

# Cálculo de corrientes superficiales marinas a partir de imágenes térmicas NOAA y estimación de la influencia de los vientos en su aparición: aplicación al suroeste de la Península Ibérica

M. Martínez, J. M. Cotos, J. Arias y A. Tobar

Departamento de Electrónica y Computación. Universidad de Santiago. E-mail: elmanu@usc.es

## RESUMEN

El conocimiento de los desplazamientos superficiales marinos resulta de especial interés en distintos ámbitos, tales como en el estudio del movimiento de rasgos térmicos presentes sobre la superficie marina (afloramiento, frentes térmicos) o el apoyo a barcos pesqueros en tareas habituales como la suelta de aparejos.

Para disponer de ellos, hemos desarrollado un algoritmo que, basado en el método de la correlación cruzada (m.c.c.) y completado con un filtrado en dirección de los vectores así obtenidos, permita obtener el desplazamiento superficial de los rasgos térmicos presentes en imágenes de satélite consecutivas.

Hemos aplicado este algoritmo a una serie temporal de imágenes del sur de la Península Ibérica para obtener un mapa de las corrientes locales de la zona y realizar un estudio dinámico de la misma, tratando de verificar si estos desplazamientos se adecuan al modelo de interacción atmósfera-oceano.

**PALABRAS CLAVE:** Corrientes locales, corrección geométrica, método del máximo de la correlación cruzada, modelo de ekman.

## ABSTRACT

The knowledge of the superficial marine displacements is of especial interest in a lot of applications, such as the study of the thermic features' movement on the sea surface (upwelling, thermal fronts) or the support of fishing boats in their habitual tasks, like in dropping the nets.

To know them, we have developed an algorithm that, based on *maximun cross correlation* method (m.c.c.) and completed with a filtered direction of the obtained vectors, allows us to compute the surface displacement of the thermic features present in consecutive satellite imagery.

We applied this method to a temporal series of imagery from the southern Iberian Peninsula to obtain a map of the local currents. After, we carried out a dynamical study of this region, to verify whether these displacements agree with the ekman model of the ocean-atmosphere interaction or not.

**KEY WORDS:** Local Currents, registration, maximum cross correlation method, ekman model

## INTRODUCCIÓN

Presentamos en este artículo un problema de dinámica oceánica: la determinación de corrientes superficiales marinas y el análisis de las mismas como ejemplo del transporte ekman inducido por los vientos superficiales, haciendo uso para ello de datos teledetectados.

El seguimiento de estos desplazamientos superficiales, así como las limitaciones de las técnicas que emplearemos, requieren que los datos a emplear tengan unas resoluciones espaciales y temporales que tan sólo nos pueden ser proporcionadas por los satélites de la serie NOAA. En concreto, en este estudio se emplearon como datos de partida doce imágenes correspondientes a la zona del Estrecho de Gibraltar, adquiridas en Julio de 1982, y cedidas por el profesor E.D. Harton de la Universidad de Hangor (U.K.). Para obtener estos desplazamientos se ha desarrollado un algoritmo en lenguaje de programación C basado en un mé-

todo estadístico: el método del máximo de la correlación cruzada, *mcc*, con una serie de modificaciones conducentes a la mejora en la coherencia del campo de vectores obtenido.

El método del máximo de la correlación cruzada fue ya aplicado por Leese (1971) en el cálculo de movimiento de masas nubosas a partir de imágenes obtenidas por el satélite ATS-1 con un periodo entre pases consecutivos de 24 minutos. Desde entonces se ha usado en diversas aplicaciones, entre las que destacamos el cálculo de desplazamientos superficiales marinos (Emery et al., 1986, Holland et al., 1992, Tokman et al., 1990, Wu et al., 1992) o el cálculo de velocidades de movimiento de masa de hielo (Ninnis et al., 1986, Scambos et al., 1992). Una descripción detallada del mismo puede encontrarse en los trabajos de Cotos et al. (1993) o de García et al. (1994). Independencia de este algoritmo respecto a las variables de entrada que se le suministran ha

permitido una gran variedad de aplicaciones, entre las que habría que incluir la obtención de dirección, intensidad de vientos a partir de imágenes de nubes, que suministra actualmente Eumesat (Image, 1997).

## INTERACCION ATMOSFERA-OCEANO

Existe una fuerte interacción energética entre la atmósfera y el océano: la atmósfera, a través de los vientos, gobierna las grandes circulaciones oceánicas e influye de modo decisivo en las propiedades del agua marina; a cambio, una gran parte de su constitución y de su energía la toma del océano.

Las regiones polares reciben, generalmente, menor cantidad de calor que las zonas tropicales porque los rayos de sol inciden sobre las altas latitudes con un ángulo más oblicuo; asimismo, las zonas de tierra reciben más cantidad de radiación solar que los océanos puesto que la atmósfera sobre los océanos contiene gran cantidad de agua en forma de vapor y de nubes, particularmente a bajas latitudes, con gases disueltos, que absorben sobre un 30% de la radiación incidente. Este calentamiento desigual de la superficie terrestre por parte de la radiación solar origina diferencias de densidad y de presión que provocarán la aparición de mecanismos de redistribución del calor tales como vientos y corrientes, que, de acuerdo con el principio de Le Chatelier, actúan para eliminar estas diferencias que los originan (Pond & Pickard, 1983).

Una aproximación al estudio de estos mecanismos consiste en partir de los vientos, surgidos por la diferencia de presión y presión atmosférica que origina este calentamiento desigual, y considerarlos como los factores determinantes en la aparición de las corrientes.

La fuerza neta que controla la aparición y evolución de estos vientos, dada por la ecuación (1), es suma de la gravedad,  $G$ , las fuerzas debidas a los gradientes verticales y horizontales de presión,  $P_v$ ,  $P_h$  rozamiento con la superficie y la rotación terrestre,  $M$ , que da lugar a una fuerza de Coriolis,  $C$ .

$$\vec{F}_{net} = \vec{G} + \vec{C} + \vec{P}_v + \vec{P}_h + \vec{M} \quad (1)$$

Bajo una serie de aproximaciones, en primer lugar considerar que, puesto que estudiamos las capas de la atmósfera sobre la superficie marina (en una zona de cerca de un kilómetro de altura), podemos despreciar la fricción con la superficie marina,

$$\vec{M} \approx 0 \quad (2)$$

y, en segundo lugar, puede asumirse un movimiento del aire tan sólo horizontal, pues tales mo-

vimientos son del orden de 10 a 100 veces mayores que los verticales,

$$\vec{G} + \vec{P}_v = 0 \quad (3)$$

a la fuerza neta sólo contribuirán el gradiente horizontal de presiones y la fuerza de Coriolis.

$$\vec{F}_{net} = \vec{P}_h + \vec{C} \quad (4)$$

En este caso, en una situación de equilibrio, la fuerza de Coriolis balanceará el gradiente de presiones, originando un viento que, en el caso ideal, fluye paralelo a las isobaras, dejando, en el hemisferio norte, las bajas presiones a su derecha, con mayor intensidad donde las isobaras estén más próximas y, para un mismo espaciado entre ellas, en las latitudes más altas; es el viento *geostrófico*. En el caso real, el efecto del rozamiento originará una ligera desviación del viento respecto a las isobaras, tal y como se muestra en la Figura 1.

Las expresiones de este viento geostrófico, obtenidas resolviendo las ecuaciones básicas de conservación de masa, momento y energía y de estado, mediante un procedimiento descrito por Houghton (1981) se muestran a continuación y han sido implementadas en el programa de obtención de vientos que hemos usado, *SIMARO*, desarrollado por Torres (1996) y adaptado aquí a nuestras necesidades.

$$v = \frac{g}{f} \frac{\delta z}{\delta x} \Big|_p = \frac{1}{\rho f} \frac{\delta p}{\delta x} \Big|_z \quad (5a)$$

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\delta z}{\delta x} \Big|_p = -\frac{1}{\rho f} \frac{\delta p}{\delta x} \Big|_z \quad (5a)$$

siendo  $f = 2 \Omega \sin\phi$  el parámetro de Coriolis,  $\Omega$  la velocidad angular de la Tierra,  $\phi$  la latitud,  $g$  la aceleración de gravedad y  $\rho$  la densidad.

De acuerdo con el modelo de Ekman, cuando el viento sopla sobre la superficie marina, ejerce una fuerza sobre la misma que da lugar a una tensión superficial,  $t$ , que representa la fuerza aerodinámica del viento por unidad de área, proporcional al cuadrado del módulo del viento, indicada en la Figura 2.

Esta tensión superficial inducirá directamente olas superficiales y momento horizontal, es decir, corrientes horizontales, consumiéndose la mayor parte de la energía en generar olas, de acuerdo con Stewart (1975).



Figura 1. Circulación de vientos alrededor de isobaras en el Hemisferio Norte

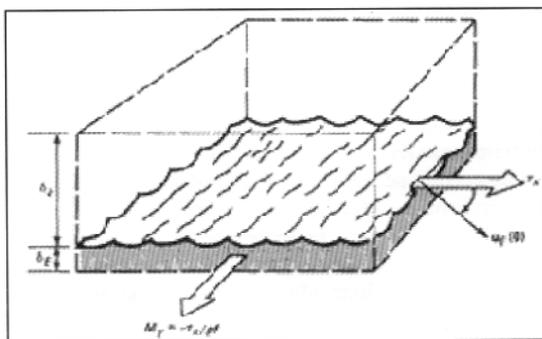


Figura 2. Representación de la tensión superficial marina originada por el viento

A cierta profundidad, tanto la corriente como las fuerzas de rozamiento asociadas a ella son despreciables; la capa completa encima de esta profundidad recibe el nombre de *capa de ekman* que, en conjunto, forma un ángulo recto con el viento al moverse. La capa superficial se desvía a la derecha del viento con un ángulo menor, constituyendo tal flujo la *deriva de ekman*.

La validez de esta aproximación en la zona de análisis será lo que pretendamos determinar en el estudio dinámico, para lo cual será necesario la estimación de dos parámetros y analizar en que rango de valores caen; tales parámetros son:

- La separación temporal entre la medida de un viento y la aparición de corrientes por él inducida.
- El ángulo relativo corriente-viento.

## METODOLOGIA

En este apartado analizaremos, en primer lugar, el tratamiento previo que se aplicó a nuestros datos de partida, una secuencia de doce imágenes del suroeste de la Península Ibérica, tomadas por el sensor NOAA 7 en 1982, consistente en una corrección geométrica usando puntos de control sobre tierra para compensar la deficiente rectificación que presentaban. A continuación describiremos el proceso de obtención de las corrientes superficiales, haciendo hincapié en aquellas mejoras que hemos desarrollado para terminar comentando el estudio dinámico de la zona que hemos llevado a cabo.

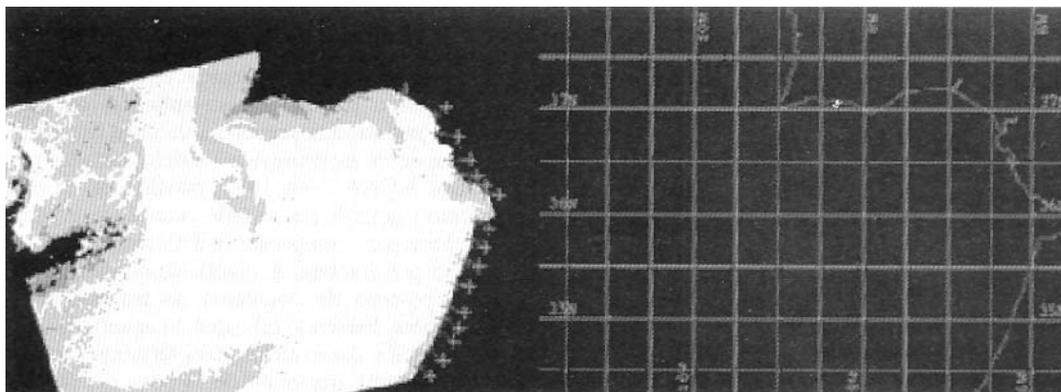


Figura 3. Puntos de control de tierra y cartografía base usada

## Corrección geométrica

Mediante las correcciones geométricas de las imágenes se han tratado de eliminar las distorsiones originadas por el movimiento de rotación terrestre y por el de la plataforma que porta el sensor (satélite) como el aleteo o variaciones en la orientación. Estas correcciones, que tienen como objetivo el establecer la correcta referenciación de cada punto de la imagen, pueden abordarse de dos modos:

- *Corrección orbital*, en la que se pretende modelar aquellas fuentes de error geométricas conocidas, a partir de aplicar transformaciones inversas a las que realiza el sensor en el momento de la adquisición, lo cual implica la necesidad de conocer con precisión las características orbitales de la plataforma y de las especificaciones del sensor.

- *Corrección a partir de puntos de control*, mediante el que se pretende modelar el error geométrico de la imagen a partir de una serie de puntos con coordenadas conocidas, denominados puntos de control.

El formato digital de las imágenes permite que esta transformación pueda realizarse en base a funciones numéricas, en que cada columna y línea de la imagen corregida es función de las columnas y líneas de la primera imagen.

Puesto que no contábamos con las efemérides del sensor que nos ha proporcionado nuestras imágenes hemos realizado una corrección de la imagen basada en la elección de puntos de control sobre tierra, para lo cual han sido necesarios varios pasos, que comentamos a continuación:

- *Localización de puntos de control comunes a la imagen y al mapa.*

Esta selección de puntos se ha realizado recurriendo a la cartografía digital UTM que posee la herramienta Terascan, seleccionando los puntos comunes que hemos identificado sobre nuestra imagen y sobre esta cartografía. Estos puntos se muestran en la Figura 3, junto a tal cartografía.

- *Selección de la función de transformación entre las coordenadas de la imagen y las coordenadas del mapa.*

Se eligió una función bilineal de conversión, de modo que, a partir de las coordenadas  $x$ ,  $y$  del mapa puede estimarse qué columna y qué fila de la imagen corresponde a esta localización del mapa, mediante funciones del tipo

$$c_i = a + bx + cy + dxy \quad (6)$$

$$f_i = a' + b'x + c'y + d'xy \quad (7)$$

donde  $c_i$ ,  $f_i$  son las coordenadas columna, fila, respectivamente, para unas coordenadas de mapa  $x$ ,  $y$ ; los coeficientes  $a$ ,  $b, c, d$  son los coeficientes de la regresión, que han sido obtenidos mediante la herramienta de tratamiento de imagen Sun Vision.

El motivo de tal elección es que, tras probar con funciones lineales -que apenas modificaban la imagen de partida-, cuadráticas, bicuadráticas, hemos verificado que esta función es la que origina una menor deformación de los patrones presentes en la imagen, con una precisión suficiente para nuestros requerimientos.

- *Transferencia de los niveles digitales de la imagen a la nueva posición.*

Una vez que hemos traducido coordenadas del mapa a nuestra imagen, si pretendemos crear una imagen que se corresponda adecuadamente con estas coordenadas, será necesario transvasar los niveles digitales de la imagen original a esa nueva posición. Para ello, hemos usado el procedimiento del vecino más próximo, que sitúa en cada píxel de la imagen corregida el valor del píxel más cercano de la imagen original. La elección de este método en lugar de otro que, con mayor complejidad de cálculo proporcione un mejor efecto visual, es que no altera los valores de temperaturas de la imagen original, originando valores ficticios que no se corresponderían con los reales.

### Obtención de corrientes marinas

Las corrientes marinas se han obtenido empleando el método del máximo de la correlación cruzada, descrito por Cotos et al. (1993) y aplicado también por García et al. (1994). En nuestro caso, y en base a consideraciones dinámicas de la zona de estudio, se han fijado los tamaños de las ventanas patrón y búsqueda en  $16 \times 16$  y  $32 \times 32$  píxeles, respectivamente.

Las principales limitaciones de este método son su insensibilidad para detectar movimientos rotacionales y deformaciones de los patrones. Hemos utilizado imágenes con dos separaciones temporales diferentes: 12 horas y 24 horas; de acuerdo con Wahl et al. (1990), bajo estas separaciones temporales, puede minimizarse el efecto de la deformación de los patrones térmicos presentes en las imágenes por diversos procesos físicos tales como advección, difusión ó interacción aire-mar y los movimientos rotacionales pueden aproximarse a los traslacionales.

Puesto que se trata de una técnica estadística, que proporciona desplazamientos entre las imágenes de entrada que se les proporcionen, independientemente de que exista alguna relación entre ellas, necesitamos evaluar alguna medida de fiabilidad que nos proporcione un umbral por debajo del cual consideremos que dos ventanas no están correlacionadas con lo que el algoritmo no calculará desplazamiento.

Con tal objetivo se han desarrollado los denominados *tests de significancia*, que nos indican el grado de confianza de la correlación; en este artículo hemos empleado el *test de Ninnis et al.* (1986), de acuerdo con el cual un desplazamiento será significativo si tiene asociado un coeficiente de correlación superior a 0.4, incrementando este umbral hasta un 0.5 para aumentar la fiabilidad.

Por último, se les ha aplicado un filtrado en dirección de la mediana al campo de vectores obtenido para conseguir unos desplazamientos lo más coherentes posibles. Para ello, de todos los vectores que nos proporciona el algoritmo nos quedamos con aquel que, previo ordenamiento por valores de su ángulo, ocupe la posición central en este conjunto ordenado.

### Estudio dinámico de la zona

Una vez obtenidos los vectores de desplazamiento superficial, elegimos sobre las imágenes aquellos que, de acuerdo con un análisis visual, mejor respondan a los movimientos observados; en la Figura 4 se muestran algunos de estos vectores seleccionados.

Elegidos ya una serie de vectores desplazamiento, concretamente aquellos que hemos podido validar, se comparan con los datos de vientos, geostroáficos por una parte y medidos en estaciones meteorológicas por otra, para determinar el intervalo temporal transcurrido entre la aparición de un viento y la medición de la corriente por él inducida, así como el ángulo relativo que forman entre sí, para verificar si se adecuan al modelo ekman.

El proceso de comparación se muestra en la Figura 5, sobre la cual aparece representada, a la derecha, una de las velocidades seleccionadas y a la izquierda una serie de vientos, medidos en el

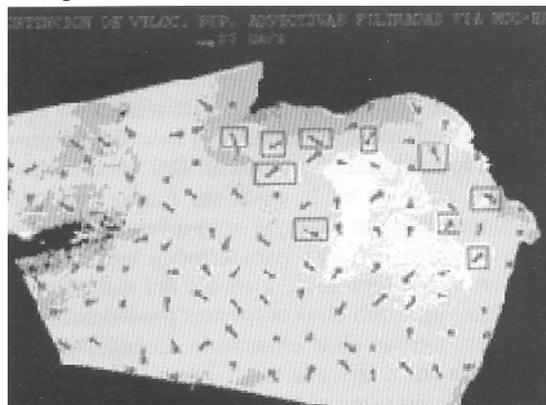


Figura 4. Vectores velocidad seleccionados

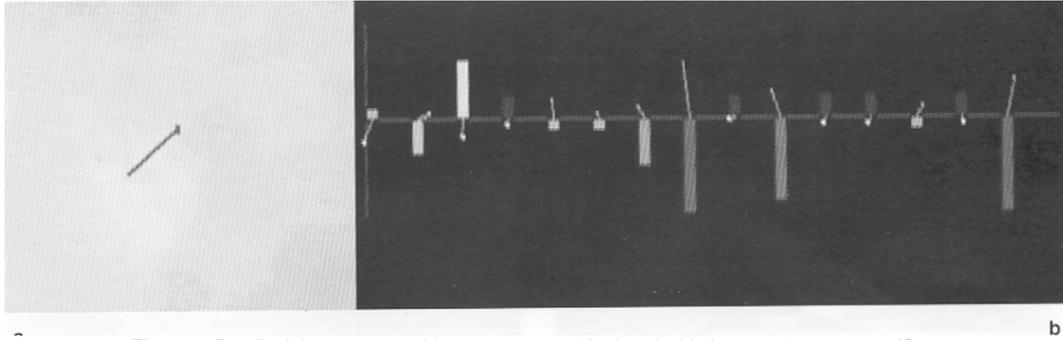


Figura 5. Detalle del proceso seguido para comparación de velocidades con vientos geostrofic

mismo punto, para distintas separaciones temporales.

Consideramos como viento que provoca la aparición de una corriente aquel que forme un ángulo a la izquierda de la velocidad menor, con unas restricciones sobre su módulo:

- Que dicho módulo sea lo suficientemente intenso como para originar una transferencia de momento a la superficie terrestre que provoque la aparición de una corriente; hemos aplicado un valor superior a 1 m/s.

- Que dicho módulo sea inferior a los 20 m/s, pues de acuerdo con diversos autores Wahl et al., (1990), el método de cálculo de corrientes falla para intensidad de viento superior a este valor.

## RESULTADOS Y DISCUSION

Mostramos, en primer lugar, en la Figura 6, algunas de las imágenes térmicas de partida, obteni-

das con el sensor NOAA7 en 1982, cubriendo un período de nueve días entre el 16 y el 24 de Julio, suficiente para medir las corrientes superficiales locales y detectar aquellas más persistentes, que se compararán con los vientos. Son imágenes térmicas en niveles de grises, correspondiendo los tonos más oscuros a valores más bajos y los claros a valores más altos. Puede distinguirse la región correspondiente a tierra y nubes, puestas a cero mediante diversos algoritmos y, en la zona de mar, se observa una pluma de agua fría, de la cual realiza un amplio estudio Barton (1993), con una tonalidad más oscura en la costa sur portuguesa, procedente de un intenso afloramiento de aguas profundas y una estructura circular tipo *eddy* situada entre los 8°-9° de longitud oeste y los 35,5° y 36,5° de latitud norte.

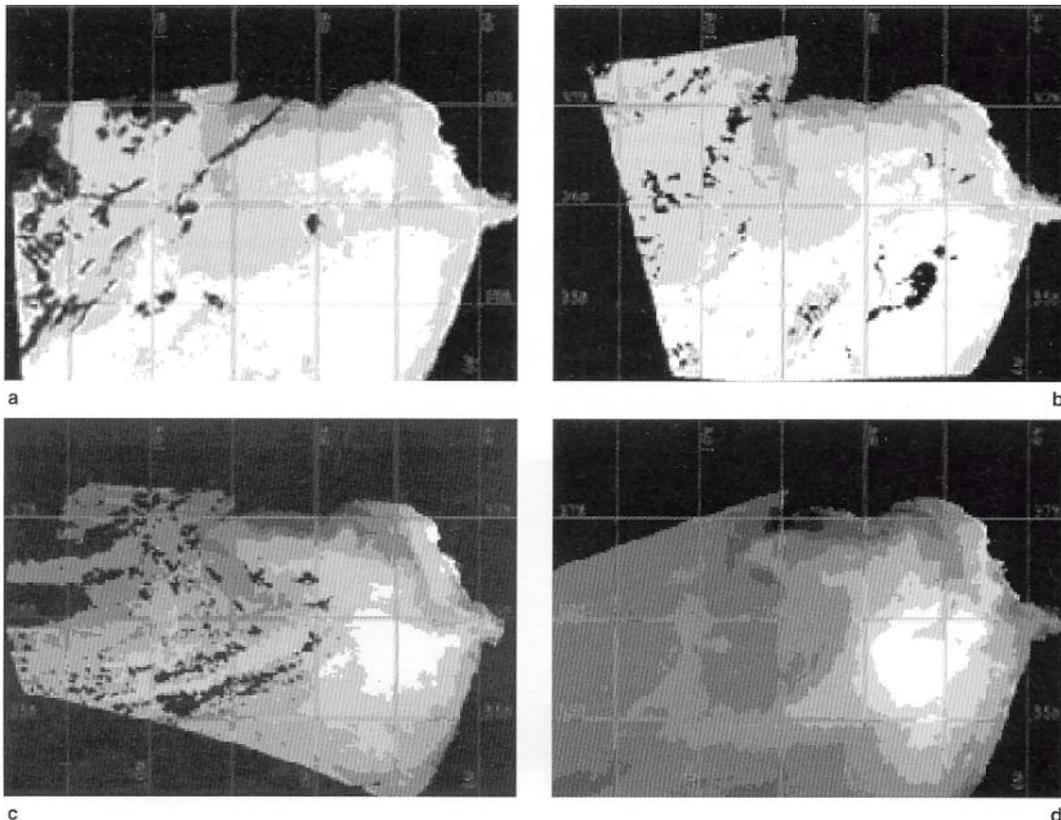


Figura 6. Algunas imágenes térmicas de partida

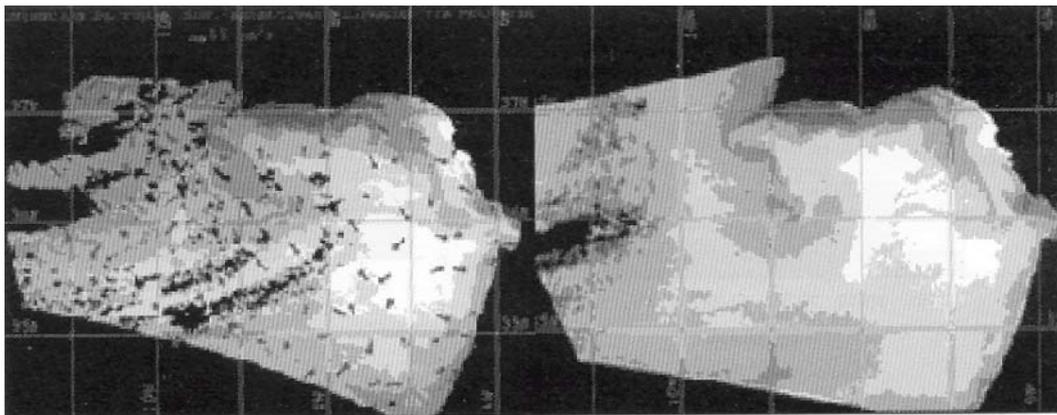


Figura 7a

Figura 7b

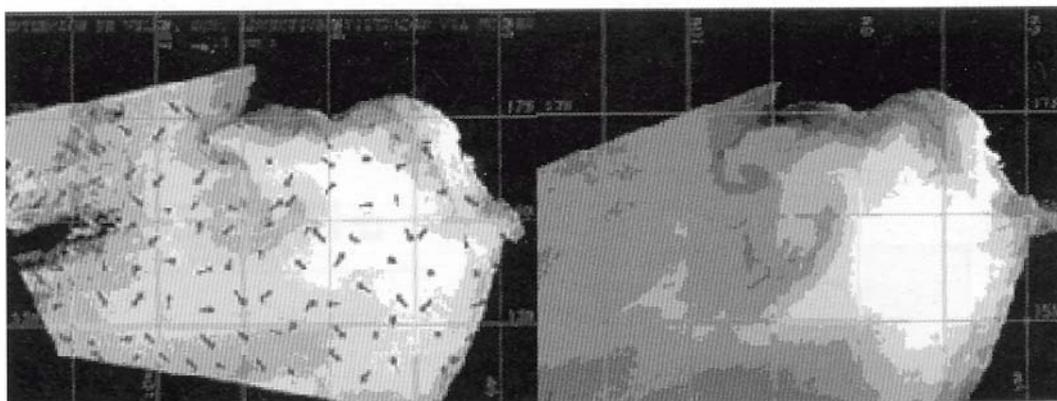


Figura 8a

Figura 8b

En las Figuras 7, 8 se presentan pares de imágenes consecutivas empleadas para obtener las corrientes superficiales; cada imagen (a) lleva superpuestas las velocidades obtenidas y es la introducida como la primera del par suministrada al algoritmo para efectuar los cálculos.

Analizando los distintos campos de velocidad obtenidos para el período que cubren nuestras imágenes, se pueden derivar una serie de corrientes locales, representadas en la Figura 9.

Se observa en este mapa sinóptico cómo parte del agua aflorada a lo largo del golfo de Cádiz fluye desde la Punta del Perro en dirección noroeste hasta el cabo de San Vicente, donde, junto con una comente procedente de la costa occidental de

Portugal en dirección Norte-Sur, alimenta la estructura tipo *eddy* que, sin apenas trasladarse, describe un giro en sentido antihorario (ciclónico). Del intenso afloramiento presente en la costa sur portuguesa sale otra pluma de aguas frías que se va difuminando a lo largo del golfo de Cádiz, para terminar introduciéndose en el Mediterráneo, a través del estrecho de Gibraltar, junto con otras corrientes procedentes del Atlántico, una de ellas en sentido ascendente a lo largo de la costa africana.

Comparando estas corrientes locales con las corrientes promedio de la zona en verano (Figura 10), se encuentra un buen acuerdo entre ellas en la costa occidental de Portugal y en el entorno del estrecho de Gibraltar. La presencia de fenómenos estacionales, tales como la estructura circular o el afloramiento, provocan que, en su entorno, las corrientes deducidas no se adecúen a las promedio.

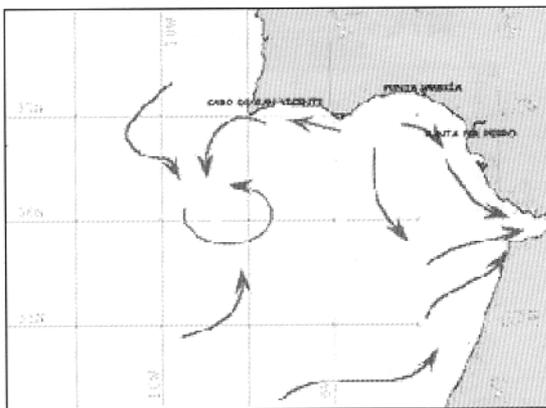


Figura 9. Corrientes locales durante período de estudio

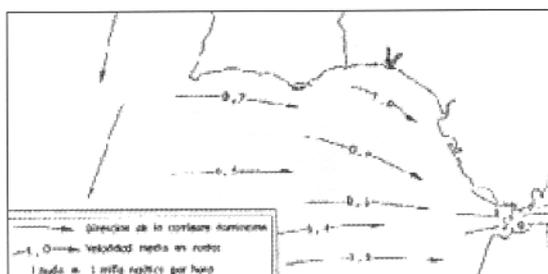


Figura 10. Corrientes promedio de la zona durante el verano

Pasando ya a la comparación vientos-corrientes, decir en primer lugar que hemos utilizado dos fuentes de datos de vientos: geostroficos y vientos medidos en estaciones meteorológicas de la zona.

En el caso de los vientos geostroficos, hemos hecho un muestreo sobre 50 puntos sobre los que nuestro algoritmo calculó desplazamientos, recogidos en la gráfica de la Figura 11, de acuerdo con el proceso descrito en la metodología. El criterio de signos con los ángulos fue el de considerar como positivos aquellos medidos a la izquierda de un vector velocidad dado.

Al intentar ajustar estos valores encontrados a una distribución normal, -que de acuerdo con Sánchez del Río (1989), es la que mejor describe cual-

quier población cuya aleatoriedad sea debida a un efecto que pueda ser descompuesto en gran número de causas independientes, consecuencia del teorema central del limite de estadística-, se han encontrado valores de correlación muy bajos, inferiores a 0,5, indicativos de la baja calidad de la aproximación.

Al intentar ajustar estos valores encontrados a una distribución normal, -que de acuerdo con Sánchez del Río (1989), es la que mejor describe cual-

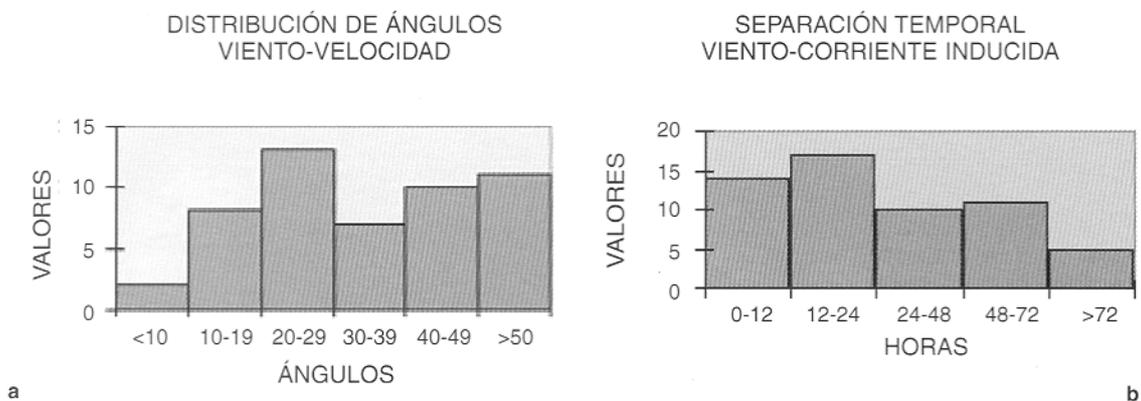


Figura 11. Resultados preliminares de la comparación

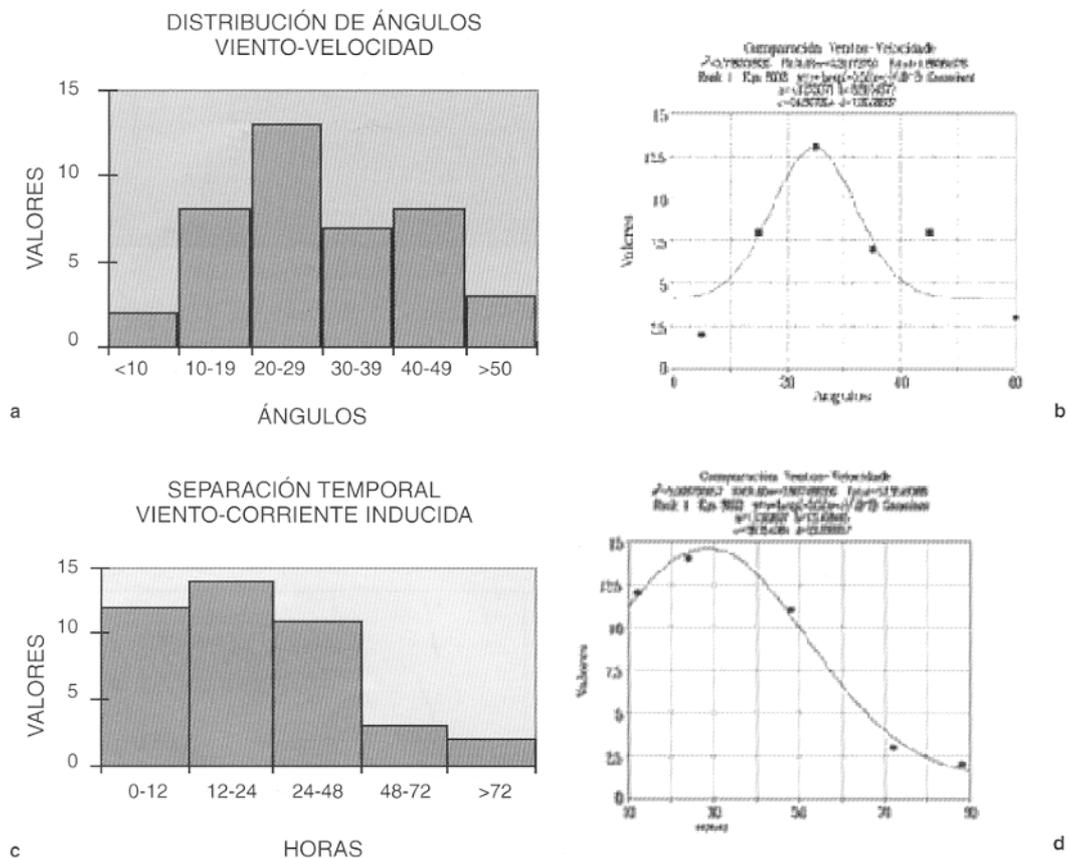


Figura 12. Resultados de la comparación

riores a 0,5, indicativos de la baja calidad de la aproximación.

Por este motivo, se ha estudiado la procedencia de los datos más discordantes, llegando a la conclusión de que la mayoría de ellos correspondían a puntos que se encontraban entre los 6,24° y los 5,75° de longitud oeste y los 35,21° y los 36,81° de latitud norte, alrededor del estrecho de Gibraltar. Eliminando diez puntos de esta zona, los coeficientes de correlación suben hasta un 0,997 en el caso de separación temporal y hasta un 0,7383 para el caso de los ángulos, como se muestra en la Figura 12.

Sobre el ajuste de la Figura 12, podemos determinar el intervalo de confianza en el que caerán el 95% de los valores. Dichos intervalos, recogidos en la Tabla 1, están centrados en el máximo de la función y tendrán una longitud de dos veces la desviación estándar.

SEP. TEMP. VIENTO-CORRIENTE		ANG. REL. VIENTO-CORRIENTE	
Ajuste	Gaussiana	Ajuste	Gaussiana
Correlación	0.9976	Correlación	0.7383
Int. Conf. 95%	9,81-39,02 h.	Int. Conf. 95%	12,76.-38,2°

Tabla 1 Resultados comparación vientos-velocidades

Respecto a la segunda fuente de datos de vientos, los medidos en estaciones meteorológicas, en la Figura 13 se muestra la situación de estas estaciones así como el promedio de los vientos durante el período de análisis.

Al hacer nuestro análisis hemos tenido que descartar los datos de la estación de Sines, por quedar fuera de la zona de cobertura de nuestras imágenes (marcada por la línea gris de la Figura 13) y los de la estación de Sagres por presentar, en su mayoría, registros con un módulo superior a los 20 mis, que origina fallos de nuestro algoritmo de cálculo de corrientes. Nos quedamos con la estación de Faro, cuyos resultados se muestran en la Tabla 2.

ESTACIÓN METEOROLÓGICA DE FARO		
Imagen	Dif. en horas	Ángulo
Jul16	39	47,2°
Jul17	20	57°
Jul18	14	25°
Jul19	15	11,8°
Jul20	33	9,88°
Jul21	39	25°
Jul22	57	19°

Tabla 2 Resultados de la comparación en la estación de Faro

Si bien estos resultados, al corresponder a una sola estación, no nos permiten extraer ninguna conclusión, sí se puede destacar que los intervalos media: t desviación estándar (este último, muy alto) caen dentro de los intervalos de confianza anteriormente obtenidos. Para este caso, los valores son:

$$\text{Angulo } 23.30^\circ \pm 17,79^\circ$$

$$\text{Separación temporal } 27.54 \text{ horas } -15,76 \text{ horas}$$

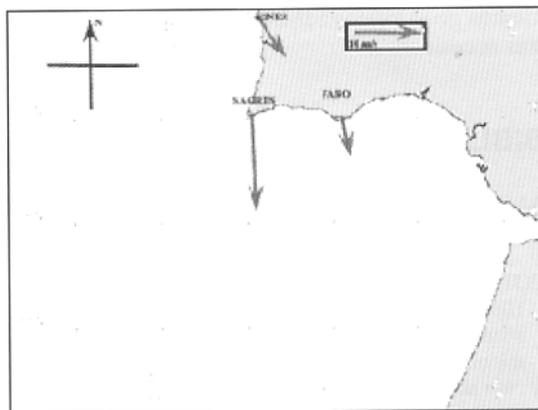


Figura 13. Situación de estaciones meteorológicas y vientos promedio registrados

## CONCLUSIONES

Se ha implementado un algoritmo que, basado en un método estadístico, permite determinar corrientes superficiales marinas entre imágenes térmicas consecutivas, aplicándolo en un estudio de la dinámica oceánica del suroeste de la Península Ibérica. En concreto, se han comparado las velocidades obtenidas con vientos geostroficó y con vientos registrados en varias estaciones meteorológicas de la zona, verificando que el modelo de *ekman* es, en general, una buena aproximación de las corrientes observadas, excepto en las proximidades del estrecho de Gibraltar, debido a sus particulares características. Finalmente, se ha determinado que, en la zona de estudio, y con un período aproximado de entre las 10 y las 39 horas, los vientos suficientemente intensos, medidos en un punto, dan lugar a la aparición de corrientes superficiales en su entorno, formando un ángulo que varía entre los 13° y los 38° a la derecha del viento.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores deseamos mostrar nuestro agradecimiento al profesor E.D.Barton de la Universidad de Bangor (U.K.) por proporcionarnos las imágenes objeto de estudio de este artículo y por su ayuda durante la realización del mismo y a Jesús Torres por permitimos emplear su programa de cálculo de vientos geostroficó SIMARO, adaptándolo a nuestras necesidades.

## BIBLIOGRAFIA

- BARTON, E. D.1993. Near Surface Dynamics of Coastal Upwelling. *ICES Statutory Meeting 1993*.  
 COTOS, J. M., TORRES, J., FERNANDEZ, J. R. y HERNANDEZ, C. 1993. Tareas de bajo nivel de un sistema experto para detectar y monitorizar eventos térmicos oceánicos. SQ Reunión Científica de la Asociación de Teledetección. 87.  
 EMERY W.J., THOMAS, A. C. and COLLINS, M. J. 1986. An Objective Method for Computing Advective

- Surface Velocities From Sequential Infrared Satellite Images. *Journal of Geophysical Research*. 91: 12.865-12.878.
- GARCIA, L., NYKJAER, L., TEJERA, A. Y CANTÓN, M. 1994. Cálculo de velocidades oceánicas superficiales en el área del afloramiento del NW de Africa mediante imágenes NOAA-AVHRR. *Revista de Teledetección*: 5: 37-41.
- HOLLAND, J. A. and XIAO-HAI YAN 1992. Ocean Thermal Feature Recognition, Discrimination, and Tracking Using Infrared Satellite Imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 30 (5): 1046-1053.
- HOUGHTON, D. 1981. *Handbook of applied meteorology*. New York. John Wiley and Sons Copo 1461 p.
- IMAGE. Eumesat, number 6. June, 1997.
- LEESE, J. A. and NOVAK, C. S. 1976. An Automated Technique for Obtaining Cloud Motion from Geosynchronous Satellite Data Using Cross Correlation. *Journal of Applied Meteorology*. 10: 118-132.
- NINNIS, R. M., EMERY, W. J. and COLLINS, M. J. 1986. Automated Extraction of Pack Ice Motion From Advanced Very High Resolution Radiometer Imagery. *Journal of Geophysical Research*. 91: 10725-10734.
- POND, S. and PICKARD, G. L. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. Oxford. Pergamon Press. 329p.
- SANCHEZ DEL RIO, C. 1989. *Análisis de Errores*. Madrid. Eudema. 180 p.
- SCAMBOS, T. A., DUTKIEWICZ, M. J., WILSON, J. C., and BINDSCHADLER, R. A. 1992. Application of Image Cross-Correlation to the Measurement of Glacier Velocity Using Satellite Image Data. *Remote Sensing Environ*. 42:177-186.
- STEWART, R. W. 1975. *La atmósfera y el océano*. Barcelona. Seleccion de Scientific American. Oceanografía. 475 p.
- TOKMAN, R., TED STRUB, P. and MCCLEAN-PADMAN, J. 1990. Evaluation of the Maximum Cross Correlation Method of Estimating Sea Surface Velocities from Sequential Satellite Images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. December 1990: 852-865.
- TORRES PALENZUELA, J. M. 1996. Estudio de la dinámica marina de las rías gallegas utilizando Teledetección y su relación con los episodios de marea roja. Universidad de La Laguna. 197 p.
- WAHL, D. and SIMPSON, J. J. 1990. Physical Processes Affecting the Objective Determination of Near Surface Velocity From Satellite Data. *Journal of Geophysical Research*. 95: 13511-13528.
- WU, Q.X., PAIRMAN, D., MCNEILL, S. J. and BARNES, E.J. 1992. Computing Advective Velocities from Satellite Images of Sea Surface Temperature. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 30: 166-175.