

# La influencia del cambio de la dirección del viento sobre las estructuras oceánicas costeras al final de la estación del afloramiento. Un estudio preliminar en el noroeste de la península ibérica

I. Sordo, J. A. Triñanes, J. M. Cotos y J. Arias

Dept. Electrónica e Computación. Universidade de Santiago de Compostela. E-mail: elnacho@usc.es

## RESUMEN

El área geográfica de la costa noroeste de la península ibérica (39.-43~) es la parte más al norte del afloramiento de la costa este del Atlántico Norte. En esta área el afloramiento se manifiesta en los meses de verano, coincidente con vientos de componente norte. Presentamos en este artículo la situación existente en esta costa al final del afloramiento estival del año 1995, cuando los vientos, después de 10 días de fuerte componente norte, cambian a ser intensos de sur. A partir de imágenes de temperatura superficial del mar (SST) procedentes de satélites NOAA, se observa la estructura térmica producida después de este cambio. En dichas imágenes se hace todavía patente la existencia de estructuras propias del afloramiento sobre el break de la plataforma, mientras que sobre la misma, a distancias entre 15-25 km de costa, la estructura es más consonante con los vientos sur medidos. La existencia simultánea de ambas estructuras es atribuida a la diferente inercia de las aguas bajo el forzamiento del viento. Este regirá con muy poco retraso temporal la dinámica de las aguas de plataforma, siendo necesario un tiempo mucho mayor para afectar a las estructuras más alejadas de la misma, en las que el rozamiento con el fondo tiene menor importancia.

**PALABRAS CLAVE:** SST, NOAA, afloramiento, apilamiento, temperatura.

## ABSTRACT

The geographical area of the northwest coast of the Iberian peninsula (39°-43°N) is the northeast area affected by the eastern boundary North Atlantic upwelling. Upwelling is present in this area during summer months, because of northerly winds. In this paper we present the situation during the end of the summer upwelling in 1995. After 10 days of northerly winds, the wind direction changes to be from south, with increased intensity. Thermal structure is shown from sea surface temperature (SST) calculated from NOAA satellite data. In these images, upwelling structures are Jet shown over the shelf break, being the structure at 15-25 km near coast more in accordance with the measured southerly winds. The existence of both structures at the same time is supposed to be due to the different lag of the water dynamics under the wind forcing. On the platform, waters will follow the wind forcing with a small time lag, being necessary much more time to alter the structures off the coast, probably because of the bottom stress influence.

**KEYWORDS:** SST, NOAA, upwelling, downwelling, temperature.

## INTRODUCCION

El afloramiento costero o upwelling se origina cuando vientos de componente norte (sur) soplan paralelos a la costa oeste de los continentes en el hemisferio norte (sur). En el hemisferio norte, estos vientos crean una corriente N-S que se ve desplazada por Coriolis hacia su derecha, dejando un vacío cerca de la costa. Este vacío es reemplazado por agua más profunda, de menor temperatura y mayor cantidad de nutrientes disueltos, alterando la estructura de las isotermas, que se ve levantada en dirección a la costa (Figura 1).

Este fenómeno, debido a las características del agua aflorada, condiciona el aporte de nutrientes

que acceden a las capas de agua más superficiales, haciendo que determinadas zonas costeras se caractericen por una alta riqueza en recursos marinos. Regirá pues la productividad de las zonas costeras en las que ocurre en lo que se refiere a la producción de pescado y/o marisco (Blanton et al., 1987), así como la dinámica de las distintas especies pesqueras costeras, como la sardina, anchoa, jurel, etc. Dado que determina la disponibilidad o no de nutrientes en la capa fótica, el afloramiento selecciona además las especies fito y zooplanctónicas que predominan en la capa superficial, lo que es de gran importancia en la aparición y desarrollo de blooms de fitoplancton tóxico (S. Fraga et al., 1988).

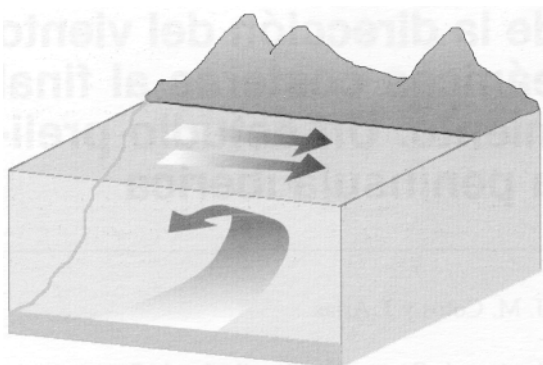


Figura 1. Afloramiento en el hemisferio norte.

La costa NW atlántica de la península ibérica es el área más al norte del afloramiento de la costa este del Atlántico Norte, llamado de la corriente de Canarias, el cual se extiende desde aproximadamente los 12° N hasta los 43° N en los que se encuentra el cabo Fisterra (Wooster et al., 1976). La zona en la cual se centra el presente estudio es la que se muestra en la Figura 2, comprendiendo la zona costera entre 39° N, 43° N, en la que se muestra la batimetría. La isobata de 200m, no mostrada en la figura, coincide prácticamente con la de 500m, con lo que la plataforma se hace ancha y poco profunda en esta zona, llegando a 50-60km de ancho a la latitud de Oporto. Por este motivo el rozamiento con el fondo será de gran importancia en la dinámica costera (Smith, 1981)

La intensidad del afloramiento costero existente en esta área está fuertemente determinado por la forma de la línea de costa, la batimetría, así como por la dirección e intensidad de los vientos dominantes. Bajo condiciones favorables al mismo, con vientos de componente norte, se establecerá una corriente norte-sur, paralela a la costa, y un movimiento de agua superficial alejándose perpendicularmente de la costa, acercándose a la misma a mayor profundidad.

Cuando el viento tiene una importante componente sur, el fenómeno que ocurre es el contrario. El viento, debido al rozamiento con la superficie de agua, producirá una corriente sur-norte, que por Coriolis se verá empujada hacia la costa. Esto producirá que el nivel del mar suba, y esta agua sobran te se compensará con un movimiento vertical hacia el fondo cerca de costa, y hacia mar adentro por el fondo. Se rompe así la estabilidad de la columna de agua y las isotermas se hunden cerca de costa.

Toda la descripción arriba indicada será válida cuando el viento se mantiene estable durante varios días. Durante los periodos intermedios, la dinámica costera vendrá determinada por la inercia de los fenómenos anteriores. Así, el régimen de vientos sufrido con anterioridad en la zona determinará de forma importante la dinámica de las aguas costeras.

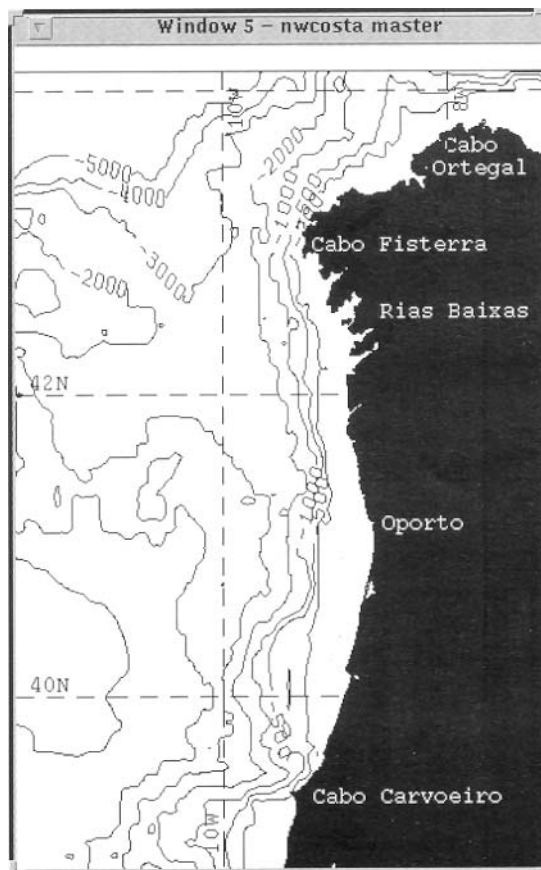


Figura 2. Área de estudio.

En la zona estudiada, el afloramiento viene condicionado fundamentalmente por la posición del anticiclón de las Azores. Durante finales de primavera/verano, éste se sitúa frente a la costa oeste de la península ibérica, con lo que los vientos tienen una componente norte muy marcada. En el otoño/invierno, sin embargo, el anticiclón es desplazado al sur, situándose la borrasca de Islandia al NW del Cabo Fisterra, lo que condiciona que los vientos tengan una marcada componente sur. El estudio de la variabilidad estacional del afloramiento en esta área ha sido abordado por varios autores (por ej. Wooster et al., 1976; Bakun et al., 1991; Nikjaer et al., 1994), los cuales concluyen que tiene lugar desde finales de primavera (Mayo-Julio) hasta principios de otoño (Septiembre-Octubre), relacionado con los vientos del norte predominantes en estos meses.

Asimismo, el afloramiento estival ha sido objeto de estudio por abundantes autores, muchos de ellos apoyados en imágenes de satélite (Fiuza, 1981). Durante el otoño e invierno, ocurre el fenómeno contrario conocido como apilamiento o downwelling, menos estudiado en la literatura, durante el cual se hace patente en superficie una contracorriente poleward, análogamente a las existentes en otras áreas de afloramiento (p.ej. Frouin et al., 1990; Haynes et al., 1990). Los estudios sobre la situación intermedia, es decir, cuando se cambia de la época de afloramiento a apilamiento, se centran

fundamentalmente en la situación en el interior de las rías gallegas (Tilstone, 1994), o estudios realizados con datos de campo (da Silva, 1992). El estudio con datos procedentes de teledetección es escaso debido a la amplia cobertura nubosa que imposibilita en muchos casos el seguimiento de los cambios ocurridos.

En el presente artículo, describimos la situación a finales de verano/ principios de otoño de 1995, a partir de imágenes de temperatura superficial del mar (SST), en el periodo en el que se termina la estación de upwelling, y comienza la de downwelling. Los vientos cambian bruscamente de tener una fuerte componente norte a tener una componente sur importante, de modo que el relajamiento del afloramiento no se hace progresivamente, reduciendo su área de influencia seguido de la posterior aparición del downwelling. Se hace patente, sin embargo, que las aguas alejadas de la costa apresen tan una mayor inercia a los cambios del viento, mientras que las aguas de plataforma tienen un comportamiento dirigido por los vientos con un retraso muchísimo menor, lo que hace que la estructura formada mantenga tanto características del afloramiento anterior como características propias del downwelling.

## MATERIAL Y METODOS

Los datos utilizados en el presente estudio son principalmente de 2 tipos. En primer lugar, contamos con los vientos recogidos por el Instituto Nacional de Meteorología (INM) en el Cabo Fisterra, los cuales debido a la localización geográfica de la estación de medida, serán estimados como los mismos vientos que se encuentran a lo largo de la costa oeste gallega (Tilstone et al, 1994). Además de los mismos, contamos con el procesado de imágenes de la serie NOAA, a partir de las cuales calculamos la temperatura superficial del mar. Centramos el estudio en el periodo comprendido entre los días 22/8/95 y 15/9/95.

## Vientos

Los datos de viento son los datos proporcionados por el INM para la estación situada en el Cabo Fisterra (latitud  $42^{\circ} 55' 28''N$ , longitud  $9^{\circ} 17'29''W$ ). A partir de los mismos, calculamos el índice de afloramiento ( $I_w$ ) o agua aflorada Ekman, basado en las ecuaciones dadas por Bakun (1973), 10 que será una estimación del caudal de agua aflorada por km de costa:

$$I_w = 1000 \frac{C_d d_a v^2 \cos \alpha}{2 d_w \Omega \sin \phi} \quad (\text{m}^3 \cdot \text{seg}^{-1} \cdot \text{km}^{-1})$$

siendo  $C_d$  el coeficiente empírico de resistencia,  $1,4 \cdot 10^{-3}$  (adimensional),  $d_a$  es la densidad del aire (igual a  $1,2 \text{ kg m}^{-3}$  en condiciones normales de presión y temperatura),  $v$  es la velocidad del viento en  $\text{m seg}^{-1}$ ,  $\alpha$  es el ángulo que forma la dirección del viento con el eje N-S.  $d_w$  es la densidad del agua marina ( $1025 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $\Omega$  es la velocidad de rotación de la tierra,  $7,27 \cdot 10^{-5} \text{ seg}^{-1}$ , y  $\phi$  es la latitud, en nuestro caso  $42^{\circ} 55' 28'' N$  en Fisterra. La magnitud  $2 \cdot \Omega \sin \phi$  es el parámetro de Coriolis, con valor  $9,9 \cdot 10^{-5} \text{ seg}^{-1}$  para esta latitud. De este modo, tenemos que:

$$I_w = 16,55 \cdot v^2 \cos \alpha, \text{ para Fisterra.}$$

Los valores para el índice de afloramiento serán positivos en caso de que haya predominio de vientos norte, indicando agua aflorada, siendo negativos en caso contrario. En este caso representarán apilamiento sobre la costa.

## Imágenes

Las imágenes utilizadas son imágenes procedentes de los sensores a bordo de los satélites NOAA 12 y NOAA-14, procesadas en nuestro laboratorio con el algoritmo "split-window" para el cálculo de

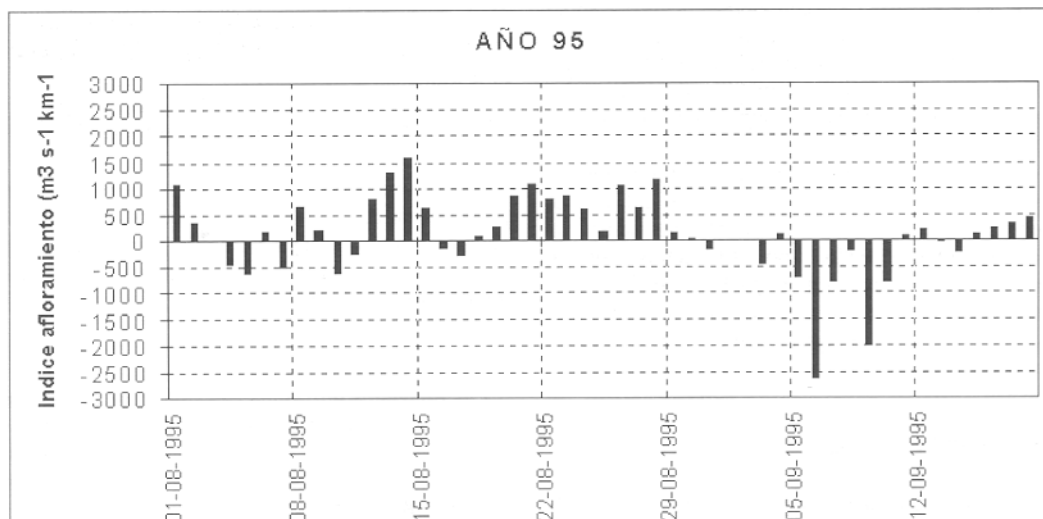


Figura 3. Índice de afloramiento del 1/8/95 al 18/9/95.

la temperatura superficial del mar (SST).

El algoritmo "split-window" emplea la temperatura de brillo del canal 4 como la temperatura de menor orden en la estimación de la SST y la diferencia entre ésta y la del canal 5 para corregir los efectos de la atmósfera. Con dicho algoritmo se obtiene una SST con un error menor de 0.3°C (Triñanes, 1998). Posteriormente han sido proyectadas a una proyección rectangular, y georreferenciado para ajustarlas a la misma área de estudio.

De este modo hemos calculado la temperatura superficial para todos los días comprendidos entre el 22 de Agosto y el día 14 de Septiembre. La distribución térmica obtenida por el sensor AVHRR es representativa de la temperatura de la subcapa conductiva que se encuentra justo por debajo de la interface aire-mar. Típicamente, esta temperatura es de 0.3° 0.6° C más fría que la temperatura encontrada unas decenas de centímetros por debajo (Paulson and Simpson, 1981), si bien una correcta interpretación de la misma permite extraer conclusiones de la estructura vertical oceá-

nica en función de los patrones observados en la SST (Robinson, 1985).

No hemos utilizado ningún filtro para la cobertura nubosa, para evitar que área susceptible de ser visualizada fuese anulada por el mismo. Por lo tanto, habrá que ser cuidadosos en la interpretación de las imágenes. Hay que tener en cuenta que el periodo de estudio comprende una época de abundante nubosidad, lo que hace muy habitual que las imágenes estén cubiertas, con lo que resultan inútiles. De este modo, la cobertura nubosa fue muy abundante a partir del 28 de Agosto, impidiendo por completo la visualización de la zona desde el día 3 de Septiembre hasta el 6 del mismo mes.

## RESULTADOS

La representación del índice de afloramiento, según lo indicado con anterioridad, calculado para Fisterra, se muestra en la Figura 3 para el periodo desde el 1/8/95 al 18/9/95.

Durante los primeros 11 días de Agosto el viento

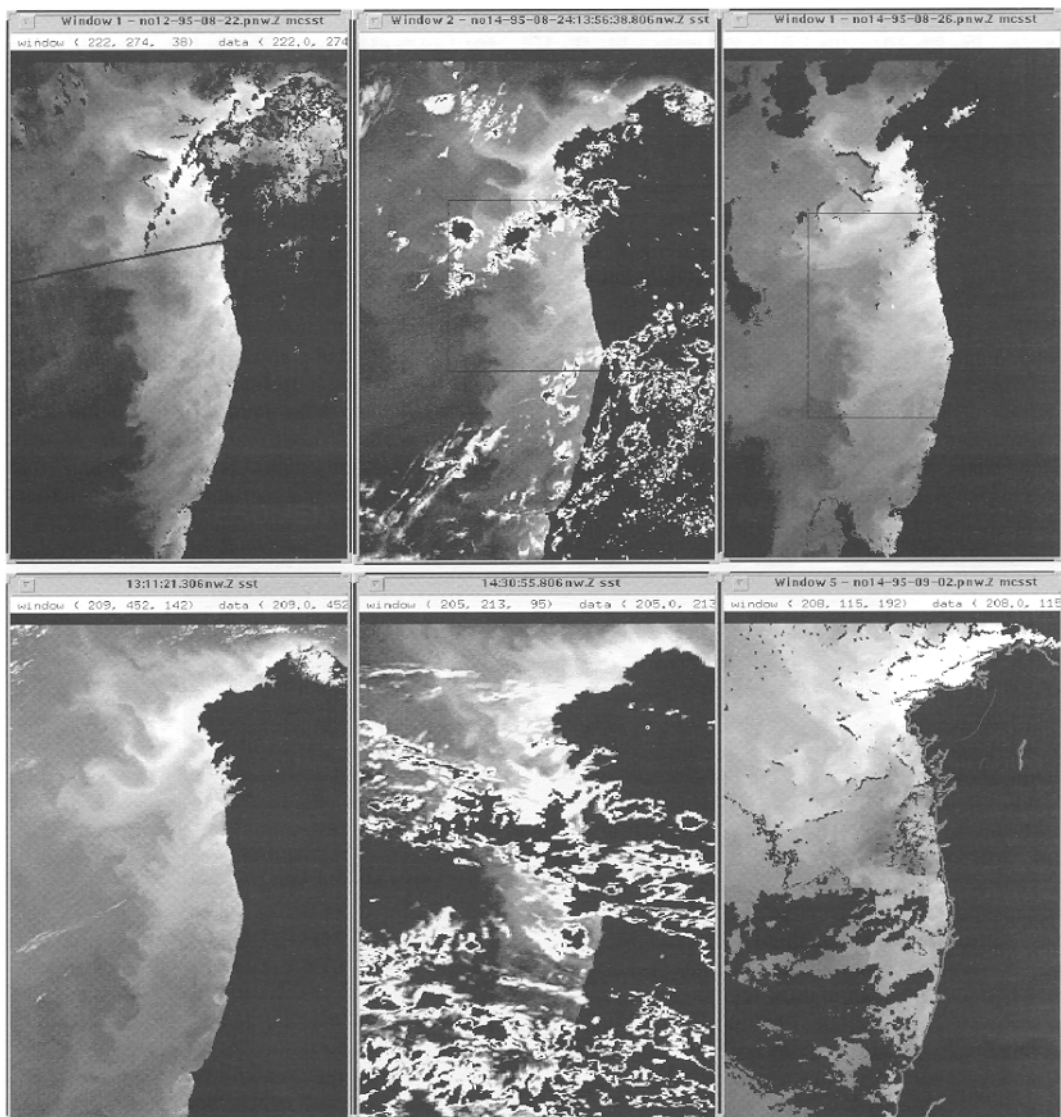


Figura 4. Imágenes SST de los días 22, 24, 26, 28, 30 de agosto y 2 de septiembre.

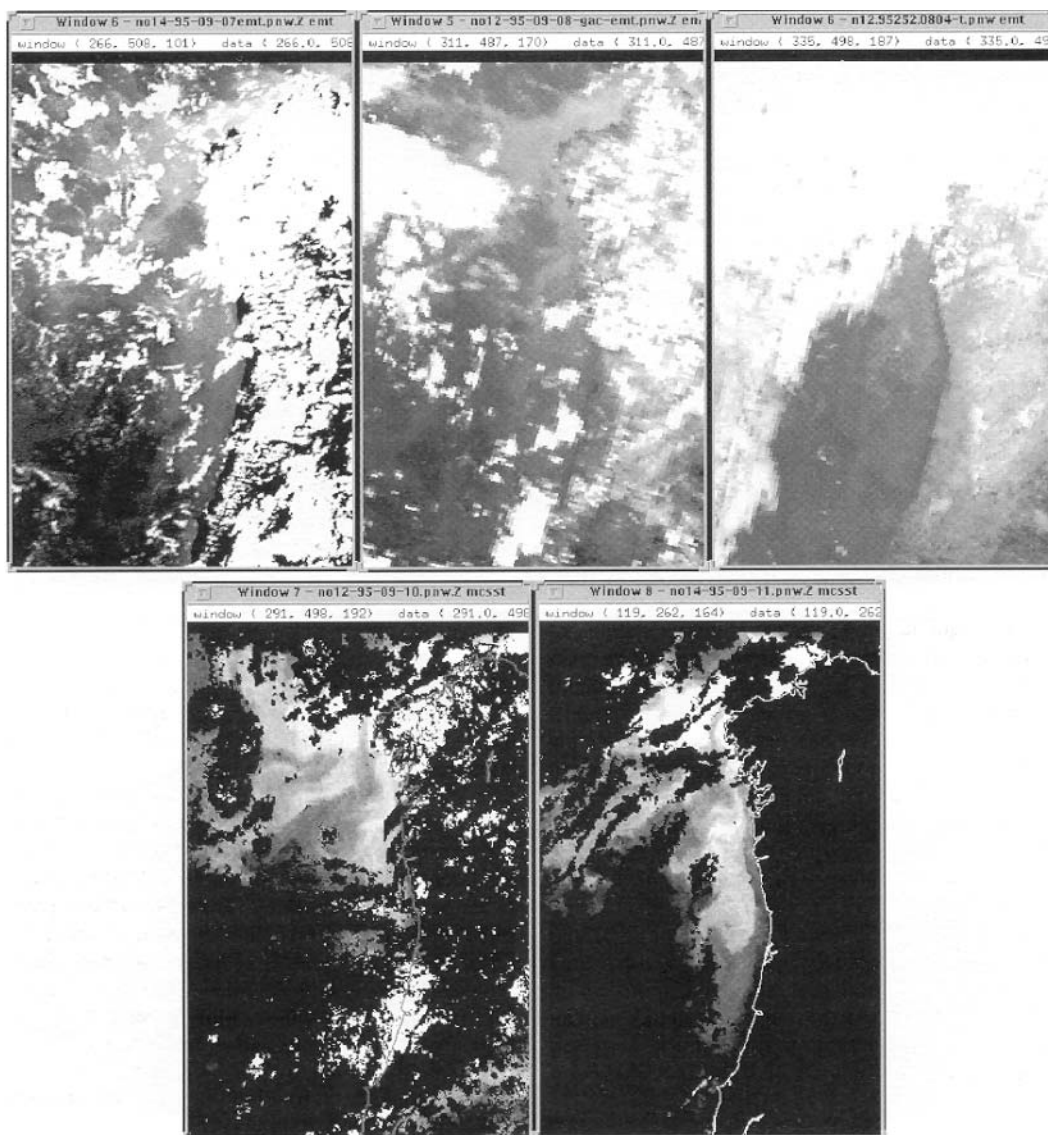


Figura 5. Imágenes de los días 7, 8, 9, 10 y 11 de septiembre.

estuvo variable, con días alternos favorables y desfavorables al afloramiento, seguido de cuatro días de vientos fuertes norte, favorables al upwelling, del día 12 al 15, con índices mayores de  $1000 \text{ m}^3 \text{ seg}^{-1} \text{ km}^{-1}$ . Después de cuatro días de vientos débiles y variables (16-19), desde el día 20 hasta el 28 hay vientos norte fuertes, que producirán fuerte afloramiento, tanto debido a su intensidad como a la duración en el tiempo. Posteriormente, una semana de vientos variables, y a partir del día 5 de Septiembre, hasta el día 10, existen vientos muy fuertes de Sur, con índices de afloramiento fuertemente negativos.

Las imágenes procesadas de la temperatura superficial del mar se muestran en las Figuras 4 y 5. Hemos seguido la convención de mostrar con tonalidades de grises más claras temperaturas más frías, siendo grises más oscuras representativos de temperaturas mayores, prestando más atención a las estructuras térmicas formadas que a los valores concretos de la temperatura.

Se muestra en la Figura 4 el afloramiento de finales del mes de Agosto, correspondiente con el afloramiento estival de la costa estudiada.

En la imagen del día 22 se observa el fuerte afloramiento existente en la zona de estudio. La temperatura en la costa alcanza valores de  $14^\circ \text{ C}$  frente a Fisterra,  $16^\circ \text{ C}$  frente a Oporto, y entre  $16^\circ\text{-}17^\circ \text{ C}$  desde Cabo Carvoeiro a Oporto, extendiéndose la zona afectada por el afloramiento hasta 150km offshore. La temperatura del agua oceánica, fuera de la frontera del agua aflorada, está entre  $20^\circ\text{-}22^\circ \text{ C}$ . El afloramiento abarca toda la costa, desde Cabo Carvoeiro hasta Cabo Ortegal.

Es patente también la existencia de filamentos, tanto frente al cabo Fisterra como frente a la ría de Vigo, que se extienden hasta 200 km mar adentro. La situación se mantiene hasta el día 28, aunque el afloramiento va debilitándose ligeramente en el sur, entre  $39^\circ\text{-}41^\circ \text{ N}$ , como se puede apreciar en la imagen del día 28. Las temperaturas son similares entre Fisterra y Oporto, apreciándose en la costa entre Cabo Carvoeiro y Oporto aguas entre  $18^\circ\text{-}19^\circ$

C. En las imágenes del 30 de Agosto, y el 2 de Septiembre, a pesar de la nubosidad, la estructura del upwelling se mantiene, siendo claramente patente frente a Fisterra ( $14^{\circ}$ - $15^{\circ}$  C) y las Rías Baixas.

En la Figura 5 se muestran las imágenes correspondientes al período de downwelling, que correspondería a los días 5-12 de septiembre (ver vientos en Figura 3). Las 2 primeras imágenes, del 7 y 8 de Septiembre, a pesar de ser abundante la cobertura nubosa, permiten adivinar cómo la estructura del afloramiento aún es patente en la costa gallega, si bien mucho más moderada que en las imágenes anteriores. Las temperaturas superficiales son de  $16$ - $17^{\circ}$  C frente a Fisterra, frente a los  $14^{\circ}$  C medidos el día 22 de agosto. El día 9 de septiembre la costa gallega está completamente cubierta por nubes, estando descubierta únicamente la zona entre Cabo Carvoeiro y la boca de la ría de Vigo. En dicha zona se observa que se empieza a formar una estructura en la cual el agua más cercana a la costa tiene una temperatura entre  $21^{\circ}$ C en Cabo Carvoeiro y  $20^{\circ}$  C en apuerto, mientras que mar adentro la temperatura es menor en una media de  $1^{\circ}$ C. La imagen del día 10 muestra la parte oculta por las nubes en la del día 8. Se observa una franja fría frente a la costa gallega, con una estructura de agua a mayor temperatura mar adentro.

Finalmente, el día 11 se observa con claridad la estructura que se adivina el día 9: una franja de unos 15-25 km de agua más cálida siguiendo la costa desde un poco más al Sur de Oporto hasta las rías gallegas, y una lengua de agua más fría (aproximadamente  $1$ - $1,5^{\circ}$  C más cálida que la franja costera) mar adentro, llegando aproximadamente hasta los 75 km mar adentro a la altura de Oporto.

Como una nueva herramienta en nuestro estudio del afloramiento ibérico, hemos empleado también los datos procedentes del satélite TOPEX/POSEIDON, interpolando mediante análisis objetivo las anomalías calculadas a partir de la media temporal 1993-1996, aplicando para ello todas las correcciones conocidas. La resolución espacial es de  $0,1^{\circ}$ . La Figura 6 muestra una secuencia entre los días 20 de agosto y 10 de septiembre, con un salto de 3 días entre imágenes sucesivas. Se observa el desplazamiento y paulatina desaparición de las anomalías negativas asociadas a la situación de upwelling. Resulta interesante observar la correspondencia entre la estructura de upwelling presente en Fisterra y la presencia de valores negativos de la anomalía altimétrica en esa zona. Este análisis cualitativo permite pensar que este tipo de datos puede resultar de gran importancia para estudios de esta naturaleza en los que la gran cobertura nubosa presente en ocasiones hace muy difícil disponer de datos procedentes de sensores remotos operando en los rangos del visible e infrarrojo.

## DISCUSION

La comparación de las imágenes SST con el cálculo del índice de afloramiento muestra una gran correspondencia entre la teoría Ekman y la intensidad del afloramiento, coincidiendo con 10 observado por distintos autores (Wooster et al., 1976; Nikjaer et al., 1994). La existencia de vientos norte de fuerte intensidad, con valores del índice de upwelling superiores a  $500 \text{ m}^3 \text{ seg}^{-1} \text{ km}^{-1}$ , con varios días superando el valor de  $1000 \text{ m}^3 \text{ seg}^{-1} \text{ km}^{-1}$  se corresponde con el fuerte afloramiento observado en la costa noroeste peninsular durante ese periodo. De acuerdo con F. Fraga (1981) el afloramiento en la costa occidental de la península ibérica muestra un máximo en la frontera superior del área que comprende el afloramiento del Atlántico Oriental. Esto se aprecia claramente en las imágenes de los días de agosto (e incluso en algunas de septiembre) en las cuales la estructura del upwelling muestra un fuerte máximo enfrente del cabo Fisterra, que se mantiene prácticamente durante todo el periodo de observación. Según este autor, esto es debido a la discontinuidad de aguas subsuperficiales, encontrándose enfrente al Cabo Fisterra aguas provenientes del norte (Agua Central del Atlántico Norte, NACW) con aguas procedentes del sur (Agua Central del Atlántico Sur, SACW), lo que llevaría a un afloramiento no forzado por el viento.

Con el relajamiento de dichos vientos, debido al alejamiento del anticiclón de las Azores, y el acercamiento de una borrasca por el noroeste peninsular, los vientos pasan a ser predominantemente de sur durante la última semana de estudio, los días 5-10 de septiembre, con vientos de gran intensidad y valores del índice de upwelling menores de  $-2000 \text{ m}^3 \text{ seg}^{-1} \text{ km}^{-1}$ . Esto se observa en el relajamiento del afloramiento anteriormente observado, si bien hay patrones que permanecen a pesar de la duración e intensidad de este episodio favorable al downwelling, como el afloramiento frente al cabo Fisterra.

Respecto a las corrientes, numerosos estudios (Smith et al., 1981; Wooster et al., 1976; J. da Silva, 1992) indican que la situación que genera el afloramiento, esto es, vientos de componente norte, generan una corriente norte-sur, además de

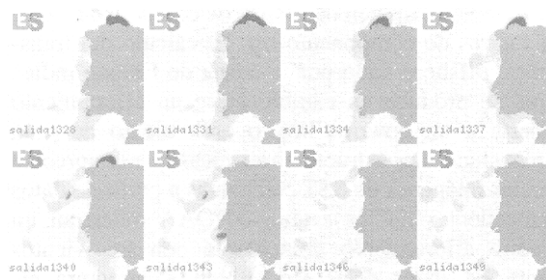


Figura 6. Anomalía en la altura superficial del mar a partir de los datos de TOPEX/POSEIDON entre 20 Agosto y 10 de Septiembre de 1995.

producir que el agua superficial se aleje de costa, cubriéndose ese vacío con aguas más profundas, de menor temperatura y mayor concentración de nutrientes disueltos. Estos autores ponen de manifiesto que, a pesar de ser ese movimiento perpendicular a la línea de costa el causante del fenómeno del afloramiento, las velocidades paralelas a la línea de costa son mayores que las velocidades perpendiculares a la misma, pudiendo llegar a ser un orden de magnitud mayor. Así, las velocidades superficiales en condiciones de fuerte afloramiento pueden llegar a estar entre 0,20-0,30 m/seg, o 17-25 km/día. Esto quiere decir que un determinado volumen de agua aflorada es desplazado a lo largo de la costa grandes distancias. Según J. da Silva (1992), al cabo de varios días de vientos norte intensos, la corriente norte-sur se va extendiendo más y más sobre la plataforma, hasta superar el límite de la plataforma. Dada la intensidad y la duración de los vientos norte observados en nuestro caso, es esperable que lo observado los días de agosto se corresponda con esta situación, estando establecido un jet norte-sur con velocidades similares a las arriba citadas.

La imagen SST del día 11 de Septiembre muestra una situación especial debido al relajamiento del afloramiento. Uno podría esperar que, con el cambio de vientos de norte a sur, el afloramiento fuese decayendo poco a poco, de modo continuo en toda su extensión, hasta llegar a un apilamiento clásico, en el cual no se observaría más que pequeñas variaciones locales de temperatura, observándose eventualmente la corriente poleward encontrada para situaciones de invierno en anteriores estudios (Frouin et al., 1990; Haynes et al., 1990). La corriente en la zona pasaría de ir norte-sur con velocidades altas, a ir decreciendo hasta establecerse una corriente sur-norte con velocidades dependientes de la intensidad y duración de los vientos de sur. Hay que señalar que la corriente sur-norte sería la existente en ausencia de vientos, por cálculos geostroficados. La procedencia del agua que viene "apilada" tras el cambio de vientos está considerada en la literatura como agua oceánica, tanto por su riqueza en nutrientes como sus componentes biológicos.

La situación encontrada en las imágenes SST respondería a una situación que podríamos denominar de cambio brusco upwelling-downwelling, lo que no se corresponde con esta descripción de un cambio progresivo. El afloramiento en Fisterra todavía es observado, lo que corrobora la tesis de F. Fraga (1991) sobre su origen no debido al viento. La otra posibilidad, Ekman pumping, debido al rotacional del viento, ha sido descartada tras la observación del rotacional del viento a partir de datos procedentes del ERS-1 (no mostrados aquí). Aproximadamente a 10°W, se aprecia como una lengua de agua caliente se va desplazando hacia el norte, llegando a la altura de Corrubedo el día 8 de septiembre. Creemos que esta estructura puede ser

la misma que Frouin et al. (1990) asocian con la corriente poleward. Dicha contracorriente sería subsuperficial durante los meses de afloramiento, accediendo a la superficie durante el resto del año, con vientos favorables al downwelling.

Lo más destacable en estas imágenes, y concretamente en la del día 11 de septiembre, es la estructura térmica de mayor temperatura cerca de costa (1525km), contigua a una lengua de agua más fría que se parece extender hasta 50-80 km mar adentro. Las imágenes indican que la corriente pegada a costa se desplazaría sur-norte, bajando su temperatura al mezclarse con aguas más frías a lo largo de su camino, mientras que la lengua de agua fría se desplazaría norte-sur, y se iría calentando al ir descendiendo a lo largo de la costa.

La explicación a dicha situación parece relacionada con la inercia de las estructuras oceánicas bajo el forzamiento del viento. Sobre plataforma, la literatura (J. da Silva, 1992; Tilstone et al., 1994) establece un retraso entre 18h-2 días entre el forzamiento del viento y la observación del efecto sobre las estructuras oceánicas. El rozamiento del fondo detendría rápidamente cualquier movimiento originado anteriormente, con lo que las corrientes sobre la plataforma menos profunda (más cercana a costa) seguirían la dirección del viento con poco retraso. Por otro lado, cerca del borde de plataforma, e incluso sobre el mismo borde (40-60km) una corriente norte-sur que se desplazase con velocidades elevadas, necesitaría más tiempo para ser detenida, y más días para ser invertida.

De este modo, y suponiendo que nuestra descripción es correcta, el agua que se apila contra la costa los días 8, 9, 10 y 11 de septiembre del 95 no sería el agua que se encuentra fuera del frente de upwelling durante el afloramiento estival de finales de agosto, sino que sería agua que se va desplazando a lo largo de la costa desde latitudes más bajas.

## CONCLUSIONES

El desplazamiento del anticiclón de las Azores, y la colocación de una borrasca frente al NW de la península, termina la estación de afloramiento en el año 1995 a principios de septiembre. Esto hace que los vientos cambien de fuertes de componente norte a fuertes de componente sur. El cálculo del transporte offshore dado por la teoría de Ekman indica que se produce un cambio entre un afloramiento fuerte a un downwelling o apilamiento de gran intensidad. Las estructuras térmicas que se aprecian en las imágenes de SST calculadas a partir de datos procedentes de los satélites NOAA muestran un fuerte afloramiento coincidente con los vientos norte de finales de agosto, si bien la estructura térmica encontrada el día 11 de septiembre, después de una semana de vientos sur, indica la diferente respuesta al forzamiento de vientos dependiente de la profundidad de la zona.

Sobre plataforma, parece que el forzamiento del viento produce apilamiento, y una corriente sur-norte de temperaturas similares a la de la zona oceánica. Sin embargo, hay una lengua de agua fría que desciende a la altura del break de plataforma, que muestra temperaturas más frías, y que mantiene la estructura del afloramiento encontrada a finales de agosto, aunque suavizada. Esta situación puede ser debida a la diferente inercia que muestran las diferentes aguas. Aguas sobre plataforma tendrían un retraso al forzamiento del viento de entre 18 horas y 2 días, mientras que la dinámica de las aguas más lejanas a la costa tendría una mayor inercia a los cambios, manteniendo estructuras formadas varios días, e incluso semanas antes.

Durante un periodo de fuerte apilamiento en el año 1990, Figueiras et al. (1995) toman medidas con una boya en el medio de la ría de Vigo, encontrando velocidades superficiales máximas de 10 km/día. Creemos que si la situación es similar a la de ese año, la corriente pegada a la costa podría tener una velocidad de ese orden, de decenas de kilómetros al día. La determinación exacta de estas velocidades dependerá de futuros trabajos con medidas de correntímetros.

Finalmente, la situación encontrada este año podría ser similar a la existente otros años al final del verano, con el final del afloramiento. El tratamiento de imágenes SST recogidas en este periodo estacional de otros años indicará si lo mostrado en el presente artículo en el 1995 es o no una situación excepcional.

## BIBLIOGRAFIA

- BAKUN, A. 1973. Coastal upwelling indices, West Coast of North America, 1946-1971. *NOAA Technical Report NMFS SSRF -671*.
- BAKUN, A. and NELSON, C. S. 1991. The Seasonal Cycle of Wind-Stress Curl in Subtropical Eastern Boundary Current Regions. *Journal of Physical Oceanography*, vol.21, no. 12, 1815-1834.
- BLANTON, J. O., TENORE, K. R., CASTILLEJO, F., ATKINSON, L. P., SCHWING, F. B. and LAVIN, A. 1987. The relationship of upwelling to mussel production in the rias on the western coast of Spain. *Journal of Marine Research*, 45, 497-511.
- FIGUEIRAS, F. G., WYAIT, T., ALVAREZ-SALGADO, X. A. and JENKINSON, I. R. 1995. Advección, Diffusion and Patch Development in the Rias Baixas. In *Harmful Marine Algal Blooms*. Lassus, G. Arzul, E. Erard, P. Gentien, C. Marcaillou-Lavoisier, Intercept Ltd, 1995. 579-584.
- FIUZA, A. F. G., 1981. Upwelling patterns off Portugal. En *Coastal Upwelling. Its Sediment Record. Part A: Responses of the Sediment's Regime to Present Coastal Upwelling*. E. Suess y Jom Thiede, eds. 85-98.
- PRAGA, F. 1981. Upwelling off the Galician Coast F. A. Richards, ed., *Coastal and Estuarine Sciences 1, American Geophysical union*, Washington, 176-182.
- PRAGA, S., ANDERSON, D. M., BRAVO, I., REGUERA, B., STEINDINGER, K. and YENTSCH, C. M. 1988. Influence of Upwelling Relaxation on Dinoflagellates and Shellfish Toxicity in Ria de Vigo, Spain. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27: 349-361.
- FROUIN, R., FIUZA, A. F. G., AMBAR, I. and BOYD, T. J. 1990. Observations of a Poleward Surface Current off the Coasts of Portugal and Spain During Winter. *Journal of Geophysical Research*. Vol.95: C1, 679-691.
- HAYNES R. and BARTON, E. D., 1990. A Poleward Flow along the Atlantic Coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*. Vol.95: C7, 11425-11441.
- NYKJAER, L. and VAN CAMP, L. 1994. Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, n.º. C7, 14197-14207
- PAULSON, C. A. and J.J. SIMPSON 1981, The temperature difference across the cool skin of the ocean, *J. Geophysical Research*, 86: 11044-11054.
- ROBINSON, I. S. 1985. *Satellite Oceanography, an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists*. Chichester. Ellis Horwood.. 455p.
- DA SILVA, A. J. 1992. Dependence of upwelling related circulation on wind forcing and stratification over the Portuguese northern shelf. *ICES C.M.* 92/C: 17
- SMITH, R. L. 1981. A comparison of the structure and variability of the flow field in three coastal upwelling regions: Oregon, Northwest Africa, and Peru. *Coastal Upwelling*. F. A. Richards, eds., *Coastal and Estuarine Sciences 1*, American Geophysical union, Washington, 107-118.
- TILSTONE, G. H., FIGUEIRAS, F. G. and PRAGA, F. 1994. Upwelling-downwelling sequences in the generation of red tides in a coastal upwelling system. *Marine Ecology Progress Series*, vol, 112: 241-253.
- TRIÑANES FERNÁNDEZ, J. A. 1998. *Sistema de Información Basado en Teledetección para Ayuda a la Explotación Operacional de Pesquerías de Túnidos y Otras Especies Pelágicas*. Tesis Doctoral. Dpto. Electrónica e Computación. Santiago de Compostela.
- 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: 131-141.