Tethys
Revista de meteorologia
i climatologia mediterrània

Tethys 2010, **7**, 67–75
www.tethys.cat
ISSN-1697-1523
eISSN-1139-3394
DOI:10.3369/tethys.2010.7.06
Revista editada per **ACAM**

Determinació de la temperatura superficial mitjançant teledetecció

V. García-Santos, E. Valor i V. Caselles

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

Rebut: 6-X-2009 – Acceptat: 16-V-2010 – **Versió Traduïda**

Correspondència a: vicente.garcia-santos@uv.es

Resum

El coneixement de la temperatura de la superfície terrestre (TST) és de gran importància ja que serveix per a entendre processos com l'intercanvi d'energia entre superfície i atmosfera, les necessitats hídriques en sòls agrícoles, la prevenció i control d'incendis o l'evolució del canvi climàtic. A més, s'ha d'intentar conèixer el seu valor amb suficient precisió. Per això, es tenen en compte dos factors molt importants: les condicions ambientals al voltant de la superfície i la pròpia emissivitat d'aquesta última. Quan es realitza una mesura de la TST, s'han d'aplicar dos tipus de correcció: primer una correcció atmosfèrica amb la finalitat d'eliminar la contribució d'aquesta en mesures realitzades des de satèl·lit i una segona correcció provocada per l'efecte de l'emissivitat de la superfície quan la mesura es realitza tant des de satèl·lit com en camp. Aquest treball es centra en portar a terme una exhaustiva revisió de la metodologia utilitzada actualment per realitzar les dues correccions. Per al cas de l'emissivitat de superfícies, es mostraran les tècniques conegudes per determinar-la i els mètodes utilitzats per a la seva correcció. En el cas de la correcció atmosfèrica, aquí s'exposaran dos mètodes àmpliament contrastats: el mètode monocanal i el mètode d'absorció diferencial split-window, que evita la necessitat de fer servir radiosondatges atmosfèrics amb la finalitat de corregir l'efecte radiatiu de l'atmosfera. El coneixement de tota la metodologia exposada al llarg d'aquest treball serà de gran ajuda per a qualsevol interès que es tingui en l'estudi de la TST, des de satèl·lit o a nivell del terra.

Paraules clau: temperatura, emissivitat, correcció atmosfèrica, infraroig tèrmic

1 Introducció

Totes les superfícies terrestres es troben a una temperatura (TST) superior al zero absolut (T>0 K) i per tant emeten radiació segons la llei de Planck. Si consideréssim que les superfícies que estem estudiant tinguessin el comportament radiatiu de cos negre, en mesurar la radiació procedent de la superfície amb un radiòmetre en l'interval espectral anomenat infraroig tèrmic (IRT), interval on la radiació de les superfícies terrestres és màxima, podríem utilitzar aquesta energia per invertir la funció de Planck i obtenir la TST real, ja que tenim la certesa que la radiació mesurada està únicament emesa per la superfície. En realitat, gairebé cap superfície real es pot considerar com un cos negre, de manera que la radiació mesurada sobre totes elles té una doble contribució: d'una banda, l'emesa directament per la superfície i, de l'altra, la reflectida en aquesta, procedent dels seus voltants i de l'atmosfera.

La radiància que parteix d'una superfície i arriba a un sensor a bord d'un satèl·lit ha de travessar l'atmosfera que els separa. Quan un sensor a bord d'un satèl·lit rep radiació procedent d'una superfície s'ha de tenir en compte l'efecte que produeix l'atmosfera sobre aquesta radiació. Generalment, l'energia pot patir dos fenòmens d'atenuació:

- Absorció provocada per la presència de components com O_2, CO_2 i sobretot vapor d'aigua (H_2O). Aquesta energia absorbida és posteriorment reemesa com una radiació electromagnètica però a una longitud d'ona diferent.

(cc) BY *2010 Autor(s). Aquest treball té llicència "Creative Commons".*

- Dispersió de la radiància incident a causa de la seva interacció amb components atmosfèrics gasosos i aerosols. Aquest procés suposa un canvi de direcció de la radiància incident i no implica una cessió d'energia.

L'atmosfera no només contribueix amb l'atenuació de la radiància que arriba al sensor a bord del satèl·lit, sinó que també aporta certa quantitat de radiació com a conseqüència directa del procés d'absorció de la radiància procedent de la superfície. Això s'entén clarament recordant la llei de Planck ja que l'atmosfera, com qualsevol altre element, es troba a una temperatura superior als 0 K i per tant emet radiació que pot ser registrada pel sensor.

La radiància mesurada pel sensor a bord d'un satèl·lit és diferent de l'emesa per la superfície. A partir de la mesura satel·litària s'obté una temperatura aparent o de brillantor, que ha de ser corregida tant de l'efecte de l'atmosfera com de l'efecte de l'emissivitat. Aquestes mesures de radiància es realitzen en intervals concrets de longitud d'ona, anomenats finestres atmosfèriques, en les quals la radiància pateix una atenuació atmosfèrica menor. La possible absorció produïda aquí es deu gairebé totalment a l'H_2O. Aquestes finestres se situen principalment en l'IRT entre: 3.7-4.1 μm, 8-9.5 μm i 10-12.5 μm.

En resum, la radiància que rep un sensor a bord d'un satèl·lit segueix la següent equació de balanç, anomenada equació de transferència radiativa (ETR):

$$L_\lambda(\theta) = \{\varepsilon_\lambda(\theta) L^\circ_\lambda(TST) + [1-\varepsilon_\lambda(\theta)] L^\downarrow_{atm,\lambda}\}\tau_\lambda(\theta) + \\ + L^\uparrow_{atm,\lambda}(\theta) \quad (1)$$

on $L_\lambda(\theta)$ és la radiància mesurada directament procedent d'una superfície, λ és la longitud d'ona, θ és la direcció zenital d'observació de la superfície, ε_λ és l'emissivitat espectral de la superfície, $L^\circ_\lambda(TST)$ és la radiància de Planck de la superfície, per a una temperatura TST, $L^\downarrow_{atm,\lambda}$ és la radiància atmosfèrica descendent de tota la volta que cobreix la superfície, τ és la transmissivitat de l'atmosfera i $L^\uparrow_{atm,\lambda}$ és la radiància atmosfèrica en direcció al sensor satel·litari.

El terme inclòs entre claus en l'Equació 1 és la radiància procedent únicament de la superfície i mostra la importància de conèixer amb exactitud el valor de l'emissivitat d'una superfície, ja que errors en la seva determinació comporten errors significatius en l'obtenció de la seva temperatura.

Podem entendre el concepte d'emissivitat d'una superfície com un indicador de la seva perfecció com a emissora, és a dir, de la seva capacitat per assemblar-se a un cos negre. Per tant, es defineix l'emissivitat com:

$$\varepsilon_\lambda(\theta) = \frac{L_\lambda(T)}{L^\circ_\lambda(T)} \quad (2)$$

Un inconvenient afegit, que presenten la majoria de les superfícies, és la seva complexitat estructural i composicional, és a dir, que presenten en la seva extensió una variabilitat d'elements i estructures que les fan heterogènies, dificultant l'avaluació del pes relatiu que té cadascun dels elements que componen la superfície. Per poder interpretar el seu comportament radiatiu, es necessita definir una emissivitat efectiva en funció de les seves característiques. Un altre aspecte fonamental és la problemàtica de la mesura de l'emissivitat mitjançant la teledetecció, ja que una única mesura de radiància depèn simultàniament de l'emissivitat i de la TST, essent aquestes independents entre si. Això planteja un dels problemes bàsics de la teledetecció de l'IRT: com trencar la indeterminació citada obtenint emissivitat i temperatura al mateix temps (veure 3.2).

D'altra banda, el paper de l'atmosfera en els balanços d'intercanvi d'energia amb la superfície és fonamental, el seu coneixement i estudi suposa un camp d'investigació important en la teledetecció. Observant l'ETR a l'altura h d'un sensor segons l'equació de Schwarzchild:

$$L_\lambda(h) = L_\lambda(0)\tau_\lambda(\theta,h,0) + \int_z^h L^\circ_\lambda(T_z)\frac{\partial\tau_\lambda(\theta,h,z)}{\partial z}dz \quad (3)$$

essent $L_\lambda(h)$ la radiància que arriba al sensor situat a una altura h, $L_\lambda(0)$ la radiància al nivell de la superfície, terme entre claus en l'Equació 1 i $\tau_\lambda(\theta,h,0)$ la transmissivitat de l'atmosfera des de l'altura z fins a la posició h definida com:

$$\tau_\lambda(\theta,h,0) = \exp\left[-\int_z^h \frac{\kappa_\lambda(z')\rho(z')}{\cos\theta}dz'\right] \quad (4)$$

Es dedueix que en el segon terme els dos sumands representen: la fracció de radiació de la superfície transmesa a través de l'atmosfera i la fracció de radiació que emet l'atmosfera cap al sensor, respectivament. Cal comentar que en l'Equació 4, l'argument de l'exponent ve caracteritzat pel coeficient d'absorció (κ_λ) i per la concentració d'H_2O a l'atmosfera (ρ). Això és l'anomenada espessor òptica (u_λ) que caracteritza un tram de l'atmosfera (des d'un punt z fins a l'altura h a què es troba un sensor) i determina l'opacitat del mitjà atmosfèric a la radiació, definint-se com:

$$u_\lambda = \int_z^h \kappa_\lambda \rho dz \quad (5)$$

Per portar a terme la correcció atmosfèrica en la radiància mesurada pel sensor s'han de conèixer les característiques absorbents del contingut d'H_2O en les finestres atmosfèriques, coneixement que s'aconsegueix avaluant el coeficient del continu d'absorció del vapor d'aigua (French et al., 2003).

En aquest treball es fa una revisió del concepte d'emissivitat i de l'efecte de l'atmosfera des del punt de vista de la teledetecció tèrmica. En les següents seccions es descriuen diverses tècniques per determinar l'emissivitat, així com els mètodes necessaris per a realitzar la seva correcció (seccions 2 i 3) i la de l'efecte atmosfèric (seccions 4 i 5).

2 Mesura de l'emissivitat "in situ"

2.1 El mètode de la caixa

Una manera d'obtenir l'emissivitat d'una superfície consisteix a aïllar la mostra de l'entorn que l'envolta mitjançant una caixa, eliminant la contribució de la radiància ambiental en la mesura de la radiància de la superfície. L'interior de la caixa està cobert per alumini polit al mirall, amb una emissivitat molt baixa ($\varepsilon_c \approx 0.03$) i l'exterior està completament aïllat tèrmicament. Es fan servir dues tapes, una tapa calenta amb emissivitat alta ($\varepsilon_h \approx 0.98$) i una tapa freda, també d'alumini, amb una diferència de temperatura entre les dues de 20 K. Es fa servir una tercera tapa per substituir, quan ho convingui, per la mostra. La configuració de mesures és: tapa freda-mostra, tapa calenta-mostra, tapa calenta-tapa freda i tapa freda-tapa freda.

2.1.1 Tapa freda-mostra

S'aconsegueix aïllar la mostra, gairebé perfectament, de l'exterior, mesurant íntegrament la radiància de la mostra (L^1), que tindrà comportament de cos negre.

$$L^1 = L^\circ(T_m) \tag{6}$$

on T_m és la temperatura de la mostra.

2.1.2 Tapa calenta-mostra

Així s'aïlla la mostra de la radiació ambiental exterior, rebent únicament la que emet la tapa calenta i per tant la radiància que mesurarà el sensor tindrà una doble contribució: la radiància emesa directament pel terra, que aquesta vegada serà pesada per la seva emissivitat (ε_s), i la reflectida pel terra procedent d'aquesta tapa pesada pel terme (1 - ε_s), ja que la superfície és opaca (τ = 0) i la seva absortivitat és igual a la seva emissivitat (llei de Kirchhoff). Així doncs la radiància queda com:

$$L^2 = \varepsilon_s L^\circ(T_m) + (1-\varepsilon_s)L^\circ(T_c) \tag{7}$$

on T_c és la temperatura radiativa del sostre calent.

2.1.3 Tapa calenta-tapa freda

Es pretén convertir en cos negre l'emissió de la tapa calenta, com a 2.1.1, però en lloc de la mostra, l'únic emissor serà la tapa. Així, la seva radiància, després de reflectir-se en els laterals i en la base, on s'ha substituït la mostra per la tapa d'alumini sense orifici, arribarà al sensor. L'expressió que queda és:

$$L^3 = L^\circ(T_c) \tag{8}$$

Amb les tres equacions anteriors s'arriba a una expressió de l'emissivitat del sòl. Aquesta és l'expressió a la qual van arribar Conaway i van Bavel (1967) i Dana (1969) a partir del mètode inicial proposat per Buettner i Kern (1965). Es tracta de substituir les mesures 2.1.1 i 2.1.3 en la radiància de la configuració 2.1.2 arribant a:

$$L^2 = \varepsilon_s L^1 + (1-\varepsilon_s)L^3 \tag{9}$$

d'on s'arriba fàcilment a:

$$\varepsilon_s = \frac{L^2 - L^3}{L^1 - L^3} \tag{10}$$

Realment la caixa té comportament no ideal, tal i com hem anat indicant (ε_c = 0.03 i ε_h = 0.98), i, per tant, l'Equació 10 s'ha de rectificar amb un factor de correcció:

$$\varepsilon_s = \frac{L^2 - L^3}{L^1 - L^3} + \delta\varepsilon_s \tag{11}$$

2.1.4 Tapa freda-tapa freda

Aquesta configuració té com a objectiu obtenir el factor de correcció que permeti obtenir un valor realista de l'emissivitat de la mostra. El que es mesura és la contribució de radiància que efectuen les parets i cobertes d'alumini polides al mirall i en què influeixen la geometria de la caixa i l'emissivitat de les tapes fredes. En si, la mesura que es realitza d'aquesta configuració és la radiància corresponent a la funció de Planck a la temperatura de les làmines d'alumini (T_f).

$$L^4 = L^\circ(T_f) \tag{12}$$

Combinant les expressions anteriors, Rubio et al. (1997) arriben a l'equació:

$$\varepsilon_s = 1 - \frac{(L^2 - L^1)(1-\varepsilon_c)}{L^3 - L^1 - (L^3 - L^2)P + (L^1 - L^4)Q} \tag{13}$$

on ε_c és l'emissivitat coneguda de la tapa freda. P i Q són factors que depenen de la geometria de la caixa i de les emissivitats de la tapa freda i calenta, obtenint així els següents valors: P = 0.01460 i Q = 0.2921.

3 Mesura de l'emissivitat des de sensors satel·litaris

3.1 Mesura de l'emissivitat mitjançant el mètode de la coberta vegetal

Les superfícies naturals terrestres són generalment heterogènies i rugoses, compostes per diversos elements de propietats diferents i característiques específiques. Quan es realitza una mesura de la radiància procedent de la superfície en el seu conjunt, el que s'obté seran la temperatura i emissivitat efectives de tots els elements. L'emissivitat s'expressa com:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 + d\varepsilon \tag{14}$$

on ε_0 és l'emissivitat de la radiància emesa directament per la superfície cap al sensor i $d\varepsilon$ és l'emissivitat deguda a la

radiància indirecta emesa per la superfície a causa de reflexions entre el sòl i les parets de la rugositat. És l'anomenat efecte cavitat.

En moltes situacions les àrees estudiades estan compostes per una coberta vegetal amb una densitat significativa. Aquí, aquesta coberta exerceix el paper de sostre i parets de la rugositat superficial i el sòl acostuma a ser relativament homogeni. A més, té unes formes geomètriques determinades que seran les responsables de l'efecte cavitat (Colton, 1996). Es poden redefinir així els elements del primer terme de la dreta de l'Equació 14 com:

$$\varepsilon_0 = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_g (1 - P_v) \tag{15}$$

on ε_g i ε_v seran les emissivitats de sòl i vegetació que seran mesurades independentment, i P_v és la proporció de coberta vegetal.

El terme de cavitat és:

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_g)\varepsilon_v F(1 - P_v) + \\ + P_g(1 - \varepsilon_v)(\varepsilon_g G + \varepsilon_v F') \tag{16}$$

on P_g és la proporció de sòl i F, G i F' són els factors de forma de la coberta vegetal (Colton, 1996).

La complexitat del terme de cavitat (Equació 16) el fa poc operatiu. Per solucionar-ho, Valor i Caselles (1996) van desenvolupar un model, basat en una idea senzilla suggerida per van de Griend i Owe (1993), que relacionava l'índex de vegetació de diferència normalitzada (NDVI, Rouse et al., 1974) amb l'emissivitat. Es va arribar a una expressió de l'emissivitat en funció de la coberta vegetal de la forma:

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_g (1 - P_v) + 4 < d\varepsilon > P_v(1 - P_v) \tag{17}$$

on $< d\varepsilon >$ és el valor màxim del terme de cavitat de l'estructura de vegetació mitjana. Els termes ε_v, ε_g i $< d\varepsilon >$ s'especifiquen per a cada tipus de superfície, i P_v és el paràmetre que defineix el percentatge de coberta vegetal a partir del NDVI (Valor i Caselles, 1996):

$$P_v = \frac{1 - \frac{i}{i_g}}{1 - \frac{i}{i_g} - \kappa\left(1 - \frac{i}{i_v}\right)} \tag{18}$$

on i és el NDVI de la superfície en el seu conjunt (sòl i vegetació), i_g és el de sòl i i_v el de la vegetació. Aquest és l'anomenat mètode de la coberta vegetal (MCV) i requereix un cert coneixement de la geometria de la superfície.

3.2 Desacoblament entre emissivitat i temperatura

En la mesura de la radiància d'una superfície, terme entre claus de l'Equació 1, existeix un acoblament inherent entre emissivitat i temperatura. Gillespie (1986) va proposar un mètode que permetia la seva separació, el mètode NEM (*Normalized Emissivity Method*, Mètode d'Emissivitat Normalitzada), la base teòrica del qual és:

- Un sensor de n canals espectrals (en el punt 4 s'explica el concepte de canal espectral), mesurarà una radiància L_i per a cada canal i procedent de la superfície segons l'Equació 1. Doncs bé, Gillespie introdueix una emissivitat efectiva constant propera a la real anomenada ε_{NEM}.
- També és coneguda en l'Equació 1 la radiància atmosfèrica descendent $L^{\downarrow}_{atm}$. Per tant, s'aïlla i s'inverteix el terme entre claus en aquesta equació per a obtenir la temperatura a cada canal i:

$$T_i = L_\lambda^{0-1}\left[\frac{L_i(\theta) + (\varepsilon_{NEM} - 1)L^{\downarrow}_{atm}}{\varepsilon_{NEM}}\right] \tag{19}$$

  Calculades les temperatures per a cada canal s'escull la de valor màxim (T_{max}) en considerar-se el més proper al real de la superfície.
- Tornant al terme entre claus de l'Equació 1, aïllant aquesta vegada el terme d'emissivitat, s'introdueix com a valor constant el valor de T_{max} calculant així n emissivitats, una per a cada canal espectral. Si ε_{NEM} coincideix amb l'ε_{max} real de la superfície, aleshores les ε_i i T_{max} obtingudes són les correctes; si no, la variació espectral de l'emissivitat (corba espectral) és correcta però no l'amplitud ni la T_{max} de la superfície.

D'aquesta manera s'aconsegueixen uns valors d'emissivitat espectral per a cada canal i es pot conèixer el valor de la temperatura (T_{max}). Aquest mètode fa una bona estimació de la variació espectral de l'emissivitat; tanmateix, no sempre ajusta correctament la posició de l'espectre. Gillespie et al. (1998) van desenvolupar un nou mètode, una mica més complex que el NEM, anomenat TES (*Temperature Emissivity Separation*, Separació de l'emissivitat de la temperatura), desenvolupat per mòduls, essent el primer el NEM.

Per tal de solucionar l'inconvenient del desplaçament espectral de l'emissivitat, s'aplica una millora al NEM, mitjançant un nou mètode anomenat ANEM (*Adjusted Normalized Emissivity Method*, Mètode d'Emissivitat Normalitzada Ajustat), Coll et al. (2003). El que es pretén és escollir adequadament el valor inicial de l'emissivitat (ε_{NEM}) perquè sigui proper al valor ε_{max} en cada tipus de superfície. Amb aquesta finalitat:

- Es genera prèviament un mapa de $\varepsilon = \varepsilon_{max}$ per a tota la imatge de superfície estudiada segons el mètode de Valor i Caselles (1996), el MCV, Equació 17:

$$\varepsilon = \varepsilon_{MCV} \tag{20}$$

- Aquest mapa d'emissivitats és el que s'introdueix com a emissivitat en el NEM, $\varepsilon_{NEM} = \varepsilon_{MCV}$ en el punt i i a partir d'aquí es desenvolupa el NEM com abans.

4 Mètode monocanal

Una vegada conegut el comportament radiatiu de l'atmosfera, es pot eliminar la seva contribució en l'energia mesurada per un sensor satel·litari, obtenint així l'energia

emesa per la superfície i a partir d'aquesta, la TST. En això consisteix la correcció atmosfèrica pel mètode monocanal, que requereix el càlcul de la transmissivitat i les radiàncies atmosfèriques (veure Equació 1), mitjançant el coneixement dels perfils verticals de temperatura i humitat, obtinguts a partir de ràdiosondatges de la zona i introduïts en un model de transferència radiativa (MTR). Això acostuma a ser un inconvenient del mètode ja que no sempre es disposa de radiosondatges a la zona i a l'hora de pas del sensor.

La correcció atmosfèrica pel monocanal parteix de l'Equació 1, centrant-se concretament en el terme entre claus:

$$\varepsilon_\lambda L_\lambda^\circ(TST) + [1-\varepsilon_\lambda]L_{atm,\lambda}^\downarrow \tag{21}$$

La magnitud $L_{atm,\lambda}^\downarrow$ es defineix com:

$$L_{atm,\lambda}^\downarrow = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} L_\lambda^\downarrow(\theta')\sin\theta'\cos\theta' d\theta' \tag{22}$$

La radiància atmosfèrica emesa cap a dalt ja ve definida en el segon sumand de l'Equació 1 que, com s'ha comentat prèviament, és la contribució atmosfèrica a la radiància registrada pel satèl·lit, definint-se com:

$$L_{atm,\lambda}^\uparrow(\theta) = \int_0^h L_\lambda^\circ(T_z)\frac{\partial\tau_\lambda(\theta,h,z)}{\partial z}dz \tag{23}$$

En realitat els sensors a bord dels satèl·lits artificials realitzen mesures radiomètriques en canals espectrals de certa amplada, caracteritzades per una funció filtre, $f_i(\lambda)$, essent el senyal registrat pel sensor de la següent manera:

$$L_i = \int_0^\infty f_i(\lambda)L_\lambda d\lambda \tag{24}$$

on L_i és la radiància de canal obtinguda de la convolució de $f_i(\lambda)$ amb la radiància monocromàtica L_λ mesurada pel sensor.

Després d'aplicar els nous termes i transformar-los en mesures de canal segons l'Equació 24, l'Equació 21 queda com:

$$L_i^\circ = L_i^\circ(T_i) = \tau_i(\theta,h,0)[\varepsilon_i L_i^\circ(TST) + (1-\varepsilon_i)L_{atm,i}^\downarrow] + \\ + L_{atm,i}^\uparrow(\theta) \tag{25}$$

Per al sensor aquesta radiància és una funció de Planck, ja que per a aquest conjunt radiatiu superfície-atmosfera es comporta com un cos negre radiant a una temperatura T_i, que no és la TST pretesa. Aquesta equació mostra la relació entre la temperatura de brillantor (T_i) mesurada pels canals del sensor muntat al satèl·lit i la TST. En cas de superfícies heterogènies i rugoses, cal recordar que ε_i i T_i serien emissivitat i temperatures efectives.

Es pot utilitzar un MTR com MODTRAN 4.0 (Berk et al., 1999) per a estimar les magnituds atmosfèriques que apareixen a l'Equació 25. Aquest model necessita com a dades d'entrada els perfils verticals de temperatura i humitat, obtinguts mitjançant radiosondatges. Aquesta equació constitueix la base del mètode monocanal de correcció atmosfèrica, ja que mitjançant inversió és possible obtenir la TST a partir de T_i.

Podem reescriure l'Equació 25 en els següents termes:

$$L_i^\circ(T_i) = L_i^\circ(TST) - \Delta I_{ai} - \Delta I_{ei} \tag{26}$$

essent ΔI_{ai} l'atenuació de la radiància per l'efecte d'absorció atmosfèrica i ΔI_{ei} la disminució de radiància provocada per l'efecte d'emissivitat. Les seves expressions són (Caselles et al., 1991):

$$\Delta I_{ai} = L_i^\circ(TST)[1-\tau_i(\theta,h,0)] - L_{atm,i}^\uparrow(\theta) \tag{27}$$

$$\Delta I_{ei} = (1-\varepsilon_i)\tau_i(\theta,h,0)[L_i^\circ(TST) - L_{atm,i}^\downarrow] \tag{28}$$

En l'IRT, la funció de Planck és aproximadament lineal amb la temperatura, per això podem desenvolupar fins a primer ordre en sèrie de Taylor l'expressió anterior, al voltant de TST.

$$L_i^\circ(T) = L_i^\circ(TST) + \left(\frac{\partial L_i^\circ(T)}{\partial T}\right)_{TST}(T - TST) \tag{29}$$

aproximació acceptable sempre que $T - TST \leq$ 10-15 K. Utilitzant l'Equació 12 amb $T = T_i$ en l'Equació 25 obtenim:

$$L_i^\circ(TST) + \left(\frac{\partial L_i^\circ(T)}{\partial T}\right)_{TST}(T_i - TST) = \\ = L_i^\circ(TST) - \Delta I_{ai} - \Delta I_{ei} \tag{30}$$

expressió que lleugerament modificada porta a:

$$TST - T_i = \frac{\Delta I_{ai}}{\left(\frac{\partial L_i^\circ(T)}{\partial T}\right)_{TST}} + \frac{\Delta I_{ei}}{\left(\frac{\partial L_i^\circ(T)}{\partial T}\right)_{TST}} \tag{31}$$

Obtenint l'expressió de la correcció atmosfèrica pel mètode monocanal en termes de temperatures, el primer sumand del segon terme representa la correcció atmosfèrica deguda a l'absorció atmosfèrica i el segon és la correcció d'emissivitat. Cal observar que quan el sensor dóna una temperatura aparent T_i es pot corregir aquesta temperatura i obtenir la temperatura real de la superfície mitjançant l'aproximació:

$$TST = T_i + \frac{\Delta I_{ai}}{\left(\frac{\partial L_i^\circ(T)}{\partial T}\right)_{TST}} + \frac{\Delta I_{ei}}{\left(\frac{\partial L_i^\circ(T)}{\partial T}\right)_{TST}} \tag{32}$$

4.1 Equació monocanal de correcció

A partir de l'Equació 25 es pot deduir una expressió que relaciona directament la correcció atmosfèrica i d'emissivitat, obtenint així la coneguda temperatura (T_i) que ens proporciona el sensor, la TST.

Si ens centrem en primer lloc en la correcció atmosfèrica, com a primer pas es defineix una temperatura de brillantor a nivell de superfície (T_i^*) que correspondrà

a una radiància associada amb el terme entre claudàtors en l'Equació 25.

$$L_i^\circ(T_i^*) = \varepsilon_i L_i^\circ(TST) + (1-\varepsilon_i)L_{atm,i}^\downarrow \tag{33}$$

on $L_{atm,i}^\downarrow$ és la radiància atmosfèrica descendent en tot l'hemisferi, que es pot definir tal com segueix:

$$L_{atm,i}^\downarrow = L_i^\circ(T_a^\uparrow)(1-\tau_i) \tag{34}$$

on $T_a^\uparrow$ és el valor mitjà de la temperatura atmosfèrica en direcció ascendent (McMillin, 1975) i τ_i la transmitància atmosfèrica total.

Substituint l'Equació 34 en l'Equació 33 i després aquesta en l'Equació 25, s'obté l'expressió de temperatura que pertany al terme de correcció atmosfèrica:

$$T_i^* - T_i = \frac{1-\tau_i}{\tau_i}(T_i - T_a^\uparrow) \tag{35}$$

Linealitzant la funció de Planck en l'Equació 33 s'obté la correcció d'emissivitat complementària a l'Equació 35:

$$TST - T_i^* = \frac{1-\varepsilon_i}{\varepsilon_i} b_i \tag{36}$$

on b_i és un paràmetre amb dimensions de temperatura donat per Coll i Caselles (1997):

$$b_i = \frac{T_i^*}{n_i} + \gamma_i \left(\frac{n_i - 1}{n_i} T_i^* - T_a^\downarrow\right)[1-\tau_i(0^\circ)] \tag{37}$$

essent n_i un paràmetre radiomètric que depèn del canal de mesura del sensor satel·litari i de l'interval de temperatures considerat, γ_i és un paràmetre també dependent del canal de mesura i de l'atmosfera (Schmugge et al., 1991), $T_a^\downarrow$ és la temperatura radiomètrica de l'atmosfera en direcció descendent i $\tau_i(0^\circ)$ la transmitància atmosfèrica en direcció del nadir.

Una vegada obtinguts els dos termes de correcció radiomètrica, l'atmosfèric (Equació 35) i el d'emissivitat (Equació 36), substituint el primer en el segon mitjançant T_i^* s'obté l'equació de correcció monocanal que relaciona la temperatura radiomètrica mesurada pel canal i amb la TST:

$$TST = T_i + \frac{1-\tau_i}{\tau_i}(T_i - T_a^\uparrow) + \frac{\varepsilon_i - 1}{\varepsilon_i} b_i \tag{38}$$

5 Mètode "split-window"

Utilitzar radiosondatges en el mètode monocanal suposa un inconvenient, ja que no sempre es disposa d'ells. El mètode *split-window* fa servir la mesura de dos canals a dins de la finestra 8-13 μm on l'atenuació atmosfèrica de la radiància terrestre és proporcional a la diferència entre les mesures de radiància realitzades en aquests dos canals. Evitar la utilització de radiosondatges suposa un avantatge operatiu en el càlcul de la temperatura de la superfície, conegudes les temperatures aparents registrades pels dos canals, T_1 i T_2.

Coll i Caselles (1997) van proposar un algoritme *split-window* relacionant la temperatura d'una superfície amb les temperatures i emissivitats mesurades en els canals espectrals 4 i 5 del sensor AVHRR-NOAA 11, comparant-lo amb altres algoritmes *split-window* com el proposat per Becker i Li (1995), Prata (1993) o François i Ottlé (1996). L'expressió a què van arribar era:

$$T = T_1 + A(T_1 - T_2) + \Delta + B(\varepsilon) \tag{39}$$

on els termes A i Δ depenen íntegrament de les condicions atmosfèriques i són completament independents de l'efecte d'emissivitat, que és corregit per $B(\varepsilon)$, depenent aquest de l'atmosfera.

5.1 Termes de correcció atmosfèrica (A i Δ)

El coeficient A depèn únicament de les condiciones atmosfèriques, concretament de la transmitància atmosfèrica existent entre el sensor i la superfície, expressant-se com:

$$A = \frac{1-\tau_1(\theta)}{\tau_1(\theta) - \tau_2(\theta)} \tag{40}$$

on $\tau_1(\theta)$ i $\tau_2(\theta)$ són transmitàncies atmosfèriques mesurades en els canals 1 i 2 del sensor.

El coeficient Δ corregeix l'efecte d'emissió atmosfèrica i s'expressa com:

$$\Delta = -[1-\tau_2(\theta)]A(T_{a1}^\uparrow - T_{a2}^\uparrow) \tag{41}$$

on $T_{a1}^\uparrow$ i $T_{a2}^\uparrow$ són temperatures atmosfèriques efectives ascendents dels canals 1 i 2 (McMillin, 1975). Les Equacions 40 i 41 representen els clàssics coeficients derivats d'un cos negre (Maul, 1983). Observem el signe negatiu inicial en l'Equació 41, que indica que aquest valor de temperatura s'ha de sostreure, eliminant així la contribució radiativa atmosfèrica.

El cert és que per a la quantitat ingent de dades d'informació que s'obtenen, mitjançant simulacions o mesures de camp, el càlcul d'aquests coeficients, A i Δ, resulta poc operatiu. Coll i Caselles (1997) van avaluar els dos termes buscant una superfície que minimitzés l'efecte de l'emissivitat, elegint la superfície del mar, ja que és molt més pròxima a la unitat i es pot menysprear el terme $B(\varepsilon)$ quedant l'Equació 39 com:

$$T = T_1 + A(T_1 - T_2) + \Delta \tag{42}$$

Expressable com:

$$T - T_1 = A(T_1 - T_2) + \Delta \tag{43}$$

Si es representen valors simulats de $T - T_1$ en front de $T_1 - T_2$ (Galve et al., 2008), s'obté una representació gràfica, l'ajust de la qual determina una equació quadràtica expressada com:

$$T - T_1 = a_0 + a_1(T_1 - T_2) + a_2(T_1 - T_2)^2 \tag{44}$$

Taula 1. Coeficients tabulats de les equacions 77-79 (Niclòs et al., 2007) per al sensor MODIS a bord de les plataformes Terra i Aqua.

Plataforma EOS	a_{01}	a_{02}	a_{11}	a_{12}	a_{21}	a_{22}
Terra	0.466 ± 0.012	0.392 ± 0.006	0.03 ± 0.02	2.57 ± 0.02	0.359 ± 0.011	0.427 ± 0.009
Aqua	0.466 ± 0.012	0.396 ± 0.006	0.02 ± 0.02	2.54 ± 0.02	0.357 ± 0.011	0.419 ± 0.009

Taula 2. Coeficients de les equacions 83 i 84 (Niclòs et al., 2007) per al sensor MODIS a bord de les plataformes Terra i Aqua.

Plataforma EOS	α_0	α_1	α_2	β_0	β_1	β_2
Terra	53.23 ± 0.05	-1.27 ± 0.02	-0.210 ± 0.002	196.1 ± 0.2	-35.74 ± 0.10	1.785 ± 0.010
Aqua	53.36 ± 0.05	-1.27 ± 0.02	-0.211 ± 0.002	194.9 ± 0.2	-35.56 ± 0.11	1.779 ± 0.010

Si comparem l'Equació 44 amb la 43, observem que A té una dependència lineal amb la diferència de temperatures entre canals i que Δ és constant:

$$A = a_1 + a_2(T_1 - T_2) \tag{45}$$

$$\Delta = a_0 \tag{46}$$

Els coeficients a_0, a_1 i a_2 s'obtenen per regressió lineal, utilitzant mesures coincidents del sensor i de superfície, o mitjançant una base de dades simulades.

Sorprèn veure que A depèn linealment de la diferència de temperatures entre dos canals. Observem que A i Δ depenen de l'angle zenital d'observació (Equacions 40 i 41). Respecte a això, Niclòs et al. (2007) van realitzar un estudi de la variació de la temperatura del mar amb l'angle d'observació utilitzant l'Equació 39. Mitjançant simulacions, es va observar com variava l'Equació 44 per a quatre angles zenitals diferents: 0°, 47.5°, 60° i 65°, observant que els coeficients a_0, a_1 i a_2 s'ajusten a una funció del tipus:

$$a_0 = a_{01}[\sec(\theta) - 1] + a_{02} \tag{47}$$

$$a_1 = a_{11}[\sec(\theta) - 1] + a_{12} \tag{48}$$

$$a_2 = a_{21}[\sec(\theta) - 1] + a_{22} \tag{49}$$

on a_{01}, a_{02}, a_{11}, a_{12}, a_{21} i a_{22} s'obtenen per regressió lineal. Observem els valors obtinguts per Niclòs et al. (2007) a la Taula 1.

5.2 Terme de correcció de l'efecte d'emissivitat $B(\varepsilon)$

La correcció d'emissivitat en l'algoritme *split-window* es veu afectada per les condicions atmosfèriques. Coll i Caselles (1997) ofereixen la següent expressió del terme:

$$B(\varepsilon) = \alpha(1 - \varepsilon) - \beta\Delta\varepsilon \tag{50}$$

essent $\varepsilon = (\varepsilon_1 + \varepsilon_2)/2$ l'emissivitat mitja dels dos canals, $\Delta\varepsilon = \varepsilon_1 - \varepsilon_2$ la diferència d'emissivitat d'aquests i α i β dos coeficients que vénen definits com:

$$\alpha = (b_1 - b_2)A\tau_2(\theta) + b_1 \tag{51}$$

$$\beta = A\tau_2(\theta)b_2 + \frac{\alpha}{2} \tag{52}$$

on b_i (i = 1, 2) és el paràmetre de canal definit en l'Equació 37 que diferencia el comportament d'emissivitat a mar o terra, a través del seu caràcter reflector (paràmetre $T_{ai}^{\downarrow}$) ja que s'ha de conèixer la dependència angular de la transmitància en el cas del mar, resultant suficient conèixer la transmitància al nadir per al cas terrestre.

S'obté el terme de correcció d'emissivitat mitjançant el càlcul de les Equacions 50 - 52, però igual que amb els termes de correcció atmosfèrica aquest terme és poc operatiu. La solució la proposen Coll i Caselles (1997) que, després de calcular el terme $B(\varepsilon)$ mitjançant les Equacions 50 - 52, van observar que α i β variaven amb la quantitat de vapor d'aigua atmosfèric (W). Per tant es poden ajustar per regressió i obtenir una expressió senzilla de α i β en funció de W. Niclòs et al. (2007) considerant tant el caràcter especular de la superfície marítima com les seves propietats, van realitzar un ajust quadràtic d'aquests paràmetres amb W:

$$\alpha = \alpha_0 + \alpha_1 W + \alpha_2 W^2 \tag{53}$$

$$\beta = \beta_0 + \beta_1 W + \beta_2 W^2 \tag{54}$$

Galve et al. (2008) també van realitzar aquest ajust però per a dades de superfície terrestre, limitant el coeficient β al terme lineal, ja que no suposava una millora en la precisió del valor de temperatura de superfície. Els dos treballs mostren valors tabulats de α_i, β_i (i = 0, 1 i 2) obtinguts per regressió lineal. A la Taula 2 es presenten els valors obtinguts per Niclòs et al. (2007).

D'aquesta manera s'obté una equació *split-window* (Equació 39) senzilla, on els seus termes A, Δ i $B(\varepsilon)$ es calculen de forma pràctica mitjançant les Equacions 45, 46 i 50, respectivament, tenint en compte en l'Equació 50 els termes dependents de W, $\alpha(W)$ i $\beta(W)$ (Equacions 53 i 54).

Per a una major concepció i comprensió del mètode *split-window*, es prega al lector que llegeixi els treballs sobre aquest mètode que van realitzar per al sensor MODIS Wan (1999) i per al sensor AATSR Prata (2002).

6 Conclusions

En aquest article, s'ha arribat a dos punts clau en la determinació de la temperatura de la superfície terrestre des de sensors a bord de satèl·lits: en primer lloc, la necessitat de conèixer d'una forma exacta i precisa l'emissivitat de les superfícies terrestres i en segon lloc, tenir en compte la contribució radiativa de l'atmosfera interposada entre el sensor i la superfície. Respecte de l'emissivitat, s'han mostrat alguns mètodes importants utilitzats avui en dia en la seva determinació i aplicació a algoritmes de mesura de la temperatura, amb la finalitat de corregir possibles errors en el seu valor. Per tal d'evitar l'efecte de l'atmosfera en la determinació de la temperatura, hem proposat dos mètodes àmpliament coneguts en la bibliografia de la teledetecció tèrmica. El primer, l'anomenat monocanal, malgrat la seva senzillesa matemàtica, té l'inconvenient de necessitar valors atmosfèrics proporcionats per radiosondatges, dels quals no sempre podem disposar. El segon, l'anomenat *split-window*, només necessita conèixer la quantitat de vapor d'aigua de l'atmosfera amb la finalitat d'obtenir el terme de correcció d'emissivitat de la superfície estudiada, en cas de ser necessari (en superfícies marines no ho és, per exemple). El fet de tractar amb una fórmula matemàtica senzilla, composta de termes de fàcil adquisició, fa del mètode *split-window* un dels més adequats avui en dia per realitzar la correcció atmosfèrica en les mesures de radiància realitzades des de satèl·lit. Aquest article suposa una revisió en la determinació de la temperatura en l'infraroig tèrmic i una eina pràctica per a aquelles comunitats científiques que s'apropin al camp des d'altres especialitats, així com per al lector novell que desitgi iniciar-se en la teledetecció.

Agraïments. Aquest treball ha estat possible gràcies al finançament del *Ministerio de Ciencia e Innovación* (beca FPI de V. García, projectes CGL2007-64666 i CGL2007-29819-E, cofinançats amb fons FEDER) i de la Conselleria d'Educació de la Generalitat Valenciana (PROMETEO/2009/086). Els autors agraeixen els valuosos comentaris del Prof. César Coll, el Dr. Juan Manuel Sánchez, Joan Miquel Galve i María Mira de la Universitat de València.

Referències

Becker, F. i Li, Z.-L., 1995: *Surfaces temperature and emissivity at various scales: Definition, measurement and related problems*, Int J Remote Sens, **12**, 225–253.

Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Chetwynd, J. H., Bernstein, L. S., i Shettle, E. P., 1999: MODTRAN 4 user's manual, MA: Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate, Air Force Material Command, Hascom AFB, 95.

Buettner, K. J. i Kern, C. D., 1965: *The determination of infrared emissivities of terrestrial surfaces*, J Geophys Res, **70**, 1324–1337.

Caselles, V., Coll, C., i Sobrino, J. A., 1991: La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales, Servicio de publicaciones de la Universitat de Valencia, València, 95-140, 149-182.

Coll, C. i Caselles, V., 1997: *A split-window algorithm for land surface temperature from adnvanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison*, J Geophys Res, **102**, 1697–16, 713.

Coll, C., Valor, E., Caselles, V., i Niclòs, R., 2003: *Adjusted Normalized Emissivity Method for surface temperature and emissivity retrieval from optical and thermal infrared remote sensing data*, J Geophys Res, **108**, 12.1–12.14.

Colton, A. L., 1996: *Effective thermal parameters for a heterogeneous land surface*, Remote Sens Environ, **57**, 143–160.

Conaway, J. i van Bavel, C. H. M., 1967: *Evaporation from a wet surface calculated from radiometrically determined surface temperatures*, J Appl Meteorol, **6**, 650–655.

Dana, R. W., 1969: Measurements of 8-14 microm emissivity of igneous rocks and mineral surfaces, NASA science Report NSG-632, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland (USA).

François, C. i Ottlé, C., 1996: *Atmospheric corrections in the thermal infrared: Global and water vapor dependent split-window algorithms- Applications to ATSR and AVHRR data*, IEEE Trans Geosci Remote Sensing, **34**, 457–469.

French, A. N., Norman, J. M., i Anderson, M. C., 2003: *A simple and fast atmospheric correction for spaceborne remote sensing of surface temperature*, IEEE Trans Geosci Remote Sensing, **87**, 326–333.

Galve, J. M., Coll, C., Caselles, V., i Valor, E., 2008: *An atmospheric radiosounding database for generating Land Surface Temperature algorithm*, Remote Sens Environ, **46**, 1547–1557. Doi: 10.1109/TGRS.2008.916 084.

Gillespie, A. R., 1986: Lithologic mapping of silicate rocks using TIMS, in the TIMS data user's workshop, Publ. Pasadena Calif, 29-44.

Gillespie, A. R., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothern, J. S., Hook, S., i Kahle, B., 1998: *A Temperature and Emissivity Separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer ASTER images*, IEEE Trans Geosci Remote Sensing, **36**, 1113–1126.

Maul, G. A., 1983: *Zenith angle effects in multichannel infrared sea surface sensing*, Remote Sens Environ, **13**, 313–329.

McMillin, L. M., 1975: *Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption*, J Geophys Res, **36**, 5113–5117.

Niclòs, R., Caselles, V., Coll, C., i Valor, E., 2007: *Determination of sea surface temperature at large observation angles using an angular and emissivity-dependent split-window equation*, Remote Sens Environ, **111**, 107–121. Doi:10.1016/j.rse.2007.03.014.

Prata, A. J., 1993: *Land surface temperatures derived from the advanced very high resolution radiometer and the along track scanning radiometer. Theory*, J Geophys Res, **98(D9)**, 689–16, 702.

Prata, A. J., 2002: Land surface temperatures measurements from space: AATSR algorithm theoretical basis document, CSIRO Atmos. Res., Aspendale, Australia, tech. Rep. 34.

Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., Deering, D. W., i Harlan, L. C., 1974: Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation, NASA/GSFC, Type III, Final Report, Greenbelt, MD, p 371.

Rubio, E., Caselles, V., i Badenas, C., 1997: *Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 μm wave band: analysis of two field methods*, Remote Sens Environ, **59**, 490–521.

Schmugge, T. J., Becker, F., i Li, Z.-L., 1991: *Spectral emissivity variations observed in airbone surface temperature measure-*

ments, Remote Sens Environ, **35**, 95–104.

Valor, E. i Caselles, V., 1996: *Mapping land surface emissivity from NDVI: application to european, african and south american areas*, Remote Sens Environ, **57**, 167–184.

van de Griend, A. A. i Owe, M., 1993: *On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces*, Int J Remote Sens, **14**, 1119–1131.

Wan, Z., 1999: MODIS land surface temperature. Algorithm theorethical basis document, NAS5-31370.