



Estimación de flujos de energía utilizando un modelo micrometeorológico e imágenes de satélite

J. M. Sánchez¹, V. Caselles¹ y W. P. Kustas²

¹Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, C/ Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot, València

²Hydrology and Remote Sensing Laboratory, USDA-ARS, Bldg. 007, BARC West, Beltsville, MD 20705, United States

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

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

Resumen

El creciente interés de las comunidades científicas meteorológicas, climáticas e hidrológicas por los distintos componentes del balance energético de superficie, y especialmente por la evapotranspiración, ha fomentado el desarrollo de distintos modelos micrometeorológicos para evaluar los flujos de energía de superficie a escala local. Los recientes avances en las técnicas de teledetección satelitaria podrían permitir el seguimiento de estos flujos de energía de superficie sobre zonas extensas. Sin embargo, la mayoría de los modelos actuales requieren calibre in situ o parámetros derivados empíricamente, lo que limita su aplicación operacional a gran escala. El objetivo de este trabajo es presentar una aproximación micrometeorológica que pueda ser usada de modo operacional junto con las imágenes de satélite para hacer un seguimiento de los flujos de energía de superficie a escala regional. En primer lugar, introducimos el marco y los detalles del modelo micrometeorológico propuesto, basado en una representación de parcela de dos fuentes del sistema suelo-vegetación-atmósfera. La viabilidad del modelo se explora a escala local usando datos recogidos de dos ecosistemas completamente distintos. Por un lado, datos recogidos de un cultivo de maíz en Beltsville, Maryland, EEUU, durante la estación de crecimiento del verano del año 2004. Por el otro, datos de una campaña experimental realizada en un bosque boreal de Finlandia en el 2002. La comparación de los resultados con las medidas del suelo muestra un error de entre 15 y 60 W m⁻² para la recuperación de la radiación neta, el flujo de calor del suelo, y los flujos de calor sensible y latentes en los dos lugares.

Palabras clave: modelo STSEB, flujos de energía de superficie, temperaturas radiométricas

1 Introducción

La determinación de la evapotranspiración es una cuestión muy importante en los estudios de meteorología, climatología e hidrología, pero normalmente la medida directa de este parámetro resulta difícil. En las décadas recientes, se ha propuesto una gran variedad de métodos para evaluarla, desde los métodos clásicos que nos permiten calcular la evapotranspiración a escala local usando instrumentos *in situ* hasta modelos basados en técnicas de teledetección.

La relación directa entre la temperatura termodinámica de superficie y el balance energético ha sido reconocida desde hace tiempo por meteorólogos e hidrólogos (Idso et al., 1975; Kustas y Norman, 1999). Éste es el punto de par-

tida para modelos basados en datos del infrarrojo térmico de teledetección (TIR, según las siglas inglesas) para determinar la evapotranspiración, ya que la temperatura termodinámica de superficie puede obtenerse a partir del valor de temperatura detectado directamente por el instrumento remoto, la temperatura de brillo. La atmósfera emite una radiación atmosférica hacia abajo que llega a la superficie y que en parte está reflejada hacia arriba. La capa atmosférica que hay entre la superficie y el instrumento remoto absorbe parte de esta radiación reflejada y la radiación emitida directamente por la superficie. Así pues, se requiere la corrección de los valores de la temperatura de brillo para explicar estos efectos atmosféricos. Además, las emisividades de la superficie real, (el cociente entre la radiación emitida por un cuerpo y la emi-



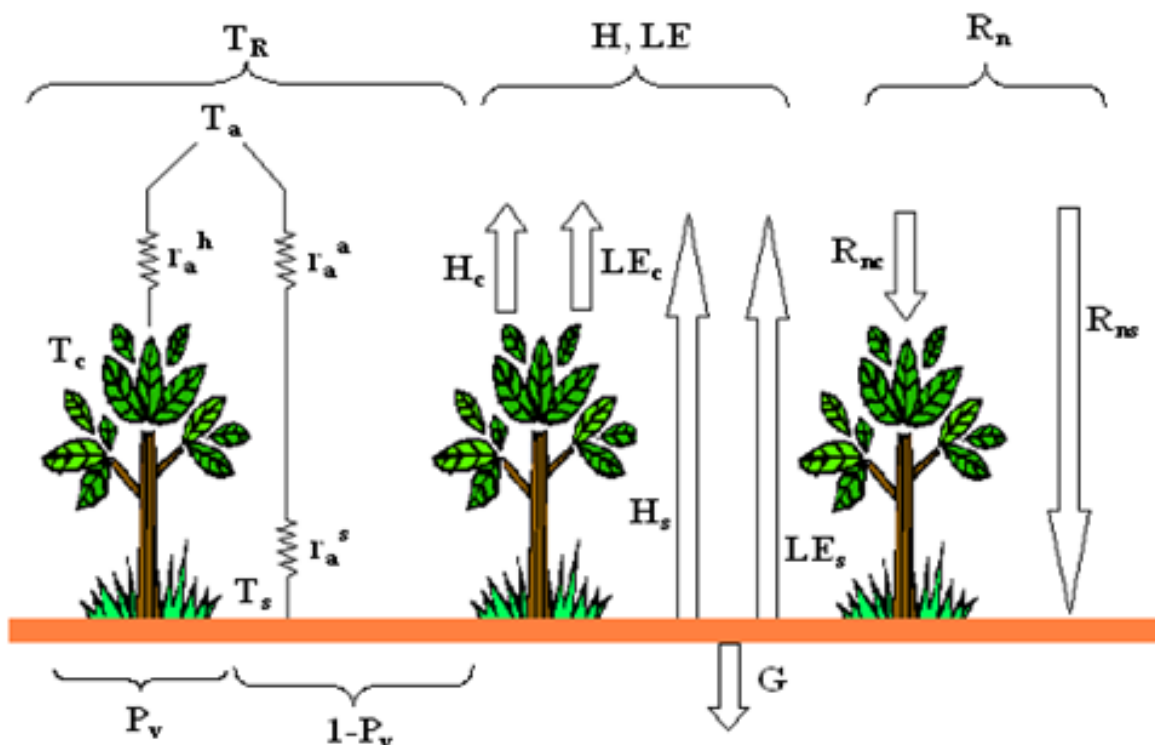


Figura 1. Esquema de resistencias y partición del flujo entre el suelo y la vegetación, correspondiente a la aproximación STSEB. Los símbolos están definidos en el texto.

tida por un cuerpo negro a la misma temperatura) son siempre más bajas que la unidad (presunción de cuerpo negro). Por la tanto, se necesita una corrección añadida de la emisividad para obtener finalmente la temperatura termodinámica de superficie del valor detectado de la temperatura de brillo.

La mayoría de estos métodos se basan en principios de conservación de energía. La ecuación es la de Balance Energético (EBE) de la superficie terrestre, que sigue un sistema formado por vegetación, suelo del entorno y atmósfera:

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

donde R_n es el flujo de radiación neta (W m^{-2}) (balance entre la radiación de onda larga y de onda corta entrante y saliente), G es el flujo de calor del suelo (W m^{-2}) (flujo de calor a través de la capa del suelo de debajo de la superficie), H el flujo de calor sensible (W m^{-2}) (flujo de calor entre dos niveles de temperatura distintos), y LE es el flujo de calor latente en la capa límite de la atmósfera (W m^{-2}) (flujo de calor entre dos niveles de presión distintos). Los dos últimos términos, H y LE , son los más difíciles de evaluar, y, obteniendo el flujo de calor sensible, la evapotranspiración puede evaluarse como un residuo de la EBE. Llegados a este punto, hay que decir que otros términos menores como la advección, el almacenamiento de calor en el aire y en la vegetación, y la fotosíntesis han sido eliminados de la Ecuación 1, ya que se ha demostrado que normalmente su contribución al balance energético se puede omitir y resulta difícil de eval-

uar fiablemente con medidas micrometeorológicas estándar (Wilson et al., 2002).

Monteith (1973) propuso una ecuación basada en una convección análoga a la ley de Ohm para obtener el flujo de calor sensible:

$$H = \rho C_p \frac{T_0 - T_a}{r_a} \quad (2)$$

donde ρ es la densidad del aire (kg m^{-3}), C_p es el calor específico del aire a una presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), T_0 es la temperatura aerodinámica (K) (temperatura del aire en contacto con la vegetación al nivel en el que se producen los intercambios de energía atmósfera-suelo-vegetación), T_a es la temperatura del aire (K) a una altura z y r_a es la resistencia aerodinámica (s m^{-1}) que depende de la altura de la vegetación y de la velocidad del viento a una altura z (Monteith, 1973) y explica la resistencia del aire a la transferencia de calor entre dos puntos que muestran temperaturas distintas. Sin embargo, la estimación de este único modelo ha mostrado que hay una limitación importante, ya que aparece una desviación apreciable entre la temperatura aerodinámica T_0 , y las temperaturas de superficie, T_s , (obtenidas a partir de los radiómetros TIR), para condiciones de cubierta vegetal parcial.

Los modelos de capa de dos fuentes (suelo + vegetación), desarrollados para acomodar las condiciones de cubierta vegetal parcial, tienen en cuenta el intercambio de

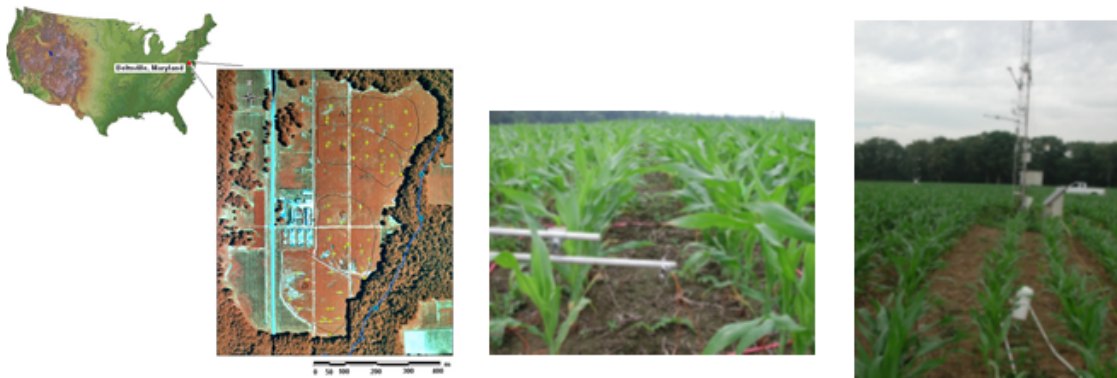


Figura 2. (a) (izquierda) Localización y foto aérea de la zona de estudio OPE3. (b) Montaje experimental de dos radiómetros infrarrojos Apogee IRTS-P3 para medir T_c y T_s . (c) (derecha) Vista general del objetivo y la torre micrometeorológica en la que se montó la instrumentación.

energía entre el suelo y los componentes de la vegetación (Shuttleworth y Wallace, 1985). Norman et al. (1995) introdujeron un marco de modelo de capa de dos fuentes basado en la teledetección para calcular flujos de superficie utilizando observaciones de temperatura de brillo direccionales. El modelo de balance energético de dos fuentes (TSEB, según las siglas inglesas) se desarrolló para requerir unas entradas mínimas, parecidas a los modelos de una sola fuente. Puesto que normalmente sólo podemos disponer de observaciones de temperatura de brillo compuesta, se necesita una presunción añadida para obtener estimaciones iniciales de temperaturas de los componentes de cubierta vegetal y del suelo y de flujos de energía. Para el esquema del TSEB, la ecuación Prestley-Taylor (PT) aplicada a la cubierta vegetal se utiliza para obtener una solución inicial. La ecuación PT nos permite evaluar el componente del flujo de calor latente correspondiente a la vegetación (transpiración). A tal efecto, se necesita información adicional sobre la presión de vapor, así como el parámetro Priestley-Taylor (α_{PT}). Los resultados de la ecuación PT demuestran ser muy sensibles a α_{PT} , los valores del cual dependen de las condiciones particulares de la superficie y el clima. El modelo TSEB ha sido ampliamente aplicado, validado y modificado para tratar con paisajes únicos durante los últimos años (Kustas y Norman, 1999; Li et al., 2005; French et al., 2003).

No obstante, si se conocen *a priori* la partición de temperatura tierra-superficie compuesta en el suelo y las temperaturas de la vegetación, por ejemplo, a través de la descomposición del Infrarrojo Térmico de ángulo dual (TIR) (p. ej. François, 2002), los gradientes de calor latente del suelo y de la vegetación pueden calcularse directamente como residuos de los balances de energía de los componentes. En este caso ya no se requiere la formulación del PT en el esquema del TSEB. Animados por este hecho, Sánchez et al. (2008) han propuesto recientemente un modelo simplificado de balance energético de dos fuentes (STSEB, según las siglas inglesas),

basado en una representación de parcela del intercambio de energía del suelo y la vegetación, que permite la estimación de flujos de superficie bajo condiciones de cubierta vegetal parcial directamente del suelo compuesto y de las temperaturas de la vegetación. Se ha desarrollado un algoritmo simple para predecir la partición de radiación neta entre el suelo y la vegetación como parte del modelo STSEB. Este trabajo se centra en la descripción y la validación del modelo STSEB a escala local bajo condiciones de superficie variable.

2 Descripción del modelo micrometeorológico

La temperatura de superficie efectiva en un sistema suelo-vegetación-atmósfera, T_R (K), se puede obtener como un componente ponderado de la temperatura del suelo, T_s (K), y la temperatura de la vegetación, T_c (K):

$$T_R = \left[\frac{P_v(\theta)\varepsilon_c T_c^4 + (1 - P_v(\theta))\varepsilon_s T_s^4}{\varepsilon} \right]^{1/4} \quad (3)$$

donde ε_c y ε_s son las emisividades de la vegetación y del suelo, respectivamente, ε es la emisividad de superficie eficaz, y $P_v(\theta)$ es la cubierta de vegetación fraccional para el ángulo de visión θ . Tenemos que destacar que la Ecuación 3 se basa en la ley Stefan-Boltzmann.

Podemos evaluar la fracción de cubierta de vegetación angular $P_v(\theta)$ a partir de las medidas del Índice de Área Foliar (LAI, según las siglas inglesas) a través de:

$$P_v(\theta) = 1 - \exp\left(\frac{-0.5\Omega(\theta)\text{LAI}}{\cos\theta}\right) \quad (4)$$

donde $\Omega(\theta)$ es un factor aglutinante para caracterizar la heterogeneidad de la superficie (Anderson et al., 2005). Este factor depende de las características de la estructura de la vegetación y hace posible extender las ecuaciones típicas para vegetaciones aleatorias a casos heterogéneos.

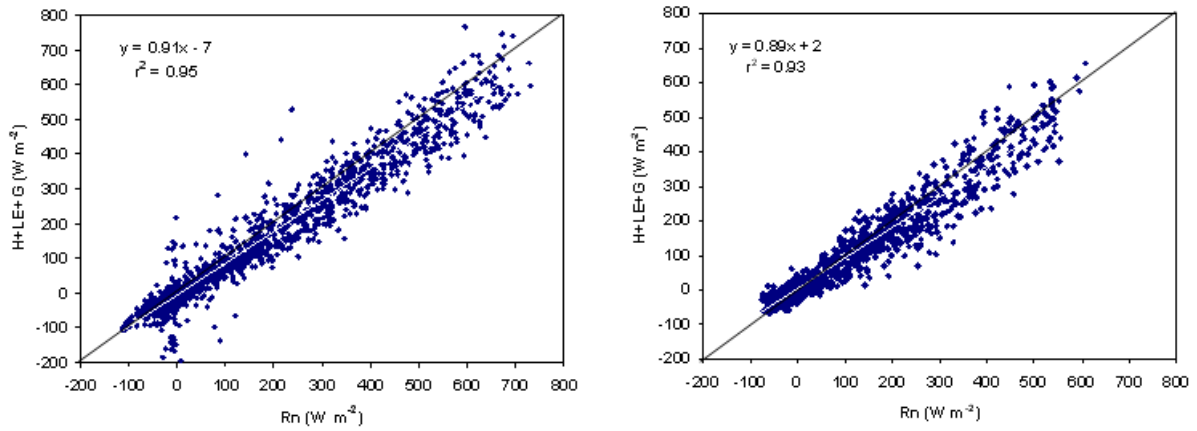


Figura 3. Regresión lineal entre los dos términos de la Ecuación de Balance Energético: (a) (izquierda) cultivo de maíz, (b) (derecha) bosque boreal.

La partición de los distintos flujos en componentes del suelo y de la vegetación se consiguió según el esquema que se muestra en la Figura 1. En la aproximación de parcela, una analogía entre la ley de Ohm y la ecuación de transferencia de calor muestra que la magnitud que corresponde a H es la densidad de la corriente (intensidad por unidad de área). Por lo tanto, según esta configuración, la suma entre las contribuciones del suelo y de la vegetación (valores por unidad de área de componente) al flujo de calor sensible H_s y H_c , respectivamente, está ponderada por sus áreas parciales respectivas tal como sigue:

$$H = P_v H_c + (1 - P_v) H_s \quad (5)$$

donde P_v (sin argumento de ángulo de visión) se refiere a la fracción de cubierta en la visión del nadir (i.e. $\theta = 0^\circ$). En la Ecuación 5, H_s y H_c se expresan como:

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a^h} \quad (6)$$

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a^a + r_a^s} \quad (7)$$

donde ρC_p es la capacidad de calor volumétrica del aire ($\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$), T_a es la temperatura del aire a una altura de referencia (K), r_a^h es la resistencia aerodinámica a la transferencia de calor entre la vegetación y la altura de referencia a la cual los datos atmosféricos están medidos (s m^{-1}), r_a^a es la resistencia aerodinámica a la transferencia de calor entre el punto $z_{0M} + d$ (z_{0M} : la longitud de la rugosidad de la vegetación por momento, d : altura de desplazamiento) y la altura de referencia (s m^{-1}), r_a^s es la resistencia aerodinámica al flujo de calor en la capa límite que se encuentra justo encima de la superficie del suelo (s m^{-1}). En el Anexo se muestra un resumen de las expresiones para evaluar estas resistencias.

Para ser coherentes con la configuración del modelo de parcela, se propone una partición del flujo de radiación neta, R_n , entre el suelo y la vegetación, tal como sigue:

$$R_n = P_v R_{nc} + (1 - P_v) R_{ns} \quad (8)$$

donde R_{nc} y R_{ns} son las contribuciones (valores por unidad de área del componente) de la vegetación y el suelo, respectivamente, al flujo total de la radiación neta. Se evalúan estableciendo un balance entre la radiación de onda larga y la de onda corta separadamente para cada componente:

$$R_{nc} = (1 - \alpha_c) S + \varepsilon_c L_{sky} - \varepsilon_c \sigma T_c^4 \quad (9)$$

$$R_{ns} = (1 - \alpha_s) S + \varepsilon_s L_{sky} - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (10)$$

donde S es la radiación solar global (W m^{-2}), α_s y α_c son los albedos del suelo y de la vegetación, respectivamente, σ es la constante Stefan-Boltzmann y L_{sky} es la radiación de onda larga incidente (W m^{-2}).

Se usa una expresión similar a la Ecuación 5 para combinar las contribuciones del suelo y de la vegetación, LE_s y LE_c , respectivamente, con el flujo de calor latente total:

$$LE = P_v LE_c + (1 - P_v) LE_s \quad (11)$$

De acuerdo con esta estructura, se establece un completo e independiente balance de energía entre la atmósfera y cada componente de la superficie, asumiendo que todos los flujos actúan verticalmente. De esta manera, los componentes del flujo de calor latente total se pueden escribir como:

$$LE_c = R_{nc} - H_c \quad (12)$$

$$LE_s = R_{ns} - H_s - \frac{G}{(1 - P_v)} \quad (13)$$

Finalmente, la relación directa observada tradicionalmente entre la transferencia de calor en el suelo y la energía

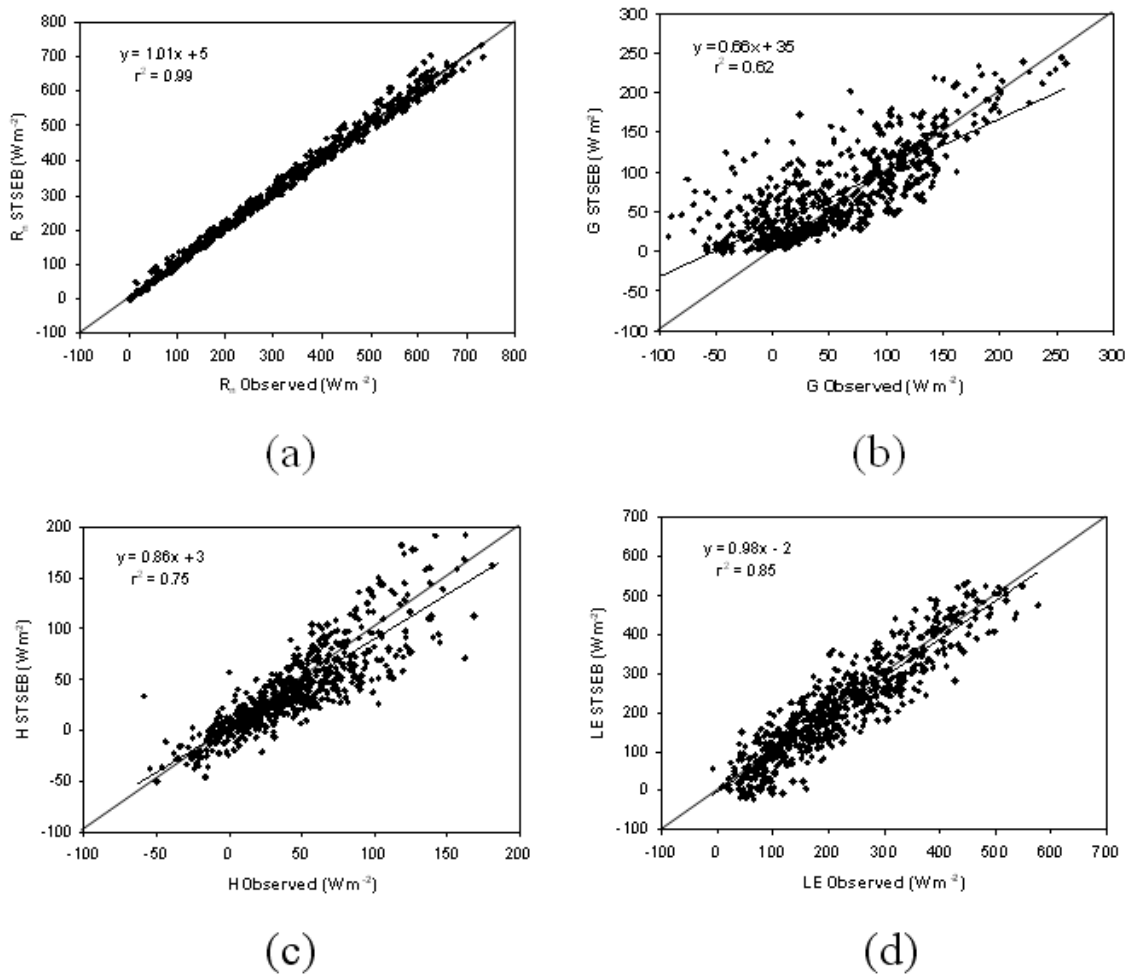


Figura 4. Regresiones lineales entre flujos de energía de la superficie evaluados por el modelo STSEB contra sus valores correspondientes medidos del suelo: (a) R_n , (b) G , (c) H (medidas de covarianza turbulenta), (d) LE (aplicando la técnica RE).

disponible correspondiente a este componente hace posible que G se pueda evaluar como una fracción (C_G) de la contribución del suelo a la radiación neta (Choudhury et al., 1987):

$$G = C_G(1 - P_v)R_{n,s} \tag{14}$$

donde C_G puede variar en un margen de 0.2 - 0.5 dependiendo del tipo de suelo y de la humedad. Estudios recientes también han expresado C_G como una función de tiempo para adaptar la variación temporal en esta fracción.

En el esquema STSEB hay una verdadera ponderación de los elementos del suelo y de la vegetación y no se permite el acoplamiento directo entre ellos. Además, el modelo de radiación neta del STSEB no tiene en cuenta la atenuación de la atmósfera hacia abajo y la emisión del suelo hacia arriba por una capa de vegetación interventora.

3 Validación del modelo

En primer lugar, el modelo micrometeorológico STSEB se validó a escala local. Por eso, se seleccionaron dos emplazamientos y ecosistemas completamente distintos, en un campo de cultivo de maíz en los Estados Unidos de América y en un bosque boreal en Finlandia.

3.1 Validación en un campo de cultivo de maíz

3.1.1 Lugar de estudio y medidas

Los datos se registraron en un campo de cultivo de maíz asociado al programa de Optimización de la Producción de Entradas para una Mejora Económica y Medioambiental (OPE3, según las siglas inglesas), situado en el *USDA-ARS Beltsville Agricultural Research Center*, Beltsville, Maryland (39°01'00"N, 76°52'00"W, 40 m por encima del nivel del mar) (Figura 2a). En este estudio nos centraremos en la campaña experimental realizada durante el verano de 2004,

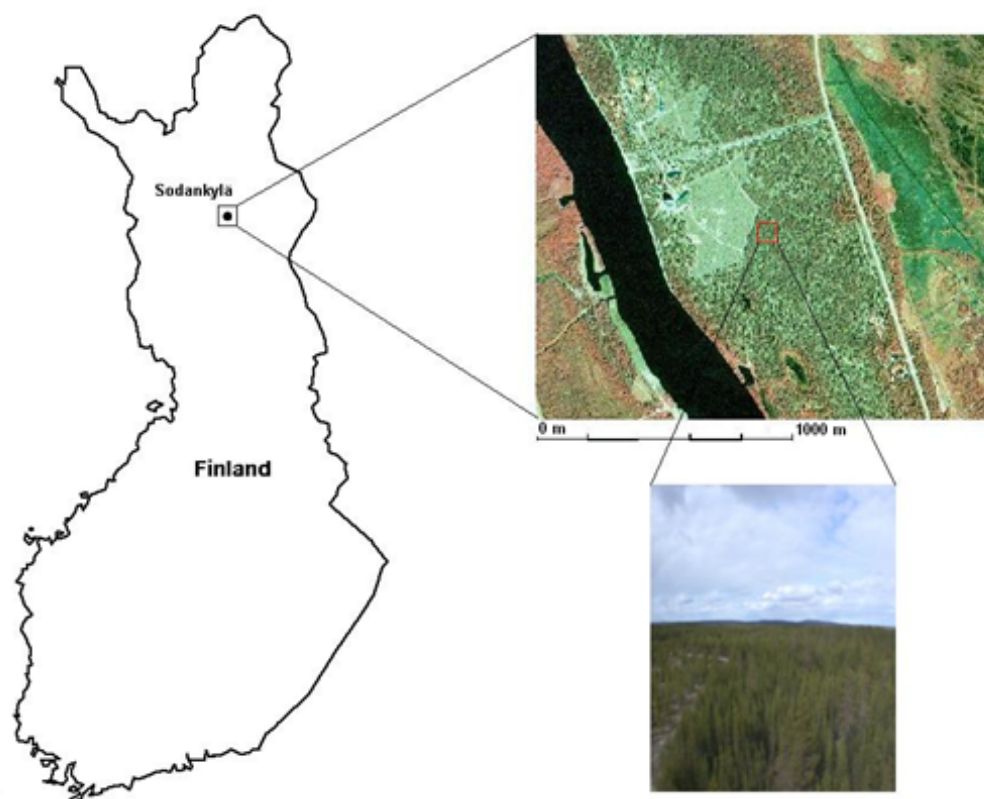


Figura 5. Situación y foto aérea del emplazamiento experimental SIFLEX.

que englobaba todas las etapas de la estación de crecimiento del maíz, desde principios de junio (emergencia de la planta) hasta finales de julio (formación de la mazorca).

El 9 de junio, se midieron simultáneamente las temperaturas radiométricas del suelo y de la vegetación usando los radiómetros infrarrojos Apogee IRTS-P3. Este radiómetro tiene una banda térmica ancha (7 - 14 μm) con una precisión de 0.3°C y un campo de visión de 37°. La temperatura del suelo se midió con un Termómetro Infrarrojo (IRT, según las siglas inglesas) montado en el centro de una hilera con una vista de ángulo oblicuo ($\sim 45^\circ$) paralela a la hilera de cultivo. Se situó a una altura apropiada para asegurar sólo la vista del espacio del suelo entre las hileras. La temperatura de la vegetación se midió con un segundo IRT situado dentro de la hilera y orientado horizontalmente, mirando hacia las plantas paralelas a la orientación de la hilera (Figura 2b). La orientación horizontal aseguraba que este IRT sólo observaba vegetación. Los dos componentes de la temperatura se midieron en dos emplazamientos separados en el maizal, usando dos pares de radiómetros. Al mismo tiempo, un quinto IRT situado encima de una torre a 4.5 m de altura, observando la superficie con un ángulo de visión de unos 45° y una vista de azimut perpendicular a la dirección de la hilera, midió la temperatura compuesta efectiva del sistema maíz-suelo. La instrumentación micrometeorológica y

de covarianza turbulenta se montó en la misma torre de 10 m (Figura 2c).

La radiación neta se midió con un radiómetro de red Kipp & Zonen CNR-1 a 4.5 m sobre el nivel del suelo (sns). Este radiómetro de red mide separadamente los componentes de radiación de onda corta y de onda larga entrantes y salientes. Se enterraron seis transductores de flujo de calor del suelo REBS (HTF-1) a 6 cm por debajo de la superficie del suelo. Dos termopares de suelo de Tipo-T midieron las temperaturas del suelo a 2 y 4 cm de profundidad para calcular el componente de almacenamiento del flujo de calor del suelo por encima de las placas. Se colocó un anemómetro sónico tridimensional de Campbell Scientific y un sensor de vapor de agua y CO₂ LiCor 7500 a 4 m sobre el nivel del suelo para medir los flujos de momento, calor sensible, calor latente y CO₂, así como la velocidad y la dirección del viento. Se orientó la instrumentación de covarianza turbulenta hacia el suroeste, la dirección de viento predominante durante la época de crecimiento del verano. Los vientos del norte fueron marcados y descartados ya que esta dirección está perturbada por el propio sónico. La temperatura del aire y la presión de vapor se midieron usando un sensor CSI HMP 45C a 4 m sobre el nivel del suelo. La frecuencia de muestreo fue de 10 Hz para la covarianza turbulenta y de 10 s para el balance energético y la instrumentación meteorológica. To-

Tabla 1. Análisis estadístico del rendimiento del modelo STSEB con el conjunto de datos diurno OPE3-2004. RMSD (Desviación Cuadrática Media), MAD (Desviación Absoluta Media), a (pendiente de la regresión lineal), b (intercepción de la regresión lineal), r^2 (coeficiente de regresión).

Flujo	Error sistemático (W m ⁻²)	RMSD (W m ⁻²)	MAD (W m ⁻²)	a	b (W m ⁻²)	r^2
R_n	+8	18	13	1.01	5	0.99
G	+17	40	30	0.66	35	0.62
H_{EC}	-3	22	16	0.86	3	0.75
H_{BR}	-10	26	19	0.76	2	0.74
LE_{EC}	+30	60	50	1.04	22	0.82
LE_{RE}	-6	50	40	0.98	-2	0.85
LE_{BR}	0	50	40	1.00	0.6	0.85

dos los datos fueron almacenados como medias de 30 minutos en los registradores de datos Campbell CR5000 y 23x.

Durante el crecimiento del maíz, se muestrearon periódicamente la geometría de la vegetación y el LAI. La altura de la vegetación se muestreaba semanalmente.

3.1.2 Procesamiento y resultados

En numerosos estudios de covarianza turbulenta realizados en paisajes distintos se ha observado una falta de cierre del balance energético. Las causas posibles de los desequilibrios energéticos observados incluyen los efectos de la instrumentación, las correcciones aplicadas en el procesamiento posterior de los datos de turbulencia, la longitud del intervalo de la medida y la heterogeneidad del paisaje (Wilson et al., 2002). Los análisis del balance energético de los cultivos de maíz han mostrado cocientes de cierre de alrededor de 0.8, aunque se puede llegar a 0.9. En la Figura 3a una regresión lineal entre R_n y la suma $H + LE + G$ de la Ecuación 1 para el conjunto de datos OPE3 producen una pendiente ~ 0.9 , lo que indica que, de promedio, aproximadamente el 10% de la energía disponible estimada no está representada. Twine et al. (2000) sugirieron dos métodos para hacer respetar el cierre del balance energético: calculando el flujo de calor latente como un residuo del balance energético (método RE), y conservando la ratio Bowen medida (método BR). En el método RE, se asumen las medidas directas de covarianza turbulenta de H como fiables y la falta de cierre se debe en gran parte a una subestimación de la medida de LE . En el método BR, se asume que los dos flujos turbulentos están subestimados con la cantidad distribuida entre H y LE según Bowen (H/LE), que define la fracción de energía disponible convirtiéndose en sensible frente al calor latente. Puesto que no hay consenso acerca de cómo resolver la falta de cierre del balance energético con la covarianza turbulenta, la comparación entre las estimaciones del modelo y las observaciones del suelo se realizarán sin cierre y haciendo que se la respete usando las técnicas RE y BR.

En este estudio sólo se han tenido en cuenta los flujos diurnos (cuando $R_n > 0$). Las estadísticas del flujo diurno describen mejor el modelo de utilidad global ya que las esti-

maciones seguidas del flujo nocturno están obligadas a estar cerca de cero. Para evaluar la radiación neta se aplicaron las Ecuaciones 8, 9 y 10 usando valores de $\alpha_s = 0.12$, $\alpha_c = 0.20$, $\varepsilon_s = 0.960$ y $\varepsilon_c = 0.985$ (Campbell y Norman, 1998), característicos de una vegetación de maíz. El modelo reproduce la radiación neta medida con mucha precisión, produciendo un error sistemático +8 W m⁻² y una Desviación Cuadrática Media RMSD = 18 W m⁻² (Figura 4a). En la Ecuación 14 se usó un valor constante de $C_G = 0.35$, correspondiente al punto medio entre sus límites probables (Choudhury et al., 1987). Los resultados del flujo de calor del suelo sobrestiman las medidas en 17 W m⁻² de media, con RMSD = 40 W m⁻² (Figura 4b).

La Tabla 1 hace una lista de estadísticas comparando las estimaciones de flujos turbulentos de H y LE con los flujos de la covarianza turbulenta en su forma original (EC), y corregidas para el cierre usando las técnicas residuales (RE) y Bowen (BR). La técnica de cierre RE, usando H_{EC} y atribuyendo todos los errores de cierre a LE (LE_{RE}), produce el mejor acuerdo entre STSEB y los flujos medidos. Varios estudios con el modelo TSEB han encontrado un acuerdo óptimo usando el model RE (p. ej., Li et al., 2005).

Las comparaciones de modelo con H_{EC} y LE_{RE} se muestran en la Figura 4c-d. Después de corregir las resistencias aerodinámicas para la estabilidad atmosférica, tal como se describe en el Anexo, se evaluó H mediante las Ecuaciones 5, 6 y 7. Las comparaciones entre H resultantes del modelo y medidas muestran un error sistemático negativo -3 W m⁻² y una RMSD de 22 W m⁻² (Figura 4c). La pendiente (a) de una regresión lineal entre H y H_{EC} de STSEB es de 0.86, indicando que el error sistemático es multiplicativo. El error sistemático es más grave cuando se aplica la técnica de cierre de Bowen, produciendo $a = 0.76$.

Para LE obtenido usando las Ecuaciones 11, 12 y 13, hay una tendencia a sobrestimar el flujo de calor latente observado, LE_{EC} con una pendiente de 1.04 y una RMSD = 60 W m⁻². Esta sobrestimación podría ser provocada en gran parte por un problema de subestimación de la medida con el sistema de covarianza turbulenta. El acuerdo de los resultados de LE mejora significativamente cuando se aplica la técnica de cierre RE a las observaciones, re-



Figura 6. (a) (izquierda) Suelo recubierto de líquenes, nivel por debajo de los árboles. (b) Torre situada en el emplazamiento. (c) (derecha) Sensor térmico situado en la torre mirando hacia el objetivo.

duciendo la pendiente a 0.98 y la RMSD a 50 W m^{-2} (ver Figura 4d y Tabla 1). Si la técnica de ratio Bowen (LE_{BR}) hace cumplir el cierre de energía, se obtiene una pendiente similar ($a = 1.00$), pero esta vez con un error sistemático nulo y una RMSD de 50 W m^{-2} (ver Tabla 1).

En condiciones de cubierta vegetal muy baja y muy alta, el escenario es relativamente homogéneo, y la formulación del modelo STSEB debería aproximarse a una estimación de fuente única. Sin embargo, bajo una cubierta alta, las observaciones de T_s serán restringidas, al mismo tiempo que resulta difícil medir T_c con precisión en condiciones de suelo casi desnudo. Para evaluar el rendimiento del STSEB en estas condiciones potencialmente limitadoras y difíciles, se repitió el experimento explicado anteriormente teniendo en cuenta sólo el período con $0.05 < P_v < 0.75$. No se observó ninguna mejora significativa en los resultados de validación del STSEB para este período de tiempo limitado, lo que sugiere que el rendimiento del modelo del STSEB no se degrada en condiciones de cubierta vegetal alta y baja.

3.2 Validación en un bosque boreal

3.2.1 Lugar de estudio y medidas

Este experimento se llevó a cabo como parte del proyecto SIFLEX-2002. La campaña de medidas tuvo lugar de abril a junio de 2002 en Sodankylä, en una zona de bosque boreal del norte de Finlandia. Sodankylä pertenece a los lugares de referencia del Período de Observación Ampliado y Coordinado (CEOP, según las siglas inglesas) del Experimento de Energía Global y Ciclo del Agua (GEWEX, según las siglas inglesas) del Programa de Investigación Climática Mundial, y a la red de estación de flujo del CO_2 del proyecto CARBOEUROPE (Figura 5).

La zona de estudio se situó en el *Arctic Research Center*, que pertenece al *Finnish Meteorological Institute* (FMI) de

Sodankylä ($67^\circ 21' 42.7'' \text{N}$ $26^\circ 38' 16.2'' \text{E}$, 179 m por encima del nivel del mar), 100 km al norte del Círculo Ártico. Se trata de una zona de bosque boreal, con pinos (*Pinus sylvestris* L.) de más de 10 m de altura y con una media de edad de 100 años, y una densidad de árboles de unos 2100 troncos por ha. El tipo de suelo es podsol arenoso y fluvial en el que son comunes los líquenes, el arándono rojo y el *em-petrum nigrum* (ver Figura 6a).

Las variables meteorológicas se obtuvieron de una torre micrometeorológica de 48 m situada en el emplazamiento (Figura 6b). La temperatura del aire y la humedad se midieron a niveles distintos con un sensor Vaisala HMP45. Los datos de velocidad del viento fueron recogidos por un anemómetro Vaisala WAA252 situado a una altura de 23 m. Otros parámetros climatológicos como la fracción de cubierta de nubes o la altura de las nubes se evaluaron a través de la observación humana en el *FMI-Arctic Research Center*. Además, radiosondeos atmosféricos (Vaisala RS-80) de temperatura, humedad y viento se lanzaron dos veces al día en el lugar de estudio.

Las medidas LAI se tomaron dos veces en 12 puntos distribuidos por el lugar de estudio. Se midieron utilizando un LICOR LAI-2000. Durante la campaña, también se registró una serie temporal de valores del albedo del suelo y de la vegetación.

Un radiómetro infrarrojo térmico CIMEL ELECTRONIQUE CE 312 multicanal realizó cada 10 minutos las medidas de radiancia térmica de los pinos. Se colocó el CIMEL en una torre mirando hacia el objetivo desde una altura de 12 m para asegurar una vista homogénea de la vegetación (Figura 6c). Este radiómetro tiene cuatro canales espectrales: una banda ancha, 8 - 14 μm (banda 1), y tres canales estrechos, 11.5 - 12.5 μm , 10.5 - 11.5 μm y 8.2 - 9.2 μm (bandas 2, 3 y 4, respectivamente). La temperatura del otro componente (la vegetación que cubre el suelo por debajo de los árboles, en este caso) se dedujo usando la Ecuación 3

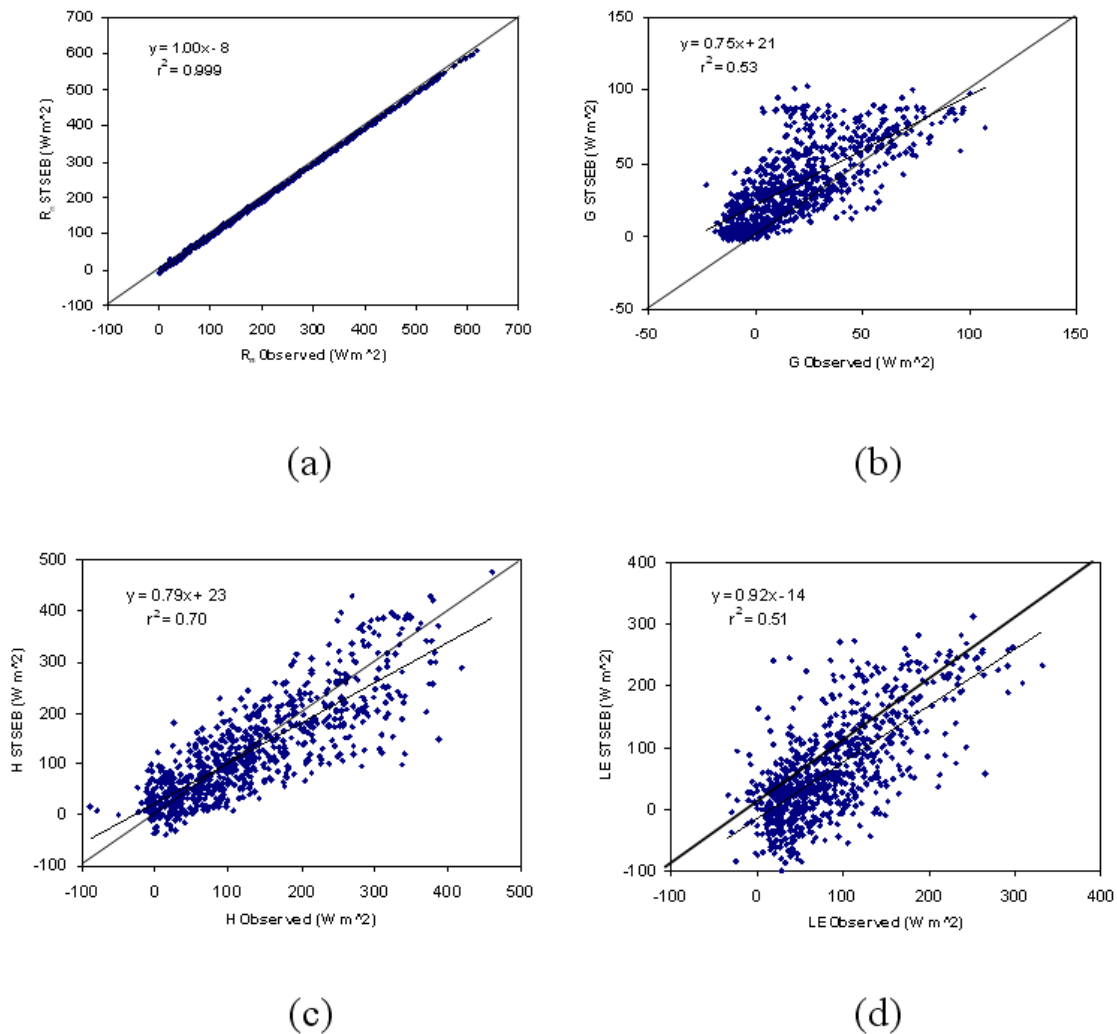


Figura 7. Regresiones lineales entre flujos de energía de la superficie evaluados por el modelo STSEB contra sus valores del suelo medidos correspondientes: (a) R_n , (b) G , (c) H (medidas de covarianza turbulenta), (d) LE (aplicando la técnica RE).

y la radiación de onda larga saliente. Así pues, las medidas directas de esta variable pueden sustituir las medidas tomadas por un radiómetro térmico. Esta posibilidad aumenta la operatividad del modelo STSEB. Se recogieron muestras de ramas de pino y de la vegetación que cubría el suelo por debajo de los árboles para medir su emisividad mediante el radiómetro CE-312 usando el Método de Caja (Rubio et al., 2003). Se introdujeron los radiosondeos correspondientes a días con diversidad de condiciones atmosféricas al código MODTRAN 4 (*MODerate resolution atmospheric TRANsmision*) para conseguir estimaciones de los parámetros atmosféricos requeridos para corregir las temperaturas de brillo de los efectos atmosféricos (transmitancia, radiación atmosférica hacia arriba y radiación atmosférica hacia abajo). El MODTRAN es un programa informático diseñado para simular la propagación atmosférica de la radiación en una región espectral ancha.

Los flujos de calor sensible y latente se midieron con un anemómetro sónico SATI-3Sx y una sonda térmica de platino usando la metodología de la covarianza turbulenta con una incertidumbre en la estimación del flujo del 15 - 20%. Las medidas se tomaron a 23 m de altura. La radiación de onda corta global y reflejada se midió con un sensor Kipp & Zonen CM11, y los componentes de onda larga entrante y saliente se registraron con un radiómetro infrarrojo Eppley Precision. Un sensor REBS Q-7 midió la radiación neta. Todos estos sensores se montaron a 46 m de altura. El flujo de calor del suelo se midió con una única placa de flujo de calor del suelo HFT3 a una profundidad de 7 cm. Se midió la temperatura del suelo a 2, 5, 10, 20, 50 y 100 cm de profundidad usando un conjunto de termopares, y la humedad del suelo volumétrica a 5, 10, 20, 30 y 50 cm mediante las sondas Delta-T TDR. El calor almacenado en el perfil del suelo encima de la placa, calculado a partir del cambio temporal en la temperatura del suelo y el contenido de agua del suelo,

Tabla 2. Análisis estadístico del rendimiento del modelo STSEB con el conjunto de datos diurno SIFLEX-2002.

Flujo	Error sistemático (W m ⁻²)	RMSD (W m ⁻²)	MAD (W m ⁻²)	<i>a</i>	<i>b</i> (W m ⁻²)	<i>r</i> ²
<i>R_n</i>	-8	9	8	1.00	-8	0.999
<i>G</i>	+16	25	19	0.75	21	0.53
<i>H_{EC}</i>	-3	60	40	0.79	23	0.70
<i>H_{BR}</i>	-21	70	50	0.68	24	0.67
<i>LE_{EC}</i>	+6	70	50	1.30	-12	0.35
<i>LE_{RE}</i>	-21	60	50	0.92	-14	0.51
<i>LE_{BR}</i>	-3	60	50	1.39	-30	0.48

también se tuvo en cuenta. Todos los datos se registraron cada 30 minutos.

Aunque la campaña de campo se llevó a cabo de abril a junio de 2002, este análisis se basa en los datos tomados el 5 de mayo para evitar complicaciones añadidas por culpa de la cubierta de nieve.

3.2.2 Procesamiento y resultados

La simulación de los flujos de energía de la superficie por encima de estos ecosistemas resulta de gran interés e importancia puesto que los bosques ocupan una extensión de aproximadamente el 30% de la superficie de la Tierra y, en concreto, el 11% está cubierto de bosques boreales. La localización remota y el clima severo de los bosques boreales provocó que se les ignorara en los primeros estudios de intercambio de energía y de balance energético. Los avances en infraestructuras y tecnología permitieron que se les considerase para su estudio en la comunidad científica. Probar un modelo con las condiciones de un SIFLEX es un reto, no sólo a causa de la alta latitud del emplazamiento, sino también de las evidentes limitaciones del conjunto de la instrumentación. En esta configuración, la capa superficial se encuentra al nivel de la altura de los árboles, aproximadamente a 10 m, y según las relaciones que se muestran en el Anexo, la altura de desplazamiento y la longitud de la rugosidad dan un resultado de 6.7 y 1 m, respectivamente. En estas condiciones, hay que tomar las observaciones del flujo turbulento desde una altura de referencia, *z*, de modo que la distancia hasta la capa superficial sea apropiada para caracterizar cambios de energía con la capa atmosférica. En este trabajo, tal como ocurre normalmente en los emplazamientos de bosques boreales (ver la página web de FLUXNET, <http://www.fluxnet.ornl.gov/fluxnet/index.cfm>), *z* se colocó a 23 m.

Se observa una pendiente de ~0.9 en el cierre del balance energético para el caso del bosque boreal, lo que vuelve a indicar que no se tiene en cuenta aproximadamente una media del 10% de la energía disponible estimada (Figura 3b). Este resultado es similar al del estudio del cierre de energía dirigido por Wilson et al. (2002) para la red FLUXNET.

Para evaluar la radiación neta, se aplicaron las Ecuaciones 9 y 10 usando valores medidos de $\alpha_s = 0.13$,

$\alpha_c = 0.08$, $\varepsilon_s = 0.953$ y $\varepsilon_c = 0.978$. La Figura 7a muestra los resultados de la Ecuación 8 en comparación con los valores medidos de *R_n*. En la Tabla 2 aparece un análisis cuantitativo de esta regresión. Para los datos de la campaña, se observan una subestimación de 8 W m⁻² y una RMSD de 9 W m⁻² en *R_n*. En cuanto al flujo de calor del suelo, *G*, se obtuvieron una sobrestimación 16 W m⁻² y una RMSD de 25 W m⁻² para todo el período (ver Figura 7b). Las Ecuaciones 5 y 11 para evaluar el flujo de calor sensible y latente, respectivamente, se aplicaron a cada dato del conjunto de datos. Previamente, se obtuvieron las resistencias dinámicas en las Ecuaciones 6 y 7 tal como se describe en el Anexo, y fueron debidamente corregidas para condiciones inestables o estables. El análisis cuantitativo de esta validación está resumido en la Tabla 2. Para el flujo de calor sensible, se obtuvieron una subestimación media de 3 W m⁻², una RMSD de 60 W m⁻² y un coeficiente de correlación de *r* = 0.84 (ver también Figura 7c). Para el flujo de calor latente, los resultados del STSEB muestran una subestimación de 21 W m⁻² y una RMSD = 60 W m⁻² (Figura 7d) cuando se aplica el método residual para el cierre.

Cuando se comparan estos resultados con los obtenidos en el cultivo de maíz, se observan errores de estimación similares para *LE*, mientras que los que corresponden a *H* son más altos en el bosque boreal. En este punto, habría que observar que en el intercambio de energía entre la superficie y la atmósfera domina la evapotranspiración en el cultivo de maíz, y el flujo de calor sensible en las condiciones de bosque boreal. En general, los parámetros de regresión son peores en el bosque boreal, lo que podría ser provocado por las imprecisiones del flujo o por las incertidumbres en los valores de las estimaciones de la temperatura del suelo.

4 Conclusiones

En este estudio, se ha introducido el modelo STSEB para evaluar los flujos de energía de la superficie por encima de las vegetaciones poco densas y heterogéneas a partir de temperaturas de superficie radiométricas y datos micrometeorológicos. El punto más fuerte de este modelo es que la aproximación Prestley-Taylor no se requiere en el esquema de las ecuaciones. De este modo se evitan los problemas vinculados a una selección no apropiada de la constante

Prestley-Taylor. El sistema de ecuaciones presentado para dividir la radiación neta entre el suelo y la vegetación es una versión simplificada del utilizado en el esquema TSEB. En cambio, el modelo STSEB requiere como entrada medidas de las temperaturas de la vegetación y del suelo. El modelo fue probado a una escala local usando dos ecosistemas distintos. Por un lado, bajo un intervalo completo de condiciones de cubierta de cultivo utilizando datos de campo de un campo de maíz en el emplazamiento experimental USDA-ARS OPE3 en Beltsville, Maryland, EEUU, y por el otro en una zona de bosque boreal del norte de Finlandia en el emplazamiento experimental SIFLEX-2002. Al comparar los resultados con los flujos medidos en el suelo, surgen errores de entre 15 W m^{-2} y 60 W m^{-2} para R_n , G , H y LE . Estos resultados están razonablemente de acuerdo y mejoran, en algunos casos, los obtenidos por el modelo TSEB mostrado recientemente.

En resumen, estos resultados demuestran la utilidad del modelo STSEB para un cultivo de maíz sobre un intervalo completo de condiciones de la cubierta y para un bosque boreal cuando se dispone de medidas fiables de temperaturas del suelo y de la vegetación. Se necesitan más estudios para evaluar la utilidad del modelo STSEB en condiciones semiáridas, por ejemplo, así como la inclusión en el esquema STSEB de algoritmos desarrollados para utilizar observaciones de temperaturas radiométricas basadas en satélites de ángulo dual.

Agradecimientos. Este trabajo fue 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). A los autores les gustaría agradecer el apoyo logístico para el funcionamiento y mantenimiento del emplazamiento OPE3 así como los esfuerzos en la reunión de datos y en el archivo de Martha C. Anderson, Craig Daughtry, Timothy Gish y Greg McCarthy, y el técnico Sr. Andrew Russ del Lab. de hidrología y teledetección USDA-ARS. Los fondos del Lab. de hidrología y teledetección USDA-ARS ayudan a mantener al Sr. J. M. Sánchez como becario visitante. También apreciamos la colaboración del Dr. Tuomas Laurila del *Finnish Meteorological Institute*, así como los valiosos comentarios y sugerencias de los Drs. Enric Valor y César Coll (*Universitat de València*) para las anteriores versiones del trabajo.

Anexo A Expresiones para evaluar las resistencias aerodinámicas en la aproximación del STSEB

Las resistencias aerodinámicas usadas para este trabajo se basan en el marco general descrito en Norman et al. (1995), Kustas y Norman (1999) y Li et al. (2005), y adaptado a modificaciones propuestas por Brutsaert (1999). La resistencia aerodinámica a la transferencia de calor entre la vegetación y la altura de referencia (z), r_a^h , se expresa tal como sigue:

$$r_a^h = \frac{\left[\text{Ln} \left(\frac{z_u - d}{z_{0M}} \right) - \Psi_M \left(\frac{z_u - d}{L} \right) + \Psi_M \left(\frac{z_{0M}}{L} \right) \right] \cdot \left[\text{Ln} \left(\frac{z_r - d}{z_{0H}} \right) - \Psi_H \left(\frac{z_r - d}{L} \right) + \Psi_H \left(\frac{z_{0H}}{L} \right) \right]}{k^2 u} \quad (\text{A1})$$

donde z_u y z_r son las alturas de medida (m) para la velocidad del viento, u (m s^{-1}), y la temperatura del aire, respectivamente, d es la altura de desplazamiento (m), z_{0M} es la longitud de la rugosidad de la vegetación para el momento (m), z_{0H} es la longitud de la rugosidad de la vegetación para el calor (m) y k es la constante Von Karman (≈ 0.41). La altura de desplazamiento y las longitudes de la rugosidad de la vegetación se evalúan con unas expresiones simplificadas como funciones de la altura de la vegetación, h (m): $d = 2h/3$, $z_{0M} = h/10$ y z_{0H} se toma como fracción de z_{0M} ($z_{0H} = z_{0M}/7$) para representar un transporte de calor menos eficiente en frente del momento cerca de los elementos de la vegetación. Las funciones de estabilidad para el calor, Ψ_H , y para el momento, Ψ_M , se obtienen de Brutsaert (1999).

A1 Condiciones inestables

$$\Psi_M(y) = \text{Ln}(a + y) - 3by^{1/3} + \frac{ba^{1/3}}{2} \text{Ln} \left[\frac{(1 + x^2)}{1 - x + x^2} \right] + 3^{1/2} ba^{1/3} \tan^{-1} \left(\frac{2x - 1}{3^{1/2}} \right) + \Psi_0 \quad (\text{A2})$$

$$\Psi_H(y) = \frac{1 - d}{n} \text{Ln} \left(\frac{c + y^n}{3^{1/2}} \right) \quad (\text{A3})$$

donde $x = (y/a)^{1/3}$ y $y = -(z - d)/L$. El símbolo Ψ_0 indica una constante de integración, dada por $\Psi_0 = (-\text{Ln}(a) + 3^{1/2} ba^{1/3} \pi/6)$. Los parámetros a , b , c , d y n son valores constantes designados de 0.33, 0.41, 0.33, 0.057 y 0.78, respectivamente (Brutsaert, 1999).

A2 Condiciones estables

$$\Psi_M(y) = \Psi_H(y) = 5y \quad (\text{A4})$$

L es la longitud de Monin-Obukhov (m) y se expresa así:

$$L = \frac{-u^{*3} \rho}{kg \left[\left(\frac{H}{T_a C_p} \right) + 0.61E \right]} \quad (\text{A5})$$

donde u^* es la velocidad de fricción, ρ es la densidad del aire (kg m^{-3}), g es la aceleración de la gravedad (m s^{-2}), C_p es el calor específico del aire a una presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), H es el flujo de calor sensible y E es la velocidad de evaporación de la superficie ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

La resistencia aerodinámica a la transferencia de calor entre el punto $z_{0M} + d$ y la altura de referencia, r_a^a , se escribe como una forma simplificada de la Ecuación A1. Puesto

que el transporte de calor y de momento es igualmente eficiente, en este caso $z_{0M} = z_{0H}$ (ver Kustas y Norman, 1999). También, en este caso $z_u = z_T$. Finalmente, r_a^a viene dado por la expresión:

$$r_a^a = \frac{\left[\text{Ln} \left(\frac{z_u - d}{z_{0M}} \right) - \Psi_M \right] \left[\text{Ln} \left(\frac{z_u - d}{z_{0M}} \right) - \Psi_H \right]}{k^2 u} \quad (\text{A6})$$

Finalmente, la resistencia aerodinámica al flujo calorífico en la capa límite que se encuentra inmediatamente encima de la superficie del suelo, r_s^a , se estima a partir de una expresión empírica desarrollada por Sauer et al. (1995) a partir de unos estudios extensivos sobre esta resistencia suelo-superficie en un túnel de viento y debajo de una cubierta de maíz. Esta expresión fue modificada y mejorada por Kustas y Norman (1999):

$$r_s^a = \frac{1}{0.0025(T_s - T_c)^{1/3} + 0.012u_s} \quad (\text{A7})$$

donde u_s es la velocidad del viento a una altura por encima de la superficie del suelo donde se puede ignorar el efecto de la rugosidad de la superficie del suelo en el movimiento del viento libre z' (m s^{-1}) (Sauer et al., 1995). Esta velocidad del viento se determina asumiendo el perfil de viento logarítmico en el espacio del aire que hay encima del suelo:

$$u_s = u \left[\frac{\text{Ln} \left(\frac{z'}{z'_0} \right)}{\text{Ln} \left(\frac{z_u}{z'_0} \right) - \Psi_M} \right] \quad (\text{A8})$$

donde z'_0 es la longitud de la rugosidad del suelo. En esta expresión la altura de desplazamiento era cero mientras que las correcciones de estabilidad no eran realmente utilizadas por culpa de la gran proximidad a la superficie del suelo (Sauer et al., 1995). A diferencia de los esquemas de dos capas, el perfil del viento exponencial en el espacio del aire de la vegetación no se aplica a la aproximación de parcela.

Referencias

Anderson, M. C., Norman, J. M., Kustas, W. P., Li, F., Prueger, J. H., y Mecikalski, J. R., 2005: *Effects of vegetation clumping on two-source model predictions of surface energy fluxes from an agricultural landscape during SMACEX*, *J Hydrometeorol*, **6**, 892–909.

Brutsaert, W., 1999: *Aspects of bulk atmospheric boundary layer similarity under free-convective conditions*, *Rev Geophys*, **37**, 439–451.

Campbell, G. S. y Norman, J. M., 1998: *An introduction to Environmental Biophysics*, Springer, New York, 286 pp.

Choudhury, B. J., Idso, S. B., y Reginato, R. J., 1987: *Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation*, *Agric For Meteorol*, **39**, 283–297.

François, C., 2002: *The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status*, *Remote Sens Environ*, **80**, 122–133.

French, A. N., Schmugge, T. J., Kustas, W. P., Brubaker, K. L., y Prueger, J., 2003: *Surface energy fluxes over El Reno Oklahoma, using high-resolution remotely sensed data*, *Water Resour Res*, **39**, 1164.

Idso, S., Jackson, R., y Reginato, R., 1975: *Estimating evaporation: a technique adaptable to remote sensing*, *Science*, **189**, 991–992.

Kustas, W. P. y Norman, J. M., 1999: *Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover.*, *Agric For Meteorol*, **94**, 13–29.

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.

Monteith, J. L., 1973: *Principles of environmental physics*, Edward Arnold Publisher, London, 241 pp.

Norman, J. M., Kustas, W., y Humes, K., 1995: *A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature*, *Agric For Meteorol*, **77**, 263–293.

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*, **20**, 5379–5390.

Sánchez, J. M., Kustas, W. P., Caselles, V., y Anderson, M. C., 2008: *Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations*, *Remote Sens Environ*, **112**, 1130–1143.

Sauer, T. J., Norman, J. M., Tanner, C. B., y Wilson, T. B., 1995: *Measurement of heat and vapour transfer coefficients at the soil surface beneath a maize canopy using source plates*, *Agric For Meteorol*, **75**, 161–189.

Shuttleworth, W. y Wallace, J., 1985: *Evaporation from sparse crops: an energy combination theory*, *Q J R Meteorol Soc*, **111**, 1143–1162.

Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T. P., Prueger, J. H., Starks, P. J., y Wesely, M. L., 2000: *Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland*, *Agric For Meteorol*, **103**, 279–300.

Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., y Verma, S., 2002: *Energy balance closure at FLUXNET sites*, *Agric For Meteorol*, **113**, 223–243.