

CAPÍTOL 3. REVISIÓ METODOLÒGICA

En aquest capítol es fa una revisió dels mètodes de correcció d'imatges i posterior càlcul de paràmetres de superfície. La revisió és de caire general i no es limita a les tècniques finalment usades en el processament. El capítol s'inicia amb una revisió de conceptes físics relacionats amb la teledetecció, necessària per entendre les correccions i transformacions que requereixen les imatges per tal d'estimar-ne després els paràmetres geofísics de superfície. Finalment es descriuen les calibracions i les correccions que cal fer a les imatges, així com les diverses metodologies per al càlcul dels paràmetres de superfície.

3.1. Fonaments

3.1.1. Reflectivitat de les superfícies naturals

Els cossos o objectes de la superfície terrestre reflecteixen el flux incident d'energia solar. La variació relativa de l'energia reflectida en funció de la longitud d'ona constitueix el que es denomina signatura espectral. La signatura espectral és diferent segons el tipus d'objecte i aquesta és la base per la discriminació d'objectes a través dels sensors satel·litaris passius.

El sòl nu presenta un augment de reflectivitat a mesura que s'incrementa la longitud d'ona. Les propietats fisicoquímiques de l'horitzó més superficial (l'únic observable en teledetecció òptica) n'alteren lleugerament el comportament. Així, la matèria orgànica, que enfosqueix el color del sòl, en fa disminuir la seva reflectivitat. El contingut d'humitat al sòl també afecta la reflectivitat, ja que quan més sec es troba major reflectivitat presenta. La signatura espectral del sòl nu presenta dues disminucions de reflectivitat locals, situades, la primera al voltant de 1,4 μm i la segona al voltant de 1.9-2.0 μm . Corresponen a bandes de forta absorció del vapor d'aigua atmosfèric.

L'aigua absorbeix o transmet la major part de la radiació per sobre de 0,8 μm , essent la seva reflectivitat pràcticament nul·la en la majoria dels canals AVHRR. L'aigua pot presentar reflectivitats superiors en el cas de que sigui poc profunda o si porta una concentració prou elevada de materials dissolts que els faci apreciables. Per altra banda, la neu té un comportament totalment oposat, ja que la seva reflectivitat és molt alta, gairebé del 100%, en longituds inferiors a 0,8 μm . Aquesta alta reflectivitat teòrica a la pràctica es dona molt poques vegades, ja que per poc que s'embruti la neu, la seva reflectivitat baixa molt.

La vegetació presenta una signatura espectral més complexa. En la zona del visible la reflectivitat acostuma a ser força baixa (per sota del 10%). La major part de la radiació que arriba a la vegetació (fotosintèticament activa) es veu absorbida pels pigments de la vegetació, bàsicament la clorofil·la. En l'infraroig proper, en canvi, la vegetació absorbeix poca radiació incident, ja que els seus components són força transparents a aquesta radiació, essent la major part de la radiació reflectida o transmesa. Finalment, en la zona de l'infraroig mitjà, la reflectivitat varia segons el contingut hídric de la vegetació, ja que les propietats òptiques de les fulles en aquest rang de l'espectre ve determinat pel contingut en aigua de les fulles.

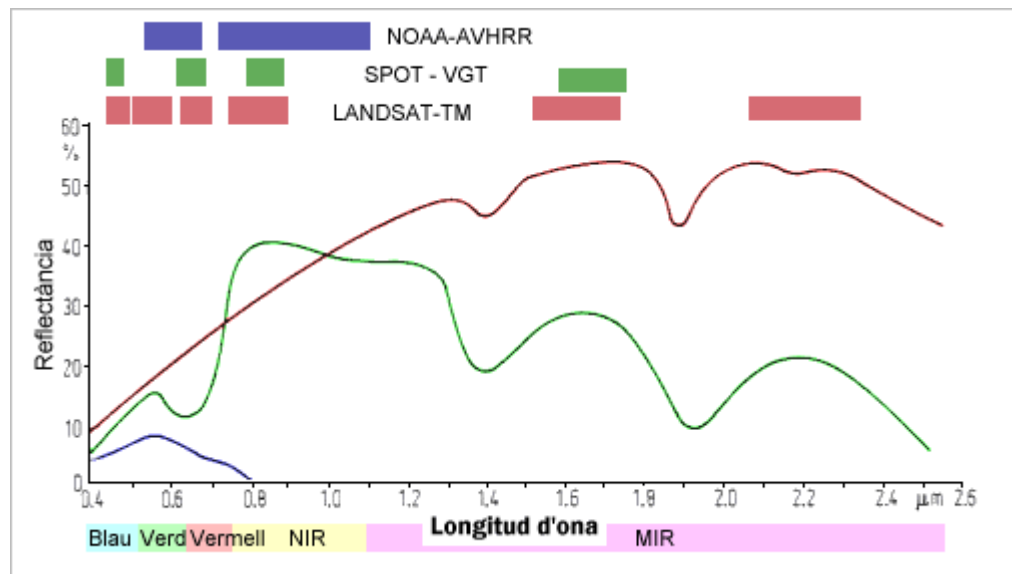


Figura 3.1. Signatura espectral de l'aigua (blau), la vegetació activa (verd) i el sòl nu (vermell), amb la distribució de les bandes dels sensors NOAA-AVHRR, SPOT-VGT i LANDSAT-TM (adaptat de Richards, 1993).

3.1.1.1. De les signatures espectrals a la reflectivitat de les cobertes

Les reflectivitats que realment s'acaben mesurant des d'un sensor satel·lital no depenen únicament del tipus de coberta existent o de les seves combinacions, sinó que hi ha altres factors que hi intervenen. Sobrino *et al.* (2000) en fa una classificació i descripció força entenedora. Separa els factors en externs (factors relacionats amb les condicions d'observació) i interns (factors relacionats amb les característiques de la pròpia coberta).

Externs

- Dimensió de la superfície observada: en augmentar la dimensió del píxel, disminueix la variabilitat radiomètrica de les dades i per tant del seu contingut en informació.
- Alçada del Sol: quan més a prop del nadir es troba el Sol, els seus raigs penetren més en la canòpia i menors són les ombres generades. L'altura del Sol presenta una component diària i una component anual o estacional.
- Angles zenital i azimutal d'observació: en no ser les cobertures vegetals difusors perfectes, els angles d'observació afecten la reflectivitat enregistrada pel sensor.

- Presència de núvols: la seva presència modifica la intensitat de radiació que arriba al terra, així com la proporció relativa de radiacions directes i difuses.
- Velocitat del vent: el vent modifica la geometria de les cobertes vegetals i de l'aigua, afectant-ne la reflectivitat.

Interns

- Percentatge de coberta del sòl: per una categoria donada, per exemple bosc de coníferes, hi pot haver diferències substancials en la reflectivitat en funció de la densitat del bosc. Aquesta densitat fa variar substancialment els percentatges dels elements que formen el senyal rebut pel sensor (fulles, escorça, sotabosc, pinassa, etc.).
- Orientació dels conreus: la geometria dels conreus en relació a la posició del Sol i del sensor en pot fer variar molt la reflectivitat observada, ja que varien considerablement les ombres observades així com els percentatges dels elements que formen el senyal.
- Geometria de la coberta: l'angle d'inclinació de les fulles i la seva distribució n'afecten la reflectivitat.
- Activitat fisiològica de les plantes: l'estat hídric de la vegetació altera la reflectivitat, tant per la variació hídrica en els teixits com pel canvi de posició de les fulles. A més a més, la posició del Sol afecta l'activitat fisiològica de certes plantes, que presenten cicles diaris.

3.1.2. Interacció de la radiació amb la superfície terrestre

L'estudi de la reflectivitat de les superfícies naturals es realitza en l'interval de l'espectre solar, que va de 320 nm a 3500 nm (i fins als 4000 nm segons alguns autors), regió de l'espectre on predomina la radiació solar reflectida.

Els sensors de teledetecció mesuren les radiàncies espectrals reflectides per la superfície terrestre. Aquesta reflexió és bàsicament especular en les superfícies llises, encara que sempre hi ha una certa penetració i una retrodispersió. Generalment, en la mesura de la reflectivitat de la cobertura terrestre, la reflexió no és especular, sinó que presenta un cert grau de difusió que depèn de la rugositat de la superfície. Segons el grau de difusió es poden classificar les superfícies terrestres en 4 tipus bàsics (Sobrino *et al.*, 2000): perfectament difusa, difusa, pseudoespecular i especular (vegeu figura 3.2). Un reflector es difús quan reflexa igual quantitat d'energia en totes direccions i és especular quan l'energia es concentra en una direcció de sortida segons l'angle incident. Es pot considerar que moltes de les superfícies terrestres presenten un comportament lambertianà³ fins a angles zenitals propers als 40 graus, però per sobre d'aquest angle la majoria de superfícies ja no es poden considerar lambertianes.

Per altra banda, a part de la rugositat de la superfície, la reflectivitat de la cobertura terrestre enregistrada per un sensor satel·lital depèn d'altres factors, com la variació de la irradiància solar, les condicions atmosfèriques, les propietats de l'objecte observat, així com les posicions relatives del Sol i del sensor en el moment de fer l'observació.

³ La llei de Lambert diu que la intensitat de la llum reflectada està directament relacionada a l'orientació. L'adjectiu derivat de Lambert es fa servir en teledetecció per referir-se a la reflexió especular.

Per tal de tenir en compte tots aquests factors, les imatges han de passar per un seguit de correccions. La correcció més bàsica té en compte la variació en la irradiància solar i la posició del sol a l'hora de l'enregistrament (considerant les superfícies lambertianes); i és la correcció que s'acostuma a aplicar. Després hi ha els procediments per a corregir els efectes de l'atmosfera, que comporten algorismes de càlcul més complexos. Finalment hi ha les correccions de la dependència angular de la reflectivitat, que són força complexes però que avui en dia ja es comencen a aplicar operativament a les imatges.

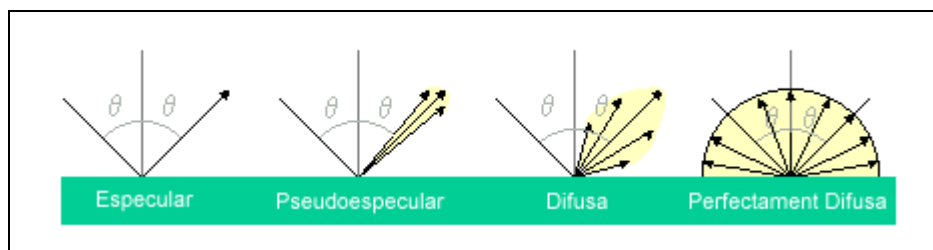


Figura 3.2. Classificació de les superfícies terrestres segons el grau de difusió: especular, pseudoespecular, difusa i perfectament difusa.

3.1.3. Dependències angulars de la reflectivitat

Quan es fan estimacions de la radiació solar dispersada pel sistema Terra-Atmosfera, per simplificar els càlculs generalment s'assumeix que la reflectivitat de la superfície segueix una simple llei Lambertiana. Ara bé, la majoria de les superfícies naturals de la terra no presenten un comportament lambertià (Goward *et al.*, 1991; Cihlar *et al.*, 1994b; Syren, 1994), fet que determina una dependència angular en la distribució de la reflectivitat.

La funció de distribució de reflectivitat bidireccional (BRDF, *Bidirectional Reflectance Distribution Function*) s'encarrega de descriure i especificar les propietats geomètriques de la reflectivitat. Aquesta funció va ser formulada l'any 1977, però el seu estudi en el camp de la teledetecció és força recent (Roujean *et al.*, 1992). Es pot definir com el quocient entre la radiància reflectida per unitat d'angle sòlid (ω_s) en una determinada direcció i la irradiància incident per unitat d'angle sòlid des d'una direcció particular (vegeu figura 3.3). Ara bé, la BRDF no pot ésser mesurada directament, fet que complica la modelització i l'aplicació a la teledetecció.

El flux solar varia segons:

- El valor de la constant solar ($S \cong 1370 \text{ W/m}^2$ en una distància d'una unitat astronòmica) que depèn de l'activitat solar, encara que pateix variacions mínimes (1%).
- La distància Terra-Sol, que fa variar la constant solar de 1325 W/m^2 al juliol a 1415 W/m^2 al gener (vegeu figura 3.4.)
- La variació de l'angle d'incidència (angle solar zenital, θ_s a la figura 3.3), que depèn de l'hora, la latitud i l'estació de l'any.

3.1.3.1. Dependències angulars de l'albedo de superfície

El paper de l'albedo superficial com a factor que afecta fortament l'equilibri de la radiació de la Terra s'ha accentuat amb freqüència en els estudis del clima global. La neu i el gel tenen generalment una alta reflexió, implicant que les regions que tenen hiverns freds i estius relativament calents mostrin variacions estacionals fortes en l'albedo superficial. Les estimacions realistes de l'albedo superficial en les escales espacials adequades són un requisit previ per fer una valoració realista del balanç energètic global en els models atmosfèrics de simulació i per detectar canvis en l'equilibri de la radiació del sistema global del clima (Burgess i Pairman, 1997).

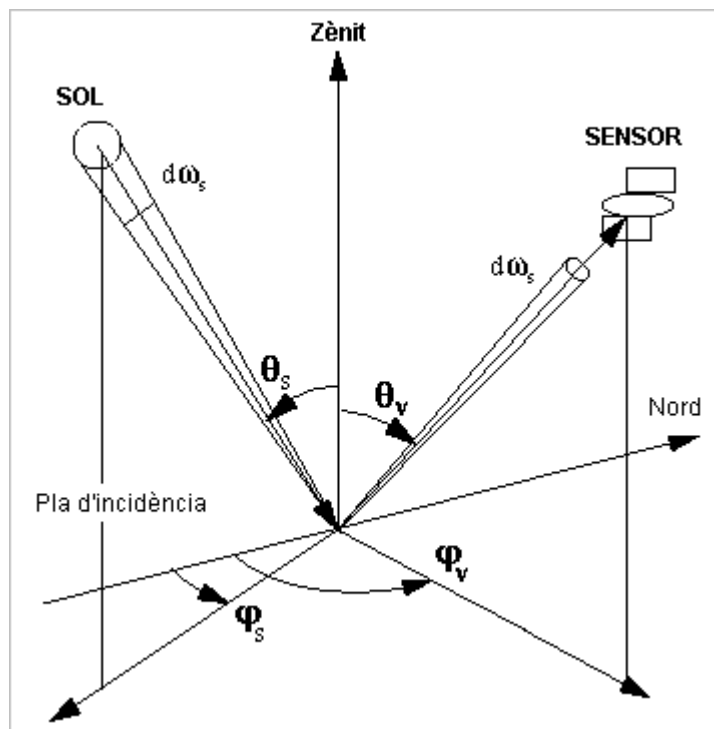


Figura 3.3. Geometria de la reflectivitat. Angle zenital solar (θ_s), angle zenital de visió (θ_v), azimut solar (ϕ_s), angle azimutal de visió (ϕ_v), angle sòlid (ω_s).

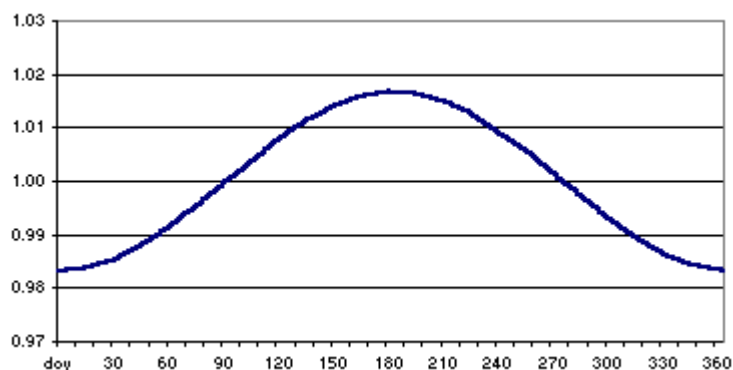


Figura 3.4. Variació anual de la distància Terra-Sol, en unitats astronòmiques (doy: day of the year, dia de l'any).

La reflexió dels elements de la superfície i de l'atmosfera és no-isotròpica, és a dir, l'albedo mitjà depèn de les posicions relatives del satèl·lit i del sol respecte de la superfície. La reflexió bidireccional pot introduir errors en les estimacions d'albedo en àrees amb vegetació densa, així com en una atmosfera carregada d'aerosols. La correcció bidireccional és un dels factors més sensibles en l'estimació de

l'albedo des de plataformes satel·litàries, però és força difícil poder desenvolupar un model que sigui aplicable a la pràctica de la correcció diària d'imatges i que contempli de manera efectiva tots els paràmetres que intervenen en el model bidireccional (Li i Garand,1994).

3.1.4. Correcció angular segons la funció de distribució de la reflectivitat (BRDF)

Roujean *et al.* (1992) van definir un model semiempíric per a la BRDF aplicable a les superfícies heterogènies, basat en tres factors de reflectància bidireccional (BRF, *Reflectance Distribution Factors*) que contemplen els efectes deguts a l'angle de visió satel·lital i d'incidència solar no contemplats en una aproximació lambertiana. El model està pensat per ser inclòs en algorismes de processat de dades de teledetecció. El model també proporciona una manera de relacionar la reflexió direccional amb l'albedo hemisfèric. Segons els autors, és un número petit de variables de cara al càlcul numèric però suficient per a descriure la dependència funcional de la superfície als angles del sol i d'observació. Els autors van obtenir bons resultats en imatges AVHRR atmosfèricament corregides d'una zona semiàrida del sud de França, però els paràmetres del model han de ser determinats per a cada zona d'estudi, a través de tècniques de regressió en sèries d'imatges temporals. El model també es veu limitat a una sola passada de AVHRR (sempre a la mateixa hora), ja que els paràmetres del model es determinen per la passada estudiada i no són vàlids per a altres hores de passada.

Una alternativa a les tècniques de regressió per determinar els factors BRF passa per calcular-los *in situ*, com proposen Jackson *et al.* (1990). Ara bé, caldria calcular-los per a tots els tipus de cobertura, que no són pocs en la nostra regió d'estudi. Així mateix cal tenir present els canvis que es donen en les cobertures vegetals, que són dinàmiques al llarg del cicle anual. Per exemple, els BRF per al cultiu del blat són diferents segons el seu estat fenològic; així com els BRF del sòl nu varien segons la humitat del sòl i la composició mineral. Per tant, la tasca d'inventariar tots els BRF possibles s'aventura com a gegantina. Així hi tot l'estudi de Jackson *et al.* (1990) presenta uns resultats interessants:

- De les quatre superfícies estudiades, la vegetal (blat) té un comportament clarament menys lambertiana que la resta.
- El comportament no lambertiana del blat és diferent segons la banda espectral considerada.
- L'augment en l'angle zenital solar fa augmentar el pes dels BRF (per tant s'accentua el comportament no lambertiana).

El sensor AVHRR sovint enregistra imatges amb elevats angles zenitals solars (abreviat com a SZA, *solar zenital angle*) i amb angles d'observació força oblics, i per tant cal pensar que els BRF tenen un pes important en les imatges, però la seva determinació suposa una tasca gairebé inabordable.

Syren (1994) es va ocupar d'estudiar l'anisotropia de la reflectància en les cobertures boscoses de coníferes per veure els efectes d'aquests SZA elevats del AVHRR. Els resultats més destacats de l'estudi són els següents:

- La reflectància al nadir de les cobertes de boscos de coníferes és màxima, i disminueix en augmentar el SZA, tant en el visible com en NIR i el MIR, ja que augmenten les ombres.

- L'anisotropia de la reflectància és objecte-dependent, i depèn de l'angle d'il·luminació. En el rang de SZA de 30 a 70°, es pot considerar que la relació entre la reflectància de la canòpia i el SZA és lineal.
- L'edat de les masses, la composició de la mateixa (diferents espècie de coníferes) o el tancament de la canòpia tenen poca influència en l'anisotropia de la reflectivitat.

Els resultats de Jackson *et al.* (1990) i de Syren (1994) deixen clar que la determinació dels BRDF proposats per Roujean *et al.* (1992) és força complex i a més els resultats que es puguin obtenir per una regió difícilment són generalitzables. Hi ha vàries propostes recents per dur la correcció angular segons la BRDF a la pràctica operativa en el processat d'imatges AVHRR, com les de Wu *et al.* (1995), o més recentment les de Chopping (2000) i Lucht *et al.* (2000) o la del CCRS que es comenta més extensament al següent paràgraf. Per altra banda, aquesta correcció s'està estudiant per al nou sensor MODIS, ja que es disposarà de dades del sensor MISR (*Multiangle Imaging SpectroRadiometer*) embarcat a la mateixa plataforma del MODIS que permetran millorar les correccions angulars (Hu *et al.*, 1999).

3.1.4.1. Correcció automàtica de la BRDF al CCRS

El sistema de creació d'imatges sintètiques (composades cada 10 dies) GEOCOMP (Cihlar i Huang, 1993) del CCRS inclou una correcció dels efectes de la BRDF (Latifovic *et al.*, 1999) amb un model derivat del de Roujean *et al.* (1992). A grans trets, el model es compon de dues funcions principals. La primera funció del model s'ocupa de l'efecte dels reflectors opacs de la superfície i de l'efecte de l'ombra de les fulles de la canòpia. La funció té en compte tres angles: l'angle solar zenital corregit per la topografia, l'angle zenital de visió (angle entre el satèl·lit i el punt observat) i l'angle relatiu entre el sol i el sensor des del punt observat (θ_v , θ_s , ϕ_v , de la figura 3.3, respectivament). La segona funció s'ocupa dels efectes en la dispersió volumètrica de la distribució aleatòria de les facetes de la canòpia.

Per a l'estimació dels coeficients del model, el CCRS va fer servir les dades AVHRR de 1993 a 1996. El mètode fa servir només els píxels sense contaminació nuvolosa, i exclou també zones amb neu o gel. Combina les capes del mapa d'usos del sòl de Canadà (*CCRS Canada 1995 Land Cover*), la màscara de núvols, la màscara de neu, una màscara que elimina els angles zenitals solars majors de 80° i els angles zenitals satel·litaris superiors a 70°. La màscara resultant filtra les reflectivitats dels canals 1 i 2 de el AVHRR, que prèviament es corregeixen atmosfèricament amb l'algorisme SMAC de Rahman i Dedieu, 1994. Aquests canals són les entrades del model juntament amb les dades angulars solars i satel·litàries. D'aquesta se'n deriven els píxels candidats per a l'obtenció dels coeficients del BRDF, que s'estimen per a cada classe del mapa d'usos del sòl.

Les funcions i coeficients resultants s'utilitzen per normalitzar les imatges, de les quals en cal saber, per a cada píxel, la geometria específica d'il·luminació i la geometria Sol-píxel-satèl·lit. Les reflectivitats normalitzades són particularment útils per supervisar l'evolució temporal de les superfícies ja que s'eliminen o es redueixen els efectes angulars. El model de Latifovic *et al.* (1999) s'aplica en la generació de les imatges de síntesi del CCRS, però no s'ha fet cap estudi per comparar els resultats amb altres mètodes pràctics de correcció de la BRDF.

3.2. Correccions de les imatges AVHRR

3.2.1. Remostreig i correcció geomètrica

Les correccions geomètriques de les imatges satel·litàries serveixen per reprojectar les dades enregistrades, per poder integrar així les dades en un SIG i poder-les combinar amb altra informació vectorial o ràster, com poden ser les línies de costa, fronteres polítiques, etc. En quant a la combinació amb altres dades ràster, la superposició entre píxels és bàsica per poder fer estudis multitemporals.

La correcció varia la posició original dels píxels, però no n'ha d'alterar el valor digital (DN, *Digital Number*). Dels paràmetres orbitals enregistrats pel sensor se n'extreu una malla de punts (coordenades de la imatge: fila, columna) amb les seves corresponents localitzacions geogràfiques (latitud, longitud) amb les quals es fa la correcció geomètrica, consistent en el remostreig (*resampling*) de la imatge, traslladant el DN de la seva posició original en la imatge a la seva posició geogràfica segons la projecció escollida. Aquest remostreig es pot fer amb varis mètodes. Els més estàndard són tres i estan contemplats en la majoria de programaris específics de teledetecció:

- **Veí més proper:** l'algorisme de remostreig assigna a cada píxel de la imatge de sortida el valor del píxel més proper de la imatge original. Aquest mètode permet mantenir els valors DN originals, que només pateixen una translació.
- **Interpolació lineal:** en aquest cas l'algorisme assigna al píxel de sortida la mitjana ponderada dels DN dels 4 píxels més propers de la imatge original. Aquí la sortida queda més suavitzada però només té un interès qualitatiu ja que es perd la informació original.
- **Convulsió cúbica:** algorisme d'interpolació que utilitza polinomis de tercer ordre. Similar a l'anterior, però aquí es fan servir els 16 píxels més propers al píxel de sortida.

Ara bé, segons Moreno i Melià (1994b) les tècniques d'interpolació que es fan servir usualment en teledetecció no són les més correctes, ja que les imatges de teledetecció no compleixen les condicions teòriques en que van ser desenvolupades aquestes tècniques de tractament digital d'imatges. Aquests mètodes no estan adaptats a la falta d'uniformitat de l'interval de mostreig al llarg de la línia d'escaneig, a la superposició entre línies adjacents de píxels i a l'augment en els angles de visió a mesura que el sensor va del nadir a la cantonada de la imatge. Els autors proposen un mètode d'interpolació no-lineal adaptat al sensor AVHRR. El punt més important que es pretén resoldre és l'efecte angular associat a la canviament geometria de visió. L'optimització en el remostreig geomètric ha de permetre una millor reconstrucció dels valors radiomètrics de la imatge, més que incrementar la resolució espacial.

3.2.2. Calibració radiomètrica

3.2.2.1. Calibració radiomètrica canals visible i infraroig proper del AVHRR

El primer pas en la correcció de les dades del sensor és la calibració, o sigui transformar els valors d'emmagatzematge del sensor a magnituds físiques. Per als canals de l'espectre solar cal transformar els DN a radiància (L), o sigui el flux energètic per unitat d'angle sòlid que es radia des de la superfície, per unitat de superfície (unitats $W m^{-2} sr^{-1}$).

Un cop coneguda la radiància que arriba al sensor (radiància TOA, *Top Of Atmosphere*⁴), cal conèixer la radiància solar, per tal de poder calcular la reflectància, que és el quocient entre el flux energètic reflectit per una superfície i el flux energètic solar incident. El quocient fa que es perdin les unitats. Aquesta magnitud depèn de la natura de l'objecte, el que fa que sigui la magnitud de treball per caracteritzar les cobertes de la superfície terrestre.

En aquest càlcul hi intervenen paràmetres com la irradiància solar (exoatmosfèrica) per l'ample de banda corresponent al canal a calibrar, la distància Terra-Sol del dia de la imatge i l'angle d'elevació o zenital del sol a l'hora en que s'ha enregistrat la imatge. La següent fórmula (3.1) (Teillet, 1992) és la que es fa servir per calcular la reflectivitat en el supòsit d'un comportament lambertià de la superfície⁵.

$$\rho_i(\%) = \frac{\pi d_s^2 L_i}{E_{0i} \cos(\theta_s)} \quad (3.1)$$

On i és el canal del AVHRR, d_s és la distància Terra-Sol en unitats astronòmiques (vegeu figura 3.4), L_i és la radiància ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$), θ_s és l'angle solar zenital (en graus) i E_0 és la irradiància solar exoatmosfèrica (que pels canals del AVHRR pren els següents valors: $1605 \text{ W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ pel canal del visible i $1029 \text{ W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ pel canal de l'infraroig proper).

En la calibració dels canals 1 i 2 del AVHRR, el sensor no té cap dispositiu de calibració a bord, adoptant-se mètodes vicaris de calibració per transformar els DN a radiància o reflectància i per caracteritzar la degradació coneguda en el funcionament del sensor després del llançament (NOAA, 1979).

El grup de calibració de l'oficina de NOAA/NESDIS va realitzar un seguit de proves per tal de comprovar la vigència dels coeficients de calibració establerts abans del llançament de la plataforma, ja que s'havien detectat errors en aquests coeficients per l'any 1993 (Mitchell, 1996). D'aquests estudis se'n han derivat uns nous coeficients de calibració *post-launch* (posteriors al llançament), que han estat adaptats per la NOAA/NESDIS, aconsellant aquesta agència el seu ús en la calibració dels canals 1 i 2 de AVHRR/NOAA-14. Les proves i els nous coeficients es resumeixen a Rao i Chen (1995, 1996a, 1996b).

Formulació de la calibració *post-launch*

Les fórmules publicades per el NOAA *Polar Orbiter Data User's Guide* (1998) permeten el pas de DN a radiàncies o directament a reflectàncies. En aquest últim cas, però, el pas de radiància a reflectància no correspon a l'esmentat anteriorment (fórmula 3.1) ja que es té en compte l'excentricitat però no l'angle solar. Aquestes fórmules són les següents:

De DN a Radiància ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$) (Rao i Chen, 1996b) pels canals 1 i 2 de AVHRR:

⁴ El terme TOA fa referència a que el sensor rep una radiància que prové d'un element de superfície il·luminat pel Sol, però aquesta radiància pateix uns efectes en travessar l'atmosfera, bàsicament d'atenuació. Per tant, la radiància mesurada pel sensor és la corresponent a la TOA i no la de superfície. Les correccions atmosfèriques s'encarreguen més endavant d'obtenir la radiància o reflectància en superfície.

⁵ En el supòsit del comportament lambertià, el cosinus de l'angle solar zenital transforma la irradiància solar exoatmosfèrica (que teòricament es considera com la incident en la normal del blanc de superfície) a l'angle solar que hi ha en el moment d'enregistrar-se la imatge.

$$L_1 = (0,0000690d + 0,566)(C_{10}^1 - C_0) \quad (3.2 \text{ a})$$

$$L_2 = (0,0000435d + 0,440)(C_{10}^2 - C_0) \quad (3.2 \text{ b})$$

De DN a Reflectància (%) (Rao i Chen, 1996b) pels canals 1 i 2 de AVHRR:

$$\rho_1 = (0,0000232d + 0,109)(C_{10}^1 - C_0) \quad (3.3 \text{ a})$$

$$\rho_2 = (0,0000373d + 0,129)(C_{10}^2 - C_0) \quad (3.3 \text{ b})$$

on, d és el temps transcorregut en l'òrbita, expressada en dies després del llançament, essent el 30 de desembre de 1994 el dia zero; C_{10} és el senyal del AVHRR en DN en una escala 10-bit per als dos canals AVHRR i C_0 és el desplaçament, fixat a 41 en ambdós canals.

Així com Rao i Chen van fer els seus estudis en zones desertes, hi ha altres grups que han fet proves en zones de gel antàrtic. Thank i Coakley (2001) citen feines de Loeb (1997) i introdueixen millores a aquests estudis basats en gel (estableixen fórmules sense restricció d'angle zenital solar, eqs. 3.5a i b). També citen una comunicació personal de Rao i Chen on aquests donen coeficients actualitzats per zones de desert (3.4a i b), i posen de manifest que (3.3a i b) sobreestimen la degradació del sensor AVHRR/NOAA-14 (en la figura 3.5 es pot veure com hi ha una sobrestimació en les equacions (3.3 a) i (3.3 b) per la sèrie d'imatges AVHRR de l'any 2000 utilitzades en el present estudi).

Radiància (Rao i Chen, proves de 1996-1998, citades a Thank i Coakley (2001):

$$L_1 = (0,0000135d + 0,111)(C_{10}^1 - C_0) \quad (3.4 \text{ a})$$

$$L_2 = (0,0000133d + 0,134)(C_{10}^2 - C_0) \quad (3.4 \text{ b})$$

Reflectància (Thank i Coakley, 2001):

$$\rho_1 = (0,00001195d + 0,1146)(C_{10}^1 - C_0) \quad (3.5 \text{ a})$$

$$\rho_2 = (0,00005135d + 0,1432)(C_{10}^2 - C_0) \quad (3.5 \text{ b})$$

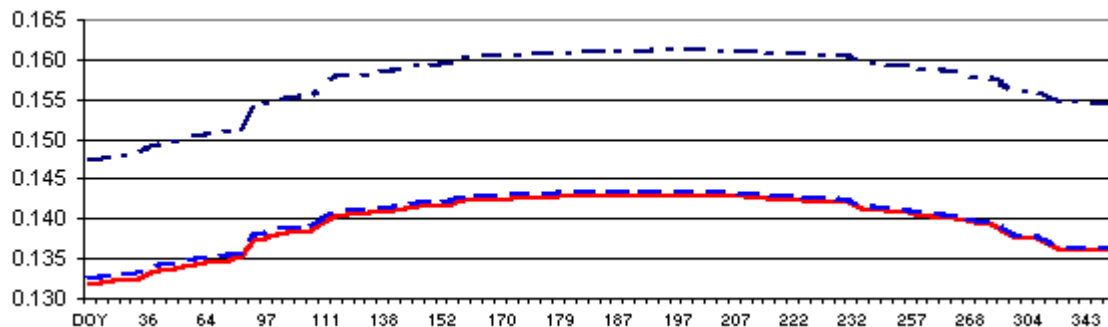


Figura 3.5. Relació entre tres de les estimacions de reflectància citades per la sèrie AVHRR/NOAA-14 de l'any 2000 (l'estimació està feta amb un valor constant de $C_{10}=141$). Rao i Chen (1996) línia puntejada, Rao i Chen (1998) línia discontinua i Thank i Coakley (2001) línia contínua.

Efectes de l'angle zenital solar

Les equacions de càlcul de reflectància (3.4 a i b) proposades per Rao i Chen (1998) tenen en compte els aspectes d'excentricitat solar, però a diferència de l'equació (3.1) no tenen en compte l'angle solar, i en el cas del sensor AVHRR aquest aspecte és important, ja que la mesura enregistrada pel AVHRR és sensible a la posició solar. Com es pot veure a la figura 3.6, les imatges usades tenen angles zenitals elevats (la passada és a la tarda i en els mesos d'hivern el Sol té elevacions baixes). La reflectivitat de la cobertura terrestre varia amb l'angle zenital d'observació, fet que es coneix com l'anisotropia de la reflectivitat (les superfícies naturals no són lambertianes). Quan el Sol es troba massa baix, les ombres creades pel relleu de la superfície es fan cada cop més importants i afecten les reflectàncies observades.

L'albedo és un dels paràmetres que es veu afectat per l'angle zenital solar i aquesta dependència és variable segons el tipus de cobertura terrestre. Aquest efecte ha estat estudiat en els models de transferència radiativa i es recomana que sigui incorporat en la correcció de les imatges que serviran per l'estimació de l'albedo (Grant *et al.*, 2000). L'expressió (3.1) té en compte l'angle solar a l'hora de fer el pas de radiàncies a reflectàncies, però és una fórmula molt general que de fet està considerant la superfície plana i no té en compte els efectes de les ombres. Aquests aspectes són els que s'estudien en el si de la BRDF.

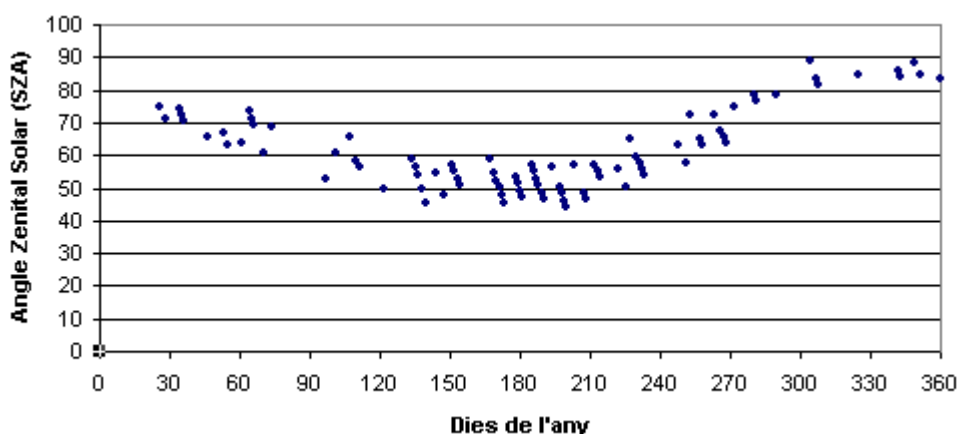


Figura 3.6. SZA per a la sèrie d'imatges AVHRR de l'any 2000.

3.2.2.2. Calibració radiomètrica dels canals tèrmics

La radiància mesurada pel sensor AVHRR en el tèrmic (bandes 3, 4 i 5) es calcula amb una funció lineal a partir dels DN a 10 bits (valors d'imatge de 0 a 1023). La conversió a temperatura de brillantor $T(E)$ de les radiàncies obtingudes es fa amb la inversió de l'equació de Planck segons el *NOAA Polar Orbiter Data User's Guide* (1998):

$$T(L) = \frac{C_2 \nu}{\ln\left(1 + \frac{C_1 \nu}{L}\right)} \quad (3.6)$$

on, T és la temperatura en Kelvin de la radiància L , ν és el valor central del número d'ona per cada canal (cm^{-1}), valors que es poden veure a la Taula 3.1 i C_1 i C_2 són constants.

Taula 3.1. Valors centrals del número d'ona per les bandes 3, 4 i 5 de AVHRR

Rang de Temperatura (K)	Ch. 3 (cm ⁻¹)	Ch. 4 (cm ⁻¹)	Ch. 5 (cm ⁻¹)
190-230	2638.652	928.2603	834.4496
230-270	2642.807	928.8284	834.8066
270-310	2645.899	929.3323	835.1647
290-330	2647.169	929.5878	835.374

D'aquest rang de valors centrals del número d'ona es fa servir el central (270-310) que cobreix el rang de temperatures que s'acostumen a donar a les nostres latituds al llarg de l'any. Les T(L) obtingudes de la calibració no tenen en compte les atenuacions atmosfèriques, que cal corregir posteriorment.

3.2.3. Correcció atmosfèrica dels canals del visible i l'infraroig proper del AVHRR

De la calibració aplicada a les imatges s'obtenen les reflectàncies al sostre de l'atmosfera (ρ_{TOA}). Per obtenir la reflectància de superfície, i així poder estimar l'albedo de la superfície terrestre, cal transformar la reflectància TOA obtinguda a reflectància de superfície, corregint l'atenuació que pateix el senyal en travessar l'atmosfera terrestre.

La idea bàsica de la correcció atmosfèrica és la d'obtenir informació sobre les característiques òptiques de l'atmosfera per tal d'aplicar-les en un esquema de correcció d'imatges satel·litàries. El major problema de les correccions rau en la dificultat d'obtenir aquestes dades, ja que actualment es disposa d'un ampli ventall d'algorismes per realitzar les correccions, però aquests requereixen dades atmosfèriques de qualitat per poder fer correccions acurades. La precisió en la correcció atmosfèrica ve determinada per dos factors: la precisió dels algorismes i els errors en les dades d'entrada d'aquests algorismes. L'ordre de magnitud dels errors absoluts es pot establir en un 10%, encara que la disponibilitat de dades de veritat terreny en dificulten l'estimació. En la última dècada s'ha investigat força en el camp dels algorismes de correcció, però molts cops la seva complexitat els fa poc pràctics, ja sigui pel seu cost computacional o per la manca de dades sobre l'estat de l'atmosfera, que sovint són puntuals en el temps i en l'espai. Aquest últim factor és el que més limita la precisió en les correccions atmosfèriques d'imatges, si més no la comprovació dels mètodes i últimament s'estan desenvolupant mètodes i nous sensors per tal de poder extreure aquestes dades atmosfèriques de sensors satel·litaris (Popp, 1995).

Hi ha tres fonts bàsiques per a obtenir les dades atmosfèriques:

- Informació climatològica: informació documentada de les característiques atmosfèriques i de les seves variacions estacionals, per a la regió específica de treball i l'estació de l'any en que s'han pres les imatges a corregir. Aquesta informació es fa servir bàsicament en el disseny d'algorismes i no es pot determinar per les condicions particulars de treball.
- Mesures en superfície: per exemple, l'espessor òptic dels aerosols es pot obtenir a través de fotòmetres solars, com els de la xarxa AERONET⁶. Es tracta de mesures locals, però sovint són les úniques disponibles.

⁶ AERONET (AErosol RObotic NETwork): xarxa mundial d'estacions que mesuren els aerosols atmosfèrics.

- Determinació a partir de dades de satèl·lit: molts dels sensors es dediquen a prendre mesures de les condicions atmosfèriques, com el NOAA-TOVS. Sovint, però, les dades que es necessiten de les condicions atmosfèriques no es mesuren directament i s'estimen a partir d'altres dades, amb les limitacions que això comporta. Per exemple, l'espessor òptic d'aerosols es pot estimar en relació als canvis de reflectivitat de la vegetació densa i fosca; on s'associa l'augment de reflectivitat a l'augment en l'espessor òptic d'aerosols (Kaufman i Sendra, 1988).

La reflectància TOA, derivada de la radiància mesurada pels sensors satel·litaris, es pot veure augmentada o disminuïda respecte de la reflectància de superfície en funció del tipus d'objecte observat, de la banda espectral, dels angles de visió i solars i de les característiques atmosfèriques. Els efectes de dispersió i absorció per part dels aerosols són part important en les correccions atmosfèriques, ja que l'absorció del senyal per part dels gasos atmosfèrics és mínima en els canals del AVHRR, els quals estan situats en zones de finestra atmosfèrica, on l'absorció és mínima (Kaufman i Sendra, 1988).

El senyal mesurat per un sensor satel·lital és una barreja del senyal directe que ve de la superfície i d'altres senyals indirectes, que són generats per l'atmosfera. Aquesta barreja es pot simplificar en cinc contribucions (vegeu figura 3.7).

- La radiància directa que ve de la superfície, generada per la reflexió de la irradiància solar incident.
- La radiància indirecta provenint de la superfície, generada per la reflexió de la llum difusa.
- La radiància directa generada per la dispersió simple del senyal que reben les partícules de l'atmosfera.
- La radiància indirecta generada per dispersió múltiple
- La radiància indirecta generada pels efectes d'adjacència.

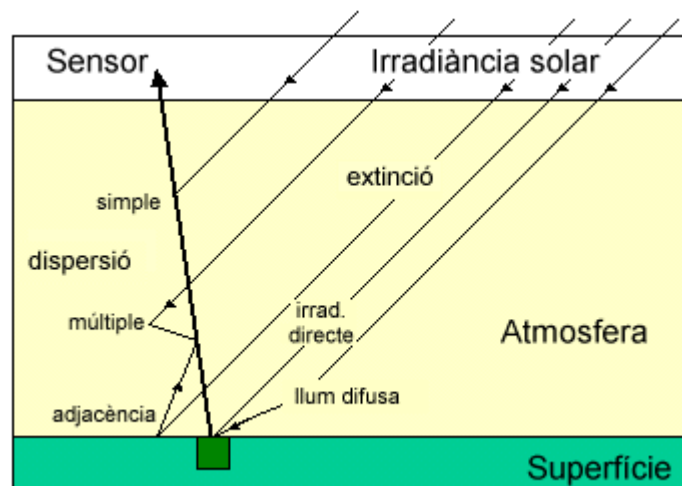


Figura 3.7. Interaccions de la irradiància solar amb la superfície i l'atmosfera terrestre.

Només els dos primers components (reflexió de l'irradiància i de la llum difusa) interactuen amb el píxel de superfície, mentre que els dos següents (dispersió simple i múltiple de les partícules de l'atmosfera) contenen informació de l'estat de l'atmosfera. L'últim dels components és el responsable dels efectes d'adjacència o *blurring*. Aquesta radiància difusa introdueix en el píxel informació dels píxels veïns i, per tant, en contaminen el senyal.

A part d'una atenuació en el senyal, un segon efecte de la dispersió atmosfèrica és el de *blurring* (aspecte borrós) també anomenat d'adjacència, que redueix el contrast entre els diferents objectes (píxels) en la imatge, ja que un determinat píxel inclou en el senyal radiació dispersada del píxel contigu.

La magnitud de l'efecte d'adjacència depèn del IFOV (*Instantaneous Field Of View*, camp instantani de visió del sensor). En el cas del AVHRR el IFOV és de 0,5 mrad, que es tradueix en una resolució al nadir de 1,1 x 1,1 km². Segons Tanré *et al.* (1992), el fet que el IFOV no sigui infinitesimal afecta la funció BRDF i pressuposa que hi haurà efectes d'adjacència en les imatges AVHRR, que no seran negligibles quan hi hagi un fort contrast entre píxels veïns. Per altra banda, l'efecte d'adjacència es tradueix en una pèrdua de resolució geomètrica (Rahman i Dedieu, 1994; Popp, 1995).

Resumint, la radiació que arriba al sensor es veu afectada per dos processos atmosfèrics que es donen en l'espectre solar, una absorció per part de gasos atmosfèrics, i una dispersió per part de les molècules i els aerosols. La correcció atmosfèrica de les imatges té per finalitat compensar l'atenuació (extinció) de la radiació que es produeix en el pas del senyal a través de l'atmosfera, degut als processos d'absorció i de dispersió.

3.2.3.1. Processos d'absorció

En l'espectre solar, els processos d'absorció són deguts als gasos atmosfèrics com ara el vapor d'aigua, el diòxid de carboni, l'oxigen, l'ozó. L'absorció deguda a l'oxigen i al diòxid de carboni és molt inferior a la de l'ozó i el vapor d'aigua i no s'acostuma a tenir en compte en les correccions per tal de simplificar els algorismes. Encara que els sensors satel·litaris cobreixen zones de l'espectre on aquests processos són mínims, les anomenades finestres atmosfèriques, en aquests rangs l'absorció no és menyspreable. Concretament, el canal del visible del AVHRR es veu afectat per processos d'absorció principalment deguts a l'ozó i en menor grau pel vapor d'aigua. El canal de l'infraroig es veu bàsicament afectat pel vapor d'aigua. La Taula 3.2 detalla els efectes dels gasos atmosfèrics en els dos canals del AVHRR.

L'ozó afecta bàsicament el canal del visible del AVHRR, sent la influència sobre el canal del NIR molt reduïda. Les concentracions d'ozó varien de 0,25 cm-atm en les regions tropicals fins a les 0,50 cm-atm en les regions subàrtiques a l'hivern. Les fluctuacions diàries d'ozó són baixes, i en estudis de variació multitemporal fetes amb l'índex de vegetació NDVI el no corregir el seu efecte no afectarà massa els resultats, sempre i quan es tingui en compte les variacions en la massa d'aire. A l'hora de calcular reflectàncies, el no tenir-lo en compte pot reduir les reflectàncies del canal 1 del AVHRR fins el 15% (Tanré *et al.*, 1992).

El vapor d'aigua afecta els dos canals del AVHRR. Les concentracions de vapor d'aigua varien dels 0,42 g cm⁻² de les regions subàrtiques a l'hivern, fins a concentracions de 4.12 g cm⁻² en les regions tropicals (Tanré *et al.*, 1992), i les variacions diàries poden ser importants en una mateixa àrea geogràfica, a diferència de l'ozó. Aquestes fluctuacions poden suposar canvis de fins el 10% en les funcions de transmissió, essent important de disposar de dades preses a la mateixa hora en que s'han enregistrat les imatges. La informació sobre el vapor d'aigua és una entrada important en els models de correcció atmosfèrica, i es recomana disposar de dades espacials perquè, els sensors de resolució mitjana com el

AVHRR, cobreixen grans extensions geogràfiques on s'hi poden donar concentracions de vapor d'aigua molt diferents.

Taula 3.2. Resum de les magnituds dels efectes atmosfèrics sobre els canals AVHRR 1, 2 i NDVI derivat dels mateixos (adaptada de Tanré *et al.*, 1992)

	Canal 1	Canal 2
Ozó	Reducció de reflectància en un 5-15%	Sense efectes
	Increment en NDVI fins a 0,03 en zones amb poca coberta vegetal	
Dispersió Rayleigh	Increment en la reflectància de 0,02 a 0,07	Increment en la reflectància de 0,005 a 0,025
	Reducció del NDVI fins a 0,10 en zones amb vegetació densa	
Aerosols	Increment en la reflectància de 0,02 a 0,08 per calitja i de 0,10-0,15 per terbolesa elevada	El mateix efecte que en canal 1
	Reducció del NDVI fins a 0,20 en zones amb vegetació densa	
Vapor d'aigua	Reducció de la reflectància en un rang de 0 a 5%	Reducció de la reflectància en un rang de 10 a 30%
	Reducció en NDVI de 0,01 a 0,10 en zones amb poca coberta vegetal	

3.2.3.2. Processos de dispersió (scattering)

La radiació que arriba al sensor pateix problemes de dispersió que es produeixen com a conseqüència de la interacció de la radiació amb els components gasosos i aerosols atmosfèrics. Qualsevol anisotropia del medi de propagació provoca una dispersió de la radiació electromagnètica, la qual té un paper important en la modificació de l'equació de transferència radiativa i es presenta en dues formes diferents, la dispersió Rayleigh y la dispersió Mie.

Dispersió Rayleigh

En l'atmosfera, les molècules dispersants es troben separades per distàncies molt majors a la seva dimensió i es troben subjectes a moviments aleatoris, produint una dispersió independent o incoherent. En teledetecció sovint es fa referència a aquesta dispersió amb el nom de dispersió Rayleigh, que és el nom de la teoria que s'usa en l'estudi de la dispersió molecular. Aquesta dispersió, produïda per partícules amb radis inferiors a $0,03 \lambda$ (i que per tant no inclou els aerosols), afecta més o menys per igual els canals 1 i 2 del AVHRR (vegeu detalls a la Taula 3.2.). Les contribucions de la dispersió Rayleigh al senyal poden ser fàcilment computables i corregides en els algorismes de correcció a partir de dades de la geometria Sol-satèl·lit (Tanré *et al.*, 1992).

Dispersió Mie (Aerosols)

La dispersió per partícules de qualsevol dimensió i forma es pot en principi resoldre amb la teoria de Mie, ara bé, la teoria és complexa i només s'hi fa referència perquè és la teoria que s'usa en els models de transferència radiativa per tal de modelar la dispersió produïda pels aerosols atmosfèrics.

Els orígens dels aerosols atmosfèrics són naturals (sal del mar, las partícules de pols del sòl, productes de l'oxidació de gasos biogènics, volcànics) i antropogènics (òxids de sulfur, carbó, etc.). El coneixement de la concentració (espacial i temporal) dels aerosols és molt limitat i incert, però sí és clar que els aerosols

modifiquen el senyal que enregistra el sensor satel·lital de dues maneres oposades (Fedosejevs *et al.*,2000):

- Augmenten el senyal, agregant un terme anomenat *reflexió atmosfèrica* que representa la quantitat de llum retrodispersada cap al sensor per part dels aerosols i els gasos moleculars; i
- Atenuen el senyal i dispersen la quantitat de llum que arriba a la superfície terrestre i que eventualment arriba al sensor.

Els codis de transferència radiativa atmosfèrica utilitzen la profunditat òptica dels aerosols per computar aquestes dues components. Una sobreestimació de la profunditat òptica dels aerosols donarà lloc a possibles reflexions superficials negatives per a cobertes fosques com poden ser els llacs d'aigua molt clara. Una subestimació de la profunditat òptica dels aerosols donarà lloc a reflexions superficials més brillants que les reflexions reals, igualment en cobertures fosques, com poden ser certs boscos.

Així doncs, els aerosols produeixen una extinció en el senyal, ja sigui per absorció o per dispersió, i cal mirar de corregir aquests efectes, encara que és força difícil, degut a les dificultats per caracteritzar els aerosols atmosfèrics. S'acostuma a diferenciar entre mètodes directes i indirectes de correcció.

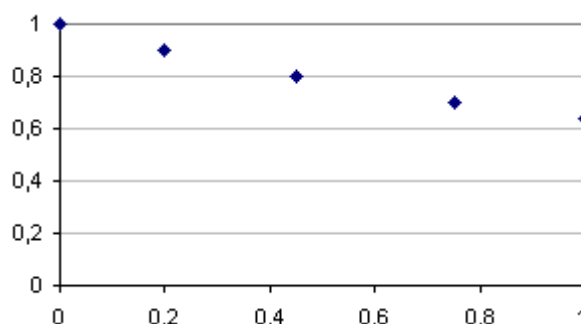


Figura 3.8. Variació de la transmissivitat en funció de l'espessor òptic d'aerosols per al canal visible del AVHRR (adaptat de Sobrino *et al.*, 2000).

La correcció directa es basa en obtenir el contingut d'aerosols a partir de la pròpia imatge o a través de dades externes, i amb aquestes fer una correcció mitjançant un model de transferència radiativa. La indirecta es basa en usar funcions definides en l'àmbit de la teledetecció, com per exemple el NDVI, per tal de minimitzar-ne els efectes.

3.2.3.3. Estimació indirecta d'aerosols amb dades AVHRR

L'estimació indirecta d'aerosols a partir de les mateixes imatges que es volen corregir fa anys que s'està investigant (Kaufman i Sendra, 1988; Tanré *et al.*, 1988; Rao *et al.*, 1989; Holben *et al.*, 1992). Bàsicament hi ha dos mètodes indirectes per tal d'estimar els aerosols a partir d'imatges AVHRR:

- DDV (*Dark Dense Vegetation*): El mètode es basa en el fet que en zones amb reflectivitats molt baixes, per sota del 10%, la radiància ascendent detectada pel sensor es deu bàsicament a l'efecte

atmosfèric. Aquest mètode va ser desenvolupat per Kaufman i Sendra (1988) sobre imatges LANDSAT, i posteriorment va ser adaptat per aplicar-lo a les imatges AVHRR.

- Reducció de contrast: es basa en l'efecte d'adjacència degut a la dispersió produïda pels aerosols. En zones on la cobertura terrestre es manté invariant al llarg de l'any, com en superfícies àrides o semiàrides, l'evolució temporal del contrast aparent es pot relacionar amb el contingut d'aerosols (Tanré *et al.*, 1988).

3.2.3.4. Estimació d'aerosols amb dades d'altres satèl·lits

La importància -recentment redescoberta- dels aerosols troposfèrics com a font important d'incertesa en els models de transferència radiativa i en la predicció del canvi climàtic ha fet ressorgir l'interès en la seva detecció remota (King *et al.*, 1999). En el passat la seva estimació es va basar en sensors sense calibrar que no van ser dissenyats per aquesta finalitat. L'any 1996, amb el llançament del satèl·lit ADEOS (*ADvanced Earth Observing Satellite*), amb els instruments POLDER (*POLarization and Directionality of Earth Reflectances*) (vegeu figura 3.9) i OCTS (*Ocean Color and Temperature Sensor*), es va entrar en una nova era pel que fa a la detecció remota dels aerosols troposfèrics. En un futur proper, amb l'ENVISAT-1 (*Environmental Satellite*), i l'ADEOS II, es disposarà d'una xarxa de sensors remots a nivell global que farà possible obtenir observacions quantitatives d'aerosols. Aquests nous sensors incorporen calibracions *on-board*, un millor disseny dels espectres mesurats i un millor sistema de calibracions vicàries. Juntament amb la xarxa AERONET, cal pensar en una millora substancial de les observacions. Per altra banda, la mesura simultània d'altres paràmetres com la presència de núvols, el vapor d'aigua atmosfèric, farà que millori la comprensió del sistema Terra-atmosfera. La futura disponibilitat de dades de diferents sensors, comportarà uns algorismes més elaborats que podran combinar les mesures angulars (MISR, POLDER) amb la informació d'una gamma espectral ampla (MODIS), distribució vertical (PICASSO-CENA *Pathfinder Instruments for Cloud and Aerosol Spaceborne Observations - Climatologie Etendue des Nuages et des Aerosols*), polarització (POLDER), i investigació precisa de núvols (MODIS, PICASSO-CENA) (King *et al.*, 1999).

Del sensor TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) també se'n deriven espessors atmosfèrics d'aerosols (vegeu figura 3.10). Es disposa de dades d'aquest sensor des de 1979 fins a 1993. Posteriorment, de 1996 fins a finals de l'any 2000, es torna a disposar de dades del TOMS, però ara embarcat a la plataforma EARTH PROBE. Torres *et al.* (1998, 2002) van desenvolupar un algorisme per tal d'estimar el AOT a 380 nm amb les dades de les dues versions del TOMS. Els resultats d'aquest algorisme són mitjanes mensuals, amb resolució espacial d'un grau pel conjunt del planeta, entre les latituds 70 Nord i 70 Sud.

3.2.4. Algorismes de correcció atmosfèrica

Una bona aproximació de l'equació de transferència radiativa comporta una alta càrrega computacional; i aquest fet condiciona els algorismes de correcció atmosfèrica. El codi 5S i el posterior 6S (Tarné *et al.*, 1990)⁷ es van crear per tal de simular i corregir els efectes atmosfèrics en les imatges de satèl·lit. El 5S i el 6S són un bon exemple d'una bona aproximació a l'equació de transferència radiativa, però, amb un

⁷ L'abreviació 5S ve de les 5 lletres S amb que comencen les paraules angleses 'Simulació del Senyal basat en els Satèl·lits en l'eSpectre Solar', i el seu successor recent, el 6S de Segona Simulació ...

cost computacional elevat. El mètode SMAC desenvolupat per Rahman i Dedieu (1994), és una simplificació del 5S, centrada en el problema del temps computacional, ja que és un programari ideat per poder corregir gran quantitat d'imatges en un temps computacional molt inferior al dels models de transferència radiativa clàssics com el 5S.

3.2.4.1. Algorismes 5S i 6S

En aquests algorismes de correcció atmosfèrica, les reflexions i transmissions es computen a través d'una aproximació lineal. La transmissió gasosa es computa a través de models que permeten el còmput de la transmissió dins de finestres espectrals relativament grans, de fins a 20 centímetres, convenients si el que es vol és simular l'absorció en els rangs de radiòmetres com el del AVHRR. De fet, el 5S (i per extensió el 6S) permet utilitzar directament finestres espectrals predefinides per als sensors més comuns dels últims deu anys (METEOSAT, AVHRR, LANDSAT-TM, etc.). Els instruments més nous tendeixen a cobrir rangs espectrals més estrets, el que en dificulta la representació de la resposta espectral representativa dins del model.

El 5S considera els blancs terrestres com a lambertians, i encara que un tractament adequat necessitaria incorporar la funció de distribució bidireccional de la reflexió (BRDF), de moment no s'ha incorporat ni al 5S ni al 6S per l'alt cost computacional que suposaria.

3.2.4.2. Algorisme SMAC

El SMAC (*Simplified Method for Atmospheric Correction*), desenvolupat per Rahman i Dedieu (1994), és un algorisme de temps de computació raonable dedicat a la correcció atmosfèrica de mesures satel·litàries en l'espectre solar. La tècnica es basa en un sistema únic d'equacions amb diversos coeficients que depenen del rang espectral enregistrat pel sensor. Les formulacions semiempíriques s'utilitzen per descriure les diverses interaccions (absorció, dispersió, etc.) de la radiació solar amb els components atmosfèrics. Els coeficients específics de cada sensor han estat determinats a partir d'una adaptació del codi 5S. El mètode ha estat dissenyat particularment per a la correcció de quantitats ingents de dades, d'adquisició periòdica, ja siguin polars o geoestacionàries, essent fins a cent vegades més ràpid en temps de processament que els models detallats de transferència radiativa com 5S.

3.2.4.3. El model de Koepke

Un model de correcció més simple és el proposat per Koepke (1989), que planteja una simplificació dels models de transferència radiativa per tal d'eliminar els efectes atmosfèrics en els canals 1 i 2 del AVHRR. El model proposa una relació lineal entre l'albedo TOA en condicions d'atmosfera neta (ρ_t) i l'albedo de superfície (ρ_s). La relació és diferent per als dos canals (i), ja que la influència atmosfèrica és diferent en ells, degut a la dependència espectral que té el comportament dels diferents components atmosfèrics.

$$\rho_t = a_i + b_i \rho_s \quad (3.7)$$

A partir de diferents models atmosfèrics, Koepke (1989) fa una estimació dels coeficients a i b per al conjunt d'angles solars zenitals i per a diferents condicions atmosfèriques que se simplifiquen a condicions de concentracions d'ozó, vapor d'aigua i aerosols.

La limitació del mètode és que els coeficients calculats estan limitats a valors concrets d'ozó, vapor d'aigua i aerosols, no podent-se extrapolar a altres valors. Malgrat tot, els resultats són interessants perquè mostren la relació exponencial entre els coeficients i els angles zenitals solars, posant-se de manifest que a mida que creix el SZA les variacions en els coeficients són cada vegada més importants. Així mateix, la variació en els angles depèn més del SZA que no pas de les condicions atmosfèriques, fent palesa la necessitat d'una correcció de les imatges en funció del SZA.

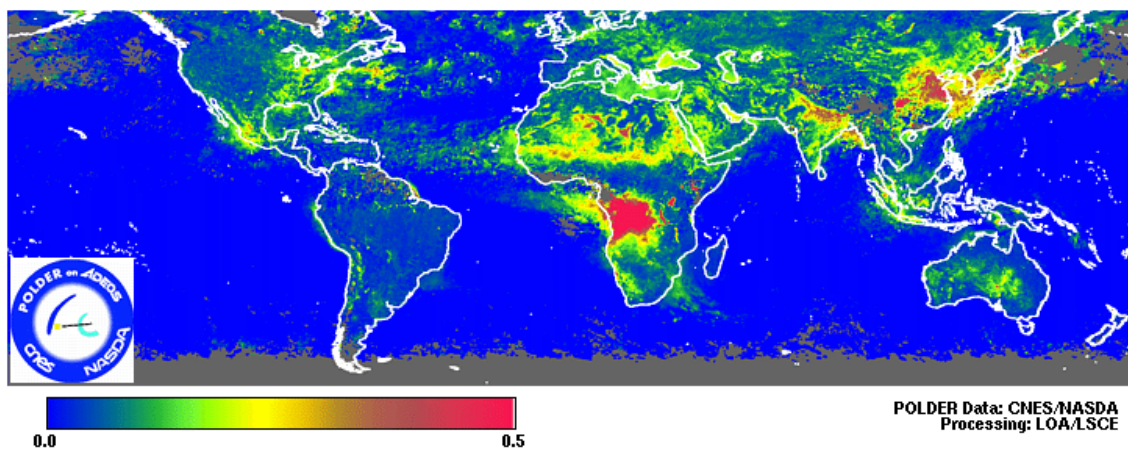


Figura 3.9. Índex d'aerosols derivat de les dades del POLDER, corresponent al mes de juny de 1997. Font: CNES/NASDA.

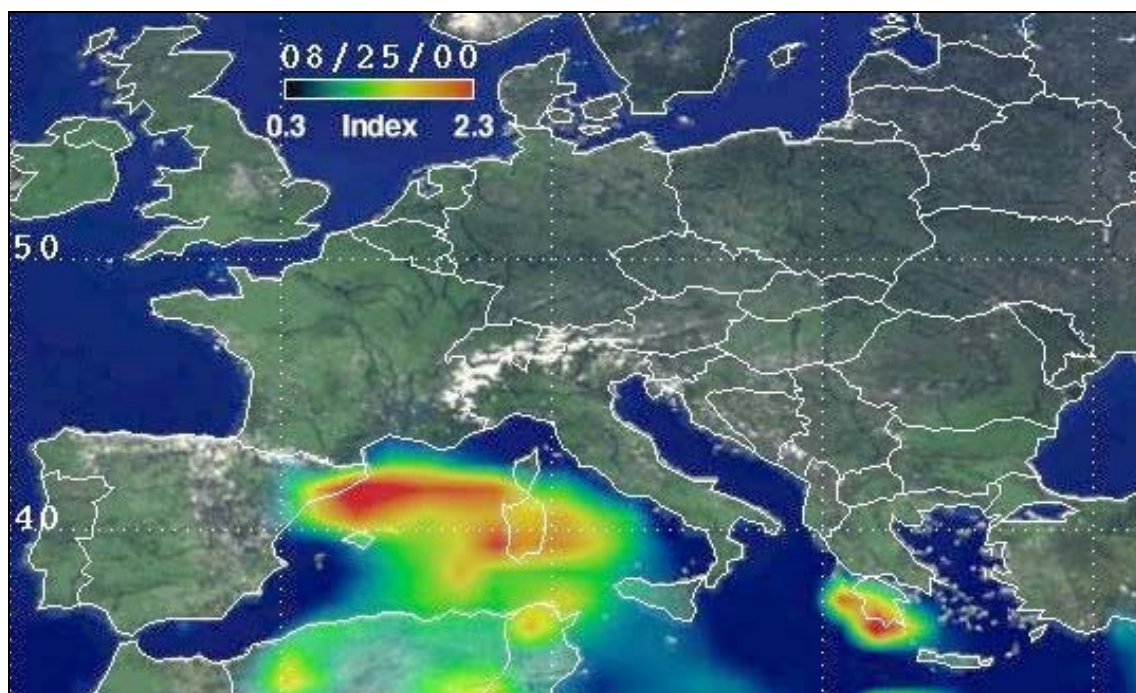


Figura 3.10. Índex d'aerosols derivat de les dades del TOMS. Font: EARTH PROVE TOMS, NASA.

3.2.5. Correcció atmosfèrica en el tèrmic, canals 4 i 5 del AVHRR

En l'interval espectral de l'infraroig tèrmic la component de dispersió de l'atmosfera generalment no es té en compte. Encara que els sensors tèrmics del AVHRR operen en zones de finestra atmosfèrica, la influència dels processos d'emissió i absorció de l'atmosfera no és desestimable i cal fer una correcció atmosfèrica dels canals tèrmics del AVHRR. L'absorció en aquest rang de l'espectre és deguda bàsicament al vapor d'aigua, el qual presenta una concentració força variable espacialment i temporal. Part de la radiància emesa és absorbida pel vapor d'aigua, representant una pèrdua en el senyal que arriba al sensor, dèficit que pot assolir els 10K en atmosferes tropicals (Sobrino *et al.*, 2000).

Com ja passava en l'espectre del visible i de l'infraroig, l'estudi de la transmissió de radiació electromagnètica en el tèrmic es basa en l'equació de transferència radiativa. La correcció d'aquests canals va estretament lligada a l'obtenció de la temperatura de la superfície terrestre (TST) i aquesta correcció s'explica en l'apartat on es discuteixen les diferents aproximacions al càlcul de la TST.

3.2.6. Eliminació de la contaminació de les imatges deguda als núvols

Abans de procedir a l'estimació dels paràmetres geofísics de superfície amb les imatges calibrades, remostrejades i corregides atmosfèricament, encara cal aplicar un últim processament: l'eliminació dels núvols presents a les imatges. Els components atmosfèrics tractats en la correcció atmosfèrica provoquen alteracions en el senyal que arriba al sensor, però aquest senyal segueix corresponent bàsicament a les característiques de la cobertura terrestre. En el cas dels núvols, l'efecte sobre el senyal enregistrat pel sensor és molt més acusat i en les zones on hi ha núvols el senyal deixa de tenir relació amb la cobertura terrestre, fent que el tractament d'aquest fenomen atmosfèric sigui molt diferent de la correcció atmosfèrica que es planteja en els apartats anteriors.

Cal fer una acurada detecció de píxels "contaminats" (totalment o parcial) amb efectes atmosfèrics no desitjats (núvols, boira, calitja, etc.). Les tècniques d'emascarament o filtrat de núvols tenen un extens ús en el tractament de les zones de mar per a eliminar contaminació en el càlcul de la temperatura de superfície del mar (Saunders i Kriebel, 1988; Derrien *et al.*, 1993). El filtrat dels núvols sobre terra és més complex, donada l'heterogeneïtat de la superfície, la sensibilitat de la cobertura als canvis, la presència de neu, i sobretot les ombres que fan els núvols sobre la superfície (Cihlar i Howarth, 1994).

Es poden diferenciar dues maneres de procedir molt diferents. En la primera es genera una màscara binària que separa en una imatge el senyal del terra del senyal dels núvols. En la segona es genera una imatge sintètica a partir d'imatges d'uns quants dies, integrant-se en la imatge resultant la informació lliure de núvols dels diversos dies.

3.2.6.1. Emmascarament de núvols

El filtrat de núvols acostuma a formar part del processat automatitzat de les imatges satel·litàries, i això ha fet que es desenvolupin bàsicament tècniques senzilles (llindars i operacions senzilles entre bandes) en front de mètodes estadístics o d'anàlisi textural més eficients, encara que més difícils d'automatitzar.

El cas més senzill d'emascament de núvols són les tècniques de llindar, que es basen en una sola imatge. Aquestes tècniques fan servir les característiques espectrals dels núvols, els quals presenten unes reflectivitats al visible i al NIR superiors a la de cobertures terrestres (exceptuant la neu) mentre que les seves temperatures acostumen a ser més fredes que les de la superfície terrestre. Cal establir un llindar de reflectància, o temperatura, i generar una màscara de la imatge amb aquest llindar. Sovint amb un sol canal no es poden separar correctament tots els tipus de núvols i llavors el que es fa és encadenar llindars de diversos canals. Per exemple, la tècnica proposada per Laine et al. (1999) es basa en les bandes 1 ($0,63\mu\text{m}$), 3 ($3,74\mu\text{m}$) i 4 ($10,8\mu\text{m}$) del AVHRR. El procés es divideix en 4 filtres seqüencials, on el resultat del primer filtre és l'entrada del segon, i així fins a la sortida final del quart filtre. El primer test separa els núvols en funció de la seva temperatura, triant-se una temperatura mínima de la superfície terrestre. El segon test consisteix en aplicar un llindar empíric en la diferència entre les temperatures aparents de les bandes 3 i 4. El tercer test es basa en l'alta reflectivitat dels núvols i la neu en el visible. Les zones amb reflectivitat superior al 15% passen al quart test, on es separen núvols i neu, amb el mateix procés que en el test 2 però amb un llindar diferent. A la figura 3.11 es representen els llindars dels diferents filtres proposats en aquest mètode.

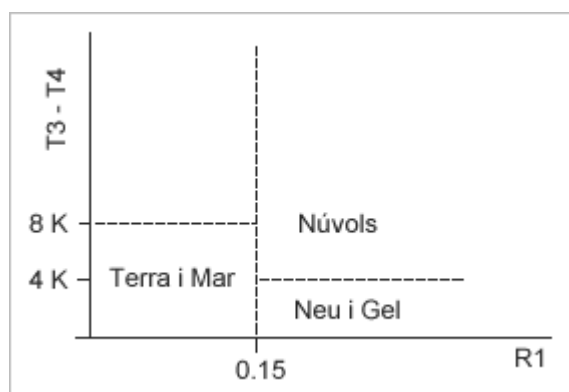


Figura 3.11. Llindars de Laine et al. (1999).

El procés de Laine *et al.* (1999) fa servir la reflectivitat del canal visible, i per tant no es pot aplicar a imatges nocturnes. La tècnica proposada per Derrien *et al.* (1993), també de filtres seqüencials, fa servir els canals 3, 4 i 5 i es pot aplicar tant a imatges diürnes com nocturnes.

Aquestes tècniques de llindar, però, no tenen en compte les ombres que projecten els núvols sobre la superfície terrestre, i la seva detecció i eliminació és rellevant ja que les zones ombrejades presenten reflectàncies molt menors a les normals (entre 30 i 40% menys) i afecten les estimacions dels paràmetres de superfície com l'albedo i el NDVI. Les ombres resulten de la projecció de l'estructura nuvolosa a la superfície, en la direcció de la radiació solar incident. Aquesta dependència de la posició solar ha portat a desenvolupar tècniques, com la desenvolupada per Simpson i Stitt (1998) que a part de les característiques òptiques de les ombres, s'ajuden de la geometria Sol-núvol-superfície per a millorar-ne el filtrat. Són però, tècniques complexes ja que cal tenir en compte molts factors, com l'alçada i extensió del núvol, els angles zenital i azimutal solars i la topografia per tal de determinar la llargada de l'ombra.

Per altra banda hi ha tècniques de filtrat que es basen en diverses imatges, on el sistema aprèn de les condicions que es donen en imatges anteriors per a filtrar millor imatges noves. En un píxel donat, net de núvols, tenim unes característiques de cobertura que es mantindran constants, dins d'un rang, durant els

següents dies. Aquesta característica s'utilitza per determinar si en els següents dies la variació del senyal és prou important com per determinar que el píxel està contaminat per núvols. Un exemple operatiu d'aquesta tècnica és la que s'aplica en l'estimació de l'irradiància a partir d'imatges METEOSAT. El mètode de Lefèvre *et al.* (2002) genera una imatge base lliure de núvols, amb la qual es fa després una màscara de núvols per diferència directa entre la imatge a filtrar i la imatge de base. El problema del mètode és la periodicitat de la sèrie d'imatges, que si no és prou gran pot ser que es tinguin canvis de cobertura deguts a la fenologia vegetal o a l'aparició de neu que siguin prou importants com perquè no passin el filtre del mètode i el píxel sigui considerat contaminat per núvols.

Una de les tècniques d'aquest grup, relativament nova, fa servir xarxes neuronals artificials (XNA). Les XNA fa relativament poc temps que es fan servir en teledetecció, però són tècniques molt flexibles i s'han començat a aplicar en el filtrat de núvols recentment (Walder i Maclaren, 2000). El mètode necessita un entrenament manual laboriós, però un cop aprèn a diferenciar les condicions d'atmosfera neta i núvols, es pot automatitzar fàcilment.

3.2.6.2. *Imatges composades*

Una altra manera d'eliminar els núvols de les imatges és a través de la composició d'imatges, tècnica que serveix per generar una imatge resum d'un conjunt d'imatges (per exemple de 30 dies) on s'eliminen tots el píxels contaminats per núvols. La imatge resultant de la composició s'anomena imatge sintètica, ja que no correspon a una situació real, sinó a una combinació de la informació lliure de núvols de diversos dies per a cada píxel. En integrar en una sola imatge la informació de diversos dies, s'assumeix que en aquest període la cobertura resta invariant. Es sol considerar 10 dies com a temps màxim on els canvis fenològics en la vegetació són inapreciables (Roujean *et al.*, 1992).

Chilar *et al.* (1994a) fan una revisió dels mètodes de composició d'imatges per a AVHRR. En aquests mètodes l'eliminació de núvols es fa triant píxels no contaminats amb núvols a través de diversos criteris de selecció. Aquests mètodes es poden classificar segons el número d'imatges que fan servir.

Composició a partir d'una única imatge

- **Màxim NDVI (MAN):** aquest és el mètode més usat, i consisteix en que per a cada píxel es selecciona el valor de NDVI màxim d'entre el conjunt d'imatges a compondre. Els núvols presenten un NDVI mínim i sempre queden descartats. Aquest mètode tendeix a seleccionar bàsicament píxels d'una única imatge (d'un mateix dia) i a sobreestimar la composada respecte de la mitjana si no hi haguessin núvols. És força robust al llarg de l'any, encara que és relativament sensible al SZA (Chilar i Howarth, 1994).
- **Màxima diferència (Canal 2-Canal 1) (MAD):** selecciona per a la composada, píxel a píxel, el valor de la imatge on aquesta diferència entre els canals 2 i 1 és màxima. Aquesta diferència és també teòricament mínima quan hi ha núvols. Presenta sovint problemes de *speckle* (alta variabilitat espacial entre píxels veïns).
- **Temperatura aparent màxima (MAT):** es basa en que tots els núvols tenen teòricament una temperatura inferior a la de la superfície, i selecciona per a la composada el valor amb una temperatura màxima dins del conjunt de les imatges a compondre. Aquest sembla el millor mètode,

encara que presenta problemes quan hi ha ombres generades per la topografia i la baixa elevació solar (inicis i finals d'any).

Composició a partir de dues imatges

- **Max. NDVI + Max. TAP:** combina dos dels procediments anteriorment descrits, usant la màxima temperatura aparent quan el NDVI és igual en vàries de les imatges a compondre.
- **Max. NDVI + Angle Mínim:** combina el NDVI màxim amb la selecció del píxel que presenta un angle més petit entre la posició del sensor i el zenit. S'ha comprovat que el Max NDVI acostuma a triar píxels propers al nadir, essent el segon criteri redundant.

D'altra banda hi ha altres procediments de composició més complexa, com l'usat en el CECANT (*Cloud Elimination from Composites using Albedo and NDVI Trend*) (Cihlar, 1996), un procediment automàtic de tractament d'imatges AVHRR usat al CCRS. Aquest procediment es basa en l'alta sensibilitat del NDVI a la presència de núvols, d'aerosols i de neu. Es fan servir tres característiques de la tendència superficial anual de la reflectivitat: l'alt contrast entre el canal visible del AVHRR; el valor mitjà de NDVI i la tendència de variació gradual del NDVI al llarg del cicle fenològic anual. El CECANT parteix de les següents assumpcions:

- Donat un píxel, almenys en una de les imatges que participen en la composició no està contaminat.
- El primer pic de l'histograma del canal 1 del AVHRR conté els píxels no contaminats (cel clar i sense presència de neu o gel en superfície).
- Els valors de NDVI per un píxel donat augmenten gradualment des del principi de l'estació de creixement fins a assolir un màxim estacional.

El procediment fa servir llinars per identificar píxels (x, y, t) parcialment contaminats, on x, y són les coordenades del píxel i t és el període de composició, tals com:

- La reflectivitat màxima del canal 1 per a un píxel de cel clar i lliure de neu o gel en el conjunt de dades.
- La desviació acceptable màxima del valor de NDVI mesurat per sota del NDVI estimat.
- La desviació acceptable màxima del valor de NDVI mesurat per sobre del NDVI estimat.

La desviació acceptable màxima per sobre i per sota dels valors estimats es calculen amb el model FASIR de Sellers *et al.* (1994), que aproxima la corba estacional de NDVI amb una transformada de Fourier de tercer ordre.

Avantatges i inconvenients de la composició

La majoria d'algorismes operacionals en la preparació d'imatges AVHRR no apliquen un filtrat de núvols, ja que queden teòricament eliminats en els processos de composició. La composició aconsegueix eliminar el problema de núvols massa primers o altes concentracions d'aerosols que no es detecten en els mètodes de filtrat de núvols. Ara bé, per altra banda, els mètodes de composició tenen associats altres problemes, estudiats en diferents estudis:

- Els mètodes de composició estudiats per Chilar *et al.* (1994, 1999b) generen una sèrie d'artefactes en els resultats (*speckle*, discontinuïtats artificials, etc.) que van fer concloure als autors que cap mètode dels estudiats aconseguia resultats prou satisfactoris.
- Els efectes que provoquen la geometria Sol-superfície-sensor en el moment de l'adquisició d'una imatge i estudiats en la composició d'imatges de NDVI per varis autors (citats en Burgess i Pairman, 1997), fan aconsellable calcular aquestes imatges de composició a través de la mitjana, més que no pas amb el mètode usat correntment del MAN. Fer ús de la mitjana per a la composició implica un filtrat previ de núvols.
- Un altre aspecte que pot distorsionar les imatges de composició són els píxels que s'allunyen molt del nadir. Roujean *et al.* (1992) aconsellen limitar, en càlculs amb MAN, l'àrea d'imatge que es pot fer servir a un màxim d'angle de visió de 60° respecte del nadir. Això incorpora un nou factor de limitació a l'hora de crear imatges composades, exclouent informació, que s'afegeix als píxels desestimats per contaminació per núvols.

3.2.6.3. Detecció de contaminació residual i reconstrucció de sèries temporals

A la pràctica, els procediments de composició que implícitament eliminen els núvols són interessants en quant a l'estalvi computacional, però presenten el problema de que per un píxel donat, es pot presentar el cas de que no hi hagi cap valor acceptable en tota la sèrie d'imatges a composar. En aquest cas el valor agafat per a la composada pot presentar una contaminació residual per la presència de núvols que caldria corregir. Per exemple, en sensors de resolucions mitjanes, com el AVHRR, es pot tenir contaminació per núvols en àrees inferiors a les dimensions del píxel, contaminació que a la pràctica és difícil detectar. La indicació d'aquesta contaminació es pot obtenir del context espacial o temporal dels píxels individuals.

Aquesta component temporal, dins de les sèries d'imatges composades, permet de comparar el valor d'un píxel amb el valor que té el mateix píxel en les imatges anterior i posterior de la sèrie. En aquest context es defineixen els mètodes de reconstrucció de sèries temporals, que s'ajuden de la informació continguda en una sèrie d'imatges per corregir problemes de contaminació residual en alguna de les imatges de la sèrie.

Hi ha diversos apropaments pràctics al problema de la contaminació residual, alguns dels quals es descriuen a continuació.

Corbes monòtones de NDVI

L'índex NDVI, en descriure el contrast entre les zones de l'espectre de l'infraroig i el vermell, només pot decreixer com a conseqüència d'una atenuació atmosfèrica (Chilar i Howarth, 1994). Aquesta característica fa molt interessant aquest índex de cara a l'eliminació dels efectes atmosfèrics, i de fet el mètode de composició de màxim NDVI (MAN) es basa en aquesta propietat. Per altra banda, aquesta característica es fa servir en la correcció estacional. Assumint que la vegetació presenta un cicle anual, amb una creixuda continua de la massa verda (i per tant del NDVI) fins a un màxim estacional, seguit d'una davallada continuada fins a un mínim estacional, i assumint que el NDVI real sempre serà igual o superior al mesurat; es pot establir una corba d'evolució amb la que corregir els valors que es trobin per sota dels de la corba d'evolució (Chilar i Howarth, 1994). Les assumpcions del mètode però, encara que vàlides per al Canadà, d'on prové la tècnica, no són tant clares per a les regions mediterrànies.

BISE

Un exemple d'algorisme per l'eliminació de contaminació residual en les imatges composades és el BISE (*Best Index Slope Extraction Algorithm*) (Viovy *et al.*, 1992). L'algorisme parteix de la base de que els núvols i les condicions atmosfèriques amb altes concentracions d'aerosols generen una disminució del valor de NDVI. El NDVI segueix una evolució gradual, segons la fenologia de la vegetació, ja sigui augmentant fins al màxim vegetatiu o disminuint després d'aquest, i els valors que no segueixen aquesta corba d'evolució gradual són considerats soroll. L'algorisme adequa llavors el valor segons la corba d'evolució del NDVI.

Curve fitting

Una segona tècnica de correcció de sèries temporals, més elaborada i més flexible que l'anterior, es basa en la periodicitat dels cicles fenològics de la vegetació terrestre, mesurada a través del NDVI. La tècnica assigna una corba d'ajust als diferents tipus de cobertura, per després assignar als píxels sense valor o amb valors que són clarament erronis (contaminats per núvols) el valor que li correspondria segons la corba d'ajust.

L'algorisme HANTS (*Harmonic Analysis of Time Series*), és un exemple de *curve fitting* (Roerink *et al.*, 2000). El mètode fa servir una anàlisi de Fourier per tal d'establir les freqüències més significatives en una sèrie temporal. Després, amb una tècnica d'ajust de corbes harmòniques (funcions de sinus i cosinus), determina una amplitud i una fase de la funció harmònica per a cada una de les freqüències. Aquestes corbes es fan servir per reassignar valors als píxels amb valors que clarament se surten de l'evolució temporal normal o per calcular el valor teòric de píxels que no tenen valor.

Mètodes estadístics de reconstrucció de sèries

Per altra banda hi ha mètodes de reconstrucció de sèries estadístics, com el proposat per Lee i Crawford (1991) o de filtres espacials, com el proposat per Reichenbach *et al.* (1995). El primer mètode de reconstrucció, desenvolupat per l'anàlisi de sèries temporals, tracta de reconstruir la intensitat original d'un píxel, sense senyal o contaminat, a partir de tècniques de mínims quadrats i de probabilitat Bayesiana amb informació del píxel de períodes anteriors. El segon apropament al problema tracta de resoldre'l amb nuclis petits de convolució, i amb la finalitat de corregir problemes d'adjacència, soroll i altres degradacions de la imatge. Així mateix el mètode permet reconstruir zones de la imatge que no tenen informació.

3.2.6.4. Seqüències animades de sèries temporals

La visualització animada de sèries temporals d'imatges de teledetecció permet extreure una informació de les sèries temporals que difícilment es pot obtenir amb altres mètodes. Encara que aquesta informació sigui qualitativa, acostuma a ser útil a l'hora d'estudiar i validar hipòtesis de treball en l'estudi dels fenòmens dinàmics. Cal tenir present l'atractiu visual de les animacions, ja que serveix per presentar els atractius de la teledetecció a l'audiència en general (Meisner *et al.*, 1999).

Les tècniques de reconstrucció i correcció de sèries temporals són necessàries per obtenir bones animacions. Cal que els errors o buits de les imatges no emmascarin els canvis fenològics o d'altre tipus que pretenen mostrar les animacions. Meisner *et al.*, (1999) fan un repàs de les "tècniques d'omplir

forats” o reconstrucció d’imatges enfocades a l’animació usades pel DFD, així com del procés de creació d’imatges animades.

Els petits forats, en dades poc susceptibles de patir canvis significatius en l’espai geogràfic, com les dades de temperatura del mar, es resolen amb filtres selectius de mitjana. Quan aquests forats són massa grans (> 30 píxels) la interpolació espacial a partir de la sola imatge no és suficient, i cal recórrer a la interpolació lineal amb les dades de la sèrie temporal per cada píxel en concret. En determinats tipus de soroll es pot fer necessària una interpolació polinòmica, i sovint per millorar els resultats es combinen les tècniques, com per exemple passant filtres de suavització (*smoothing*) després de les interpolacions.

Quan la variabilitat de les dades és alta, la interpolació pot deixar de ser efectiva. Per exemple, les mesures d’ozó antàrtic del GOME són altament variables en l’espai i en el temps, no presenten una distribució homogènia. En aquest cas, al DFD s’utilitzen filtres harmònics. Com ja passava en el cas del NDVI (Roerink *et al.*, 2000) el comportament de l’ozó antàrtic està relacionat amb les forces de Coriolis, i aquestes presenten unes variacions en “onades” que es poden modelar amb funcions sinusoidals o cosinusoidals (filtres harmònics).

3.3. Paràmetres de superfície

Els paràmetres físics de superfície que s’han considerat en aquest treball són els que requereix el model de mesoescala MM5, el qual el va fer servir el Grup de Modelització Ambiental de la UPC dins del projecte IMMFACTE. La figura 3.12 recull aquests paràmetres, juntament amb els productes intermedis necessaris per a la seva estimació.

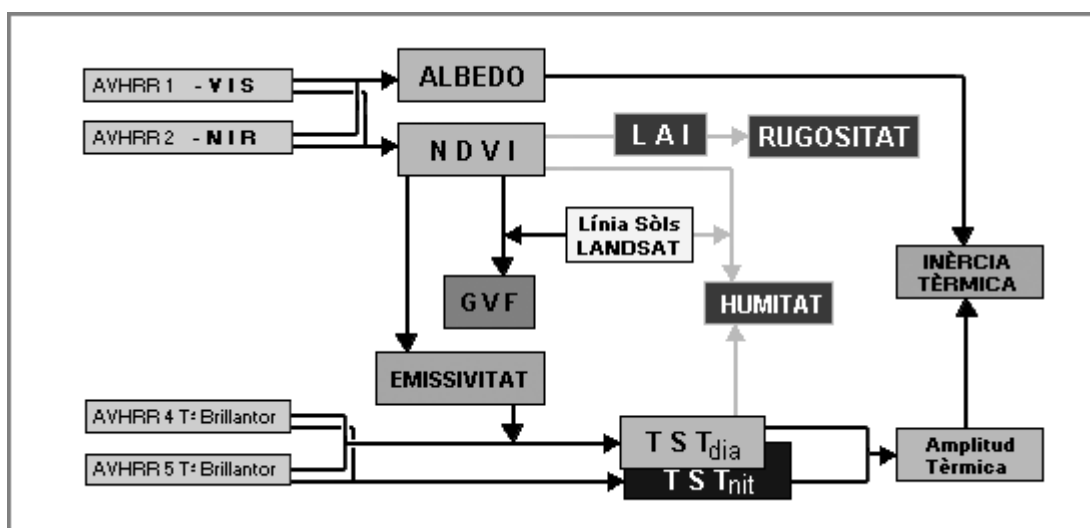


Figura 3.12. Esquema de càlcul dels paràmetres geofísics de superfície a partir de les bandes AVHRR

De manera efectiva, amb les imatges AVHRR es poden estimar l’albedo, l’emissivitat i la inèrcia tèrmica. En canvi la rugositat i la humitat del sòl no es poden estimar directament a partir de les dades del AVHRR, ja que requereixen dades addicionals de les que no es va disposar i, per tant, no es van calcular en aquest treball, si bé es comenta mínimament la metodologia per obtenir-les. Per la humitat, hi ha tècniques per obtenir-la a partir de la combinació de NDVI i de la temperatura del sòl; essent necessàries mesures de camp. Per la rugositat calen dades de LAI (*Leaf Area Index*, superfície d’àrea foliar), que es

poden estimar amb el NDVI, i dades d'alçada de la coberta vegetal del sòl, de les quals no es va disposar. El GVF (*Green Vegetation Fraction*, o fracció de vegetació verda) és un producte que fa servir un dels mòduls secundaris del MM5 i és similar al NDVI encara que per a la seva estimació es requereix la línia de sols, que es pot obtenir a partir de dades LANDSAT. També es fa una breu descripció de la metodologia per a la seva estimació.

3.3.1. Albedo

L'albedo (α) representa el valor mitjà de reflectància en superfície de la radiació solar incident, per al conjunt de l'espectre solar, que comprèn el rang que va dels 0,3 als 3 μm (i fins als 4 μm segons alguns autors). L'albedo és el total de la reflectància d'una superfície integrat per a tots els angles de l'hemisfera que cobreix aquest punt del terreny, i per al conjunt de l'espectre solar. Això fa que no sigui un paràmetre directament mesurable des d'un sensor remot, ja que aquest mesura una reflectància direccional, però això no treu que se'n pugui fer estimacions.

En la revisió bibliogràfica (Liang *et al.*, 1999; Li i Garand, 1994; Sobrino *et al.*, 2000) es van trobar diferents variants pel que fa a la definició de l'albedo:

- **Albedo inherent:** és el ratio entre la irradiància reflectida i la irradiància incident per un angle solar zenital donat, independentment de les condicions atmosfèriques.
- **Albedo aparent:** albedo mesurat en presència d'una atmosfera. L'aparent equival a l'inherent en una situació de buit atmosfèric.
- **Black-Sky albedo:** albedo inherent de superfície per qualsevol angle zenital, tenint en compte la funció de distribució bidireccional (*BRDF*).
- **White-sky albedo:** és l'albedo en condicions de cel cobert amb una capa densa i uniforme de núvols, condicions en les quals l'energia lumínica incident prové uniformement de totes les direccions.
- **Albedo TOA (*Top of Atmosphere*):** albedo que conté informació de la reflectància de superfície així com de les condicions òptiques de l'atmosfera.

El que es vol estimar amb les imatges AVHRR és l'albedo inherent, i si es pot aplicar una correcció segons la *BRDF* es pot obtenir el *Black-sky albedo*.

L'albedo de la superfície té una important influència en el clima planetari, ja que ens indica l'energia solar absorbida per la superfície. Les modificacions en aquestes absorcions d'energia per canvis en l'albedo acaben repercutint en el clima (Li i Garand, 1994). És un paràmetre necessari per als models de transferència radiativa, per als models climàtics, per als models numèrics de predicció del temps (NWPM, *Numerical Weather Prediction Models*) i per als models de circulació global (GCM, *Global Circulation Models*). En els NWP l'albedo és necessari per la influència que té la radiació d'ona curta en la temperatura de la superfície. De manera similar, en els GCM, mapes de cobertura d'albedo de superfície són necessaris en l'estudi particular de la radiació d'ona curta de la capa més superficial de l'atmosfera en els models globals de circulació. L'estreta relació entre l'albedo i les característiques de superfície també fan que sigui un paràmetre interessant per l'estudi de canvis de cobertura, relacionats amb l'activitat antropogènica o el canvi climàtic (Grant *et al.*, 2000). La Taula 3.3 presenta els valors d'albedo de diverses cobertures.

Taula 3.3. Albedos de diverses superfícies

Superfície	Albedo (%)
Aigua	5-10
Sorra (desert)	25-30
Neu fresca	80-90
Neu vella (bruta)	45-70
Gel	30-40
Superfícies urbanes	25-30
Cultius, Fruïters, Vinya	15-20
Boscós	10-15

A més a més, l'albedo és una de les majors incerteses radiatives en la modelització climàtica actual, i degut a la dificultat en la seva determinació, la majoria de GCM assumeixen que l'albedo és igual a la reflectància en el nadir de les diferents cobertures terrestres (Ranson *et al.*, 1991; Grant *et al.*, 2000). L'ús d'aquests albedos bibliogràfics, on s'assigna un valor d'albedo a una classe d'ús del sòl o de cobertura terrestre, en molts casos comporten errors del 5 al 15% (Liang *et al.*, 1999). Per exemple el model de mesoescala de predicció meteorològica del *MetOffice* (Gran Bretanya), considera que l'albedo per al conjunt de les Illes britàniques és del 18%, sense tenir en compte les variacions espacials o temporals que té l'albedo (Saunders, 1990).

L'assignació d'un únic valor anual d'albedo sembla clarament insuficient. En els GCM i en els models climàtics, s'acostumen a introduir valors de mitjana mensuals d'albedo, fins i tot diaris, ja que són necessaris per a la validació dels models (Grant *et al.*, 2000).

3.3.1.1. Estimació de l'albedo inherent de superfície amb dades AVHRR

L'albedo superficial que es calcula per aplicacions meteorològiques o climàtiques es refereix com a "albedo de banda ampla" (*Broad-band albedo*), terme que fa referència al valor pel conjunt de l'espectre solar (Brest i Goward, 1987).

Diferents factors compliquen la determinació de l'albedo superficial a la pràctica. Les finestres espectrals disponibles usades pels sensors satel·litaris representen només una fracció de l'espectre solar d'ona curta. Per tant, l'albedo de banda ampla ha de ser estimat a partir dels canals del sensor disponibles en l'espectre solar, els quals només cobreixen el 25% de l'espectre solar.

La reflectància mesurada pels canals de sensors com el NOAA-AVHRR correspon a zones concretes de l'espectre i no al seu conjunt, però pot servir per a l'estimació de l'albedo de banda ampla de les àrees de treball dels models climàtics o meteorològics, ja que el sensor té prou resolució, cobreix àrees prou extenses i té suficient repetició temporal. A nivell global, les dades satel·litàries són l'únic mitjà pràctic per a l'estimació global d'albedo (Grant *et al.*, 2000). Serà útil, però, sempre i quan es disposi d'un mètode per convertir les mesures de banda estreta al conjunt de l'espectre solar (*narrowband-to-broadband conversion*, NTB) i sempre i quan els efectes bidireccionals de la reflectància siguin tractats adequadament (Song i Gao, 1999).

Diferents autors que han fet estimacions de l'albedo inherent (α) a través d'imatges del sensor NOAA-AVHRR han proposant una metodologia per a la NTB. L'equació més estesa és la que calcula l'albedo amb una conversió de banda estreta a banda ampla a través d'una combinació lineal dels albedos individuals del visible (canal 1) i de l'infraroig proper (canal 2), a la que en alguns casos s'hi afegeix un valor constant.

$$\alpha = \lambda + \beta_1 \rho_1 + \beta_2 \rho_2 \quad (3.8)$$

on ρ_1 i ρ_2 corresponen a les reflectàncies observades en el visible i en l'infraroig proper, respectivament; i λ , β_1 , i β_2 són coeficients empírics.

En l'estimació dels coeficients λ , β_1 , i β_2 es tenen en compte diferents factors atmosfèrics que afecten a la dispersió de la radiància, com són el vapor d'aigua, els gasos atmosfèrics, els aerosols, etc. Aquests factors s'estimen a partir de models de transmitància atmosfèrica. La taula 3.4. resumeix els coeficients calculats en diversos estudis.

És interessant veure que els pesos assignats a les dues bandes del visible (β_1) i de l'infraroig (β_2) de AVHRR són molt variables segons els autors, segurament degut a les diferents regions (Espanya, Gran Bretanya, Tasmània, etc.) i condicions atmosfèriques dels estudis. Així, Potdar i Narayana (1993) gairebé no tenen en compte la banda 2 en el càlcul, Saunders (1990) les considera en la mateixa proporció; Brest i Goward (1987) gairebé iguals i He *et al.*(1987); Wydick *et al.* (1987) i Russell *et al.* (1997), donen un major pes a la banda 2.

Taula 3.4. Coeficients pel càlcul de l'albedo segons diversos autors

Autors	β_1	β_2	λ
Brest i Goward (1987) Vegetació	0,526	0,418	0
Brest i Goward (1987) Sòl	0,526	0,474	0
He <i>et al.</i> (1987)	0,332	0,678	0
Wydick <i>et al.</i> (1987)	0,360	0,730	-0,700
Saunders (1990)	0,500	0,500	0
Potdar i Narayama (1993)	0,798	0,188	0,051
Valiente <i>et al.</i> (1995)	0,545	0,320	0,035
Russell <i>et al.</i> (1997)	0,441	0,670	0,044

Russel *et al.* (1997) conclouen en el seu estudi que l'assumpció lambertiana deriva en coeficients força erronis, i que per exemple en superfícies amb alta densitat de vegetació es poden donar errors de fins al 35% en l'estimació de l'albedo hemisfèric. També apunten que la reflectància hemisfèrica en el nadir augmenta al disminuir l'angle zenital solar, i encara que alguns autors (per exemple Syren, 1994) proposen una calibració lineal de l'albedo en funció del SZA, aquesta no corregeix els aspectes d'ombres deguts a la interacció de la llum amb la rugositat de la coberta forestal. Finalment, Russel *et al.* (1997) destaquen que la influència del SZA i de l'angle de visió en la radiància rebuda és força diferent pel visible i l'infraroig proper, desaconsellant la utilització de la fórmula de Saunders (1990) que atorga el mateix pes als dos canals.

Song i Gao (1999) intenten solucionar aquest problema de la contribució de la vegetació proposant un mètode on els coeficients λ , β_1 , i β_2 depenen del NDVI. Parteixen de la constatació que la vegetació té unes característiques òptiques molt diferents en les bandes del visible i de l'infraroig proper. Així, les conversions NTB no serien estables en variar la presència de vegetació, ja que aquesta té una influència més alta en aquestes dues bandes (visible i infraroig proper) que en altres parts de l'espectre solar.

L'estudi de Song i Gao (1999) parteix de les següents hipòtesis: 1) el coeficient NTB per al canal 1 de AVHRR creix en augmentar la presència de vegetació degut a que les fulles verdes tendeixen a tenir una absorció més alta (menor reflexió) en aquesta banda i; 2) el coeficient NTB per al canal 2 del AVHRR decreix en augmentar la presència de vegetació degut a que les fulles verdes tendeixen a tenir una major reflexió en aquesta banda (aquesta hipòtesi l'han tingut en compte Brest i Goward (1987), que són els únics que proposen alguna variació en el coeficient del NIR al variar la presència de vegetació). A partir de dades del AVHRR i de dades de camp arriben a un model empíric on els coeficients NTB depenen del valor de NDVI. De l'estudi es desprèn que la millora més significativa del mètode és la millora de l'estimació de l'albedo en les zones amb vegetació i baix albedo. Els coeficients β_1 i β_2 obtinguts són els següents (λ es considera zero):

$$\beta_1 = 0,494(NDVI)^2 - 0,329NDVI + 0,372 \quad (3.9)$$

$$\beta_2 = -1,439(NDVI)^2 + 1,209NDVI + 0,587 \quad (3.10)$$

A la figura 3.13 es representa l'evolució d'aquestes corbes en el rang positiu del NDVI.

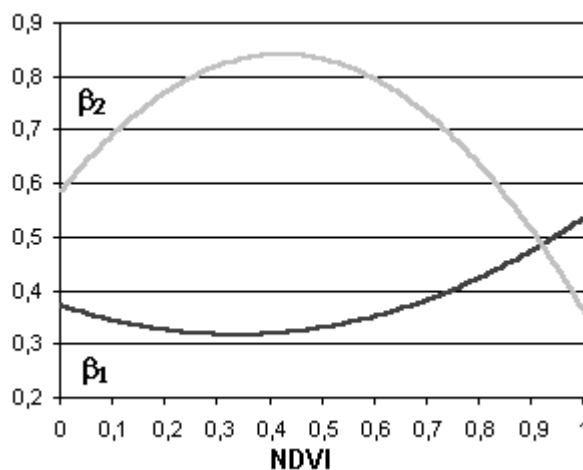


Figura 3.13. Funcions d'estimació de β_1 i β_2 segons Song i Gao (1999).

3.3.2. NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)

Els índexs de vegetació (vegetació fotosintèticament activa) són un tipus de transformada dels canals originals que busquen descriure l'estat de la vegetació a partir de la reducció a un sol canal de conjunt de canals originals d'un sensor. Encara que aquest índex no s'usa directament en la parametrització de la superfície en el model numèric MM5, és un producte intermedi important, ja que es fa servir en l'estimació de l'emissivitat i en l'estimació de la fracció de vegetació verda.

Les transformacions d'imatges (sovint anomenats índex), com poden ser les restes o divisions entre imatges, consisteixen en generar “noves” imatges a partir dels canals originals, amb la finalitat de ressaltar certes característiques de l'escena observada que són menys apreciables en els canals originals. La divisió entre canals, al generar valors relatius en comptes dels valors absoluts de brillantor originals, elimina en gran mesura els efectes d'il·luminació de l'escena, deguts a la posició solar i a la topografia, amb les avantatges que això suposa a l'hora d'estudiar les signatures espectrals de la coberta.

Aquests índexs s'aprofiten de les característiques de la signatura espectral de la vegetació, que mostra un clar contrast entre les bandes del visible (especialment en la zona del vermell, de 0,6 a 0,7 μm) i la banda de l'infraroig proper (0,7 a 1,1 μm) com es pot veure a la figura 3.1. Mentre que en l'espectre del vermell els pigments vegetals absorbeixen la majoria de la llum (per realitzar la funció clorofíl·lica) en l'infraroig proper són bastant transparents. Per altra banda els sòls, poc cromàtics, pateixen poca variació espectral entre aquestes dues bandes. Per tant, de manera general, es pot dir que quan major sigui la diferència entre els DN de l'infraroig i el vermell o visible, major és la presència de vegetació activa.

El tipus més senzill d'índex de vegetació és l'anomenat VI (*Vegetation Index*) que és la divisió del canal de l'infraroig proper (NIR) pel canal de la zona vermella del visible (R). El més utilitzat és el NDVI (Rouse *et al.*, 1974), o índex de vegetació de la diferència normalitzada, que es pot relacionar amb la fracció de radiació fotosintèticament activa. Es calcula com segueix:

$$NDVI = \frac{(NIR - R)}{(NIR + R)} \quad (3.11)$$

Amb dades del AVHRR, el NDVI es calcula assignant al “Red” el canal 1 (visible) i al “NIR” el canal 2.

3.3.3. Emissivitat

L'emissivitat (ϵ) de la superfície terrestre és la mesura de l'eficiència inherent de la superfície per convertir l'energia calorífica en energia radiant fora de la superfície. Depèn en gran mesura de la composició, rugositat i humitat del sòl. L'emissivitat també es pot definir com la relació entre l'emitància (l'energia emesa per un cos) de la superfície terrestre i la que tindria un cos negre a la mateixa temperatura. L'emissivitat d'un cos negre (radiador perfecte) és 1 mentre que la d'un cos blanc (reflector perfecte) és zero. La majoria de superfícies naturals tenen un comportament intermedi i sovint reben el nom de cossos grisos. En diferir l'emitància dels cossos naturals de la d'un cos negre, és necessari introduir la noció d'emissivitat espectral hemisfèrica, que s'obté a partir del quocient entre l'energia emesa per un cos (emitància) a una temperatura (T) donada i per a una determinada longitud d'ona (λ) respecte de l'energia que emetria un cos negre a igual T i λ .

Hi ha diversos factors que afecten l'emissivitat i que cal tenir en compte. Els més importants es descriuen a continuació:

- Variació espectral de l'emissivitat: Per a les diferents cobertures terrestres, l'espectre de l'emissivitat no és constant. L'emissivitat que més varia amb la longitud d'ona és la del sòl nu, que pot agafar valors d'entre 0,70 i 0,98 en funció de la longitud d'ona que es consideri (Sobrino *et al.*, 2000).
- Variació angular de l'emissivitat: L'estudi de la variació angular de l'emissivitat és important a l'hora de millorar els algorismes que fan servir mesures d'emissivitat en l'estimació de la temperatura de la superfície terrestre.

A continuació es presenta una taula amb valors trobats en la bibliografia sobre l'emissivitat de diferents cobertures.

Taula 3.5. Emissivitats (en la zona de 8 a 14 μm de l'espectre) de diferents materials i cobertures terrestres (diversos autors, en Qin i Karnieli, 1999)

Materials i cobertures	Emissivitat
Aigua marina	0,98
Gel	0,96
Neu	0,85
Sòl sec	0,92
Sòl humit	0,95
Sorra	0,91-0,93
Sols argilosos	0,91
Fulles d'arbre	0,96
Fusta	0,90
Roca Granítica	0,89
Gespa i Herbàcies	0,98
Cobertura arbustiva	0,98

3.3.3.1. Emissivitat i Temperatura

L'emissivitat és un paràmetre important en la caracterització de la superfície terrestre i en la calibració atmosfèrica. També s'utilitza en la mesura radiomètrica de la temperatura del sòl (Caselles *et al.*, 1997). És important diferenciar aquestes dues emissivitats, ja que es mesuren en diferents rangs de l'espectre, variant el seu valor amb la longitud d'ona.

L'emissivitat relacionada amb la caracterització de la superfície s'acostuma a calcular al voltant dels 8-9 μm , per exemple MM5 fa servir les emissivitats a 9 μm . Per altra banda, les variacions relatives d'emissivitat i temperatura es poden relacionar en la banda espectral dels 10,5 als 12,5 μm , rang on es dona la màxima emissió tèrmica a temperatura ambient. La TST s'acostuma a derivar dels sensors tèrmics, que treballen en aquest rang (10,3 als 12,5 μm) i es fa servir l'emissivitat en aquest rang de l'espectre en el càlcul de la TST.

3.3.3.2. Estimació de l'emissivitat

Hi ha força literatura referent a l'estimació d'emissivitat amb dades AVHRR, podent-se diferenciar els mètodes que l'estimen amb els canals 4 i 5 del AVHRR (per exemple Goita i Royer, 1997; o Zhao-Liang i Becker, 1993), dels que ho fan amb l'índex de vegetació NDVI (per exemple Sobrino i Raissouni, 2000; o Valor i Caselles, 1996).

El primer mètode que es presenta, el de Valor i Caselles (1996), calcula l'emissivitat amb dades de NDVI i permet el càlcul d'emissivitats a 3 rangs d'espectre (8-13 μm , 10,5-12,5 μm , 8-9 μm); mentre que el segon mètode presentat, el de Sobrino i Raissouni (2000) també es basa en el NDVI però està enfocat a calcular l'emissivitat que després es fa servir en els càlculs de TST.

La base teòrica del mètode de Valor i Caselles és que es pot definir l'emissivitat efectiva de la superfície a partir de les emissivitats dels seus components: el sòl i la vegetació. El mètode utilitza el NDVI per determinar la fracció de vegetació de la superfície. Resumint el desenvolupament teòric de Valor i Caselles, primer es defineix l'emissivitat efectiva com segueix:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 + d\varepsilon \quad (3.12)$$

On ε és l'emissivitat, ε_0 és l'emissivitat dels cossos simples i $d\varepsilon$ és l'emissivitat indirecta, deguda a la condició de cossos grisos dels elements del sòl i de la seva rugositat. Desenvolupant aquesta equació bàsica, a partir de la base de que es pot calcular l'emissivitat de superfície a partir de les emissivitats dels seus components, s'obté:

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_g (1 - P_v) + 4\langle d\varepsilon \rangle P_v (1 - P_v) \quad (3.13)$$

On ε_v és l'emissivitat de la fracció vegetal, ε_g és l'emissivitat de la fracció sòl (g de "ground") i P_v és el percentatge de coberta vegetal. ε_v i ε_g són constants determinades amb treball de camp, mentre que el percentatge vegetal (P_v) es deriva de la imatge de NDVI amb les següents expressions:

$$P_v = \frac{\left(1 - \frac{i}{i_g}\right)}{\left(1 - \frac{i}{i_g}\right) - k \left(1 - \frac{i}{i_v}\right)} \quad (3.14)$$

On, i és el NDVI d'una superfície mixta; i_g és el NDVI del sòl nu; i_v és el NDVI de la vegetació i K equival a:

$$K = \frac{\rho_{2v} - \rho_{1v}}{\rho_{2g} - \rho_{1g}} \quad (3.15)$$

On ρ_{1v} , ρ_{2v} , ρ_{1g} i ρ_{2g} són els valors de reflectància per a les bandes 1 i 2 del AVHRR per a píxels purs de vegetació (v) i de sòl nu (g). Es busquen els píxels purs tant de vegetació com de sòl nu en les bandes 1 i 2, essent important no agafar píxels amb núvols o amb aigua. Amb aquests valors es calcula K (eq. 3.15); després es calcula el NDVI, del qual també cal agafar els valors de sòl nu i de vegetació. Un cop es tenen totes les constants es calcula el P_v . Finalment, coneixent els valors de ε_v i ε_g per al territori estudiat,

es fa el càlcul de l'emissivitat. Els mateixos autors, amb dades de camp, fan una estimació de les diferents constants de la fórmula, quedant aquesta de la manera següent:

$$\varepsilon = 0,985P_v + 0,960(1 - P_v) + 0,06P_v(1 - P_v) \quad (3.16)$$

Mètode de trams de NDVI

Aquest mètode semiempíric (Sobrino i Raissouni, 2000) es basa, com l'anterior, en la definició de l'emissivitat efectiva de la superfície a partir de les emissivitats de les fraccions de sòl i vegetació. A la pràctica, aquesta barreja de sòl nu i vegetació es separa en la metodologia en tres trams, en funció del valor de NDVI. Per a cada tram, es consideren diferents criteris per a l'estimació de l'emissivitat. Així com l'anterior metodologia permetia triar el rang de longitud d'ona on es calculava l'emissivitat, la present serveix per calcular l'emissivitat (10,5-12,5 μm) necessària per al càlcul de la TST.

L'equació resultant del desenvolupament teòric del mètode (Sobrino *et al.*, 1990) assigna uns valors d'emissivitat al sòl nu i a la vegetació, valors que tenen més o menys pes en l'emissivitat de superfície segons la fracció de vegetació:

$$\varepsilon_i = \varepsilon_{vi}P_v + \varepsilon_{si}(1 - P_v) + C_i \quad (3.17)$$

On ε_{vi} és l'emissivitat de la fracció de vegetació, ε_{si} és l'emissivitat del sòl nu, P_v és la fracció de vegetació, C_i és un terme que depèn de les característiques de la superfície i té en compte les reflexions internes (efectes de cavitat), i el seu valor és pròxim a zero per valors extrems de NDVI. Finalment, i fa referència als dos canals del tèrmic del AVHRR, el 4 i el 5.

Els autors van obtenir experimentalment una relació lineal entre P_v i C_i , fet que permet que l'emissivitat només depengui de la P_v (Taula 3.6). La P_v s'estima a partir del NDVI amb l'equació següent:

$$P_v = \frac{(NDVI - 0,2)^2}{0,09} \quad (3.18)$$

Per al primer tram ($NDVI < 0,2$), es considera que no hi ha presència de vegetació, i per tant P_v i C_i són iguals a zero, amb el que l'emissivitat només depèn de la reflectància del visible.

Al tram central ($0,2 \leq NDVI \leq 0,5$) és on es presenta una barreja de sòl nu i vegetació. Un cop calculada la fracció de vegetació, s'aplica l'equació 3.17 amb els valors d'emissivitat de la Taula 3.6.

Per al tercer tram ($NDVI > 0,5$) es considera que la vegetació cobreix tot el sòl, essent $P_v = 1$. Això fa que l'emissivitat només depengui de l'emissivitat de la vegetació, que s'estima igual a 0,985. Es considera que el terme de reflexió (C_i) és igual a 0,05, així que en aquest interval l'emissivitat és de 0,99.

Taula 3.6. Valors d'emissivitat per als trams de NDVI del mètode de Sobrino i Raissouni (2000)

NDVI < 0,2	0,2 ≤ NDVI ≤ 0,5	NDVI > 0,5
$\varepsilon_4 = \varepsilon_5 = 0,980 - 0,042R_1$	$\varepsilon_4 = 0,968 + 0,021P_v$ $\varepsilon_5 = 0,974 + 0,015P_v$	$\varepsilon_4 = \varepsilon_5 = 0,99$

On ε_4 i ε_5 són les emissivitats dels canals 4 i 5 de AVHRR respectivament, R_1 és la reflectància canal 1 AVHRR i P_v és la fracció de vegetació verda.

Mètodes basats en les bandes 3, 4 i 5 del AVHRR

Les característiques espectrals atmosfèriques indiquen una finestra atmosfèrica en la regió de l'espectre que va de 8 a 14 μm , on l'absorció atmosfèrica és mínima i, per tant, l'energia que emet la superfície terrestre es transmet sense grans pèrdues. Mètodes com els de Li i Becker (1993), Zhao-Liang i Becker (1993) i Goita i Royer (1997) es basen en aquesta característica. Ara bé, la relació entre emissivitat i temperatura en aquest rang de l'espectre fa que l'emissivitat estimada amb aquests mètodes sigui molt sensible a la temperatura del terra (Valor i Caselles, 1996; Wan i Dozier, 1995). Per altra banda, aquests mètodes es veuen limitats per la disponibilitat del canal 3 de AVHRR, que no s'acostuma a emmagatzemar i a més a més no serà operatiu al 100% en els nous satèl·lits de la NOAA (Sobrino *et al.*, 2000). Aquestes limitacions són prou importants com per descartar aquests mètodes.

3.3.4. Temperatura de la superfície terrestre

Hi ha diferents mètodes per a l'obtenció de la temperatura de la superfície terrestre (TST). El mètode monocanal es basa en obtenir una expressió equivalent a la solució de l'equació de transferència radiativa a través de l'atmosfera però referida a una determinada banda d'un sensor. La resolució d'aquesta equació consisteix en obtenir la radiància emesa per la superfície a partir de la radiància mesurada pel satèl·lit. Convertint aquesta radiància a temperatura mitjançant la inversió de l'equació de Planck, es pot calcular la correcció atmosfèrica (Cunillera, 1995).

3.3.4.1. Tècnica Split-window per a AVHRR

En imatges AVHRR, una de les tècniques més utilitzades per a la correcció atmosfèrica és la tècnica bi-canal o *split-window*. Aquest mètode, quan s'aplica en l'interval 10-12.5 μm , calcula la TST a partir de les mesures dels dos canals AVHRR que es troben en la finestra atmosfèrica, el quatre i el cinc. Cunillera (1995) fa una bona revisió del desenvolupament teòric del mètode, arribant a una equació del tipus:

$$TST = T_4 + R(T_4 - T_5) \quad (3.19)$$

On T_4 i T_5 són els valors dels canals 4 i 5 de AVHRR calibrats (temperatures radiomètriques), i R és un coeficient que depèn de la longitud d'ona. Les T_4 i T_5 ja estan corregides per l'efecte de l'emissivitat. L'avantatge bàsic del mètode és que la TST no depèn dels incerts coeficients d'absorció del vapor d'aigua en la finestra atmosfèrica de 10-13 μm , ja que per l'estimació de R es fan servir els propis canals 4 i 5 del

AVHRR. A partir de radiosondatges, Cunillera (1995) obté un valor empíric per al coeficient R, quedant la següent expressió per al càlcul de TST:

$$TST = T_4 + 2,78(T_4 - T_5) \quad (3.20)$$

Sobrinó *et al.* (2000) fa una revisió dels diferents algorismes *split-window* per estimar la TST amb dades del AVHRR. Com ja passava amb l'albedo, els coeficients empírics de les fórmules varien geogràficament. En aquest sentit, un algorisme interessant és el de Sobrinó i Kharraz (1999), ja que els seus coeficients estan calculats per a dades NOAA-AVHRR de la Península Ibèrica. Aquest algorisme és més complicat que el proposat per Cunillera (1995), ja que té en compte l'emissivitat i el contingut atmosfèric de vapor d'aigua. Aquests es consideren per separat, fet que permet per exemple introduir uns valors determinats de vapor d'aigua però considerar una emissivitat constant ($\varepsilon=1$). L'inconvenient del model és la necessitat de disposar de mesures o estimacions de vapor d'aigua, encara que hi ha mètodes per derivar-los de les pròpies imatges com ja s'ha vist en l'apartat de correcció atmosfèrica en el visible.

$$TST = T_4 + A(T_4 - T_5) - B_0 + (1 - \varepsilon)B_1 - \Delta\varepsilon B_2 \quad (3.21)$$

On T_4 i T_5 són les temperatures radiants dels canals de AVHRR, ε és l'emissivitat efectiva mitjana dels dos canals ($\varepsilon = (\varepsilon_4 + \varepsilon_5)/2$), i $\Delta\varepsilon$ és la diferència entre les emissivitats dels dos canals, $\varepsilon_4 - \varepsilon_5$. Els coeficients van ser estimats per anàlisi estadística, tenint com a resultat la fórmula:

$$TST = T_4 + 1,40(T_4 - T_5) + 0,32(T_4 - T_5)^2 - 0,83 + (57 - 5W)(1 - \varepsilon) - (161 - 30W)\Delta\varepsilon \quad (3.22)$$

On W és el vapor d'aigua atmosfèric en g cm^{-2} . Si calculem la TST com un pas intermedi per a l'estimació de la inèrcia tèrmica, els càlculs es poden simplificar considerant que entre la passada diürna i la nocturna hi haurà unes 12 hores de diferència, temps prou petit com per considerar que l'emissivitat i el contingut en vapor d'aigua no variïn substancialment entre les dues imatges (Sobrinó, 1999).

3.3.5. Inèrcia Tèrmica

La inèrcia tèrmica (P), que expressa la resistència d'un material a les variacions de temperatura, en els estudis de la superfície terrestre correspon a una mesura de la resposta tèrmica de la superfície a un subministrament d'energia per part del sol. En la resposta de variació tèrmica dels materials, cal tenir en compte la calor específica i la conductivitat tèrmica.

$$P = \sqrt{\rho ck} \quad (3.23)$$

On ρ és la densitat del sòl, c és la calor específica i k la conductivitat tèrmica. Les unitats de P són els UIT (Unitats d'Inèrcia Tèrmica) on 1 UIT és igual a $1 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{1/2}$.

La humitat del sòl té una forta dependència de la inèrcia tèrmica, i això fa interessant el càlcul de P per tal de poder estimar la humitat del sòl, paràmetre de força interès en modelitzacions climàtiques⁸ (Sobrino *et al.*, 2000). La teledetecció és important en l'estimació de la inèrcia tèrmica, ja que és un paràmetre imperceptible per a l'ull humà i a més les mesures *in situ* són força complicades, sobretot si es vol calcular per àrees extenses. En la Taula 3.7 es resumeixen valors d'inèrcia tèrmica per a diferents cobertures terrestres.

Taula 3.7. Valors bibliogràfics d'inèrcia tèrmica (Sobrino *et al.*,2000). En la columna MM5 es representen els valors en les unitats que fa servir aquest model ($\text{cal cm}^{-2} \text{ k}^{-1} \text{ s}^{-1/2}$)

Material	UIT	MM5
Aigua	5000	0,12
Núvols	5000	0,12
Gel	2000	0,04
Neu fresca	150	0,01
Arena Seca	590	0,01
Arena Humida	2500	0,06
Argila Seca	550	0,01
Argila Humida	2200	0,05
Graves	1380	0,03
Arenoses	2090	0,05
Minerals		
Pissarra	1900	0,04
Quarç	4000	0,10
Basalt	2200	0,06
Marbre	2340	0,06
Cultius		
Gespa	2100	0,05
Blat de Moro	2700	0,06
Alfals	2900	0,07
Ordi	2500	0,06
Vegetació		
Pastures	2000	0,05
Arbres Frondosos	4200	0,10

3.3.5.1. Estimació de la inèrcia tèrmica amb AVHRR

Sobrino *et al.* (2000) fa una interessant revisió dels mètodes que s'han utilitzat al llarg del temps, dels pros i contres de cadascun i de l'evolució teòrica i pràctica dels diferents models. Resumint, es destaquen els punts següents:

- Alguns dels models fan servir dades externes, com per exemple l'hora del dia on la superfície de la terra assoleix la màxima temperatura. L'obtenció d'aquesta informació no és trivial i, en conseqüència, són mètodes poc viables.
- El model de Sobrino i El Kharraz sembla el més precís en l'estimació de la inèrcia tèrmica, però té l'inconvenient d'utilitzar 4 imatges diàries, no sempre disponibles.
- El model de Price (1977), modificat pel mateix autor en anys més actuals, és interessant per la seva senzillesa: necessita l'amplitud tèrmica i l'albedo.

⁸ El fet que la humitat sigui un dels paràmetres més importants que governen la participació entre el flux de calor sensible i latent de la superfície, i la dependència de la humitat de P, suggereixen que la cartografia de P pot contribuir a millorar els resultats dels models de predicció atmosfèrics.

Model de Price per l'estimació de la inèrcia tèrmica

El model de Price es basa en les següents suposicions:

- L'emissivitat es manté constant durant tot el dia (no varia la humitat del sòl, no plou ni es rega entre passades).
- El flux de calor solar és una funció explícita del temps, mentre que la variació diària d'altres fluxos intercanviats amb l'atmosfera es suposa que depèn linealment de la temperatura de superfície.
- Tots els píxels de la imatge assoleixen la temperatura màxima alhora. Aquesta suposició és la més limitant, i és la que intenta resoldre el model de Sobrino i El Kharraz utilitzant 4 imatges diàries. La temperatura radiant al llarg del dia i l'assoliment de la temperatura màxima és diferent per a les diferents cobertures terrestres. La roca i el sòl no presenten unes diferències entre la temperatura diürna i nocturna molt més elevada que en el cas de la vegetació. La humitat del sòl fa variar aquests comportaments, ja que a més humitat, menor amplitud tèrmica. Degut a aquesta limitació del mètode, la P que calcula l'equació de Price rep de fet la denominació d'inèrcia tèrmica aparent.

La fórmula i les variables que intervenen en el càlcul amb imatges AVHRR són les següents:

$$P = N \frac{(1 - \alpha) \pi A_1}{\Delta T} \quad (3.24)$$

On P és la inèrcia tèrmica aparent, N és una constant de valor $1.002 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1/2}$, α és l'albedo, A_1 és el primer terme dels coeficients de Fourier i ΔT és l'amplitud tèrmica.

L'amplitud tèrmica es calcula com la diferència entre la temperatura màxima i la mínima (eq. 3.25). Encara que no sempre sigui cert, el mètode assumeix que les dues passades del AVHRR corresponen als moments de mínima i màxima temperatura. El càlcul de l'amplitud tèrmica s'aproxima amb les fórmules:

$$\Delta T = T_{sm} - T_{sn} = \Delta T_{4mn} + \Delta T_a \quad (3.25)$$

$$\Delta T_{4mn} = T_{4m} - T_{4n} \quad (3.26)$$

$$\Delta T_a = 1,4(T_{45m} - T_{45n}) + 0,32(T_{45m}^2 - T_{45n}^2) \quad (3.27)$$

$$\Delta T_{45m} = (T_4 - T_5)_m \quad (3.28)$$

Essent T la temperatura i els sufixos s superfície, m matí, n nit, 4 i 5 els canals del AVHRR i a atmosfera.

D'altra banda, en la fórmula de càlcul de la inèrcia tèrmica (eq. 3.24) hi apareix el primer terme dels coeficients de Fourier. Per calcular aquesta variable cal conèixer la declinació solar i la latitud de la zona on es vol calcular P . La declinació solar es pot calcular a partir del dia de l'any.

3.3.6. Humitat del sòl

La humitat del sòl en superfície es pot caracteritzar adequadament en estudis de balanç d'energia per a àrees petites, però la seva parametrització en les escales dels models climàtics és molt més complexa. Estudis de sensibilitat en models de circulació atmosfèrica, com el de Wilson *et al.* (1987), mostren el fort efecte que té la humitat del sòl en els patrons de desenvolupament de fenòmens meteorològics a escala regional, i fins i tot a escala global. La correcta estimació de la humitat del sòl milloraria de manera significativa les sèries climàtiques que s'usen en la inicialització dels models numèrics (Nemani *et al.*, 1993).

El contingut d'aigua al sòl presenta una alta variabilitat tant espacial com temporal, que en dificulta l'estimació amb tècniques de teledetecció. Una de les causes és l'alta variabilitat espacial de la textura del sòl, directament relacionada amb la humitat del sòl (la capacitat de retenció d'aigua per part de les partícules del sòl depèn de la seva textura). Per altra banda, la temperatura radiant de superfície (o temperatura de brillantor), derivada dels canals tèrmics del AVHRR, presenta unes correlacions molt pobres amb les mesures gravimètriques d'humitat en superfície. El mateix passa amb les mesures obtingudes amb tècniques de teledetecció de microones (Capehart i Carlson, 1997).

La mesura directa de la humitat del sòl des de l'espai és difícil, especialment amb sensors òptics. Malgrat això, les condicions de la temperatura superficial i de la vegetació es poden utilitzar per estimar la humitat del sòl. Els sensors que es poden usar són els que tenen bandes espectrals en l'infraroig tèrmic, principalment entre els 4100-4250 nm i entre els 13000-15400 nm (per exemple NOAA-HIRS, NOAA-AVHRR, TERRA-MODIS, METEOSAT-SEVIRI, ASTER). Aquests sensors, però, tenen una resolució espacial baixa. Per tant, només és possible donar una descripció general de la humitat del sòl, on l'exactitud ve determinada sobretot per l'homogeneïtat de la superfície observada. (Vonder i Clevers, 1998).

3.3.6.1. El mètode del Triangle

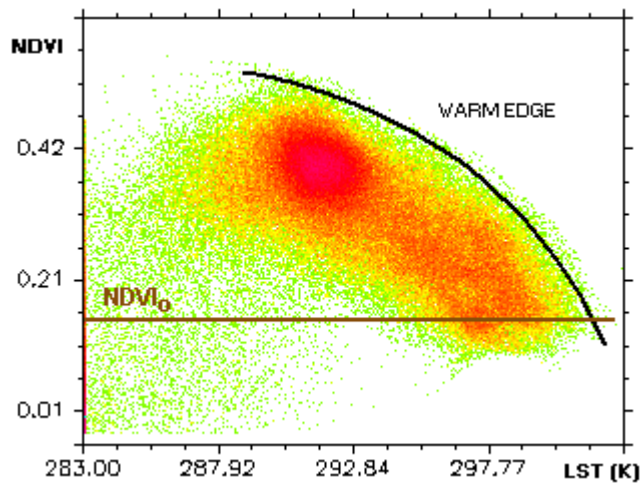
Aquest mètode, proposat per Gilles i Carlson (1995), estima la disponibilitat d'humitat en superfície a partir del NDVI i de la temperatura de superfície del sòl, dos paràmetres que es poden calcular directament amb les dades del AVHRR.

Estudis com el de Nemani i Running (1989) mostren una relació inversa entre el NDVI i la temperatura de superfície en condicions de sequetat del sòl. En condicions de sequera, quant menor és la quantitat de vegetació en un píxel donat major és la temperatura del sòl. La línia que uneix els punts més secs (píxels amb major temperatura per un mateix percentatge de vegetació) s'anomena *warm edge* (costat calent) (vegeu figura 3.14a). Quan apareix humitat a la superfície, per exemple després d'una pluja, molta de la radiació solar absorbida es consumeix en l'evapotranspiració i llavors les temperatures mesurades no permeten diferenciar entre sòl i vegetació, trencant aquesta relació (allunant-se del *warm edge*). Així, es pot fer una estimació de la humitat del sòl en funció de la distància al *costat calent* a la que es troba cada píxel (vegeu figura 3.14b).

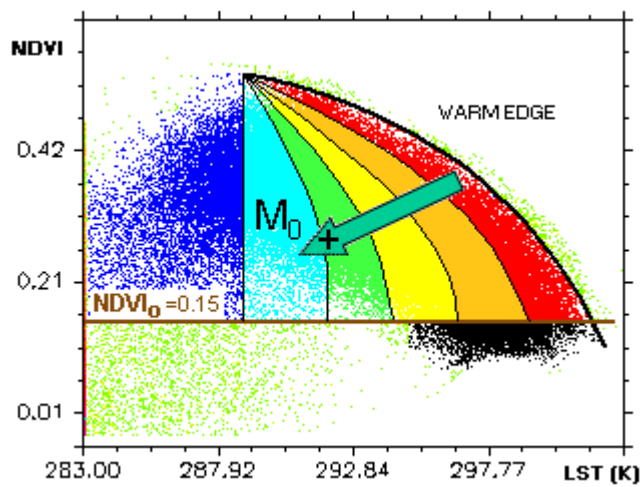
El terme $NDVI_0$ correspon al valor de NDVI on es passa de sòl nu a sòl amb un mínim de vegetació. El valor del $NDVI_0$ és específic de la regió i de l'època de l'any, ja que depèn del tipus de sòl, del tipus de vegetació i del contingut de clorofil·la. Per trobar el $NDVI_0$, cal calcular la línia de sòls, línia que uneix els diferents tipus de sòl de la regió estudiada. La resolució de AVHRR dificulta l'estimació de la línia de sòls, ja que és difícil que contingui píxels (1 x 1 km) sense vegetació. El mètode de Gilles i Carlson (1995) recomana usar imatges LANDSAT-TM de la zona de treball. La línia de sòls es calcula a partir de la distribució de la reflectivitat en el vermell (TM canal 3) i la reflectivitat al NIR (TM canal 4). Correspon a la línia que uneix els punts amb menor reflectivitat en els dos canals. El $NDVI_0$ es deriva de la línia de sòls amb la fórmula:

$$NDVI_0 = \frac{m-1}{m+1} \quad (3.29)$$

On m és el pendent de la recta (la línia de sòls). Dins del projecte IMMAPCTE (Jorge i Pineda, 2002) es va calcular la línia de sòls i el $NDVI_0$ per a la zona de Catalunya, amb imatges Landsat-TM, obtenint-se un valor de 0,15. La figura 3.15 mostra la línia de sòls per una mostra de la zona de les comarques catalanes de la Segarra i l'Anoia.



(a)



(b)

Figura 3.14. Distribució poblacional dels píxels d'una imatge segons el NDVI i la TST.

- (a) Els colors més càlids corresponen a major densitat. El *warm edge* uneix els punts més calents del conjunt.
- (b) Categories d'humitat (M_0), quan més lluny del *warm edge*, major és la humitat del píxel considerat.

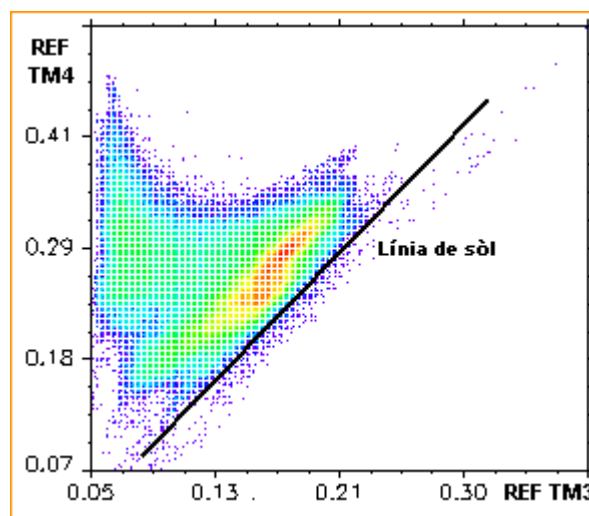


Figura 3.15. Línia de sòl expressada en un diagrama bi-variant de les bandes 3 i 4 de Landsat-TM.

3.3.7. Rugositat

La rugositat, més concretament la longitud aerodinàmica de rugositat de la coberta terrestre (Z_0), es defineix com l'alçada (en metres) sobre el nivell del terra on la velocitat del vent esdevé nul·la per l'efecte de la vegetació (o altres objectes com les construccions a la ciutat).

La Z_0 es calcula amb un model de transferència turbulenta (Sellers *et al.*, 1989, 1995). Els paràmetres implicats en el càlcul són:

- Índex d'àrea foliar (LAI)
- Coeficient de resistència foliar
- Alçada superior de la canòpia
- Alçada de la base de la canòpia
- Longitud de rugositat de la superfície (sòl nu, fullaraca, etc.).

El model contempla els paràmetres de la vegetació com són els morfològics: alçada de la vegetació, morfologia de la fulla, etc.

A partir d'aquest model Sellers *et al.* (1995) van calcular un mapa de rugositat global amb resolució d'un grau, a partir de les categories del *Simple Biosphere Model* (SiB, SiB2) (Sellers *et al.*, 1996). Els autors van calcular les longituds de rugositat per als diferents tipus de vegetació i per a diferents nivells d'índex d'àrea foliar, els quals es presenten a la taula 3.8.

Taula 3.8. Valors de rugositat per a les categories SiB i per als diferents LAI (Sellers et al 1995)

Cat.	Descripció de les categories del SiB	0,5	1	1,5	2	2,5	3	4	5	6	7	8
1	Planifolis de fulla perenne	0,02	1,89	2,50	2,80	2,94	2,99	2,97	2,87	2,74	2,62	2,50
2	Planifolis de fulla caduca	0,02	0,45	0,62	0,72	0,79	0,83	0,87	0,90	0,90	0,90	0,90
3	Mosaic de 1 i 2	0,02	0,56	0,78	0,91	0,99	1,04	1,11	1,15	1,17	1,18	1,18
4	Coníferes perennifòlies	0,02	0,65	0,88	1,00	1,08	1,12	1,18	1,20	1,21	1,21	1,21
5	Coníferes caducifòlies	0,02	0,68	0,91	1,03	1,10	1,14	1,19	1,21	1,21	1,21	1,20
6	Sotabosc amb arbres i arbustos	0,02	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12
7	Sotabosc sense arbres (brolles, herbàcies)	0,02	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12
8	Arbustos planifolis amb sotabosc perenne	0,02	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12
9	Arbustos planifolis sense sotabosc	0,02	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
10	Sotabosc amb arbustos o arbres nans	0,02	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
11	Sòl nu	0,02	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12
12	Vegetació herbàcia agrícola	0,02	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12