



# Fusión de las imágenes Landsat y micrometeorológicas para hacer un seguimiento de la evapotranspiración diaria a escala regional

J. M. Sánchez<sup>1</sup>, V. Caselles<sup>1</sup> y G. Scavone<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica, Universitat de València, C/ Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot, València

<sup>2</sup>Departamento de Ingeniería y Física Medioambiental, Università di Basilicata, Via N. Sauro 85, 85100 Potenza, Italia

Recibido: 9-I-2008 – Aceptado: 15-IX-2008 – Versión Traducida

Correspondencia a: Juan.M.Sanchez@uv.es

## Resumen

*El objetivo de este trabajo es mostrar la aplicabilidad operativa de un modelo propuesto recientemente (Sánchez et al., 2008) junto con imágenes de satélite para hacer un seguimiento de los flujos de energía de la superficie a escala regional. En concreto, nos centraremos en la obtención de la evapotranspiración diaria por la especial significación que tiene este flujo en la generación de precipitación o en la gestión de las fuentes de agua para usos agrícolas. Presentamos una metodología detallada para aplicar el Método de Balance Energético de Dos Fuentes Simplificado a las imágenes Landsat. Los distintos rasgos de la superficie de las tierras de cultivo vienen caracterizados por los mapas del proyecto CORINE Land Cover y las variables meteorológicas necesarias se obtienen interpolando los datos de una red de estaciones agrometeorológicas distribuidas por la región de interés. Finalmente, mostramos la aplicación de la metodología a tres imágenes Landsat distintas que cubren toda la región de Basilicata (en el sur de Italia). Se realizan mapas de los distintos flujos incluyendo la evapotranspiración diaria. Se comparan los resultados con algunas medidas en superficie y se hace un análisis tomando la clasificación de uso del suelo como base. Se obtiene una precisión cercana a  $30 \text{ W m}^{-2}$ .*

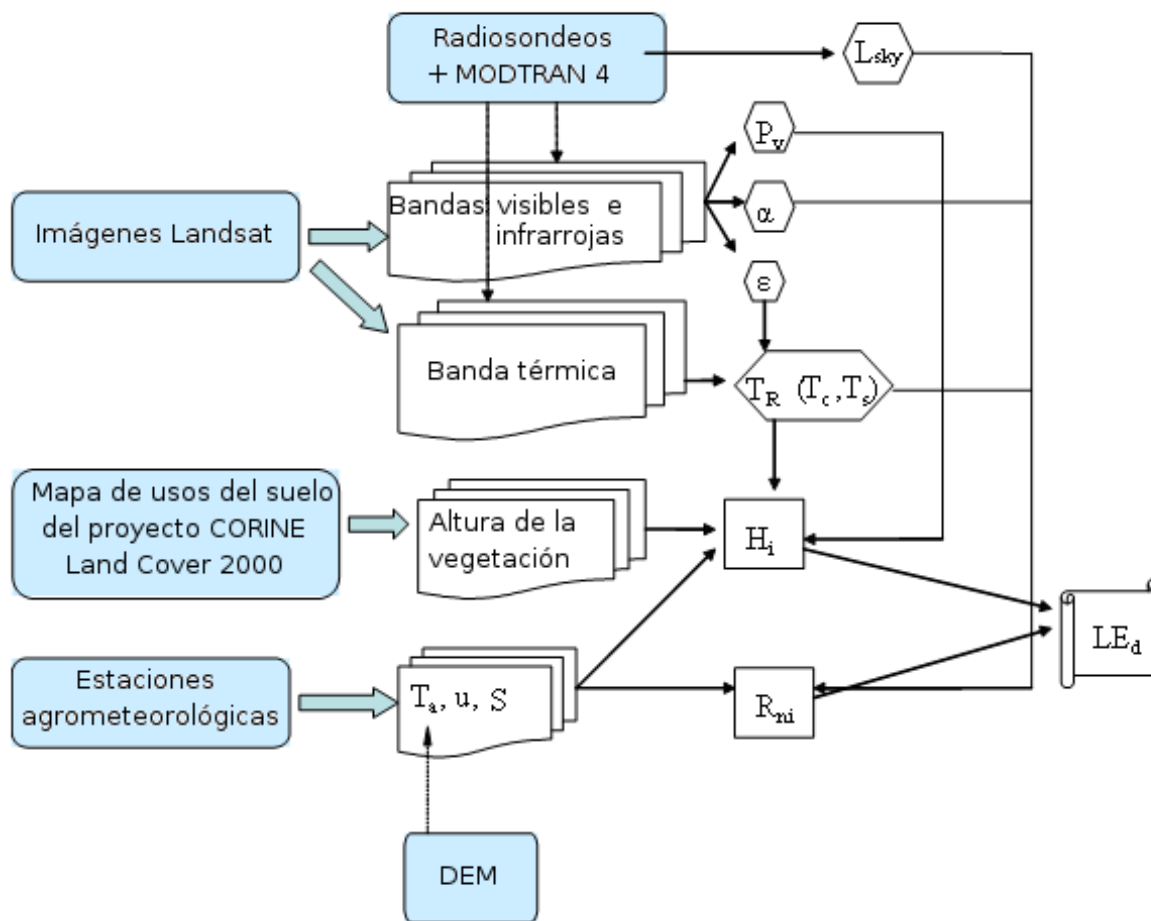
**Palabras clave:** evapotranspiración, Landsat, Basilicata

## 1 Introducción

La evapotranspiración,  $LE$ , puede obtenerse a escala local con una precisión superior a 20% con aproximaciones bien conocidas como la ecuación Penman-Monteith (PM) o el método Priestley-Taylor (PT) (Allen et al., 1998). Se necesitan medidas precisas de la temperatura del aire y de la presión de vapor como entradas en la ecuación Penman-Monteith y hay que determinar los valores adecuados de la constante Priestley-Taylor cuando se aplique este método en cada área. Por lo tanto, estos modelos no pueden aplicarse a una escala regional salvo que tengamos una densa red de estaciones de medidas del suelo. Además, la mayoría son modelos de difícil aplicación ya que requieren demasiadas medidas o estimaciones de parámetros. Una manera interesante de resolver este problema sería usando medidas de la superficie obtenidas por teledetección. La teledetección nos permite tener información de muchas variables de la super-

ficie con una cobertura global, después de un tratamiento y una interpretación adecuados de los datos registrados por un instrumento a bordo de un satélite. La extensión cubierta por una imagen de teledetección y sus resoluciones espaciales y temporales dependen del sensor escogido. Hay sensores con una resolución espacial alta pero con una resolución temporal baja, como el Landsat (resolución espacial de 30 m en el visible y 60 - 120 en el infrarrojo térmico, y una resolución temporal de 16 días) o el ASTER (resolución espacial de 15 m en el visible y de 90 m en las bandas térmicas y una frecuencia de unos 8 días) y hay otros con una frecuencia de paso más alta pero con una resolución espacial baja, como el MODIS (resolución espacial de 250 - 500 m en el visible y 1 km en las bandas térmicas, y una frecuencia diaria), el AVHRR (resolución espacial de 1.1 km y una frecuencia diaria) o el AATSR (resolución espacial de 1 km y una frecuencia de 2 - 6 días). Uno de los objetivos de la teledetección es suministrarlos datos de zonas casi inaccesibles. Esto incluye





**Figura 1.** Esquema de la metodología propuesta para extraer la evapotranspiración diaria real a escala regional.

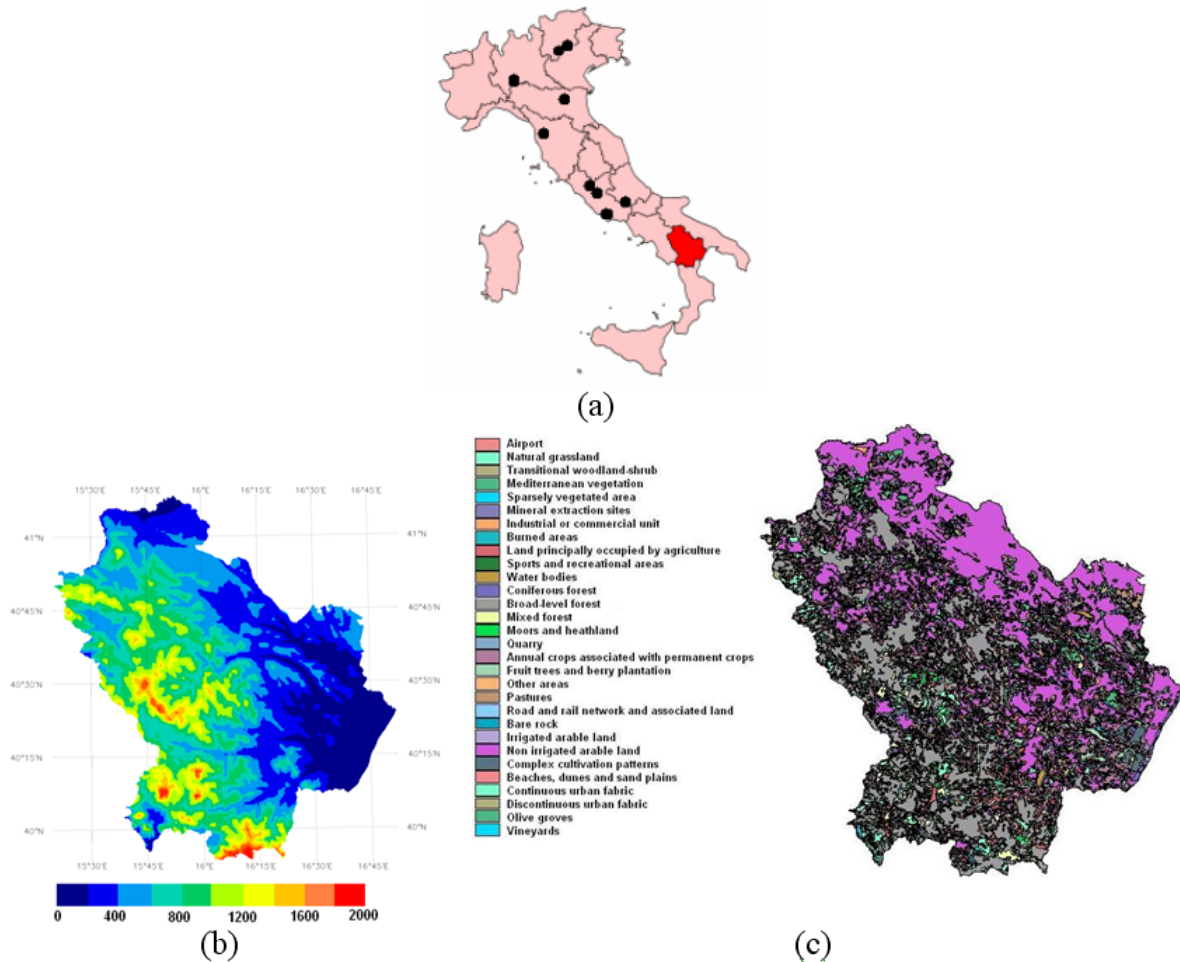
algunas regiones como, por ejemplo, las zonas boscosas en las que es más difícil obtener la evapotranspiración debido a las evidentes limitaciones de los experimentos.

El uso de las técnicas de teledetección compensa la frecuente falta de variables medidas en el suelo y de los parámetros necesarios para aplicar los modelos micrometeorológicos a escala regional. La simulación de evapotranspiración es muy sensible a las características y condiciones de la superficie. Por esta razón, un modelo regional tiene que explicar la variabilidad de la superficie. En este contexto, la teledetección por satélite se ha convertido en una herramienta básica ya que, como hemos dicho antes, nos permite hacer el seguimiento regular de zonas extensas. Pueden extraerse distintas variables y distintos parámetros de la superficie con la combinación de la información multispectral contenida en una imagen de satélite, y con un detalle dependiendo de la resolución espacial del sensor utilizado.

En este trabajo, mostramos la aplicación del modelo propuesto Simplificado de Balance Energético de Dos Fuentes (STSEB, de las siglas inglesas) (Sánchez et al., 2008) en la región de Basilicata, en el sur de Italia. Se trata

de una zona difícil puesto que cubre una extensa área con una gran variedad de usos del suelo. Los distintos rasgos de la superficie estaban caracterizados a través de los mapas de uso del suelo del Proyecto CORINE Land Cover (Büttner et al., 2002), y las variables meteorológicas necesarias se obtuvieron interpolando los datos de unas cuarenta estaciones agrometeorológicas distribuidas por la región. Además, para corregir los datos de satélite, se utilizaron perfiles atmosféricos de los radiosondeos en el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4.0. Para este trabajo, se seleccionaron tres imágenes de satélite, dos del sensor 7 ETM del Landsat (ETM+) (26 de septiembre de 1999 y 14 de junio de 2002), y una del sensor 5 TM del Landsat (TM) (26 de mayo de 2004).

El objetivo principal de este estudio es la unión de un modelo micrometeorológico y las técnicas de teledetección. El resultado de esta combinación es una metodología operativa para extraer la evapotranspiración diaria a escala regional de la teledetección y de los datos meteorológicos locales. En este trabajo nos centramos en la aplicación de esta metodología a las imágenes Landsat y a una región de Italia



**Figura 2.** (a) Localización de la región de Basilicata. Los puntos negros indican la localización exacta de los distintos emplazamientos italianos de CarboEurope. (b) Modelo de elevación digital (m) de la región de Basilicata. (c) Mapa de uso del suelo de la región de Basilicata (proyecto CORINE Land Cover 2000).

en especial, pero podría extenderse a otros sensores de alta resolución, y lo que es más interesante, a otras regiones del mundo.

## 2 Metodología para hacer una estimación de la evapotranspiración diaria utilizando la teledetección de satélite

Normalmente la información de la evapotranspiración a escala diaria es más interesante y útil que los valores instantáneos en un momento concreto del día. Sin embargo, cuando se utilizan satélites de alta resolución espacial, sólo se consigue una imagen al día o incluso menos. Itier y Riou (1982) desarrollaron un procedimiento sencillo para calcular los valores diarios de la evapotranspiración a partir de los valores del flujo en un momento concreto del día. Según Itier y Riou (1982):

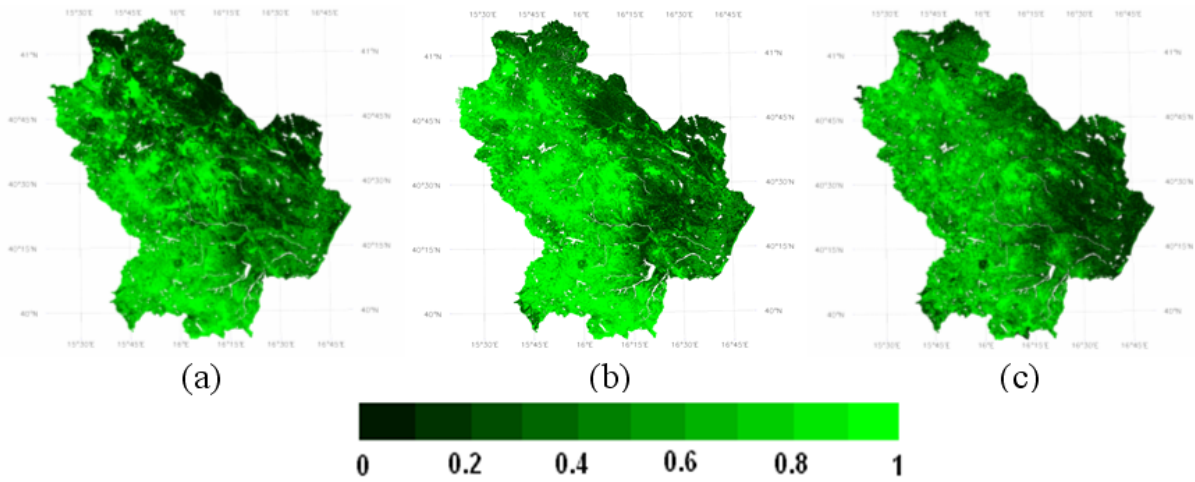
$$\frac{H_d}{R_{nd}} = \frac{H_i}{R_{ni}} \quad (1)$$

donde  $H$  es el flujo de calor sensible,  $R_n$  es el flujo de radiación neta y los subíndices  $i$  y  $d$  hacen referencia a los flujos instantáneos y diarios, respectivamente. La Ecuación 1 implica que el cociente Bowen  $\beta = H/LE$  es más o menos constante durante el día. Esto no es del todo cierto ya que se sabe que  $\beta$  varía, especialmente de noche. Sin embargo, alrededor de mediodía los errores resultantes son menores y la mayoría de los pasos de los satélites tienen lugar en este momento del día. Sánchez et al. (2007) pusieron a prueba la Ecuación 1 y observaron un buen acuerdo en un intervalo de 7 horas alrededor de mediodía.

A escala diaria el flujo de calor del suelo,  $G$ , puede obviarse en la ecuación de balance energético ( $R_n = H + LE + G$ ), y  $LE$  puede obtenerse a partir de la Ecuación 1 y de la ecuación del balance energético como:

$$LE_d = \frac{R_{nd}}{R_{ni}} (R_{ni} - H_i) \quad (2)$$

Utilizando la Ecuación 2,  $LE_d$  puede obtenerse a partir de los valores instantáneos de  $R_n$  y  $H$  en un momento



**Figura 3.** Mapas de cubierta de la vegetación,  $P_v$ : (a) 09/26/1999, (b) 06/14/2002, (c) 05/26/2004.

concreto del día, y de la contribución de la radiación neta relativa en ese momento en que se integra el intercambio radiante global,  $R_{nd}/R_{ni}$ .

El flujo de calor sensible se obtiene utilizando el modelo descrito en Sánchez et al. (2008). En este estudio, el método para evaluar la radiación neta puede simplificarse cuando el suelo y los componentes de la vegetación no son necesarios ya que puede obtenerse utilizando directamente los valores efectivos de la temperatura de superficie,  $T_R$ , el albedo,  $\alpha$ , y la emisividad,  $\varepsilon$ :

$$R_n = (1 - \alpha)S + \varepsilon L_{sky} - \varepsilon \sigma T_R^4 \quad (3)$$

donde  $S$  es la radiación solar global y  $\sigma$  es la constante Stefan-Boltzmann.

En la Figura 1 se muestra un esquema de la metodología propuesta en este trabajo.

## 2.1 Temperatura de la superficie y emisividad

Los sensores TM y ETM+ del Landsat tienen una única banda térmica con un intervalo espectral de 10.4 - 12.5  $\mu\text{m}$  y una longitud de onda efectiva de 11.457  $\mu\text{m}$ . Esta limitación no permite aplicar ni los métodos de *split window* ni los métodos de Separación Temperatura/Emisividad (TES, de las siglas inglesas). Por lo tanto, se utilizó un método de canal único, basado en la ecuación de transferencia radiativa. La radiancia de canal medida por control remoto,  $R_i$ , consiste en dos contribuciones principales: (1) la radiación a nivel de superficie, atenuada por la absorción de la atmósfera entre la superficie y el instrumento, caracterizada por la transmitancia atmosférica,  $\tau_i$ , y (2) la radiación atmosférica emitida hacia arriba por la atmósfera en la dirección de la visualización,  $L_{i\uparrow atm}^{\uparrow}(\Theta)$ , de modo que  $R_i$ , de acuerdo con la ecuación de transferencia radiativa, se escribe:

$$R_i = [\varepsilon_i B_i(T_R) + [1 - \varepsilon_i] L_{i\uparrow atm}^{\downarrow}] \tau_i + L_{i\uparrow atm}^{\uparrow} \quad (4)$$

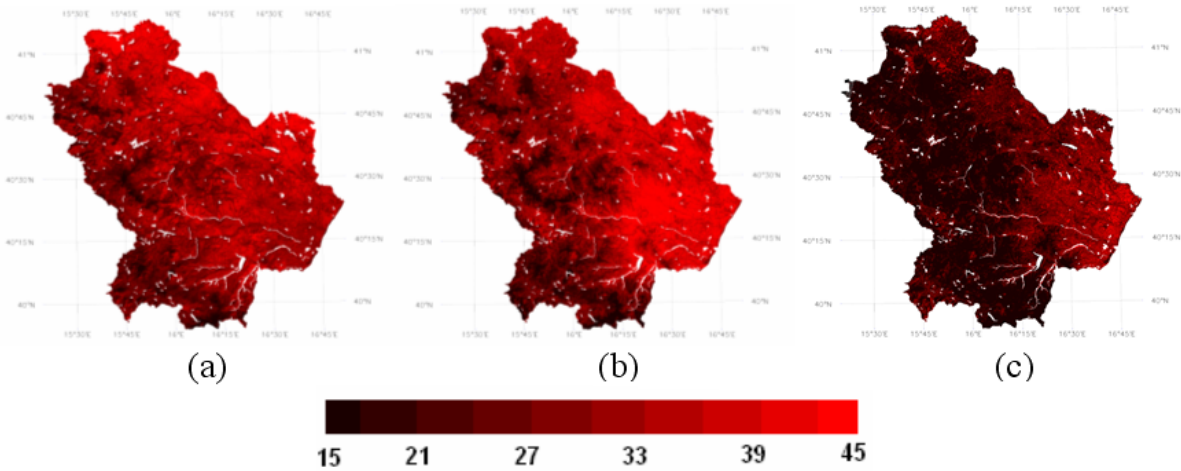
donde  $B_i(T_R)$  es la función de Planck para una temperatura  $T_R$ ,  $\varepsilon_i$  es la emisividad de la superficie y  $L_{i\uparrow atm}^{\downarrow}$  es la irradiancia atmosférica hemisférica hacia abajo dividida por  $\pi$  (asumiendo reflexión lambertiana). Se introdujeron los datos del radiosondeo en el código MODTRAN 4.0 para conseguir estimaciones de  $\tau_i$ ,  $L_{i\uparrow atm}^{\uparrow}(\Theta)$  y  $L_{i\uparrow atm}^{\downarrow}$ . Aunque la Ecuación 4 depende del ángulo de observación ( $\Theta$ ), la visión del nadir aporta buenos resultados para los sensores TM y ETM+ del Landsat. Se utilizó una ecuación sencilla y operativa propuesta por Valor y Caselles (1996) para evaluar la emisividad de la superficie a partir del conocimiento de la cubierta de vegetación,  $P_v$ , y las emisividades de los componentes del suelo y de la vegetación,  $\varepsilon_s$  y  $\varepsilon_c$ , respectivamente. Los valores de emisividad típicos pueden asumirse para  $\varepsilon_c$  (0.985) y  $\varepsilon_s$  (0.960) (Rubio et al., 2003). Evidentemente, los errores en la Ecuación 5 se verían reducidos si se dispusiera de medidas especiales de  $\varepsilon_c$  y  $\varepsilon_s$  *in situ*.

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

## 2.2 Cubierta de vegetación

Las bandas 3 (0.63 - 0.69  $\mu\text{m}$ ) y 4 (0.76 - 0.90  $\mu\text{m}$ ) del TM y del ETM+ se utilizaron para evaluar el índice de vegetación NDVI (de las siglas inglesas de Índice Diferencial de Vegetación Normalizado). Anteriormente, se habían corregido los efectos atmosféricos de las bandas visibles y del infrarrojo cercano utilizando los datos de radiosondeo y el código MODTRAN 4.0. A tal efecto, la reflectividad de canal a nivel de superficie,  $\rho_i$ , se calcula con la siguiente ecuación:

$$\rho_i = \frac{\pi (r_i - L_{i\uparrow atm}^{\uparrow}) d^2}{\tau_i (ESUN_i \cos \alpha \tau(\alpha) + L_{i\uparrow atm}^{\downarrow})} \quad (6)$$



**Figura 4.** Mapas de temperatura de la superficie de la tierra,  $T_R$  ( $^{\circ}\text{C}$ ); (a) 09/26/1999, (b) 06/14/2002, (c) 05/26/2004.

donde  $\tau(\alpha)$  es la transmitancia atmosférica entre el Sol y la superficie,  $\alpha$  es el ángulo solar cenital,  $ESUN_i$  es la irradiancia solar espectral en la parte superior de la atmósfera y  $d$  es la distancia Tierra-Sol.

El contraste espectral entre las bandas rojas e infrarrojas, 3 y 4, respectivamente, nos permite hacer una discriminación entre píxeles de distinta composición vegetal a través del mencionado NDVI:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (7)$$

La cubierta vegetal se obtuvo a través de la expresión (Valor y Caselles, 1996):

$$P_v = \frac{1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}}{1 - \frac{NDVI}{NDVI_s} - K \left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_v}\right)} \quad (8)$$

donde el coeficiente  $K$  se obtiene a través de:

$$K = \frac{R_{NIR_v} - R_{RED_v}}{R_{NIR_s} - R_{RED_s}} \quad (9)$$

donde  $R_{NIR}$  es la reflectividad del infrarrojo cercano y  $R_{RED}$  es la reflectividad en el rojo. Los subíndices  $v$  y  $s$  corresponden a áreas completamente vegetadas y desvegetadas, respectivamente, seleccionadas mirando el contraste espectral entre las bandas 3 - 5. Estas áreas seleccionadas también se utilizaron para evaluar  $T_c$  y  $T_s$ , requeridas en el modelo STSEB (Sánchez et al., 2008), a partir de los mapas generados de temperatura de la superficie de la tierra.

### 2.3 Albedo

Algunos autores como Dubayah (1992) dividieron la región espectral de 0.3 a 3.0  $\mu\text{m}$  en 10 bandas espectrales

para evaluar el albedo de la superficie. Cada banda tiene un peso integrante distinto según el patrón típico de reflectancia espectral de la vegetación. En este estudio, se integra el albedo de superficie utilizando la ecuación (Dubayah, 1992):

$$\alpha = 0.221\rho_1 + 0.162\rho_2 + 0.102\rho_3 + 0.354\rho_4 + 0.059\rho_5 + 0.0195\rho_7 \quad (10)$$

donde  $\rho_i$  es la reflectividad corregida para la banda  $i$  del TM o del ETM+. El error medio de la radiación neta calculada de superficie, utilizando la Ecuación 10 para evaluar el albedo, es alrededor del 2% cuando se compara con las medidas de campo (Dubayah, 1992).

### 2.4 Variables meteorológicas

Los datos meteorológicos auxiliares son necesarios para completar el conjunto de variables y parámetros implicados en el esquema de ecuaciones antes mostrado. Se requiere la temperatura del aire  $T_a$ , en el esquema STSEB (Sánchez et al., 2008) para evaluar el intercambio de flujo de calor sensible entre la superficie y la capa límite atmosférica. La velocidad del aire,  $u$  ( $\text{m s}^{-1}$ ), es necesaria en las expresiones para calcular las resistencias aerodinámicas y del suelo que participan en el modelo STSEB. La radiación solar global,  $S$ , y la radiación de onda larga incidente,  $L_{sky}$ , son necesarias en el balance de radiación neta (Ecuación 3). Todas estas variables, salvo  $L_{sky}$ , están continuamente registradas en estaciones agrometeorológicas típicas y de este modo pueden crearse mapas regionales interpolando los datos registrados en una red de estaciones distribuidas por la región de estudio. En cuanto a  $L_{sky}$ , debido a su conocida homogeneidad espacial a través de una área relativamente extensa, un único valor de esta variable puede utilizarse para cada imagen y puede obtenerse a partir de radiosondeos lanzados. Hay

**Tabla 1.** Valores medios de  $LE_d$  ( $W m^{-2}$ ) para los principales usos del suelo.

Uso del suelo	L7-ETM+ (09/26/1999)	L7-ETM+ (06/14/2002)	L5-TM (05/26/2004)
Pastos	80	92	117
Herbazal	97	112	132
Árboles frutales	106	140	123
Olivos	94	117	117
Viñedos	92	129	120
Turbera y brezal	92	106	117
Zonas poco vegetadas	74	66	103
Tierras arables	69	100	129
Tierras ocupadas principalmente por agricultura	103	126	134
Cultivos anuales	92	117	126
Patrones de cultivo complejo	94	114	123
Bosques de coníferas	120	192	137
Bosques de árboles de hoja ancha	114	149	120
Bosques mixtos	77	109	109
TODA LA REGIÓN	92	120	123

que señalar que la información adicional como la presión de vapor (necesaria en el método PM) o las condiciones de humedad del suelo (necesarias en el método PT para evaluar la constante PT) ya no es necesaria. En este estudio, se utilizó una técnica geoestadística (método de krigeado) para interpolar los datos de la red regional de las estaciones agrometeorológicas y elaborar mapas de velocidad del viento y de radiación solar global. La técnica de krigeado modeliza la distribución espacial como una función de datos observacionales a través de una región sin conocimientos previos de la distribución de sus causas físicas subyacentes. Así pues, la principal limitación de este método de interpolación es la falta de robustez en las variaciones locales provocada por la orografía del terreno. Otro punto crítico del proceso de krigeado es la estimación de la función de covarianza espacial o variograma (Cressies, 1991). Se tuvo en consideración un Modelo de Elevación Digital (DEM, de las siglas inglesas) y se estableció la relación entre la temperatura del aire y la altitud por encima del nivel del mar para obtener mapas más fiables de esta variable meteorológica. También podrían utilizarse análisis de modelos meteorológicos para crear mapas regionales de las entradas que se necesitan. Sin embargo, las imprecisiones en las estimaciones a la hora de utilizar un modelo serán mayores que las de medidas directas del suelo y podrían provocar errores inaceptables en las estimaciones del flujo.

### 3 Aplicación a Basilicata, región del sur de Italia

#### 3.1 Descripción del lugar, medidas e imágenes de satélite

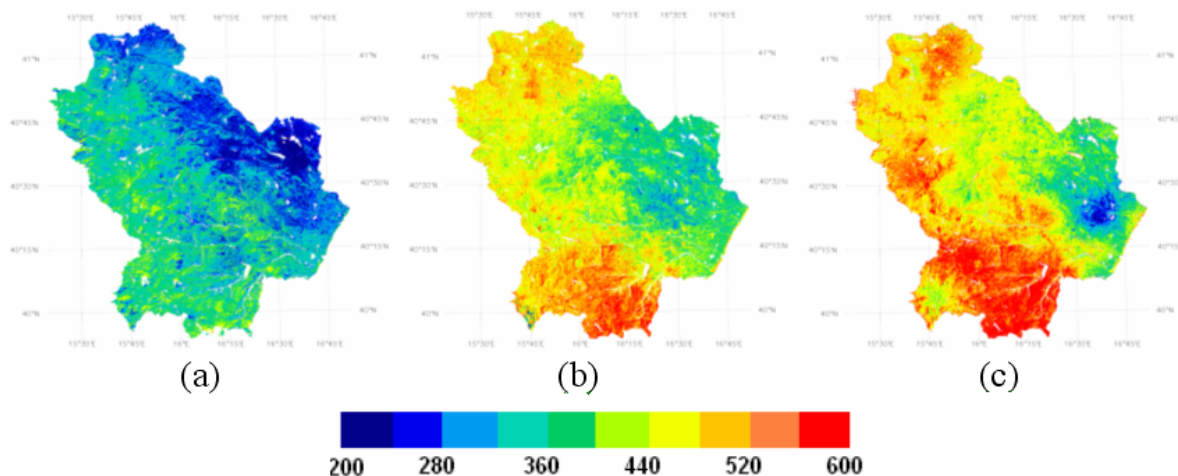
Situada al sur de Italia, Basilicata es una región de 9992 km<sup>2</sup> dividida en dos provincias: Potenza y Matera (Figura 2a). Es una región eminentemente montañosa. De

hecho, las montañas ocupan el 47% del territorio (zonas por encima de 700 m sobre el nivel del mar), las colinas ocupan el 45% (zonas de entre 201 y 700 m sobre el nivel del mar) y las llanuras sólo el 8% (zonas por debajo de 200 m s.n.m.). La parte montañosa del oeste de la región se distingue de la zona costera y de la zona central accidentada, que se extiende hasta la árida *Murgia* de Matera. La Figura 2b muestra el DEM, gracias al MODIS, utilizado en este estudio.

La gran variedad de usos del suelo de esta región la hace adecuada para un análisis del rendimiento del método en la obtención de la evapotranspiración bajo diferentes condiciones de superficie. Se utilizó un mapa de uso del suelo del proyecto CORINE Land Cover (Figura 2c) para caracterizar la superficie con valores nominales de la altura de la vegetación para cada uso del suelo.

Una red de 38 estaciones agrometeorológicas distribuidas por la región y dirigidas por ALSIA (*Agenzia Lucana di Sviluppo ed Innovazione in Agricoltura* - Agencia de Lucania para el Desarrollo y la Innovación en Agricultura) están equipadas con instrumentación para medidas automáticas y continuas de varios parámetros meteorológicos, como la temperatura del aire, la humedad relativa, la radiación solar global, la temperatura del suelo, la velocidad y dirección del viento, las precipitaciones y la evapotranspiración potencial. La temperatura del aire se mide con las termoresistencias PT100 con una precisión de 0.1°C. La radiación solar se mide con piranómetros que funcionan en el intervalo 0.3 - 2.5  $\mu m$  con una precisión del 2%. Los instrumentos utilizados para la prospección del componente horizontal de la velocidad del viento son unos clásicos brazos rotatorios, con una precisión de 0.5 m s<sup>-1</sup>.

Finalmente, dos lisímetros de pesada situados en dos distintos emplazamientos de tierra de cultivo, Lavello (41°6'6"N, 15°50'55"E) y Policoro (40°10'15"N,



**Figura 5.** Mapas del flujo de radiación neta instantánea,  $R_{ni}$  ( $W\ m^{-2}$ ); (a) 09/26/1999, (b) 06/14/2002, (c) 05/26/2004.

**Tabla 2.** Comparación entre las medidas del lisímetro de  $LE_d$  ( $W\ m^{-2}$ ) y resultados obtenidos para los emplazamientos concretos de la instrumentación.

Fecha	Lisímetro	Medido	Estimado	Diferencia	Diferencia relativa
26 de septiembre de 1999	Lavello	-	86	-	-
	Policoro	54	60	6	11
14 de junio de 2002	Lavello	63	92	29	50
	Policoro	83	86	3	3

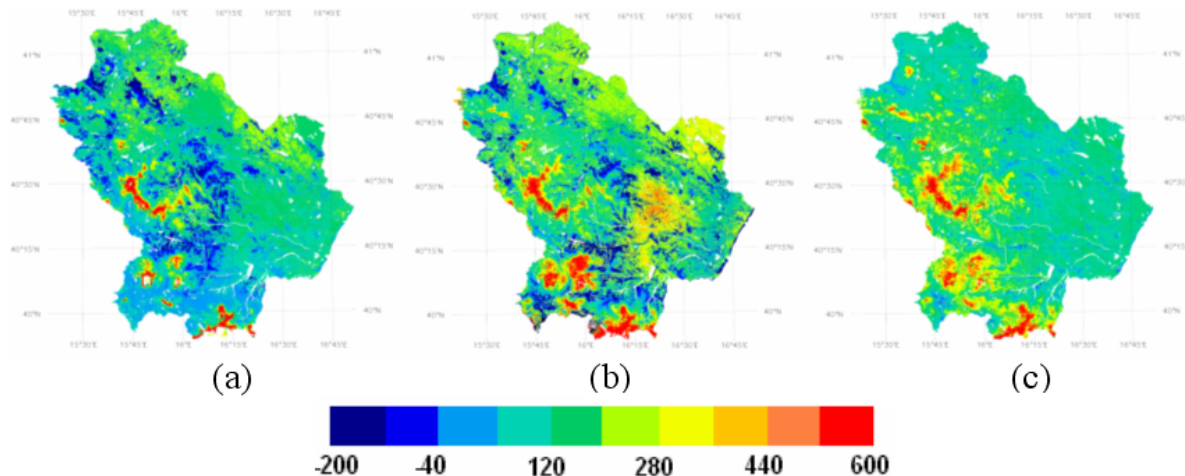
16°38'53"E), registraron valores reales de  $LE_d$ . Estos lisímetros de pesada consisten en un tanque de cultivo lleno, con una área de 2 m x 2 m y una profundidad de 1.30 m, aislado con una estructura externa. El consumo de agua y la evapotranspiración diaria se obtienen directamente de la diferencia de peso entre las dos lecturas posteriores. La resolución de este sistema es de unos 0.06 mm. La Granja Experimental de Demostración de Gaudio - Lavello nos proporcionó datos de lisímetro *in situ*, recogidos por la *Università de Basilicata*, correspondientes al 26 de septiembre de 1999 y al 14 de junio de 2002, en un cultivo de berenjenas y tomates, respectivamente. Los datos de la evapotranspiración correspondientes al 26 de septiembre de 1999, en un cultivo de rábanos, y las del 14 de junio de 2002, en un cultivo de berenjenas, fueron proporcionados por el Instituto Científico de Producción Alimentaria de Bari, responsable de la recolección de datos de la Granja Experimental "E. Pantanelli" de Policoro.

Para este trabajo, se seleccionaron tres imágenes Landsat sin nubes, una correspondiente al sensor TM, a bordo del Landsat 5 (al cual nos referiremos a partir de ahora como L5-TM) (26 de mayo de 2004) y dos correspondientes al sensor ETM+, a bordo del Landsat 7 (al cual nos referiremos a partir de ahora como L7-ETM+) (26 de septiembre de 1999 y 14 de junio de 2002). La alta resolución espacial de

estos sensores (30 m en las bandas visibles y del infrarrojo cercano y 60 m para el L7-ETM+ o 120 m para el L5-TM en la banda térmica) permite un seguimiento detallado de las características de la superficie, requeridas en la metodología descrita, para toda la región de Basilicata.

### 3.2 Resultados y discusión

Los perfiles atmosféricos, a partir de radiosondeos operativos lanzados en una zona cercana, fueron procesados para cada fecha utilizando el código MODTRAN 4.0. Tal como hemos explicado en la Sección 2.2, se corrigieron las bandas visibles y del infrarrojo cercano y se elaboró un mapa NDVI para cada imagen Landsat. Se llevó a cabo un cuidadoso proceso de investigación, basado en el contraste mostrado en las bandas 3 y 4, y en el NDVI obtenido, para identificar los píxeles completamente vegetados y los correspondientes a suelo. Se seleccionaron varias muestras de cada tipo y se distribuyeron por toda la región a fin de explicar la variabilidad espacial dentro del área. Los valores medios de estas muestras se utilizaron para los parámetros del suelo y de la vegetación en las Ecuaciones 8 y 9. En la Figura 3 se muestran los mapas de cubierta de la vegetación obtenidos a partir de tres imágenes. Hay que señalar que la imagen que corresponde a junio de 2002 muestra los valores más altos de  $P_v$ . En la Figura 2c los valores más altos de  $P_v$  se identifican



**Figura 6.** Mapas de flujo instantáneo de calor sensible,  $H_i$  ( $\text{W m}^{-2}$ ); (a) 09/26/1999, (b) 06/14/2002, (c) 05/26/2004.

fácilmente con áreas boscosas. Tal como hemos explicado en la Sección 2.1, los mapas de emisividad se obtuvieron aplicando la Ecuación 5 asumiendo los valores nominales de  $\varepsilon_c = 0.985$  y  $\varepsilon_s = 0.960$ . Los mapas de temperatura de superficie de la tierra (Figura 4) se obtuvieron finalmente aplicando la Ecuación 4. Algunos autores como Sobrino et al. (2004) y Li et al. (2005) han mostrado la validez de la Temperatura de Superficie de la Tierra (LST, de las siglas inglesas) obtenida gracias al Landsat 5-TM y al Landsat 7-ETM+, respectivamente, utilizando la ecuación de transferencia radiante, con errores inferiores a  $1^\circ\text{C}$ .

Se obtuvo una regresión lineal entre los valores disponibles de temperatura del aire y la altitud por encima del nivel del mar de las estaciones correspondientes. Los mapas de temperatura del aire se obtuvieron aplicando esta relación deducida a toda la región a partir de la información de la altitud del terreno del DEM. Los valores del Error Cuadrático Medio (RMSD, de las siglas inglesas) cerca de  $1^\circ\text{C}$  se obtuvieron comparando los valores predichos de  $T_a$  con las observaciones del suelo. Se utilizó una interpolación de krigado para elaborar mapas de la velocidad del viento y de la radiación solar global, como se explica en la Sección 2.4.

La Figura 5 muestra los mapas de radiación neta obtenidos a partir de la Ecuación 3. El albedo de superficie integrada se evaluó utilizando la Ecuación 10. También se utilizaron resultados anteriores de la emisividad utilizando la Ecuación 5. Al comparar las Figuras 5 y 3, podemos ver que los valores más altos de  $R_{ni}$  se obtienen para la mayoría de las zonas vegetadas, y los más bajos para zonas desnudas. Después de evaluar los valores de  $T_c$  y  $T_s$  según el procedimiento antes mencionado, se obtuvo el flujo de calor sensible (Figura 6) a través de la aproximación del STSEB (Sánchez et al., 2008). En los momentos de paso del Landsat,  $T_R$  es típicamente más alta que  $T_a$  para la mayoría de los paisajes ( $H$  positivo). Sin embargo, hay algunos casos en

los que  $T_a > T_R$ . En estos casos, pueden observarse valores negativos de  $H_i$ . Además, los mapas de temperatura del aire producidos pueden contener incertezas espaciales dando valores altos poco realistas de  $T_a$ . Además, se muestra una heterogeneidad espacial más ancha si la comparamos con los mapas de  $R_{ni}$ . La consecuencia directa es que la variabilidad espacial de la evapotranspiración estará principalmente vinculada a la distribución espacial del flujo de calor sensible. Finalmente, la Figura 7 muestra los mapas de  $LE_d$  ( $\text{mm día}^{-1}$ ) que se obtienen aplicando la Ecuación 2 a los resultados anteriores. Los valores de  $R_{nd}/R_{ni}$  se calcularon para cada fecha a partir de los datos del suelo reunidos. Se ha mostrado que el cociente  $R_{nd}/R_{ni}$  varía con el tiempo, las fechas o la latitud del emplazamiento, pero no con el tipo de vegetación (Sobrino et al., 2005; Sánchez et al., 2007), de modo que se ha utilizado un valor constante para cada imagen: 0.365, 0.378 y 0.351 para las imágenes L7\_99, L7\_02, y L5\_04, respectivamente. En conjunto, puede verse que los valores más altos de  $LE_d$  se obtuvieron para las zonas más vegetadas y los más bajos para las zonas desnudas. Sin embargo, también hay una pequeña porción de píxeles con valores altos de  $P_v$  y valores bajos de  $LE_d$ . Estos valores corresponden a áreas por encima de unos 1500 m de altitud, según el DEM. Para un análisis de los resultados de  $LE_d$  regional, se han calculado los valores medios de todos los píxeles dentro de cada uso del suelo. La Tabla 1 muestra una lista de estos resultados para los principales usos del suelo.

En general, los bosques de coníferas y de árboles de hoja ancha, así como los árboles frutales y las zonas agrícolas, muestran los valores más altos. Al mismo tiempo, las zonas poco vegetadas, las zonas arables, los bosques mixtos o los pastos muestran los valores de  $LE_d$  más bajos. Hay que señalar la baja variabilidad de los resultados de  $LE_d$  de los distintos usos del suelo para la imagen de L5-TM comparados con los otros dos casos de L7-ETM+. La resolución



**Tabla 3.** Comparación entre los valores de  $LE_d$  medidos del suelo ( $W m^{-2}$ ) en los emplazamientos italianos de CarboEurope y los resultados obtenidos para usos del suelo parecidos en la región de Basilicata.

Lugar/Fecha	Cubierta de tierra	Lat./Long.	$LE_d$ medida	$LE_d$ estimada	Dif.	Dif. Relativa (%)
Collelongo 09/26/1999	Bosque mixto	41°0'58"N 13°5'17"E	57	77	20	30
San Rossore 06/14/2002	Bosque de coníferas	43°43'47"N 10°7'13"E	134	192	57	40
Roccaresp. 1 06/14/2002	Bosque de árboles de hoja ancha	42°4'29"N 11°5'48"E	126	149	23	18
Roccaresp. 2 06/14/2002	Bosque de árboles de hoja ancha	42°23'25"N 11°55'15"E	120	149	29	24
Castelpolzano 06/14/2002	Herbazal	42°35'8"N 10°4'44"E	80	112	31	40
Nonantola 06/14/2002	Tierra de cultivo	44°41'23"N 11°5'19"E	154	126	-29	19
Lavarone 05/26/2004	Bosque de coníferas	45°57'19"N 11°16'52"E	97	137	40	40
Parco Ticino 05/26/2004	Bosque de árboles de hoja ancha	45°12'3"N 9°3'40"E	143	120	-23	16
Monte Bond. 05/26/2004	Bosque mixto	46°1'47"N 11°4'59"E	112	109	-3	3
					Error sistemático	+17
					$\sigma$	30
					RMSD	30

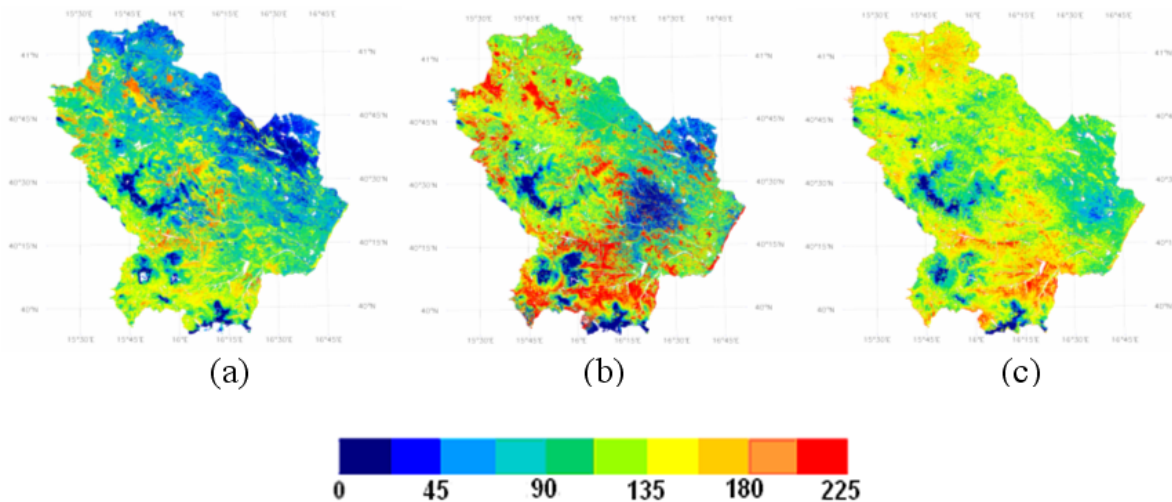
espacial de 120 m en la banda térmica de TM, comparada con los 60 m de ETM+, puede ser importante. Además, podemos observar que los resultados de  $LE_d$  son claramente más bajos para la imagen de septiembre que para las otras de mayo y junio. Por otro lado, el valor medio de  $LE_d$  para toda la región de Basilicata fue de 92, 120, y 123  $W m^{-2}$  para las imágenes de L7\_99, L7\_02 y L5\_04, respectivamente. Esto parece lógico si se tiene en cuenta la fase fenológica de la vegetación para cada fecha. Sin embargo, no se puede sacar ninguna conclusión segura puesto que las tres imágenes corresponden a años distintos, y las condiciones podrían haber cambiado de una a otra.

Para evaluar el rendimiento de la metodología que hemos descrito, se compararon los resultados de  $LE_d$  con algunas medidas puntuales del lisímetro. La Tabla 2 muestra la comparación entre estas medidas y los resultados obtenidos en la Figura 7 para la localización de los dos lisímetros. Desgraciadamente, los datos de Lavello para el 26 de septiembre de 1999 no eran fiables y no se dispuso de ningún dato del lisímetro para el 26 de mayo de 2004. Se obtuvo un valor de RMSD de 20  $W m^{-2}$ . Para reforzar este cálculo a una escala más amplia, se utilizaron datos de la red CarboEurope. Se trata de un proyecto internacional cuyo objetivo es el estudio de los intercambios de dióxido de carbono entre la superficie y la atmósfera. Con este objetivo se ha distribuido por Europa una red de torres equipadas con la instrumentación requerida para medir directamente los flujos de la superficie. La Tabla 3 muestra la localización de algunas torres, situadas en territorio italiano, así como información sobre el tipo de vegetación sobre la cual se encuentran. Los valores de  $LE_d$  medidos del

suelo desde estas torres, utilizando la corrección de torbellinos o los sistemas del cociente Bowen, se utilizaron para probar los valores medios obtenidos utilizando la clasificación del uso del suelo en la región de Basilicata. Se obtuvo un valor de RMSD de 30  $W m^{-2}$  con una sobrestimación de 17  $W m^{-2}$ . Hay que señalar que las diferencias más importantes se obtienen en los emplazamientos de los bosques de coníferas. Aunque convendría tener una red más completa de los valores de  $LE_d$  medidos del suelo, distribuidos espacialmente por la región estudiada y representativos de los distintos usos del suelo, para tener una validación consistente, los resultados obtenidos nos hacen confiar en la metodología propuesta para evaluar la evapotranspiración diaria a escala regional.

Cabe recalcar que el principal objetivo de este trabajo es mostrar una metodología viable y, al mismo tiempo, sencilla y operativa que nos permita extraer  $LE_d$  a escala regional reuniendo datos de teledetección y medidos del suelo. Podían haberse introducido técnicas más complicadas, comportando un mayor número de variables y parámetros, y/o procesos de cálculo más pesados. Sin embargo, la operatividad del método se habría visto significativamente reducida. En trabajos futuros se tratará el estudio de posibles mejoras de la metodología descrita en los resultados finales de  $LE_d$ . Por ejemplo:

- Métodos más sofisticados que incorporen información geográfica, como el cokrigado y la elevación - las técnicas de krigado sin tendencia pueden aplicarse para elaborar mapas de las variables meteorológicas que se



**Figura 7.** Mapas de la evapotranspiración diaria real,  $LE_d$  ( $W\ m^{-2}$ ); (a) 09/26/1999, (b) 06/14/2002, (c) 05/26/2004.

necesitan. También puede introducirse un modelo digital de elevación con una resolución espacial más alta para reducir errores en la interpolación de la temperatura del aire.

- Los trabajos recientes han tratado los efectos de la heterogeneidad a nivel de subpíxel en la estimación de los flujos, y se ha propuesto un procedimiento de disgregación para evaluar las variaciones del subpíxel en la temperatura radiométrica de superficie (Kustas et al., 2003). Esta técnica puede aplicarse a las imágenes Landsat y derivar  $T_{rad}$  a la resolución píxel de NDVI (30 m). La aplicación de este procedimiento a las imágenes L5-TM es especialmente interesante debido al bajo contraste de los resultados de  $LE_d$ .
- Los valores específicos de las emisividades del suelo y de la vegetación podrían asignarse a los distintos tipos de usos del suelo. De este modo, los valores de emisividad más representativos de la vegetación y las condiciones locales reales podrían utilizarse en la corrección de la emisividad de la temperatura radiométrica. También se han utilizado valores únicos de  $T_c$  y  $T_s$  para toda la región en la obtención de los flujos de calor sensible. Una estimación de estos valores para los distintos usos del suelo podría explicar las posibles diferencias.

#### 4 Conclusiones

En este trabajo, se presenta una metodología operativa para evaluar la evapotranspiración diaria a escala regional, reuniendo las técnicas de teledetección y la micrometeorología. La relación tradicional de Itier y Riou (1982) se combina con el modelo micrometeorológico STSEB propuesto (Sánchez et al., 2008), con la finalidad de extraer los valores de  $LE_d$  de una única información en un momento concreto del día. El modelo STSEB se ha introducido para evaluar los

flujos de energía de la superficie sobre vegetaciones escasas y heterogéneas a partir de temperaturas radiométricas de superficie y datos micrometeorológicos.

Como ejemplo concreto, en este trabajo el método se aplica a la región de Basilicata, en el sur de Italia, utilizando las imágenes Landsat. Se utilizan tres imágenes conseguidas en tres fechas distintas, dos Landsat 7-ETM+ y una Landsat 5-TM. El mapa CORINE Land Cover y toda una red de estaciones agrometeorológicas proporcionan el conjunto de variables del suelo y los parámetros necesarios para aplicar la metodología. Se crean mapas de los distintos flujos de superficie. Se hace un análisis de los resultados de  $LE_d$  cogiendo la clasificación del uso del suelo como base y se establecen las diferencias entre los distintos tipos de vegetación y las fechas. En conjunto, los valores más altos de  $LE_d$  corresponden a las zonas más vegetadas. Es importante señalar que la variabilidad espacial de la evapotranspiración está principalmente vinculada a la distribución espacial del flujo de calor sensible debido a su mayor heterogeneidad mostrada en comparación con los resultados de la radiación neta. El rendimiento del método a escala local y regional se evalúa comparando los resultados con algunas medidas del suelo. Finalmente se obtiene un error estimado cercano a  $30\ W\ m^{-2}$ .

La metodología presentada en este trabajo puede ampliarse y aplicarse a cualquier otra región del mundo y a otros sensores satelitarios. Los únicos requisitos son unos registros apropiados de la temperatura instantánea del aire, la velocidad del viento y la radiación solar simultánea con los pasos de satélites y, claro está, al menos una imagen de satélite del día que nos interesa. La posibilidad de utilizar modelos numéricos para sustituir las medidas del suelo y explicar de este modo la falta de estaciones meteorológicas requiere más investigación. El efecto de las incertidumbres simuladas como entradas en los resultados del flujo tiene que analizarse.

A pesar de ello, creemos que el trabajo tiene el potencial de presentar una contribución valiosa al seguimiento de la evapotranspiración de la superficie y las necesidades del agua, así como a los trabajos de gestión del agua.

**Agradecimientos.** Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia (Proyectos CGL2004-06099-C03-01 y CGL2007-64666/CLI, cofinanciados con los fondos FEDER de la Unión Europea, *Acciones Complementarias* CGL2005-24207-E/CLI y CGL2006-27067-E/CLI), y la *Universitat de València* (Beca de Investigación *V Segles* del Sr. J. M. Sánchez). Los autores también quieren darle las gracias a ALSIA (*Agenzia Lucana per lo Sviluppo ed Innovazione in Agricoltura*) por proporcionarles datos de campo, y a IMAA (*Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale*) del CNR (*Consiglio Nazionale delle Ricerche*), y a Tito Scalo por proporcionarles las elaboraciones base de las imágenes de satélite. Apreciamos mucho los valiosos comentarios y sugerencias de los Drs. Enric Valor y César Coll (*Universitat de València*) a las anteriores versiones de este trabajo.

## Referencias

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., y Smith, M., 1998: Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper, 56, Rome, 300 pp.
- Büttner, G., Feranec, J., y Jaffrain, G., 2002: Corine Land Cover update 2000: Technical guidelines, European Environment Agency, Copenhagen.
- Cressies, N., 1991: Statistics for spatial data, John Wiley and Sons, New York.
- Dubayah, R., 1992: *Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data*, Water Resour Res, **28**, 2469–2484.
- Itier, B. y Riou, C., 1982: *Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie infrarouge*, J Rech Atmos, **2**, 113–125.
- Kustas, W. P., Norman, J. M., Anderson, M., y French, A., 2003: *Estimating subpixel temperatures and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship*, Remote Sens Environ, **82**, 429–440.
- Li, F., Kustas, W. P., Prueger, J. H., Neale, C. M. U., y Jackson, J. J., 2005: *Utility of Remote Sensing Based Two-Source Energy Balance Model Under Low and High Vegetation Cover Conditions*, J Hydrometeorol, **6**, 878–891.
- Rubio, E., Caselles, V., Coll, C., Valor, E., y Sospedra, F., 2003: *Thermal-infrared emissivities of natural surfaces: improvements on the experimental set-up and new measurements*, Int J Remote Sens, **24**, 5379–5390.
- Sánchez, J. M., Caselles, V., Niclòs, R., Valor, E., Coll, C., y Laurila, T., 2007: *Evaluation of the B-method for determining actual evapotranspiration in a boreal forest from MODIS data*, Int J Remote Sens, **28**, 1231–1250.
- Sánchez, J. M., Caselles, V., y Kustas, W. P., 2008: *Estimating surface energy fluxes using a micro-meteorological model and satellite images*, Tethys, **5**, DOI: 10.3369/tethys.2008.5.03.
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., y Paolini, L., 2004: *Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5*, Remote Sens Environ, **90**, 434–440.
- Sobrino, J. A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, J. C., Oliso, A., y Chehbouni, G., 2005: *A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns*, J Hydrol, **315**, 117–125.
- Valor, E. y Caselles, V., 1996: *Mapping land surface emissivity from NDVI. Application to European, African and South-American areas*, Remote Sens Environ, **57**, 167–184.