Tethys, 5, 25–36, 2008
Revista del temps i el clima de la Mediterrània occidental
www.tethys.cat
ISSN-1697-1523
eISSN-1139-3394
DOI:10.3369/tethys.2008.5.03

Revista editada per **ACAM**
(Associació Catalana de Meteorologia)

Estimació dels fluxos d'energia utilitzant un model micrometeorològic i imatges de satèl·lit

J. M. Sánchez[1], **V. Caselles**[1] **i W. P. Kustas**[2]

[1]Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, C/ Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot, València
[2]Hydrology and Remote Sensing Laboratory, USDA-ARS, Bldg. 007, BARC West, Beltsville, MD 20705, United States

Rebut: 9-I-2008 – Acceptat: 15-IX-2008 – **Versió Traduïda**

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

Resum

El creixent interès de les comunitats científiques meteorològiques, climàtiques i hidrològiques pels diferents components del balanç energètic de superfície, i especialment per l'evapotranspiració, ha fomentat el desenvolupament de diferents models micrometeorològics per tal d'avaluar els fluxos d'energia de superfície a escala local. Els avanços recents en les tècniques de teledetecció satel·litària podrien permetre el seguiment d'aquests fluxos d'energia de superfície sobre zones extenses. Tanmateix, la majoria dels models actuals requereixen calibratge in situ o paràmetres derivats empíricament, cosa que limita llur aplicació operacional a gran escala. L'objectiu d'aquest treball és el de presentar una aproximació micrometeorològica que pugui ser utilitzada operacionalment juntament amb les imatges de satèl·lit per tal de fer un seguiment dels fluxos d'energia de superfície a escala regional. En primer lloc, introduïm el marc i els detalls del model micrometeorològic proposat, basat en una representació de parcel·la de dues fonts del sistema sòl-vegetació-atmosfera. La viabilitat del model s'explora a escala local utilitzant dades recollides de dos ecosistemes completament diferents. D'una banda, dades recollides d'un conreu de blat de moro a Beltsville, Maryland, EEUU, durant l'estació de creixement de l'estiu de l'any 2004. De l'altra, dades d'una campanya experimental realitzada en un bosc boreal de Finlàndia el 2002. La comparació dels resultats amb les mesures del terra mostra un error d'entre 15 i 60 W m^{-2} per a la recuperació de la radiació neta, el flux de calor del sòl i els fluxos de calor sensibles i latents als dos llocs.

Paraules clau: model STSEB, fluxos d'energia de superfície, temperatures radiomètriques

1 Introducció

La determinació de l'evapotranspiració és una qüestió molt important en els estudis de meteorologia, climatologia i hidrologia, però normalment la mesura directa d'aquest paràmetre resulta difícil. Durant les dècades recents, s'ha proposat una gran varietat de mètodes per a avaluar-la, des dels mètodes clàssics que ens permeten calcular l'evapotranspiració a escala local utilitzant instruments *in situ* fins a models basats en tècniques de teledetecció.

La relació directa entre la temperatura termodinàmica de superfície i el balanç energètic ha estat reconeguda des de fa temps per meteoròlegs i hidròlegs (Idso et al., 1975; Kustas i Norman, 1999). Aquest és el punt de partida per a models basats en dades de l'infraroig tèrmic de teledetecció (TIR, segons les sigles angleses) per a determinar l'evapotranspiració, ja que la temperatura termodinàmica de superfície es pot obtenir a partir del valor de temperatura detectat directament per l'instrument remot, la temperatura de brillantor. L'atmosfera emet una radiació atmosfèrica cap a baix que arriba a la superfície i que en part és reflectida cap amunt. La capa atmosfèrica que hi ha entre la superfície i l'instrument remot absorbeix part d'aquesta radiació reflectida i la radiació emesa directament per la superfície. Així doncs, es requereix la correcció dels valors de la temperatura de brillantor per tal d'explicar aquests efectes atmosfèrics. A més, les emissivitats de la superfície real (el quocient entre la radiació emesa per un cos i l'emesa

2008 Autor(s). Aquest treball té llicència "Creative Commons".

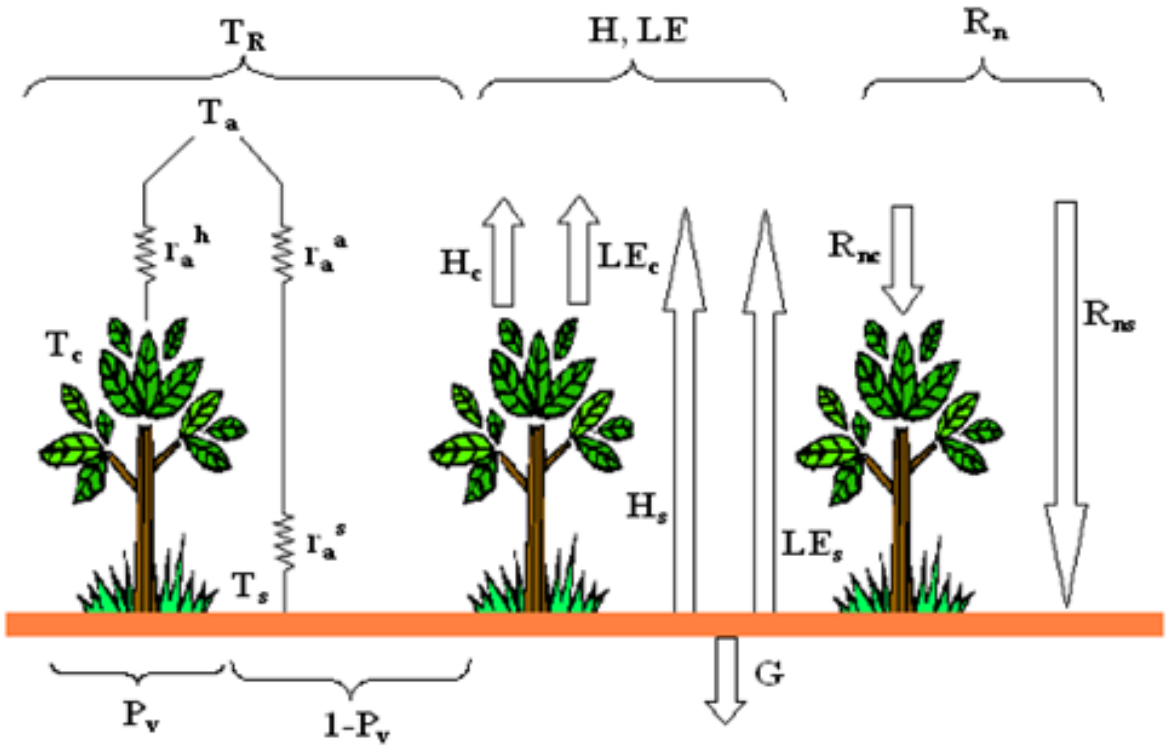

Figura 1. Esquema de resistències i partició del flux entre el sòl i la vegetació, corresponent a l'aproximació STSEB. Els símbols estan definits al text.

per un cos negre a la mateixa temperatura) són sempre més baixes que la unitat (presumpció de cos negre). Per tant, es necessita una correcció addicional de l'emissivitat per a obtenir finalment la temperatura termodinàmica de superfície del valor detectat de la temperatura de brillantor.

La majoria d'aquests mètodes es basen en principis de conservació d'energia. L'equació és la de Balanç Energètic (EBE) de la superfície terrestre, que segueix un sistema format per vegetació, sòl de l'entorn i atmosfera:

$$R_n = G + H + LE \tag{1}$$

on R_n és el flux de radiació neta (W m^{-2}) (balanç entre la radiació d'ona llarga i d'ona curta entrant i sortint), G és el flux de calor del sòl (W m^{-2}) (flux de calor a través de la capa del sòl de sota la superfície), H és el flux de calor sensible (W m^{-2}) (flux de calor entre dos nivells de temperatura diferents), i LE és el flux de calor latent a la capa límit de l'atmosfera (W m^{-2}) (flux de calor entre dos nivells de pressió de vapor diferents). Els dos últims termes, H i LE, són els més difícils d'avaluar, i, obtenint el flux de calor sensible, l'evapotranspiració es pot avaluar com un residu de l'EBE. Arribats a aquest punt, hem de dir que altres termes menors com l'advecció, l'emmagatzematge de calor a l'aire i a la vegetació, i la fotosíntesi han estat eliminats de l'Equació 1, ja que s'ha demostrat que normalment llur contribució al balanç energètic és negligible i difícil d'avaluar fiablement amb mesures micrometeorològiques estàndard (Wilson et al., 2002).

Monteith (1973) va proposar una equació basada en una convecció anàloga a la llei d'Ohm per a obtenir el flux de calor sensible:

$$H = \rho C_p \frac{T_0 - T_a}{r_a} \tag{2}$$

on ρ és la densitat de l'aire (kg m^{-3}), C_p és la calor específica de l'aire a una pressió constant (J kg^{-1} K^{-1}), T_0 és la temperatura aerodinàmica (K) (temperatura de l'aire en contacte amb la vegetació al nivell en què es produeixen els intercanvis d'energia atmosfera-sòl-vegetació), T_a és la temperatura de l'aire (K) a una altura z, i r_a és la resistència aerodinàmica (s m^{-1}) que depèn de l'altura de la vegetació i de la velocitat del vent a una altura z (Monteith, 1973) i explica la resistència de l'aire a la transferència de calor entre dos punts que mostren temperatures diferents. Tanmateix, l'estimació d'aquest únic model de font ha mostrat que hi ha una limitació important, ja que hi apareix una desviació apreciable entre la temperatura aerodinàmica, T_0, i les temperatures de superfície, T_s, (obtingudes a partir dels radiòmetres TIR), per a condicions de cobertura vegetal parcial.

Els models de capa de dues fonts (sòl + vegetació), desenvolupats per a acomodar les condicions de cobertura vegetal parcial, tenen en compte l'intercanvi d'energia entre el sòl i els components de la vegetació (Shuttleworth i Wal-

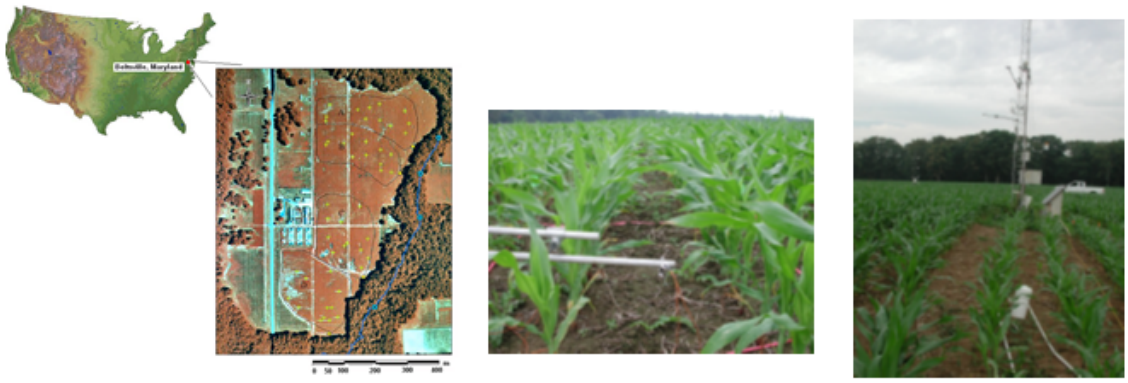

Figura 2. (a) (esquerra) Localització i foto aèria de la zona d'estudi OPE3. (b) Muntatge experimental de dos radiòmetres infrarojos Apogee IRTS-P3 per a mesurar T_c i T_s. (c) (dreta) Vista general de l'objectiu i la torre micrometeorològica en la qual es va muntar la instrumentació.

lace, 1985). Norman et al. (1995) van introduir un marc de model de capa de dues fonts basat en la teledetecció per a calcular fluxos de superfície utilitzant observacions de temperatura de brillantor direccionals. El model de balanç energètic de dues fonts (TSEB, segons les sigles angleses) es va desenvolupar per requerir unes entrades mínimes, semblants als models d'una sola font. Com que normalment només podem disposar d'observacions de temperatura de brillantor composta, es necessita una presumpció addicional per tal d'obtenir estimacions inicials de temperatures de les components de cobertura vegetal i del sòl i de fluxos d'energia. Per a l'esquema del TSEB, l'equació Prestley-Taylor (PT) aplicada a la cobertura vegetal s'utilitza per a obtenir una solució inicial. L'equació PT ens permet avaluar el component del flux de calor latent corresponent a la vegetació (transpiració). Per a això, es necessita informació addicional sobre la pressió de vapor, així com el paràmetre Priestley-Taylor (α_{PT}). Els resultats de l'equació PT demostren ser molt sensibles a α_{PT}, els valors del qual depenen de les condicions particulars de la superfície i el clima. El model TSEB ha estat àmpliament aplicat, validat i modificat per tractar amb paisatges únics durant els últims anys (Kustas i Norman, 1999; Li et al., 2005; French et al., 2003).

No obstant això, si es coneixen *a priori* la partició de temperatura terra-superfície composta en el sòl i les temperatures de la vegetació, per exemple, a través de la descomposició de l'InfraRoig Tèrmic d'angle dual (TIR) (p. ex. François, 2002), els gradients de calor latent del sòl i de la vegetació es poden calcular directament com a residus dels balanços d'energia dels components. En aquest cas, ja no es necessita la formulació del PT en l'esquema del TSEB. Animats per aquest fet, Sánchez et al. (2008) han proposat recentment un model simplificat de balanç energètic de dues fonts (STSEB, segons les sigles angleses), basat en una representació de parcel·la de l'intercanvi d'energia del sòl i la vegetació, que permet l'estimació de fluxos de superfície sota condicions de cobertura vegetal parcial directament del sòl compost i de les temperatures de la vegetació. S'ha desenvolupat un algoritme simple per predir la partició de radiació neta entre el sòl i la vegetació com a part del model STSEB. Aquest treball se centra en la descripció i la validació del model STSEB a escala local sota condicions de superfície variable.

2 Descripció del model micrometeorològic

La temperatura efectiva de superfície en un sistema sòl-vegetació-atmosfera, T_R (K), es pot obtenir com un component ponderat de la temperatura del sòl, T_s (K), i la temperatura de la vegetació, T_c (K):

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

on ε_c i ε_s són les emissivitats de la vegetació i del sòl, respectivament, ε és l'emissivitat de superfície eficaç, i $P_v(\theta)$ és la cobertura de vegetació fraccional per a l'angle de visió θ. Hem de destacar que l'Equació 3 es basa en la llei Stefan-Boltzmann.

Podem avaluar la fracció de cobertura de vegetació angular $P_v(\theta)$ a partir de les mesures de l'Índex d'Àrea Foliar (LAI, segons les sigles angleses) a través de:

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

on $\Omega(\theta)$ és un factor aglutinant per a caracteritzar l'heterogeneïtat de la superfície (Anderson et al., 2005). Aquest factor depèn de les característiques de l'estructura de la vegetació i fa possible estendre les equacions típiques per a vegetacions aleatòries a casos heterogenis.

La partició dels diferents fluxos en components del sòl i la vegetació es va aconseguir segons l'esquema que es mostra a la Figura 1. A l'aproximació de parcel·la, una analogia entre la llei d'Ohm i l'equació de transferència de calor mostra

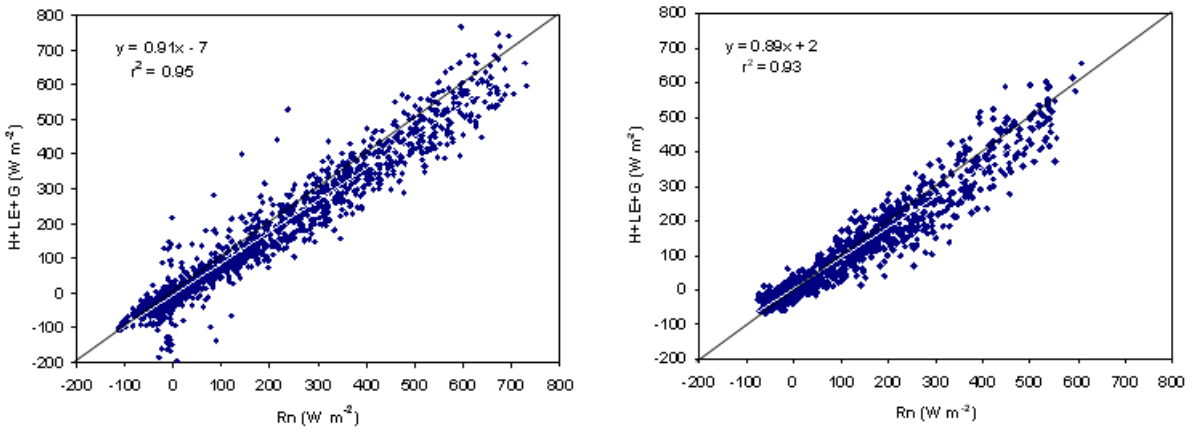

Figura 3. Regressió lineal entre els dos termes de l'Equació de Balanç Energètic: (a) (esquerra) conreu de blat de moro, (b) (dreta) bosc boreal.

que la magnitud corresponent a H és la densitat del corrent (intensitat per unitat d'àrea). Per tant, segons aquesta configuració, la suma entre les contribucions del sòl i de la vegetació (valors per unitat d'àrea de component) al flux de calor sensible total, H_s i H_c, respectivament, està ponderada per llurs àrees parcials respectives tal com segueix:

$$H = P_v H_c + (1 - P_v) H_s \tag{5}$$

on P_v (sense argument d'angle de visió) es refereix a la fracció de coberta en la visió del nadir (i.e. $\theta = 0°$). A l'Equació 5, H_s i H_c s'expressen com:

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

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

on ρC_p és la capacitat de calor volumètrica de l'aire (J K^{-1} m^{-3}), T_a és la temperatura de l'aire a una altura de referència (K), r_a^h és la resistència aerodinàmica a la transferència de calor entre la vegetació i l'altura de referència a la qual les dades atmosfèriques estan mesurades (s m^{-1}), r_a^a és la resistència aerodinàmica a la transferència de calor entre el punt $z_{0M} + d$ (z_{0M}: la longitud de la rugositat de la vegetació per moment, d: altura de desplaçament) i l'altura de referència (s m^{-1}), r_a^s és la resistència aerodinàmica al flux de calor a la capa límit que es troba just a sobre de la superfície del sòl (s m^{-1}). A l'Apèndix es mostra un resum de les expressions per a avaluar aquestes resistències.

Per tal de ser coherents amb la configuració del model de parcel·la, es proposa una partició del flux de la radiació neta, R_n, entre el sòl i la vegetació, tal com segueix:

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

on R_{nc} i R_{ns} són les contribucions (valors per unitat d'àrea del component) de la vegetació i el sòl, respectivament, al flux total de radiació neta. S'avaluen establint un balanç entre la radiació d'ona llarga i la d'ona curta separadament per a cada component:

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

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

on S és la radiació solar global (W m^{-2}), α_s i α_c són les albedos del sòl i de la vegetació, respectivament, σ és la constant Stefan-Boltzmann i L_{sky} és la radiació d'ona llarga incident (W m^{-2}).

S'utilitza una expressió similar a l'Equació 5 per a combinar les contribucions del sòl i de la vegetació, LE_s i LE_c, respectivament, amb el flux de calor latent total:

$$LE = P_v LE_c + (1 - P_v) LE_s \tag{11}$$

D'acord amb aquesta estructura, s'estableix un complet i independent balanç d'energia entre l'atmosfera i cada component de la superfície, assumint que tots els fluxos actuen verticalment. D'aquesta manera, els components del flux de calor latent total es poden escriure com:

$$LE_c = R_{nc} - H_c \tag{12}$$

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

Finalment, la relació directa observada tradicionalment entre la transferència de calor al sòl i l'energia disponible corresponent a aquest component fa possible que G es pugui avaluar com una fracció (C_G) de la contribució del sòl a la radiació neta (Choudhury et al., 1987):

$$G = C_G (1 - P_v) R_{ns} \tag{14}$$

on C_G pot variar en un marge de 0.2 - 0.5 depenent del tipus de sòl i de la humitat. Estudis recents també han expressat

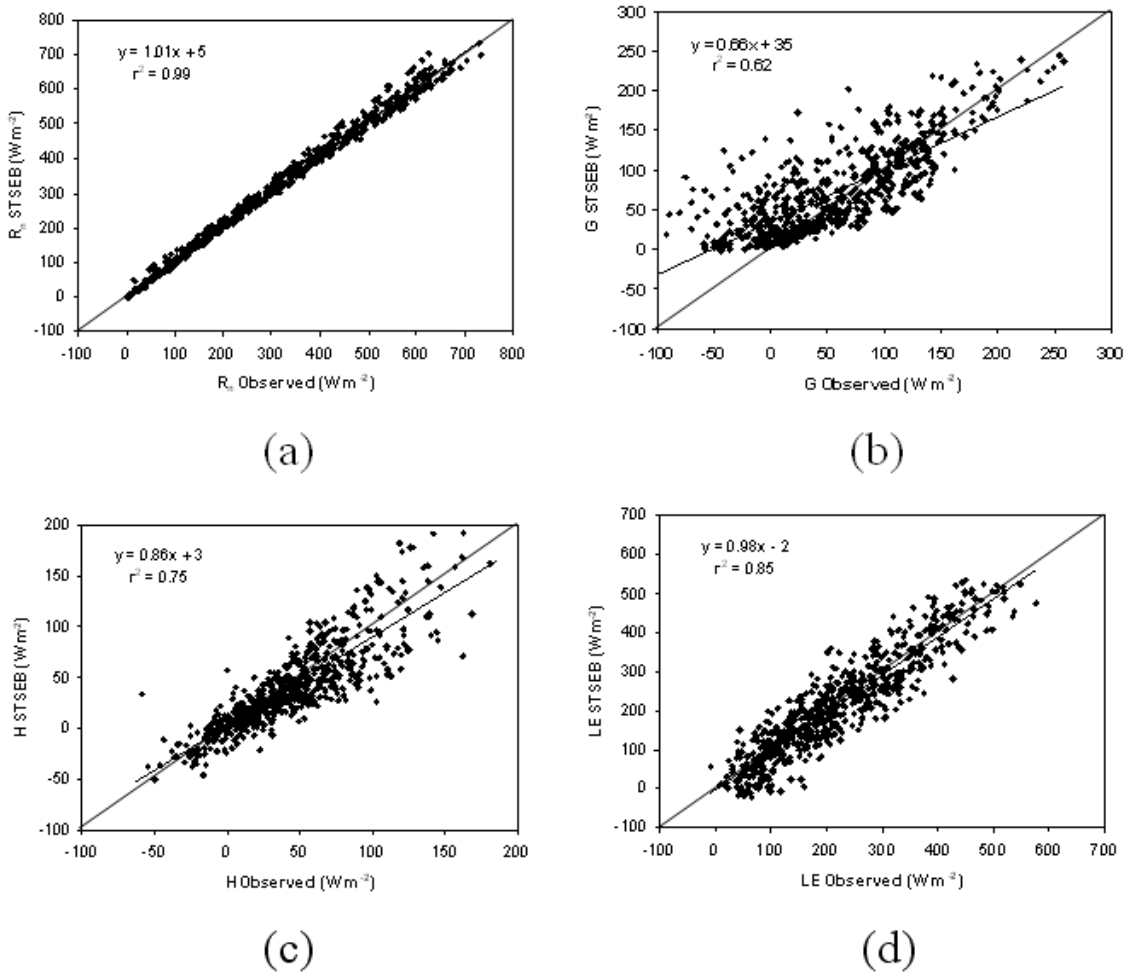

Figura 4. Regressions lineals entre fluxos d'energia de la superfície avaluats pel model STSEB en front dels seus valors corresponents mesurats al terra: (a) R_n, (b) G, (c) H (mesures de covariància turbulenta), (d) LE (aplicant la tècnica RE).

C_G com una funció de temps per tal d'adaptar la variació temporal en aquesta fracció.

A l'esquema STSEB hi ha una veritable ponderació dels elements del sòl i de la vegetació i no es permet l'acoblament directe entre ells. A més, el model de radiació neta del STSEB no té en compte l'atenuació de l'atmosfera cap a baix i l'emissió del sòl cap amunt per una capa de vegetació interventora.

3 Validació del model

En primer lloc, el model micrometeorològic STSEB es va validar a escala local. Per això, es van seleccionar dos emplaçaments i ecosistemes completament diferents, en un camp de conreu de blat de moro als Estats Units d'Amèrica i en un bosc boreal a Finlàndia.

3.1 Validació en un camp de conreu de blat de moro

3.1.1 Lloc d'estudi i mesures

Les dades es van enregistrar en un camp de conreu de blat de moro associat al programa d'Optimització de la Producció d'Entrades per a una Millora Econòmica i Mediambiental (OPE3, segons les sigles angleses), situat al *USDA-ARS Beltsville Agricultural Research Center*, Beltsville, Maryland (39°01'00"N, 76°52'00"W, 40 m per sobre del nivell del mar) (Figura 2a). En aquest estudi ens centrarem en la campanya experimental realitzada durant l'estiu de 2004, que englobava totes les etapes de l'estació de creixement del blat de moro, des de principis de juny (emergència de la planta) fins a finals de juliol (formació de la panotxa).

El 9 de juny, es van mesurar simultàniament les temperatures radiomètriques del sòl i de la vegetació utilitzant els radiòmetres infrarojos Apogee IRTS-P3. Aquest radiòmetre té una banda tèrmica ampla (7 - 14 μm) amb una precisió

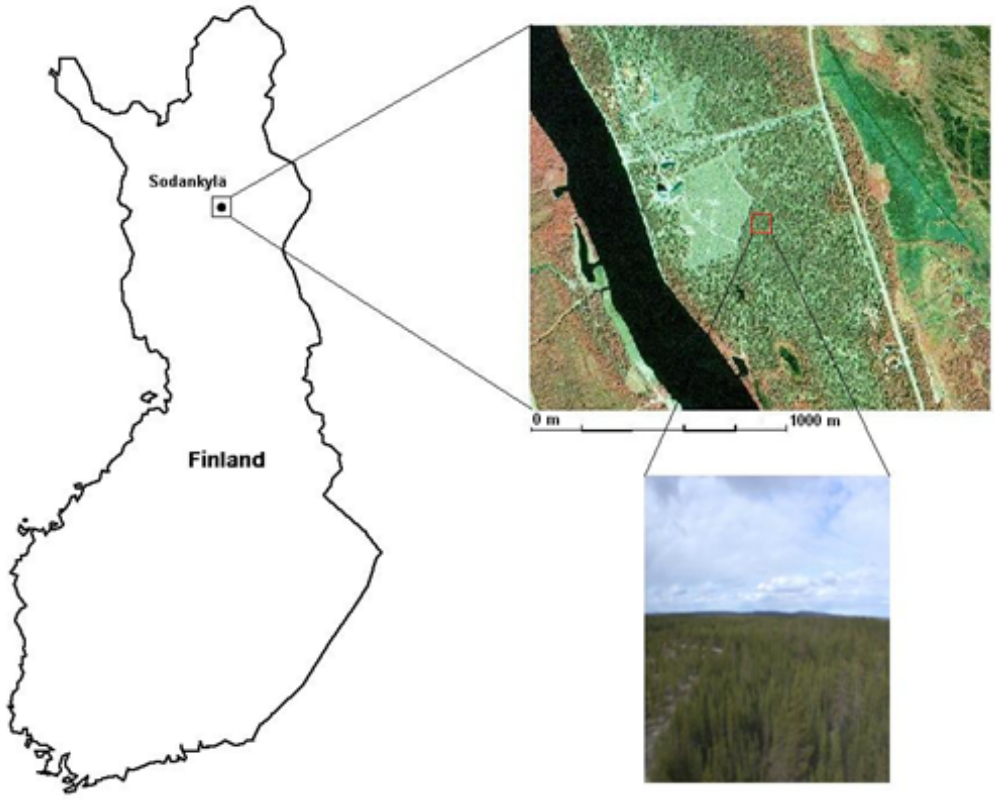

Figura 5. Situació i foto aèria de l'emplaçament experimental SIFLEX.

de 0.3°C i un camp de visió de 37°. La temperatura del sòl es va mesurar amb un Termòmetre Infraroig (IRT, segons les sigles angleses) muntat al centre d'una filera amb una vista d'angle oblic (∼45°) paral·lela a la filera de conreu. Es va situar a una altura apropiada per tal d'assegurar només la vista de l'espai del sòl entre les fileres. La temperatura de la vegetació es va mesurar amb un segon IRT situat a dins de la filera i orientat horitzontalment, mirant les plantes paral·leles a l'orientació de la filera (Figura 2b). L'orientació horitzontal assegurava que aquest IRT només observava vegetació. Els dos components de la temperatura es van mesurar en dos emplaçaments separats al camp de blat de moro, utilitzant dos parells de radiòmetres. Al mateix temps, un cinquè IRT situat a sobre d'una torre a 4.5 m d'altura, observant la superfície amb un angle de visió d'uns 45° i una vista d'azimut perpendicular a la direcció de la filera, va mesurar la temperatura composta efectiva del sistema blat de moro - sòl. La instrumentació micrometeorològica i de covariància turbulenta es va muntar a la mateixa torre de 10 m (Figura 2c).

La radiació neta es va mesurar amb un radiòmetre de xarxa Kipp & Zonen CNR-1 a 4.5 m per sobre del nivell del sòl (sns). Aquest radiòmetre de xarxa mesura separadament els components de radiació d'ona curta i d'ona llarga entrants i sortints. Es van enterrar sis transductors de flux de calor del sòl REBS (HTF-1) a 6 cm per sota de la superficie del sòl. Dos termoparells de sòl de Tipus-T van mesurar les temperatures del sòl a 2 i 4 cm de profunditat per a calcular el component d'emmagatzematge del flux de calor del sòl per sobre de les plaques. Es va col·locar un anemòmetre sònic tridimensional de Campbell Scientific i un sensor de vapor d'aigua i CO_2 LiCor 7500 a 4 m per sobre del nivell del sòl per tal de mesurar els fluxos de moment, calor sensible, calor latent i CO_2, així com la velocitat i la direcció del vent. Es va orientar la instrumentació de covariància turbulenta cap al sud-oest, la direcció de vent predominant durant l'època de creixement de l'estiu. Els vents del nord foren marcats i descartats ja que aquesta direcció està pertorbada pel sònic. La temperatura de l'aire i la pressió de vapor es van mesurar utilitzant un sensor CSI HMP 45C a 4 m per sobre del nivell del sòl. La freqüència de mostreig fou de 10 Hz per a la covariància turbulenta i de 10 s per al balanç energètic i la instrumentació meteorològica. Totes les dades van ser emmagatzemades com a mitjanes de 30 minuts en els enregistradors de dades Campbell CR5000 i 23x.

Durant el creixement del blat de moro, es va mostrejar periòdicament la geometria de la vegetació i el LAI. L'altura de la vegetació es mostrejà setmanalment.

Taula 1. Anàlisi estadística del rendiment del model STSEB amb el conjunt de dades diürn OPE3-2004. RMSD (Desviació Quadràtica Mitjana), MAD (Desviació Absoluta Mitjana), a (pendent de la regressió lineal), b (intercepció de la regressió lineal), r^2 (coeficient de regressió).

Flux	Biaix (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

3.1.2 Processament i resultats

En nombrosos estudis de covariància turbulenta realitzats en paisatges diferents s'ha observat una manca de tancament del balanç energètic. Les causes possibles dels desequilibris energètics observats inclouen els efectes de la instrumentació, les correccions aplicades en el processament posterior de les dades de turbulència, la llargada de l'interval de la mesura i la heterogeneïtat del paisatge (Wilson et al., 2002). Les anàlisis del balanç energètic dels conreus de blat de moro han mostrat quocients de tancament del voltant de 0.8, tot i que es pot arribar a 0.9. A la Figura 3a una regressió lineal entre R_n i la suma $H + LE + G$ de l'Equació 1 per al conjunt de dades OPE3 produeixen un pendent $\sim$0.9, cosa que indica que, de mitjana, aproximadament el 10% de l'energia disponible estimada no està representada. Twine et al. (2000) van suggerir dos mètodes per a fer respectar el tancament del balanç energètic: calculant el flux de calor latent com un residu del balanç energètic (mètode RE), i conservant el quocient de Bowen mesurat (mètode BR). En el mètode RE, s'assumeixen les mesures directes de covariància turbulenta d'H com a fiables i la manca de tancament es deu en gran part a una subestimació de la mesura de LE. En el mètode BR, s'assumeix que els dos fluxos turbulents estan subestimats amb la quantitat distribuïda entre H i LE basada en el quocient Bowen (H/LE), que defineix la fracció d'energia disponible convertint-se en sensible en front de la calor latent. Com que no hi ha consens sobre com resoldre la manca de tancament del balanç energètic amb la covariància turbulenta, la comparació entre les estimacions del model i les observacions del sòl es realitzaran sense tancament i fent-la respectar utilitzant les tècniques RE i BR.

En aquest estudi només s'han tingut en compte els fluxos diürns (quan R_n>0). Les estadístiques del flux diürn descriuen millor el model d'utilitat global ja que les estimacions seguides del flux nocturn estan obligades a ser a prop de zero. Per a avaluar la radiació neta es van aplicar les Equacions 8, 9 i 10 utilitzant valors de α_s = 0.12, α_c = 0.20, ε_s = 0.960 i ε_c = 0.985 (Campbell i Norman, 1998), característics d'una vegetació de blat de moro. El model reprodueix la radiació neta mesurada amb molta precisió, produint un biaix de +8 W m^{-2} i una Desviació Quadràtica Mitjana RMSD = 18 W m^{-2} (Figura 4a). A l'Equació 14 es va fer servir un valor constant de C_G = 0.35, corresponent al punt mig entre els seus límits probables (Choudhury et al., 1987). Els resultats del flux de calor del sòl sobreestimen les mesures en 17 W m^{-2} de mitjana, amb RMSD = 40 W m^{-2} (Figura 4b).

La Taula 1 fa una llista d'estadístiques comparant les estimacions de fluxos turbulents de H i LE amb els fluxos de la covariància turbulenta en la seva forma original (EC), i corregides per al tancament utilitzant les tècniques residuals (RE) i Bowen (BR). La tècnica de tancament RE, utilitzant H_{EC} i atribuint tots els errors de tancament a LE (LE_{RE}), produeix el millor acord entre STSEB i els fluxos mesurats. Diversos estudis amb el model TSEB també han trobat un acord òptim utilitzant el model RE (p. ex., Li et al., 2005).

Les comparacions de model amb H_{EC} i LE_{RE} es mostren a la Figura 4c-d. Després de corregir les resistències aerodinàmiques per a l'estabilitat atmosfèrica, tal com es descriu a l'Apèndix, es va estimar H mitjançant les Equacions 5, 6 i 7. Les comparacions entre H resultants del model i mesurades mostren un biaix negatiu de -3 W m^{-2} i una RMSD de 22 W m^{-2} (Figura 4c). El pendent (a) d'una regressió lineal entre H i H_{EC} de STSEB és de 0.86, indicant que el biaix és multiplicatiu. El biaix és més agreujat quan s'aplica la tècnica de tancament de Bowen, produint a = 0.76.

Per a LE obtingut utilitzant les Equacions 11, 12 i 13, hi ha una tendència a sobreestimar el flux de calor latent observat, LE_{EC} amb un pendent de 1.04 i una RMSD = 60 W m^{-2}. Aquesta sobreestimació podria ser provocada en part per un problema de subestimació de la mesura amb el sistema de covariància turbulenta. L'acord dels resultats de LE millora significativament quan s'aplica la tècnica de tancament RE a les observacions, reduint el pendent a 0.98 i la RMSD a 50 W m^{-2} (veure Figura 4d i Taula 1). Si la tècnica de ràtio Bowen (LE_{BR}) fa complir el tancament d'energia, s'obté un pendent similar (a = 1.00), però ara amb un biaix nul i una RMSD de 50 W m^{-2} (veure Taula 1).

Figura 6. (a) (esquerra) Sòl recobert de líquens, nivell per sota dels arbres. (b) Torre situada a l'emplaçament. (c) (dreta) Sensor tèrmic situat a la torre mirant cap a l'objectiu.

En condicions de cobertura vegetal molt baixa i molt alta, l'escenari és relativament homogeni, i la formulació del model STSEB s'hauria d'aproximar a una estimació de font única. Tanmateix, sota una cobertura alta, les observacions de T_s seran restringides, mentre que resulta difícil mesurar T_c amb precisió en condicions de sòl gairebé despullat. Per tal d'avaluar el rendiment del STSEB en aquestes condicions potencialment limitadores i difícils, es va repetir l'experiment explicat anteriorment tenint en compte només el període amb $0.05<P_v<0.75$. No es va observar cap millora significativa en els resultats de la validació del STSEB per a aquest període de temps limitat, cosa que suggereix que el rendiment del model del STSEB no es degrada en condicions de cobertura vegetal alta i baixa.

3.2 Validació en un bosc boreal

3.2.1 Lloc d'estudi i mesures

Aquest experiment es va portar a terme com a part del projecte SIFLEX-2002. La campanya de mesures va tenir lloc de l'abril al juny de 2002 a Sodankylä, en una zona de bosc boreal del nord de Finlàndia. Sodankylä pertany als llocs de referència del Període d'Observació Ampliat i Coordinat (CEOP, segons les sigles angleses) de l'Experiment d'Energia Global i Cicle de l'Aigua (GEWEX, segons les sigles angleses) del Programa de Recerca Climàtica Mundial, i a la xarxa d'estació de flux del CO_2 del projecte CARBOEUROPE (Figura 5).

La zona d'estudi es va situar l'*Arctic Research Center*, que pertany al *Finnish Meteorological Institute* (FMI) de Sodankylä (67°21'42.7"N 26°38'16.2"E, 179 m per sobre del nivell del mar), 100 km al nord del Cercle Àrtic. Es tracta d'una zona de bosc boreal, amb pins (*Pinus sylvestris L.*) de més de 10 m d'alçada i amb una edat de 100 anys de mitjana, i una densitat d'arbres d'uns 2100 troncs per ha. El tipus de sòl és podzol arenós i fluvial on són comuns els líquens, el nabiu vermell i l'*empetrum nigrum* (veure Figura 6a).

Les variables meteorològiques es van obtenir d'una torre micrometeorològica de 48 m situada a l'emplaçament (Figura 6b). La temperatura de l'aire i la humitat es van mesurar a nivells diferents amb un sensor Vaisala HMP 45. Les dades de velocitat del vent van ser recollides per un anemòmetre Vaisala WAA252 situat a una altura de 23 m. Altres paràmetres climatològics com la fracció de coberta de núvols o l'altura dels núvols es van avaluar a través de l'observació humana al FMI-*Arctic Research Center*. A més, radiosondatges atmosfèrics (Vaisala RS-80) de temperatura, humitat i vent es van llençar dues vegades al dia al lloc d'estudi.

Les mesures LAI es van prendre dues vegades en 12 punts distribuïts pel lloc d'estudi. Es va mesurar utilitzant un LICOR LAI-2000. Durant la campanya, també es va registrar una sèrie temporal de valors de l'albedo del sòl i de la vegetació.

Un radiòmetre infraroig tèrmic CIMEL ELECTRONIQUE CE 312 multicanal va realitzar cada 10 minuts les mesures de radiància tèrmica dels pins. Es va col·locar el CIMEL en una torre mirant cap a l'objectiu des d'una altura de 12 m per tal d'assegurar una vista homogènia de la vegetació (Figura 6c). Aquest radiòmetre té quatre canals espectrals: una banda ampla, 8 - 14 μm (banda 1), i tres canals estrets, 11.5 - 12.5 μm, 10.5 - 11.5 μm i 8.2 - 9.2 μm (bandes 2, 3 i 4, respectivament). La temperatura de l'altre component (la vegetació que cobreix el sòl per sota dels arbres, en aquest cas) es va deduir utilitzant l'Equació 3 i la radiació d'ona llarga sortint. Així doncs, els mesuraments directes d'aquesta variable poden substituir les mesures preses per un radiòmetre tèrmic. Aquesta possibilitat augmenta l'operativitat del model STSEB. Es van recollir mostres de branques de pi i de la vegetació que cobria el sòl per sota dels

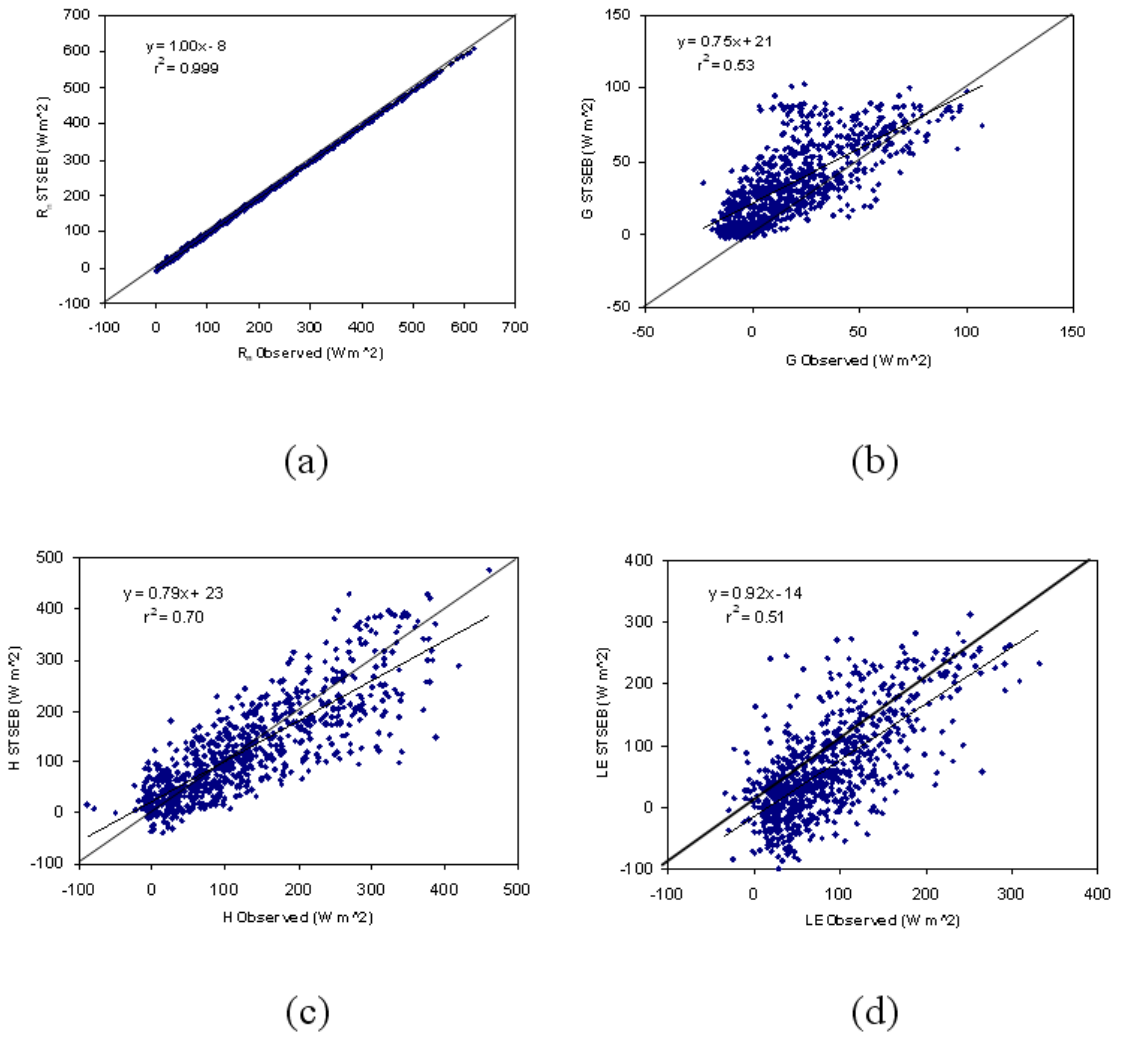

Figura 7. Regressions lineals entre fluxos d'energia de la superfície avaluats pel model STSEB en front dels seus valors mesurats del terra corresponents: (a) R_n, (b) G, (c), H (mesures de covariància turbulenta), (d) LE (aplicant la tècnica RE).

arbres per a mesurar llur emissivitat mitjançant el radiòmetre CE-312 utilitzant el Mètode de Capsa (Rubio et al., 2003). Es van introduir els radiosondatges corresponents a dies amb diversitat de condicions atmosfèriques al codi MODTRAN 4 (*MODerate resolution atmospheric TRANsmission*) per tal d'aconseguir estimacions dels paràmetres atmosfèrics requerits per a corregir les temperatures de brillantor dels efectes atmosfèrics (transmitància, radiació atmosfèrica cap a dalt i radiació atmosfèrica cap a baix). El MODTRAN és un programa informàtic dissenyat per a simular la propagació atmosfèrica de la radiació en una regió espectral ampla.

Els fluxos de calor sensible i latent es van mesurar amb un anemòmetre sònic SATI-3Sx i una sonda tèrmica de platí utilitzant la metodologia de la covariància turbulenta amb una incertesa en l'estimació del flux del 15 - 20%. Les mesures es van prendre a 23 m d'altura. La radiació d'ona curta global i reflectida es va mesurar amb un sensor Kipp & Zonen CM11, i els components d'ona llarga entrant i sortint es van registrar amb un radiòmetre infraroig Eppley Precision. Un sensor REBS Q-7 va mesurar la radiació neta. Tots aquests sensors es van muntar a 46 m d'altura. El flux de calor del sòl es va mesurar amb una única placa de flux de calor del sòl HFT3 a una profunditat de 7 cm. Es va mesurar la temperatura del sòl a 2, 5, 10, 20, 50 i 100 cm de profunditat utilitzant un conjunt de termoparells, i la humitat del sòl volumètrica a 5, 10, 20, 30 i 50 cm mitjançant les sondes Delta-T TDR. La calor emmagatzemada en el perfil del sòl a sobre de la placa, calculada a partir del canvi temporal en la temperatura del sòl i el contingut d'aigua del sòl, també es va tenir en compte. Totes les dades es van enregistrar cada 30 minuts.

Tot i que la campanya de camp es va portar a terme de l'abril al juny de 2002, aquesta anàlisi es basa en les dades preses el 5 de maig per tal d'evitar complicacions afegides a causa de la coberta de neu.

Taula 2. Anàlisi estadística del rendiment del model STSEB amb el conjunt de dades diürn SIFLEX-2002.

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

3.2.2 Processament i resultats

Fer una simulació dels fluxos d'energia de la superfície per sobre d'aquests ecosistemes resulta de gran interès i importància ja que els boscos ocupen una extensió d'aproximadament el 30% de la superfície de la Terra i, en concret, l'11% està cobert per boscos boreals. La localització remota i el clima sever dels boscos boreals va fer que se'ls ignorés en els primers estudis d'intercanvi d'energia i de balanç energètic. Els avenços en infrastructures i tecnologia van permetre que se'ls consideràs pel seu estudi a la comunitat científica. Provar un model amb les condicions d'un SIFLEX és un repte, no només a causa de l'alta latitud de l'emplaçament, sinó també de les evidents limitacions del conjunt de la instrumentació. En aquesta configuració, la capa superficial es troba al nivell de l'altura dels arbres, aproximadament a 10 m, i segons les relacions que es mostren a l'Apèndix, l'altura de desplaçament i la longitud de la rugositat donen un resultat de 6.7 i 1 m, respectivament. En aquestes condicions, les observacions del flux turbulent s'han d'agafar des d'una altura de referència, z, de tal manera que la distància fins a la capa superficial sigui apropiada per a caracteritzar canvis d'energia amb la capa atmosfèrica. En aquest treball, tal com es dóna comunament en els emplaçaments de boscos boreals (veure el lloc web de FLUXNET, http://www.fluxnet.ornl.gov/fluxnet/index.cfm), z es va col·locar a 23 m.

S'observa un pendent de $\sim$0.9 en el tancament del balanç energètic per al cas del bosc boreal, cosa que torna a indicar que aproximadament una mitjana del 10% de l'energia disponible estimada no es té en compte (Figura 3b). Aquest resultat és similar al de l'estudi del tancament d'energia dirigit per Wilson et al. (2002) per a la xarxa FLUXNET.

Per tal d'avaluar la radiació neta, es van aplicar les Equacions 9 i 10 utilitzant valors mesurats de $\alpha_s = 0.13$, $\alpha_c = 0.08$, $\varepsilon_s = 0.953$ i $\varepsilon_c = 0.978$. La Figura 7a mostra els resultats de l'Equació 8 en comparació amb els valors mesurats de R_n. A la Taula 2 es mostra una anàlisi quantitativa d'aquesta regressió. S'observen una subestimació de 8 W m^{-2} i una RMSD de 9 W m^{-2} a R_n per a les dades de la campanya. Pel que fa al flux de calor del sòl, G, es van obtenir una sobreestimació de 16 W m^{-2} i una RMSD de 25 W m^{-2} per a tot el període (veure Figura 7b). Les Equacions 5 i 11 per a avaluar el flux de calor sensible i latent, respectivament, es van aplicar a cada dada del conjunt de dades. Prèviament, es van obtenir les resistències dinàmiques en les Equacions 6 i 7 tal com es descriu a l'Apèndix, i van ser degudament corregides per a condicions inestables o estables. L'anàlisi quantitativa d'aquesta validació es troba resumida a la Taula 2. Per al flux de calor sensible, es van obtenir una subestimació mitjana de 3 W m^{-2}, una RMSD de 60 W m^{-2} i un coeficient de correlació de r = 0.84 (veure també Figura 7c). Per al flux de calor latent, els resultats del STSEB mostren una subestimació de 21 W m^{-2} i una RMSD = 60 W m^{-2} (Figura 7d) quan s'aplica el mètode residual per al tancament.

Quan es comparen aquests resultats amb els obtinguts al conreu de blat de moro, s'observen errors d'estimació similars per a LE, mentre que aquells que corresponen a H són més alts al bosc boreal. En aquest punt, s'hauria d'observar que en l'intercanvi d'energia entre la superfície i l'atmosfera domina l'evapotranspiració en el conreu de blat de moro, i el flux de calor sensible en les condicions de bosc boreal. En general, els paràmetres de regressió són pitjors en el bosc boreal, cosa que podria ser provocada per les imprecisions en les observacions del flux o per les incerteses en els valors de les estimacions de la temperatura del sòl.

4 Conclusions

En aquest estudi, s'ha introduït el model STSEB per tal d'avaluar els fluxos d'energia de la superfície per sobre de les vegetacions poc denses i heterogènies a partir de temperatures de superfície radiomètriques i dades micrometeorològiques. El punt més fort d'aquest model és que l'aproximació Prestley-Taylor no es requereix a l'esquema de les equacions. D'aquesta manera s'eviten els problemes lligats a una selecció no apropiada de la constant Prestley-Taylor. El sistema d'equacions presentat per a dividir la radiació neta entre el sòl i la vegetació és una versió simplificada de l'utilitzat en l'esquema TSEB. En canvi, el model STSEB requereix com a entrada mesures de les temperatures de la vegetació i del sòl. El model va ser provat a una escala local utilitzant dos ecosistemes diferents. Per una banda, sota un interval com-

plet de condicions de coberta de conreu utilitzant dades de camp d'un camp de blat de moro a l'emplaçament experimental USDA-ARS OPE3 a Beltsville, Maryland, EEUU, i per l'altra, en una zona de bosc boreal del nord de Finlàndia a l'emplaçament experimental SIFLEX-2002. En comparar els resultats amb els fluxos mesurats al terra, sorgeixen errors d'entre 15 W m^{-2} i 60 W m^{-2} per a R_n, G, H i LE. Aquests resultats estan raonablement d'acord i milloren, en alguns casos, aquells obtinguts pel model TSEB mostrat recentment.

En resum, aquests resultats demostren la utilitat del model STSEB per a un conreu de blat de moro sobre un interval complet de condicions de la cobertura i per a un bosc boreal quan es disposa de mesures fiables de temperatures del sòl i de la vegetació. Es necessiten més estudis per a avaluar la utilitat del model STSEB en condicions semiàrides, per exemple, així com la inclusió en l'esquema STSEB d'algoritmes desenvolupats per a utilitzar observacions de temperatures radiomètriques basades en satèl·lits d'angle dual.

Agraïments. Aquest treball va ser finançat pel *Ministerio de Educación y Ciencia* (Projectes CGL2004-06099-C03-01 i CGL2007-64666/CLI, cofinançats amb els fons FEDER de la Unió Europea, *Acciones Complementarias* CGL2005-24207-E/CLI i CGL2006-27067-E/CLI), i la Universitat de València (beca de Recerca *V Segles* del Sr. J. M. Sánchez). Els autors voldrien agrair el suport logístic per al funcionament i manteniment de l'emplaçament OPE3 així com els esforços en la reunió de dades i en l'arxiu de Martha C. Anderson, Craig Daughtry, Timothy Gish i Greg McCarthy, i el tècnic Sr. Andrew Russ del Lab. d'hidrologia i teledetecció USDA-ARS. Els fons del Lab. d'hidrologia i teledetecció USDA-ARS ajuden a mantenir el Sr. J. M. Sánchez com a becari visitant. També apreciem la col·laboració del Dr. Tuomas Laurila del *Finnish Meteorological Institute*, així com els valuosos comentaris i suggeriments dels Drs. Enric Valor i César Coll (Universitat de València) a les anteriors versions del treball.

Apèndix A Expressions per a avaluar les resistències aerodinàmiques en l'aproximació del STSEB

Les resistències aerodinàmiques utilitzades per a aquest treball es basen en el marc general descrit a Norman et al. (1995), Kustas i Norman (1999) i Li et al. (2005), i adaptat a modificacions proposades per Brutsaert (1999). La resistència aerodinàmica a la transferència de calor entre la vegetació i l'altura de referència (z), r_a^h, s'expressa com segueix:

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

on z_u i z_T són les altures de mesura (m) per a la velocitat del vent, u (m s^{-1}), i la temperatura de l'aire, respectivament, d és l'altura de desplaçament (m), z_{0M} és la longitud de la rugositat de la vegetació per al moment (m), z_{0H} és la longitud de la rugositat de la vegetació per a la calor (m) i k és la constant Von Karman (≈0.41). L'altura de desplaçament i les longituds de la rugositat de la vegetació s'avaluen amb unes expressions simplificades com a funcions de l'altura de la vegetació, h (m): $d = 2h/3$, $z_{0M} = h/10$ i z_{0H} es pren com a fracció de z_{0M} ($z_{0H} = z_{0M}/7$) per a representar un transport de calor menys eficient en front del moment a prop dels elements de la vegetació. Les funcions d'estabilitat per a la calor, Ψ_H, i per al moment, Ψ_M, s'obtenen de Brutsaert (1999).

A1 Condicions inestables

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

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

on $x = (y/a)^{1/3}$ i $y = -(z-d)/L$. El símbol Ψ_0 indica una constant d'integració, donada per $\Psi_0 = (-Ln(a) + 3^{1/2} ba^{1/3}\pi/6)$. Els paràmetres a, b, c, d i n són valors constants designats de 0.33, 0.41, 0.33, 0.057 i 0.78, respectivament (Brutsaert, 1999).

A2 Condicions estables

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

L és la longitud Monin-Obukhov (m) i s'expressa així:

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

on u^* és la velocitat de fricció, ρ és la densitat de l'aire (kg m^{-3}), g és l'acceleració de la gravetat (m s^{-2}), C_p és la calor específica de l'aire a una pressió constant (J kg^{-1} K^{-1}), H és el flux de calor sensible i E és la velocitat d'evaporació de la superfície (kg m^{-2} s^{-1}).

La resistència aerodinàmica a la transferència de calor entre el punt $z_{0M} + d$ i l'altura de referència, r_a^a, s'escriu com una forma simplificada de l'Equació A1. Com que el transport de calor i de moment és igualment eficient, en aquest cas $z_{0M} = z_{0H}$ (veure Kustas i Norman, 1999). També, en aquest cas $z_u = z_T$. Finalment, r_a^a ve donat per l'expressió:

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

Finalment, la resistència aerodinàmica al flux calorífic en la capa límit que es troba immediatament a sobre de la superfície del sòl, r_s^a, s'estima a partir d'una expressió empírica

desenvolupada per Sauer et al. (1995) a partir d'uns estudis extensius sobre aquesta resistència sòl-superfície en un túnel de vent i a sota d'una cobertura de blat de moro. Aquesta expressió va ser modificada i millorada per Kustas i Norman (1999):

$$r_a^s = \frac{1}{0.0025(T_s - T_c)^{1/3} + 0.012u_s} \tag{A7}$$

on u_s és la velocitat del vent a una altura per sobre de la superfície del sòl on es pot negligir l'efecte de la rugositat de la superfície del sòl en el moviment del vent lliure, z' (m s^{-1}) (Sauer et al., 1995). Aquesta velocitat del vent es determina assumint un perfil de vent logarítmic en l'espai de l'aire que hi ha a sobre del sòl:

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

on z'_0 és la longitud de la rugositat del sòl. En aquesta expressió l'altura de desplaçament era zero mentre que les correccions d'estabilitat no eren realment utilitzades a causa de la gran proximitat a la superfície del sòl (Sauer et al., 1995). A diferència dels esquemes de dues capes, el perfil del vent exponencial a l'espai de l'aire de la vegetació no s'aplica a l'aproximació de parcel·la.

Referències

Anderson, M. C., Norman, J. M., Kustas, W. P., Li, F., Prueger, J. H., i 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. i Norman, J. M., 1998: An introduction to Environmental Biophysics, Springer, New York, 286 pp.

Choudhury, B. J., Idso, S. B., i 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., i 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., i Reginato, R., 1975: *Estimating evaporation: a technique adaptable to remote sensing*, Science, **189**, 991–992.

Kustas, W. P. i 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., i 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., i 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., i 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., i 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., i 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. i 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., i 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., i Verma, S., 2002: *Energy balance closure at FLUXNET sites*, Agric For Meteorol, **113**, 223–243.