

## **Detección de vórtices y frentes mediante imágenes**

*J.M. Redondo Apraiz y J.J. Martínez Benjamín*

Depto. Física Aplicada.

Universitat Politècnica de Catalunya

### **RESUMEN**

En este trabajo se presenta un análisis de imágenes oceanográficas obtenidas mediante satélite en visible, y microondas (S.A.R.). Se analizan estas imágenes utilizando técnicas de seguimiento de frentes, de estudio de la anisotropía y de dimensiones fractales.

En las imágenes S.A.R. se analiza la anisotropía de las escalas asociada a la aparición de ondas internas y topográficas y se investigan nuevos métodos de análisis. Se relacionan algunas de las características de las imágenes con el tipo de inestabilidades locales, así como con estimaciones de la mezcla a través de las interfases observadas y resaltadas en las imágenes.

Mediante este tipo de análisis, utilizado en el laboratorio de fluidos geofísicos, se investigan las estructuras espaciales y el comportamiento a micro y a mesoescala del Océano y la Atmósfera en situaciones sinópticas diversas, mostrando como ejemplo la formación y posible interpretación dinámica de estructuras a microescala debidas al deshielo en zonas polares.

### **Introducción**

En este artículo se presentan diversos análisis de imágenes de interés oceanográfico obtenidas mediante satélite (METEOSAT, LANDSAT, ERS-1) en visible, infrarrojo y microondas (S.A.R.). Se analizan estas imágenes utilizando técnicas de seguimiento de frentes, y de estudio de las escalas, anisotropía, etc., así como mediante la utilización de filtros que mejoran la interpretación de los diversos fenómenos observados.

Se intentan relacionar las características de las imágenes con el tipo de inestabilidades locales, así como con estimaciones de las escalas, la vorticidad y de alguna forma la mezcla o difusión horizontal a través de las interfases observadas mediante las imágenes S.A.R. En dichas imágenes se analiza la anisotropía asociada a la aparición de ondas internas y topográficas y se investigan nuevos métodos de análisis.



FIGURA 1  
Imagen S.A.R. del Océano Artico usada en el presente estudio

Mediante este tipo de análisis, utilizado en el laboratorio de fluidos geofísicos, es posible investigar las diferencias en el comportamiento a micro y a mesoescala del Océano y la Atmósfera en situaciones sinápticas diversas. Un trabajo importante en este respecto efectuado mediante fotografía aérea de la dispersión de manchas en el océano fue realizado por Assaf et. al ( 1971).

En la siguiente sección se presentan algunos resultados así como la interpretación cualitativa de las imágenes obtenidas mediante satélite, en la sección 3 se determinan las escalas y se efectúan diversos análisis sobre las mismas y finalmente se presentan las conclusiones.

### **Resultados**

En las figuras 1 y 2 se muestran imágenes SAR del mar de Barents en primavera, en la época de deshielo, las imágenes están reducidas a 512 x 512 pixels y 256 colores correspondientes a la intensidad de la señal SAR. Se han elegido distintas tablas intensidad-color para resaltar algunas de las características espaciales. En la figura 1 se muestra la zona del deshielo que se origina en los campos de hielo. Se aprecian

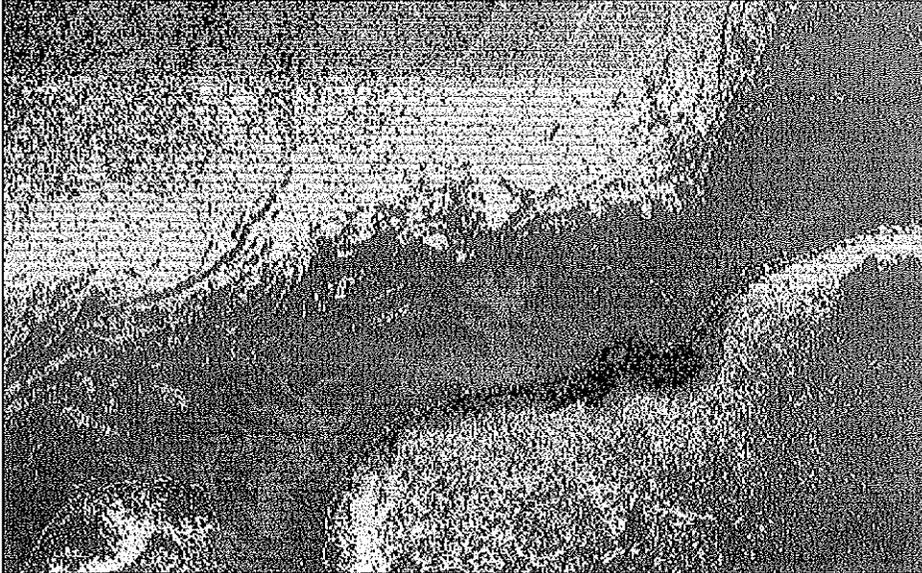


FIGURA 2

Imagen S.A.R similar a la anterior, donde se muestra la distinta reflectividad de la zona próxima al hielo, formando estructuras complejas. (A. 102)

diversas estructuras, a la derecha se muestra la Tabla de intensidades utilizada. A dichas imágenes se les ha aplicado un desplazamiento aleatorio espacial de los pixels, para resaltar las estructuras de mayor persistencia. En la parte central, cercana al banco de hielo de la figura 1, que se muestra más claramente en la imagen 3, se aprecia la intrusión producida por agua más dulce (de distinta reflectividad a microondas). También se resaltan los vórtices a escalas de decenas de kilómetros que se originan cerca de las masas de hielo, así como las estructuras dentrificas.

Se han efectuado diversos procesados sobre la imagen 3, que representa una ampliación y posterior filtrado de la pequeña estructura (10 pixels en la imagen corresponden aproximadamente a 1 km.). Se observan claramente estriaciones y regiones conexas de distinta reflectividad, que pueden suponerse debidas tanto a remolinos a micro y mesoescala como a células de Langmuir formados sobre un frente de mezcla de agua de deshielo. Se ecualizaron los histogramas correspondientes a la imagen filtrada de forma que se mejora la separación de escala y la identificación de regiones de alta y baja reflectividad.

Se han ajustado polinomios no lineales de 3ER grado a las intensidades de reflectividad SAR y se han usado también para resaltar las fluctuaciones de la media móvil de reflectividad. Permitiendo la observación del frente y de su estructura interna con

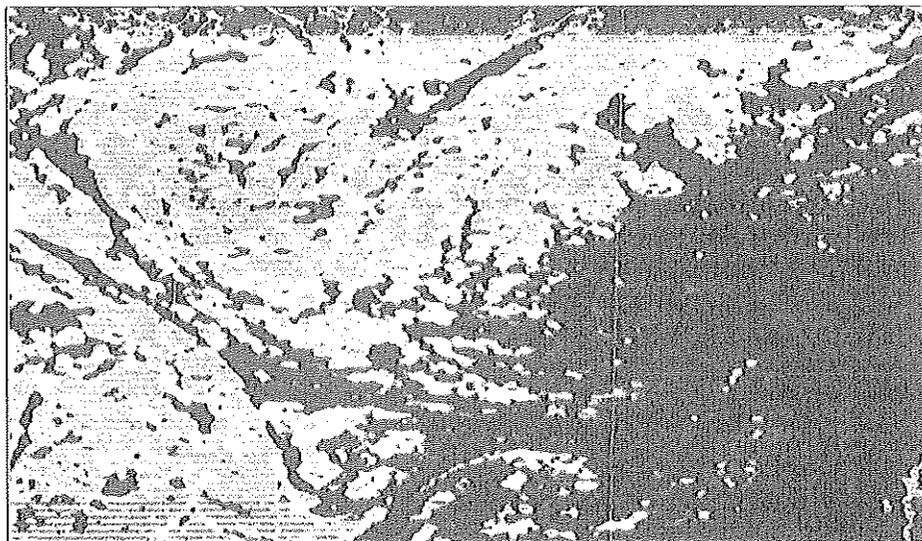


FIGURA 3  
Ampliación, con mejor resolución de la imagen 1

mayor nitidez. Se efectúa una corrección de escalas a una pequeña sección de 50 x 50 pixels ampliándolos a 200 x 200 pixels y utilizando filtros de paso bajo con matriz 9 x 9 para mejorar la resolución, asimismo se ecualiza el histograma de intensidades a todo su rango 0-255. Esto produce una mejor resolución de la zona.

En las figuras 1, 2 y 3 se muestran diversas estructuras producidas por la estratificación del agua del deshielo efectuadas por la aceleración de Coriolis así como por la estratificación. La relación causa-efecto entre las condiciones ambientales y las estructuras observadas es difícil de precisar, máxime cuando no se cuenta con datos simultáneos, tales como la estratificación detallada de la zona, profundidad de las termoclinas y haloclinas, altura del oleaje y velocidad del viento. A pesar de ello podemos describir cuantitativamente ciertos aspectos geométricos que faciliten el estudio de la zona. Existen dos tipos de estructuras, elongadas, que pueden alcanzar varias decenas de kilómetros y que pueden estar relacionadas con células de Langmuir (ver Langmuir (1938) y Hunkins (1966)) y vórtices horizontales generados por inestabilidades a su vez generadas por la cizalladura horizontal (debida en parte a los gradientes de salinidad del agua de deshielo) análogas a la inestabilidad de KelvinHelmholtz.

#### *Análisis de escalas fractalidad y anisotropía*

Se seleccionaron varias secciones de la imagen mostrada en la figura 3 de aproximadamente 10 km. de lado cada una y se aplicó un algoritmo de conteo de cajas, ver

Redondo (1993) y Guzmán et. al. (1993) para una explicación más detallada del método usado para hallar la dimensión fractal de diversas isolíneas de intensidad.

También se muestran en las figuras 4 y 5 las intensidades medias de la reflectividad en los niveles máximo (- - -) y mínimo (-) que permiten distinguir una estructura de tipo fractal (autosimilar) y por tanto generado por algún proceso de tipo turbulento. En la figura 4 se muestran las escalas perpendiculares a la costa y en la figura 5 las escalas paralelas a la misma. También se calcularon diversos parámetros asociados a las regiones conexas (posibles remolinos) tales como sus dimensiones medias, su área y su intensidad, así como las desviaciones estandar de dichas medidas. Se ha analizado la variabilidad de distintas medidas geométricas en función de la distancia a la masa de hielo. Se han considerado intervalos de 10 km. para efectuar las diversas medidas.

En la figura 6 se muestran la relación entre las escalas longitudinal y transversal a la masa de hielo como parámetros asociados a las regiones conexas, que se consideran como posibles remolinos o células de Langmuir debidas a la ruptura de la interfase entre agua de deshielo y salada. Las estructuras más alejadas del campo de icebergs muestran claramente un mayor tamaño.

La figura 7 muestra una relación logarítmica entre la extensión y la intensidad media de las diversas estructuras. No existe dependencia alguna con la distancia a la costa, por lo que es posible que la rotación sea el factor dominante.

La dimensión fractal mide la autosimilitud en un rango de escalas y para una isolínea de concentración dada, es una de las convoluciones de esta isolínea. Para una línea insertada en una superficie bidimensional, dada por el tamaño de la ventana de muestra (50 x 50 pixels), si la dimensión fractal  $D$  vale 1, quiere decir que tenemos una línea recta que separa dos regiones en la ventana, si  $D$  vale 2, quiere decir que la línea elegida recorre toda la superficie ocupándola por entero. Los valores medidos habitualmente están entre  $1.2 < D < 1.8$  dados por la definición.

$$D = - \frac{\log N}{\log(e)} \quad (1)$$

donde  $e$  es la escala con la cual se miden la  $N$  cajas que se necesitan para recubrir la isolínea analizada.

En la figura 8 se muestran las relaciones entre el número de cajas usadas en el cálculo de la dimensión fractal y el tamaño de la escala, con lo cual se calcula la dimensión fractal  $D$  en el rango entre 2 y 50 pixels. Los distintos símbolos indican secciones a distinta distancia de la masa de hielo, \* - 10 km., x - 20 km., + - 30 km., V - 40 km., o -

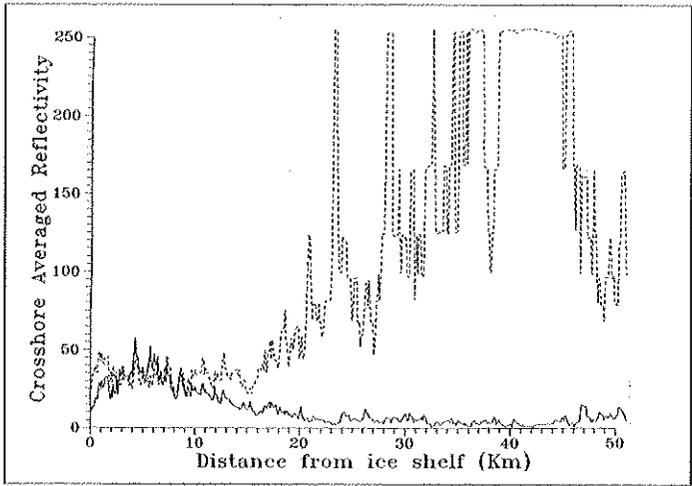


FIGURA 4

Escalas medias paralelas a la costa en función de la distancia al hielo. En la sección ampliada de 50 x 50 pixels (aproximadamente de 50 km.) ecualizando el histograma de intensidades a todo su rango 0-255, se presentan las escalas dominantes horizontales en función de la distancia a la masa de hielo. Niveles máximo (- -) y mínimo (-)

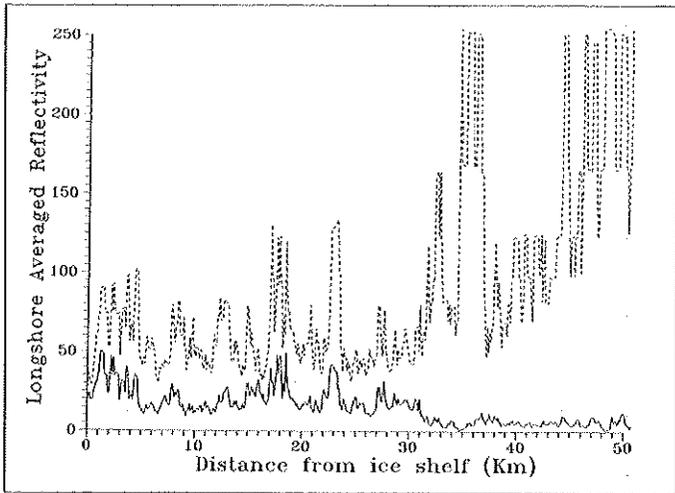


FIGURA 5

Escalas medias perpendiculares a la costa en función de la distancia al hielo. En la sección ampliada de 50 x 50 pixels (aproximadamente de 50 km.) ecualizando el histograma de intensidades a todo su rango 0-255, se presentan las escalas dominantes verticales en función de la distancia a la masa de hielo. Niveles máximo (- -) y mínimo (-)

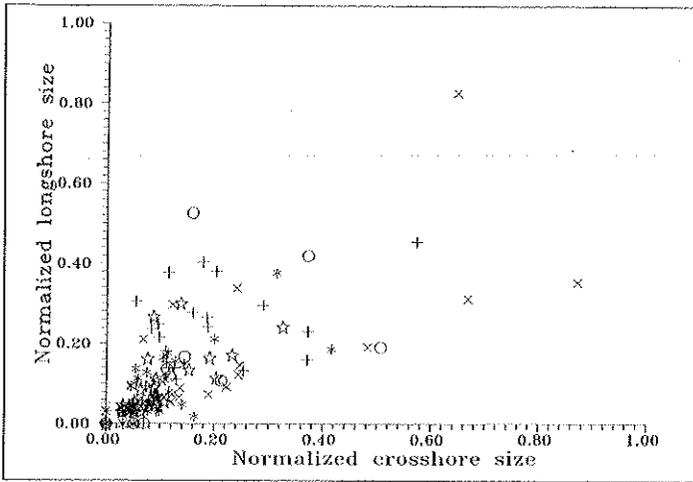


FIGURA 6

Tamaño medio de las regiones conexas perpendicular y paralelamente a la costa formada por hielo. En la sección ampliada de 50 x 50 píxels (aproximadamente de 50 km.) se presentan las escalas dominantes horizontales y verticales de posibles vórtices conexas. Las medidas se efectúan en recuadros de 10 x 10 km. y los símbolos indican secciones a distinta distancia de la masa de hielo. + -10 km., o - 20 km., \* -30km, x-40km. V-50km.

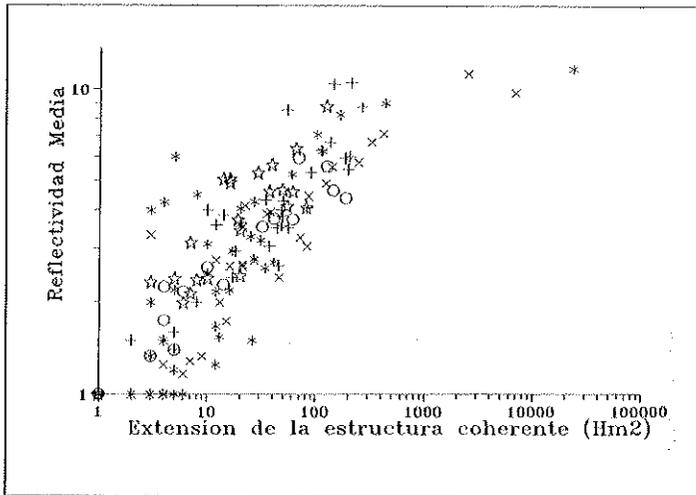


FIGURA 7

Reflectividad media en función de la extensión de la estructura coherente para distintas distancias al hielo. En la sección ampliada de 50 x 50 píxels (aproximadamente de 50 km.) se presentan la intensidad media frente a la extensión media de los vórtices, en recuadros de 10 x 10 km. Los símbolos indican las medidas en distintas secciones a distinta distancia de la masa de hielo. + - 10 km., o - 20 km., \* - 30 km, x - 40 km. V - 50 km.

50 km. No se observa variación de la dimensión fractal con la distancia a la masa de hielo, obteniendo una única dimensión, lo que indica una estructura autosimilar.

Una comprobación de que la región investigada tiene estructura fractal en un rango de escalas apreciable viene dada por la figura 8, donde se muestra la relación  $\log N$  frente a  $\log(e)$  cuya pendiente permite calcular la dimensión fractal según la ecuación (1).

Se observa una variación del número de estructuras conexas en función de la distancia al hielo sólido, para la misma isolínea para la que se calcula la dimensión fractal. Aumentan las estructuras al acercarse al hielo de forma exponencial. La intensidad o reflectividad medida media también varía con la distancia a la costa, pero como hemos visto en la figura 7 existe una relación entre el tamaño de la estructura y su intensidad.

Los parámetros relevantes para describir las estructuras debidas a la estratificación y a la rotación son el número de Froude  $Fr = U/NL$ , siendo  $N$  la frecuencia de Brunt-Vaisala, que en nuestro análisis estará relacionada con la profundidad de la haloclina entre el agua del deshielo y el agua salada. El número de Reynolds basado en la microescala observada  $Re = UL/v$ , es lo suficientemente grande para asegurar un régimen turbulento

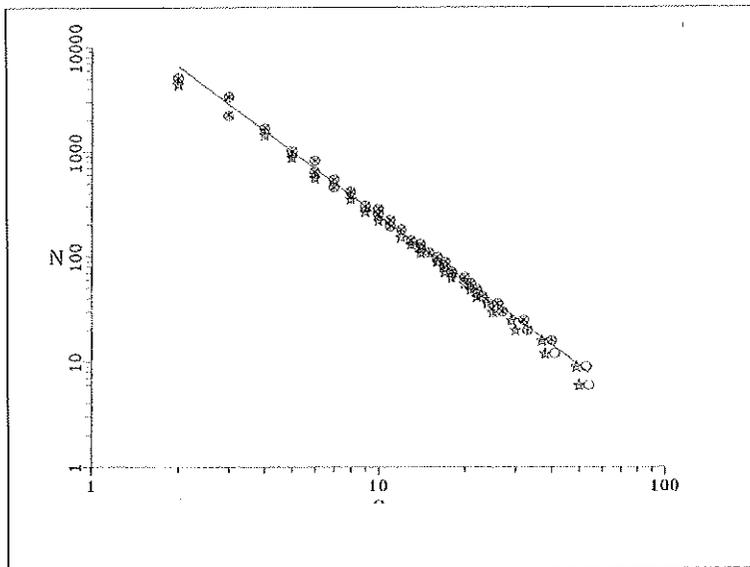


FIGURA 8

Análisis fractal. a) Distintas relaciones entre el número de cajas usadas en el cálculo de la dimensión fractal y el tamaño de la escala. b) Ajuste para el cálculo de  $D$ .

Los símbolos indican secciones a distinta distancia de la masa de hielo.

\* -10 km., x - 20 km., + - 30 km., V- 40 km., o - 50 km.

a cualquier escala, incluso a un pixel, y el número de Rossby,  $Ro = U/fL$ , donde  $f$  es el parámetro de Coriolis  $f = 2\Omega \text{sen}(\theta)$  siendo  $\Omega$  la rotación de la tierra y  $\theta$  la latitud. Para latitudes altas la rotación es relativamente más importante que la estratificación.

El número de Froude aumentará con la distancia de la costa, mientras que el número de Rossby es prácticamente constante para escalas similares. Se aprecia una generación de vórtices secundarios a menor escala entre las estructuras elongadas de la figura 3, vórtices similares debidos a inestabilidades secundarias han sido descritos por Orlanski (1972).

A partir de las ecuaciones de Navier Stokes es un sistema bidimensional sometido a la rotación de la tierra  $\Omega$  podemos deducir para un fluido incompresible, la ecuación de la vorticidad  $\omega = \nabla \times u$

$$\frac{D\omega}{Dt} = (\omega + 2\Omega \text{sen}\theta) \cdot \nabla_H u + \nabla_H^2 \omega$$

donde  $\nabla_H$  el operador  $\nabla$  actuando en el plano  $(x,y)$ , correspondiente a las coordenadas perpendiculares y paralelas a la costa con velocidades  $(u,v)$ .

Suponiendo velocidades horizontales comparables a las escalas halladas para las estructuras coherentes que se ajustan quasigeostórficamente con el periodo de rotación de la tierra tenemos  $u \sim Lx'$  y  $v \sim Ly'$  lo que podemos usar para estimar la variación de la vorticidad con la distancia del hielo, depreciando el término de fricción, como:

$$\frac{D\omega}{Dx} = \frac{f}{u} (\omega + f) \cdot \left( \frac{\partial Lx}{\partial x} + \frac{\partial Ly}{\partial y} \right)$$

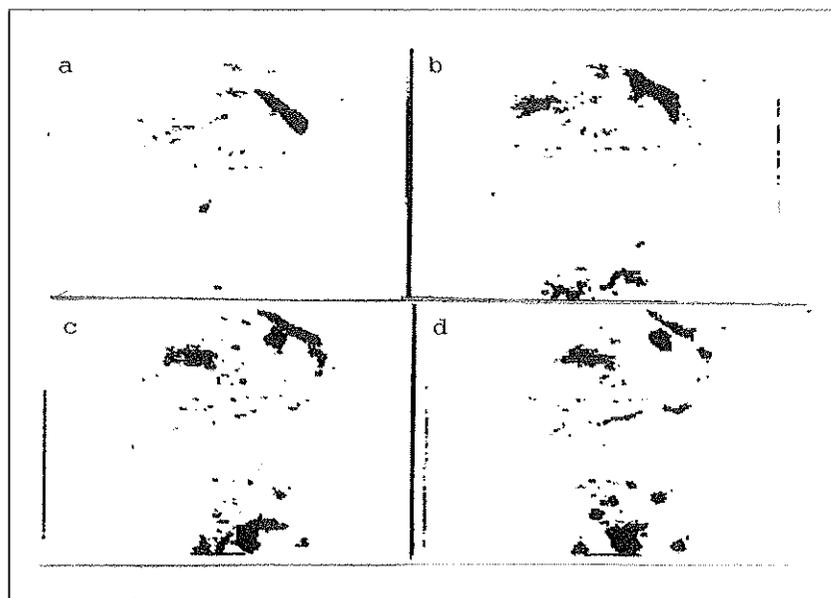
Con los datos existentes se puede calcular la distancia a la costa donde la vorticidad vertical puede mantener las estructuras coherentes de agua de deshielo sin mezclarse totalmente con el agua salada, que corresponde a unos 60 - 70 km. utilizando un coeficiente de mezcla turbulenta horizontal  $K/7 = 2000 \text{ cm}^2/\text{s}$  medido por Assaf et. al.

Se midió también la velocidad de avance y la distribución de la cobertura nubosa mediante el METEOSAT y se compara la evolución de los frentes nubosos y térmicos. Como un ejemplo del análisis realizado sobre imágenes en el espectro visible se muestra en la figura una secuencia de 4 imágenes tomadas cada hora de la zona comprendida entre el ecuador y el norte de la Península Ibérica comprendiendo el Mediterráneo occidental. Se resalta en negro la cobertura nubosa de forma que a partir de la tercera hora se puede observar la evolución de una estructura nubosa lineal de más de 1.000 km. generada por la convección de la brisa Mediterránea al norte

del Sáhara. Es posible aplicar diversos análisis de escalas a la cobertura tanto nubosa en visible como en infrarrojo.

### **Conclusiones**

A partir de imágenes de S.A.R. es posible mejorar significativamente la resolución de las imágenes para su posterior análisis. En el caso de poder analizar secuencias temporales, pueden resolverse escalas temporales y estudiar las periodicidades en espacio de Fourier, de forma similar a Lippman y Holman (1989). Se muestra en la figura 3 una ampliación de la zona de deshielo que muestra estructuras dendríticas. Sobre esta zona se ha analizado la estructura espacial reflejada en la imagen S.A.R. con mayor detalle. En las imágenes S.A.R. la interpretación de la intensidad de la señal recibida en la imagen no es sencilla, ya que intervienen múltiples factores, tales como la batimetría, el viento en superficie, la reflectividad de las olas de distinta escala, la influencia de ondas internas y sus posibles interacciones (Muller et. al (1986)), etc. Sin embargo podemos definir dichas estructuras locales autosimilares mediante una dimensión fractal, que no varía significativamente con la distancia al iceberg, con lo que podemos afirmar que las escalas dinámicas que fuerzan las inestabilidades son parecidas hasta unos 50 km.



**FIGURA 9**

Evolución de la cobertura nubosa, de izquierda a derecha y de arriba a abajo  
Las imágenes del Meteosat están tomadas cada hora

El número de regiones conexas, asociadas con vórtices a pequeña escala aumenta al acercarse al campo de iceberg y se observa una relación entre su tamaño y la intensidad media reflejada por el S.A.R. La posible explicación es que las mayores estructuras, de forma lenticular también tengan mayor profundidad debido a la formación de columnas de Taylor-Proudman en la interfase entre el agua del deshielo y del mar. La confirmación de este extremo requeriría observaciones adicionales in situ.

El balance de vorticidad, haciendo una estimación de la divergencia horizontal a partir de las escalas anisotrópicas características, (3), permite predecir la penetración lateral de las intrusiones superficiales de agua de deshielo con valores similares a los observados.

### ***Agradecimientos***

Agradecemos al Dr. Stuart Dalziel su ayuda con el programa de digitalización DigImage. Este trabajo ha sido financiado parcialmente por la Unión Europea programa MSAT II (Contrato MAS2-CT93-0053), así como por la C.I.C.Y.T Ref. ESP-89/673.

### ***Bibliografía***

- Assaf, G., Gerard R. & Gordon, A.L.: 1971. Some mechanisms of oceanic mixing revealed in aerial photographs, *Journal of Geophysical Res.* 76, 6550 - 6572.
- Langmuir, I.: 1938. Surface motion of water induced by wind, *Science* 87, 119-123.
- Hunkins, K.: 1966. Ekman drift currents in the Arctic Ocean, *Deep Sea Res* 13, 607-620.
- Lippmann, T.C. y Holman, R.A.: 1989. Quantification of sand bar morphology. A video technique based on wave dissipation *Journal of Geophysical Res.*, 94, 995- 1011.
- Muller, P., Holloway, G., Henyey, F. & Pomphrey, N.: 1986. Non linear interactions among internal gravity waves. *Reviews of Geophysics*, 24, 493-536.
- Orlanski, I.: 1972. On the breaking of standing internal waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 54, 577-598.
- Guzmán, M., Martín, M.A., Morán, M. y Reyes, M.: 1993. Estructuras fractales y sus aplicaciones. Ed. Labor. Barcelona.
- Redondo, J.M.: 1993 Fractal models of density interfaces. *Institute of Mathematics and its Applications Series*, 46, 123-136.

