

## EVIDENCIAS DO CAMBIO CLIMÁTICO NA HIDROGRAFÍA E A DINÁMICA DAS RÍAS E DA PLATAFORMA GALEGA

G. Rosón<sup>1</sup>, J. M. Cabanas<sup>2</sup>, F. Fernández Pérez<sup>4</sup>, J. L. Herrera Cortijo<sup>1</sup>, M. Ruiz-Villarreal<sup>3</sup>, C. G. Castro<sup>4</sup>, S. Piedracoba<sup>1</sup> e X. A. Álvarez-Salgado<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Facultade de Ciencias do Mar, Universidade de Vigo

Campus Lagoas Marcosende s/n. 36310 Vigo.

Correo\_e: grosos@uvigo.es

<sup>2</sup> Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Vigo

Apartado 1552. 36280 Vigo.

<sup>3</sup> Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de A Coruña

Peirao das Ánimas s/n, 15001 A Coruña.

<sup>4</sup> Instituto de Investigacións Mariñas, CSIC

Eduardo Cabello, 6, 36208 Vigo.

### RESUMO

Este estudo centrase en determinar as variacións que ocorren a escalas multidecadais nas características hidrográficas e hidrodinámicas das augas das rías e da plataforma fronte a Galicia. As masas de auga reciben a través das súas características termohalinas unha pegada das alteracións climáticas, principalmente a causa de cambios no balance hidrolóxico (precipitación, evaporación, achegas continentais), do intercambio de calor e da acción do vento. Neste estudo analizaremos as evidencias de cambio nas características das masas de auga superficiais e subsuperficiais. Nas primeiras detectouse quentamento de xeito significativo nos últimos 45 anos a unha taxa media de 0,17 °C por década, especialmente intenso desde hai 30 anos, 0,27 °C por década. Nas augas subsuperficiais a tendencia é a inversa, aínda que só se conta con datos dos últimos 15 anos. En canto á hidrodinámica, e pola súa forte implicación nos tempos de renovación da ría e, polo tanto, nos recursos mariños que viven nela, fíxose un estudo sobre os cambios na circulación estuárica das rías de Vigo e Arousa nas últimas décadas. Os resultados amosan un descenso paulatino a longa escala temporal da circulación que causa un aumento dos tempos de renovación. Por outra banda, achéganse evidencias indirectas dunha posible ralentización da corrente invernal cara ao Polo (CIP) causada por un descenso no gradiente meridional (N-S) de temperatura fronte ás costas ibéricas. Non obstante, o descenso do gradiente meridional non está claro, pois induciuse só a partir de datos superficiais. Ademais, a propia CIP amosa estar intensificada pola maior intensidade dos ventos sur no outono e debilitada polo descenso dos ventos do sur no inverno, polo que o efecto global na CIP é aínda incerto. Por último, faise un estudo dos cambios do nivel do mar e da ondada nas costas galegas que amosa un aumento daquel (2-2,5 cm/década) e un descenso desta (3 cm/década), aínda que no caso da ondada os resultados non son concluíntes.

### SUMMARY

This study is focused on multidecadal-scale variations of the hydrographic and hydrodynamic features of Rías and shelf waters off Galicia. Water masses take, through their thermohaline characteristics, a footprint of the climatic variability, mainly caused by changes either in the hydrological budget (precipitation, evaporation, runoff), in heat exchange and wind stress. In this study we focus in the evidences of change in the surface and sub-surface water mass characteristics. Regarding surface water masses, a significant warming during the last 45 years has been noticed, at a rate of 0.17 °C/decade. This warming was especially intense from the 1970's, 0.27 °C/decade. The tendency is opposite in subsurface waters, but it only takes into account data from the last 15 years. Regarding hydrodynamics, because of its strong influence in the renewal time of the Rías and consequently in their living resources, a study of decadal changes in the estuarine circulation of the Rías de Vigo and Arousa has been made. Results showed a progressive decay in the estuarine circulation, which

causes an increase of renewal times. On the other hand, indirect evidence of a possible deceleration of the winter Iberian Poleward Current (IPC) are reported. This slow down is partially caused by a decrease in the meridional (N-S) temperature gradient off the Iberian coast. Nevertheless, the fall of the meridional gradient is not clear because it has been inferred from surface waters. On the contrary, IPC seems to be intensified by the increasing southerly autumn winds, although it appears weakened by the decreasing southerly winter winds. Thus, the overall effect of the CIP is still uncertain. Finally, a study of sea level and wave changes on the Galician coast has been made. An increase of (2-2.5 cm/decade) in the sea level as well as a decrease in the wave height (3 cm/decade) has been reported, but in this last topic results are not significant.

## INTRODUCCIÓN

No capítulo anterior fíxose notar a limitación da disciplina oceanográfica para traballar con series longas de datos nun contexto de cambio climático. Afortunadamente, esta tendencia estase a invertir. Agora, co desenvolvemento paulatino da oceanografía operacional en España, preténdese que esta liña de actuación cambie e se potencien os sistemas de medida en continuo que alimenten, entre outros, os modelos climáticos. O esforzo económico e humano de instalación e mantemento destes sistemas de medida en continuo (boias...) está sendo moi considerable (a situación requíreo); cómpre lembrar que os sistemas instalados no mar teñen unha degradación co tempo moi intensa. É xustamente por este motivo, por exemplo, polo que carecemos dunha base de datos de correntes nas rías e plataforma galegas, e imos ter que estimar a súa variabilidade de longa escala temporal por métodos indirectos ou semicuantitativos.

Sirvan estas primeiras reflexións para lle advertir ao lector que os resultados e as conclusións aquí obtidos son dunha consistencia relativa e deben ser referendados (ou rexeitados) no futuro con experimentos e sistemas de medida deseñados especialmente para tal fin.

Feita esta observación, o principal obxectivo deste capítulo é identificar as evidencias de cambio climático no océano fronte ás costas galegas e nas rías a través da determinación de tendencias a longo prazo de variables oceanográficas físicas (temperatura, salinidade, correntes, ondada) e a súa relación con variables meteorolóxicas/climáticas (régime de ventos remoto; régime de precipitación e evaporación, descarga dos ríos; radiación incidente...), sen facer referencia ao estudo da variabilidade interanual.

## MÉTODOS

As variables físicas da auga de mar (fundamentalmente salinidade e temperatura) obtéñense sistematicamente por métodos perfectamente contrastados, ben sexa con salinómetros ou termómetros, ou ben, máis recentemente, coa sonda CTD (UNESCO, 1986). Para a salinidade e a temperatura, dado que as series temporais foron construídas con datos de diferentes campañas e sensores, só se tiveron en conta as campañas das que haxa constancia que os instrumentos de medida foron convenientemente calibrados. Os datos hidrográficos recompilados centraranse fundamentalmente na capa superficial (0-100 m) e nos niveis superficiais das augas centrais (100-300 m).

Outra tecnoloxía para obter valiosas series temporais da temperatura do mar, aínda que soamente da superficie, e que ofrece unha excelente resolución temporal, son os sensores remotos instalados en satélites artificiais. O sistema de medida baséase nun sensor que detecta cuantitativamente a radiación infravermella que emiten os océanos. Obtivéronse tamén datos de temperatura superficial do mar a partir de sensores instalados en buques, da base de datos COADS, desde 1960



ata 2005, das dez cuadrículas meridionais ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) que van do  $35^\circ \text{ N } 10^\circ \text{ W}$  ata o  $45^\circ \text{ N } 10^\circ \text{ W}$ . Estes datos mantéñense a través do proxecto internacional ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere DataSet <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/coads>).

Ademais dos datos de temperatura proporcionados pola base de datos COADS que se discutiron no capítulo 13 nun contexto rexional, dispónse de datos de temperatura e salinidade que se tratarán neste capítulo por pertenceren a un contexto máis local correspondente ao Proxecto *Radiais* (Valdés e col. 2002) levado a cabo polo IEO. Este proxecto ten como obxectivo estudar series temporais de datos oceanográficos e comprende unha rede de 19 estacións de mostraxe distribuídas en 5 seccións ao N e o NW da costa de España. Cada estación de mostraxe foi visitada mensualmente desde 1991.

Para este estudo seleccionáronse datos hidrográficos das radiais da Coruña e Vigo. Aplicóuselles unha análise harmónica ás series temporais de salinidade e temperatura para as profundidades de 5, 20 e 70 m na Coruña e de 5, 20, 30, 50 e 81 m de profundidade en Vigo. A selección das profundidades fíxose de acordo coa regularidade de mostraxe nesas profundidades.

A temperatura e a salinidade para unha determinada profundidade axustáronse segundo esta ecuación trigonométrica:

$$Z = A_0 + A_1 \cos\left(\frac{2\pi}{365}t + A_2\right) + A_3 \cos\left(\frac{4\pi}{365}t + A_4\right) + A_5 \cdot t \quad (1)$$

onde  $Z$  é a temperatura ou salinidade a unha determinada profundidade;  $A_0$  é a media anual;  $A_1$  e  $A_2$  son a amplitude e o desfase da compoñente anual;  $A_3$  e  $A_4$  son a amplitude e o desfase da compoñente semianual;  $t$  é o contador de tempo por ano en días; e  $A_5$  é a amplitude da compoñente lineal. O parámetro saínte deste axuste que permitirá a identificación de tendencias nas series temporais e, polo tanto, o concernente ao cambio climático, é  $A_5$ , polo que será este co que traballaremos fundamentalmente, expresándoo, polo regular, en  $^\circ\text{C}/\text{ano}$  ou  $^\circ/\text{oo}/\text{ano}$ .

A superficie do mar non permanece fixa, senón que experimenta variacións de nivel a distintas escalas espaciais e temporais. Así, por exemplo, as mareas provocan nas nosas costas dúas oscilacións por día. Os ventos locais e as variacións na presión atmosférica poden xerar tamén oscilacións do nivel do mar. A variabilidade climática pode inducir variacións no nivel do mar pola expansión/compresión de volume debida á variación da temperatura dos océanos e polo desxeo polar, que fan aumentar a masa de auga. No ano 1943 o IEO instalou 12 mareógrafos nas costas españolas para obter as táboas de marea. Dous destes mareógrafos equipados cun dispositivo mecánico de flotador instaláronse nos portos de Vigo e da Coruña, e proporcionan unha das series máis longas de variables oceanográficas de que dispoñemos en Galicia.

O conxunto de datos de ondada está formado por series temporais de altura significativa espectral  $H_{mo}$  procedente de simulacións numéricas feitas pola Área do Medio Físico de Portos del Estado cunha cadencia de tres horas. Son, daquela, datos simulados por ordenador e non proceden de medidas directas da natureza. A serie temporal empregada abarca un total de 49 anos, desde 1958 ata 2007. Esta duración da serie fai que sexa idónea para o cálculo da climatoloxía da ondada e a súa evolución temporal. Os datos de vento necesarios para xerar a ondada obtivéronse mediante un modelo atmosférico rexional (REMO) forzado por datos da reanálise global NCEP (no período 1958-2001) e polo modelo atmosférico HIRLAM (2002-2007). A reanálise asimila tanto datos instrumentais como de satélite.

Os campos de ondada xeráronse co modelo espectral de ondada WAM. Para Galicia empregouse unha malla aniñada de  $2,5'$  de resolución. Fíxose descomposición de mar de vento e un ou dous

mares de fondo cruzados. Neste informe estudarase a serie temporal do NODO 1042072, localizado nas coordenadas  $9,500^\circ$  W  $43,000^\circ$  N a 191 m de profundidade. Os datos de ondada deben interpretarse sempre como datos en augas abertas a profundidades indefinidas.

## RESULTADOS E DISCUSIÓN

### *Evidencias de quentamento superficial e de ralentización da corrente ibérica cara ao Polo (CIP)*

No océano aberto, a corrente de Portugal ou ibérica (CP ou CI) transporta ACNAE<sub>sp</sub> (auga central noratlántica do leste de orixe subpolar) cara ao sur (Pérez e col., 2001; Peliz e col., 2005), mentres que na marxe continental ibérica ao norte de  $40^\circ$  N a *iberian poleward current* (en diante CIP) transporta ACNAE<sub>st</sub> (auga central noratlántica do leste de orixe subtropical) cara ao norte na fachada atlántica (Pingree e Le Cann, 1989; Frouin e col., 1990) e cara ao leste na fachada cantábrica (Pingree e Le Cann, 1990). Fronte ás costas galegas, esta corrente detéctase na superficie principalmente ao final do outono e nos meses do inverno, aínda que o fluxo subsuperficial está presente todo o ano. Un esquema simple da circulación media pode verse na figura 1.

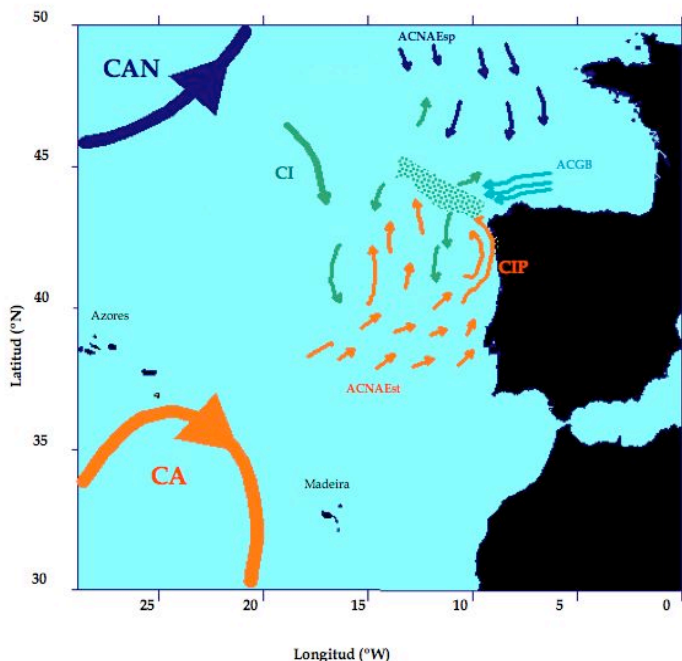


Figura 1. Principais características oceanográficas da zona do nordeste do Atlántico. Os acrónimos e siglas que aparecen na figura correspóndense coas seguintes correntes e masas de auga: Corrente do Atlántico Norte (CAN), Corrente das Azores (CA), que derivan da corrente do Golfo. Corrente Ibérica (CI), derivada da CAN. Corrente Ibérica cara ao Polo (CIP). Auga Central do Atlántico Nordeste de orixe subpolar (ACNA<sub>Esp</sub>), Auga Central do Atlántico Nordeste de orixe subtropical (ACNA<sub>Est</sub>). Auga Central do Golfo de Biscaia (ACGB).

Desde un punto de vista xeral, podemos dicir que este tipo de circulación cara ao Polo é habitual na marxe oriental dos grandes océanos (Pingree, 1994; Frouin e col., 1990). Trátase dun mecanismo



climático que ten o océano para transportar cara aos polos o exceso da enerxía solar que reciben as rexións tropicais e ecuatoriais e equilibrar as carencias enerxéticas daqueles. Adoita estar forzada por gradientes xeopotenciais de longa escala ( $> 1.000$  km) e tamén pola batimetría, constituíndo un mecanismo de compensación da circulación xeral cara ao Ecuador. Con todo, Frouin e col. (1990) puntualizaron que este fluxo dirixido cara ao norte se debe principalmente á *compensación xeopotencial* (ou *forzamento baroclino*), que inflúe cun 80%, pero tamén ao vento local (*forzamento barotrópico*), que inflúe cun 20%.

En canto a este último, o forzamento do vento, a CIP verase intensificada con ventos do sur (índice de afloramento negativo) e debilitada con ventos do norte (índice positivo). Vimos no capítulo 13 que a pendente da regresión lineal do índice de afloramento para o período de afundimento é  $-3,6$   $\text{m}^3/\text{s}/\text{km}/\text{ano}$  (figura 4c). Se facemos a mesma análise pero restrinxida só aos meses do outono (OND) ou do inverno (EFM), esas pendentes dan  $-9,65$   $\text{m}^3/\text{s}/\text{km}/\text{ano}$  e  $+5,75$   $\text{m}^3/\text{s}/\text{km}/\text{ano}$  respectivamente, amosando que nos últimos 40 anos no outono se intensificou o afundimento, mentres que no inverno se debilitou. Segundo estes resultados, o efecto na variabilidade interanual da compoñente barotrópica da CIP é que no outono tende a intensificarse, mentres que no inverno tende a debilitarse. Por outra banda, Cabanas (2000) calcula, a partir de datos de vento, un índice que tenta cuantificar o que contribúe o vento na formación da CIP durante os meses do outono (OND) previos ao desenvolvemento desa corrente. Este índice, como se observa na figura 2, non ten unha tendencia temporal significativa clara ao longo dos últimos 50 anos, de maneira que, dependendo da lonxitude da serie que se escolla, a tendencia obtida pode ser positiva ou negativa. Polo tanto, e tamén pola súa relativamente menor influencia sobre a CIP, é difícil precisar se este índice afecta nos cambios interdecadais da CIP.

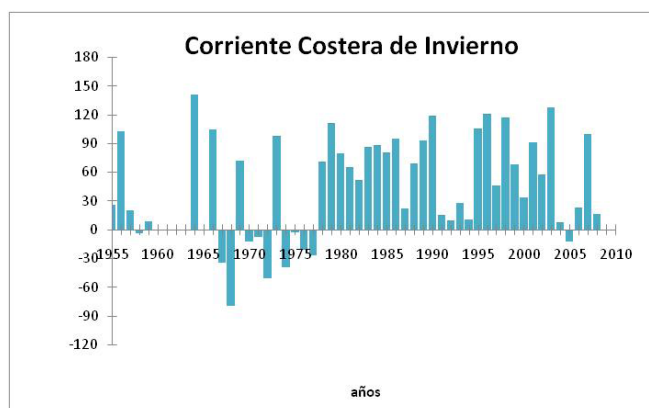


Figura 2. Variabilidade temporal do índice outonal (OND) que cuantifica a influencia do vento na CIP.

En canto á *compensación xeopotencial*, significa que o nivel do mar é máis alto no sur (frente ao cabo San Vicente) que no norte (frente ao cabo Fisterra). A razón desta diferenza de niveis é debida fundamentalmente a que no sur a columna de auga é menos densa que no norte. En consecuencia, a CIP tende a compensar estas diferenzas de altura (e de temperatura) fluíndo cara ao norte. Por iso, a CIP considérase unha resposta climática do sistema oceánico e flúe cara ao norte para compensar o gradiente de temperatura S-N, feito que, dito sexa de paso, nunca acadará porque sempre seguirá habendo desequilibrios latitudinais na temperatura debido á maior insolación no sur. Canto maior sexa o gradiente de temperatura N-S, con maior intensidade ten que fluír a CIP para intentar

# ecosistemas peláxicos mariños

compensalo. Neste senso, podemos dicir que ese gradiente de temperatura é o *leitmotiv* da CIP. Se non existise ese gradiente, a CIP non tería razón de ser e pararía.

Na figura 3 amósase como ao longo dos últimos 45 anos hai unha tendencia significativa a aumentar a temperatura media anual da superficie do océano. Este feito xa foi evidenciado no capítulo 13 para 42° N, a latitude de Galicia. O feito que nos interesa salienta agora é que o aumento da temperatura superficial é máis significativo a maiores latitudes. Véxase como as isothermas amosan unha inclinación media maior entre as latitudes de 41° N e 45° N, chegando mesmo a desaparecer a isoterma de 15 °C.

Collendo como referencia as latitudes inicial e final da figura 3 (35° e 45°), vemos que en ambas existe quentamento neto ao longo dos últimos 45 anos. Pero o feito de que o quentamento sexa maior a latitudes máis altas ten unha repercusión inmediata no gradiente de temperaturas latitudinal, que está a diminuír na faixa que vai desde o 35° N ata 45° N (figura 4). De acordo co axuste, a diminución do gradiente de temperatura entre o 35° N 10° W e o 45° N 10° W é de 0,09 °C cada década (nivel de confianza ao 90%).

Ao dispoñer só da serie temporal de gradiente de temperatura superficial entre 35° N e 45° N, non coñecemos cuantitativamente a influencia da compoñente xeopotencial que dá lugar á CIP; é dicir, a compoñente desta corrente orixinada polo gradiente baroclino latitudinal da densidade (Frouin e col., 1990). Por outra banda, os datos de COADS son superficiais, mentres que o gradiente meridional depende de toda a columna de auga ata a termoclina permanente. Polo tanto, non podemos afirmar rotundamente que a diminución do gradiente superficial se manteña en toda a columna de auga; de feito, máis adiante veremos que, nas radiais do IEO a temperatura diminúe en augas subsuperficiais (polo menos en Vigo).

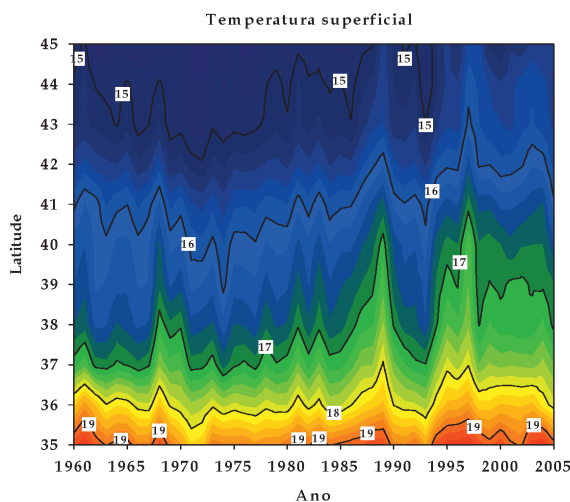


Figura 3. Evolución temporal das medias mensuais da temperatura superficial do océano desde 1960 ata o 2005 das dez cuadrículas (1° x 1°), que van do 35° N, 10° W ata a de 45° N, 10° W. Fonte: Base de datos do COADS.

Cómpre sinalar tamén que o gradiente de salinidade superficial podería contrarrestar o efecto da diminución do gradiente de temperatura ao influír entre ambos os dous na densidade. Polo tanto, esta relación causa-efecto é unha aproximación cuestionable e hai que tomala con cautela. Non obstante, a maioría dos estudos realizados sinalan que a niveis das augas centrais os cambios decadais de temperatura e salinidade adoitan ir axustados (Pérez e col., 2000). En concreto, González-Pola



e col. (2005) observan entre 200 e 300 m un descenso da salinidade ( $-0,002 \pm 0,002 \text{ ‰/ano}$ ) co aumento da temperatura ( $0,032 \pm 0,008 \text{ °C/ano}$ ) e, polo tanto, un descenso neto da densidade.

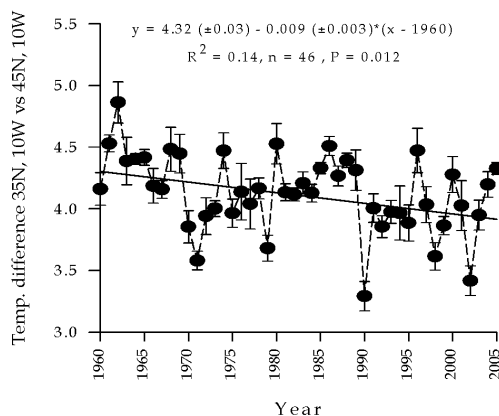


Figura 4. Evolución temporal da diferenza de temperaturas medias anuais da superficie do océano entre o punto 35° N 10° W e o 45° N 10° W. Fonte: Base de datos do COADS.

A continuación amósanse (táboas 1 e 2) os resultados de todas as regresións múltiples das estacións hidrográficas das radiais da Coruña e Vigo respectivamente, xunto cos seus graos de significación. Se analizamos a amplitude da compoñente lineal ( $A_5 \pm \sigma$ ) de todas as regresións, vemos que soamente é significativa (ao 93%) a regresión correspondente á temperatura superficial (5 m) da radial da Coruña, que indica un aumento de  $0,026 \pm 0,014 \text{ °C/ano}$  que na serie completa de 16 anos supón un aumento de  $0,4 \pm 0,2 \text{ °C}$ . No mesmo período (1991-2006) a serie do COADS  $1^\circ \times 1^\circ$  en  $42^\circ \text{ N}, 10^\circ \text{ W}$  amosa un quentamento ostensiblemente maior ( $0,042 \pm 0,020 \text{ °C/ano}$ ).

En canto á radial de Vigo, as augas superficiais non evidencian quentamento, senón máis ben un leve arrefriamento, pouco significativo. Este feito contrasta co quentamento atopado na serie de COADS para o mesmo período (1988-2006, figura 4)  $0,021 \pm 0,010 \text{ °C/ano}$ . Son significativos os termos lineais correspondentes á temperatura a 50 m ( $-0,027 \pm 0,014 \text{ °C/ano}$ , significativo ao 93%) e a 81 m ( $-0,031 \pm 0,030 \text{ °C/ano}$ , significativo ao 97%), e a salinidade a 5 m ( $0,029 \pm 0,015 \text{ psu/ano}$ , significativo ao 94%). Se atendemos á temperatura, ambos os dous casos indican unha diminución da temperatura media das augas de fondo a 50 e 81 m durante os últimos 19 anos de  $0,5 \pm 0,3 \text{ °C}$  e de  $0,6 \pm 0,3 \text{ °C}$ , respectivamente. No caso da salinidade, a tendencia lineal implica un aumento da salinidade superficial de  $0,5 \pm 0,3$  nos últimos 19 anos.

Cómpre sinalar que, contrariamente ao sinalado por González-Pola e col. (2005) en radiais similares feitas durante 1991-2003 polo IEO no golfo de Biscaia, os cambios de salinidade e temperatura nas masas de auga en ambas as series non semellan estar axustados en xeral. Así, onde hai tendencia significativa dunha variable non se observa na outra ou ben non se axusta á ecuación (1). O resto dos resultados obtidos son marxinalmente significativos ( $< 90\%$ ), por estaren suxeitos a unha frecuencia de mostraxe irregular, a unha extensión temporal de mostraxe que non é suficientemente longa (desde 1991) á hora de evidenciar os efectos do quentamento/desalinización do océano, como si acontece na serie temporal na rexión oceánica próxima do COADS (capítulo 13). Ademais, a frecuencia de mostraxe (mensual) é moi inferior á propia frecuencia dos pulsos de afloramento ou afundimento; polo tanto, as series non poden captar esa variabilidade, que explica un 37% do ciclo anual (Álvarez-Salgado e col., 2002). A isto hai que lle engadir as diferenzas rexionais existentes entre A Coruña e Vigo.

# ecosistemas peláxicos mariños

Táboa 1. Parámetro lineal  $A_5$  (en °C/ano ou ‰/ano) das regresións múltiples para as series temporais por profundidades da estación situada na boca da ría da Coruña. A serie temporal corresponde ao período 1991-2006 e a frecuencia de mostraxe é aproximadamente mensual. En negra amósanse as regresións máis significativas (> 90%).

PROF(m)	$A_5(T) \pm \sigma$	R	n	p <	$A_5(S) \pm \sigma$	R	n	P <
5	<b>0,026 ± 0,014</b>	0,83	180	<b>0,070</b>	-0,003 ± 0,011	0,21	180	0,759
20	0,007 ± 0,015	0,68	180	0,661	-0,002 ± 0,008	0,22	180	0,787
70	0,000 ± 0,013	0,51	180	0,990	Non se axusta			

Táboa 2. Parámetro lineal  $A_5$  (en °C/ano ou ‰/ano) das regresións múltiples para as series temporais por profundidades da estación situada a carón da boca sur da ría de Vigo. A serie temporal corresponde ao período 1988-2006 e a frecuencia de mostraxe é aproximadamente mensual. Nota: ao período 1991-2006 sumáronse os datos do período 1988-1991 correspondentes á mesma estación hidrográfica. En negra amósanse as regresións máis significativas (> 90%).

PROF(m)	$A_5(T) \pm \sigma$	R	n	p <	$A_5(S) \pm \sigma$	R	n	p <
5	-0,005 ± 0,019	0,70	135	0,782	<b>0,029 ± 0,015</b>	0,41	135	<b>0,061</b>
20	-0,023 ± 0,019	0,42	135	0,232	-0,004 ± 0,005	0,29	135	0,468
30	0,000 ± 0,000	0,41	135	0,136	-0,006 ± 0,005	0,23	135	0,225
50	<b>-0,027 ± 0,014</b>	0,50	135	<b>0,064</b>	-0,007 ± 0,005	0,20	135	0,109
81	<b>-0,031 ± 0,030</b>	0,45	135	<b>0,014</b>	Non se axusta			

## Evidencias de intensificación das correntes nas Rías Baixas.

Todas as Rías Baixas teñen un patrón de circulación estuárica similar e dependente de dous factores: o ciclo afloramento/afundimento e o río. As correntes nas rías son saíntes por superficie e entrantes por fondo (circulación estuárica positiva). Esta situación é tanto máis intensa canto maior sexa o afloramento e o caudal do río. A situación invértese (entrada por superficie e saída por fondo, circulación estuárica negativa) en períodos de afundimento (Rosón e col., 2008), producíndose unha converxencia superficial das augas oceánicas entrantes coas que veñen do río e formándose unha fronte superficial cuxa posición depende da intensidade de ambos os dous caudais opostos. En concreto, Piedracoba e col. (2005) obteñen o seguinte axuste empírico para un punto central da ría de Vigo (na sección entre Cabo de Mar e Punta Borneira):

$$Q_s = (13 \pm 4) \cdot Q_r + (2,2 \pm 0,2) \cdot Q_x \quad r = 0,92, n = 27, p < 0,0001 \quad (2)$$

onde  $Q_s$  ( $m^3/s$ ) é o caudal superficial, que pode ser saínte durante a circulación positiva (> 0) ou entrante durante a negativa (< 0).  $Q_r$  ( $m^3/s$ ) representa a chegada continental na cunca de drenaxe da ría de Vigo; estimouse a partir da precipitación medida na estación meteorolóxica do aeroporto de Peinador (INM), considerando a choiva dos 365 días anteriores a cada data e un coeficiente de retención de 0,75 (Ríos e col., 1992).  $-Q_x$  é o transporte de Ekman diario (en  $m^3 s^{-1} km^{-1}$ , Lavín e col., 1991, 2000) cuxa serie se amosa no capítulo 13. O  $Q_s$  obtido axustouse, da mesma maneira que se fixo coa temperatura e a salinidade, á ecuación trigonométrica (1), onde agora  $Z = Q_s$  ( $m^3/s$ ) é o caudal diario.

Os resultados obtidos amósanse na táboa 3. O caudal medio superficial foi saínte e diminuíu a unha taxa de  $8 m^3/s/ano$ , é dicir, en 40 anos supuxo unha diminución do caudal neto saínte de  $320 m^3/s$ .





Táboa 3. Parámetros A5 da ecuación (1) aplicada ao  $Q_s$  empírico na ría de Vigo.

Variable	Serie	$A_0 \pm \sigma$	$A_5 \pm \sigma$	R	N	$p <$
$Q_s$	1967-2006	$972,1 \pm 88,4$	$-8,1 \pm 0,0$	0,25	13870	0,000

Unha análise similar pódese facer na ría de Arousa. Neste caso, Rosón e col. (1997) atoparon que practicamente un 50% da variabilidade dos intercambios de auga na sección entre Punta Cabío e a illa de Arousa ( $Q_s$ ) é causada polo transporte de Ekman ( $-Q_x$ ) segundo a relación:

$$Q_s = (2,5 \pm 0,2) \cdot (-Q_x) \quad (n = 90, r^2 = 0,47) \quad (3)$$

Esta ría é máis extensa que a de Vigo e o río ten menos influencia no caudal, polo que non aparece na ecuación empírica (3). Con este resultado é posible estimar que unha diminución de  $-Q_x$  co tempo fai diminuír tamén o caudal na ría de Arousa e, polo tanto, aumentar o seu tempo de renovación, desde 10 días en nos anos 1970-1975 ata 20 días nos últimos anos (figura 5). A relación empírica obtida neste caso é a seguinte:

$$\tau = (20 \pm 1) + (0,17 \pm 0,05) \cdot (t - 2000) \quad r^2 = 0,25 \quad (4)$$

Onde  $\tau$  é o tempo de renovación (en días) e  $t$  é o ano considerado. Este aumento progresivo dos tempos de renovación das rías de Vigo e Arousa pódese extrapolar ao resto das Rías Baixas, xa que, pola súa similar orientación, estarán todas suxeitas en similar magnitude aos fenómenos de afloramento/afundimento. Por outra banda, a diminución das taxas de renovación das rías terá, entre outras, dúas consecuencias: a) un aumento das taxas de reciclaxe de nutrientes utilizados na produción primaria neses ecosistemas, como se verá no capítulo 15; e b) un aumento dos días de peche da explotación de bateas ao seren máis frecuentes os episodios de mareas vermellas, como se sinala no capítulo 19.

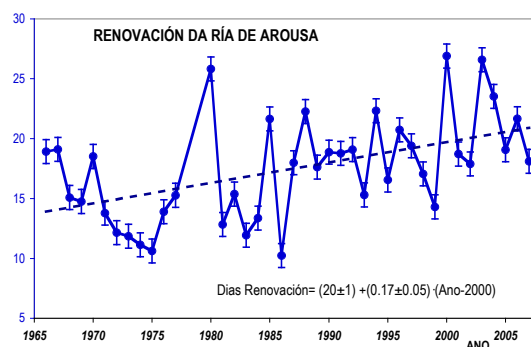


Figura 5. Tempos de renovación (en días) na ría de Arousa obtidos coa ecuación (3) e recta de axuste (ecuación (4)).

#### Evidencias de cambios no nivel do mar

Os niveis do mar medidos nos portos de Vigo e A Coruña (figura 6) desde 1943 aumentaron a unha taxa de 2,68 cm e 1,39 cm por década respectivamente, valores similares aos obtidos por Cabanas *et al.* (2003) e Marcos *et al.* (2005). Estes autores, despois dunha análise de consistencia dos distintos mareógrafos existentes nos portos da Coruña e Vigo, suxiren a posibilidade de que durante os anos sesenta ocorrese un salto de 4 cm no nivel de referencia do mareógrafo da Coruña. De usar

esta corrección, a tendencia na serie corrixida é de 2,25 cm por década, semellante á obtida no porto de Vigo. Non obstante, non hai rexistro documental da existencia dun cambio no nivel, aínda que podemos especular que a construción do dique de abrigo Barrié de la Maza (1965) puido estar asociada a algún cambio no nivel. Estes valores deben ser corrixidos polo efecto de rebote posglacial resultante do axuste que o nivel da terra está experimentando á redución de xeo desde a última glaciación, que se estima en 0,22 e 0,13 cm/década para Vigo e A Coruña respectivamente. Unha revisión da literatura científica ao respecto do cambio do nivel do mar nos mareógrafos de todo o mundo pódese encontrar no último informe do IPCC na súa parte de cambios no clima oceánico e no nivel do mar (Bindoff *et al.* 2007). Como resumo, cómpre sinalar que as observacións xeolóxicas, os rexistros instrumentais máis longos e o estudo das tendencias no nivel do mar no século XX indican claramente que a taxa de aumento do nivel do mar se incrementou nun momento entre mediados do século XIX e mediados do século XX. Nas últimas décadas, as estimacións publicadas da subida do nivel do mar están no rango 1-2 cm/década. Os rexistros do nivel do mar en Galicia concordan coa observación de aumento do nivel do mar. Como sinalan Marcos *et al.* (2005), a taxa de aumento observada é maior que a obtida en mareógrafos próximos nos que se dispón de medicións desde as primeiras décadas do século XX: 1,04 cm/década en Brest (Bretaña francesa), 1,45 cm/década en Newlyn (Gran Bretaña), 1,89 cm/década en Cascais (Portugal) e 1,70 cm/década en Lagos (Algarve, Portugal). Isto pode ser interpretado como unha aceleración da taxa de aumento durante a segunda metade do século XX. Por outra banda, nin en Vigo nin na Coruña se detectaron variacións significativas da presión atmosférica a longo prazo que poidan xustificar as variacións observadas do nivel do mar. Neste senso, Gomis *et al.* (2008) analizaron os cambios da presión atmosférica e do vento no litoral español e en particular nas costas atlánticas. Para o período 1958-2001, o efecto parcial da presión e do vento foi baixar o nivel do mar 0,4 cm/década, mentres que para o período 1993-2001 o efecto parcial foi subilo 1 cm/década. Ou sexa, estamos a falar dunha contribución atmosférica da orde do 20% respecto ás tendencias totais.

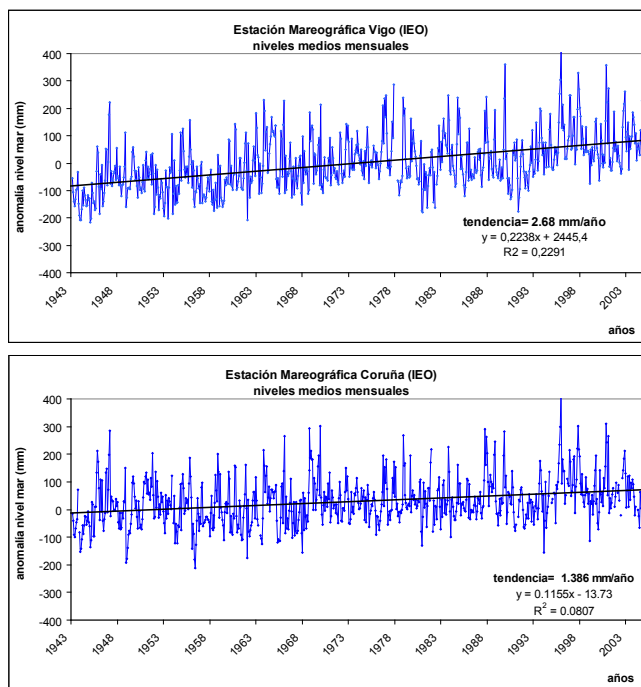


Figura 6. Variación do nivel do mar nos mareógrafos da Coruña e Vigo.



### Evidencias de cambios na ondada

O chamado *régime de ondada anual* consiste en determinar e modelar a distribución de probabilidade de non excedencia nun ano calquera da altura significativa  $H_{m0}$  con respecto a unha altura arbitraria  $h$ , nos diferentes estados do mar que se poden atopar nun conxunto de datos anuais  $P(H_{m0} < h)$ . A utilidade do *régime de ondada anual* é coñecer o tempo que a altura significativa da ondada  $H_{m0}$  non supera un determinado valor  $h$  (ou, no caso contrario, o tempo que si supera ese valor) nun ano concreto.

O seu cálculo require, en primeiro lugar, calcular a distribución  $P(H_{m0} < h)$  con  $h$  a intervalos de 0,5 m. Co fin de obter unha expresión compacta para esta distribución, Martín e Martínez (1989) e Tucker e Pitt (2001) suxiren que os datos de altura anuais se axustan a unha distribución de Fisher-Tippett de tipo 1 (FT-1) que ten como expresión

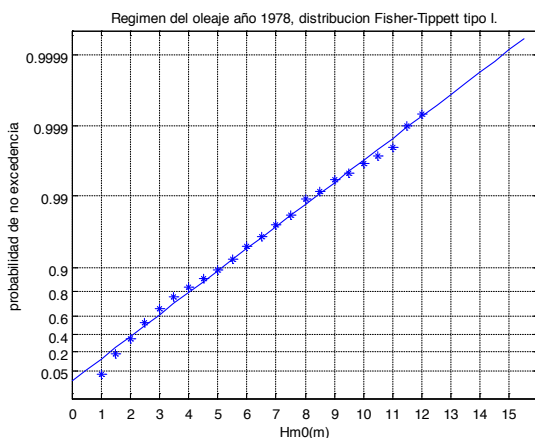
$$P(H_{m0} < h) = \exp\left\{-\exp\left[-\frac{h-\alpha}{\beta}\right]\right\} \cdot 100 \quad (5)$$

Esta expresión pode ser facilmente linealizada na forma  $y = a + bh$  tomando logaritmos neperianos dobres a ambos os lados:

$$-\log\left[-\log\left(P(H_{m0} < h)/100\right)\right] = -\frac{\alpha}{\beta} + h\frac{1}{\beta} \quad (6)$$

e polo tanto realizando, para cada ano, un axuste por mínimos cadrados de

$y = -\log\left[-\log\left(P(H_{m0} < h)/100\right)\right]$  fronte a  $h$  poderemos determinar a pendente  $b = 1/\beta$  e a ordenada na orixe  $a = -\alpha/\beta$  da recta. Á modo de exemplo, na figura 7 pódese ver o axuste realizado á distribución de probabilidade do ano 1978.

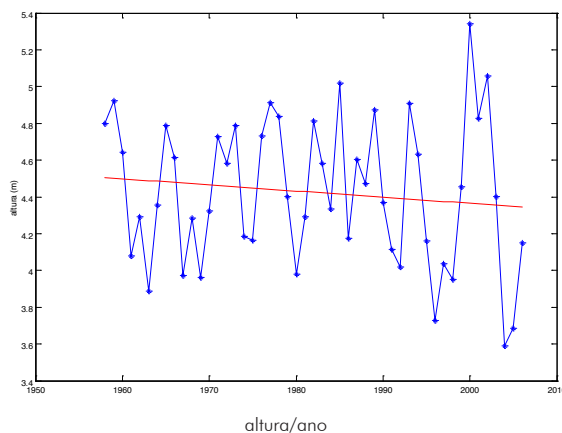


**Figura 7.** Régime da ondada do ano 1978, tomado como exemplo. Os asteriscos representan os valores de  $P(H_{m0} < h)$  e a liña azul o axuste a unha distribución Fisher-Tippett tipo I.

# ecosistemas peláxicos mariños

Os altos valores de  $r^2$  dos axustes a unha distribución Fisher-Tippet tipo I para os 49 anos indican un bo axuste en todo ese intervalo de tempo: o valor medio de  $r^2$  das regresións anuais foi de 0,984 e nunca foi menor de 0,93.

O seguinte paso consistiu en fixar arbitrariamente unha probabilidade de non excedencia o suficientemente alta para englobar a maioría das ondas e calcular, para cada ano, o valor da altura significativa máxima que corresponde con esa probabilidade. A probabilidade de non excedencia en cuestión foi fixada no 90%. Para ese valor da probabilidade de non excedencia, o valor da parte esquerda da ecuación (6) é de 2,250 para calquera ano. Polo tanto, utilizando esa ecuación é posible calcular, para cada ano, a altura significativa da ondada correspondente á mencionada probabilidade. Na figura 7 amósase que a altura correspondente a esa probabilidade foi duns 5 m para 1978, ano *exemplo*. Isto significa que o 90% das ondas daquel ano foron menores de 5 m.



**Figura 8.** Evolución temporal da altura significativa máxima do 90% das ondas (azul); en vermello amósase a tendencia da serie temporal.

O último paso foi axustar a altura obtida fronte ao tempo para avaliar a súa tendencia a longo prazo. O resultado do axuste foi:

$$h = (4,5 \pm 0,2) - (0,0033 \pm 0,0081) \cdot (t-1958) \quad r^2 = 0,014 \quad (7)$$

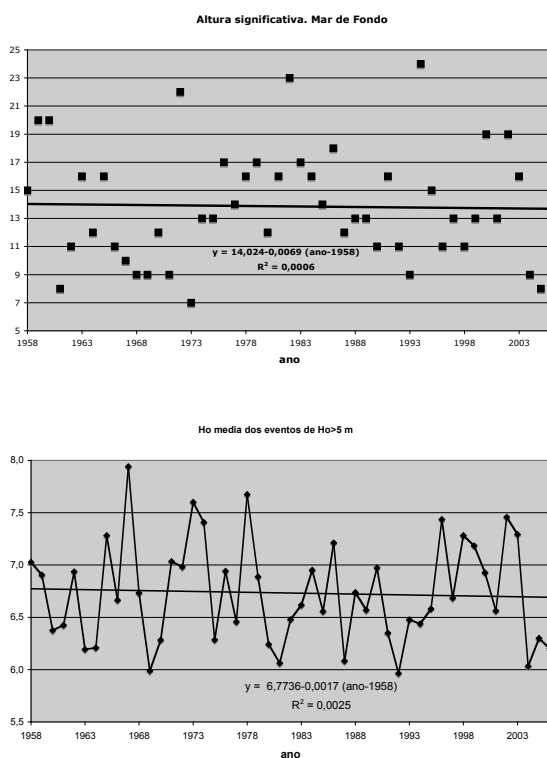
con  $h$  en metros e  $t$  en anos. A pendente da ecuación (7) indícanos que existe un descenso de 3,3 cm por década na altura significativa de polo menos o 90% das ondas máis baixas. Este descenso débese corresponder cun descenso da intensidade dos ventos que xeran esa ondada, en particular os xerados polas borrascas no Atlántico cos que se alimentou o modelo da ondada. O axuste non amosou unha tendencia significativa, en particular debido á forte variabilidade interanual que se amosa na figura 8, probablemente relacionada con ciclos da NAO. Polo tanto, este resultado debe ser tomado con cautela. Aínda así, este resultado non se debe interpretar como un cambio neto do nivel do mar, xa que a altura da ondada está referida a un nivel fixo.

En materia de variación interdecadal da ondada, a altura significativa é importante, pero tamén os extremos (ou sucesos extremos, que coñecemos comunmente como *temporais*). O coñecemento de canto teñen variado en frecuencia e intensidade eses eventos extremos (por exemplo, para temas de



erosión costeira ou transporte de sedimentos) é tanto ou máis importante que as propiedades medias. Para estudar a variación en frecuencia, computouse o número de eventos extremos para cada ano (definidos arbitrariamente como  $H_0 > 5$  m, é dicir, que superen o 90% da distribución de Fisher-Tippet por estar no 10% das ondas máis altas, véxase a figura 7). Tomouse un número mínimo de cinco días entre picos de ondada (período típico dos temporais), co gallo de non computar dúas veces o mesmo temporal. O número medio destes eventos extremos no período 1958-2006 é de  $14 \pm 4$ , oscilando entre 7 (en 1973) e 24 (en 1994), e non amosando unha tendencia significativa, como se pode ver na figura 9. Cómpre sinalar que se obteñen resultados similares se se definen como eventos extremos  $H_0 > 6$  m ( $8 \pm 3$  eventos) e  $H_0 > 7$  m ( $5 \pm 2$  eventos). Polo tanto, non se observa unha variabilidade ao longo prazo na frecuencia dos temporais.

Para estudar a variación en intensidade, calculouse a media da altura significativa deses temporais de  $H_0 > 5$  m e representouse na figura 10. Observase unha redución non significativa, de 1,7 cm/década, na intensidade dos temporais, xusto a metade do que descende a ondada media. Polo tanto, non se observa unha variabilidade ao longo prazo na intensidade dos temporais.



**Figura 9.** Evolución temporal do número de eventos extremos da ondada (temporais) anuais e da intensidade deses eventos (media anual) fóra da costa galega.

## CONCLUSIÓN

A compoñente barotrópica (20% do total) da corrente Ibérica cara ao Polo (CIP) amosa estar intensificada no outono e debilitada no inverno ao longo dos últimos 40 anos. Se consideramos o período completo de afundimento (outono + inverno), esa compoñente parece estar intensificada.

O gradiente de temperatura fronte ás costas ibéricas ( $10^{\circ}$  W) diminuíu case  $0,1^{\circ}\text{C}$  por década nos últimos 45 anos, o que, indirectamente se podería asociar cunha desaceleración da compoñente baroclina (80% do total) da CIP. Non obstante, esta relación causa-efecto non é completa, porque non contén nin a salinidade nin tampouco os gradientes nas augas subsuperficiais.

A temperatura superficial do mar fronte á ría da Coruña aumentou a un ritmo medio de  $0,4^{\circ}\text{C}$ /década, sendo este dato significativo nun 93%. Fronte á ría de Vigo non se atopa un incremento equivalente significativo, probablemente porque a maior influencia do afloramento, con presenza de augas frías na superficie, enmascara o quentamento.

Como consecuencia da redución do afloramento, os tempos de renovación das Rías Baixas duplicáronse nos últimos 40 anos.

O nivel do mar aumentou en Vigo e na Coruña (entre 2,68 e 2,25 cm/década respectivamente), significadamente máis que ao resultante do rebote posglacial.

A altura media anual da ondada amosa un descenso non significativo de 16 cm nos últimos 50 anos. Tanto a frecuencia como a intensidade de eventos extremos non amosan tendencias significativas.

## AGRADECEMENTOS

Boa parte dos datos necesarios para este capítulo foron facilitados polas seguintes persoas e institucións: Servizo de Planificación e Programación Hidrolóxica de Augas de Galicia (Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostible), Sonia Vázquez (Xestión de Calidade e Medio Ambiente de Aqualia), Juan Meana (Servizo de Hidroloxía da Confederación Hidrográfica del Norte), Raquel Cruz (Dpto. Climatoloxía e Observación de Meteogalicia), Enrique Álvarez, Susana Pérez e Pilar Gil (Área de Medio Físico de Portos do Estado), Manuel Varela, Jorge Lorenzo e M<sup>o</sup> Jesús García (Instituto Español de Oceanografía).

Dos seguintes proxectos foron recollidos datos para seren utilizados neste estudo: *Variabilidad espacio-temporal de los episodios de fertilización de las costas gallegas y sus consecuencias biológicas*. CICYT MAR88-245; *Radiales: Estudio de las series históricas de datos oceanográficos*. Instituto Español de Oceanografía; *Dinámica y Biogeoquímica anual de la Plataforma Gallega: variación de corta escala (DYBAGA)*. MCYT MAR99-1039-CO2-02; *Reconocimiento Oceanográfico en la Zona de Hundimiento y Talud*. MCYT. Acción Especial Urgente AEU4. Plan de Intervención Científica sobre el vertido y hundimiento del buque Prestige; *Sistema de Monitorización do Cambio climático*. Xunta de Galicia PGIDIT03PXI30104IF; *Estructura de la comunidad, funcionamiento trófico y tasas biogeoquímicas del plancton en la zona de transición costera del NO de España durante el período de hundimiento (ZOTRACOS)*. MCYT. REN2003-06633-CO3-O1. Incentivo Xunta de Galicia, PGIDIT04PXIC31205PN; *Observación y evaluación de la variabilidad climática en aguas oceánicas del Atlántico Norte (VACLAN)*. MCYT. REN2003-08193-CO3-O3; Incentivo Xunta de Galicia, PGIDIT04PXIC31207PN; *Reactividad de la Materia Orgánica Disuelta en el Sistema de Afloramiento de la Ría de Vigo (REMODA)*, MCYT, REN-2000-0800-CO2-01. PSE-MAR: Proyecto Singular y Estratégico en Energía Marina. Ministerio de Educación y Ciencia. Dirección Xeral de I+D (Xunta de Galicia); *Cambio climático en Galicia: Ámbito Marino*. Dirección Xeral de Desenvolvemento Sostible. Consellería de Medio Ambiente.



## BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez-Salgado X. A., Beloso S., Joint I., Nogueira E., Chou L., Pérez F. F., Groom S., Cabanas J. M., Rees A. P. and Elskens M. (2002). New production of the NW Iberian shelf during the upwelling season over the period 1982-1999. *Deep Sea Research I*, **49**, 1725-1739.
- Bindoff N. L., Willebrand J., Artale V., Cazenave A., Gregory J., Gulev S., Hanawa K., Le Quéré C., Levitus S., Nojiri Y., Shum C. K., Talley L. D. and Unnikrishnan A. (2007). Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Cabanas J. M. (2000). Variabilidad temporal en las condiciones oceanográficas de las aguas de la plataforma continental gallega. Algunas consecuencias biológicas. Tese de doutoramento, Universidade de Vigo.
- Cabanas J. M., Lavin A., García M. J., González-Pola C. and Tel Pérez E. (2003). Oceanographic variability in the northern shelf of the Iberian Peninsula 1990-1999. *ICES Marine Science Symposium*, **219**, 71-79.
- Frouin R., Fiúza A. F. G., Ambar I. and Boyd T. J. (1990). Observations of a poleward current off the coasts of Portugal and Spain during winter. *Journal of Geophysical Research*, **95** (C1), 679-691.
- Gomis D., Ruiz, S., Sotillo M. G., Álvarez-Fanjul E. and Terradas J. (2008). Low frequency Mediterranean sea level variability: the contribution of atmospheric pressure and wind. *Global and Planetary Change*, doi:10.1016/j.gloplacha.2008.06.005.
- González-Pola C., Lavín A. and Vargas-Yáñez 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. *Journal of Geophysical Research*, **110**, C05020, doi:10.1029/2004JC002367.
- Lavín A., Díaz del Río G., Cabanas J. M. y Casas G. (1991). Afloramiento en el noroeste de la península Ibérica. Índices de afloramiento para el punto 43N 11W. Periodo 1966-1989. *Informes técnicos del Instituto Español de Oceanografía*, 91, 41 pp.
- Lavín A., Díaz del Río G., Casas G. y Cabanas, J. M. (2000). Afloramiento en el noroeste de la península Ibérica. Índices de afloramiento para el punto 43N 11W. Periodo 1990-1999. *Datos y resúmenes. Instituto Español de Oceanografía* 15, 25pp.
- Marcos M., Gomis D., Monserrat S., Álvarez-Fanjul E., Pérez B. and García Lafuente J. (2005). Consistency of long sea-level time series in the northern coast of Spain. *Journal of Geophysical Research*, **110**, doi:10.1029/2004JC002522.
- Martín M. J. y Martínez, J. (1989). *Análisis medio y extremal del oleaje*. MOPU, Madrid, 72 pp.
- 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 Research I*, **52**, 621-646.
- Pérez F. F., Pollard R. T., Read J. F., Valencia V., Cabanas J. M. and Ríos A. F. (2000). Climatological coupling of the thermohaline decadal changes in the central water of the Eastern North Atlantic. *Scientia Marina*, **64**(3), 347-353.

- Pérez F. F., Castro C. G., Álvarez-Salgado X. A. and Ríos A. F. (2001). Coupling between the Iberian basin-scale circulation and the Portugal boundary current system. A chemical study. *Deep-Sea Research I*, **48**, 1519-1533.
- Piedracoba S., Álvarez-Salgado X. A., Rosón G. and Herrera J. L. (2005). Short-timescale thermohaline variability and residual circulation in the central segment of the coastal upwelling system of the Ría de Vigo (northwest Spain) during four contrasting periods. *Journal of Geophysical Research*, **110**, doi:10.1029/2004JC002556.
- Pingree R. D. (1994). Winter warming in the southern Bay of Biscay and lagrangian eddy kinematics from a deep-drogued Argos buoy. *Journal of Marine Biological Association Of the U.K.*, **74**, 107-128.
- Pingree R. D. and Le Cann, B. (1989). Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography*, **23**, 303-338.
- Pingree R. D. and Le Cann B. (1990). Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of Marine Biological Association Of the U.K.*, **70**, 857-885.
- Ríos A. F., Nombela M., Pérez F. F., Rosón G. and Fraga F. (1992). Calculation of runoff to an estuary. Ría de Vigo. *Scientia Marina*, **56**, 29-33.
- Rosón G., Pérez F. F. and Álvarez-Salgado X. A. (1997). A non stationary box model to determine residual flows in a partially mixed estuary, based on both thermohaline properties. Application to the ria de Arousa (NW Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **44**, 249-262.
- Rosón G., Cabanas J. M. y Pérez F. F. (2008). Hidrografía y dinámica de la Ría de Vigo: un sistema de afloramiento. En: *Una aproximación integral al ecosistema marino de la Ría de Vigo*, A González-Garcés, F. Vilas y X. A. Álvarez-Salgado (Eds.), Instituto de Estudios Vigueses.
- Tucker M. J. and Pitt E. G. (2001). *Waves in ocean engineering*. Elsevier New York.
- Valdés L., Lavín A., Fernández de Puellas M. L., Varela M., Anadón R., Miranda A., Camiñas J. and Más J. (2002). *Spanish Ocean Observation System. IEO Core Project: studies on time series of oceanographic data*. In: N. C. Fleming and N. Vallergera (Eds.), *Operational Oceanography: Implementation at the European and Regional Scales*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 99-105.

