en Santander los valores máximos de estas variables se concentran principalmente en verano.

En la distribución de la biomasa de las principales especies se observa que en Vigo el incremento en biomasa se puede atribuir a especies como *A. clausi* y *C. helgolandicus*, mientras que no hubo cambios notables en otras como *Clausocalanus* spp. (Fig. 8.8). En A Coruña destaca la notable disminución en la biomasa de *Clausocalanus* spp. en verano y en Santander la biomasa de *C. helgolandicus*, concentrada en la primavera, disminuyó hacia finales de la década de 1990.

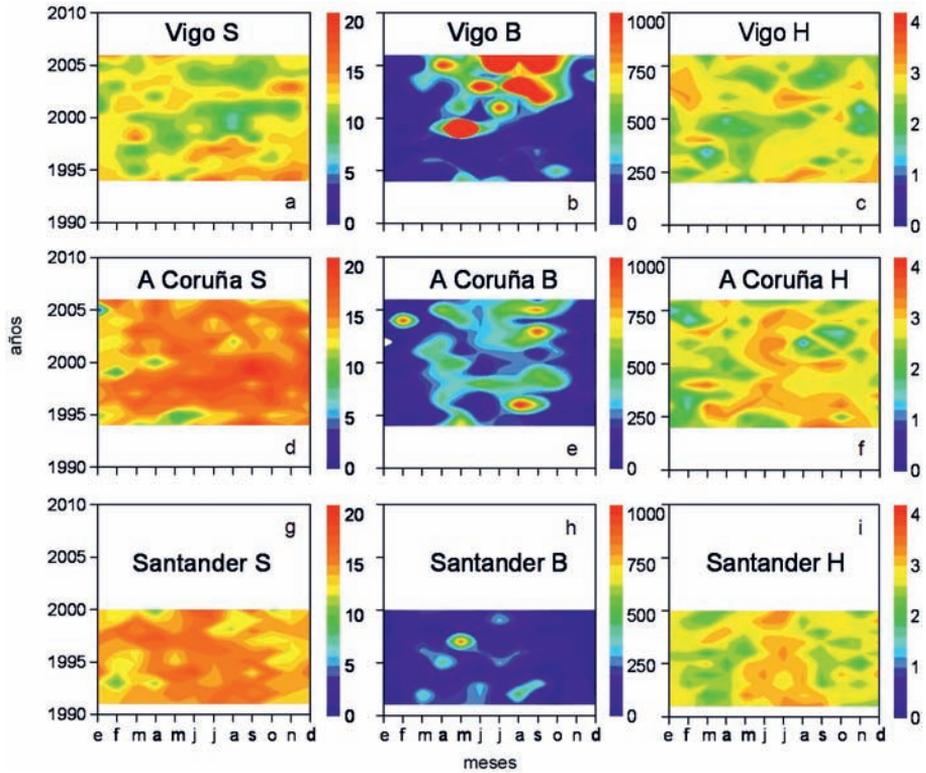


Figura 8.7. Variabilidad estacional e interanual del número de especies (S), biomasa (B, mg peso fresco m^{-3}) y diversidad (H, bits $indiv^{-1}$) de los copépodos en la costa. a,b,c: Vigo, d,e,f: A Coruña, g, h, i: Santander.

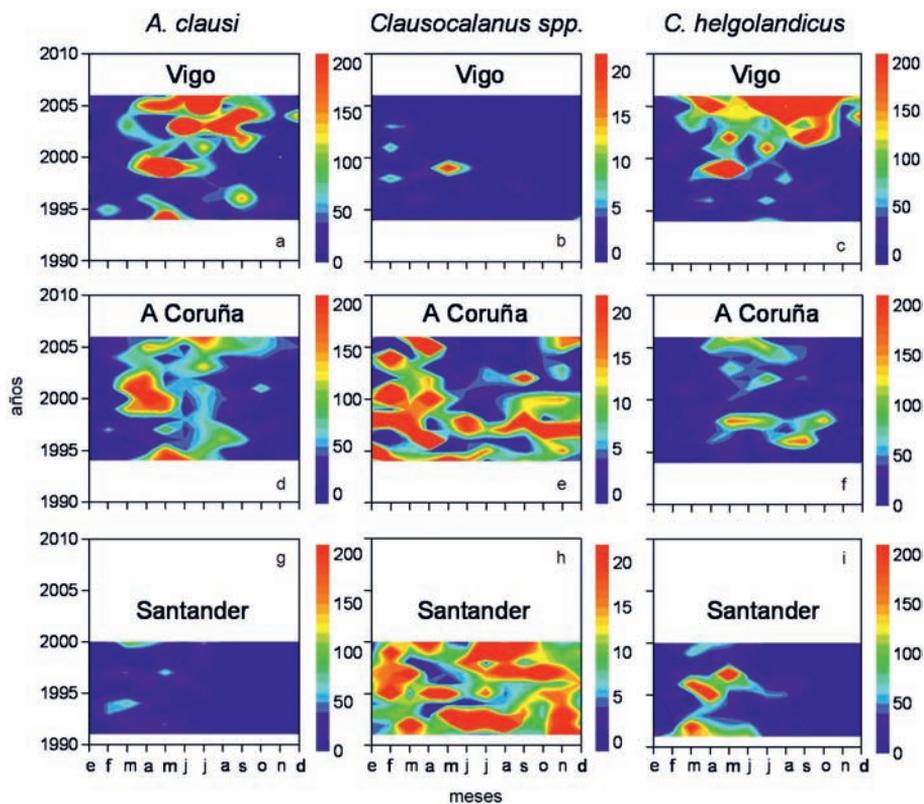


Figura 8.8. Variabilidad estacional e interanual de *A. clausi*, *Clausocalanus* spp. y *C. helgolandicus* (mg peso fresco m^{-3}) en la costa. a,b,c: Vigo, d,e,f: A Coruña, g, h, i: Santander.

8.8. Aparición de nuevas especies

Algunas especies como *Temora stylifera*, no registrada en esta región antes de 1978 (Álvarez-Marqués, 1980), han empezado a aparecer con abundancia creciente, tanto en el océano como en la costa (Fig. 8.9). En la serie F4 y en A Coruña *T. stylifera* apareció principalmente en otoño, pero en Vigo su aparición resultó ocasional y con densidades más bajas. Esta especie es característica de regiones subtropicales y del Mediterráneo (Razouls, 1996). Su abundancia parece incrementarse desde Galicia al mar Cantábrico, asociada al calentamiento de las aguas superficiales y a un incremento de la estratificación (Valdés et al., 2007) y constituye un ejemplo de cambio de distribución debido al calentamiento (Villate et al., 1997). La mayor influencia del afloramiento en Galicia, con frecuentes alteraciones de la estratificación superficial explicaría que *T. stylifera* presente menores abundancias que en el mar Cantábrico.

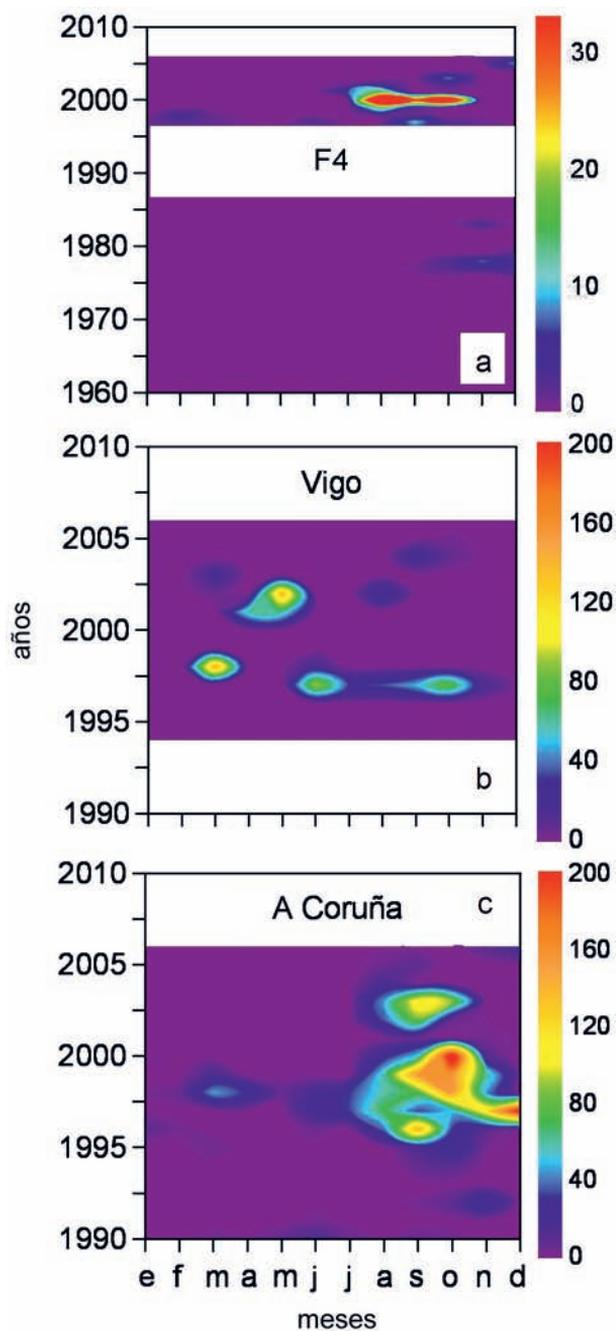


Figura 8.9. Variabilidad estacional e interanual de *T. stylifera* (n m⁻³) en la zona F4 del CPR (a), en Vigo (b) y A Coruña (c).

8.9. Variabilidad del plancton gelatinoso

En el océano próximo la abundancia de medusas disminuyó entre 1958 y 1987, mientras que los tunicados aumentaron (Tabla 8.5). Sin embargo desde 1997 se registró un ligero incremento en las primeras pero no en los segundos. Ambos tipos de organismos aparecieron a lo largo del año sin una preferencia clara por épocas determinadas (Fig. 8.10), de ahí que el análisis de las series F4 no haya revelado componentes estacionales significativas. En la costa, sin embargo, se encontró una estacionalidad marcada tanto en medusas como tunicados en ambas localidades (a excepción de los tunicados en Vigo), con los valores máximos de abundancia en primavera o a finales del verano (Fig. 8.10). Las tendencias interanuales indican un aumento significativo de las medusas en Vigo y de los tunicados en A Coruña desde la década de 1990 (Tabla 8.5).

La relación entre las abundancias de copépodos y plancton gelatinoso es un indicador de cambio fundamental en la estructura de la comunidad planctónica. La dominancia de copépodos indica la predominancia de un sistema trófico basado en el consumo herbívoro de fitoplancton de tamaño relativamente grande (diatomeas y dinoflagelados, principalmente) y que es canali-

Serie	Periodo	grupo	Media	Tendencia lineal	Componentes periódicos			Autocorrelación		Total		
			\bar{x}	b	$\%V_t$	T	A	θ	$\%V_{CC}$	ϕ	$\%V_{AR}$	$\%V_M$
F4	1958-1986	Medusas	0.01	-0.0004	1.97	-	-	-	-	-	-	1.97
	1958-1986	Tunicados	12.39	0.9427	13.31	348	9.13	6.05	5.54	0.18	3.29	22.14
F4	1997-2006	Medusas	0.01	0.0025	3.28	-	-	-	-	-	-	3.28
	1997-2006	Tunicados	13.58	-	-	-	-	-	-	0.19	3.46	3.46
Vigo	1994-2006	Medusas	169.82	22.68	4.74	12	227.24	2.01	17.75	-	-	22.49
	1994-2006	Tunicados	15.88	-	-	-	-	-	0.00	0.22	4.79	4.79
A Coruña	1989-2006	Medusas	49.41	-	-	12	71.66	2.22	12.53	0.52	23.45	35.98
	1989-2006	Tunicados	47.60	1.89	2.23	12	30.76	2.65	11.00	-	-	13.22

Tabla 8.5. Componentes de la varianza de las series de abundancia de zooplancton gelatinoso (n° individuos m^{-3}). Los componentes de la varianza de cada serie son: la media (\bar{x}), la tendencia lineal (a: ordenada en el origen, b: pendiente), los componentes periódicos (T: período en meses, A: amplitud, θ : fase en radianes y T_{max} : valor máximo para cada componente) y la autocorrelación para el desfase 1 (ϕ : coeficiente de autocorrelación). Sólo se indican los componentes significativos ($p < 0.05$). $\%V_t$, $\%V_{CC}$, $\%V_{AR}$ y $\%V_M$: porcentajes de varianza explicados por los diferentes componentes y por el modelo total (ver Anexo I).

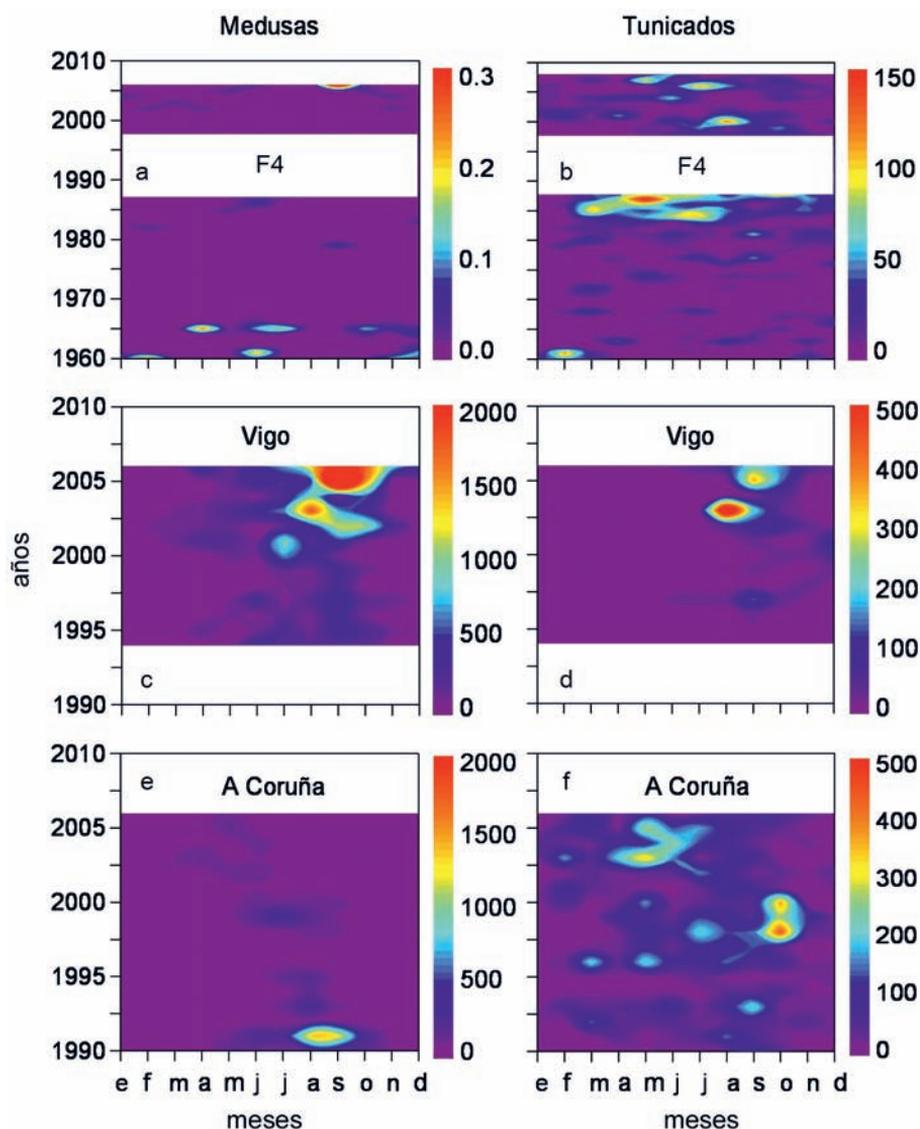


Figura 8.10. Variabilidad estacional e interanual de plancton gelatinoso (medusas y tunicados, $n\ m^{-3}$) en la zona F4 del CPR (a, b), en Vigo (c, d) y en A Coruña (e, f).

zado eficientemente hacia los peces y otros consumidores secundarios (Parsons y Lalli, 2002). Incrementos en la abundancia relativa de plancton gelatinoso suelen ir asociados a cambios en las redes tróficas. Así, en el Mediterráneo se ha encontrado una alternancia a escalas decadales entre la abundancia de copépodos y de medusas, como consecuencia de la depredación de éstas sobre aquellos (Molinero et al., 2005). En las series analizadas en el Atlántico nordibérico también se encontraron cambios interanuales en la relación entre copépodos, medusas y tunicados (Fig. 8.11). En todas las series se encontraron periodos en los que la abundancia

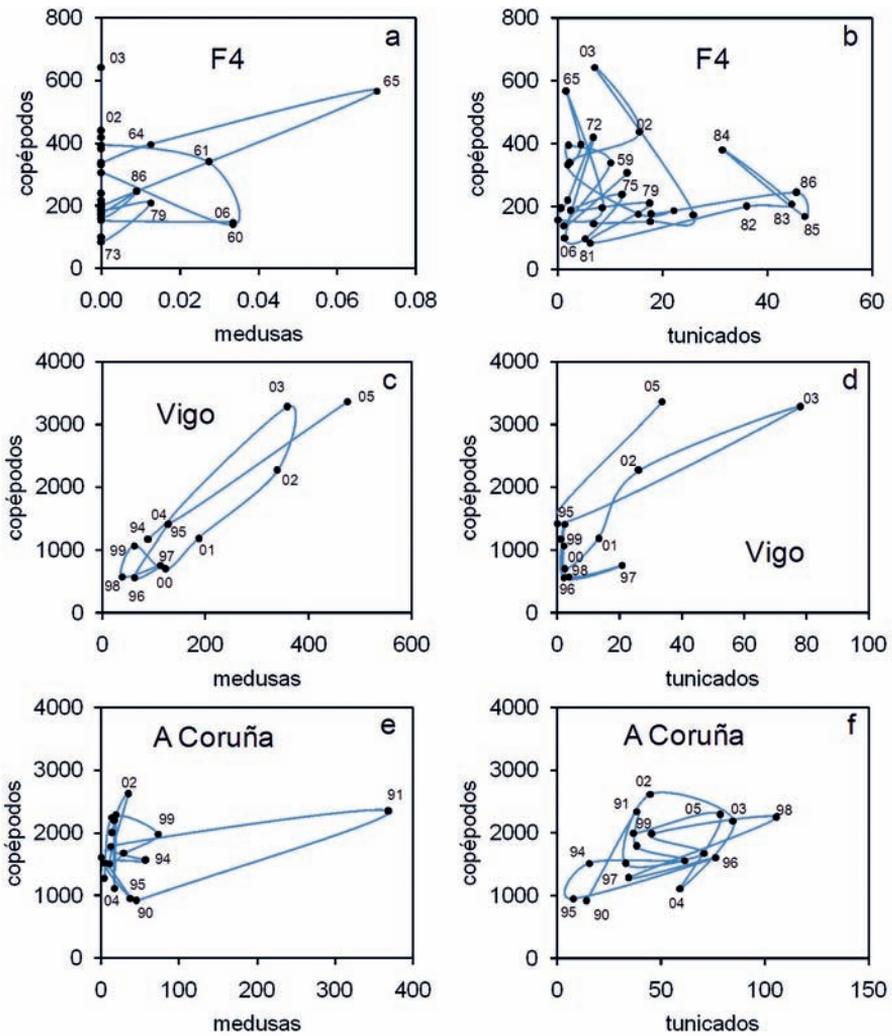


Figura 8.11. Relación entre los valores medios anuales de abundancia ($n\ m^{-3}$) de plancton gelatinoso (medusas y tunicados) y copépodos en las series de la zona F4 del CPR (a, b), Vigo (c, d) y A Coruña (e, f). Los números indican el año de cada valor promediado.

relativa de organismos gelatinosos con respecto a los copépodos era mayor. A diferencia de lo observado en el Mediterráneo (Molinero et al., 2005), en la zona de estudio estos períodos fueron en general de poca duración (1 a 3 años) y no siempre incluyeron años consecutivos. En la serie oceánica únicamente destacó la elevada abundancia de medusas en 1965, sin embargo los tunicados fueron particularmente abundantes entre 1982 y 1986. En todo caso hay que tener en cuenta que el muestreo realizado por el CPR en esta serie no es muy adecuado para registrar la presencia de organismos gelatinosos, que son destruidos generalmente por el sistema empleado. En la serie de Vigo es de destacar, a diferencia de la serie oceánica, la correlación significativa y de signo positivo entre las abundancias de copépodos y de organismos gelati-

nosos, que implica cambios simultáneos en todos estos grupos de zooplankton. En esta serie se identificaron los años 2002, 2003 y 2005 como especialmente ricos en plancton gelatinoso. En A Coruña también se encontró una correlación positiva entre tunicados y copépodos, pero no entre éstos y las medusas, destacando el año 1991 como el de mayor abundancia relativa de medusas (Fig. 8.11). A pesar de que medusas y tunicados tienen una posición trófica muy diferente, ambos tienen en común en que predominan cuando los productores primarios son microalgas flageladas, con bajas abundancias y con una red trófica poco eficiente en transferir materia orgánica y energía hacia los peces y consumidores terminales (Acuña, 2001; Parsons y Lalli, 2002). El incremento esperado en el número de pequeños fitoflagelados (Capítulo 5), junto con el incremento ya observado en el número y biomasa de dinoflagelados (Capítulo 6), permite anticipar un incremento en las proliferaciones de plancton gelatinoso en la zona de estudio. Esto supondría una reducción en la transferencia trófica de la producción primaria a los peces, que es realizada fundamentalmente por los copépodos.

8.10. Influencia climática y oceanográfica

En la mayor parte de los casos el zooplancton parece responder con un retraso de varios meses a las variables climáticas u oceanográficas, como indican los retardos observados en la mayor parte de las correlaciones entre las series (Tabla 8.6). Esto sugiere que la mayor parte de los efectos del ambiente son acumulativos o actúan mediante mecanismos no lineales probablemente amplificadas en la red trófica (Duarte, 1990). Los principales factores implicados fueron diferentes en cada localidad. Por ejemplo, la intensidad del afloramiento afectó negativamente a la diversidad de copépodos, a su biomasa total y a la de *C. helgolandicus* observadas de 2 a 4 meses después en la serie F4 y también al número de especies en A Coruña a los 4 meses. Tanto en Vigo como en A Coruña el efecto del afloramiento resultó positivo a los 2-3 meses sobre la biomasa total de copépodos, a los 3 meses sobre la de *A. clausi* y de *C. helgolandicus* en Vigo y a los 5 meses sobre la de *A. clausi* en A Coruña. El afloramiento en el mar Cantábrico también influyó positivamente en la biomasa total y en la diversidad en la serie de Santander con un retardo de 3 a 5 meses, así como incrementos en *A. clausi* y disminuciones en *C. helgolandicus* en el periodo más reciente.

La temperatura superficial afectó positivamente a los copépodos con retardos de 1 a 4 meses, como indican las correlaciones con la biomasa total, riqueza específica y diversidad en las series F4 y en A Coruña (Tabla 8.6). En Santander los incrementos en temperatura estaban asociados a aumentos en la biomasa de *C. helgolandicus* y *Clausocalanus* spp. observados un mes más tarde. A su vez la biomasa total se correlacionó negativamente con la estratificación de la columna de agua en Vigo y A Coruña con retardos de hasta 4 meses, mientras que la correlación fue negativa con *Clausocalanus* spp. a los 3 meses en A Coruña y con el número de especies y la biomasa de *C. helgolandicus* al mes siguiente en Santander. Una mayor estratificación por efecto del calentamiento superficial de las aguas se ha relacionado con la disminución de la biomasa de zooplancton en la región (Valdés et al., 2007). Estos resultados indican la importancia de la estratificación y del afloramiento como principales factores de diferenciación local, con una mayor importancia del afloramiento como causa de desestabilización de la columna de agua en Galicia que en el mar Cantábrico.

Considerando escalas de tiempo más largas (años) se ha encontrado un efecto negativo a largo plazo del índice NAO invernal tanto sobre la abundancia total de copépodos en la serie F4 como sobre la abundancia de la especie de aguas cálidas *T. stylifera* en Vigo (Tabla 8.7). Sin embargo, la abundancia media de tunicados en A Coruña disminuyó con el aumento del índice NAO de verano del mismo año. Estos efectos sugieren que el principal efecto climático sobre el zooplancton se ejerce a través del cambio de régimen de vientos asociado al índice NAO, favorables al afloramiento en fases positivas del índice y viceversa (Barnston y Livezey, 1987). Esto viene apoyado además por las correlaciones positivas del índice de afloramiento regional

serie	periodo	OC	Z	CC ₁	L ₁	CC ₂	L ₂
F4	1960-1986	-v _G	H	-0.128	2	-	-
		-v _G	B	-0.114	3	-	-
		-v _G	<i>C. helgolandicus</i>	-0.170	3	-0.114	4
		SST	B	0.113	3	-	-
		SST	<i>A. clausi</i>	0.145	3	-	-
		SST	<i>C. helgolandicus</i>	-0.070	0	-	-
F4	1997-2006	-u _C	<i>A. clausi</i>	0.248	2	-	-
		-u _C	<i>C. helgolandicus</i>	-0.209	5	-	-
		SST	S	0.188	1	-	-
		SST	H	0.197	1	-	-
Vigo	1994-2006	-v _G	S	0.204	3	-	-
		-v _G	B	0.207	3	-	-
		-v _G	<i>A. clausi</i>	0.173	3	-	-
		-v _G	<i>C. helgolandicus</i>	0.216	3	-	-
		SST	H	-0.190	1	0.174	4
		Δσ _t	B	-0.182	4	-	-
		Δσ _t	<i>A. clausi</i>	-0.197	4	-	-
A Coruña	1994-2006	-v _G	S	-0.192	4	-	-
		-v _G	B	0.221	2	-	-
		-v _G	<i>A. clausi</i>	0.225	5	-	-
		-v _G	<i>Clausocalanus</i> spp.	-0.153	0	-	-
		SST	S	0.198	2	-	-
		Δσ _t	B	-0.161	0	-	-
		Δσ _t	<i>Clausocalanus</i> spp.	0.179	3	-	-
Santander	1991-2001	-u _C	H	0.181	3	-	-
		-u _C	B	0.183	5	-	-
		SST	<i>A. clausi</i>	-0.193	4	-	-
		SST	<i>C. helgolandicus</i>	0.195	0	-	-
		SST	<i>Clausocalanus</i> spp.	0.207	0	-	-
		Δσ _t	S	0.262	1	-	-
		Δσ _t	<i>C. helgolandicus</i>	0.229	1	-	-

Tabla 8.6. Correlaciones significativas (r_r , $p < 0.05$) entre series oceanográficas o climáticas (OC) y de los copépodos del zooplankton (Z) a escalas mensuales. L_i: retardos en la correlación (meses). -v_G: índice de afloramiento para Galicia, -u_C: índice de afloramiento para el mar Cantábrico, SST: temperatura superficial, Δσ_t: estratificación, S: número de especies de copépodos, B: biomasa total de copépodos, H: diversidad de copépodos.

con la abundancia de copépodos en la serie F4 en el periodo 1960-1986 y la abundancia de *T. stylifera* en A Coruña (Tabla 8.7). No se han encontrado relaciones significativas entre la aparición de medusas y los factores climáticos y oceanográficos considerados. No obstante, como se ha indicado en el apartado anterior, la aparición masiva de plancton gelatinoso supone

serie	periodo	OC	Z	r_1	L_1	r_2	L_2
F4	1960-1986	AFLO _{AS}	Copépodos	0.485	4	–	–
		NAO _{DM}	Copépodos	–0.375	1	0.590	4
Vigo	1994-2006	NAO _{DM}	<i>T. styliifera</i>	–0.718	1	–	–
A Coruña	1994-2006	AFLO _{AS}	<i>T. styliifera</i>	0.677	1	0.621	2
	1990-2006	NAO _{JJA}	Tunicados	–0.520	0	–	–

Tabla 8.7. Correlaciones significativas (r_i) entre series oceanográficas o climáticas (OC) y abundancia de zooplancton (Z) a escalas anuales. L_i : retardos en la correlación (años). AFLO_{AS}: índice de afloramiento regional promediado entre abril y setiembre, NAO_{DM}: promedio invernal (diciembre a marzo) y NAO_{JJA}: promedio estival (junio a agosto) de la Oscilación del Atlántico Norte.

una modificación en la estructura de la comunidad zooplanctónica, desencadenada tanto por factores climáticos como ecológicos (Molinero et al., 2005). El mayor número de correlaciones significativas que presentan los copépodos con los factores climáticos y oceanográficos en la zona de estudio sugiere que el cambio en la proporción de copépodos y medusas se debe a efectos del clima sobre los primeros.

Del análisis comparativo de las distintas series se deduce que los principales factores ambientales que regulan los cambios en el zooplancton de la región son los mismos que se han identificado en estudios anteriores (Beaugrand et al., 2002; Valdés et al., 2007; Bode et al., 2009). El calentamiento superficial (Capítulo 2) facilita un incremento en la abundancia de especies termófilas (como *T. styliifera*) y contribuye a un incremento en la estratificación. Sin embargo el afloramiento, especialmente en Galicia, modera la influencia del calentamiento y hace que las fluctuaciones ambientales sean absorbidas a escalas anuales (Bode et al., 2009). Así los efectos de la temperatura son más claros en el Cantábrico que en Galicia (Tabla 8.6). Además es posible que condiciones de afloramiento intenso, como las encontradas en el periodo 1960-1986 (Lemos y Sanso, 2006) hayan causado el descenso en diversidad y biomasa de copépodos observado en la serie más oceánica. Es importante destacar que, a diferencia de ecosistemas boreales en los que la relación entre clima, oceanografía y zooplancton es más marcada (Beaugrand et al., 2002; ICES, 2006), en la región nordibérica el afloramiento introduce frecuentes perturbaciones de corta duración que permiten mantener una elevada biomasa y diversidad de zooplancton. Hasta el momento, el descenso decadal en la intensidad y duración del afloramiento en esta región (Lemos y Sanso, 2006; Bode et al., 2009) no parece haber tenido consecuencias negativas para el zooplancton, como se ha visto en otros sistemas de afloramiento (Escribano et al., 2004). Del mismo modo, aún con las series más largas del CPR (ver también el análisis del fitoplancton en Bode et al., 2009) no se han encontrado evidencias de un cambio de régimen (cambio brusco en las condiciones oceanográficas y de numerosas variables del plancton) en la región de estudio, a diferencia de lo descrito para otros mares del Atlántico norte en la década de 1980 (Beaugrand et al., 2002; Reid et al., 2009).

Las distintas especies han mostrado diferentes relaciones con los factores oceanográficos analizados como corresponde a sus distintas preferencias de nicho ecológico. Así *Clausocalanus* se incrementó en relación al calentamiento y estratificación de las aguas superficiales, lo que coincide con los resultados obtenidos para una amplia región del Atlántico norte (Beaugrand et al., 2002; Richardson y Schoeman, 2004). Especies oportunistas, más ligadas a las aguas frías del afloramiento, como *A. clausi*, mantienen su distribución geográfica característica, con mayor abundancia en Galicia (Corral y Alvarez-Ossorio, 1978; Valdés, 1993) que en el Cantábrico (Villate et al., 1997; Valdés y Moral, 1998). Otras especies, sin embargo mostraron variaciones geográficas en su relación con el ambiente. Tal es el caso de *C. helgolandicus*, que en el Cantábrico se correlaciona positivamente con el calentamiento a distintas escalas temporales (Cabal, 1993; Villate et al., 1997; Valdés y Moral, 1998), mientras que en Galicia se incrementa con aguas frías y mayor intensidad de afloramiento. En este caso Galicia resulta estar en el óptimo rango de temperatura para la especie (9-20 °C) con máximos de abundancia entre 13-17 °C (Bonnet et al., 2005), siendo de esperar un desplazamiento de las poblaciones cantábricas hacia latitudes más elevadas y aguas más frías según progresa el calentamiento.

8.11. Conclusiones

1. El zooplancton de la región nordibérica presenta menos cambios significativos a escalas interanuales que el de regiones más boreales. La naturaleza e intensidad de los cambios varía localmente y depende de las especies, aunque también hay que tener en cuenta la longitud de las series de datos analizadas. En el océano próximo se detecta un incremento en biomasa y número de especies de copépodos entre 1960 y 1986, mientras que en la costa se detectan incrementos de algunas especies en Vigo y disminuciones de otras en A Coruña y Santander desde la década de 1990.
2. El efecto de los factores climáticos (ej. NAO) y oceanográficos (ej. afloramiento) se traduce en cambios locales en factores como la temperatura y la estratificación superficial entre Galicia y el mar Cantábrico. El afloramiento favorece el incremento de biomasa y número de especies en A Coruña y Santander pero afecta negativamente a la diversidad y número de especies, así como a la biomasa de algunas de ellas (ej. *C. helgolandicus*) en el océano próximo. A su vez el calentamiento superficial también favorece el incremento de biomasa y especies en Galicia mientras que en el mar Cantábrico se asocia con el incremento de especies de aguas cálidas y disminución de las adaptadas a aguas más frías.
3. Se han detectado tendencias crecientes en la abundancia de plancton gelatinoso (medusas y tunicados). Si bien no hay un patrón común a escalas locales, con incrementos en las medusas en Vigo y en los tunicados en A Coruña desde la década de 1990, las proliferaciones de estos organismos coinciden con una reducción en las condiciones favorables al afloramiento y un incremento de los fitoflagelados. Los cambios observados en la relación entre plancton gelatinoso y copépodos sugieren que la red trófica pelágica se está haciendo menos eficiente en la transferencia de materia orgánica hacia los peces.
4. La elevada variabilidad ambiental que impone el afloramiento en la región nordibérica permite al zooplancton absorber a escalas anuales y locales gran parte de la variabilidad climática. Esto explicaría que no se haya detectado una disminución generalizada de la biomasa y diversidad del zooplancton a pesar de la disminución del afloramiento. Sin embargo no se puede excluir que se produzcan efectos a largo plazo, ya que en muchos casos se ha observado un retraso en la respuesta del zooplancton a la variabilidad ambiental.

Bibliografía

REFERENCIAS

- Abraham, E.R.**, 1998. The generation of plankton patchiness by turbulent stirring. *Nature*, 391: 577-580.
- Acuña, J.L.**, 2001. Pelagic tunicates: Why gelatinous? *Am. Nat.*, 158(1): 100-107.
- Agawin, N.S.R., Duarte, C.M. and Agustí, S.**, 2000. Nutrient and temperature control of the contribution of picoplankton to phytoplankton biomass and production. *Limnol. Oceanogr.*, 45(3): 591-600.
- Alexandersson, H.A.**, 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *J. Climatol.*, 6: 661-675.
- Alonso-Sáez, L., Vázquez-Domínguez, E., Cardelús, C., Pinhassi, J., Sala, M.M., Lekunberri, I., Balagué, V., Vila-Costa, M., Unrein, F., Massana, R., Simó, R. and Gasol, J.M.**, 2008. Factors controlling the year-round variability in carbon flux through bacteria in a coastal marine system. *Ecosystems*, 11: 397-409.
- Álvarez, I., Gómez-Gesteira, M., De Castro, M. and Dias, J.M.**, 2008. Spatiotemporal evolution of upwelling regime along the western coast of the Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res.*, 113 (C07020), doi:10.1029/2008JC004744.
- Álvarez, I., Gómez-Gesteira, M., de Castro, M., Gómez-Gesteira, J.L. and Dias, J.M.**, 2010. Summer upwelling frequency along the western Cantabrian coast from 1967 to 2007. *J. Mar. Syst.*, 79(1-2): 218-226.
- Álvarez, I., Ospina-Alvarez, N., Pazos, Y., deCastro, M., Bernardes, P., Campos, M.J., Gómez-Gesteira, J.L., Alvarez-Ossorio, M.T., Varela, M., Gómez-Gesteira, M. and Prego, R.**, 2009. A winter upwelling event in the Northern Galician Rias: Frequency and oceanographic implications. *Est. Coast. Shelf Sci.*, 82: 573-582.
- Álvarez García, M. A., de Castro, M., Cruz Guerrero, R., Gómez Borrego, A., Pérez Muñuzuri, V. and Stoll, H.**, 2009. *Clima*. In: R. Anadón and N. Roqueñá (Editors), Evidencias y efectos potenciales del cambio climático en Asturias. Consejería de Medio Ambiente, Ordenación del Territorio e Infraestructuras, Principado de Asturias, Oviedo, pp. 29-65.
- Álvarez-Fanjul, E., Alfonso, M., Ruiz, M.I., López, J.D. and Rodríguez, I.**, 2003. *The Deep Water Network*. In: H. Dahlin (Editor), Building the European Capacity in Operational Oceanography. Elsevier Science Ltd., Amsterdam, pp. 398-402.
- Álvarez-Marqués, F.**, 1980. Estudio de los copépodos planctónicos de la zona costera de Gijón (Asturias). PhD Thesis, Universidad de Oviedo, Oviedo, 349 pp.
- Alvarez-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 1982-1999. *Deep-Sea Res.*, 49(10): 1725-1739.
- Álvarez-Salgado, X.A., Castro, C.G., Pérez, F.F. and Fraga, F.**, 1997. Nutrient mineralization patterns in shelf waters of the Western Iberian upwelling. *Cont. Shelf Res.*, 17: 1247-1270.
- Álvarez-Salgado, X.A., Figueiras, F.G., Pérez, F.F., Groom, S., Nogueira, E., Borges, A.V., Chou, L., Castro, C.G., Moncoiffé, G., Ríos, A.F., Miller, A.E.J., Frankignoulle, M., Savidge, G. and Wollast, R.**, 2003. The Portugal coastal counter current off NW Spain: new insights on its biogeochemical variability. *Prog. Oceanogr.*, 56(2): 281-321.
- Álvarez-Salgado, X.A., Gago, J., Míguez, B.M., Gilcoto, M. and Pérez, F.F.**, 2000. Surface waters of the NW Iberian margin: upwelling on the shelf versus outwelling of upwelled waters from the Rias Baixas. *Est. Coast. Shelf Sci.*, 51: 821-837.
- Álvarez-Salgado, X.A., Labarta, U., Fernández-Reiriz, M.J., Figueiras, F.G., Rosón, G., Piedracoba, S., Figueira, R. and Cabanas, J.M.**, 2008. Renewal time and the impact of harmful algal blooms on the extensive mussel raft culture of the Iberian coastal upwelling system. *Harmful Algae*, 7: 849-855.
- Anadón, R., Duarte, C.M. and Fariña, A.C.**, 2005. Impactos sobre los ecosistemas marinos y sobre el sector pesquero. In: J.M. Moreno (Editor), Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático. Ministerio de Medio Ambiente, Spain, Madrid, pp. 147-182.
- Anadón, R. and Niell, F.X.**, 1981. Distribución longitudinal de macrofitos en la costa asturiana (N de España). *Invest. Pesq.*, 45: 143-156.
- Anadón, R. and Roqueñá, N.**, 2009. Evidencias y efectos potenciales del cambio climático en Asturias. Consejería de Medio Ambiente, Ordenación del Territorio e Infraestructuras. Principado de Asturias, Oviedo, 366 pp.
- Aristegui, J., Alvarez-Salgado, X.A., Barton, E.D., Figueiras, F.G., Hernández-León, S., Roy, C. and Santos, A.M.P.**, 2006. Chapter 23. Oceanography and fisheries of the Canary Current/Iberian region of the Eastern North Atlantic (18a, E). In: A.R. Robinson and K. Brink (Editors), *The Global Coastal Ocean: Interdisciplinary Regional Studies and Syntheses. The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*. Harvard University Press, Boston, pp. 877-931.
- Arntes, J.**, 2005. A model for range expansion of coastal algal species with different dispersal strategies: the case of *Fucus serratus* in northern Spain. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 295: 57-68.
- Atkinson, D., Ciotti, B.J. and Montagnes, D.J.S.**, 2003. Protists decrease in size linearly with temperature: ca. 2.5% °C⁻¹. *P. Roy. Soc. Lond. B Bio.*, 270: 2605-2611.
- Bakun, A.**, 1973. Coastal upwelling indices, west coast of North America 1946-1971. NOAA technical report, NMFSSSRF-671: 103 pp.
- Bakun, A.**, 1990. Global climate change and intensification of coastal upwelling. *Science*, 247: 198-201.
- Bakun, A. and Nelson, C.S.**, 1991. The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *J. Phys. Oceanogr.*, 21: 1815-1834.
- Bañón, R., Villegas-Ríos, D., Serrano, A., Mucientes, G. and Arrote, J.C.**, 2010. Marine fishes from Galicia (NW Spain): an updated checklist. *Zootaxa*, 2667: 1-27.
- Barnston, A.G. and Livezey, R.E.**, 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 1083-1126.
- Beaugrand, G., Reid, P.C., Ibañez, F., Lindley, J.A. and Edwards, M.**, 2002. Reorganization of North Atlantic marine copepod biodiversity and climate. *Science*, 296: 1692-1694.
- Behrenfeld, M.J., O'Malley, R.T., Siegel, D.A., McClain, C.L., Sarmiento, J.L., Feldman, G.C., Milligan, A.J., Falkowski, P.G., Letelier, R.M. and Boss, E.S.**, 2006. Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature*, 444: 752-755.
- Belkin, I.M.**, 2009. Rapid warming of Large Marine Ecosystems. *Prog. Oceanogr.*, 81: 207-213.
- Bell, T. and Kalff, J.**, 2001. The contribution of picophytoplankton in marine and freshwater communities of different trophic status and depth. *Limnol. Oceanogr.*, 46: 1243-1248.

- Bernárdez, P., González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M.A. and Romero, O.E.**, 2008. Paleoproductivity changes and upwelling variability in the Galicia Mud Patch during the last 5000 years: Geochemical and microfossil evidence. *Holocene*, 18: 1207-1218.
- Bindoff, N.L. and McDougall, T.J.**, 1994. Diagnosing climate change and ocean ventilation using hydrographic data. *J. Phys. Oceanogr.*, 24: 1137-1152.
- Blaas, M., Lam, F.P.A., Gerkema, T. and de Swart, H.E.**, 2000. On slope currents forced by density gradients and tidal rectification. In: H. Yanagi (Editor), *Interactions between Estuaries, Coastal Seas and Shelf Seas*. Terra Scientific, Tokyo, pp. 233-250.
- Bladé, I. and Castro-Díez, Y.**, 2010. Tendencias atmosféricas en la península Ibérica durante el periodo instrumental en el contexto de la variabilidad natural. In: F. F. Pérez and R. Boscolo (Editors), *Clima en España: Pasado, Presente y Futuro*. Red Temática CLIVAR España. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, pp. 25-42.
- Blanton, J.O., Atkinson, L.P., Fernández de Castillejo, F. and Lavín, A.**, 1984. Coastal upwelling off the Rías Bajas, Galicia, Northwest Spain. I: Hydrographic studies. *Rapp. P.-V. Réun. Cons. Int. Explor. Mer.*, 183: 79-90.
- Bloomfield, P.**, 1976. *Fourier analysis of time series*. An introduction. Wiley, New York, 258 pp.
- Bode, A., Alvarez-Ossorio, M.T., Cabanas, J.M., Miranda, A. and Varela, M.**, 2009. Recent trends in plankton and upwelling intensity off Galicia (NW Spain). *Prog. Oceanogr.*, 83: 342-350.
- Bode, A., Alvarez-Ossorio, M.T., Miranda, A., López-Urrutia, A. and Valdés, L.**, 2011a. Comparing copepod time-series in the north of Spain: spatial autocorrelation of community composition. *Prog. Oceanogr.*, in press.
- Bode, A., Anadón, R., Morán, X.A.G., Nogueira, E., Teira, E. and Varela, M.**, 2011b. Decadal variability in chlorophyll and primary production off NW Spain. *Clim. Res.*, 48: 293-305.
- Bode, A., Casas, B., Fernández, E., Marañón, E., Serret, P. and Varela, M.**, 1996. Phytoplankton biomass and production in shelf waters off NW Spain: spatial and seasonal variability in relation to upwelling. *Hydrobiologia*, 341: 225-234.
- Bode, A., Casas, B. and Varela, M.**, 1994. Size-fractionated primary productivity and biomass in the Galician shelf (NW Spain): Netplankton versus nanoplankton dominance. *Sci. Mar.*, 58(1-2): 131-141.
- Bode, A., González, N., Lorenzo, J., Valencia, J., Varela, M.M. and Varela, M.**, 2006. Enhanced bacterioplankton activity after the 'Prestige' oil spill off Galicia (NW Spain). *Aquat. Microb. Ecol.*, 43: 33-41.
- Bode, A., González, N., Rodríguez, C., Varela, M. and Varela, M.M.**, 2005. Seasonal variability of plankton blooms in the Ria de Ferrol (NW Spain): I. Nutrient concentrations and nitrogen uptake rates. *Est. Coast. Shelf Sci.*, 63: 269-284.
- Bode, A., Hare, J., Li, W.K.W., Morán, X.A.G. and Valdés, L.**, 2011c. Chlorophyll and primary production in the North Atlantic. In: P.C. Reid and L. Valdés (Editors), *ICES Status Report on Climate Change in the North Atlantic*. International Council for the Exploration of the Sea, Copenhagen, pp. 77-102.
- Bode, A., Varela, M. and Alvarez-Ossorio, M.T.**, 2007. El ecosistema pelágico. In: A. Cordero and R. Barreiro (Editors), *Ecología*. Galicia. Hércules de Ediciones A Coruña, pp. 513-533.
- Bode, A., Varela, M., Canle, M. and González, N.**, 2001. Dissolved and particulate organic nitrogen in shelf waters of northern Spain during spring. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 214: 43-54.
- Bode, A., Varela, M., Casas, B. and González, N.**, 2002. Intrusions of eastern North Atlantic central waters and phytoplankton in the north and north-western Iberian shelf during spring. *J. Mar. Syst.*, 36: 197-218.
- Bode, A., Varela, M.M., Teira, E., Fernández, E., González, N. and Varela, M.**, 2004. Planktonic carbon and nitrogen cycling off NW Spain: variations in production of particulate and dissolved organic pools. *Aquat. Microb. Ecol.*, 37(1): 95-107.
- Bonnet, D., Richardson, A., Harris, R., Hirst, A.B., G., Edwards, M., Ceballos, S., Diekmann, R., Lopez-Urrutia, A., Valdes, L., Carlotti, F., Molinero, J.C., Weikert, H., Greve, W., Lucic, D., Albaina, A., Yahia, N.D., Umani, S.F., Miranda, A., dos Santos, A., Cook, K., Robinson, S. and de Puellas, M.L.F.**, 2005. An overview of *Calanus helgolandicus* ecology in European waters. *Prog. Oceanogr.*, 65: 1-53.
- Borja, A., Egaña, J., Valencia, V., Franco, J. and Castro, R.**, 2000. 1947-1997, estudio y validación de una serie de datos diarios de temperatura del agua de mar en San Sebastian, procedente de su Aquarium. *Ozeanografika*, 3: 139-152.
- Botas, J.A., Fernández, E., Bode, A. and Anadón, R.**, 1990. A persistent upwelling off the central Cantabrian coast (Bay of Biscay). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 30: 185-199.
- Brzezinski, M.A.**, 1985. The Si:C:N ratio of marine diatoms: interspecific variability and the effect of some environmental variables. *J. Phycol.*, 21: 347-357.
- Buck, K.R., Chavez, F.P. and Campbell, L.**, 1996. Basin-wide distributions of living carbon components and the inverted trophic pyramid of the central gyre of the North Atlantic Ocean, summer 1993. *Aquat. Microb. Ecol.*, 10(3): 283-298.
- Cabal, J., González-Nuevo, G. and Nogueira, E.**, 2008. Mesozooplankton species distribution in the NW and N Iberian shelf during spring 2004: Relationship with frontal structures. *J. Mar. Syst.*, 72: 282-297.
- Cabal, J.A.**, 1993. Estructura y dinámica de las poblaciones de copépodos planctónicos en la costa central de Asturias. PhD Thesis, Universidad de Oviedo, Oviedo, 349 pp.
- Caldwell, P. and Kilonsky, B.**, 1992. Data Processing and Quality Control at the TOGA Sea Level Center, Joint IAPSO-IOC Workshop on Sea Level Measurements and Quality Control. UNESCO IOC Workshop Report, Paris, 12-13 October, 1992, pp. 122-135.
- Calvo-Díaz, A. and Morán, X.A.G.**, 2006. Seasonal dynamics of picoplankton in shelf waters of the southern Bay of Biscay. *Aquat. Microb. Ecol.*, 42: 159-174.
- Calvo-Díaz, A. and Morán, X.A.G.**, en-viado. Bacterial biomass and production in the S Bay of Biscay continental shelf: A general switch between temperature and resource control in temperate coastal ecosystems?
- Calvo-Díaz, A., Morán, X.A.G., Nogueira, E., Bode, A. and Varela, M.**, 2004. Picoplankton community structure along the N and NW Iberian coastal transition zone in late winter-early spring. *J. Plankton Res.*, 28(9): 1069-1081.
- Calvo-Díaz, A., Morán, X.A.G. and Suárez, L.A.**, 2008. Seasonality of picophytoplankton chlorophyll a and biomass in the central Cantabrian Sea, southern Bay of Biscay. *J. Mar. Syst.*, 72: 271-281.
- Campos, M.J. and Mariño, J.**, 1982. Comparison of phytoplankton species composition and abundance in the rias Arosa and Muros (NW Spain). *P.S.Z.N.I: Marine Ecology*, 3: 1-12.
- Campos, M.J. and Mariño, J.**, 1984. El ciclo anual del fitoplancton en la ría de Arosa (1978-1979). *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 1: 20-30.
- Casas, B., Varela, M. and Bode, A.**, 1999. Seasonal succession of phytoplankton species on the coast of A Coruña (Galicia, northwest Spain). *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 15(1-4): 413-429.

- Casas, B., Varela, M., Canle, M., González, N. and Bode, A., 1997. Seasonal variations of nutrients, seston and phytoplankton, and upwelling intensity off La Coruña (NW Spain). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 44: 767-778.
- Castro, C.G., 1997. Caracterización química del agua subsuperficial del Atlántico Nororiental y su modificación por procesos biogeoquímicos. PhD. Thesis. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 244 pp.
- Castro, C.G., Álvarez-Salgado, X.A., Gago, J., Pérez, F.F., Bode, A., Nogueira, E., Ríos, A.F., Rosón, G. and Varela, M., 2009. Evidencias bioquímicas do cambio climático. In: Xunta de Galicia, Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostible (Editor), *Evidencias e Impactos do Cambio Climático en Galicia*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 303-326.
- Cazenave, A. and Llovel, W., 2010. Contemporary sea level rise. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2: 145-173.
- Chassot, E., Mélin, F., Le Pape, O. and Gascuel, D., 2007. Bottom-up control regulates fisheries production at the scale of eco-regions in European seas. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 343: 45-55.
- Chatfield, C., 1992. The analysis of time series: an introduction. Chapman & Hall, New York, 131 pp.
- Church, J.A. and White, N.J., 2006. A 20th century acceleration in global sea level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (L01602), doi:10.1029/2005GL024826.
- Conkright, M.E., Levitus, S. and Boyer, T., 1994. World Ocean Atlas. NOAA Atlas NESDIS 1, Volume 1: Nutrients. U.S. Department of Commerce, Washington D.C., 150 pp.
- Corral, J. and Alvarez-Ossorio, M.T., 1978. El zooplancton de la Ría de Arosa. I. Composición y distribución de las comunidades en un ciclo anual. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 265: 133-136.
- Corzo, A., Rodríguez-Gálvez, S., Lubian, L., Sobrino, C., Sangrá, P. and Martínez, A., 2005. Antarctic marine bacterioplankton subpopulations discriminated by their apparent content of nucleic acids differ in their response to ecological factors. *Polar Biol.*, 29: 27-39.
- Cruz, R., Lago, A., Lage, A., Rial, M.E., Díaz-Fierros, F. and Salsón, S., 2009. Evolución recente do clima de Galicia: Tendencias observadas en variables meteorolóxicas. In: Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostible (Editor), *Evidencias e Impactos do Cambio Climático en Galicia*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 19-58.
- Cunningham, S.A., Kanzow, T., Rayner, D., Baringer, M.O., Johns, W.E., Marotzke, J., Longworth, H.R., Grant, E.M., Hirschi, J.J.M., Beal, L.M., Meinen, C.S. and Bryden, H.L., 2007. Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5 degrees N. *Science*, 317: 935-938.
- Daniault, J.P., Mazé, J.P. and Arhan, M., 1994. Circulation and mixing of Mediterranean Water west of the Iberian Peninsula. *Deep-Sea Res.*, 41: 1685-1714.
- Daufresne, M., Lengfellner, K. and Sommer, U., 2009. Global warming benefits the small in aquatic ecosystems. *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 106: 12788-12793.
- del Giorgio, P.A. and Bouvier, T.C., 2002. Linking the physiologic and phylogenetic successions in free-living bacterial communities along an estuarine salinity gradient. *Limnol. Oceanogr.*, 47(2): 471-486.
- Díaz del Río, G., Gonzalez-Pola, C., Lavín, A., Ruiz-Villarreal, M., Alonso, J., Marcote, D., Cabanas, J.M. and Sanchez-Leal, R.F., 2010. Six years of direct measurements of currents at levels of North Atlantic Central Water, Mediterranean Water and Labrador Sea Water in two locations at the southern Bay of Biscay and Western Iberian Margin. XII International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay (ISOBAY 12), Plouzane, Francia.
- Dietrich, G., Kalle, K., Kraus, W. and Siedler, G., 1975. Allgemeine Meereskunde. Gbr. Borntraeger, Berlin, 593 pp.
- Douglas, B.C., 1995. Global sea level change: determination and interpretation. *Rev. Geophys.*, 33: 1425-1432.
- Duarte, C., 1990. Time lags in algal growth: generality, causes and consequences. *J. Plankton Res.*, 12: 873-883.
- Ducklow, H., 2000. Bacterial production and biomass in the oceans. In: D.L. Kirchman (Editor), *Microbial Ecology of the Oceans*. Wiley-Liss, Inc., pp. 85-119.
- Durán, M., Saiz, F., López-Benito, M. and Margalef, R., 1956. El fitoplancton de la Ría de Vigo, de abril de 1954 a junio de 1955. *Inv. Pesq.*, 4: 67-95.
- Edwards, M. and Richardson, A.J., 2004. Impact of climate change on marine pelagic phenology and trophic mismatch. *Nature*, 430: 881-884.
- Enfield, D.B., Mestas-Nuñez, A.M. and Trimble, P.J., 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flow in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.*, 28(10): 2077-2080.
- Escribano, R., Daneri, G., Farías, L., Gallardo, V.A., González, H.E., Gutiérrez, D., Lange, C.B., Morales, C.E., Pizarro, O., Ulloa, O. and Braun, M., 2004. Biological and chemical consequences of the 1997-1998 El Niño in the Chilean coastal upwelling system: a synthesis. *Deep-Sea Res. Pt. II*, 51: 2389-2411.
- Estrada, M., 1982. Ciclo anual del fitoplancton en la zona costera frente a Punta Endata (Golfo de Vizcaya). *Inv. Pesq.*, 46: 469-491.
- Fernández, E., 1990. Sistemas frontales y de afloramiento en el Cantábrico occidental: Relación con la estructura de las redes tróficas planctónicas. In: J. Urrutia and A. Rallo (Editors), *Oceanografía del Golfo de Vizcaya*. Universidad del País Vasco, Bilbao, pp. 191-223.
- Fernández, E., Álvarez, F., Anadón, R., Barquero, S., Bode, A., García, A., García-Soto, C., Gil, J., González, N., Iriarte, A., Mourriño, B., Rodríguez, F., Sánchez, R., Teira, E., Torres, S., Valdés, L., Varela, M., Varela, R. and Zapata, M., 2004. The spatial distribution of plankton communities in a Slope Water anticyclonic Oceanic eDDY (SWODDY) in the Southern Bay of Biscay. *J. Mar. Biol. Ass. UK*, 84: 501-517.
- Fernández, E. and Bode, A., 1994. Succession of phytoplankton assemblages in relation to the hydrography in the southern Bay of Biscay: a multivariate approach. *Sci. Mar.*, 58: 191-205.
- Fernández, E., Bode, A., Botas, A. and Anadón, R., 1991. Microplankton assemblages associated with saline fronts during a spring bloom in the Central Cantabrian Sea: differences in trophic structure between water bodies. *J. Plankton Res.*, 13: 1239-1256.
- Figueiras, F.G., Labarta, U. and Fernández Reiriz, M.J., 2002. Coastal upwelling, primary production and mussel growth in the Rías Baixas de Galicia. *Hydrobiologia*, 484: 121-131.
- Figueiras, F.G. and Niell, F.X., 1987. Distribución estacional y espacial del fitoplancton en la Ría de Pontevedra (NO de España). *Inv. Pesq.*, 51: 293-320.
- Finkel, Z.V., Beardall, J., Flynn, K.J., Quigg, A., Rees, T.A.V. and Raven, J.A., 2010. Phytoplankton in a changing world: cell size and elemental stoichiometry. *J. Plankton Res.*, 32: 119-137.
- Fischer-Piette, E., 1957. Sur des déplacements de frontières biogéographiques, observés au long des côtes ibériques dans le domaine intercotidal. *Publ. Inst. Biol. Aplic. Barc.*, 26: 35-40.
- Fiúza, A.F.G., 1983. Upwelling patterns off Portugal. In: E. Suess and J. Thiede (Editors), *Coastal upwelling. Its sediment record (Part A)*. Plenum Press, pp. 95-98.

- Fiúza, 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 Res. Pt. II*, 45: 1127-1160.
- Flather, A.,** 2001. Statistics of extremes sea levels and their changes with time. Final Workshop of Coast action 40. Sea Level in Europe: Observation, interpretation and exploitation. Hydrographic Institute of the Republic of Croatia-Split, Dubrovnik. Croatia, 19-21 September 2001.
- Foreman, M.G.G.,** 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction. Pacific Marine Report, 77(10): 1-101.
- Fraga, F.,** 1981. Upwelling off the Galician coast, Northwest Spain. In: F.A. Richards (Editor), *Upwelling Ecosystems*. American Geophysical Union, Washington, D.C. U.S.A., pp. 176-182.
- Fraga, F., Mouriño, C. and Manriquez, M.,** 1982. Las masas de agua en la costa de Galicia: junio-octubre. *Res. Exp. Cient. B/O Corvide*, 10: 51-77.
- Freon, P., Barange, M. and Aristegui, J.,** 2009. Eastern Boundary Upwelling Ecosystems: Integrative and comparative approaches. *Prog. Oceanogr.*, 83: 1-14.
- Frouin, R., Fiúza, A.F.G., Ambar, I. and Boyd, T.,** 1990. Observations of a poleward surface current of the coasts of Portugal and Spain during winter. *J. Geophys. Res.*, 95: 679-691.
- García, M., Gómez, B., Raichich, F., Rickards, L., Bradshaw, E., Plag, H., Zhang, X., Bye, B. and Isaksen, E.,** 2007. European sea level monitoring: implementation of ESEAS quality control. In: P. Tregoning and C. Rizos (Editors), *Dynamic Planet; Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools*. Springer Verlag, Berlin, pp. 67-70.
- García-Soto, C., Pingree, R.D. and Valdés, L.,** 2002. Navidad development in the southern Bay of Biscay: climate change and swaddy structure from remote sensing and *in situ* measurements. *J. Geophys. Res.*, 107(C8): doi:10.1029/2001JC001012.
- Gasol, J.M. and Del Giorgio, P.A.,** 2000. Using flow cytometry for counting natural planktonic bacteria and understanding the structure of planktonic bacterial communities. *Sci. Mar.*, 64(2): 197-224.
- Gasol, J.M., Zweifel, U.L., Peters, F., Fuhrman, J.A. and Hagstrom, A.,** 1999. Significance of size and nucleic acid content heterogeneity as measured by flow cytometry in natural planktonic bacteria. *Appl. Environm. Microbiol.*, 65: 4475-4483.
- González-Hidalgo, J.C., Brunetti, M. and de Luis, M.,** 2010. A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (Monthly precipitation trends December 1945- November 2005). *Int. J. Climatol.*, 31: 715-731.
- González-Nuevo, G. and Nogueira, E.,** 2005. Intrusions of warm and salty waters onto the NW and N Iberian shelf in early spring and its relationship to climate variability. *J. Atmosph. Ocean Sci.*, 10(4): 361-375.
- González-Pola, C., Fernández-Díaz, J.M. and Lavín, A.,** 2007. Vertical structure of the upper ocean from profiles fitted to physically-consistent functional forms. *Deep-Sea Res.*, 54(11): 1985-2004.
- González-Pola, C., Lavín, A. and Vargas Yañez, M.,** 2005. Intense warming and salinity modification of intermediate water masses in the southeastern corner of the Bay of Biscay for the period 1992-2003. *J. Geophys. Res.*, 110 (C05020): doi:10.1029/2004JC002367.
- Grasshoff, K., Ehrhardt, M. and Kremling, K.,** 1983. *Methods of seawater analysis*. Verlag Chemie, Weinheim, 419 pp.
- Gregg, W.W., Casey, N.W. and McClain, C.R.,** 2005. Recent trends in global ocean chlorophyll. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (L030606): doi:10.1029/2004GL021808.
- Halpern, B.S., Walbridge, S., Selkoe, K.A., Kappel, C.V., Micheli, F., D'Agrosa, C., Bruno, J.F., Casey, K.S., Ebert, C., Fox, H.E., Fujita, R., Heinemann, D., Lenihan, H.S., Madin, E.M.P., Perry, M.T., Selig, E.R., Spalding, M., Steneck, R. and Watson, R.,** 2008. A global map of human impact on marine ecosystems. *Science*, 319(5865): 948 - 952.
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M. and Lo, K.,** 2010. Global surface temperature change. *Rev. Geophys.*, 256 (48, RG4004): doi:10.1029/2010RG00345.
- Harris, G.P.,** 1986. *Phytoplankton ecology: structure, function and fluctuation*. Chapman and Hall Ltd., London, 384 pp.
- Harris, R.P., Wiebe, P., Lenz, J., Skoldjal, H.R. and Huntley, M.,** 2000. *ICES zooplankton methodology manual*. Academic Press, San Diego. 684 pp.
- Haynes, R. and Barton, E.D.,** 1990. A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res.*, 95: 11425-11441.
- Holliday, N.P., Hughes, S.L., Bacon, S., Beszczynska-Moller, A., Hansen, B., Lavín, A., Loeng, H., Mork, K.A., Osterhus, S., Sherwin, T. and Walczowski, W.,** 2008. Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas. *Geophys. Res. Lett.*, 35 L03614, doi:10.1029/2007GL032675.
- Hoppe, H.G., Breithaupt, P., Walther, K., Koppe, R., Bleck, S., Sommer, U. and Jürgens, K.,** 2008. Climate warming in winter affects the coupling between phytoplankton and bacteria during the spring bloom: a mesocosm study. *Aquat. Microb. Ecol.*, 51: 105-115.
- Horsburgh, K.J., Flather, E.A., Woodworth, P.L., Blackman, D.L. and Wilson, C.,** 2008. Effects of climate change on extreme coastal sea levels. Workshop on understanding sea level rise and variability. UNESCO Paris, 6-9 June 2006, Poster P77.
- Huete-Ortega, M., Marañón, E., Varela, M. and Bode, A.,** 2010. General patterns in the size scaling of phytoplankton abundance in coastal waters during a 10-year time series. *J. Plankton Res.*, 32(1): 1-14.
- Hurrell, J.W.,** 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- Hurrell, J.W. and Deser, C.,** 2009. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *J. Mar. Syst.*, 78: 28-41.
- Huskin, I., López, E., Viesca, L. and Anadón, R.,** 2006. Seasonal variation of mesozooplankton biomass, abundance and copepod grazing in the central Cantabrian Sea (southern Bay of Biscay). *Sci. Mar.*, 70(S1): 119-130.
- Huthnance, J.M.,** 1984. Slope currents and JEBAR. *J. Phys. Oceanogr.*, 14: 795-810.
- Hydes, D.J., Gowen, R.J., Holliday, N.P., Shammon, T. and Mills, D.,** 2004. External and internal control of winter concentrations of nutrients (N, P and Si) in north-west European shelf seas. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 59: 151-161.
- ICES,** 2006. Zooplankton monitoring results in the ICES area: Summary status report 2004/2005. *ICES Coop. Res. Rep.*, 281: 1-43.
- Iorga, M.C. and Lozier, M.S.,** 1999. Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology 2. Diagnostic velocity fields. *J. Geophys. Res.*, 104: 26011-26029.
- IPCC,** 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. J.T.Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C.A. Johnson (Editors). Cambridge University Press, Cambridge, UK. 996 pp.

- IPCC**, 2007a. Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC (Climate Change 2007). S. Solomon, D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M.M.B. Tignor, H.L. Miller and Z. Chen (Editors) Cambridge University Press, Cambridge, UK. 996 pp.
- IPCC**, 2007b. Chapter 5. Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level, Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 385-432.
- Jenkins, G.M. and Watts, D.G.**, 1998. Spectral analysis and its applications. Emerson-Adams Press. Boca Raton, FL, 525 pp.
- Jochem, F.J. and Zeitzschel**, 1993. Productivity regime and phytoplankton size structure in the tropical and subtropical North Atlantic in spring 1989. Deep-Sea Res. Pt. II, 40(1/2): 495-519.
- Johnson, G.C. and Gruber, N.**, 2007. Decadal water mass variations along 20 degrees W in the Northeastern Atlantic Ocean. Prog. Oceanogr., 73: 277-295.
- Jolliffe, I.T.**, 1986. Principal component analysis. Springer-Verlag, New York, 271 pp.
- Kirchman, D.L., Morán, X.A.G. and Ducklow, H.**, 2009. Microbial growth in the polar oceans - role of temperature and potential impact of climate change. Nat. Rev. Microbiol., 7: 451-459.
- Koutsikopoulos, C. and Le Cann, B.**, 1996. Physical processes and biological structures related to the Bay of Biscay anchovy. Sci. Mar., 60(2): 9-19.
- Lavin, A., Díaz del Río, G., Cabanas, J.M. and Casas, G.**, 1991. Afloramiento en el Noroeste de la Península Ibérica. Índices de afloramiento para el punto 43 N 11 W. Periodo 1966-1989. Inf. Tecn. Inst. Esp. Oceanogr., 91: 1-40.
- Lavin, A., Díaz del Río, G., Casas, G. and Cabanas, J.M.**, 2000. Afloramiento en el Noroeste de la Península Ibérica. Índices de afloramiento para el punto 43° N, 11° O Periodo 1990-1999. Datos y Resúmenes Inst. Esp. Oceanogr., 15: 1-25.
- Lavin, A. and García, M.J.**, 1992. Mean Sea Level along the North Atlantic Spanish coast 1980-1990. ICES Mar. Sci. Symp., 195: 187-192.
- Lavin, A., Valdés, L., Gil, J. and Moral, M.**, 1998. Seasonal and inter-annual variability in properties of surface water off Santander, Bay of Biscay, 1991-1995. Oceanol. Acta, 21(2): 179-190.
- Lavin, A., Valdes, L., Sanchez, F., Abaunza, P., Forest, A., Boucher, A., Lazure, P. and Jegou, A.-M.**, 2006. The Bay of Biscay: The encountering of the ocean and the shelf (18b, E). In: A.R. Robinson and K.H. Brink (Editors), The Sea, Volume 14. Harvard University Press, Boston, pp. 933-1001.
- Legendre, L. and Legendre, P.**, 1998. Numerical ecology. Developments in Environmental Modelling 20. Elsevier, Amsterdam, 870 pp.
- Lemos, R.T. and Pires, H.O.**, 2004. The upwelling regime off the West Portuguese coast, 1941-2000. Int. J. Climatol., 24: 511-524.
- Lemos, R.T. and Sanso, B.**, 2006. Spatio-temporal variability of ocean temperature in the Portugal Current System. J. Geophys. Res., 111: doi:10.1029/2005JC003051.
- Leterme, S.C., Edwards, M., Seuront, L., Attrill, M.J., Reid, P.C. and John, A.W.G.**, 2005. Decadal basin-scale changes in diatoms, dinoflagellates, and phytoplankton color across the North Atlantic. Limnol. Oceanogr., 50(4): 1244-1253.
- Leterme, S.C. and Pingree, R.D.**, 2007. Structure of phytoplankton (Continous Plankton Recorder and SeaWiFS) and impact of climate in the Northwest Atlantic Shelves. Ocean Sci., 3: 105-116.
- Llope, M., Anadón, R., Sostres, J.A. and Viesca, L.**, 2007. Nutrients dynamics in the southern Bay of Biscay (1993-2003): Winter supply, stoichiometry, long-term trends, and their effects on the phytoplankton community. J. Geophys. Res., 112: doi:10.1029/2006JC003573.
- Llope, M., Anadón, R., Viesca, L., Quevedo, M., González-Quirós, R. and Stenseth, N.C.**, 2006. Hydrography of the Southern Bay of Biscay shelf break region: integrating the multi-scale physical variability over the period 1993-2003. J. Geophys. Res., 111 (C0921): doi:10.1029/2005JC002963.
- Lorenzo, M.N. and Taboada, J.J.**, 2005. Influences of atmospheric variability on freshwater input in Galician Rías in winter. J. Atmosph. Ocean Sci., 10(4): 377-387.
- Lorenzo, M.N., Taboada, J.J. and Gimeno, L.**, 2008. Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation patterns in Galicia (NW Spain). International J. Climatol., 28: 1493-1505.
- Madariaga de la Campa, B.**, 1986. De la Estación de Biología Marina al Laboratorio Oceanográfico de Santander. Instituto Español de Oceanografía y Banco de Santander, Santander, 92 pp.
- Mann, K.H. and Lazier, J.R.N.**, 1996. Dynamics of marine ecosystems. Physiological interactions in the oceans. Blackwell Science Inc., New York, 394 pp.
- Marañón, E.**, 2009. Phytoplankton size structure. In: J.H. Steele, K.K. Turekian and S.A. Thorpe (Editors), Encyclopedia of Ocean Sciences. Academic Press, Oxford, pp. 4249-4256.
- Marcos, M., Gomis, D., Monserat, S., Álvarez-Fanjul, E., Pérez, B. and García-Lafuente, J.**, 2005. Consistency of sea-level time series in the northern coast of Spain. J. Geophys. Res., 110(C03008): doi:10.1029/2004JC002522.
- Marcos, M. and Tsimplis, M.N.**, 2007. Variations of the seasonal sea level cycle in southern Europe. J. Geophys. Res., 112 (C12011): doi: 10.1029/2006JC004049.
- Margalef, R.**, 1955a. Comunidades bióticas de las aguas dulces del noroeste de España. Publicaciones del Instituto de Biología Aplicada, 21: 5-86.
- Margalef, R.**, 1955b. Los organismos indicadores en la limnología. Biología de las aguas continentales. XII. Ministerio de Agricultura, Madrid, 300 pp.
- Margalef, R.**, 1956. Algas de agua dulce del noroeste de España. Publicaciones del Instituto de Biología Aplicada, 22: 43-152.
- Margalef, R.**, 1961. Distribución geográfica de las especies del fitoplancton marino. Invest. Pesq., 19: 81-101.
- Margalef, R.**, 1965. Distribución ecológica de las especies del fitoplancton marino en un área del Mediterráneo occidental. Invest. Pesq., 28: 117-131.
- Margalef, R.**, 1974. Feeding and energy flow in general. Inf. Técn. Inst. Inv. Pesq., 14: 53-56.
- Margalef, R.**, 1978. Life forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. Oceanol. Acta, 1: 493-509.
- Margalef, R., Durán, M. and Sáiz, F.**, 1955. El fitoplancton de la Ria de Vigo de Enero de 1953 a Marzo de 1954. Inv. Pesq., 2: 85-129.
- Marino, J., Campos, M.J., Nunes, M.T. and Iglesias, M.L.**, 1985. Variación estacional de los factores ambientales y del fitoplancton en la zona de Lorbe (Ria de Ares y Betanzos) en 1978. Bol. Inst. Esp. Oceanogr., 2(1): 88-99.
- Martin-Jezequel, V., Hildebrand, M. and Brzezinski, M.A.**, 2000. Silicon metabolism in diatoms. Implications for growth. J. Phycol., 36: 821-840.
- McClain, C.R., Signorini, S.R. and Christian, J.R.**, 2004. Subtropical gyre

- variability observed by ocean-color satellites. *Deep-Sea Res. Pt. II*, 51(1-3): 281-301.
- McGregor, H.V., Dima, M., Fischer, H.W. and Mulitza, S.**, 2007. Rapid 20th-century increase in coastal upwelling off Northwest Africa. *Science*, 315: 637-639.
- Molinero, J.C., Ibanez, F., Nival, P., Buecher, E. and Souissi, S.**, 2005. The North Atlantic climate and the northwestern Mediterranean plankton variability. *Limnol. Oceanogr.*, 50(4): 1213-1220.
- Morán, X.A.G.**, 2007. Annual cycle of picophytoplankton photosynthesis and growth rates in a temperate coastal ecosystem: a major contribution to carbon fluxes. *Aquat. Microb. Ecol.*, 49: 267-279.
- Morán, X.A.G., Bode, A., Suárez, L.A. and Nogueira, E.**, 2007. Assessing the relevance of nucleic acid content as an indicator of marine bacterial activity. *Aquat. Microb. Ecol.*, 46: 141-152.
- Morán, X.A.G. and Calvo-Díaz, A.**, 2009. Single-cell vs. bulk activity properties of coastal bacterioplankton over an annual cycle in a temperate ecosystem. *FEMS Microbiol. Ecol.*, 67(1): 43-56.
- Morán, X.A.G., Calvo-Díaz, A. and Ducklow, H.W.**, 2010a. Total and phytoplankton mediated bottom-up control of bacterioplankton change with temperature in the NE Atlantic shelf waters. *Aquat. Microb. Ecol.*, 58: 229-239.
- Morán, X.A.G., Ducklow, H.W. and Erickson, M.**, 2011. Single-cell physiological structure and growth rates of heterotrophic bacteria in a temperate estuary (Waquoit Bay, Massachusetts). *Limnol. Oceanogr.*, 56: 37-48.
- Morán, X.A.G., López-Urrutia, Á., Calvo-Díaz, A. and Li, W.K.W.**, 2010b. Increasing importance of small phytoplankton in a warmer ocean. *Glob. Change Biol.*, 16: 1137-1144.
- Naranjo, L. and Pérez Muñuzuri, V.**, 2006. A variabilidade natural do clima en Galicia. Fundación Caixa Galicia - Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 290 pp.
- Nellemann, C., Corcoran, E., Duarte, C.M., Valdés, L., DeYoung, C., Fonseca, L. and Grimsditch, G.**, 2009. Blue Carbon. A Rapid Response Assessment. United Nations Environment Programme. GRID-Arendal, Arendal, Norway, 80 pp.
- Nogueira, E., Álvarez-Salgado, X.A., Pérez, F.F. and Casas, G.**, 1997. Geostrophic wind-stress patterns in the NW Iberian upwelling system. A time series approach, 3^o EU Conference. Exchange Processes at the Continent/Ocean Margins in the North Atlantic, Vigo, 14-16 May 1997.
- Nogueira, E., Pérez, F.F. and Ríos, A.F.**, 1997. Seasonal patterns and long-term trends in an estuarine upwelling ecosystem (Ria de Vigo, NW Spain). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 44(3): 285-300.
- Nogueira, E., Pérez, F.F. and Ríos, A.F.**, 1997. Modelling thermohaline properties in an estuarine upwelling ecosystem (Ria de Vigo; NW Spain) using Box-Jenkins transfer function models. *Est. Coast. Shelf Sci.*, 44: 685-702.
- Nogueira, E., Pérez, F.F. and Ríos, A.F.**, 1998. Modelling nutrients and chlorophyll a time series in an estuarine upwelling ecosystem (Ria de Vigo; NW Spain) using the Box-Jenkins approach. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 46(2): 267-286.
- Norland, S.**, 1993. The relationship between biomass and volume of bacteria. In: P.F. Kemp, B.F. Sherr, E.B. Sherr and J.J. Cole (Editors), *Handbook of methods in aquatic microbial ecology*. Lewis Publishers, Boca Raton, Florida, pp. 303-307.
- Not, F., del Campo, J., Balague, V., de Vargas, C. and Massana, R.**, 2009. New insights into the diversity of marine picoeukaryotes. *Plos One*, 4 (9, E7143): doi:10.1371/journal.pone.0007143.
- Nunes, T., Mariño, J., Iglesias, M.L., González, N., Campos, M.J. and Cabanas, J.M.**, 1984. Condiciones ambientales, producción primaria y sucesión de especies fitoplanctónicas en la Ría de Arousa (NW de España). Cuadernos da Area de Ciencias Maríñas. Seminario de Estudos Galegos, 1: 163-172.
- O'Connor, M.I., Piehler, M.F., Leech, D.M., Anton, A. and Bruno, J.F.**, 2009. Warming and resource availability shift food web structure and metabolism. *Plos Biol.*, 7 (8, e1000178): doi:10.1371/journal.pbio.1000178.
- Olson, R.J., Zettler, E.R. and Anderson, O.K.**, 1989. Discrimination of eukaryotic phytoplankton cell types from light scatter and autofluorescence properties measured by flow cytometry. *Cytometry*, 10: 636-643.
- OSPAR, C.**, 2000. Quality Status Report 2000. Region IV - Bay of Biscay and Iberian Coast. OSPAR Commission, London, 134 pp.
- Otero, P., Ruiz-Villarreal, M. and Peliz, A.**, 2008. Variability of river plumes off Northwest Iberia in response to wind events. *J. Mar. Systems*, 72: 238-255.
- Otero, P., Ruiz-Villarreal, M., Peliz, A. and Cabanas, J.M.**, 2010. Climatology and reconstruction of runoff time series in northwest Iberia: influence in the shelf buoyancy budget off Ria de Vigo. *Sci. Mar.*, 74: 267-274.
- Pardo, P.C., Padín, X.A., Gilcoto, M., Farina-Busto, L. and Pérez, F.F.**, 2011. Evolution of upwelling systems coupled to the long-term variability in sea surface temperature and Ekman transport. *Clim. Res.*, 48: 231-246.
- Parsons, T.R. and Lalli, C.M.**, 2002. Jellyfish population explosions: revisiting a hypothesis of possible causes. *La mer*, 40: 111-121.
- Partensky, F., Blanchot, J. and Vaulot, D.**, 1999. Differential distribution and ecology of *Prochlorococcus* and *Synechococcus* in oceanic waters: a review. *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, 19: 457-475.
- Peliz, A., Dubert, J., Santos, A.M.P., Oliveira, P.B. and Le Cann, B.**, 2005. Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin - Fronts, eddies and poleward flows: an overview. *Deep-Sea Res.*, 52(4): 621-646.
- Peltier, W.R.**, 2001. Chapter 4. Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history. In: B.C. Douglas, M.S. Kearney and S.P. Leatherman (Editors), *Sea Level Rise: History and Consequences*. Academic Press, New York, pp. 65-95.
- Pérez, F.F. and Boscolo, R.**, 2010. Clima en España: Pasado, presente y futuro. Informe de evaluación del cambio climático regional. Red Temática CLIVAR España. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, 83 pp.
- Pérez, F.F., Mourinho, C., Fraga, F. and Ríos, A.F.**, 1993. Displacement of water masses and remineralization rates off the Iberian Peninsula by nutrient anomalies. *J. Mar. Res.*, 51: 869-892.
- Pérez, F.F., Padín, X.A., Pazos, Y., Gilcoto, M., Cabanas, M., Pardo, P.C., Doval, M.D. and Farina-Bustos, L.**, 2010. Plankton response to weakening of the Iberian coastal upwelling. *Glob. Change Biol.*, 16: 1258-1267.
- Pérez, F.F., Ríos, A.F., King, B.A. and Pollard, R.T.**, 1995. Decadal changes in θ -S relationship of the Eastern North Atlantic Central Water. *Deep-Sea Res.*, 42: 1849-1864.
- Pingree, R.D.**, 1993. Flow of surface waters to the west of the British Isles and in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Res.*, 40: 369-388.
- Pingree, R.D.**, 1994. Winter warming in the southern Bay of Biscay and large-scale eddy kinematics from a deep-drogued Argos buoy. *J. Mar. Biol. Assoc. UK*, 74: 107-128.
- Pingree, R.D. and LeCann, B.**, 1990. Structure, strength and seasonality of

the slope currents in the Bay of Biscay. *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, 70: 857-885.

Pizarro, R. and Novoa, P., 1986. Instructivo nº 5, Determinación de valores probabilísticos para variables hidrologicas. Elementos técnicos de hidrología. Corporación Forestal (CONAF), Chile, 78 pp.

Planque, B., Beillois, P., Jégou, A.M., Lazure, P., Petitgas, P. and Puillat, I., 2003. Large-scale hydroclimatic variability in the Bay of Biscay: the 1990s in the context of interdecadal changes. *ICES J. Mar. Sci.*, 219: 61-70.

Pollard, R.T., Griffiths, M.J., Cunningham, S.A., Read, J.F., Pérez, F.F. and Ríos, A.F., 1996. Vivaldi 1991 - A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Prog. Oceanogr.*, 37: 167-192.

Poularikas, A.D. and Seely, S., 1991. *Signals and Systems*. 2nd. Edition. PWS-Kent, Boston. 1015 pp.

Prego, R., Barciela, M.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? *Cont. Shelf Res.*, 19: 317-334.

Pugh, D.T., 1987. *Tides, surges and mean sea-level: a handbook for engineers and scientists*. Wiley, Chchester, 472 pp. pp.

Qian, B., Corte-Real, J. and Xu, H., 2000. Is the North Atlantic Oscillation the most important atmospheric pattern for precipitation in Europe? *J. Geophys. Res.*, 105: 11901-11910.

Radach, G. and Lenhart, H.J., 1995. Nutrient dynamics in the north sea: fluxes and budgets in the water column derived from ERSEM. *Neth. J. Sea Res.*, 33(3-4): 301-335.

Ramos, A.M., Lorenzo, M.N. and Gimeno, L., 2010. Compatibility between modes of low-frequency variability and circulation types: A case study of the northwest Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res.*, 115(D02113), doi:10.1029/2009JD012194.

Razouls, C., 1996. Diversity and geographical distribution of pelagic copepods .2. Platycopeoidea, Misophrioida, Mormonilloidea, Cyclopoidea, Poecilostomatoida, Siphonostomatoida, Harpacticoida, Monstrilloidea. *An. Inst. Oceanogr.*, 72(1): 5.

Redfield, A.C., 1934. On the proportions of organic derivations in sea water and their relation to the composition of plankton. In: R.J. Daniel (Editor), James Johnstone Memorial Volume. University Press of Liverpool, Liverpool, pp. 177-192.

Reid, P.C., Fischer, A.C., Lewis-Brown, E., Meredith, M.P., Sparrow, M., An-

dersson, A.J., Antia, A., Bates, N.R., Bathmann, U., Beaugrand, G., Brix, H., Dye, S., Edwards, M., Furevik, T., Gangstø, R., Hátún, H., Hopcroft, R.R., Kendall, M., Kasten, S., Keeling, R., Le Quére, C., Mackenzie, F.T., Malin, G., Mauritzen, C., Olafsson, J., Paull, C., Rignot, E., Shimada, K., Vogt, M., Wallace, C., Wang, Z. and Washington, R., 2009. Impacts of the Oceans on Climate Change. *Adv. Mar. Biol.*, 56: 1-150.

Revilla, M., Borja, A., Fontán, A., Franco, J., González, M. and Valencia, V., 2010. A two-decade record of surface chlorophyll "a" and temperature in offshore waters of the Basque country (southeastern Bay of Biscay). *Revista de Investigación Marina*, 17(2): 13-20.

Reynolds, R.W., Rayner, N.A., Smith, T.M., Stokes, D.C. and Wang, W.Q., 2002. An improved *in situ* and satellite SST analysis for climate. *J. Clim.*, 15: 1609-1625.

Richardson, A.J. and Schoeman, D.S., 2004. Climate impact on plankton ecosystems in the Northeast Atlantic. *Science*, 305: 1609-1612.

Richardson, A.J., Walne, A.W., John, A.W.G., Jonas, T.D., Lindley, J.A., Sims, D.W., Stevens, D. and Witt, M., 2006. Using continuous plankton recorder data. *Prog. Oceanogr.*, 68: 27-74.

Ríos, A.F., Pérez, F.F. and Fraga, F., 1992. Water masses in the upper and middle North Atlantic Ocean east of Azores. *Deep-Sea Res.*, 39: 645-658.

Rocha, C.L.D.L., Terbrüggen, A., Völker, C. and Hohn, S., 2010. Response to and recovery from nitrogen and silicon startavation in *Thalassiosira weissflogii*: growth rates, nutrient uptake and C, Si and N content per cell. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 412: 57-68.

Ruiz-Villarreal, M., González-Pola, C., Díaz del Río, G., Lavín, A., Otero, P., Piedracoba, S. and Cabanas, J.M., 2006. Oceanographic conditions in the North and Northwest Iberia and their influence on the Prestige oil spill. *Mar. Pollut. Bull.*, 53: 220-238.

Sáenz, J., Zubillaga, J. and Rodríguez-Puebla, C., 2001. Interannual variability of winter precipitation in northern Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, 21: 1503-1513.

Sánchez, F. and Gil, J., 2000. Hydrographic mesoscale structures and Poleward Current as a determinant of hake (*Merluccius merluccius*) recruitment in southern Bay of Biscay. *ICES J. Mar. Sci.*, 57: 152-170.

Sánchez, F. and Oloso, I., 2004. Effects of fisheries on the Cantabrian Sea shelf ecosystem. *Ecol. Model.*, 172: 151-174.

Santos, F., Gómez-Gesteira, M., de Castro, M. and Álvarez, I., 2011. Upwelling along the western coast of the Iberian Peninsula: dependence of trends on fitting strategy. *Clim. Res.*, 48: 213-218.

Santos, A.M.P., Peliz, A., Dulbert, J., Oliveira, P.B., Angélico, M.M. and Ré, P., 2004. Impact of a winter upwelling event on the distribution and transport of sardine (*Sardina pilchardus*) eggs and larvae off western Iberia: a retention mechanism. *Cont. Shelf Res.*, 24(2): 149-165.

Sarmiento, H., Montoya, J.M., Vázquez-Domínguez, E., Vaqué, D. and Gasol, J.M., 2010. Warming effects on marine microbial food web processes: how far can we go when it comes to predictions? *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. B*, 365: 2137-2149.

Scharek, R. and Latasa, M., 2007. Growth, grazing and carbon flux of high and low nucleic acid bacteria differ in surface and deep chlorophyll maximum layers in the NW Mediterranean Sea. *Aquat. Microb. Ecol.*, 46: 153-161.

Schwiderski, E.W., 1979. *Global Ocean Tides. Part II. The semi-diurnal principal lunar tide (M2)*. Atlas of tidal charts and maps. Defense Technical Information Center, Dahlgren, VA, 90 pp.

Sherman, K. and Hempel, G., 2009. The UNEP Large Marine Ecosystem report: A perspective on changing conditions in LMEs of the world's Regional Seas. UNEP Regional Seas Reports and Studies, 182. United Nations Environmental Programme, Nairobi, 872 pp.

Sieburth, J.M., Smetacek, V. and Lenz, J., 1978. Pelagic ecosystem structure: Heterotrophic compartments of the plankton and their relationships to plankton size fractions. *Limnol. Oceanogr.*, 23: 1256-1263.

Smayda, T.J., 1980. Phytoplankton species succession. In: I. Morris (Editor), *The physiological ecology of phytoplankton*. Blackwell Sci. Pub., Oxford, pp. 493-570.

Smayda, T.J., 1997. Harmful algal blooms: Their ecophysiology and general relevance to phytoplankton blooms in the sea. *Limnol. Oceanogr.*, 42: 1137-1153.

Smetacek, V., 1985. The role of sinking in diatoms life history cycle: ecological, evolutionary and geological significance. *Mar. Biol.*, 84: 239-251.

Smetacek, V., 1988. Plankton characteristics. In: H. Postma and J.J. Zijlstra (Editors), *Continental Shelves*. Elsevier, N York, pp. 93-130.

Smith, T.M. and Reynolds, R.W., 2003. Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on

COADS data (1854-1997). *J. Clim.*, 16: 1495-1510.

Somavilla, R., González-Pola, C., Rodríguez, C., Josey, S., Sanchez, R.F. and Lavín, A., 2009. Large changes in the hydrographic structure of the Bay of Biscay after the extreme mixing of winter 2005. *J. Geophys. Res.*, 114(C01001): doi:10.1029/2008JC004974.

Somavilla, R., Gonzalez-Pola, C., Ruiz-Villarreal, M. and Lavín, A., 2011. Mixed layer depth (MLD) variability in the southern Bay of Biscay. Deepening of winter MLDs concurrent with generalized upper water warming trends? *Ocean Dyn.*, 61(9): 1215-1235.

Sprintall, J. and Cronin, M.F., 2001. Upper ocean vertical structure, in: In: J.H. Steele, S.A. Thorpe and K.K. Turekian (Editors), *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, New York, pp. 3120-3129.

Stenseth, N.C., Ottersen, G., Hurrell, J.W., Mysterud, A., Lima, M., Chan, K.-S., Yoccoz, N.G. and Adlandsvik, B., 2003. Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: the North Atlantic Oscillation, El Niño Southern Oscillation and beyond. *Proc. Roy. Soc. Lond. B*, 270: 2087-2096.

Stine, A.R., Huybers, P. and Fung, I.Y., 2009. Changes in the phase of the annual cycle of surface temperature. *Nature*, 457: 435-440.

Thierry, V., de Boisseson, E. and Mercier, H., 2008. Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge during 1990-2006. *J. Geophys. Res.*, 113(C04016): doi:10.1029/2007JC000443.

Thomas, H., Bozec, Y., Elkay, K. and Baar, H.J.W.D., 2004. Enhanced open ocean storage of CO₂ from shelf sea pumping. *Science*, 304: 1005-1008.

Thomson, R.E. and Fine, I.V., 2003. Estimating mixed layer depth from oceanic profile data. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 20: 319-329.

Torres, R. and Barton, E.D., 2007. Onset of the Iberian upwelling along the Galician coast. *Cont. Shelf Res.*, 27: 1759-1778.

Torres, R., Barton, E.D., Miller, P. and Fanjul, E., 2003. Spatial patterns of wind and sea surface temperature in the Galician upwelling region. *J. Geophys. Res.*, 108(3130): doi:10.1029/2002JC001361.

Trigo, R.M., Pozo-Vazquez, D., Osborn, T.J., Castro-Diez, Y., Gamiz-Fortis, S. and Esteban-Parra, M.J., 2004. North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, 24: 925-944.

Tsimplis, M.N., Álvarez-Fanjul, E., Gomis, D., Fenoglio-Marc, L. and Pérez, B., 2005. Mediterranean Sea level trends: Atmospheric pressure and wind contribution. *Geophys. Res. Lett.*, 32(L20602): doi:10.1029/2005GL023867.

Tsimplis, M.N., Marcos, M., Pérez, B., Challenor, P., Garcia Fernandez, M.J. and Raichich, F., 2009. On the effect of the sampling frequency of sea level measurements on return period estimate of extremes southern european examples. *Cont. Shelf Res.*, 29: 2214-2221.

Tyrrill, T., 1999. The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production. *Nature*, 400: 525-531.

UNESCO, 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical papers in marine science, 44: 1-53.

UNESCO, 1985. Manual on sea level measurement and interpretations. UNESCO/IOC Manuals and Guides, 14: 1-78.

UNESCO, 1994. Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) core measurements. UNESCO/IOC Manuals and Guides, 29: 170.

Utermöhl, H., 1958. Zur Vervollkommnung der quantitative Phytoplankton Methodik. *Int. Verein. Theoret. Angew. Limnol. Mitt.*, 9: 1-39.

Valdés, L., 1993. Composición, abundancia y distribución del mesozooplankton en la plataforma continental frente a La Coruña. Ph.D. Thesis, Universidad de Oviedo, Oviedo, 245 pp.

Valdés, L. and Alvarez-Ossorio, M.T., 1996. Tipificación de los copépodos pelágicos en la costa de Lugo. *Thalassas*, 12: 9-17.

Valdés, L., Alvarez-Ossorio, M.T., Lavín, A., Varela, M. and Carballo, R., 1991. Ciclo anual de parámetros hidrográficos, nutrientes y plancton en la plataforma continental de La Coruña (NO, España). *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 7: 91-138.

Valdés, L., Lavín, A., Fernández de Puellas, M.L., Varela, M., Anadón, R., Miranda, A., Camiñas, J. and Mas, J., 2002. Spanish ocean observation system. IEO Core project: Studies on time series of oceanographic data. In: S. Vallerga et al. (Editors), *Operational oceanography: Implementation at the European and regional scales*. Elsevier Science B.V., pp. 99-105.

Valdés, L., López-Urrutia, A., Cabal, J., Alvarez-Ossorio, M., Bode, A., Miranda, A., Cabanas, M., Huskin, I., Anadón, R., Alvarez-Marqués, F., Llope, M. and Rodríguez, N., 2007. A decade of sampling in the Bay of Biscay:

What are the zooplankton time series telling us? *Progress in Oceanography*, 74: 98-114.

Valdés, L. and Moral, M., 1998. Time-series analysis of copepod diversity and species richness in southern Bay of Biscay off Santander, Spain, in relation to environmental conditions. *ICES J. Mar. Sci.*, 55: 783-792.

Valdés, L., Roman, M.R., Alvarez-Ossorio, M.T., Gauzens, A.L. and Miranda, A., 1990. Zooplankton composition and distribution off the coast of Galicia, Spain. *J. Plankton Res.*, 12: 629-643.

Valencia, J., Abalde, J., Bode, A., Cid, A., Fernández, E., González, N., Lorenzo, J., Teira, E. and Varela, M., 2003. Variations in planktonic bacterial biomass and production, and phytoplankton blooms off A Coruña (NW Spain). *Sci. Mar.*, 67: 143-157.

Valencia, V., Franco, J., Borja, A. and Fontan, A., 2004. Hydrography of the southeastern Bay of Biscay. Chapter 7. In: A. Borja and M. Collins (Editors), *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*. Elsevier, pp. 159-194.

van Aken, H.M., 2000a. The hydrography of mid-latitude Northeast Atlantic Ocean - Part II: The intermediate water masses. *Deep-Sea Res.*, 47: 789-824.

van Aken, H.M., 2000b. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean - Part I: the deep water masses. *Deep-Sea Res.*, 47: 757-788.

van Aken, H.M., 2001. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean - Part III: the subducted thermocline water mass. *Deep-Sea Res.*, 48: 237-267.

Varela, M., Álvarez-Ossorio, M.T., Bode, A., Prego, R., Bernárdez, P. and García Soto, C., 2010. The effects of a winter upwelling on biogeochemical and planktonic components in an area close to the Galician Upwelling Core: The Sound of Corcubión (NW Spain). *J. Sea Res.*, 64: 260-272.

Varela, M., Bode, A., Alvarez, M., Prego, R., Canle, M., Casas, B., Lorenzo, J., Mariño, D., González, I., Carballo, R. and Vilas, M., 1996. Sistema pelágico. In: J. Ros (Editor), *Seguimiento de la contaminación producida por el accidente de buque "Aegean Sea"*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, pp. 15-63.

Varela, M., Bode, A., Figueiras, F.G., Huete, M. and Marañón, E., 2009. Variabilidade e tendencias interanuais no fitoplankton mariño das costas de Galicia. In: Xunta de Galicia. Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostible (Editor), *Evidencias e Impactos do Cambio Climático en Galicia*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 327-340.

- Varela, M., Bode, A., Lorenzo, J., Alvarez-Ossorio, M.T., Miranda, A., Patrocínio, T., Anadón, R., Viesca, L., Rodríguez, N., Valdés, L., Cabal, J., Urrutia, A., García-Soto, C., Rodríguez, M., Alvarez-Salgado, X.A. and Groom, S., 2006. The effect of the 'Prestige' oil spill on the plankton in the N-NW Spanish coast. *Mar. Pollut. Bull.*, 53: 272-286.
- Varela, M. and Prego, R., 2003. Hydrography and phytoplankton in an isolated and non-pristine ria area: the A Coruña Harbour (NW Spain). *Acta Oecol.*, 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 (Ria de A Coruña) and its adjacent shelf (NW of Spain). *Cont. Shelf Res.*, 21: 1815-1838.
- Varela, M., Prego, R. and Pazos, Y., 2008. Spatial and temporal variability of phytoplankton biomass, primary production and community structure in the Pontevedra Ria NW Iberian Peninsula. Oceanographic periods and possible response to environmental changes. *Mar. Biol.*, 154: 483-499.
- Varela, M., Prego, R., Pazos, Y. and Moroño, A., 2005a. Influence of upwelling and river runoff interaction on phytoplankton assemblages in a Middle Galician Ria and comparison with northern and southern rias (NW Iberian Peninsula). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 64: 721-737.
- Varela, R.A., Rosón, G., Herrera, J.L., Torres-López, S. and Fernández-Romero, A., 2005b. A general view of the hydrographic and dynamical patterns of the Rías Baixas adjacent sea area. *J. Mar. Syst.*, 54(1-4): 97-113.
- Vargas Yañez, M., García Martínez, M.C., Moya Ruiz, F., Tel, E., Parrilla, G., Plaza, F. and Lavín, A., 2007. Cambio climático en el Mediterráneo español. *Temas de Oceanografía*. Instituto Español de Oceanografía, Madrid, 170 pp.
- Villate, F., Moral, M. and Valencia, V., 1997. Mesozooplankton community indicates climate changes in a shelf area of the inner Bay of Biscay throughout 1988 to 1990. *J. Plankton Res.*, 19(11): 1617-1636.
- Visbeck, M., Chassignet, E.P., Curry, R.G., Delworth, T.L., Dickson, R.R. and Krahnmann, G., 2003. The Ocean's response to North Atlantic Oscillation variability. In: J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen and M. Vis (Editors), *The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact*. Geophysical Monograph 134. American Geophysical Union, Washington DC, pp. 113-145.
- Wakelin, S.L., Woodworth, P.L., Flather, R.A. and Williams, J.A., 2003. Sea-level dependence on the NAO over the NW European Continental Shelf. *Geophys. Res. Lett.*, 30: doi:10.1029/2003GL017041.
- Wallace, J.M. and Gutzler, D.S., 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109: 784-812.
- Wei, W.W.S., 1989. *Time Serie Analysis: Univariate and Multivariate Methods*. Addison Wesley, Reading. 496 pp.
- Wood, F.J., 1986. Tidal dynamics. Coastal flooding and cycles of gravitational force. D. Reidel, Dordrecht, 558 pp.
- Woolf, D., Shaw, A. and Tsimplis, M., 2003. The influence of the North Atlantic oscillation on sea level variability in the North Atlantic region. *Global Atmos. Ocean Syst.*, 9(4): 145-167.
- Wooster, W.S., Bakun, A. and McLain, D.R., 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 34: 131-141.
- Woppelmann, G., Letetrel, C., Santamaria, A., Bouin, M.N., Collilieux, X., Altamimi, Z., Williams, S.D.P. and Miguez, B.M., 2009. Rates of sea level change over the past century in a geocentric reference frame. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (12) L12607, doi:10.1029/2009GL038720
- Worden, A.Z., Nolan, J.K. and Palenik, B., 2004. Assessing the dynamics and ecology of marine picophytoplankton: The importance of the eukaryotic component. *Limnol. Oceanogr.*, 49(1): 168-179.
- Wunsch, C., 2008. Mass and volume transport variability in an eddy-filled ocean. *Nat. Geosci.*, 1: 165-168.
- Xunta de Galicia, 2009. Evidencias e impactos do cambio climático en Galicia. Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostible, Santiago de Compostela, 720 pp.
- Zubkov, M.V., Fuchs, B.M., Burkill, P.H. and Amann, R., 2001. Comparison of cellular and biomass specific activities of dominant bacterioplankton groups in stratified waters of the Celtic Sea. *Appl. Environ. Microbiol.*, 67: 5210-5218.
- Zubkov, M.V., Sleight, M.A., Tarran, G.A., Burkill, P.H. and Leakey, R.J.G., 1998. Picoplanktonic community structure on an Atlantic transect from 50°N to 50°S. *Deep-Sea Res.*, 45: 1339-1355.
- Zveryaev, I.I. and Allan, R.P., 2010. Summertime precipitation variability over Europe and its links to atmospheric dynamics and evaporation. *J. Geophys. Res.*, 115(D12102): doi:10.1029/2008JD011213.

Anexos

Anexo I. Metodología empleada en el análisis de las series temporales

Enrique Nogueira y Gonzalo González Nuevo

En este anexo se describe el método aplicado al análisis de las series temporales, el cual se aplicó en todos los capítulos, con ligeras adaptaciones a cada caso particular que se detallan en los capítulos correspondientes.

Las series temporales fueron ajustadas a un modelo univariante de descomposición aditiva con el objetivo de extraer y parametrizar los principales componentes de variación temporal. En la Figura I.1 se muestra un ejemplo de aplicación del modelo, cuya forma general es:

$$x_t = \bar{x} + LT[x_t] + LTC[x_t] + SC[x_t] + R[x_t] \quad (1)$$

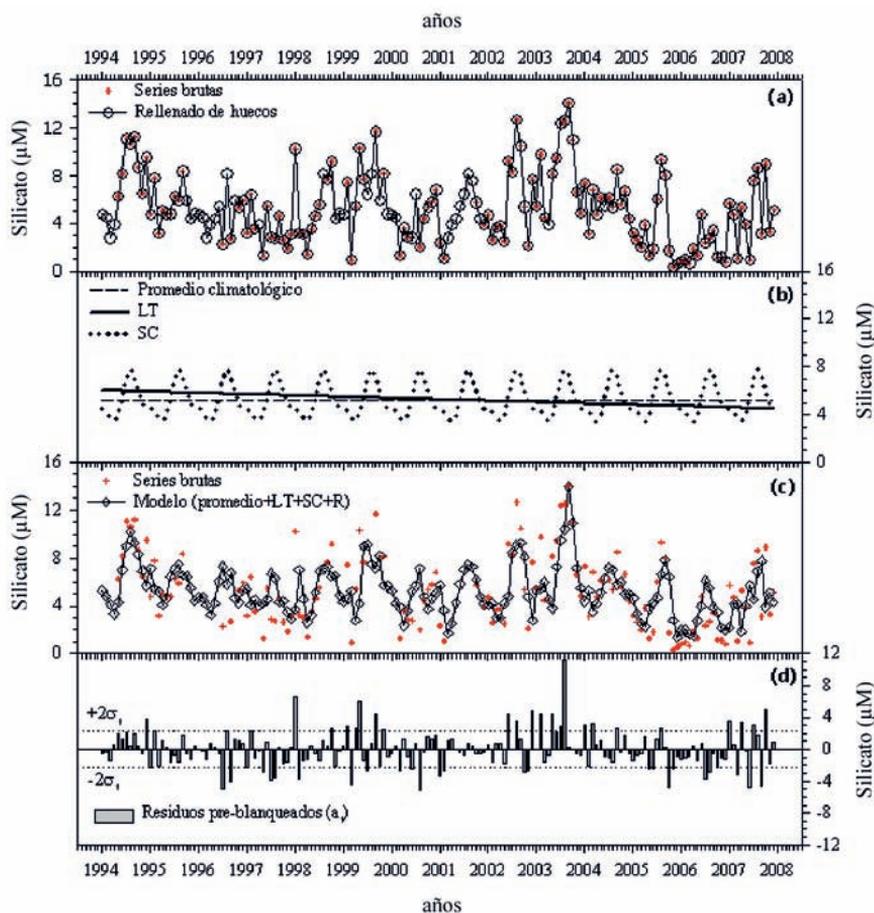


Figura I.1. Ejemplo de aplicación del modelo univariante de descomposición aditiva a la serie temporal de silicato a 35 m de profundidad en la estación 1 de la sección de Vigo. Se representan: serie bruta purgada y serie con huecos rellenados (a); componentes deterministas significativos ($p < 0.05$) de las series: promedio climatológico, tendencia lineal (LT) y ciclo estacional (SC) como suma del primero y segundo armónicos del ciclo anual (b); serie bruta y modelo univariante de descomposición aditiva, donde R simboliza el componente autorregresivo descontado los residuos preblanqueados (c) y residuos preblanqueados del modelo, donde σ_t simboliza su desviación estándar (d).

donde t es el índice temporal, \bar{x} , la media climatológica de la variable analizada, LT la tendencia lineal a largo plazo, LTC y SC representan respectivamente los componentes cíclicos multianuales y estacionales, y R recoge la variabilidad remanente. R se considerada un componente 'aleatorio' en contraposición a LT , LTC y SC que se consideraron componentes 'deterministas' (Chatfield, 1992). Dado que la aplicación del modelo requiere que las series no presenten huecos, antes de aplicar el modelo éstos se rellenan utilizando en promedio estacional correspondiente.

La componente estacional se definió como combinación del primer y segundo armónicos del periodo anual:

$$SC[x_t] = A_{12} \cos\left(\frac{2\pi}{12}t + \theta_{12}\right) + A_6 \cos\left(\frac{2\pi}{6}T + \theta_6\right) \quad (2)$$

siendo A_{12} y A_6 las amplitudes del primer (periodo $T = 12$ meses) y segundo armónico ($T = 6$ meses) del ciclo anual, respectivamente, siendo las fases (en radianes) θ_{12} y θ_6 . La extracción de estos parámetros se llevó a cabo mediante análisis de Fourier (Poularikas y Seely, 1991). El ciclo anual se caracterizó mediante el mes en el cual se observa la máxima amplitud del ciclo (T_m):

$$-\theta_i = \frac{2\pi}{T_i} T_m \quad (3)$$

El componente de variación a largo plazo se caracterizó como la pendiente de la recta de tendencia y además por la amplitud, fase y periodo de los ciclos de largo término ($T > 12$ meses). La significación de los componentes cíclicos se estimó según el criterio de Anderson (A_c) (Legendre y Legendre, 1998):

$$A_c = -(2/n) \log_e(1 - \sqrt[m]{1 - \alpha}) \quad (4)$$

donde n es el número de observaciones de la serie, m el periodo del armónico más largo, y α el nivel de significación.

El componente 'aleatorio' de la serie (R), es decir los residuos de la serie una vez eliminada la tendencia lineal y los componentes cíclicos, fueron parametrizados empleando un modelo autoregresivo que describe la serie a partir de una suma ponderada de los valores anteriores:

$$R[x_t] = \phi_1(R[x_{t-1}]) + a_t \quad (5)$$

siendo ϕ_1 los parámetros autoregresivos y a_t los residuos pre-blanqueados (ruido blanco), es decir, una serie temporal de observaciones independientes, idénticas y distribuidas al azar con media 0 y varianza constante (σ_a^2). El orden del modelo autoregresivo se definió a partir de la inspección de las funciones de autocorrelación y autocorrelación parcial. Los parámetros autoregresivos se estimaron empleando las ecuaciones de Yule-Walker (Wei, 1989).

Anexo II. Listado de proyectos de I+D+i de financiación externa que contribuyeron a complementar las series temporales de observaciones oceanográficas del IEO en el Atlántico del norte de España

Proyecto	Código	Agencia Financiadora	Duración	Investigador Principal
Flujo de carbono a través de la comunidad pelágica en un área de afloramiento.	AMB92/0834	Plan Nacional de I+D	1992-1994	Ricardo Anadón
Relaciones entre producción total, nueva y exportada, y acumulación de materiales biogénicos en un área de afloramiento.	AMB93/0014	Plan Nacional de I+D	1993-1995	Antonio Bode
Patrones y eficiencia del herbivorismo del zooplancton en relación a la estructura de tallas de comunidades naturales de fitoplancton marino en el litoral de Cantabria.		Fundación Marcelino Botín (Cantabria)	1996-1998	Luis Valdés
Integración de Redes Mareográficas	MAR95-1793	Plan Nacional de I+D	1996-1998	María Jesús García*
The impact of appendicularia in European marine ecosystems. (EURAPP)	MAS3-CT98-0161	MAST-III Unión Europea	1998-2001	José Luis Acuña
Estación integral de recepción de imágenes de satélite	CICYT Infraestructura	Plan Nacional de I+D	1998	Luis Valdés
La hidrodinámica como mecanismo regulador de los intercambios de nutrientes y de la producción y composición de las comunidades biológicas en la ría de Ferrol.	1FD97-0479-C03	Plan Nacional de I+D (FEDER)	1999-2001	Luis Arévalo Díaz del Río
Efecto de los procesos hidrográficos sobre la distribución y alimentación de las larvas de <i>Sardina pilchardus</i> y sus consecuencias sobre el crecimiento en la costa asturiana.	1FD97-1045-C02	Plan Nacional de I+D (FEDER)	1999-2001	Luis Valdés y Ricardo Anadón

Proyecto	Código	Agencia Financiadora	Duración	Investigador Principal
Shelf Edge Advection Mortality and Recruitment (SEAMAR)	CT98-3695	Unión Europea FAIR	1999-2001	Luis Valdés*
Efecto de los factores bióticos y abióticos sobre la distribución, abundancia y viabilidad de huevos y larvas de peces explotados (PELACCON)	MAR 99-0328-CO-03	Plan Nacional de I+D	1999-2002	Concha Franco*
Variabilidad temporal de las comunidades planctónicas en el Cantábrico central.	REN2001-0345/MAR	Plan Nacional de I+D	2001-2003	Luis Valdés
Variabilidad estacional de las características químicas de las masas de agua en el ecosistema marino de Cantabria. Influencia de la hidrografía y de las condiciones meteorológicas.		Fundación Marcelino Botín (Cantabria)	2002-2003	Carmen Rodríguez
European Sea Level Service Research Infraestructura (ESEAS-RI)	EVR1-2001-00042	Unión Europea FP5	2002-2005	María Jesús García*
Definición de ventanas óptimas que condicionan la supervivencia de huevos y larvas de peces pelágicos en zonas de puesta de alto contraste ambiental. (SAVOR)	REN2002-04205-CO4-03	Plan Nacional de I+D	2003-2006	Jose M ^a Rodríguez*
VARIabilidad CLimática en el Atlántico Norte (VACLAN)	REM2003-08193-CO3-00/MAR	Plan Nacional de I+D	2004-2008	Alicia Lavín
European Network of Excellence for Ocean Ecosystems Analysis. (EUR-OCEANS)	511368	Unión Europea FP6	2005-2008	Luis Valdés*
REspuesta del ecosistema pelágico al FORZAMIENTO hidrodinámico: la transición invierno-primavera en la plataforma gallega. (REFORZA)	PGDITO6RMA60401PR	Xunta de Galicia	2006-2009	Manuel Varela*

Proyecto	Código	Agencia Financiadora	Duración	Investigador Principal
Efecto de las perturbaciones meteorológico-hidrográficas en la estructura de la comunidad planctónica (PERPLAN)	CTM-2006-04854/MAR	Plan Nacional I+D+i	2006-2009	Enrique Nogueira
Análisis de viabilidad de dispositivos perfiladores autónomos permanentes como parte del sistema de monitorización oceánica del ICTS de Asturias	CAC-2007-53	Plan de Infraestructuras Científicas y Tecnológicas Singulares	2007-2010	Luis Valdés
Marine Ecosystem Evolution in a Changing Environment. (MEECE)	212085	Unión Europea FP7	2008-2011	Ángel López Urrutia*
Variabilidad Hidrodinámica E do plancto maRiño a CURta escala na plataforma gaLEga: eventoS de afloramento no Golfo Ártabro. (HERCULES)	09MMA027604PR	Xunta de Galicia	2009-2011	Manuel Ruíz Villarreal
COnsolidación, coordinación y optimización del sistema de observación y evaluación de la VAriabilidad CLimática en las aguas oceánicas del Atlántico Nordeste y Golfo de Vizcaya: (COVACLAN)	CTM2007-64600/MAR	Plan Nacional de I+D+i	2008-2011	Alicia Lavín
Línea de fondeo para monitorización de corrientes e hidrografía en el talud continental frente a Gijón.	IB09-059-C1, EQUIP09-43	Gobierno del Principado de Asturias. FEDER	2009	César González-Pola
Grupo de investigación en Ecoloxía Planctónica e Bioxeoquímica. (EPB)	INCITE09ENA604013ES	Xunta de Galicia	2009-2011	Antonio Bode
Observatorio Oceánico da Marxe Ibérica (RAIA)	Interreg IV-A Galicia – N de Portugal	Unión Europea FEDER	2009-2013	Jose M. Cabanas*

Proyecto	Código	Agencia Financiadora	Duración	Investigador Principal
Incorporación de N antropogénico en los sistemas litorales: bases para el seguimiento mediante isótopos estables. (ANILE)	CTM2009-089396	Plan Nacional de I+D+i	2010-2012	Antonio Bode
Convenio de colaboración CIMA		Centro de Investigación del Medio Ambiente (Cantabria)	2010-2012	Alicia Lavín

* investigador responsable en RADIALES / VACLAN / Red Mareográfica

Revisores externos (por orden alfabético de apellido)

Jose Luis Arteche. Centro Meteorológico de Santander. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

Carmen G. Castro. Grupo de Oceanología. Instituto de Investigaciones Marinas de Vigo. CSIC

Pedro Cermeño. Departamento de Ecoloxía e Bioloxía Animal. Universidade de Vigo

María Dolores Doval. Instituto Tecnolóxico para o Control do medio Mariño de Galicia (INTECMAR)

Fidel Echevarría. Grupo de Investigación Estructura y Dinámica de Ecosistemas Acuáticos (EDEA). Universidad de Cádiz

Marta Estrada. Instituto de Ciencias del Mar de Barcelona. CSIC

Francisco G. Figueiras. Grupo de Oceanología. Instituto de Investigaciones Marinas de Vigo. CSIC

Carlos M. García Jiménez. Grupo de Investigación Estructura y Dinámica de Ecosistemas Acuáticos (EDEA). Universidad de Cádiz

Jesús García Lafuente. Grupo de Oceanografía Física (GOFIMA). Universidad de Málaga

Santiago Hernández León. Grupo de Oceanografía Biológica (GOB). Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

Xabier Irigoien. Unidad de Investigación Marina. Pasaia. Centro Tecnológico del País Vasco para la Investigación Marina y Alimentaria (AZTI)

Nieves Lorenzo. Departamento de Física Aplicada. Universidade de Vigo

Emilio Marañón. Departamento de Ecoloxía e Bioloxía Animal. Universidade de Vigo

Marta Marcos. Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados (IMEDEA). CSIC-Universitat de les Illes Balears

Belén Martín. Centro Tecnolóxico do Mar (CETMAR)

Pedro Montero. Instituto Tecnolóxico para o Control do medio Mariño de Galicia (INTECMAR)

Laura Prieto. Instituto de Ciencias Marinas de Andalucía. CSIC

José Manuel Quijano. Instituto Hidrográfico de la Marina

Gabriel Rosón. Grupo de Oceanografía Física (GOFUVI). Universidade de Vigo

Cristina Sobrino. Departamento de Ecoloxía e Bioloxía Animal. Universidade de Vigo

Eva Teira. Departamento de Ecoloxía e Bioloxía Animal. Universidade de Vigo



Temas de Oceanografía, es una colección de textos de referencia, que el Instituto Español de Oceanografía (IEO) publica con el fin de mejorar la difusión de la información científica relativa a las ciencias del mar dentro de la propia comunidad científica y entre los sectores interesados en estos temas.

