

ESTRUCTURAS OCEÁNICAS EN LA COSTA OESTE DE LA PENINSULA IBÉRICA A FINALES DE LA ESTACIÓN DEL AFLORAMIENTO

I. Sordo, J.A. Triñanes, A. Tobar y J. Arias

elnacho@usc.es

*Lab. Sistemas. Dept. Electrónica e Computación. Facultade de Física.
Universidade de Santiago de Compostela. Campus Sur. 15701. Santiago de Compostela*

RESUMEN

El área geográfica de la costa noroeste de la península ibérica (39° - 43° N) 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 borde 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 mayor inercia de las aguas oceánicas frente al forzamiento del viento, en comparación con las aguas de plataforma.

Palabras clave: SST, afloramiento, apilamiento, NOAA, 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 yet shown over the shelf break, being the structure at 15-25 km near the 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 shallowest platform, waters will follow the wind forcing with a small time lag, being necessary much more time to alter the structures offshore, because of the lower bottom stress influence.

Keywords: SST, NOAA, upwelling, downwelling, temperature.

INTRODUCCIÓN

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, ascendiendo cerca de la costa.

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., 76). 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 alejándose perpendicularmente de la costa por superficie, 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 el agua superficial, 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 sobrante 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.

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, por el contrario, que las aguas alejadas de la costa presentan 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 MÉTODOS

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, 94). 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 11/9/95.

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 (73), lo que será una estimación del caudal de agua aflorada por km de costa. 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.

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" (Triñanes, 98) para el cálculo de la SST. Típicamente, esta temperatura es de 0.3° - 0.6° C más fría que la temperatura encontrada unas decenas de centímetros por debajo (Paulson y Simpson, 81), si bien una correcta interpretación de la misma permite extraer conclusiones de la estructura vertical oceánica en función de los patrones observados en la SST (Robinson, 85).

RESULTADOS

Durante los primeros 11 días de Agosto el viento fue variable, seguido de cuatro días de vientos fuertes norte, favorables al upwelling, del día 12 al 15, con índices mayores de $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$. 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.

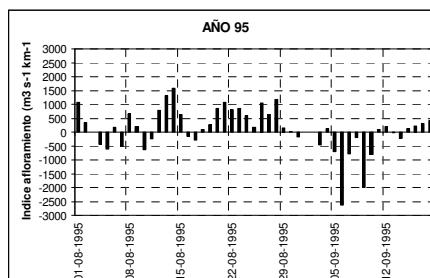


Figura 1.- Índice de afloramiento del 1/8/95 al 18/9/95.

Las imágenes procesadas de la temperatura superficial del mar se muestran en las figuras 2 y 3. Hemos seguido la convención de mostrar con tonalidades de grises más claras temperaturas más frías, siendo grises más oscuros representativos de temperaturas mayores. El día 22 (no mostrado) se observa el fuerte afloramiento existente en la zona de estudio, extendiéndose la zona afectada por el afloramiento hasta 150 km offshore. El afloramiento abarca toda la costa W de la península ibérica, desde Cabo Carveiro hasta Cabo Ortegal. La situación se mantiene hasta el día 28 (Figura 2), aunque el afloramiento va debilitándose ligeramente en el sur, entre 39° - 41° N, como se puede apreciar en la imagen del día 28.

Los días 7-8 de Septiembre (no mostrados), a pesar de ser abundante la cobertura nubosa, permiten adivinar cómo la estructura del afloramiento aún es patente frente al cabo Fisterra en la costa gallega, si bien mucho más moderada que en las imágenes anteriores. El día 9 de Septiembre la costa gallega está completamente cubierta por nubes, estando descubierta únicamente la zona entre Cabo Carveiro 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 mar adentro tiene una temperatura menor que la temperatura del agua costera en una media de 1° C.

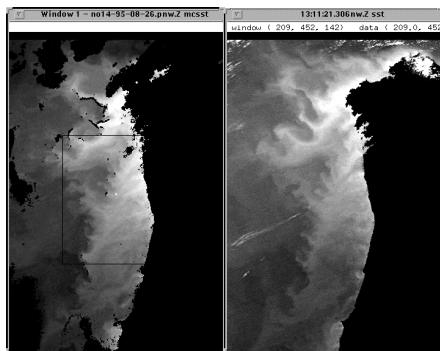


Figura 2.- Imágenes SST de los días 26 y 28 de Agosto del 95.

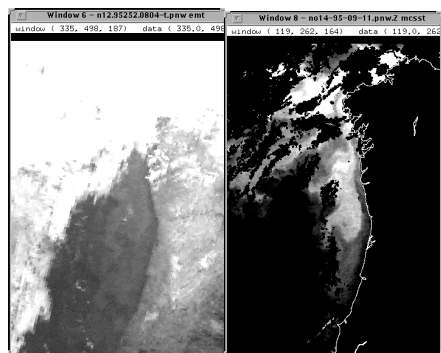


Figura 3.- Imágenes SST de los días 9 y 11 de Septiembre del 95.

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° C más fría que la franja costera) mar adentro, llegando aproximadamente hasta los 80 km mar adentro a la altura de Oporto.

DISCUSIÓN

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 lo observado por distintos autores (Wooster et al., 76, Nikjaer et al., 94). La existencia de vientos norte de fuerte intensidad, con valores superiores a 500 $\text{m}^3 \cdot \text{seg}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$, con varios días superando el valor de

1000 $\text{m}^3 \cdot \text{seg}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ se corresponde con el fuerte afloramiento observado en la costa noroeste peninsular durante ese periodo. Con el relajamiento de dichos vientos, 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 $\text{m}^3 \cdot \text{seg}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$. 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, 81, Wooster et al., 76, J. da Silva, 92) indican que la situación que genera el afloramiento, esto es, vientos de componente norte, generan una corriente norte-sur, además de producir que el agua superficial se aleje de costa. 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 prácticamente un orden de magnitud mayores que las velocidades perpendiculares a la misma. 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, correspondiente a una situación que podríamos denominar de cambio brusco upwelling-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 (15-25km), contigua a una lengua de agua más fría que se extiende 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.

Esta situación parece relacionada con la diferente inercia de las estructuras oceánicas bajo el forzamiento del viento. Sobre plataforma, la literatura (J. da Silva, Tilstone et al) establece un retraso entre 18 horas / 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 siguen la dirección del viento con poco retraso. Por otro lado, sobre plataforma, y sobre el borde de la misma (40-60km de costa) 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 anterior, 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 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 Ekman indica que se produce un cambio entre un afloramiento fuerte a un downwelling 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 la plataforma menos profunda, el forzamiento del viento produce apilamiento, y una corriente sur-norte de temperatura similar a la de la zona oceánica. Sin embargo, hay una lengua de agua fría que desciende a la altura del borde de plataforma, que mantiene la estructura del afloramiento encontrada a finales de agosto, aunque suavizada. Aguas sobre plataforma, de acuerdo con la literatura (J. da Silva, Tilstone et al.) 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 tendrían un retraso de varios días, e incluso semanas.

Durante un periodo de fuerte apilamiento en el año 1990, Figueiras et al. (95) toman medidas con una boya en el medio de la ría de Vigo, encontrando velocidades superficiales máximas de 10 km/día. 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 km/día. La determinación exacta de estas velocidades dependerá de futuros trabajos con medidas de correntímetros.

El tratamiento de imágenes SST recogidas en este periodo estacional de otros años indicará si lo mostrado aquí para el 95 es un fenómeno que se repite anualmente o se trata de un caso excepcional.

BIBLIOGRAFÍA

Bakun, A., 1973. *Coastal upwelling indices, West Coast of North America, 1946-1971*. NOAA Technical Report NMFS SSRF-671.

Figueiras, F.G., Wyatt, T., Alvarez-Salgado, X.A., Jenkinson, I.R. 1995. *Advección, Diffusión and Patch Development in the Rías Baixas*. In *Harmful Marine Algal Blooms*- P. Lassus, G. Arzul, E. Erard, P. Gentien, C. Marcaillou- Lavoisier, Intrecept Ltd, 1995. 579-584.

Paulson, C.A. y J.J. Simpson 1981. *The temperature difference across the cool skin of the ocean*, J. Geophysical. Research., 86, 11044-11054.

Robinson, I. S. *Satellite Oceanography, an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists* (1985).

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, ed., Coastal and Estuarine Sciences 1, American Geophysical union, Washington, 107-118.

Tilstone, G.H., Figueiras, F.G., Fraga, 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 Fernandez, 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., McLain, D. R. , 1976, *The seasonal upwelling cycle along the Eastern boundary of the North Atlantic*. Journal of Marine Research, 34: pp.131-141.