

## ESTIMACION DE PARAMETROS FISICOS Y BIOFISICOS A PARTIR DE DATOS NOAA-AVHRR. APLICACION A LA PENINSULA IBERICA

J. A. Sobrino\*, N. Raïssouni\*, M. A. Olmeda \*, M. H. El Kharraz\*, E. Hurtado\*\*, A. Lobo\*\*\*

\*Dpt. Termodinámica, Facultad de Física, Universidad de Valencia. C/Dr. Moliner 50. 46100 Burjassot.

\*\*Dpt. Física Aplicada. EU Politécnica de Albacete. Universidad de Castilla-La Mancha, 02071 Albacete

\*\*\*Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", Barcelona.

**RESUMEN:** El presente trabajo muestra nuestra investigación actual sobre la utilización de imágenes de satélite como medio para evaluar la respuesta regional del sistema suelo-vegetación al clima. Abordamos este problema presentando primero aquellos modelos operativos que permiten extraer la información necesaria de los datos de satélite, para posteriormente analizar la dinámica espacio-temporal de algunas variables críticas obtenidas a partir de los datos suministrados por el sensor AVHRR a bordo de la serie de satélites NOAA. La Península Ibérica ha sido utilizada como área de estudio, por su reducido tamaño (a la resolución de las bases de datos actuales) y su alta diversidad medioambiental.

### I. Introducción.

La teledetección desde satélite, proporciona una fuente de datos extremadamente valiosa para el estudio de la cobertura terrestre a escalas espaciales y temporales apropiadas. En la actualidad, existen archivos masivos de imágenes AVHRR que pueden ser utilizados para producir mapas globales y regionales de la cobertura terrestre, como por ejemplo los suministrados por el programa *Pathfinder* de la NOAA/NASA, y por el Proyecto *The global Land 1-km AVHRR* [1], que es un proyecto desarrollado en conjunción por las agencias americanas NOAA, NASA, USGS, la europea ESA y la australiana CSIRO.

El principal objetivo de nuestra investigación consiste en estudiar la respuesta regional del sistema suelo-vegetación al clima. Con este fin, hemos desarrollado y adaptado diferentes modelos teóricos que hemos aplicado a los datos suministrados por el sensor AVHRR, lo que nos ha permitido analizar la dinámica espacio-temporal de algunas variables críticas derivadas de los datos de satélite. La Península Ibérica ha sido utilizada como área de estudio, por su reducido tamaño (a la resolución de las bases de datos actuales) y su alta diversidad medioambiental, así como por la presencia de un pronunciado gradiente climático y ambiental que produce un notable ecotono entre la vegetación Mediterránea y la del oeste de Europa. Características especiales que podrán facilitar la comprobación de los diferentes modelos aplicados. En este trabajo, hemos utilizado tanto imágenes NOAA diarias al objeto de estudiar el comportamiento de los algoritmos desarrollados, como aquellas obtenidas mediante composición por el Proyecto *Global Land 1-km AVHRR* [1], y que nos han permitido para estudiar la dinámica espacio-temporal de algunas variables. De esta

forma, el trabajo pretende contribuir a evaluar la precisión y utilidad de las bases de datos actuales de satélite a la escala global.

### II. Teoría

En esta sección presentamos el conjunto de algoritmos con los que pueden estimarse algunas variables que son importantes en el seguimiento medioambiental a la escala global, a partir de los datos suministrados por el sensor AVHRR.

#### 2.1.- Temperatura

La obtención de la temperatura de la superficie terrestre se ha realizado utilizando un algoritmo de tipo *split-window* para los canales 4 y 5 del AVHRR que responde a la siguiente estructura [2]:

$$T_s = T_4 + A (T_4 - T_5) - B_0 + (1-\epsilon) B_1 - \Delta\epsilon B_2 \quad (1)$$

donde  $T_4$  y  $T_5$  son las temperaturas radiométricas medidas en los canales 4 y 5 del AVHRR,  $\epsilon = (\epsilon_4 + \epsilon_5)/2$  y  $\Delta\epsilon = (\epsilon_4 - \epsilon_5)$  representan respectivamente, la emisividad media y su variación espectral en los canales considerados, y donde los coeficientes se obtienen como:  $A = [1 - \tau_4(\theta)] / [\tau_4(\theta) - \tau_5(\theta)]$ ,  $B_0 = A[1 - \tau_5(\theta)](\Delta T_a)$ ,  $B_1 = \{[1 - \tau_4(\theta)\tau_4(53)] / [\tau_4(\theta) - \tau_5(\theta)]\} (T_4 - T_5) + \tau_4(53)(T_4/4.667)$  y  $B_2 = \tau_5(\theta)AB_1$ ,  $\Delta T_a = T_{a4} - T_{a5}$  donde  $T_{a4}$  y  $T_{a5}$  representan la temperatura atmosférica media en los canales 4 y 5, y  $\tau_4(\theta)$ ,  $\tau_5(\theta)$  y  $\tau_4(53)$  son respectivamente, las transmisividades atmosféricas en los canales 4 y 5 bajo el ángulo  $\theta$  y en la dirección de  $53^\circ$ . La ecuación (1) necesita del conocimiento de la emisividad de la superficie, la temperatura y la transmisividad atmosféricas en el área de estudio. Esto resulta difícil porque implica la existencia de radiosondeos tomados a la hora de paso del satélite. Para resolver este inconveniente, proponemos el siguiente algoritmo operativo:

$$T_s = T_4 + 1,40 (T_4 - T_5) + 0,32 (T_4 - T_5)^2 + 0,83 + (57,5 W) (1 - \epsilon) - (161 - 30 W) \Delta\epsilon \quad (2)$$

donde  $W$  ( $g\ cm^{-2}$ ) es el contenido total en vapor de agua de la atmósfera. El presente algoritmo se ha comprobado con

197 datos suministrados por Prata de una zona de Australia, obteniéndose una desviación estándar de 1,3 K. Para obtener este algoritmo los coeficientes A y B<sub>0</sub> se han calculado a partir de la base de datos *AVHRR Pathfinder Oceans Match-up database* (PFMDB). Así, se tiene:  $A(T_4 - T_5) - B_0 = 1,40(T_4 - T_5) + 0,32(T_4 - T_5)^2 + 0,83$  con un error estándar de 0,6 K en la estimación de la Temperatura de la Superficie del Mar (TSM). Esta dependencia cuadrática de la ecuación split-window, que ya fue utilizada por la NOAA, en los años 1981 al 1983, para calcular la TSM a partir del satélite NOAA-7 [3], permite obtener los coeficientes directamente de T<sub>4</sub> y T<sub>5</sub>.

Un ejemplo de aplicación se da en la figura 1 para el día 30 de mayo de 1996 a las 13:40 h.

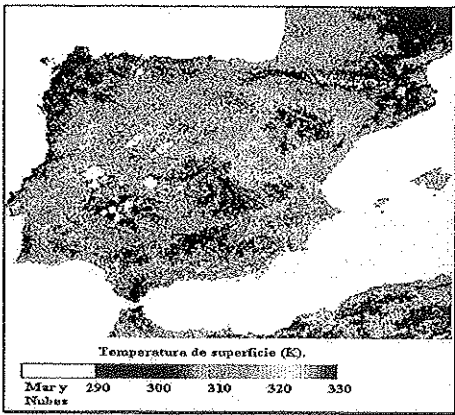


Figura 1.- Imagen de temperatura construida a partir de la ecuación (2).

Para la superficie terrestre hay que considerar el efecto de emisividad. Este es un problema cuya resolución exacta es imposible porque hay más incógnitas (emisividad y temperatura) que medidas (un dato de radiancia por canal). Por tanto es necesario introducir una hipótesis para resolver el problema. Nosotros hemos utilizado una aproximación, que considera una superficie dada como una mezcla de suelo desnudo y vegetación, de acuerdo con [4]:

$$\epsilon_i = \epsilon_{iV} P_V + \epsilon_{iS} (1 - P_V) + \epsilon_{iC} \quad (3)$$

donde  $\epsilon_{iS}$  y  $\epsilon_{iV}$  son las emisividades del suelo desnudo y la vegetación en el canal considerado,  $P_V$  es la proporción de la vegetación,  $\epsilon_{iC}$  es un término que depende de la rugosidad de la superficie, es nulo para zonas llanas, y tiene en cuenta las reflexiones internas (efectos de cavidad) [4]:

$$\epsilon_{iC} = \{ (1 - \epsilon_{iS}) \epsilon_{iV} F(1 - P_V) + [ (1 - \epsilon_{iV}) \epsilon_{iS} G + (1 - \epsilon_{iV}) \epsilon_{iV} F' ] P_V \} \quad (4)$$

donde F, F' y G son factores de forma que dependen de la geometría de la rugosidad y P<sub>i</sub> representa la proporción del lateral de la rugosidad. La aplicación de la ecuación (3) a los píxeles mezcla de las imágenes se ha realizado de acuerdo a Valor y Caselles [5], debido al pequeño intervalo de variación que presentan los valores de emisividad en el intervalo 10,5-12,5 μm (valores de 0,94 para suelos desnudos a 0,99 para un área totalmente cubierta de vegetación). En particular, la figura 2, muestra la imagen de emisividad de la península Ibérica. De la misma se observa como las zonas que presentan una emisividad mayor se sitúan en la zona Norte. Además acceder al conocimiento de la emisividad a escala regional no sólo es imprescindible para determinar la temperatura de la superficie, si no también en tanto que permite discriminar entre los distintos usos de suelo, así como obtener información de la evolución que sufre la cobertura terrestre. En este sentido la figura 3, construida para el día 23 de julio de 1995, muestra las diferencias que se producen en el paisaje como consecuencia del paso de un año de sequía (1995) a uno de lluvias (1996), así el aumento de la emisividad resulta patente en esta última imagen.

Por último la ecuación (1), necesita del conocimiento del contenido total en vapor de agua de la atmósfera, W. Este parámetro puede obtenerse a partir de radiosondeos, sin embargo esto no siempre constituye una solución operativa. Para eliminar este inconveniente hemos desarrollado un método denominado *Split-Window Covariance Variance Ratio (SWCVR)* [6], que permite estimar W a partir de los datos suministrados por el sensor. Este método se basa en la hipótesis de la constancia atmosférica en un conjunto N de píxeles vecinos (por ejemplo 20x20) en los que la temperatura de la superficie cambia. El algoritmo propuesto para el AVHRR es:

$$W = 0.26 - 14.253 (\cos\theta \ln R_{54}) - 11.649 (\cos\theta \ln R_{54})^2 \quad (5)$$

θ es el ángulo de observación, R<sub>54</sub> es el cociente entre la covarianza y varianza espacial de las imágenes de temperatura radiométricas en los canales 4 y 5, T<sub>40</sub> y T<sub>50</sub> son el valor medio de la temperatura en los N píxeles considerados:  $R_{54} = [\sum (T_{4k} - T_{40})(T_{5k} - T_{50})] / \sum (T_{4k} - T_{40})^2$ . Hemos validado (5) con una amplia base de datos AVHRR de la Península junto con los correspondientes radiosondeos, obteniendo W con un error de 0,5 (gcm<sup>-2</sup>). Un ejemplo se muestra en la figura 4. Se observa la alta variación de W a escala regional, por lo que dar un valor constante lleva a errores en la determinación de T.

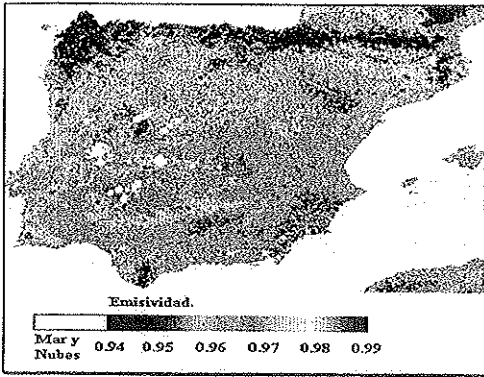


Figura 2.-Imagen de emisividad día 30 de mayo de 1996.

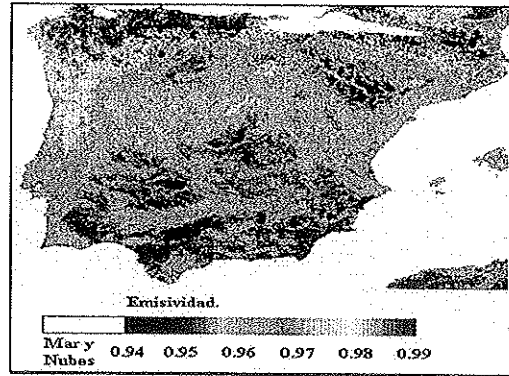


Figura 3.-Imagen de emisividad día 23 de julio de 1995.

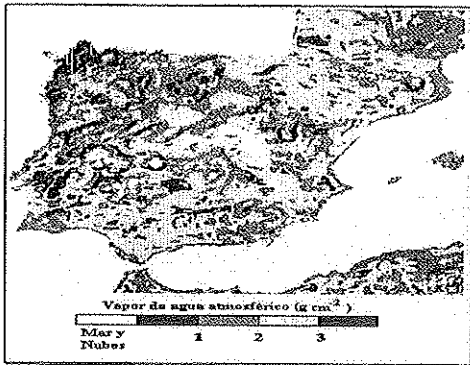


Figura 4.- Imagen de vapor de agua.

## 2.2.-Inercia térmica

La inercia térmica,  $P$  ( $UIT = Ws^{1/2}m^{-2}K^{-1}$ ), se define como una medida de la resistencia de los materiales a cambiar su temperatura. Se expresa como  $P = (cK\rho)^{-1/2}$ ,  $K$  es la conductividad,  $\rho$  es la densidad y  $c$  el calor específico. Sobrino et al [7] muestran que  $P$  puede estimarse desde satélite como:

$$P = \frac{(1-A) S_0 C_1}{\Delta T \sqrt{\omega}} \frac{A_1 [\cos(\omega t_2 - \delta_1) - \cos(\omega t_1 - \delta_1)]}{\sqrt{1 + \frac{1}{b} + \frac{1}{2b^2}}} \quad (6)$$

$A$  es el Albedo,  $S_0$  la constante solar ( $W m^{-2}$ ),  $C_1$  es la transmisividad atmosférica,  $A_1$  es el primer coeficiente de la serie de Fourier,  $w$  es la frecuencia de rotación de la tierra,  $t_1$  y  $t_2$ , son los tiempos de paso del satélite NOAA que proporcionen una buena aproximación de la amplitud diurna de la temperatura, 2:30 a.m. y 2:30 p.m.,  $\Delta T = T(t_2) - T(t_1)$ ,  $b = \tan(\delta_1) / [1 - \tan(\delta_1)]$ , y  $\delta_1$  es la diferencia de fase para

3 pasos de satélite  $t_1$ ,  $t_2$  y  $t_3$  para los que tenemos  $T_1 = T(t_1)$ ,  $T_2 = T(t_2)$ , y  $T_3 = T(t_3)$ . De esta forma se llega a

$$\xi = \frac{(T_2 - T_3) [\cos(\omega t_1) - \cos(\omega t_2)] - (T_1 - T_2) [\cos(\omega t_2) - \cos(\omega t_3)]}{(T_1 - T_2) [\sin(\omega t_2) - \sin(\omega t_3)] - (T_2 - T_3) [\sin(\omega t_1) - \sin(\omega t_2)]} \quad (7)$$

siendo  $\delta_1 = \arctg(\xi) + (2m+1)\pi$ ,  $m=0, 1, 2, \dots$

## 3.-Estudios multitemporales

Uno de los objetivos es analizar la dinámica espacio-temporal. Para ello hemos utilizado imágenes del *Global Land 1-km AVHRR project*.

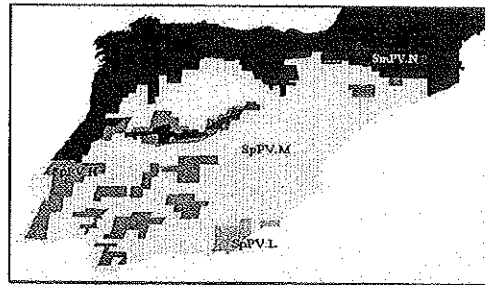


Figura 5.- Clases consideradas. Adaptado de [9].

Los datos son composiciones para periodos de 10 días entre Abril del 92 a Septiembre del 93, de acuerdo con el método del máximo NDVI. Aún así, hay regiones, que están contaminadas por nubes. En este caso hemos eliminado los píxeles nubosos con un método de umbrales. Los datos vienen en proyección *homolosine* [8]. Las imágenes seleccionadas corresponden a la composición entre el día 11 y 20. El estudio no incluye la inercia térmica, ni la diferencia de temperatura día-noche, ya que la base de datos solo guarda la imagen. Los resultados se

dan en términos de medias para 5 clases: SmPV.N, SmPV.W, SpPV.H, SpPV.L y SpPV.M. Estas clases obtenidas en [9] se muestran en la figura 5. A modo de ejemplo las figuras 6 y 7 muestran la evolución del índice normalizado y la temperatura.

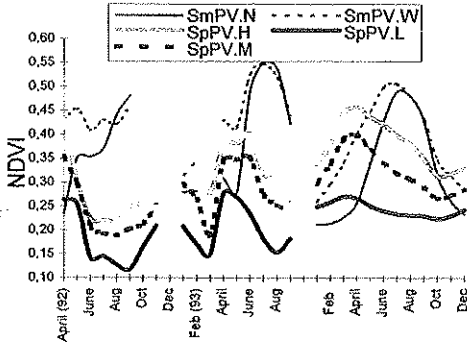


Figura 2. Medias del NDVI. Las curvas a la derecha son los valores dados por [9] para imágenes de 8 km x 8 km.

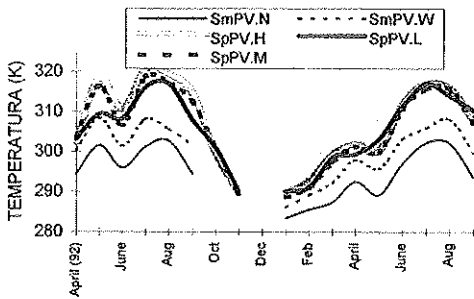


Figura 7. Medias de la temperatura de superficie.

Finalmente la figura 8 muestra la desviación estándar del NDVI, que nos informa sobre los cambios habidos en la cobertura terrestre, a partir de 12 imágenes (Octubre 1992 a Septiembre 1993). Los valores son altos en el N y NW de la Península, mientras que los bajos se localizan en S y SE.

#### 4.- Conclusiones

En la actualidad existe un importante archivo de imágenes de satélite a escala global. El presente trabajo presenta una serie de algoritmos que permiten estimar un buen número de variables físicas a partir de imágenes NOAA-AVHRR. Además, se muestra como las series temporales de algunas variables críticas obtenidas desde satélite pueden utilizarse

para realizar un seguimiento de la cobertura terrestre a escala regional.

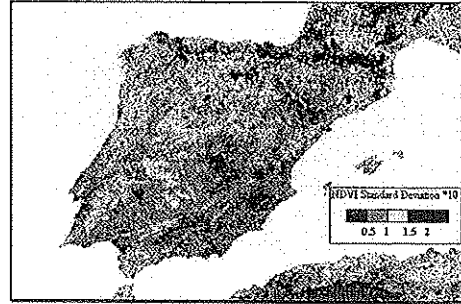


Figura 8.- Desviación estándar del índice de vegetación.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología de España (Proyecto No. CLI96-2018) por la ayuda económica recibida.

#### BIBLIOGRAFIA

- [1] Eidenshink, J. C. & J. L. Faundeen 1994. The 1-km AVHRR global land data set: first stages in implementation. *Int. J. Remote Sens.* 15: 3443-3462.
- [2] Sobrino, J. A., Z.-L. Li, M. P. Stoll & F. Becker 1996 Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *Int. J. Remote Sens.* 17: 2089-2114.
- [3] NOAA POD GUIDE APPENDIX E. Historical Record of Significant Events Affecting the SST, Radiation Budget and Aerosol Products Produced from TIROS-N serie AVHRR Data.
- [4] Sobrino, J. A., V. Caselles & F. Becker 1990. Significance of the remotely sensed thermal infrared measurement obtained over a citrus orchard. *ISPRS J. Photogram Remote Sens.* 44:343-354.
- [5] Valor, E., Caselles, V., 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas. *Remote. Sens. Environ* 57:167-184.
- [6] Sobrino, J. A., Z.-L. Li, M. P. Stoll & F. Becker 1994 Improvements in the Split-Window technique for land surface temperature determination. *IEEE Trans. Geosci Remote Sensing* 32:243-253.
- [7] Sobrino, J. A., M. H. El Kharraz, J. Cuenca, & N. Raissoun 1997. Thermal inertia mapping from NOAA-AVHRR data. *Adv. Space Research* (en prensa).
- [8] Goode, J. P. 1925. The Homolosine projection: a new device for portraying the Earth's surface entire. *Association of American Geographers, Annals*, 15:119-125.
- [9] Lobo, A., J. J. Ibañez & C. Carrera 1997. Regional scale hierarchical classification of temporal series of AVHRR vegetation index. *Int. J. Remote Sens.* (en prensa)

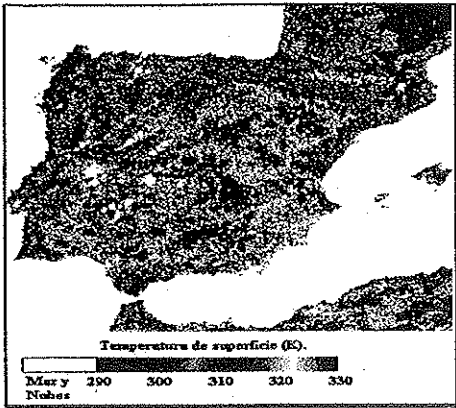


Figura 1.- Imagen de temperatura a partir de ec. (2).

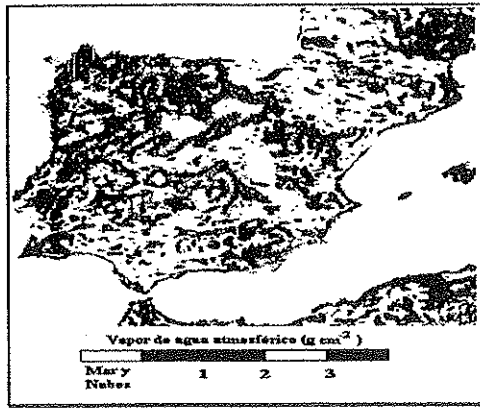


Figura 4.- Imagen de vapor de agua.

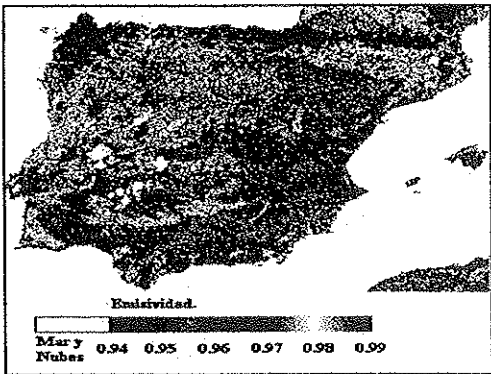


Figura 2.- Imagen de emisividad 30 de mayo de 1996.

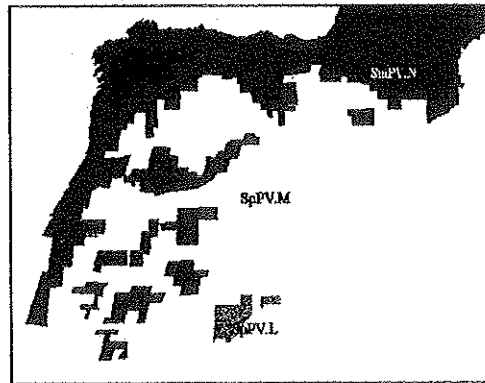


Figura 5.- Clases consideradas. Adaptado de [9].

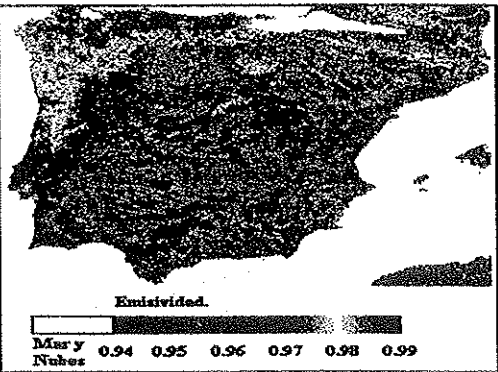


Figura 3.- Imagen de emisividad día 23 de julio de 1995.

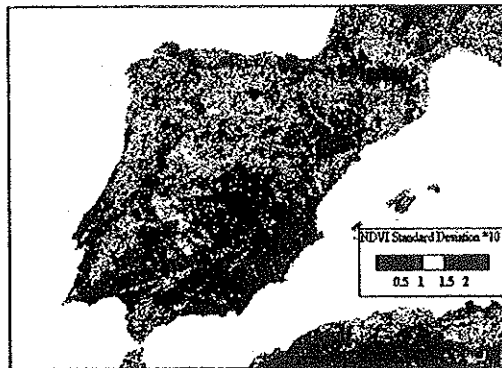


Figura 8.- Desviación estándar del NDVI

( C4 )