

## Tareas de bajo nivel de un sistema experto para detectar y monitorizar eventos térmicos oceánicos

J. M. Cotos<sup>(1)</sup>, J. Torres<sup>(2)</sup>, J.R. Fernández<sup>(1)</sup>, C. Hernández<sup>(1)</sup>

(1) Dpto. de Física Aplicada

Universidad de Santiago de Compostela

(2) Dpto. de Física Fundamental y Experimental

Universidad de la Laguna

### RESUMEN

Describimos las diferentes tareas de bajo nivel que llevará a cabo un sistema experto basado en reglas heurísticas encargado de detectar y monitorizar diferentes eventos térmicos oceánicos. Partiremos de imágenes obtenidas en tiempo real por la serie de satélites polares NOAA. A través de los canales 4 y 5 del sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), situados en el rango infrarrojo del espectro electromagnético, recibimos la información suficiente para obtener mediante métodos *split-window* la temperatura superficial del mar. A partir de ellas podemos caracterizar los fenómenos más importantes que tienen lugar en el mar desde el punto de vista pesquero: el *upwelling* costero y los frentes térmicos.

### ABSTRACT

We describe in this paper the low level tasks that an expert system based in heuristic rules, will use to detect and monitor different thermal events. The NOAA series of polar satellites proved highly useful for studying the ocean surface. In particular, the radiance information obtained through Channels 4 and 5 of their AVHRR sensor, which are sensitive to radiation in the thermal infrared, allows sea surface temperature to be mapped with a precision of 0.1°C. From this images we will be able to characterize most important events that take place in the sea from a fishing point of view: coastal upwelling and thermal fronts.

### Introducción

Las tareas de inspección visual de imágenes para la extracción de los diferentes eventos existentes (térmicos en el caso que nos ocupa) dependen en gran medida de la pericia del operador humano que examina la imagen, así como de la calidad de ésta o del rango dinámico de niveles de gris que presenta la característica o fenómeno que estamos intentando detectar. Diferentes algoritmos han sido desarrollados para optimizar esta labor, entre los que cabe destacar, por ejemplo, los algoritmos de real-

ce de imagen, extracción de bordes o reconocimiento de texturas, todos ellos encaminados a reducir el tiempo empleado para la inspección destacando características que, o bien pasaban desapercibidas al ojo humano, o bien han de ser extraídas a partir de varias bandas espectrales de la misma imagen.

El siguiente paso para facilitar todavía más esta tarea consiste en implementar (en un programa) el propio conocimiento del experto de forma que su tarea pueda verse simplificada al máximo incluso llegando a prescindir de su presencia para establecer algún dictamen concluyente. Esta es una meta difícil de alcanzar, pero no por ello deja de ser un reto interesante el intentar aproximarnos todo lo posible al razonamiento heurístico que el cerebro humano realiza.

Los denominados Sistemas Expertos son los que llevan a cabo esta aproximación, basando su funcionamiento en una serie de reglas o condiciones en las que el conocimiento está implementado. Un motor de inferencias dispara una regla (tal como razonaría un experto) u otra en función de la posibilidad que ésta tenga de ser resuelta satisfactoriamente.

Distinguimos en estos sistemas dos grupos de tareas o labores necesarias para su completo funcionamiento:

- Las tareas de alto nivel son aquellas que realiza el motor de inferencias para gestionar el funcionamiento del sistema, y en las que implícitamente está condensado todo el conocimiento necesario para resolver un problema determinado (en nuestro caso la detección de diferentes eventos térmicos).
- Las tareas de bajo nivel que comprenden a todos aquellos algoritmos que el sistema necesita ejecutar para la extracción de información de lo que se denomina mundo exterior, (en nuestro caso una o varias imágenes), información con la que las tareas de alto nivel obtendrán conclusiones y tomarán decisiones de igual forma en que lo hace un experto humano.

En este trabajo desarrollamos algunas de las tareas de bajo nivel que necesita un sistema experto para la detección y monitorización de eventos térmicos oceánicos presentes en una imagen de satélite. Al final del mismo discutiremos brevemente alguna de las tareas de alto nivel que estamos actualmente implementando.

### *Temperatura superficial del mar*

En la figura 1 podemos ver una imagen obtenida el día 15 de febrero de 1993 tal y como la hemos recibido del NOAA-II a través del canal 4 de infrarrojo térmico.

En ella observamos parte de la costa noroccidental de España. Como podemos ver en la parte superior, esta imagen presenta una cierta deformación debido a que el sensor realiza una proyección plana de una superficie curva. Cuanto más nos alejemos del nadir mayor será el error introducido por el sensor, por lo que es necesario corregir la imagen y utilizar una proyección comercial conocida, como puede ser cualquier proyección Mercator. En la parte inferior de la figura podemos ver la misma imagen una vez que ha sido corregida.

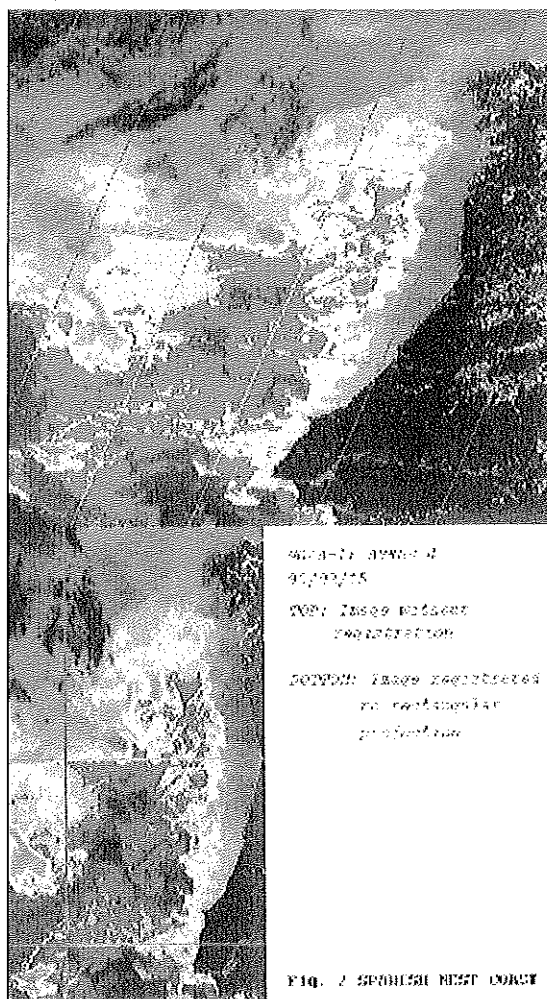


Figura 1

Canal 4 del NOAA II 15/2/93.

Arriba: Imagen sin corregir. Abajo: Imagen corregida proyección rectangular. (A. 60)

Existen dos modos de realizar esta corrección, según empleemos las características orbitales del satélite o queramos utilizar datos cartográficos previamente digitalizados. El primero de ellos se basa en los *orbital elements* facilitados por la agencia NOAA en el fichero TBUS, que nosotros recibimos vía correo electrónico. Estos datos constituyen la base para un modelo Kepleriano (Chuvieco, 1990) de la órbita, a partir del cual se puede restaurar la imagen. El segundo de ellos obtiene unas ecuaciones de transformación de la posición de los pixels en función de unos puntos de control previamente seleccionados por el usuario. Estos puntos han de ser fácilmente identificables en la imagen y en el mapa al que queremos registrar nuestra imagen, y es deseable que sean escogidos en zonas manipuladas por el hombre como carreteras, edificios, etc. Disponemos en nuestra estación receptora de un software que corrige las imágenes obtenidas a través del sensor AVHRR según el primer método descrito. Esto nos permite trabajar siempre con el mismo tipo de imágenes, de forma que podemos correlacionarlas espacialmente como veremos posteriormente.

La figura 2 nos muestra los pasos a seguir para extraer la temperatura superficial del mar (SST) una vez que tenemos la imagen completa. Los datos que tenemos en cada banda de la imagen son una discretización en 10 bits de la radiación que alcanza el satélite en cada canal.

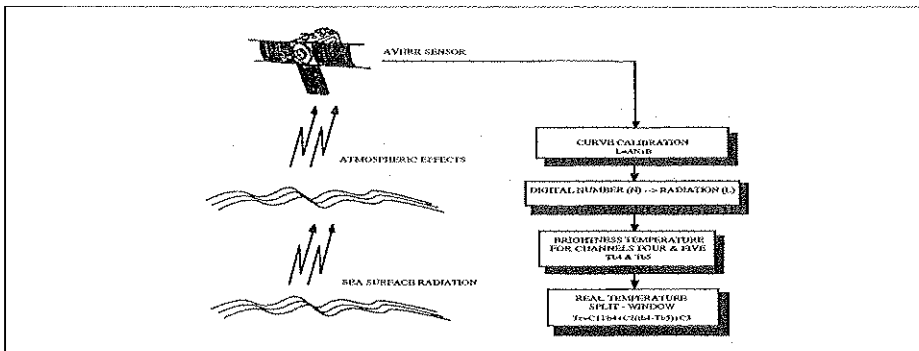


Figura 2  
Pasos seguidos para la obtención de temperatura

Hemos de determinar una ecuación que nos convierta estos números digitales en valores de radiancia en los canales de infrarrojo de forma que podamos luego extraer la temperatura a partir de la radiancia recibida. La curva de calibración está basada en la suposición de que la salida del detector es una función lineal de la radiancia que le llega (McClain et al., 1985).

Si llamamos  $L_i$  a la radiancia incidente en el canal  $i$  y  $N_i$  a la salida digital del sensor, la recta de calibración toma la forma:

$$L_i = A_i N_i + B_i \tag{1}$$

El primer paso consistirá en calcular los coeficientes de la recta,  $A_i$  y  $B_i$ , que relaciona ambas magnitudes. Para ello tan sólo necesitamos dos puntos, de los cuales el primero de ellos será un cuerpo negro que el satélite incorpora en su interior del que conocemos su temperatura con gran precisión ya que con los datos recibimos la lectura de cuatro termómetros de platino, y el segundo punto elegido es el espacio profundo que suponemos a temperatura constante de 3 grados Kelvin.

Para determinar el valor de la temperatura del cuerpo negro en cada canal se promedian conjuntos de varias líneas. Supongamos que  $X_i$  es el valor medio de un conjunto de lecturas para un determinado termómetro  $PRT_i$  tomadas de una secuencia de líneas  $n$ ,  $n+5$ ,  $n+10$ ,  $n+15$ , ...; existe un conjunto de coeficientes de calibración  $a_{ij}$  para la conversión de los valores leídos en temperaturas. Estos coeficientes son calculados en tierra antes del lanzamiento, y la fórmula para extraer la temperatura del cuerpo negro es:

$$T_i = a_{i0} + a_{i1}X_i + a_{i2}X_i^2 + a_{i3}X_i^3 + a_{i4}X_i^4 \quad (2)$$

Finalmente, para estimar la temperatura, es necesario realizar una media ponderada de los valores obtenidos para cada uno de los cuatro termómetros:

$$\bar{T} = \sum_{i=1}^4 b_i T_i \quad (3)$$

donde los coeficientes  $b_i$  (al igual que los  $a_{ij}$  de la ec. 2) son proporcionados por la agencia NOAA (Laurison et al, 1979). Debido a que la calibración es muy estable, sólo se lleva a cabo para un determinado número de líneas; nosotros hemos decidido que sea el usuario del programa desarrollado el que determine la cantidad, aunque siempre en un número superior a 500.

En la cabecera del fichero disponemos también de los niveles de gris correspondientes a la radiancia recibida por el sensor al observar tanto el cuerpo negro como el espacio profundo. Los datos del cuerpo negro son 30 palabras almacenadas en las posiciones de la 23 a 52, y son 10 valores de la lectura del radiómetro multiplexadas como lectura de la banda 3, de la 4 y de la 5. Los datos del espacio profundo ocupan las palabras de la 53 a la 102 en la cabecera, y están multiplexados de forma similar, pero en este caso para las cinco bandas. Tomamos ahora valores medios de los datos para cada canal, que denominaremos  $N_{bb}$  y  $N_{sp}$ .

Disponemos en este punto del algoritmo del número digital del cuerpo negro y del espacio para cada canal, así como de las temperaturas leídas en ese momento. A partir de las temperaturas de estos dos cuerpos podemos conocer sin más que invertir la ecuación de Planck (ec. 5) sus radiancias, y de esta forma determinar los dos parámetros que caracterizan la curva de transformación.

Dado que la radiación que emite la superficie del mar se ve modificada antes de alcanzar el sensor infrarrojo debido a su interacción con la atmósfera (fig. 2), hemos de definir una temperatura, llamada de brillo, como la temperatura a la que está un emisor perfecto (cuerpo negro) que emite exactamente la radiancia que recibe el sensor. Esta temperatura siempre será menor que la real ya que parte de la radiación emitida es absorbida por los componentes de la atmósfera.

Además la radiación  $L_i$  es la integral en frecuencia (o número de onda) de la radiación que llega al detector en la ventana del espectro que ocupa el canal que estamos estudiando y la función de respuesta espectral del detector en ese rango, ya que la emisividad del agua de mar es prácticamente la unidad. (Relación entre la radiación emitida por un cuerpo a una determinada temperatura y la que emitiría un cuerpo negro ideal a la misma temperatura).

En términos de número de onda en vez de frecuencias, y expresado como un sumatorio cuantificado, la expresión de la radiancia viene dada por:

$$L_i = \sum_{j=1}^n B(k_j T_{bi}) \Phi(k_j) \Lambda(k_j) \quad (4)$$

$$B(k, T_{bi}) = \frac{2kc^2k^3}{e^{\frac{ck}{kT_{bi}}} - 1} \quad (5)$$

donde

$B(k, T_{bi})$  es el valor de la distribución de Planck para el número de onda  $k$ , a la temperatura (de brillo)  $T_{bi}$ ,

$\Phi(k_j)$  es la respuesta espectral normalizada del detector en el número de onda  $k$  (función que está tabulada)<sup>3</sup>,

$n$  es el número de intervalos en que hemos dividido el rango que abarca cada banda (normalmente de 60),

$\Lambda(k_j)$  es el ancho de cada intervalo.

Una vez determinada la recta de calibración, para calcular la temperatura de brillo de cada pixel perteneciente a la superficie del mar, hemos de calcular primero la radiancia recibida a partir del número digital, y luego invertir la ecuación 4 para obtener la temperatura de brillo a partir de la radiancia. Como esto puede llegar a ser algo tedioso, lo que se hace es invertir esa ecuación en un número de onda determinado (normalmente en la zona plana de la respuesta espectral del sensor).

**DURING DAY**

<i>Algorithm</i>	<i>Channels</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>
Split-Window	4, 5	1.0351	3.046	-283.93

**DURING NIGHT**

<i>Algorithm</i>	<i>Channels</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>
Split-Window	4, 5	1.0527	2.6272	-288.23
Dual-Window	3, 4	1.0063	1.4544	-272.47

Tabla 1  
Coeficientes de los algoritmos de extracción de temperaturas

Para calcular la temperatura real de la superficie del mar tendríamos que realizar un estudio de la interacción de la radiación con la atmósfera y estudiar el error introducido por ésta. En lugar de hacer esto se emplean técnicas denominadas multiespectrales, que combinan la temperatura de brillo de las tres bandas térmicas (McClain et al, 1985/Prabhakara et al, 1974) que son capaces de eliminar la contribución de la atmósfera. La ecuación *Split-Window* general es de la forma:

$$T_r = AT_{b1} + B(T_{b1} - T_{b2}) + C \quad (6)$$

Debido a que la banda 3 no es utilizable durante el día por la gran radiación solar reflejada que recoge, distinguimos los algoritmos que se utilizan en dos grupos, según empleen el canal 3 o no, y para los cuales los coeficientes A, B y C obtenidos por Robinson (Robinson, 1985) están reflejados en la tabla 1.

Según el procedimiento seguido hasta aquí los datos que hemos obtenido para estimar la temperatura superficial en la imagen de la figura 1, son los reflejados en la tabla 2. Así, hemos generado un mapa térmico al que le hemos asociado colores tal y como podemos ver en la parte izquierda de la figura 3, en la que se han asociado colores rojizos a temperaturas cálidas (16.5°C) y tonos azulados a temperaturas más frías (14.0°C). Las zonas en negro corresponden a nubes y a tierra, en las que no es posible estimar una temperatura ya que su emisividad no es constante (Sobrino et al., 1991). En la parte derecha de la imagen se ha extraído la isoterma de 15 grados, superpuesta a la banda 4 de infrarrojo en tonos de gris, que como podemos ver circunscribe la zona de afloramiento. Los algoritmos empleados para extraer la isoterma se basan en una modificación (Cotos et al., 1993) del algoritmo CSED (Cluster Shade Edge Detection) (Hodyer et al., 1989) que presenta excelentes resultados en el tratamiento de imágenes de satélite. Este evento tiene lugar este año más temprano que lo acostumbrado debido principalmente a la persistencia del anticiclón durante los meses de invierno (fenómeno anormal durante esta época del año), que ha favorecido la persistencia de vientos norte-sur durante dos meses (Torres et al., 1993).

	<i>CHANNEL SLOPE</i>	<i>INTERCEPT</i>	<i>SPACE GRAY LEVEL</i>	<i>BLACKBODY GRAY LEVEL</i>
3	-0.00150	1.14	989.4	669.6
4	-0.17932	178.08	993.1	420.4
5	-0.18270	182.12	996.8	354.0

Tabla II  
Parámetros obtenidos para el cálculo de la temperatura

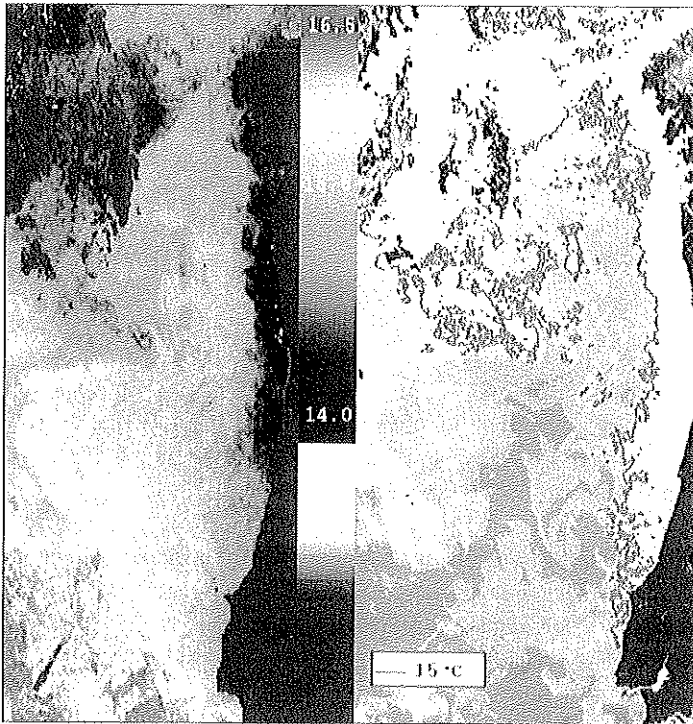


Figura 3

Izda.: Mapa técnico 15/2/93. Dcha.: Isotherma de 15° extraída del mapa técnico. (A. 61)

### *Dinámica del upwelling*

#### *Explicación física*

Los afloramientos son eventos causados por el viento principalmente en las proximidades de las costas oeste de los continentes. De acuerdo con la teoría de Ekman (Ekman, 1905) los vientos dominantes que soplan hacia el ecuador y paralelos a la costa en el hemisferio norte causan, en combinación con la influencia de la rotación



de la Tierra, un movimiento "offshore" de la capa superficial de las masas de agua (fig. 4). Por razones de continuidad, este déficit de masa de aguas es reemplazado por aguas subsuperficiales. Este "upwelling" costero es más intenso que el que puede producirse en mar abierto, ya que la presencia de la plataforma continental y la costa actúan como un muro que restringe los movimientos de las masas de agua (Torres, 1992). Los patrones de estos movimientos están estrechamente relacionados con la batimetría de la zona de estudio (Fiuza, 1983).

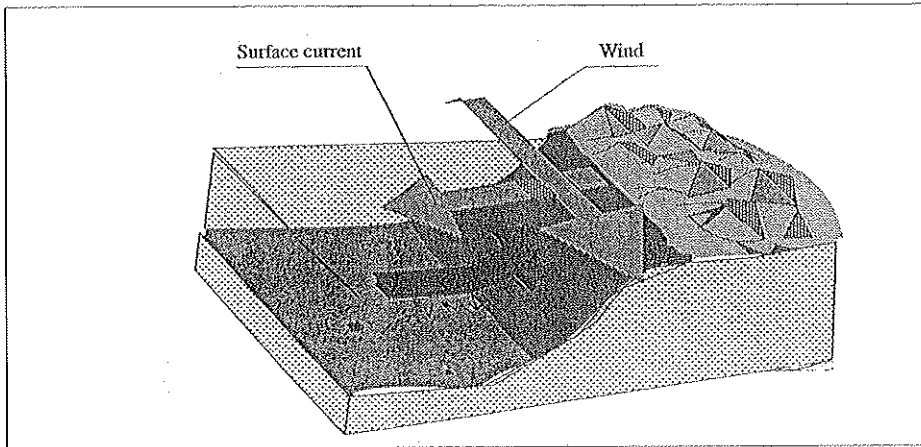


Figura 4  
Explicación física del upwelling

Por lo general, la identificación de "upwellings" haciendo uso de la teledetección se realiza mediante el cálculo de la temperatura superficial del mar (SST). Con estas imágenes de temperatura, y con la frecuencia adecuada, podemos realizar la detección y seguimiento en el tiempo de los afloramientos producidos. En la figura 3 podemos identificar el afloramiento con la zona costera de temperatura más fría (un grado menos) que la circundante, y que prácticamente abarca toda la costa de la Península Ibérica.

Ya que nuestro interés se centra en áreas marinas, y en aras a conseguir un menor tiempo de procesado, hemos enmascarado las zonas correspondientes a tierra. Hemos eliminado también aquellas porciones de imagen que presentaban nubes. Este proceso ha sido realizado mediante algoritmos de clasificación no supervisada (Lillesand, 1987/Richards, 1986) buscando los diferentes grupos de pixels con características similares en dos bandas: la banda 2 del AVHRR correspondiente al rango del visible, y la banda 4 correspondiente al infrarrojo térmico. De esta forma al algoritmo se le presenta una matriz con valores numéricos distintos de cero sólo en aquellos puntos que se corresponden a zonas de mar. Esto va a disminuir considerablemente el tiempo de cálculo en las imágenes que presenten formaciones nubosas o en aquellas que incluyen partes asociadas a tierra, ya sean islas o continentes.

### **Detección del evento**

Una de las tareas de bajo nivel del sistema experto consiste en detectar y examinar la existencia del afloramiento. Por ello hemos llevado a cabo un estudio de punto de la costa que nos permita saber rápidamente si en nuestra área de observación existe o no afloramiento. Seleccionando 5 líneas a lo largo de toda la costa, de las cuales la primera está situada a una latitud de 43N, a la altura del cabo Finisterre hemos estudiado el perfil de niveles digitales promedio en torno a esa latitud, y calculado su derivada de primer orden como podemos ver en la figura 5. Dado que el afloramiento presenta un fuerte gradiente térmico, si la derivada frente a la costa es positiva podemos decir que efectivamente existe, como es el caso de la figura 6a, de la que se ha extraído el perfil de niveles de gris que vemos en la fig. 5. Las grandes pendientes negativas y positivas que aparecen al principio de la fig 5a, se corresponden con transiciones mar-nube y nube-mar respectivamente. Esta información es requerida por el sistema experto cada vez que se le proporciona una nueva imagen, de forma que la rutina devuelve información contextual una vez examinadas las líneas de las latitudes solicitadas informando del resultado obtenido, que etiquetado puede ser:

- FAVORABLE, en caso de la clara existencia
- DUDOSO, en caso de que la derivada no alcance un determinado umbral
- NO FAVORABLE, si la derivada es de signo negativo, lo que significaría la existencia de downwelling en vez de upwelling.

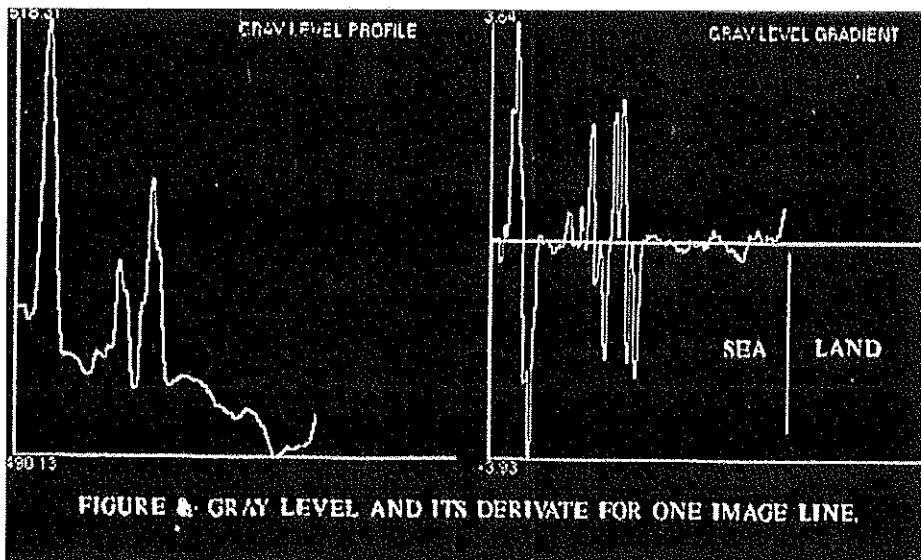


Figura 5

a) Estudio de una línea de imagen; b) Derivada de la línea

### **Frentes térmicos**

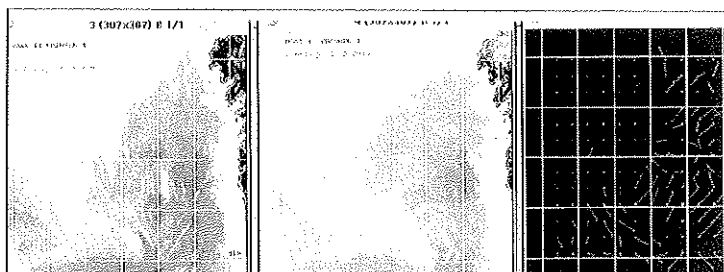
Cuando se extraen isotermas de la superficie marina se observa con frecuencia que en algunas zonas oceánicas se aproximan entre sí, originando un gradiente horizontal de temperatura pronunciado. Cuando esto ocurre, se dice que la zona constituye un frente térmico que por razones de nutrientes aportados por el origen de este frente va siempre asociado a un frente pesquero.

En 1966, Clark y Renard idearon la siguiente función para obtener el gradiente horizontal de temperatura, y así, obtener los frentes térmicos más pronunciados:

$$FT = - \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{\partial T}{\partial n} \right) \quad (7)$$

Esta función que no es más que una derivada espacial de segundo orden, toma valor cero en el frente (punto de inflexión), valores negativos en el lado frío, y positivos en el lado caliente. La experiencia ha indicado que existen diferentes tipos de frentes pesqueros, según cuál sea la causa que genera el gradiente térmico en el mar:

- 1.- Frentes pesqueros locales, producidos por condiciones meteorológicas locales en la proximidad de islas, bahías, penínsulas y desembocaduras de ríos.
- 2.- Frentes asociados a la divergencia isobárica del viento de la superficie a 500 ó 300 milibares.
- 3.- Frentes producidos en las inmediaciones de los continentes por advección de aire frío o aire seco, o ambos a la vez.
- 4.- Podemos considerar la frontera entre el agua aflorada y la ya existente en una zona de afloramiento como un frente pesquero diferente a todos los anteriores, y de gran importancia económica (Breaker et al., 1981), ya que congrega a multitud de especies marinas.



Figuras 6a, 6b, 6c

6a: NOAA 11 - canal 4 15/2/93 ; 6b: NOAA 12 - canal 4 15/2/93

6c: Desplazamiento sufrido por las masas de agua entre 15-17 febrero. (A.62)

La relación que guardan todos ellos entre sí es que se detectan todos de igual forma según la ecuación 7, ya que todos se caracterizan por un agrupamiento de las isothermas superficiales en un área pequeña. Este gradiente térmico es susceptible de ser estudiado a partir de imágenes NOAA, ya que como vimos anteriormente podemos generar imágenes térmicas de gran precisión.

No vamos a tratar aquí de distinguirlos, ya que sería una presunción por nuestra parte tratar de hacer la tarea de un oceanógrafo, sino que nos vamos a centrar en la forma de detectarlos a través de derivadas espaciales de segundo orden. En la figura 7 hemos resaltado los frentes térmicos más pronunciados en rojo y los más débiles en verde. Como podemos apreciar, los frentes fuertes están asociados al borde del afloramiento, y al borde del frente cálido, del cual hemos examinado el movimiento en el siguiente apartado.

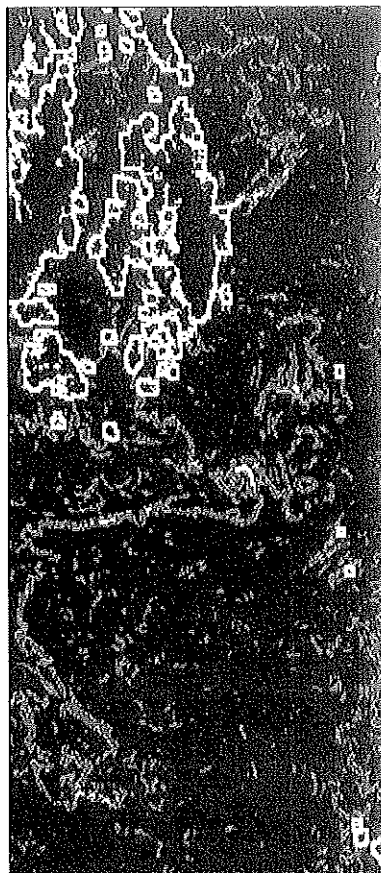


Figura 7  
Frentes térmicos detectados. (A. 63)

### **Monitorización de las masas de agua**

Introducimos en nuestro trabajo por primera vez el concepto de variable aleatoria asociada a una imagen (Johnson et al., 1977). En el apartado anterior elegimos un patrón sobre el cual trabajaremos con imágenes de días sucesivos. Nuestro patrón es un proceso aleatorio, y cada imagen obtenida en un instante de tiempo determinado  $t$ , una variable aleatoria bidimensional asociada a ese proceso: en cada punto de esta variable 2D aparecerá un nivel de gris  $n_{ij}$  con una probabilidad de aparición determinada  $P_{nij}$ .

Esto genera un nuevo concepto de imagen, en el que combinamos el tradicional de nivel de gris por píxel (en este caso asociando nivel de gris con radiancia espectral recibida por un sensor espacial) con el concepto de probabilidad de aparición. Esta idea está justificada por el hecho de que en el caso concreto de una imagen de satélite existen grupos de píxels que poseen una probabilidad de aparición más alta que otros, idea que refleja Qing X. (Qing et al, 1992) cuando pone de manifiesto en su artículo que en una imagen es posible separar con umbrales Tierra, Mar y Nubes por simple inspección del histograma. Podemos establecer claramente tres grupos de píxels con probabilidades de aparición concretas. En nuestro caso, una vez clasificada la imagen nos centraremos en los niveles de gris que corresponden a agua, y sobre ellos calcularemos sus probabilidades asociadas, asignando valor cero a todos los demás. Esto nos permitirá obviar el uso de filtrados de alta frecuencia comúnmente utilizados (Emery et al., 1986) para eliminar ruidos presentes en la imagen, ya que la probabilidad asociada a éstos (siempre con valores extremadamente altos o bajos) será prácticamente nula.

El método que vamos a describir se basa en el cómputo del coeficiente de correlación cruzada entre diferentes ventanas pertenecientes a la imagen que denominaremos principal, y su desplazada (la del día siguiente). Supondremos que los patrones del afloramiento no se ha deformado, sino tan sólo se han desplazado. Supondremos también que no ha habido rotaciones, ya que el método tan sólo es sensible a traslaciones según los ejes X o Y.

Definimos el coeficiente de correlación cruzada de dos variables aleatorias X e Y como (Urkowitz, 1983):

$$\rho = \frac{\text{cov}(x,y)}{\sqrt{\text{var}(x)\text{var}(y)}} \quad (8)$$

Dividiremos nuestra imagen en cuadrantes de tamaño 32x32, y buscaremos similitudes en una ventana situada en la segunda imagen de 64x64. Tendremos 32x32 desplazamientos posibles según los dos ejes de forma que la posición del máximo de

$\rho$  calculado nos indicará cuál es el desplazamiento sufrido por el afloramiento. Si denotamos por  $f(x,y)$  el cuadrante en la primera imagen, y  $g(x+\epsilon,y+\eta)$  al cuadrante desplazado la cantidad  $(\epsilon,\eta)$ , la ec. 8 pasa a ser,

$$\rho(\epsilon,\eta) = \frac{\text{cov}(f(x,y),g(x + \epsilon,y + \eta))}{\sqrt{\text{var}[f(x,y)]\text{var}[g(x + \epsilon,y + \eta)]}} \quad (9)$$

Aparece aquí el concepto de *probabilidad conjunta o condicional* asociada a dos variables aleatorias,  $P_{cf,g}$ , que es la probabilidad de que una vez que ha aparecido el nivel de gris  $f(x,y)$  en la primera imagen, obtengamos el nivel  $g(x+\epsilon,y+\eta)$  en la segunda, y se define como:

$$P_{cf,g} = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{n_{12}}{n_1 + n_{12}} \quad (10)$$

siendo,  $n$  el número de puntos en la imagen,  $n_1$  el número de veces que ha aparecido el nivel de gris  $f(x,y)$  en la primera imagen y  $n_{12}$  el número de ocasiones en que, una vez que ya ha aparecido  $f(x,y)$  en la primera imagen, obtenemos  $g(x+\epsilon,y+\eta)$  en la segunda.

El máximo de  $\rho(\epsilon,\eta)$  encontrado una vez que hemos desplazado nuestra ventana nos dará la posición del afloramiento en la nueva imagen. Ya que si conocemos la resolución (km./pixel) de nuestras imágenes (1,1 km.) podemos saber cuánto ha crecido o decrecido el evento que estamos analizando.

Hemos procesado dos imágenes de la misma zona (Costa gallega, Noroeste de España), separadas temporalmente por dos días, pertenecientes al mismo satélite NOAA-11. En las figuras 6a y 6b podemos ver el canal 4 de ambas imágenes una vez corregidas geoméricamente, en las que se ha superpuesto el borde costero y una rejilla de longitud latitud espaciada medio grado. Tradicionalmente se asocian en las imágenes de infrarrojo tonos claros a temperaturas frías y tonos oscuros a temperaturas cálidas. En la figura 6c hemos representado con flechas de punta roja el resultado de aplicar el algoritmo de correlación cruzada a ambas imágenes. Como podemos ver el frente de agua frío situado al sur de la imagen ha sufrido un desplazamiento hacia el sureste, tal y como indican las flechas, entre el paralelo 40 y 41, para luego ascender hacia el norte entre los meridianos 10 y 12. Estas masas de agua han rodado una montaña submarina denominada Vigo Seamount, situada a 1000 m. de profundidad en las coordenadas 41.5N y 10.5W. Los desplazamientos en torno a la costa son nulos en el plano horizontal lo que nos indica que prácticamente no ha existido variación en el área que ocupa nuestro afloramiento como podemos ver en las figuras 6a y 6b.

Las zonas de la figura 6c que sólo visualizan un punto blanco son aquellas que estaba parcialmente cubiertas por nubes o tierra, para las que el algoritmo no computa la correlación cruzada.

### **Conclusiones**

Las técnicas descritas en este trabajo constituyen la mayor parte de las tareas de bajo nivel que llevará a cabo un sistema experto que está siendo desarrollado en nuestra estación receptora para predecir, detectar y monitorizar el afloramiento de la Península Ibérica. Todo el sistema está basado en la extracción de la temperatura superficial del mar a partir de imágenes procedentes de la serie de satélites NOAA, que como vimos son actualmente la mejor oferta para estudiar fenómenos marinos a gran escala, debido en gran parte a su relación resolución-espacial – resolución-temporal.

Por otra parte la extracción de isotermas y frentes marinos nos permiten mantener un sistema "on line" de ayuda al pescador a través de los satélites de comunicaciones de la serie INMARSAT-C, ya que el comportamiento de las distintas especies marinas está altamente influenciado por los cambios de temperatura (Triñanes et al., 1993).

Las rutinas de alto nivel que llevan a cabo la gestión del conocimiento se basan en la identificación en imágenes de NOAA del afloramiento y la posterior comprobación de esa existencia con el examen de promedios de imágenes del satélite METEOSAT. Otra variable a tener en cuenta es la existencia previa de vientos paralelos a la costa con dirección predominante Norte-Sur. Esta información está disponible en la propia imagen de NOAA, ya que nos proporciona detalle de la presión atmosférica a diferentes alturas. A partir de ella podemos obtener vientos geostroáficos, y obtener promedios semanales. Es conveniente integrar en una base de datos manejable por el sistema la existencia en días previos de afloramiento en el punto de estudio para la distinción de un afloramiento de cualquier otro evento que pueda confundir al sistema. Todo esto integrado formará un sistema experto capaz de identificar y caracterizar (con parámetros tales como el transporte de Ekman, historia previa, intensidad, promedio de vientos anteriores, etc.) tanto los afloramientos como los diferentes frentes térmicos que aparezcan en una imagen.

### **Agradecimientos**

Agradecemos a la Xunta de Galicia el apoyo financiero prestado a través de la Dirección Xeral de Política Científica sin el cual no hubiera sido posible la realización de este trabajo.

### Bibliografía

- Breaker L.C.:** 1981. The application of satellite remote sensing to West coast fisheries. *Journal of Marine Technology Society*. Vol. 15, pp. 32-40.
- Chuvieco E.:** 1990. *Fundamentos de Teledetección Espacial*. El Rialp, Madrid.
- Cotos J.M. et al.:** 1993. MSED, una alternativa a la detección de bordes. Una aplicación práctica: extracción de isotermas marinas. *Revista de Teledetección* nº 1.
- Ekman V.W. Ark.:** 1905. On the influence of the Earth's rotation on ocean-currents. *Mat. Astron. Fys.* Vol. 2 nº 11. 52 pp.
- F.A. Richards.:** 1986. *Remote Sensing: Digital Image Analysis*. Ed. Springer-Verlag.
- Fiuza A.F.:** 1983. Upwelling patterns off Portugal. In *Coastal Upwelling. Its Sediment Record. Part a*. Ed Plenum Press. New York pp. 85-98.
- Harry Urkowitz.:** 1983. *Signal Theory and Random Processes*. Ed. Artech House.
- Hodyer R.J., Peckinpaugh S.H.:** 1989. Edge detection applied to satellite imagery of the oceans. *IEEE Trans. on Geos. and Remote Sensing*. Vol. 27 pp. 46-56.
- Lauritson L., Nelson G.J., Porto F.W.:** 1979. *NOAA Technical Memorandum*. NESS 107. Washington D.C.
- McClain E.P., Pichel W.G., Walton C.G.:** 1985. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 90 nº 66. pp. 11587-11601.
- Norman L. Johnson, Fred C. Leone.:** 1977. *Statistics and Experimental Design in Engineering and the Physical Sciences*. Vol. 1, 2nd Edition. Ed. John Wiley & Sons, New York.
- Prabhakara C., Dalu G., Kunde V.G.:** 1974. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11-to 13  $\mu\text{m}$ . *Jour. of Geoph. Res.* Vol. 79 nº 33 pp. 5039-5044.
- Qing X. Wu. et al.:** 1992. Computing advective velocities from satellite images of sea surface temperature. *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*, pp. 166-175, vol. 30, nº 1, January 1992.
- Robinson I.S.:** 1985. *Satellite Oceanography*. Ed. Ellis Horwood Limited. John Wiley & Sons, New York.
- Sobrino J.A., Coll C., Caselles V.:** 1991. Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 38 pp. 19-34.
- Thomas M. Lillesand, Ralph W. Kiefer.:** 1987. *Remote Sensing and Image Interpretation*. Ed. John Wiley & Sons.
- Torres J. et al.:** 1993. Paper C: 8 Upwelling dynamics in Spanish and Portuguese coast. A pilot study from NOAA-AVHRR images and geostrophic winds. Presented at the *81st. Statutory Meeting of the International Council for the Exploration of the Sea (ICES)*. Hydrography Committee. Sess. Dynamics of Upwelling in the ICES Area. Dublin.
- Torres J.:** 1992. Sistema de evaluación de vientos geostroficados y transporte de Ekman a partir de datos meteorológicos. Memoria presentada para optar al grado de licenciado en Ciencias Físicas. Santiago de Compostela, julio de 1992.
- Triñanes J.A. et al.:** 1993 J. Paper H:13 Monitoring and detection system for operational use in tuna fisheries. Presented at the *81st. Statutory Meeting of the International Council for the Exploration of the Sea (ICES)*. Hydrography Committee. Sess. Dynamics of Upwelling in the ICES Area. Dublin September 1993.
- W.J. Emery, A.C. Thomas, M.J. Collins.:** 1986. "An objective method for computing surface velocities from sequential infrared satellite images". *Jour. of Geophysical Research*, pp. 12865-12878, vol. 91, nº C11, November, 15.