

Análisis de una metodología para la estimación de la evapotranspiración real diaria mediante teledetección a una escala regional

J. M. Sánchez, V. Caselles, E. Valor y C. Coll
juan.m.sanchez@uv.es

*Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica. Facultad de Física.
Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner 50 46100 Butjassot (Spain)*

RESUMEN

Una adecuada formulación y parametrización de la evapotranspiración (*LE*) son necesarias para el desarrollo y mejora de modelos hidrológicos, climáticos y meteorológicos. Durante los últimos años se han desarrollado una gran variedad de modelos para obtener *LE*, pero los más adecuados a la hora de aplicarlos a escala regional son aquellos que incorporan técnicas de teledetección. En particular, los modelos de dos fuentes con asociación de resistencias en paralelo son los más adecuados cuando la zona de estudio presenta una alta heterogeneidad en tipos de cultivo y cobertura de vegetación. Este trabajo muestra un ejemplo de elaboración de mapas de *LE* diaria para la región completa de la Basilicata (situada en el sur de Italia), a partir de datos de los sensores Landsat 5-TM y Landsat 7-ETM+, de los mapas de uso de suelo del proyecto CORINE Land Cover, y de datos meteorológicos tomados de estaciones distribuidas por la zona. Los cálculos se han realizado para tres fechas distintas en los años: 1999, 2002 y 2004. Los resultados de *LE* se han analizado para los distintos tipos de cultivo y vegetación. Además, se han comparado con algunas medidas tomadas en superficie. Finalmente, se observan una sobreestimación de 0,6 mm día⁻¹ y un error de estimación de $\pm 1,0$ mm día⁻¹.

PALABRAS CLAVE: Evapotranspiración, Teledetección, Landsat, Basilicata.

ABSTRACT

An appropriate formulation and parameterization of the evapotranspiration (*LE*) are needed to develop and improve hydrological, climatic and meteorological models. There is a wide variety of models to retrieve *LE*, but the most adequate ones for regional scale analyses are those using remote sensing data. Particularly, two source models with parallel resistance association are the most suitable when the study sites show a high heterogeneity in crop types and vegetation cover. This work shows an example of daily *LE* mapping for the whole Basilicata region (southern Italy) from Landsat 5-TM and Landsat 7-ETM+ data, CORINE Land Cover land use maps, and ground meteorological data from weather stations distributed across the area. These calculations have been performed for three different dates in 1999, 2002 and 2004. *LE* results have been analysed for different crop and vegetation types. Besides, they have been compared with some ground measurements. Finally, an overestimation of 0.6 mm day⁻¹ and an estimation error of ± 1.0 mm day⁻¹ are shown.

KEY WORDS: Evapotranspiration, Remote Sensing, Landsat, Basilicata.

INTRODUCCIÓN

En el ámbito de las actividades para el control de los recursos hídricos, la caracterización física de los procesos hidrológicos juega un papel de gran relevancia. En este sentido, el estudio integrado de los intercambios de energía entre el suelo, la vegetación y los primeros estratos de la atmósfera, supone el punto de partida para un correcto balance hidrológico, y de esta forma una adecuada planificación de los recursos hídricos.

La integración de técnicas consolidadas para la evaluación del balance hídrico, y en particular de la

evapotranspiración, con metodologías de alto contenido tecnológico para caracterizar los aspectos hidrológicos, hidrogeológicos y atmosféricos, resulta de gran utilidad. En concreto, la aplicación de técnicas de teledetección para la observación de la Tierra puede suplir en muchos casos la falta de información meteorológica en puntos de la superficie en los que sería muy difícil aplicar las metodologías clásicas.

A pesar de la multitud de trabajos que existen sobre el estudio de la evapotranspiración y la gran cantidad de modelos propuestos, no existe un acuerdo generalizado sobre el método más adecuado

según el área de aplicación. La estimación de la evapotranspiración es muy sensible a las características y condiciones de la superficie. Habitualmente, esta magnitud física se ha estudiado a nivel puntual teniendo solamente en cuenta las observaciones meteorológicas o las medidas sobre la zona exacta de estudio. Si se intenta obtener a partir de esos valores puntuales una imagen de evapotranspiración a una escala regional, la incertidumbre en la evapotranspiración aumenta lógicamente al tener que introducir métodos de interpolación/extrapolación (Sánchez & Chuvieco, 2000). En este contexto, se considera oportuno recurrir a las técnicas de teledetección que nos permitan disponer de una observación regular de un territorio extenso. De esta forma podremos caracterizar la superficie dentro de las posibilidades que nos permita la resolución espacial del sensor empleado.

Naturalmente, el interés de esta técnica está ligado a la información espectral contenida en las imágenes de satélite, y a la posibilidad de combinar esa información procedente de distintos intervalos espectrales para obtener parámetros y variables de la superficie de la Tierra.

El objetivo de este trabajo es mostrar la aplicación de la teledetección dentro de un modelo para la obtención de la evapotranspiración real diaria. De esta forma se presenta una metodología que se podría incluir en los modelos hidrológicos y contribuir así a afrontar problemas de planificación ambiental, de programación y gestión de recursos hídricos, e incluso de desertificación.

En concreto, en este trabajo se muestra la aplicación de un modelo basado en la ecuación de balance energético y en un nuevo modelo de asociación de resistencias en paralelo, propuesto por Sánchez et al. (2007), para la obtención de la evapotranspiración real diaria. La zona de estudio es una región completa situada al sur de Italia, la Basilicata.

La complejidad del territorio dentro de la Basilicata, la variabilidad en la tipología de la cubierta vegetal y los distintos usos de suelo, vienen caracterizados mediante un mapa del proyecto CORINE Land Cover 2000. Los datos de campo necesarios se han medido en una red de estaciones agro-meteorológicas distribuidas por toda la región.

En cuanto a los datos de teledetección, tres imágenes se han seleccionado para este trabajo, dos procedentes del sensor Landsat 7-ETM+ (26 septiembre 1999 y 14 junio 2002) y una del Landsat5-TM (26 mayo 2004).

METODOLOGÍA

El punto de partida del modelo empleado es la ecuación de balance de energía:

$$R_n = G + H + LE \quad (1)$$

donde R_n ($W m^{-2}$) es el flujo de radiación neta, G ($W m^{-2}$) es el flujo de calor en el suelo, H ($W m^{-2}$) es el flujo de calor sensible, LE ($W m^{-2}$) es el flujo de calor latente o evapotranspiración. A escala diaria el flujo de calor en el suelo, G , se puede despreciar. De esta forma, estimando previamente H y R_n , la evapotranspiración real, LE , se puede obtener como un residuo de la ecuación (1).

Para la estimación de los distintos términos de la ecuación de balance de energía se recurre a una integración de la información procedente de imágenes de satélite con datos de campo disponibles sobre la zona de estudio, en correspondencia con la misma fecha y la hora de paso del satélite. En concreto, nos referimos a la velocidad de viento, temperatura del aire, y radiación global. A partir de los datos de satélite se obtienen otros parámetros y variables necesarios como son, el albedo de la superficie, el $NDVI$ (Normalizad Diferente Vegetation Index), la proporción de vegetación, P_v , la emisividad de la superficie terrestre o la propia temperatura radiométrica superficial.

Cálculo de la proporción de vegetación, P_v

El procedimiento adoptado para la estimación de la evapotranspiración real parte del modelo de resistencias suelo-vegetación-atmósfera, propuesto por Sánchez et al. (2007). Este modelo considera como elemento fundamental la partición del flujo de calor sensible, H , en dos contribuciones procedentes del suelo y de la vegetación, teniendo en cuenta la proporción de vegetación, P_v , con el fin de conferir un significado físico al modelo de resistencias en paralelo frente a otros modelos que aparecen en la literatura.

El primer paso en la aplicación del método consiste en la estimación de P_v mediante la relación (Valor & Caselles, 1996):

$$P_v = \frac{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}\right)}{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}\right) - K \left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_v}\right)} \quad (2)$$

donde el índice de vegetación $NDVI$ se obtiene de la forma:

$$NDVI = \frac{R_{NIR} - R_{RED}}{R_{NIR} + R_{RED}} \quad (3)$$

donde R_{NIR} es la reflectividad en el infrarrojo próximo, y R_{RED} es la reflectividad en el rojo (visible), extraídas, respectivamente, de las bandas 4 y 3 de los sensores TM y ETM+; $NDVI_v$ es el valor del índice de vegetación en zonas de cobertura completa de vegetación; $NDVI_s$ es el índice de vegetación en zonas de suelo desnudo desprovisto de vegetación; K es un coeficiente que se obtiene a través de la expresión:

$$K = \frac{R_{NIR_v} - R_{RED_v}}{R_{NIR_s} - R_{RED_s}} \quad (4)$$

donde R_{NIR_v} y R_{NIR_s} son las reflectividades en el infrarrojo próximo, mientras que R_{RED_v} y R_{RED_s} son las reflectividades en el rojo, respectivamente para la vegetación y el suelo.

Cálculo de la emisividad, ε

A partir del valor de P_v para cada píxel, se obtiene la emisividad a través de la ecuación simplificada propuesta por Valor & Caselles (2005):

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s (1 - P_v)(1 - 1.74P_v) + 1.7372P_v(1 - P_v) \quad (5)$$

donde ε_v y ε_s son los valores de la emisividad de la vegetación y del suelo, respectivamente.

Cálculo de la temperatura superficial, T^*

De acuerdo con la ley de Planck, la temperatura de la superficie terrestre se puede estimar a través de la medida de la radiación emitida por dicha superficie. La radiación térmica recibida por el sensor corresponde a la suma de la radiación emitida por la propia superficie, la radiación emitida por el estrato atmosférico existente entre la superficie y el sensor, y la radiación atmosférica reflejada. Así pues, la temperatura superficial, T^* , se puede estimar a través de la ecuación de transferencia radiativa monocanal:

$$B(T^*) = \frac{L(T) - R^\uparrow}{T^\uparrow \varepsilon} - \frac{(1 - \varepsilon)R^\downarrow}{\varepsilon} \quad (6)$$

donde $L(T)$ es la radiancia a nivel de satélite; T es la temperatura de brillo, ε es la emisividad de la superficie; $B(T^*)$ es la radiancia emitida por la superficie; R^\downarrow es la radiancia ascendente emitida por la atmósfera en el ángulo de visión del sensor, R^\uparrow es la radiancia hemisférica descendente, parte es absorbida por el suelo y parte es reflejada y devuelta a la atmósfera; T^\uparrow es la transmisividad atmosférica que atenúa la radiancia recibida por el instrumento.

Cálculo del flujo de calor sensible instantáneo, H_i

Para el cálculo de H_i se emplea el modelo de dos fuentes con asociación de resistencias en paralelo de Sánchez et al., (2007). Este modelo tiene en cuenta las contribuciones al flujo total procedentes del suelo, H_s , y de la vegetación, H_c , a través de la expresión:

$$H_i = P_v H_c + (1 - P_v) H_s \quad (7)$$

Por su parte, H_c y H_s , se obtienen a través de las expresiones:

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a^h} \quad (8)$$

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a^a + r_a^s} \quad (9)$$

donde ρ es la densidad del aire (kg m^{-3}), C_p es el calor específico del aire a presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), T_c y T_b son las temperaturas (K) de la vegetación y del suelo, respectivamente, T_a , la temperatura (K) del aire, y finalmente r_a^h , r_a^a y r_a^s son las resistencias aerodinámicas (s m^{-1}) del aire sobre la vegetación, del aire sobre el suelo y del propio suelo, respectivamente. Estas resistencias aerodinámicas se obtienen a través de expresiones un tanto complejas, en las que intervienen variables y parámetros como la velocidad del viento, u (m s^{-1}), la altura del cultivo, h (m), o la altura de referencia, z (m). Las ecuaciones matemáticas correspondientes a estas resistencias aerodinámicas pueden consultarse con detalle en el apéndice incluido en Sánchez et al. (2007).

Cálculo de la radiación neta instantánea, R_{ni}

La variabilidad espacial de la radiación neta en una zona extensa es mucho menor que la que experimenta el flujo de calor sensible (Humes et al., 2002; Laymon & Quattrocchi, 2002; Kustas et al., 2002). Esto significa que R_n es menos sensible que H a las variaciones en las características de la superficie, como pueden ser la proporción de vegetación, la velocidad del viento o la temperatura.

En lugar de emplear las medidas directas en las estaciones agro-meteorológicas, se puede estimar R_{ni} estableciendo el balance entre la radiación de onda corta y onda larga a través de la expresión:

$$R_{ni} = (1 - \alpha)R_s^\downarrow + \varepsilon R_l^\downarrow - \varepsilon \sigma T^{*4} \quad (10)$$

donde R_{ni} es la radiación neta instantánea ($W m^{-2}$); R_s^\downarrow es la radiación hemisférica incidente de onda larga; α es el albedo; $\sigma=5,67 \cdot 10^{-8}$ ($W m^{-2} K^{-4}$) es la constante de Stefan-Boltzmann.

Habitualmente, la irradiancia, R_l^\downarrow se mide puntualmente sobre la superficie y suele presentar una gran homogeneidad espacial dentro del área de estudio (Humes et al., 2002). Lo mismo sucede con R_s^\downarrow .

Finalmente, α se obtiene a partir de las reflectividades corregidas de las bandas 1-5 y 7, de acuerdo con el método de Dubayah, (1992):

$$\alpha = 0.221\rho_1 + 0.162\rho_2 + 0.102\rho_3 + 0.354\rho_4 + 0.059\rho_5 + 0.0195\rho_7 \quad (11)$$

Cálculo de la evapotranspiración real diaria, LE_d

El paso de escala instantánea a diaria se puede realizar de manera sencilla, gracias a la relación propuesta por Seguin e Itier (1983), según la cual:

$$\frac{H_d}{R_{nd}} = \frac{H_i}{R_{ni}} \quad (12)$$

donde R_{nd} y H_d son la radiación neta y el flujo de calor sensible diarios.

Solamente a escala diaria es posible despreciar el flujo de calor en el suelo, G , en la ecuación (1). En ese caso es posible calcular LE como diferencia de R_n y H :

$$LE_d = R_{nd} - H_d \quad (13)$$

Introduciendo la relación (12) en la expresión (13), y sacando factor común llegamos a la ecuación que nos permite calcular la evapotranspiración real diaria a partir de los valores instantáneos de radiación neta y flujo de calor sensible:

$$LE_d = \frac{R_{nd}}{R_{ni}}(R_{ni} - H_i) \quad (14)$$

APLICACIÓN AL TERRITORIO DE LA BASILICATA

A partir del mapa de usos de suelo de la Basilicata, procedente del proyecto CORINE Land Cover 2000 (Figura 1), y de una secuencia de tres imágenes de satélite, correspondientes al 26 de septiembre de 1999 y 14 junio de 2002, procedentes del sensor ETM+ a bordo del Landsat 7, y al 26 de mayo de 2004, procedente del sensor TM a bordo del Landsat 5, procedemos a calcular y representar las variables que intervienen en la ecuación (1). La resolución espacial de los sensores TM y ETM+ nos permite identificar, distinguir y caracterizar la diversa tipología de coberturas vegetales y usos de suelo presente en la región de la Basilicata.

Para el cálculo del flujo de calor sensible, H_i , mediante la ecuación (7), es necesario determinar previamente la proporción de vegetación, P_v , la temperatura del aire, T_a , y la temperatura de la superficie, T^* . Esta última, a su vez, se obtiene a través de la ecuación (6), una vez estimada la emisividad, ε .

La proporción de vegetación, P_v , se obtiene al aplicar las ecuaciones (2)-(4). En la Figura 2 se



Figura 1. Mapa de usos de suelo de la región de la Basilicata. Fte- CORINE Land Cover 2000.

muestran los mapas de la distribución de esta variable sobre toda la región para las tres fechas de estudio. Analizando los tres mapas de la Figura 2, se observa que las condiciones de vegetación más densa (verde más oscuro) corresponden al mes de junio. Además, comparando con el mapa de usos de suelo (Figura 1) se evidencia claramente que las zonas de mayor cobertura vegetal corresponden a áreas de bosque.

Por lo que respecta a la emisividad, aplicando la ecuación (5), asumiendo unos valores de emisividad de $\varepsilon_v=0.985$ y de $\varepsilon_s=0.960$, se determinan los correspondientes mapas de emisividad.

La distribución de la temperatura del aire, T_a , se obtiene de la interpolación de los datos de campo recogidos en las estaciones agro-meteorológicas repartidas por toda la región, coincidentes con la hora de paso del satélite sobre la zona (aproximadamente las 9:30 UTC).

En cuanto a la temperatura de la superficie, T^* , se ha obtenido a partir de la información contenida en la banda 6 del Landsat. La radiancia que se extrae de dicha banda ha sido corregida de los correspondientes efectos atmosféricos de acuerdo con la ecuación (6). Para ello se han empleado tres radiosondeos (uno por fecha) lanzados sobre el área de estudio. Introduciendo los valores de presión, temperatura y humedad del aire de dichos radiosondeos dentro del código de transferencia radiativo MODTRAN 4.0 se calculan los valores necesarios de R^{\uparrow} , R^{\downarrow} y T^{\downarrow} .

Los mapas de temperatura de la superficie, T^* , se muestran en la Figura 3. Si comparamos dichos mapas con los de proporción de vegetación (Figura 2), se observa que en las zonas de suelo desnudo es donde se obtienen las temperaturas más elevadas, mientras que en las zonas más vegetadas las temperaturas estimadas presentan los valores más bajos. Además se percibe una línea natural de demarcación entre los territorios de Potenza y Matera, con temperaturas de media más bajas en el primero y más altas en el segundo.

Seleccionando zonas de suelo desnudo y de cobertura completa de vegetación sobre los mapas de T^* , se obtienen los valores de T_s y T_c , respectivamente, necesarios en las ecuaciones (8) y (9). Por otro lado, la distribución del parámetro h , necesario para estimar las resistencias aerodinámicas del sistema, se obtiene empleando la clasificación del mapa de usos de suelo de la Figura 1 y una base de las características de las diversas tipologías de

vegetación presentes. La distribución de la velocidad del viento también se determina por interpolación de los datos medidos en las estaciones agro-meteorológicas.

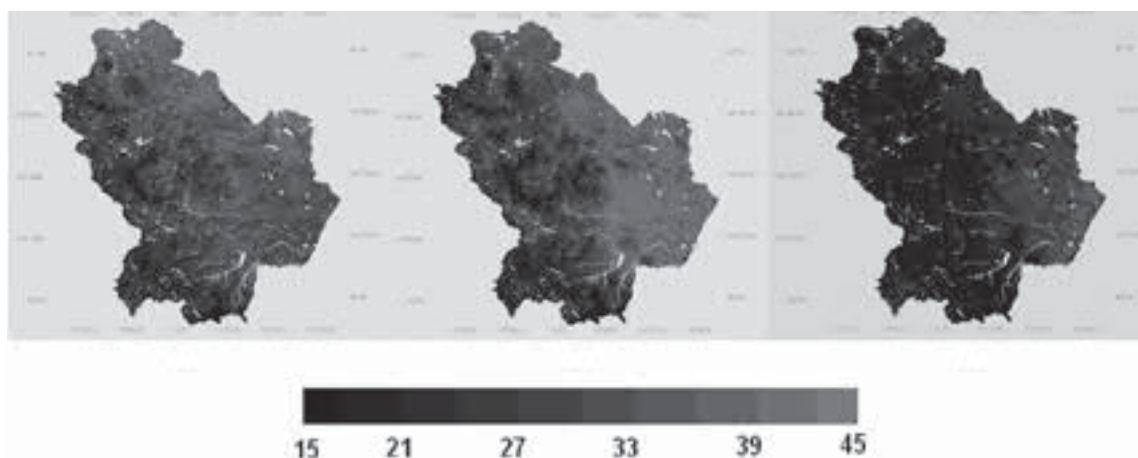
Con todo esto ya es posible obtener los mapas de flujo de calor sensible instantáneo, H_i , que aparecen en la Figura (4). Se observa que H_i puede tomar valores positivos o negativos. Un valor negativo de H_i conlleva un incremento de la evapotranspiración, y al contrario, un valor positivo de H_i comporta una reducción en el valor de LE .

Para la determinación de la radiación neta instantánea, R_{ni} , a través de la ecuación (10) necesitamos estimar R_s^{\downarrow} , R_l^{\downarrow} , y α . Como en los casos anteriores de velocidad de viento y de temperatura del aire, la distribución de R_s^{\downarrow} sobre el territorio de la Basilicata se obtiene por interpolación de los datos de campo. En este caso, no disponíamos de medidas directas de R_l^{\downarrow} y se estimó mediante el programa MODTRAN 4.0, a partir de los datos de radiosondeo. El albedo se obtuvo aplicando la ecuación (11) a las imágenes de satélite.

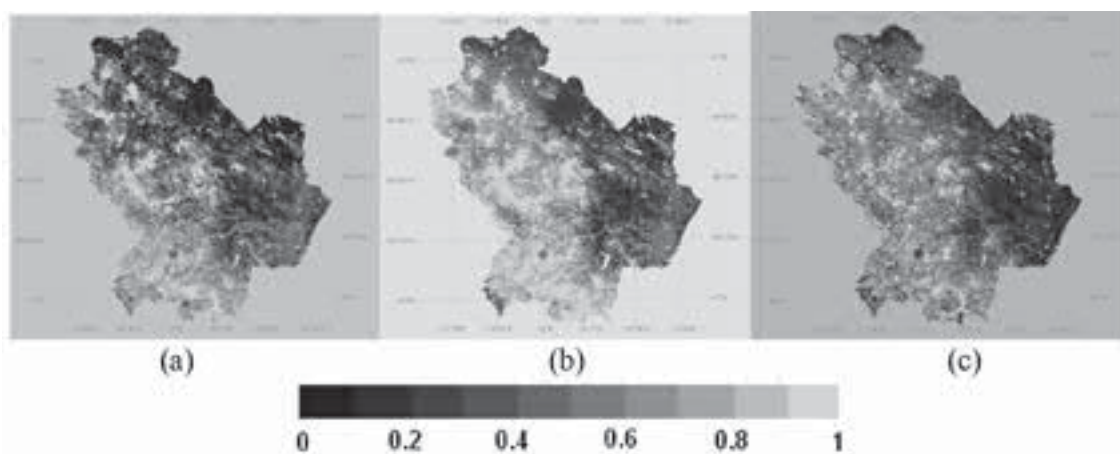
La Figura 5 muestra los mapas de R_{ni} para las tres fechas consideradas. Comparando las Figuras 5 y 2, se observa que las zonas más vegetadas presentan los valores más elevados de R_{ni} , mientras que los más bajos se obtienen para las zonas de suelo desnudo.

Teniendo en cuenta la mayor homogeneidad espacial en la distribución de R_{ni} que en H_i , la variabilidad espacial de la evapotranspiración estará ligada principalmente a la variabilidad del flujo de calor sensible.

Finalmente, y a través de la ecuación (14) se calculan los mapas de evapotranspiración real diaria. Para pasar de la escala instantánea a la diaria se emplea el cociente R_{nd}/R_{ni} , estimado previamente para cada fecha a partir de los datos del proyecto CarboEurope. Los mapas de LE_d expresada en (mm día^{-1}) se representan en la Figura 6. Como se puede observar comparando con los mapas de P_v (Figura 2), en líneas generales las zonas de suelo desnudo presentan valores bajos de evapotranspiración, mientras que los valores altos de LE_d se obtienen para las zonas de máxima cobertura de vegetación. Sin embargo, también existe una pequeña proporción de píxeles con valores elevados de P_v y valores bajos de LE_d . Comparando con un mapa digital de elevación del terreno, se puede comprobar que estas zonas se corresponden con altitudes superiores a los 1500 m sobre el nivel del mar



*Figura 3. Mapas de temperatura de la superficie, $T(^{\circ}\text{C})$, correspondientes al 26-09-1999 (a), al 14-06-2002 (b) y al 26-05-2004 (c).



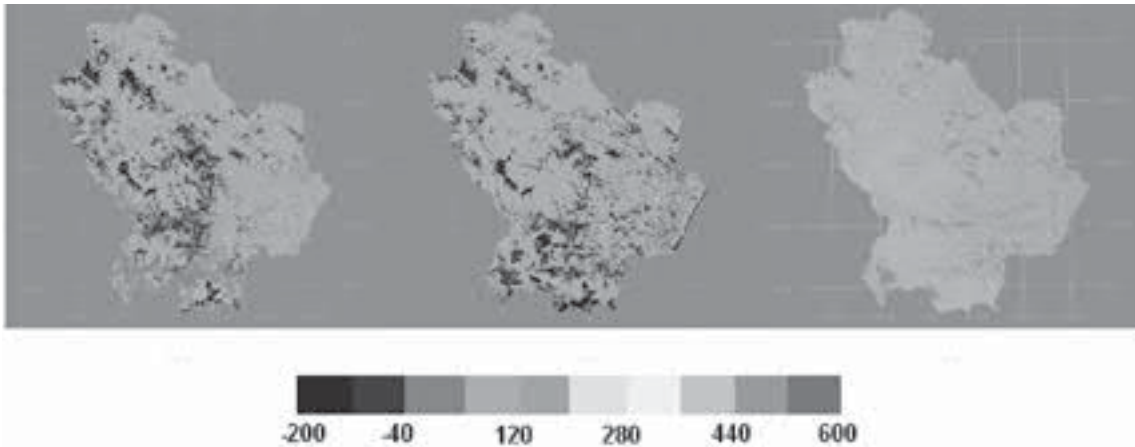
*Figura 2. Mapas de proporción de vegetación, P_v , correspondientes al 26-9-1999 (a), al 14-06-2002 (b) y al 26-05-2004 (c).

Para un análisis cuantitativo de los resultados hemos calculado el valor medio de LE_d para todos los píxeles dentro de un mismo tipo de uso de suelo. En la Tabla 1 se muestra un resumen de los resultados obtenidos para algunos de los usos de suelo más característicos.

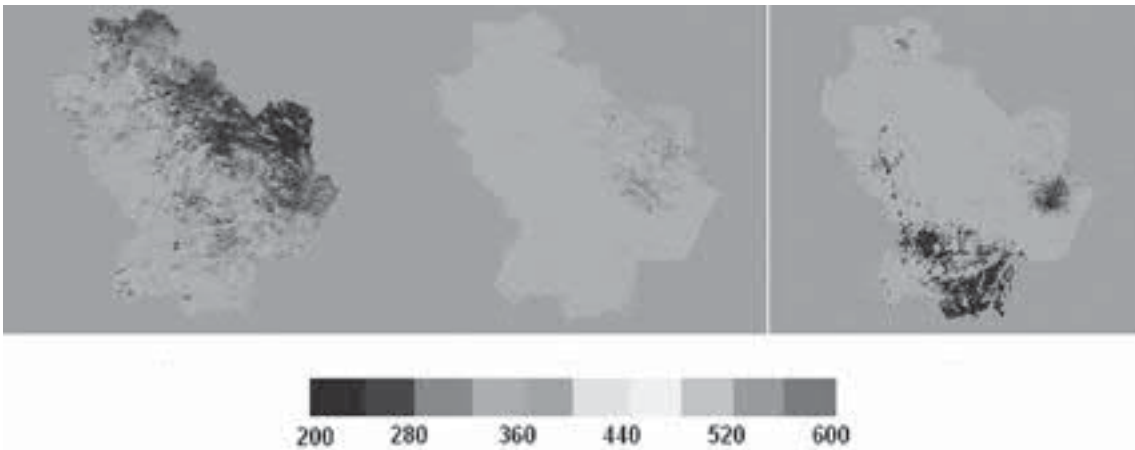
Los bosques de coníferas y de hoja caduca, junto con los árboles frutales y zonas agrícolas, presentan los valores más altos, mientras que las zonas abiertas con vegetación escasa, los bosques mixtos, o los pastos muestran las medias más bajas. Además, podemos observar como en todos los casos el valor de LE_d para el 26 de Septiembre es claramente inferior al obtenido para el 14 de Junio y el 26 de Mayo. Esto es lógico si tenemos en cuenta el desarrollo fenológico de la vegetación en cada una de las fechas.

Para validar los resultados del método presentado en este trabajo, hemos utilizado datos de dos lisímetros ubicados dentro de la región de la Basilicata. Los lisímetros se colocaron sobre distintas zonas de cultivo en las localidades de Lavello ($41^{\circ}6'6''\text{N}$, $15^{\circ}50'55''\text{E}$) y Policoro ($40^{\circ}10'15''\text{N}$, $16^{\circ}38'53''\text{E}$). El 14 de Junio de 2002, los valores de evapotranspiración diaria medidos sobre un cultivo de tomates en Lavello y Policoro fueron de 2,17 y 2,87 mm día^{-1} , respectivamente. A su vez, el 26 de Septiembre de 1999, se registró un valor de 1,93 mm día^{-1} sobre un cultivo de rábanos en Policoro. Desafortunadamente, el valor medido para esa fecha en el lisímetro de Lavello no es fiable, y no se disponen de registros para la fecha del 2004. Comparando las medidas de lisímetro con los resultados de LE_d (Figura 6) corres-

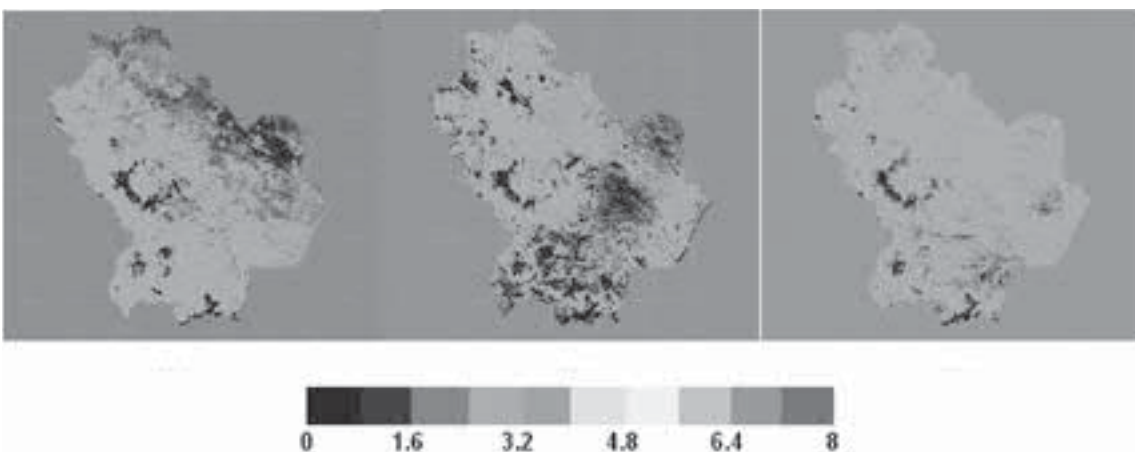
Todas las figuras precedidas de asterisco se incluyen en el cuadernillo anexo de color



*Figura 4. Mapas de flujo de calor sensible instantáneo, H_s ($W m^{-2}$), correspondientes al 26-09-1999 (a), al 14-06-2002 (b) y al 26-05-2004 (c).



*Figura 5. Mapas de radiación neta instantánea, R_n ($W m^{-2}$), correspondientes al 26-09-1999 (a), al 14-06-2002 (b) y al 26-05-2004 (c).



*Figura 6. Mapas de evapotranspiración real diaria, LE_d ($mm día^{-1}$), correspondientes al 26-09-1999 (a), al 14-06-2002 (b) y al 26-05-2004 (c).

Todas las figuras precedidas de asterisco se incluyen en el cuadernillo anexo de color

	Setiembre 1999	Junio 2002	Mayo 2004
Cultivos permanentes	3,2	4,1	4,4
Pastos	2,8	3,2	4,1
Zonas cultivables	2,4	3,5	4,5
Árboles frutales	3,7	4,9	4,3
Olivos	3,3	4,1	4,1
Viñas	3,2	4,5	4,2
Bosques de coníferas	4,2	6,7	4,8
Bosques de hoja caduca	4,0	5,2	4,2
Bosques mixtos	2,7	3,8	3,8
Hierba natural	3,4	3,9	4,6
Vegetación dispersa	2,6	2,3	3,6
Arbustos	3,2	3,7	4,1
REGIÓN COMPLETA	3,2	4,2	4,3

Tabla 1. Valores medios de evapotranspiración diaria, LE_d (mm día⁻¹), para distintos usos de suelo.

pondientes a los píxeles concretos en los que se encontraban situados dichos lisímetros, se observa un error de estimación de $\pm 0,7$ mm día⁻¹.

Con el fin de reforzar la validación del método a una escala regional se utilizó la base de datos del proyecto CarboEurope. Este proyecto internacional tiene como objetivo el estudio de los intercambios de dióxido de carbono entre la superficie y la atmósfera. Para ello se han colocado una serie de torres distribuidas por todo el continente europeo equipadas con la instrumentación necesaria para la medida directa de los flujos de calor en superficie. En la Tabla 2 se muestra la localización de las torres correspondientes al territorio italiano, así como el tipo de vegetación sobre el que se encuentran colocadas. Los valores de LE_d medidos directamente sobre las torres para las fechas indicadas se muestran en la cuarta columna de dicha tabla, mientras que el valor resultante de nuestros cálculos aparece en la quinta columna. De la comparación entre los valores medidos y estimados se observa una sobreestimación media de $0,6$ mm día⁻¹, más evidente en las zonas de bosque de coníferas, y un error de estimación del modelo de $\pm 1,0$ mm día⁻¹.

CONCLUSIONES

En este trabajo hemos propuesto, y aplicado al territorio de la Basilicata, una metodología para la estimación de la evapotranspiración real a escala

Zona / Fecha	Vegetación	Lat. / Long	LE_d medido	LE_d calculado	Dif
Collelongo 26/9/1999	Bosque mixto	41° 0'58'' 13° 5'17''	2,0	2,7	0,7
San Rossore 14/6/2002	Bosque de coníferas	43° 43'47'' 10° 7'13''	4,7	6,7	2,0
Roccaresp. 1 14/6/2002	Bosque de hoja caduca	42° 4'29'' 11° 5'48''	4,4	5,2	0,8
Roccaresp. 2 14/6/2002	Bosque de hoja caduca	42° 23'25'' 11° 55'15''	4,2	5,2	1,0
Castelpoliziano 14/6/2002	Hierba Natural	42° 35'8'' 10° 4'44''	2,8	3,9	1,1
Nonantola 14/6/2002	Cultivos	44° 41'23'' 11° 5'19''	5,4	4,4	-1,0
Lavarone 26/5/2004	Bosque de coníferas	45° 57'19'' 11° 16'52''	3,4	4,8	1,4
Parco Ticino 26/5/2004	Bosque de hoja caduca	45° 12'3'' 9° 3'40''	5,0	4,2	-0,8
Monte Bond 26/5/2004	Bosque mixto	46° 1'47'' 11° 4'59''	3,9	3,8	-0,1
				BIAS	+0,6
				σ	$\pm 1,0$

Tabla 2. Comparación de los resultados obtenidos con los valores medidos en el proyecto internacional CarboEurope.

diaria, basada en la integración de datos de campo derivados de estaciones agro-meteorológicas y de datos de satélite. Además, se ha empleado un nuevo modelo de asociación de resistencias en paralelo propuesto por Sánchez et al. (2007). La clave de este modelo es estimar el flujo de calor sensible instantáneo sobre cualquier tipo de vegetación pesando las contribuciones del suelo y de vegetación con sus respectivas áreas parciales.

Dada la complejidad del territorio de la Basilicata, caracterizado por una gran variabilidad de cobertura de uso de suelo y la presencia de extensas áreas montañosas de difícil acceso, en las que es difícil llevar un control de los flujos de manera exhaustiva en superficie, lo más adecuado es utilizar imágenes de satélite de alta resolución espacial, como el Landsat.

A partir de los datos de radiación solar, velocidad de viento y temperatura del aire de las estaciones agro-meteorológicas, del mapa de usos de suelo tomado del proyecto CORINE Land Cover, y de tres imágenes de satélite de los sensores TM y ETM+, a bordo del Landsat 5 y Landsat 7, respec-

tivamente, se han ido elaborando mapas de todas las variables y parámetros necesarios para estimar cada uno de los términos de la ecuación de balance energético del sistema suelo-vegetación-atmósfera. La evapotranspiración se determina como un término residual de dicha ecuación a escala diaria.

Se observa que la distribución espacial de la evapotranspiración real diaria viene determinada fundamentalmente por la variabilidad espacial del flujo de calor sensible, debido también a que el flujo de radiación neta muestra una mayor homogeneidad.

Se ha realizado una comparación de los valores estimados con los valores medidos mediante lisímetro, y también para una serie de tipos de vegetación en el ámbito del proyecto CarboEurope. Finalmente se observa una sobreestimación de $0,6 \text{ mm día}^{-1}$ y un error de estimación del método de $\pm 1,0 \text{ mm día}^{-1}$.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el MEC (Proyecto CGL2004-06099-C03-01/CLI y Acción Complementaria CGL2004-0166-E) y la Universitat de València (Beca "V Segles" de J. M. Sánchez). Así mismo, los autores desean expresar su agradecimiento a G. Scavone y V. Telesca (Universidad de Basilicata, Italia) por su colaboración en este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- HUMES, K., ARDÍ, R., KUSTAS, W.P., PRUEGER, J. and STARKS, P. 2002. "High spatial resolution mapping of surface energy balance components with remotely sensed data". *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*. New York. CRC Press. pp. 110-132.
- KUSTAS, W. P., NORMAN, J. M., SCHMUGGE, J. and ANDERSON, M. C. 2002. "Mapping surface energy fluxes with radiometric temperature". *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*. New York. CRC Press. pp.133-159.
- LAYMON, C. A. and QUATTROCCHI, D. A. 2002. "Estimating spatially distributed surface fluxes in a semi-arid Great Basin using Landsat TM thermal data". *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*. New Cork. CRC Press. pp. 133-159.
- SÁNCHEZ, M. y CHUVIECO, E. 2000. Estimación de la evapotranspiración del cultivo de referencia, ET_0 , a partir de imágenes NOAA-AVHRR. *Revista de Teledetección*. 14.
- SÁNCHEZ, J. M., KUSTAS, W. P., CASELLES, V., and ANDERSON, M. 2007. Modelling surface energy fluxes over maize using radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Environment*. (submitted).
- SEGUIN, B. and ITIER, B. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*. 4(2):371-383.
- DUBAYAH, R. 1992. Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data. *Water Resource Research*. 28:2469-2484.
- VALOR, E. and CASELLES, V. 1996. Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas. *Remote Sensing of Environment*. 57:167-184.
- VALOR, E. and CASELLES, V. 2005. "Validation of the vegetation cover method for land surface emissivity estimation". *Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing*. Kerala (India). Research Signpost, pp. 1-20.