

## VARIABILIDADE CLIMÁTICA E TENDENCIAS DECADAIS NOS FORZAMENTOS METEOROLÓXICOS E AS PROPIEDADES DAS AUGAS ADXACENTES A GALICIA

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

<sup>1a</sup> Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico da Coruña  
Peirao das Ánimas s/n, 15001 A Coruña.

<sup>1b</sup> Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Vigo  
Apartado 1552. 36280 Vigo.

<sup>2</sup> Instituto de Investigacións Mariñas, CSIC  
Eduardo Cabello, 6, 36208 Vigo.

<sup>3</sup> Facultade de Ciencias do Mar, Universidade de Vigo  
Campus Lagoas Marcosende s/n. 36310 Vigo.

Correo\_e: manuel.ruiz@co.ieo.es, xsalgado@iim.csic.es, jmanuel.cabanas@vi.ieo.es, fiz.perez@iim.csic.es,  
cgcastro@iim.csic.es, cortijo@uvigo.es, spiedra@uvigo.es, groson@uvigo.es

### RESUMO

Neste capítulo analízanse as tendencias obtidas nas series máis longas dispoñibles de variables oceanográficas nas costas galegas. A temperatura superficial do mar e do aire sobre o mar obtivéronse do proxecto ICOADS, que recompilou observacións feitas a bordo de barcos desde finais do século XVIII. A temperatura superficial do aire sobre o mar e a do mar aumentaron a unha taxa de arredor dunha décima de grao por década. O aumento resulta un pouco maior e máis significativo na temperatura do mar que na do aire, e é comparable ao obtido na temperatura media do globo. A variabilidade observada na temperatura está correlacionada coa variabilidade no forzamento atmosférico no Atlántico descrita co patrón de teleconexión NAO (*North Atlantic Oscillation*, oscilación do atlántico norte) e coa oscilación interdecadal descrita en todo o Atlántico (patrón AMO, oscilación atlántica multidecadal). Dado que os ciclos de afloramento-afundimento son fundamentais na dinámica da circulación costeira en Galicia, analizouse a tendencia nos ventos favorables ao afloramento. A serie de índice de afloramento calculada de ventos xeostroféicos en 43° N 11° W mostra unha tendencia de redución do afloramento nas últimas décadas (desde 1966), especialmente evidente nunha análise estacional. Esta tendencia tamén é apreciable nos ventos en superficie do mar obtidos do proxecto COADS. Construíse unha serie temporal de temperatura e salinidade nas augas subsuperficiais na costa adxacente a Galicia e analizáronse as augas da isopícn 27.1, preto da termoclina. Non se observou unha tendencia lineal significativa, pero si variabilidade interanual e decadal, cunha alternancia de períodos de augas máis salinas e quentes con outros de augas menos salinas. Se se toma como orixe na análise de tendencias a década dos oitenta, a conclusión sería que a temperatura e a salinidade destas augas aumentou, pero a inspección da serie completa revela que a variabilidade é máis complexa. O cambio de tendencia na década dos setenta nos patróns de circulación atmosférica e oceánica no Atlántico debe ser tido en consideración en calquera análise de tendencias climáticas no Atlántico e concretamente nas augas adxacentes a Galicia.

### SUMMARY

In this chapter, trends in the longest available series of oceanographic variables on the Galician coast are analysed. Sea surface temperature and air temperature over the sea were obtained from the ICOADS project, which compiled observations on board opportunity ships from the end of the 18th century. These temperatures increased at a rate of about a tenth of degree per decade. The

increase is larger and more significant in sea surface temperature than in air temperature over the sea and is comparable to the trend obtained in the average global temperature. Variability observed in temperature is correlated with variability in the atmospheric forcing of the Atlantic Ocean described by the teleconnection index NAO (North Atlantic Oscillation) and with the interdecadal oscillation that has been described in the entire Atlantic Ocean basin (AMO, Atlantic Multidecadal Oscillation pattern). Since cycles of upwelling-downwelling are fundamental for the dynamics of coastal circulation in Galicia, the trend in upwelling-favourable winds was studied. The upwelling index series calculated from geostrophic winds at 43° N 11°W shows a tendency of reduction of upwelling in the last decades (from 1966), especially evident in a seasonal analysis. This trend is also apparent in surface winds obtained from COADS project. A time series of temperature and salinity of subsurface waters near the Galician coast was constructed and waters in the 27.1 isopycnal, close to the thermocline, were analysed. No significant linear trend was observed, but interannual and decadal variability were evident, with an alternation of periods of warmer and saltier waters with periods of less saline waters. Taking the 80s as the origin for analysis of trends would lead to the conclusion that temperature and salinity of these waters have increased, but the inspection of the entire series reveals that variability is more complex. The change in trend in oceanic and atmospheric circulation patterns over the Atlantic observed in the 70s needs to be taken into account in any analysis of climatic trends in the Atlantic and especially in waters adjacent to Galicia.

## INTRODUCCIÓN

Nos últimos anos, a comunidade científica internacional avaliou as tendencias en datos oceánicos (Bindoff e cols. Trenberth e cols. 2007). A conclusión da análise das series de datos dispoñibles é que os océanos se están a quentar e que o nivel global do mar está a subir. Esta conclusión está sustentada a un nivel global, aínda que os efectos a nivel rexional non están suficientemente estudados. O océano varía a diferentes escalas temporais, que van desde a resposta a variacións meteorolóxicas de curto período, ás estacionais, ás interanuais e mesmo ás decadais. Neste capítulo analizaranse as tendencias de temperatura do mar adxacente a Galicia a escalas climáticas. O coñecemento das variacións das propiedades do océano a escalas longas depende da dispoñibilidade de medicións. Comparada coa meteoroloxía/climatoloxía, onde existe rexistro instrumental que sostén longas series temporais que se deseñaron e se mantiveron no tempo para permitir identificar tendencias a longo prazo, na oceanografía non existen series longas mantidas con ese obxectivo. Existen no noso contorno moi poucos sistemas de medida en continuo no medio mariño que se teñan mantido suficientemente no tempo como para seren analizados nun contexto de cambio climático. Polo tanto, a maioría dos experimentos que se fixeron no océano durante o século XX proveñen de mostraxes puntuais, non periódicas, e daquela non foron deseñados *ad hoc* para seren utilizados en estudos do cambio climático. As medicións máis antigas de que se dispón no océano son as observacións realizadas a bordo de barcos. Nas súas bitácoras apuntábanse observacións das condicións meteorolóxicas (ventos, choiva) e do estado do mar. Desde mediados do século XIX dispónse de observacións sistemáticas de meteoroloxía e temperatura do mar feitas a bordo de distintos buques. As medidas con termómetros da temperatura da auga izada a cuberta con cubos constitúen o inicio do rexistro instrumental nos océanos. O proxecto ICOADS (Worley e cols., 2005) recompilou as observacións meteorolóxicas de temperatura na superficie do mar desde finais do século XIX. Nas últimas décadas o proxecto ICOADS recolle información dispoñible de boias e outras medidas de temperatura do mar diferentes dos barcos. Actualmente, as variables físicas da auga de mar (sobre todo salinidade e temperatura) obtéñense sistematicamente no interior do océano con instrumentos fiables. As primeiras determinacións usaban botellas para recoller mostrax subsuperficiais, e a temperatura e salinidade eran medidas con termómetros e salinómetros. O desenvolvemento e xeneralización das sondas CTD (*conductivity-temperature-depth*) nos anos oitenta supuxo un grande avance na medida dos perfís de propiedades termohalinas do océano e proporcionou unhas precisións moi altas.



Galicia está situada ao norte do sistema de afloramento costeiro de Canarias, que abrangue desde o noroeste de África ata o norte de Galicia, e está influída pola variabilidade estacional dos ventos. Entre abril e setembro, os ventos predominantes son favorables ao afloramento (Wooster e cols., 1976; Bakun e Nelson, 1991), e inducen á exportación de augas superficiais cara ao océano aberto e á renovación por augas profundas, usualmente máis frías e ricas en nutrientes. O proceso de afloramento é, pois, crucial na produtividade das augas de Galicia, polo que se analizarán as tendencias nos ventos favorables ao afloramento. Bakun (1990) prognosticou que o quentamento global e o aumento de gases de efecto invernadoiro daría lugar a unha intensificación do afloramento nos sistemas de afloramento costeiros de Canarias, California, Benguela e Perú. A hipótese baséase no feito de que o afloramento a primeira orde resulta do establecemento dun gradiente de presión entre a cela de baixa presión resultante do quentamento da terra e a zona de maior presión existente na superficie do océano, que quece máis devagar. O aumento do contido de gases de efecto invernadoiro inducirá unha redución do arrefriamento nocturno e un aumento do quentamento diúrno, o que resultará nun maior gradiente térmico entre as masas continentais e oceánicas e, polo tanto, nunha intensificación dos ventos favorables ao afloramento. No mesmo traballo, Bakun (1990) reporta unha intensificación do vento no período 1945 a 1985 nos sistemas de afloramento costeiro de California, Perú e Canarias (Marrocos e Iberia). A análise dun testemuño de sedimentos extraído preto de cabo Ghir, na costa marroquí (McGregor e cols., 2007), revela un arrefriamento das temperaturas superficiais durante o século XX, que sería consistente cunha redución do afloramento no sistema de afloramento de Canarias. Contrariamente a este resultado, diversos estudos recentes de tendencias en ventos e temperaturas suxiren unha redución do afloramento (Lemos e Pires, 2004; Lemos e Sansó, 2006; Álvarez e cols., 2008; Álvarez-Salgado e cols., 2008) na costa oeste ibérica (extremo norte do sistema de afloramento de Canarias). Neste capítulo discutiránse as tendencias en ventos e temperaturas na costa galega e relacionaranse coas tendencias observadas a escala do Atlántico norte.

## MÉTODOS

### *A base de datos COADS: temperatura superficial do mar e do aire*

Obtivéronse datos de temperatura superficial do mar e do aire da base de datos COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) desde 1900 ata 2005. Esta base de datos foi construída recompilando datos de barcos de oportunidade en superficie do mar en cadrados  $2^\circ \times 2^\circ$  (existe outro produto en recadros  $1^\circ \times 1^\circ$  de 1960 a 2005) e mantense a través do proxecto internacional ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere DataSet <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/coads>). Cómpre notar que o número de observacións variou no tempo, con gran redución das observacións nas dúas guerras mundiais. Despois da Segunda Guerra Mundial, o número de observacións provenientes de barcos aumentou ata os anos 70 e diminuíu ata a actualidade, aínda que se incrementaron as observacións provenientes doutras fontes (boias, etc.). O número de observacións nas augas próximas a Galicia é grande en comparación con outras zonas, e as medias obtidas nestas celas teñen fiabilidade estatística. O proxecto ICOADS tamén distribúe un produto en cadrados  $1^\circ \times 1^\circ$  desde os anos 60, que será analizado no capítulo 14.

### *Temperatura e salinidade subsuperficiais nas costas galegas*

Conseguíuse unha serie de longa duración (1900-2005) de temperatura e salinidade nas costas galegas facendo uso de datos depositados en bases de datos internacionais como WOD05 (NODC

World Ocean Data Base, v.2005, [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD05/pr\\_wod05.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD05/pr_wod05.html)), ICES (<http://www.ices.dk/ocean/>), SISMER ([http://www.ifremer.fr/sismer/index\\_FR.htm](http://www.ifremer.fr/sismer/index_FR.htm)), Coriolis (<http://www.coriolis.eu.org/>), Hydrobase (<http://www.whoi.edu/science/PO/hydrobase/>), Radiais Profundos do IEO (<http://www.vaclan-ieo.es/index.html>) e campañas de distintos proxectos de investigación. Incluíronse perfís de sondas CTD, estacións hidrográficas con botellas, batitermógrafos expansibles mecánicos, XBT e perfiladores ARGO.

A variedade e cantidade de datos recompilados fixo necesario establecer un protocolo de control de calidade. O primeiro control consistiu na eliminación de duplicados, entendendo como tales os realizados na mesma posición no mesmo día polo mesmo instrumento. Unha análise que tivese en conta outros campos dispoñibles nas bases de datos para identificar, por exemplo, campañas oceanográficas revelouose moi complicada, posto que eses identificadores (centro orixinador, barco, estación, campaña, etc.) son en moitos casos incompatibles entre os diversos centros de datos. Nun segundo paso elimínanse as estacións cuxa profundidade máxima exceda o valor dado pola topografía nese punto  $\pm 10\%$ . Neste control retíranse as estacións que se encontran en terra ou nunha posición distinta á orixinal por erros na transcripción da posición na transferencia aos centros de datos. O terceiro paso consiste na aplicación de controis de rango e estatísticos para identificar e eliminar valores irrealistas ou erróneos que puidesen escapar aos controis anteriores. Nunha primeira inspección, os perfís que superan claramente os valores de temperatura e salinidade para a zona son rexeitados. Posteriormente, os perfís son representados de maneira gráfica en caixas de  $5 \times 5^\circ$  para detectar visualmente os que se desvían do patrón xeral. Por último, seguindo a Lozier e cols. (1995), establécese un control por rangos isopícnos, isto é, de igual densidade. Así, localízanse isopícnas entre as cales a relación T-S é aproximadamente lineal, e logo elimínanse os puntos que se desvían en exceso (máis de 2,8 desviacións estándar) da relación T-S. Nos perfís sen valores de salinidade, nos que non se pode calcular a densidade, realizouse un control en rangos de igual profundidade.

Consideráronse dúas caixas, unha ao oeste de Galicia delimitada polas coordenadas  $41.5^\circ$ - $43.2^\circ$ N  $10^\circ$ - $9^\circ$ W e outra na costa norte en  $43.5^\circ$ - $45^\circ$ N  $9^\circ$ - $7.5^\circ$ W. Na figura 6 represéntanse as observacións recompiladas en cada unha das caixas. Na distribución temporal das observacións é salientable a presenza de observacións no período de entreguerras e o seu incremento a partir dos anos cincuenta. Tamén se observa un importante incremento no número de observacións coincidente coa posta en funcionamento do sistema de perfiladores ARGO a finais dos noventa. Cómpre destacar a falta de observacións entre 1955-1963.

## *Transporte de Ekman en $43^\circ$ N $11^\circ$ W desde 1966 ata 2006*

Localmente, o vento que sopra na zona adxacente á costa ten unha importancia grande na circulación costeira. Este vento é o responsable dos episodios de afloramento/afundimento costeiro, que condiciona o intercambio de auga e materiais entre o océano, a plataforma e as rías, o cal, á súa vez, condiciona as características físicas químicas e biolóxicas da auga e a estrutura e funcionamento dos ecosistemas mariños galegos. Cando na plataforma continental fronte ás Rías Baixas sopran ventos de compoñente norte, a camada superficial influída polo vento (camada de Ekman) desprázase cara ao océano aberto, producindo afloramento costeiro de augas máis profundas, usualmente máis frías e ricas en nutrientes. Pola contra, ventos de compoñente sur producen o efecto contrario: a camada de Ekman desprázase cara á costa, producindo afundimento (Wooster e cols., 1976; Bakun e Nelson, 1991). O volume de auga desprazado, coñecido como *índice de afloramento*, pódese estimar a partir da velocidade e dirección do vento. Este índice é computado desde 1966 polo Instituto Español de Oceanografía de datos de ventos xeostroáficos fornecidos polo



Instituto Nacional de Meteoroloxía (agora Axencia Estatal de Meteoroloxía) nunha cela de  $2^\circ \times 2^\circ$  centrada en  $43^\circ \text{ N } 11^\circ \text{ W}$ . A expresión que se aplica é

$$lw = -Q_x = -\frac{\tau_y}{f\rho} 1000$$

Con  $\tau_y$  a tensión da compoñente norte-sur (paralela á costa) do vento,  $f$  o factor de Coriolis ( $9,946 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  a latitude  $43^\circ \text{ N}$ ) e a  $\rho$  a densidade da auga do mar ( $\sim 1025 \text{ kg m}^{-3}$ ). Esta técnica segue o traballo de Bakun (1973) e foi aplicada á costa galega desde o 1963 (Lavin e cols., 1991, 2000). Valores positivos de  $-Q_x$  indican afloramento costeiro, mentres que valores negativos indican afundimento.

Unha técnica de análise de series temporais de utilidade para series que presentan un sinal estacional é o axuste a un ciclo estacional (CE). O procedemento consiste en axustar a serie de datos diarios de  $-Q_x$  a unha ecuación trigonométrica:

$$CE[-Q_x] = A_0 + A_1 \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot t + \varphi_1\right) + A_2 \cdot \cos\left(\frac{4 \cdot \pi}{365} \cdot t + \varphi_2\right) \quad (2)$$

onde se consideran os harmónicos de período anual (365 días) e semianual (365/2 días).  $A_0$  é o valor medio anual de  $-Q_x$ ;  $A_1$  e  $A_2$  son as amplitudes dos harmónicos anual e semianual;  $\varphi_1$  e  $\varphi_2$  son os desfases dos harmónicos anual e semianual; e  $t$  é o día xuliano (de 1 a 365/366).

Os ventos xeostróficos están baseados na presión superficial, que está representada razoablemente nos modelos numéricos, polo menos para unha estimación da tendencia a longo prazo. Os datos de ventos de COADS teñen problemas metodolóxicos, maiores quizais que os de temperatura, que afectan á obtención dunha tendencia fiable nos datos. Por exemplo, os datos do inicio da serie estiman o vento baseándose en observacións empíricas da escala Beaufort, mentres que os datos recentes son medidas de anemómetros. Así mesmo, os cambios na distribución espacial das observacións ou a redución das provenientes de barcos nos últimos anos deben ser tidos en conta. Estes problemas metodolóxicos van afectar ás tendencias estimadas nos datos, e unha análise detallada excedería o marco deste traballo.

## RESULTADOS E DISCUSIÓN

Na figura 1 móstrase a evolución da temperatura superficial do aire e do mar obtida a partir de datos de COADS na mesma cuadrícula mediada anualmente e nos períodos de afloramento (abril-setembro) e afundimento (outubro do ano anterior a marzo). Atópase unha tendencia significativa de aumento de ambas as temperaturas. O aumento da temperatura superficial da auga é maior na media anual e na estación de afloramento. A taxa de aumento é ao redor dunha décima de grao por década e resulta un pouco maior e máis significativa na temperatura do mar que na do aire. No anexo técnico ao informe do IPCC na súa parte de cambio climático na superficie do mar e na atmosfera (Trenberth e cols., 2007) faise un resumo das evidencias que conclúe que a temperatura

media global aumentou durante o último século (1906-2005) a unha taxa de  $0,074\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0,018\text{ }^{\circ}\text{C}$  por década, aínda que hai variacións rexionais significativas. A taxa de quentamento nos últimos 50 anos ( $0,13 \pm 0,03\text{ }^{\circ}\text{C}$  por década) é case o dobre do que a tendencia nos últimos 100 anos. Os nosos resultados no océano adxacente a Galicia son compatibles con esta observación. Comparando coa tendencia observada na temperatura anual do aire nas estacións galegas en terra (quentamento de  $0,18\text{ }^{\circ}\text{C}$  por década no período 1961-2006, capítulo 1), resulta que no mar a tendencia é lixeiramente máis pequena, o que a un nivel rexional sería compatible coa conclusión global do IPCC de quentamento maior e máis rápido sobre a terra que sobre o mar. O incremento observado do gradiente térmico entre as masas continentais e oceánicas, de acordo con Bakun (1990), á parte de lle afectar á intensidade do afloramento, podería ter efectos sobre as brisas costeiras, sobre a aparición de brumas e néboas, e mesmo inducir que as áreas de afloramento se tornen máis áridas. No capítulo 1 discútnense os datos de precipitación en Galicia, coa conclusión de que non hai tendencias significativas. Non se realizou ningún estudo da variación da incidencia de néboas que, por outra banda, non son tan frecuentes como no sistema de afloramento de California referido por Bakun.

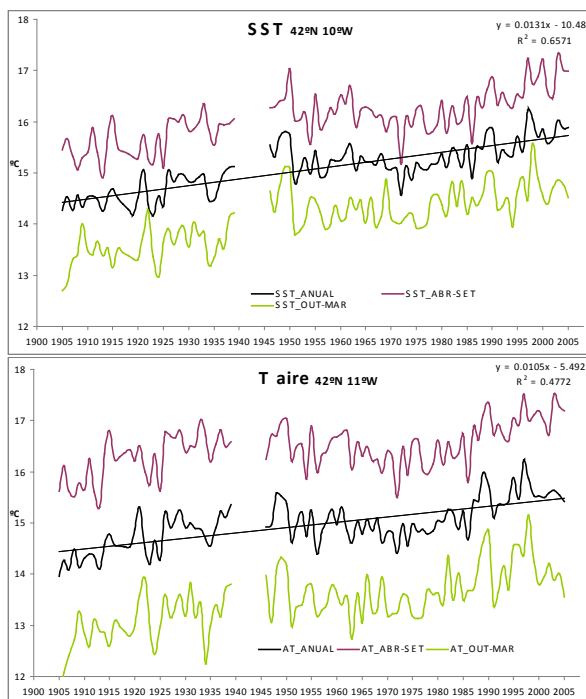


Figura 1: Temperatura do mar e do aire na cela  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  do proxecto COADS máis próxima a Galicia.

Na mesma figura obsérvanse dous claros períodos de aumento da temperatura: entre 1910 e 1945, e desde 1976 ata a actualidade. Na estación de afloramento (abril-setembro) é notable unha diminución das temperaturas desde principios dos sesenta ata mediados dos setenta. As causas da variabilidade natural no océano a escalas decadais aínda non se coñecen en profundidade, pero, dado que a tendencia observada na serie é semellante á observada en todo o Atlántico, esta variabilidade, e en concreto o quentamento recente, poderían estar asociados co ciclo natural de variabilidade multidecadal na circulación no Atlántico, denominado oscilación



atlántica multidecadal (AMO, pola súa sigla en inglés, ex: Enfield e cols., 2001). De todas formas, os ciclos multidecadais no océano non se comprenden en profundidade e a aceleración no calentamento nas últimas décadas non se pode descartar que teña unha contribución antropoxénica, como suxiren os modelos climáticos a escala global (IPCC 2007, Bindoff e cols., 2007; Trenberth e cols., 2007). Por outra banda, o calentamento observado, á parte de resultar dunha oscilación interdecadal a escala espacial maior, podería estar asociado a unha redución da intensidade dos ventos favorables ao afloramento, posto que inducirían unha diminución da entrada de augas subsuperficiais, que, como mencionamos anteriormente, son máis frías.

### *Índice de afloramento*

Na figura 2 preséntase a evolución do índice de afloramento mensual en 43°N 11°W, onde valores positivos indican afloramento. A figura suxire unha diminución da intensidade dos afloramentos entre a década dos setenta e a última década. A tendencia estatística é de redución do índice a unha taxa de  $5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$  desde o comezo da serie. A tendencia por estacións mostra unha redución do índice de afloramento na primavera e no verán. Esta diminución está asociada cos valores altos de afloramento encontrados na década dos setenta e a redución nas últimas décadas. Na década dos setenta o índice de afloramento anual resultou positivo (Cabanas e cols., 2003) pola intensidade do afloramento na primavera (especialmente de 1972 a 1977) e no verán. No inverno a tendencia lineal é de aumento do índice de afloramento por intensificación do afloramento ou redución do afundimento. De todos os xeitos, o coeficiente de regresión non é moi alto. Un axuste ao ciclo estacional proporciona información máis detallada desta tendencia (Álvarez-Salgado e cols., 2008). O ciclo estacional medio de  $-Q_x$  na plataforma continental fronte ás Rías Baixas entre 1966 e 2006, calculado seguindo o método presentado na sección anterior, caracterizouse por un período favorable ao afloramento que se estendeu entre os días xulianos  $83 \pm 25$  (aprox. 24 de marzo) e  $283 \pm 22$  (aprox. 10 de outubro), é dicir,  $200 \pm 33$  días, e un período favorable ao afundimento o resto do ano, é dicir  $165 \pm 33$  días (figura 1). Cando a Ec. (2) se axusta por trienios solapados (1966-1968, 1967-1969 e 2004-2006), obsérvase unha grande variabilidade temporal en  $CE[-Q_x]$  (figura 3). A porcentaxe total da variabilidade explicada por estes ciclos estacionais trienais varía do 3,3% ao 16,3% da serie diaria de valores de  $-Q_x$ , do 6,8% ao 10,1% da serie semanal e do 33,7% ao 49,8% da serie quincenal. A variabilidade de  $CE[-Q_x]$  non é aleatoria. Pola contra, obsérvanse tendencias no valor medio estacional de  $-Q_x$  (coeficiente  $A_0$  na Ec. (2); figura 4a), no inicio dos períodos favorables ao afloramento e ao afundimento (figura 4b), e nos valores medios de  $-Q_x$  durante ambos os períodos (figura 4c). Así,  $A_0$  diminúe ( $P < 0,001$ ) nos últimos 40 anos (figura 4a), desde un valor medio favorable ao afloramento de  $200 \pm 30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$  a principios da década de 1960 ata un valor lixeiramente favorable ao afundimento de  $-100 \pm 80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$  no principio da década de 2000. O descenso de  $A_0$  non é constante, e desde 1966 ata 1976 aumenta de xeito similar ao observado na temperatura. En 1976 hai unha redución brusca en  $A_0$  e os valores son máis baixos que ao comezo da serie, mesmo nos máximos relativos de principios dos noventa e de 2005-2006.

Lemos e Pires (2004) estudaron os ventos nas estacións meteorolóxicas máis costeiras mantidas polo Instituto Meteorolóxico portugués ao longo da costa portuguesa entre 37°N e 41.1°N: Sagres (Algarve), Cabo Carvoeiro, Lisboa e Porto. Unha análise das tendencias entre 1940 e 2000 cun robusto método de regresión lineal indica que os ventos favorables ao afloramento se reduciron desde os anos 40. A redución é significativa durante a estación de afloramento e, contrariamente ao obtido na análise estacional do índice de afloramento en 43°N 11°W, aparece un adiantamento da estación de afloramento.



Bakun (1990) obtivo unha intensificación do vento no período 1945 a 1985 nos sistemas de afloramento costeiro de California, Perú e Canarias (Marrocos e Iberia), tanto en datos tomados en barcos de oportunidade mediados en celas de  $5^\circ \times 5^\circ$  como en datos de índice de afloramento estimados de ventos xeostróficos proporcionados polo modelo do Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center (FNMOC). Na figura 5 represéntanse as compoñentes do vento na superficie do mar na cela COADS  $2^\circ \times 2^\circ$  máis próxima a Galicia entre 1900 e 2005. A compoñente U representa o vento dirixido cara á costa, mentres que a compoñente V é o vento ao longo da costa, polo tanto relacionado co afloramento. Contrariamente ao índice de afloramento, ventos V negativos corresponden a afloramento. O máis salientable é a intensa variabilidade interanual da serie. Centrándonos nas medias na estación de afloramento (abril-setembro), a serie revela tendencias variables no período considerado: así, encontramos diminucións como a observada entre 1917-1935 e aumentos como o observado entre o final da Segunda Guerra Mundial e finais dos setenta (compatible co observado por Bakun). Aínda que nos últimos anos temos algúns dos anos con máis intensidade de afloramento, parece que a finais dos setenta se detén a tendencia de aumento. A tendencia de ventos cara ao norte no outono e no inverno mostra tamén unha anomalía na década dos setenta notada na sección anterior (e referida por Cabanas e cols., 2003), na que os ventos son do norte en media, e a partir de finais dos setenta resultan predominantes do sur, salvo nos anos 1992 e 2000. Nunha análise de ventos xeostróficos obtidos do Pacific Environmental Laboratory (PFEL) entre 1967 e 2006 nos recadros  $1^\circ \times 1^\circ$  máis próximos á costa e mediados ao longo da costa oeste ibérica, Álvarez e cols. 2008 obteñen que as medias mensuais do índice de afloramento integrado na fachada ibérica atlántica presentan tendencia á redución do afloramento, aínda que nalgúns meses (febreiro, xuño, xullo) a tendencia é de aumento. Debemos salientar que as análises de medias mensuais ou estacionais non teñen en conta a variabilidade no comezo e fin da estación de afloramento, o que si é considerado no axuste estacional. Por outra banda, o ciclo estacional explica o 8% da variabilidade total da serie diaria de -Qx, o 16% da serie semanal (media corrida de 7 días) e o 23% da serie quincenal (media corrida de 15 días) (Álvarez-Salgado e cols., 2008). Polo tanto, boa parte da variabilidade do sistema escapa tamén a unha análise estacional; de feito, o sistema mostra moita variabilidade a escalas de eventos (3-14 días, Nogueira e cols., 1997). Resumindo, podemos concluír que hai evidencias de redución da intensidade do afloramento nas costas galegas desde finais dos 60, aínda que semella que hai variabilidade a escalas decadais, tanto nas temperaturas do océano adxacente como na intensidade dos ventos favorables ao afloramento.

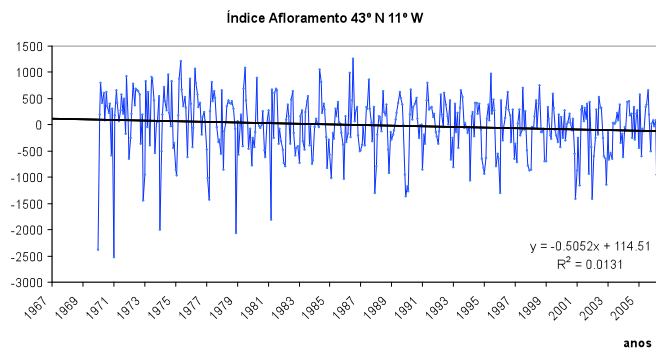


Figura 2. Evolución temporal do índice de afloramento mensual calculado en  $43^\circ\text{N } 11^\circ\text{W}$  desde 1967 ata o 2006.





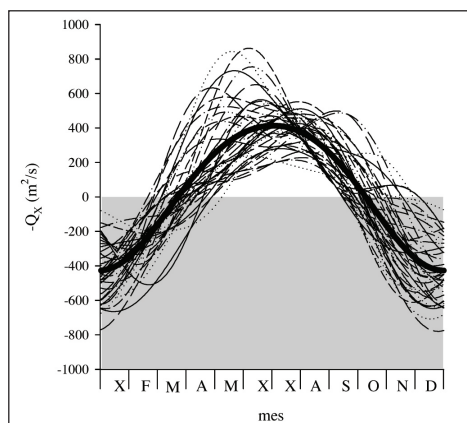


Figura 3. Transporte de Ekman,  $-Q_E$ , na plataforma continental fronte ás Rías Baixas: ciclo estacional medio 1966-2006 (línea continua) e ciclos estacionais por trienios corridos (líñas de puntos).

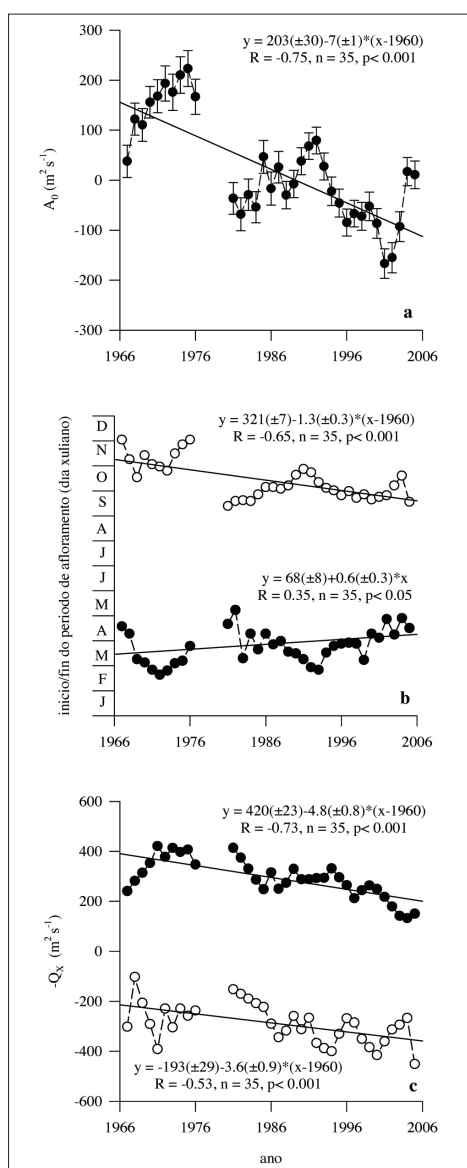


Figura 4. Evolución temporal de (a)  $A_0$  (en  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$ ); (b) día de inicio (puntos negros) e fin (puntos brancos) do período de afloramento (en días); (c) transporte de Ekman medio nos períodos de afloramento (puntos negros) e afundimento (puntos brancos) (en  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ).

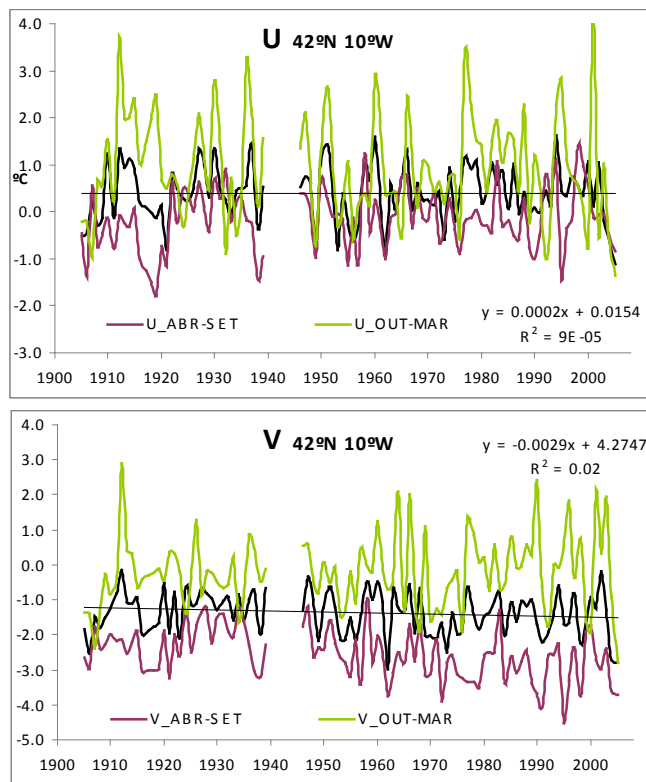


Figura 5: Vento cara ao leste (U) e cara ao norte (V) na cela 2° x 2° do proxecto COADS máis próxima a Galicia.

## Variabilidade nas augas afloradas

As augas que afloran na costa galega son augas centrais do Atlántico. Estas augas están situadas preto da termoclina permanente e resultan moi axeitadas para avaliar tendencias de longo prazo (Pérez e cols., 1995, 2000). Para o cálculo das variacións de auga central (NACW), na zona oceánica fronte a Galicia elixiuse unha franxa isopícnica centrada en 27.1 (27.05-27.15). Para os perfís que non inclúen salinidade calculouse a temperatura media no rango de profundidades 150-300 m. As estacións consideradas están representadas na figura 6. A evolución temporal da temperatura e a salinidade nas dúas caixas están representadas na figura 7. Non se observa unha tendencia a longo prazo. Malia que especialmente desde os noventa hai datos dabondo para resolver a variabilidade estacional, esta non parece dominar a variabilidade, que resulta principalmente da alternancia de períodos de temperatura e salinidade baixas con outros en que estas son máis altas. A principios dos setenta é apreciable unha etapa de salinidade alta acompañada de temperatura alta. O resto de episodios de salinidade alta son máis breves, como os de 1991, 2001 e 2006 observados nas últimas décadas. Con respecto á profundidade da camada de densidade 27,1, os anos en que a profundidade é menor están asociados á salinificación. Desde principios dos noventa, semella haber unha tendencia á profundización deste nivel isopícnico. A mesma tendencia foi encontrada por González-Pola e cols. 2005 a distintas isopícnas na súa análise dos datos mensuais entre 1991 e 2003 no Cantábrico fronte a Santander. Se tomarmos como orixe en análise de tendencias a década dos oitenta, chegáramos á conclusión de que a



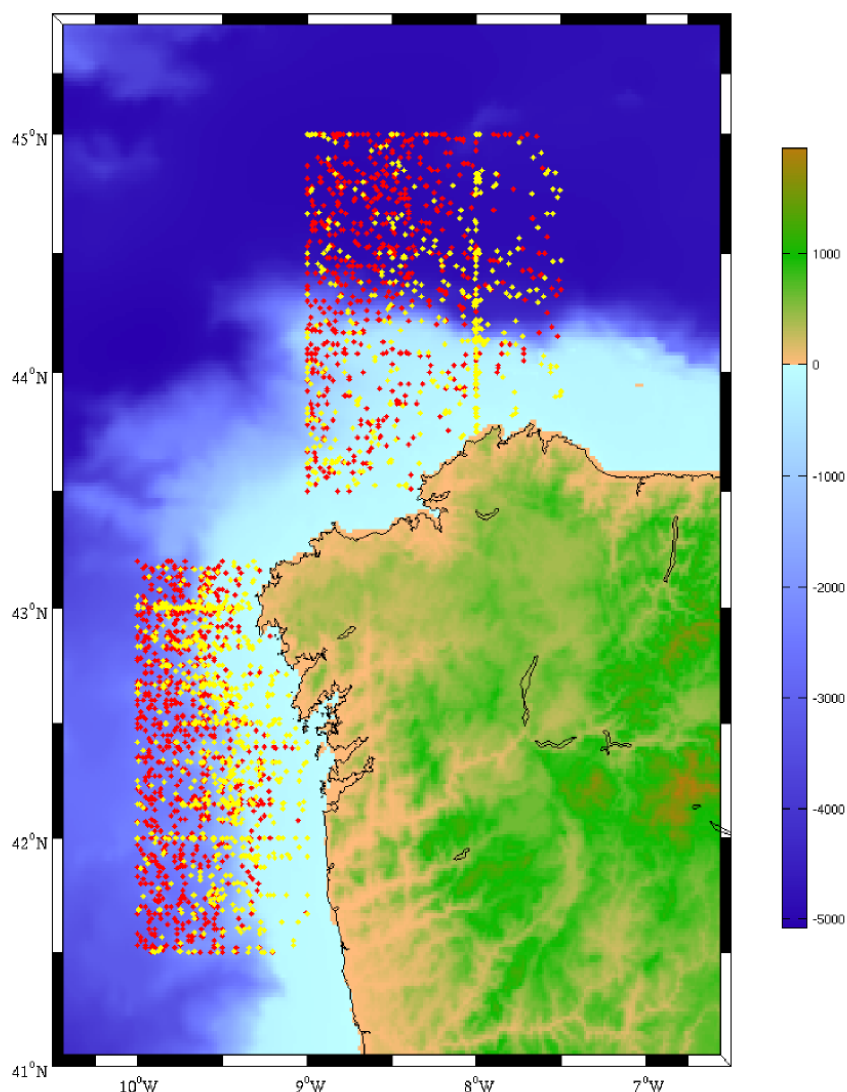


Figura 6: Distribución dos perfís empregados no estudo. En amarelo represéntanse as posicións dos perfís que inclúen temperatura e salinidade; en vermello, os que só inclúen temperatura.

temperatura e a salinidade destas augas aumentaron, pero a inspección da serie completa revela que a variabilidade é máis complexa. A variabilidade nas augas centrais do Atlántico está relacionada co forzamento atmosférico no inverno na área de formación da ENACW e na advección desde o oeste. A variabilidade no forzamento atmosférico no Atlántico está relacionada co patrón de variabilidade atmosférica NAO (oscilación do Atlántico norte), que ten efectos significativos sobre a circulación oceánica. Pérez e cols. (1995 e 2000) relacionan as baixas salinidades a principios dos oitenta con varios anos de NAO baixa a finais dos setenta. Unha NAO baixa está relacionada con precipitacións altas no oeste da península Ibérica e no golfo de Biscaia, mentres que unha NAO alta está asociada con precipitacións altas máis ao norte e salinificación fronte a Galicia. De todos os xeitos, a correlación co índice NAO acumulado de Pérez e cols. (2000) non

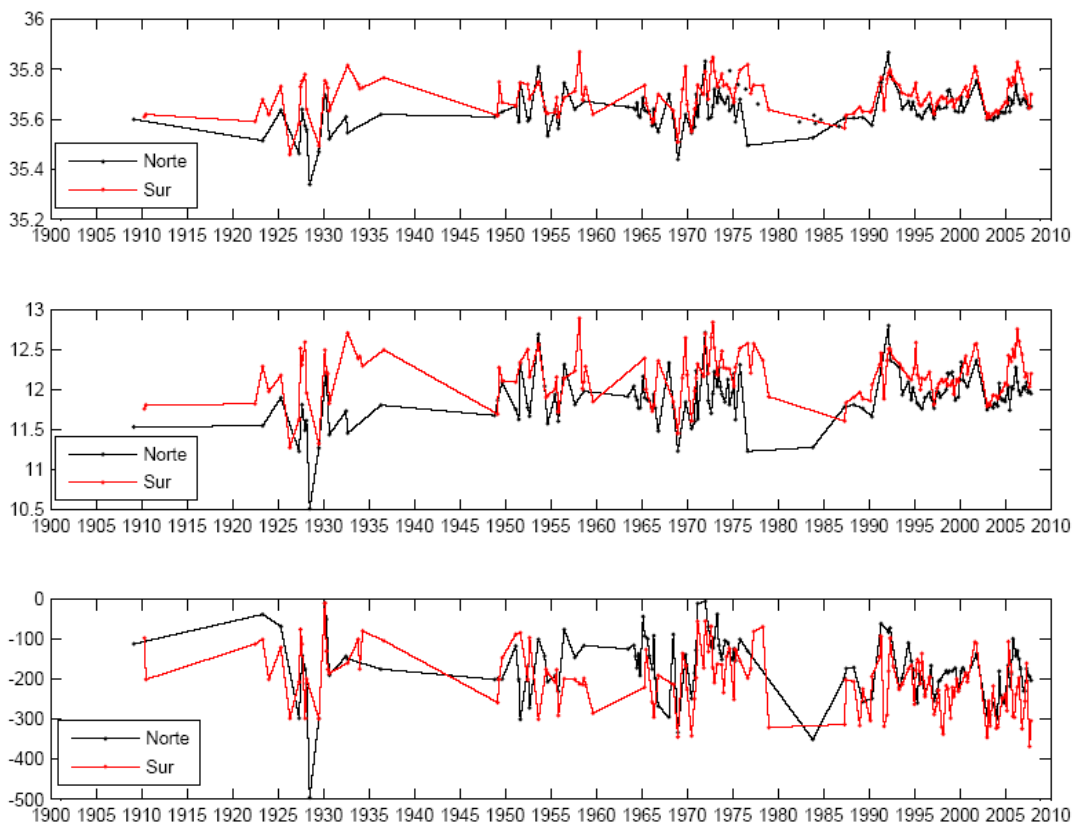


Figura 7: Variabilidade interanual da temperatura, salinidade e profundidade das augas na isopirca 27.1 en dúas caixas ao oeste e ao norte de Galicia.

se confirma ao comparar a serie completa desde 1900 co índice NAO de inverno (decembro a marzo, índice NAO Hurrell, <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/index.html>) acumulado desde 1900 (figura 8a), aínda que algúns picos de salinidade semellan estar relacionados con períodos de NAO de inverno positiva. O máis salientable é que o índice NAO acumulado diminúe na década dos sesenta asociado a invernos con NAO predominantemente negativa e que aumenta entre finais dos setenta e mediados dos noventa asociado a invernos con NAO predominantemente positiva. Lembremos que a temperatura superficial durante a estación de afloramento se reduciu na década dos sesenta e aumentou entre finais dos setenta e mediados dos noventa e que o patrón de variabilidade descrito parece correlacionarse moi ben co índice NAO. De feito, a correlación entre a temperatura superficial anual e o índice NAO de 1950 a 2005 é dun 60%, e sobe ao 65% se tomamos a temperatura durante a estación de afloramento. Lemos e Sansó (2006), analizando temperaturas mensuais na costa oeste ibérica cun método de regresión que descompón a variabilidade en compoñentes non lineais a curto prazo e lineais a longo prazo, obteñen que a variabilidade na temperatura resulta de dúas contribucións: unha a escala de conca atlántica e outra máis local de redución do afloramento. Os ventos favorables ao afloramento tamén mostran correlación coa NAO, o que non é sorprendente, posto que a NAO é un patrón de variabilidade fundamental no forzamento atmosférico no Atlántico. Santos e cols. (2005) xa apuntaron á relación entre a intensidade do afloramento estimada de temperatura superficial me-

dida por satélite e o índice NAO. Por outra banda, como se discutiu no capítulo 2, o índice NAO non é o único que dá conta da variabilidade meteorolóxica en Galicia, e son necesarias análises máis exhaustivas para interpretar axeitadamente estes resultados considerando as distintas escalas de variabilidade temporal e espacial implicadas.

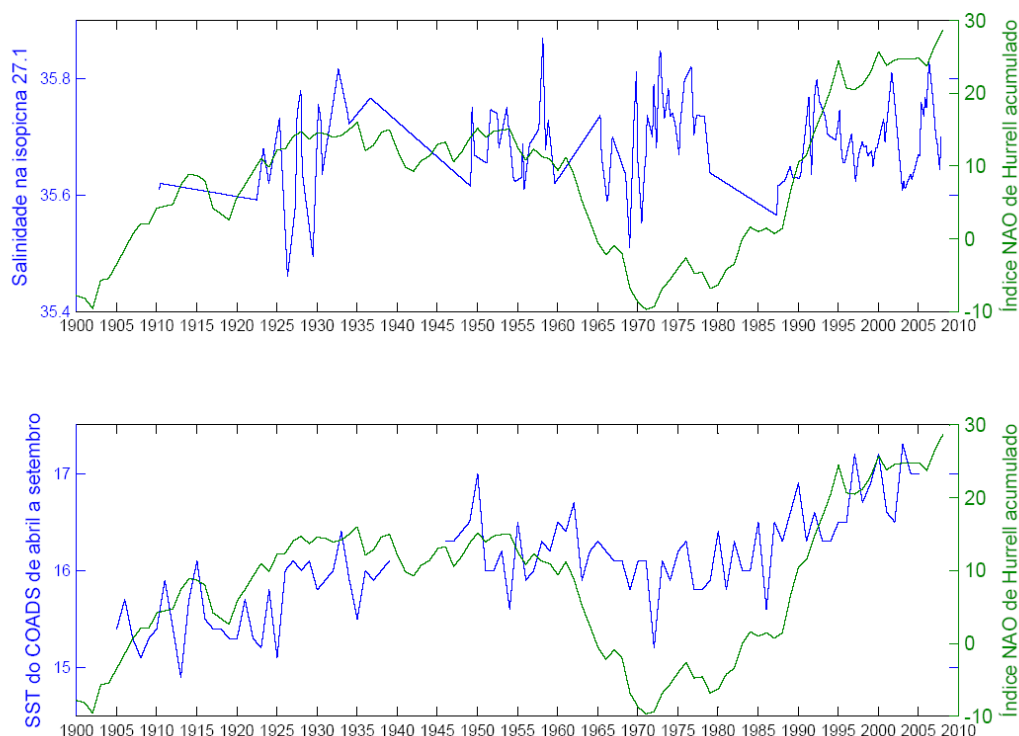


Figura 8: Variabilidade interanual da salinidade na isopícnica 27,1 na caixa oeste (arriba) e a temperatura superficial do mar de COADS (abaixo) e índice NAO de Hurrell (decembro a marzo) acumulado desde 1900.

## CONCLUSIÓN

Neste capítulo examináronse as series de máis longa duración de variables oceanográficas dispoñibles na costa galega. As principais conclusións son:

- A temperatura superficial do aire sobre o mar e a do mar aumentaron a unha taxa de arredor dunha décima de grao por década. O aumento resulta un pouco maior e máis significativo na temperatura do mar que na do aire. A tendencia observada resulta comparable á obtida na temperatura media do globo (IPCC 2007). Por outra banda, a variabilidade interdecadal observada fronte a Galicia segue o mesmo patrón que a observada no Atlántico Norte (denominada AMO, *atlantic multidecadal oscillation*, oscilación atlántica multidecadal), e está correlacionada co índice NAO. Malia que as causas da variabilidade natural no océano a escalas decadais aínda non se coñecen en profundidade, o quentamento nos últimos anos podería estar asociado ao ciclo natural de variabilidade na

circulación no Atlántico, aínda que son necesarios máis estudos para discernir a influencia antropoxénica no quentamento.

- Dado que os ciclos de afloramento-afundimento son fundamentais na dinámica da circulación costeira en Galicia, analizouse a tendencia nos ventos favorables ao afloramento baseándose na serie de índice de afloramento que é calculado diariamente en 43°N 11°W desde o ano 1966. Obsérvase unha tendencia lineal de diminución dos ventos de afloramento. O mesmo resultado é proporcionado por unha análise da compoñente estacional, que indica un atraso no comezo da estación de afloramento e un adiantamento do seu final. É interesante salientar que a finais dos setenta tanto a serie de temperaturas no mar e na terra (capítulo 1) como a de ventos da recompilación ICOADS mostran un cambio de tendencia, axustado ás variacións do índice NAO, o que debe ser tido en conta na avaliación das tendencias observadas.
- Constrúise unha serie temporal de temperatura e salinidade nas augas subsuperficiais na costa adxacente a Galicia. As augas analizadas neste capítulo son as que afloran en Galicia. Dado que están situadas preto da termoclina permanente, resultan moi axeitadas para avaliar tendencias de longo prazo. Non se observou unha tendencia significativa e a variabilidade é interanual e decadal, cunha alternancia de períodos de augas máis salinas e quentes con outros de augas menos salinas. Se tomarmos como orixe na análise de tendencias a década dos oitenta, chegaríamos á conclusión de que a temperatura e a salinidade destas augas aumentaron, pero a inspección da serie completa revela que a variabilidade é máis complexa.
- Como resumo, a pesar das evidencias encontradas, o cambio de tendencia na década dos setenta nos patróns de circulación atmosférica e oceánica no Atlántico debe ser tido en consideración en calquera análise de tendencias climáticas no Atlántico norte, e concretamente nas augas adxacentes a Galicia, e cómpren análises máis detalladas para entender a variabilidade interdecadal e separar o efecto destas variacións a grande escala (oscilación na temperatura do Atlántico, índice AMO, e variacións no forzamento atmosférico a escala do Atlántico norte, índice NAO) das posibles variacións a escala local como os cambios na intensidade do afloramento na zona de Galicia. Así mesmo, resulta crucial manter o fluxo de observacións para conseguirmos series temporais suficientemente longas que nos proporcionen unha perspectiva fiable para a análise de tendencias climáticas.

## AGRADECEMENTOS

A base de datos utilizada para a construción das series de temperatura e salinidade foi recompilada durante o proxecto VACLAN, financiado polo IEO e polo Ministerio de Educación e Ciencia (REN2003-08193-C03-00/MAR e CTM2007-64600/MAR). Parte da análise foi feita como contribución ao proxecto REFORZA (PGIDIT06RMA60401PR), da Consellería de Innovación e Industria da Xunta de Galicia. Este estudo foi financiado parcialmente pola Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostible da Xunta de Galicia (Programa CLIGAL). Por último, os comentarios dun revisor anónimo contribuíron a clarificar algúns aspectos do manuscrito orixinal e redundaron nunha mellora da comprensión do capítulo.



## BIBLIOGRAFÍA

- 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. *Journal of Geophysical Research*, **113**, C07020.
- Álvarez-Salgado X. A., Labarta U., Fernández-Reiriz M. J., Figueiras F. G., Roson G., Piedracoba S., Filgueira 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 (SW Europe). *Harmful Algae*, **7**(6), 849-855, doi:10.1016/j.hal.2008.04.007.
- 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. (1991). The seasonal cycle of wind stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography*, **21**, 1815-1834.
- 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., 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.
- Enfield D. B., Mestas-Núñez A. M. and Trimble P. J. (2001). The Atlantic Multidecadal Oscillation and its Relation to Rainfall and River Flows in the Continental U.S. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(10), 2077-2080.
- 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. *J. Geophys. Res.*, **110**, C05020, doi:10.1029/2004JC002367.
- Lozier M. S., Owens W. B. and Curry R. G. (1995). The climatology of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, **36**, 1-44.
- Lemos R. T. and Sansó B. (2006). Spatio-temporal variability of ocean temperature in the Portugal Current System, *Journal of Geophysical Research*, **111**, C04010, doi:10.1029/2005JC003051.
- Lemos R. T. and Pires H. O. (2004). The upwelling regime off the West Portuguese coast, 1941-2000. *International Journal of Climatology*, **24**: 511-524.
- 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.
- Nogueira E., Pérez F. F. and Ríos A. F. (1997). Seasonal patterns and long-term trends in an estuarine upwelling ecosystem (Ría de Vigo, NW Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **44**, 285-300.



- Pérez F. F., Ríos A. F., Brian A. K. and Pollard R. T. (1995). Decadal changes of the  $\theta$ -S relationship of Eastern North Atlantic Central Water. *Deep-Sea Res. I*, **11/12**, 1849-1864.
- 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.
- Santos A. M. P., Kazmin A. S. and Peliz A. (2005). Decadal changes in the Canary upwelling system as revealed by satellite observations: Their impact on productivity. *Journal of Marine Research*, **63**, pp. 359-379.
- Trenberth K. E., Jones P. D., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., Klein Tank A., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J. A., Rusticucci M., Soden B. and Zhai P. (2007). Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. 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.
- Wooster W. S., Bakun A. and McLain D. R. (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, **34**, 131-140.
- Worley S. J., Woodruff S. D., Reynolds R. W., Lubker S. J. and Lott N. (2005). ICOADS Release 2.1 data and products. *Int. J. Climatol.* (CLIMAR-II Special Issue), **25**, 823-842 (DOI: 10.1002/joc.1166).

