

OBTENCION DE MAPAS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL AGUA DEL MAR A PARTIR DE IMAGENES NOAA TRANSMITIDAS EN FORMATO APT

C. Badenas Mengod, M.J. Estrela Navarro y R. Marchuet Martínez

Fundación CEAM (Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo). Parque Tecnológico. Calle 4. Sector Oeste. 46980 Paterna (Valencia). Teléfono: (96) 1318227. Fax: (96) 1318190. E-mail: Conrado@ceam.es, Estrela@oceam.es

C. Badenas Mengod y V. Caselles Miralles

Departament de Termodinàmica. Facultat de Física. Universitat de València. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot (Valencia). Teléfono y Fax: (96) 3864350. E-mail: Conrado. Badenas@uv.es

RESUMEN.- En este trabajo presentamos varias técnicas de teledetección que han sido optimizadas para la obtención de mapas de temperatura superficial del mar (SSI) en tiempo real a partir de las imágenes transmitidas por los satélites NOAA en formato analógico (APT, Automatic Picture Transmission). De esta forma efectuamos 1) la calibración de las imágenes de los canales 3 y 4 del AVHRR con un error de $\pm 0,7$ K y $\pm 0,6$ K respectivamente, 2) la corrección geométrica de estos canales con un error inferior al tamaño del píxel, 3) la detección de nubes, 4) la corrección atmosférica y de emisividad monocanal con un error máximo de $\pm 1,1$ K, y 5) la estimación de SST mediante krigeaje universal en los píxeles detectados como nubosos con un error adicional máximo de ± 1 K.

ABSTRACT.- In this work we present some remote sensing techniques which have been improved for obtaining sea surface temperatura (SSI) maps in real time by means of images transmitted by NOAA satellites in analogical format (APT, Automatic Picture Transmission). In this way, we have performed 1) calibration of channels 3 and 4 images with an error of ± 0.7 K and ± 0.6 K respectively, 2) the geometric correction of these channels with an error less than size of a pixel, 3) cloud detection, 4) single-channel atmospheric and emissivity correction with a maximum error of ± 1.1 K, and 5) estimate of SST by means of universal kriging in pixels detected to be cloudy with an additional maximum error of ± 1 K.

1.- INTRODUCCION

En el CEAM (Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo) se está trabajando desde 1991 en el análisis de los mecanismos que producen precipitaciones torrenciales en el Levante español. Los primeros resultados confirman que de los diferentes factores que intervienen en la génesis de las precipitaciones torrenciales, la temperatura del agua del mar (SSI) juega un papel determinante como fuente de humedad (Millán et al., 1995). Por tanto, la mejora en la predicción de estos eventos requiere la obtención de mapas de SST en tiempo real, y con el menor grado de error posible.

Entre nuestros objetivos parciales está la mejora en las técnicas de tratamiento de las imágenes analógicas que adquiere el CEAM, para su posterior aplicación a la investigación meteorológica, y más concretamente a la predicción de lluvias torrenciales. El presente trabajo recoge parte de los resultados obtenidos en el tratamiento de este tipo de imágenes.

2.- TRATAMIENTO DE LAS IMAGENES ANALOGICAS

Las imágenes analógicas transmitidas por los satélites NOAA en formato APT (Automatic Picture Transmission), sólo tienen disponibles dos canales del AVHRR: los canales 2 y 4 durante el día, y los canales 3 y 4 durante la noche. Para este tipo de transmisión el satélite degrada radiométrica y espacialmente la señal del AVHRR, con lo que el NEDT (Noise Equivalent differential Temperature) aumenta en un factor cuatro con respecto a la transmisión digital y la resolución espacial se mantiene aproximadamente constante en 3 km - 3 km. Por todo ello, el tratamiento de estas imágenes es bastante diferente del de las imágenes transmitidas en formato HRPT (High Resolution Picture Transmission). En este trabajo explicamos de forma práctica cómo funciona la nueva metodología. Para ello hemos utilizado la misma imagen con que ilustramos nuestra comunicación oral: una imagen correspondiente a la pasada vespertina del NOAA-12 sobre España el 7 de septiembre de 1995, y que puede verse en la Figura 1.

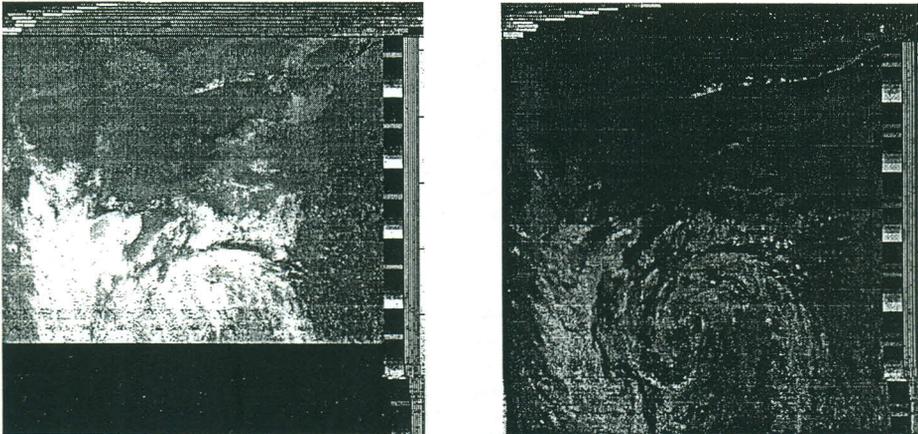


Figura 1.- Imágenes originales del NOAA-12 recibidas en el CEAM. La imagen de la izquierda corresponde a los canales 3 (parte superior más clara) y 2 (parte inferior más oscura), y la de la derecha al canal 4.

2.1.- Calibración

En el equipo receptor se digitaliza la señal analógica transmitida por el satélite. Sin embargo, este proceso no permite obtener los valores originales de 10 bits de la transmisión digital. En su lugar, se tienen valores digitalizados (DV) de 8 bits, que tampoco guardan una relación unívoca entre los valores digitales originales (DN) del sistema HRPT. Esta relación realmente sí existe, pero debe ser determinada para cada imagen (incluso para cada canal). Para ello se utiliza la franja de tonos de gris de telemetría que se transmite junto a la imagen en sí, y que puede verse justo a la derecha de éstas (ver Figura 1). La Tabla 1 recoge las medias y las

desviaciones estándar de los valores digitalizados en cada uno de los 16 campos de telemetría, con las que se establece esta relación para los campos 1-6 con un error de estimación de $\pm 1,4$ DN y $\pm 1,1$ DN, y con una correlación de 0,99998 y 0,99999 respectivamente para los canales 3 y 4 del AVHRR. No se han utilizado los campos 7 y 8 porque los valores de DV aparecen saturados por el proceso de digitalización. Los valores obtenidos de pendiente y ordenada en el origen para cada imagen son respectivamente 3,591 DN/DV y -50,8 DN para el canal 3, y 3,682 DN/DV y -37,5 DN para el canal 4.

campo	DN	DV media \pm desviación estándar de DV	
		telemetría del canal 3	telemetría del canal 4
1	128	50 \pm 3	45 \pm 2
2	256	85,0 \pm 1,7	79,4 \pm 1,2
3	384	121,6 \pm 1,2	114,7 \pm 1,0
4	512	157,1 \pm 1,0	149,5 \pm 1,2
5	640	192,6 \pm 1,5	184,3 \pm 1,5
6	768	228 \pm 2	218 \pm 2
7	896	254,9 \pm 1,2	247,8 \pm 1,8
8	1024	255,0 \pm 0,2	248,0 \pm 0,2
9		17 \pm 4	13 \pm 3
10		99,3 \pm 1,1	93,2 \pm 1,1
11		99,5 \pm 1,2	93,1 \pm 0,9
12		97,0 \pm 0,9	91,0 \pm 0,8
13		91,6 \pm 1,5	85,9 \pm 1,6
14		147,5 \pm 1,2	139,8 \pm 1,5
15		209 \pm 2	112,2 \pm 1,2
16		120,4 \pm 1,3	148,3 \pm 1,5

Tabla I.- Medias y desviaciones estándar de los valores digitalizados encontrados en las bandas de telemetría de las imágenes de los canales 3 y 4 del AVHRR.

Cuando se pueden calcular los valores digitales originales de cada píxel de la imagen y de la banda de telemetría, la calibración sigue los mismos pasos que para las imágenes HRPT, incluyendo también las correcciones de no linealidad (Badenas et al., 1996). La diferencia fundamental se encuentra en la localización de los datos, y en la calidad de los mismos. La temperatura del cuerpo negro interno de calibrado medida por cuatro termómetros de resistencia de platino se encuentra en los campos de telemetría 10-13, la respuesta del sensor a este cuerpo está en el campo 15 y la respuesta al espacio está en el rectángulo blanquecino del borde izquierdo de las imágenes. Por otra parte, la calidad de los datos afecta a la precisión con que se determinará la temperatura de canal: la temperatura del cuerpo negro resulta ser $291,93 \pm 0,11$ K, la respuesta del sensor en el canal 4 a este cuerpo es de 376 ± 5 DN, y la respuesta al espacio es de 998 ± 15 DN. Además hay que tener en cuenta el error introducido en la digitalización en el receptor, y el ajuste imperfecto entre DV y DN: el primero es un error fijo de $\pm 1/\sqrt{12}$ DV, y el segundo es el error de estimación que ya hemos tratado. Por todo ello, la temperatura de canal obtenida por calibración lineal se determina con un error de $\pm 0,6$ K para el canal 4 del AVHRR. El análisis de error no se efectúa con los datos del canal 3 pues no se utilizan en la determinación de SST, aunque la calibración se realiza de forma idéntica a la del canal 4. La corrección de no linealidad se efectúa tal y como se describe en Badenas et al. (1996) para

imágenes HRPT, con lo que se elimina todo posible error sistemático debido a una respuesta del sensor no totalmente lineal a la radiancia. La técnica propuesta por estos autores permite obtener la temperatura real de canal con una desviación sistemática residual comprendida entre +0,03 K y -0,03 K para las imágenes del NOAA-12.

2.2.- Corrección geométrica

La corrección geométrica se efectúa calculando los parámetros orbitales del satélite que caracterizan la órbita en el momento de la adquisición de la imagen. Para ello recibimos diariamente mediante e-mail los documentos TBUS dos días antes de la fecha de validez, con lo que para el día 7/9/95 (día juliano de la imagen: $250,7721 \pm 0,0013$) podemos determinar los parámetros orbitales para ese momento mediante los valores para las cero horas de los días 5-9/7/95 que mostramos en la Tabla II. De esta forma obtenemos los valores $101,2265 \pm 0,0004$ min, $0,001307 \pm 0,000006$, $20,66 \pm 0,10^\circ$, $98,57668 \pm 0,00015^\circ$ y $7192,028 \pm 0,007$ km, para el periodo, excentricidad, argumento del perigeo, inclinación y semieje mayor, respectivamente. Otros dos parámetros orbitales necesarios, la anomalía media en el origen de tiempos y la ascensión recta del nodo ascendente, se determinan tomando puntos de control sobre la imagen y ajustando sus valores para producir mínimos errores de localización en aquéllos. Hemos demostrado en otras ocasiones (Badenas et al., 1996) que los algoritmos de cálculo de la órbita y de determinación de la latitud, longitud y ángulo cenital de salida de la radiación para cada píxel de la imagen permiten obtener imágenes corregidas geoméricamente con un error inferior a un píxel, siendo este error debido fundamentalmente a la calidad de los puntos de control. De esta forma, un único punto de control es suficiente para efectuar la corrección geométrica. Otro aspecto importante es que una vez efectuada la georeferenciación (asignación a cada píxel de sus coordenadas geográficas), la transformación de la imagen para ser superponible a un mapa en una cierta proyección se realiza sin alterar los valores radiométricos de la imagen original mediante interpolación por el vecino más próximo. En la Figura 2 mostramos la imagen corregida geoméricamente del ángulo cenital de salida de la radiación, en la que se puede apreciar cómo se distribuyen los valores entre 0° y casi 70° (exactamente $68,9^\circ$). Esta imagen, así como todas las demás, está corregida sólo para las líneas centrales de las imágenes mostradas en la Figura 1.

Fecha	Periodo (minutos)	Excentricidad	Argumento del perigeo ($^\circ$)	Inclinación ($^\circ$)	Semieje mayor (km)
5/9/95	101,2282	0,00131094	28,64850	98,57825	7192,039
6/9/95	101,2282	0,00130372	25,75641	98,57770	7192,034
7/9/95	101,2272	0,00131264	22,59688	98,57688	7192,021
8/9/95	101,2259	0,00130812	19,83375	98,57646	7192,025
9/9/95	101,2257	0,00130242	17,13243	98,57614	7192,031

Tabla II.- Valores de los parámetros orbitales extraídos de los documentos TBUS.

2.3.- Detección de nubes

Una de las ventajas de la corrección geométrica estriba en que se puede aplicar una máscara fija que represente las superficies terrestres y que mantenga para el tratamiento posterior sólo los

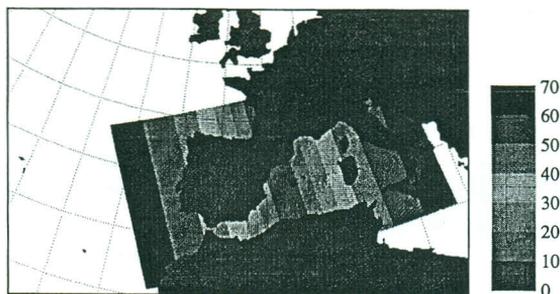


Figura 2.- Mapa de distribución de valores del ángulo cenital de salida de la radiación (en grados)

píxeles de mar. Sin embargo, para la determinación de la temperatura superficial del mar es importante que los píxeles estén libres de nubes, pues éstas modifican notablemente la radiancia que llega al AVHRR. Para ello detectamos los píxeles parcial o totalmente nubosos mediante los tests para mar propuestos por Saunders y Kriebel (1988), adaptándolos al hecho de que en APT sólo tenemos datos de dos canales del AVHRR (el 3 y el 4 en nuestro caso). Para la imagen que nos ocupa hemos efectuado a) el test de temperatura umbral en el canal 4, b) el test de desviación estándar umbral de temperatura del canal 4, c) el test de valor umbral de diferencia de temperaturas de canal entre los canales 4 y 3, y d) el test de valor umbral de diferencia de temperaturas de canal entre los canales 3 y 4. Los valores umbrales se escogen interactivamente inspeccionando los histogramas de los mapas originales y sus derivadas (mapa de desviación estándar y mapa de diferencia de temperatura de canal). En la Figura 3 mostramos las máscaras nubosas que se determinan para cada uno de los cuatro tests aplicados y la máscara nubosa unión de las restantes, que es la que utilizamos en tratamientos posteriores.

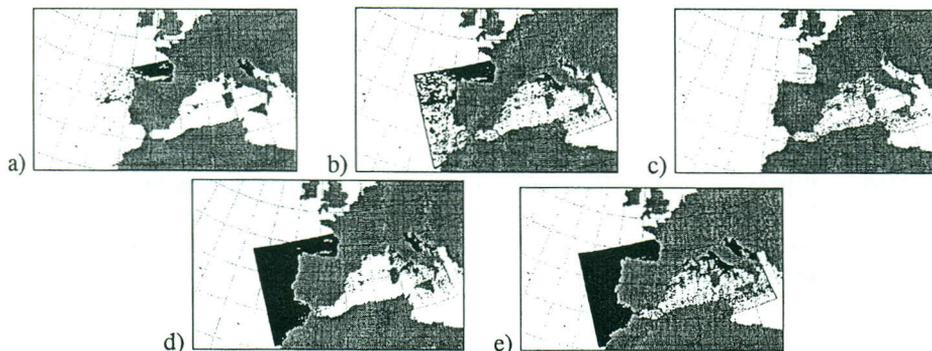


Figura 3.- Máscaras nubosas resultantes de los cuatro tests aplicados (a-d), más la máscara final resultante de la superposición de las cuatro anteriores (e). Los puntos en negro corresponden a píxeles detectados como parcial o totalmente nubosos

2.4.- Corrección atmosférica y de emisividad

La corrección atmosférica se basa en la resolución de la ecuación de transferencia radiativa a partir de radiosondeos efectuados a nivel del mar en toda la zona del Mediterráneo. Debido al menor nivel de ruido del canal 4 respecto al del canal 3 y al hecho de que se disponen de datos del canal 4 tanto de día como de noche, hemos desarrollado un modelo de corrección monocanal (Badenas, 1994) basado en la resolución simultánea del balance de radiación en una superficie opaca especular:

$$R_4^{\uparrow}(h=0, \theta) = \epsilon_4(\theta) \cdot B_4(T) + (1 - \epsilon_4(\theta)) \cdot R_{atm,4}^{\uparrow}(h=0, \theta) \quad (1)$$

y de la ecuación de transferencia de la radiación a través de una atmósfera no dispersiva:

$$B_4(T_4) \equiv R_4^{\uparrow}(h=850km, \theta) = \tau_4(\theta) \cdot R_4^{\uparrow}(h=0, \theta) + R_{atm,4}^{\uparrow}(h=850km, \theta) \quad (2)$$

en las que la dependencia con el ángulo cenital θ está explicitada en todas las variables involucradas. En las ecs. (1)-(2), T representa la temperatura de la superficie, es decir, SST, B_4 es la función de Planck integrada para el canal 4 del AVHRR, $h = 0$ es la altura de la superficie, $h=850$ km es la altura aproximada del satélite, ϵ_4 es la emisividad del mar para el canal 4 del AVHRR, el sentido de la flecha indica el sentido de transmisión de la radiancia, R, el subíndice atm indica que la radiancia se debe solamente a la emisión por parte de la atmósfera, τ_4 es la transmisividad de la atmósfera desde la superficie del mar hasta el satélite para el canal 4 del AVHRR, y T_4 es el resultado de la calibración de la imagen APT del canal 4. De esta forma se obtiene

$$SST = B_4^{-1} \left[\frac{B_4(T_4) - R_4^{\uparrow, atm}(h=850km, \theta)}{\epsilon_4(\theta) \cdot \tau_4(\theta)} - \frac{1 - \epsilon_4(\theta)}{\epsilon_4(\theta)} \cdot R_4^{\uparrow, atm}(h=0, \theta) \right] \quad (3)$$

para cuya aplicación, debe conocerse la dependencia angular de cada parámetro. Con los valores de emisividad del mar a diferentes longitudes de onda determinados por Masuda et al. (1988) calculamos que la emisividad del canal 4 del AVHRR viene dada por

$$\epsilon_4(\theta) = 0,9918 + 0,0025 \cdot (\sec\theta - 1) - 0,0423 \cdot (\sec\theta - 1)^2 - 0,0087 \cdot (\sec\theta - 1)^3 \quad (4)$$

con un error estándar de estimación respecto a los valores tabulados de Masuda et al. (1988) de sólo $\pm 0,0002$ para θ comprendido entre 0° y 70° . Para la transmisividad es trivial demostrar a partir de su definición general que para una atmósfera no dispersiva se cumple

$$\tau_4(\theta) = [\tau_4^0]^{\sec\theta} \quad (5)$$

Cuando se tiene en cuenta también la dispersión, la ec. (5) pierde exactitud, pero hemos encontrado que para un total de 99 atmósferas estudiadas, cuando θ varía entre 0° y 70° , es siempre posible obtener un valor de θ tal que la ec. (5) dé buenos resultados para todos los ángulos. Por otra parte, McMillin (1975) demostró a partir de la definición general de radiancia atmosférica ascendente que ésta podía ser escrita como

$$R_{atm,4}^{\uparrow}(h=850km, \theta) = B_4(T_{atm,4}^{\uparrow}) \cdot [1 - \tau_4(\theta)] \quad (6)$$

donde $T_{atm,4}^{\uparrow}$ es un valor que elegimos de tal forma que la ec. (6) sea válida para cualquier ángulo entre 0° y 70° . Para calcular la radiancia atmosférica descendente proponemos

$$R_{atm,4}^{\downarrow}(h=0, \theta) = B_4(T_{atm,4}^{\downarrow}) \cdot [1 - \tau_4(\theta)] \quad (7)$$

donde $T_{atm,4}^{\downarrow}$ se elige de idéntica forma a su homóloga en la ec. (6). La bondad de ajuste de las

ecs. (5)-(7) a los valores reales de transmisividad y radiancia atmosférica, que determinamos a partir de un modelo de transferencia de radiación a través de la atmósfera (LOWTRAN-7) alimentado con datos de radiosondeos distribuidos por toda la imagen y próximos en el tiempo con el paso del satélite, se determina para cada caso particular. Sin embargo en ninguno de los 99 casos estudiados se tienen precisiones peores que $\pm 0,005$, $\pm 0,4$ K y $\pm 0,9$ K para τ_4^0 , $T_{atm,4}^{\downarrow}$, $T_{atm,4}^{\uparrow}$ respectivamente. Estas indeterminaciones se propagan a través de la ec. (3) en el valor calculado de SST, con lo que ésta viene afectada por un error típico debido a la corrección atmosférica y de emisividad de $\pm 0,3$ K, no siendo nunca mayor de $\pm 0,5$ K.

La ecuación (3) es difícil de usar en tiempo real debido a la falta de datos instantáneos de radiosondeos por todo el Mediterráneo. Para solventar este problema hemos construido una base de datos conteniendo los valores de SST, T_4 y θ para cada uno de los píxeles de mar totalmente despejados de nubes de todas las imágenes APT que tenemos. Los valores de SST se han obtenido mediante la ec. (3), en donde los valores de las constantes atmosféricas τ_4^0 , $T_{atm,4}^{\downarrow}$, $T_{atm,4}^{\uparrow}$ se han interpolado en todos los píxeles de la imagen a partir de estos valores determinados en los puntos de radiosondeo mediante el LOWTRAN-7 y las ecs. (5)-(7). Para todas las imágenes analizadas, hemos podido calcular SST con un error de estimación medio de $\pm 1,1$ K a partir de la ecuación

$$SST = 1,0792 \cdot T_4 \cdot [1 + 0,1844 \cdot (\sec\theta - 1)] - 20,41 \cdot [1 + 2,669 \cdot (\sec\theta - 1)] \quad (8)$$

ejemplo, en la Figura 4a mostramos el mapa de temperatura medida por el canal 4 del AVHRR que surge de la corrección geométrica de la imagen APT del canal 4 calibrada, y en la Figura 4b podemos ver el mapa de temperatura de la superficie del mar calculado con la ec. (8) a partir de los datos de las Figuras 2 y 4a. En ambos casos se ha superpuesto en blanco la máscara nubosa mostrada en la Figura 3e.

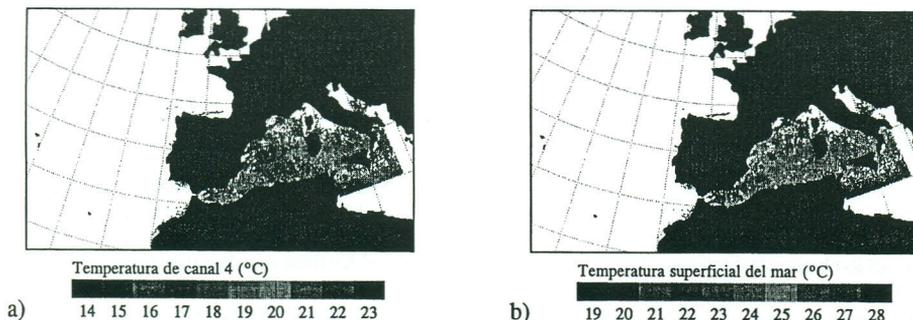


Figura 4.- Mapas de temperatura de canal 4 (a), y de temperatura del agua del mar (b) (C. 16)

2.5.- Estimación de SST donde se han detectado nubes

Hemos puesto en práctica la técnica del krigeaje universal para inferir el valor de SST en los puntos que han dado positivo en los tests de nubes. En primer lugar ajustamos todos los valores del mapa de la Figura 4b a una única función polinomial simple. De esta forma estimamos la variación a gran escala de nuestra variable regionalizada (SSJ), para después calcular el estimador del semivariograma de los residuos mediante el estimador no sesgado dado en la ec. (2.2.8) de Cressie (1993). Este valor estimado no se ajusta a ningún modelo de semivariograma, como usualmente se hace, pues hemos comprobado que los valores estimados tienen las

propiedades matemáticas que debe cumplir el verdadero semivariograma. Con las ecs. (5.9.19)-(5.9.24) de Cressie (1993) se determina para cada píxel nuboso el valor estimado de SST (Figura 5a) y el error de estimación (Figura 5b). Cuando éste es mayor de 1°C, el valor de SST estimado es rechazado y así evitamos obtener temperaturas de la superficie del mar con un error excesivo. De esta forma se consiguen eliminar todas las nubes pequeñas y medianas y se "araña" el borde de las grandes masas nubosas del orden de un centenar de kilómetros.

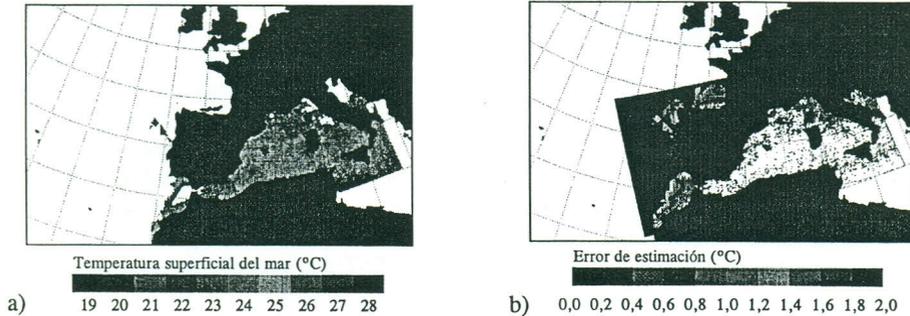


Figura 5.- Resultado del proceso de estimación por krigeaje universal (C. 17)

3.- AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto GV-2317/94 financiado por la Generalitat Valenciana. Agradecemos la inestimable ayuda prestada por el Dr. Coll en el uso del programa LOWTRAN-7, y los comentarios del Sr. Valor durante la primera aproximación al desarrollo de la técnica de calibración.

4.- REFERENCIAS

- Badenas, C. 1994. Obtención de la temperatura superficial del Mar Mediterráneo en tiempo real. Aplicación a la detección de tormentas otoñales. Memoria de Trabajo de Investigación. Departament de Termodinàmica, Universitat de València. 115 p.
- Badenas, C., Estrela, M. J., Caselles, V. y Marchuet, R. 1996. Some improvements on the processes to obtain accurate maps of Sea Surface Temperature from AVHRR raw data transmitted in real time. Part I: HRPT images. Remote Sensing of environment. (aceptado)
- Brown, S. R. 1991. Amendments to NOAA Technical Memorandum IO7 Appendix-B for NOAA-D. U. S. Department of Commerce. Washington, D. C.
- Cressie, N. 1993. Statistics for spatial data - Rev. edition. Wiley. New York. 900 p.
- Masuda, K., Takashhna, T. y Takayama, Y. 1988. Emissivity of pure and sea water for the model sea surface in the infrared windows regions. Remote Sensing of environment. 24: 313-329.
- McMillin, L. M. 1975. Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. Journal of Geophysical Research. 36: 5113-5117.
- Millán, M. M., Estrela, M. J. y Caselles, V. 1995. Torrential precipitations on the Spanish East coast: the role of the Mediterranean sea surface temperature. Atmospheric Research. 36: 1-16.
- Saunders, R. W. y Kriebel, K. T. 1988. An improved method for detecting clear sky radiances from AVHRR data. International Journal of remote Sensing. 9: 123-150. (Erratas corregidas en International Journal of remote Sensing. 9: 1393-1394.)