



HAL
open science

SPIRou: synthèse de paysages en infrarouge basé sur la modélisation physique des échanges à la surface

Karine Jaloustre-Audouin

► To cite this version:

Karine Jaloustre-Audouin. SPIRou: synthèse de paysages en infrarouge basé sur la modélisation physique des échanges à la surface. Sciences de l'ingénieur [physics]. Université Nice Sophia Antipolis, 1998. Français. NNT: . tel-00955332

HAL Id: tel-00955332

<https://theses.hal.science/tel-00955332v1>

Submitted on 4 Mar 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS

N° attribué par la bibliothèque

|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|

T H E S E

pour obtenir le grade de
Docteur en sciences de l'université de Nice-Sophia Antipolis
Spécialité "Sciences de l'ingénieur"

présentée et soutenue publiquement par
Karine JALOUSTRE-AUDOIN

le 18 mai 1998

SPIRou :
Synthèse de Paysages en InfraROUge par modélisation physique des échanges à la surface

Jury :

- M. A. PAPIERNIK, Professeur de l'Université Nice Sophia Antipolis Président
M. F. BECKER, Professeur de l'Université Louis Pasteur..... Rapporteur
M. B. SEGUIN, Directeur de recherche de l'INRA..... Rapporteur
M. B. ROSIER, Chef d'une unité de recherche de l'ONERA..... Rapporteur
M. E. SAVARIA, Chef de service de AEROSPATIALE Examineur
M. L. WALD, Maître de recherche Ecole des Mines de Paris Directeur de thèse

A Olive, maman et mamie

REMERCIEMENTS

Je voudrais tout d'abord remercier M. Albert PAPIERNIK d'avoir bien voulu présider le jury de cette thèse, après avoir accepté mon inscription dans sa formation doctorale.

J'exprime également ma reconnaissance à MM. François BECKER, Bernard ROSIER, et Bernard SEGUIN qui ont accepté d'exercer le rôle de rapporteurs.

Je suis très reconnaissante envers M. Jean-Marc NASR et le remercie pour la confiance qu'il m'a témoignée en m'acceptant dans son équipe.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à mon directeur de thèse, M. Lucien WALD, qui a suivi et orienté ce travail. Avec beaucoup de disponibilité et de patience, il m'a fait découvrir ce qu'est un travail de recherche, et si j'ai parfois maudit la rigueur au nom de laquelle il me faisait recommencer ou compléter un travail, je l'en remercie *a posteriori*.

Je remercie sincèrement M. Eric SAVARIA, chef du service Performances des Systèmes d'Observation d'Aérospatiale Cannes, qui a été à l'origine de la thèse et préalablement du stage de DEA et m'a fait confiance pendant ces quatre années. C'est grâce à son concours que j'ai pu goûter à la recherche, tout en baignant dans un milieu industriel de pointe. Je le remercie pour tous ses conseils avisés tout au long de l'éducation de SPIrou.

Je suis très reconnaissante envers MM. Philippe BARILLOT, Patrice CAMUS, Christian HAMEL, Philippe KERSAUDY, Bernard ROSIER, et Bernard SEGUIN qui ont participé au suivi et à l'orientation de cette thèse. Je les remercie pour leur assiduité, courage et motivation à assister à mes réunions d'avancement. Merci pour leur conseil et leur disponibilité.

Je remercie sincèrement MME et MM. Joël NOILHAN, Catherine OTTLE, Jean-Pierre LAGOUARDE, Yves BRUNET, François BECKER, Yann KERR et Philippe KERSAUDY pour leur accueil dans leur laboratoire, le temps qu'ils m'ont consacré et tous les conseils qu'ils m'ont prodigués.

Je remercie tous mes collègues de service, en compagnie desquels j'ai passé d'excellents moments, et qui m'ont apporté dans la bonne humeur leur soutien technique et moral. Un grand merci à Pierre ARMAND, Philippe BLANC, Sandrine GUILLE, et Laurent POLIDORI qui ont relu cette thèse.

Je garderai également un très bon souvenir des moments passés au Groupe Télédétection & Modélisation de l'Ecole des Mines.

Enfin, merci à tous ceux qui n'ont pas été cités ci-dessus, mais qui ont contribué d'une manière ou d'une autre au bon déroulement de la thèse.

Longue vie à SPIRou ...

TABLE DES MATIERES

1. INTRODUCTION	1.1
2. NOMENCLATURE	2.1
2.1 QUANTITÉS GÉNÉRALES	2.2
2.2 QUANTITÉS LIÉES AU SOLEIL	2.4
2.3 QUANTITÉS LIÉES À L'ATMOSPHÈRE	2.5
2.4 QUANTITÉS LIÉES AU SOL.....	2.5
2.5 QUANTITÉS LIÉES À LA TURBULENCE ATMOSPHÉRIQUE.....	2.7
2.6 QUANTITÉS LIÉES À LA VÉGÉTATION.....	2.8
2.7 QUANTITÉS LIÉES À SPIROU.....	2.8
3. SIMULATEURS	3.1
3.1 SYSTÈME D'OBSERVATION SATELLITAIRE.....	3.2
3.2 SIMULATEURS D'UN SYSTÈME D'OBSERVATION SATELLITAIRE.....	3.3
3.3 SIMULATEUR DE PRODUITS-IMAGES SATELLITALES.....	3.5
3.4 ETAT DE L'ART DES SIMULATEURS EN INFRAROUGE.....	3.7
3.5 SPÉCIFICATIONS DE SPIROU.....	3.8
4. PHYSIQUE DU RAYONNEMENT INFRAROUGE AU NIVEAU DE LA SURFACE	4.1
4.1 RAYONNEMENT SPECTRAL AU NIVEAU DE LA SURFACE.....	4.2
4.1.1 Contribution spectrale de chaque rayonnement	4.3
4.2 TEMPÉRATURE DE SURFACE	4.6
4.2.1 Gains énergétiques.....	4.6
4.2.2 Pertes énergétiques	4.9
4.2.3 Conclusion	4.14
4.3 CONCLUSION	4.16
5. DESCRIPTION DU SIMULATEUR ET DES MODÈLES	5.1
5.1 DESCRIPTION GÉNÉRALE.....	5.2
5.2 LES MODÈLES	5.4
5.2.1 Prédiction de la température de surface	5.8
5.2.2 Prédiction de l'humidité de surface (LE, précipitations, $D(w)$)	5.14
5.2.3 Modélisation des échanges de chaleur et de masse à la surface	5.17
5.2.4 Modélisation des rayonnements spectraux	5.22
5.2.5 Conclusion	5.23
5.3 CONCLUSION	5.26

6. ARCHITECTURE DU SIMULATEUR	6.1
6.1 LES ENTRÉES	6.2
6.1.1 Données auxiliaires	6.3
6.1.2 Base de données	6.3
6.1.3 Carte d'occupation du sol	6.4
6.1.4 La sensibilité du capteur	6.5
6.2 IMPLANTATION	6.5
6.2.1 Résolution des équations	6.5
6.2.2 La dimension spatiale	6.6
6.3 CONCLUSION	6.7
7. VALIDATION ET ÉTUDE DE SENSIBILITÉ	7.1
7.1 PROTOCOLE DE VALIDATION	7.2
7.2 LES JEUX DE DONNÉES DISPONIBLES POUR LA VALIDATION	7.3
7.3 TEMPÉRATURE DE SURFACE	7.4
7.3.1 Rayonnement solaire par ciel clair	7.5
7.3.2 La température de l'air	7.6
7.3.3 Rayonnement atmosphérique incident	7.7
7.3.4 Le flux de chaleur sensible	7.9
7.3.5 Le flux de chaleur latente	7.11
7.3.6 La prédiction de la température de surface	7.12
7.3.7 Conclusion	7.14
7.4 SENSIBILITÉ DES MODÈLES	7.15
7.4.1 Température de surface	7.15
7.4.2 Température apparente	7.29
7.5 CONCLUSION	7.34
8. LES APPLICATIONS DE SPIROU	8.1
8.1 LA SPÉCIFICATION DE MISSIONS SPATIALES	8.2
8.2 LA FORMATION	8.6
8.3 VALIDATION D'ALGORITHMES D'EXPLOITATION	8.9
8.4 CONCLUSION	8.11
9. CONCLUSION	9.1
10. BIBLIOGRAPHIE	10.1
11. ANNEXE	11.1
11.1. NOMENCLATURE ET DÉFINITIONS	11.2
11.2. LES ÉLÉMENTS DE TURBULENCE ATMOSPHÉRIQUE	11.4
11.3. LES FLUX TURBULENTS	11.7
11.4. HUMIDITÉ DU SOL	11.12
11.5. FLUX DE CHALEUR DANS LE SOL PAR CONDUCTION	11.14
11.6. PRÉDICTION DE LA TEMPÉRATURE DE SURFACE	11.20

1. Introduction

Un simulateur de produits-images a pour but la simulation globale d'un système satellite, afin de produire des images simulées et des données auxiliaires nécessaires à leur exploitation : datations, données d'attitude, ..., avant et après le lancement d'un système d'observation (figure 1-1). Un produit-image est défini comme l'ensemble des images et autres données résultant du segment sol, et constitue le produit remis au "consommateur".

Ce simulateur permet de créer des produits-images *réalistes*, similaires à ceux que produirait le système satellite et disponibles avant le lancement du satellite. Le *réalisme* est important pour deux raisons. Il permet de réduire le coût de la simulation si on se contente de réalisme et non d'exactitude. Il satisfait, dans le paysage modélisé, les hypothèses faites dans les algorithmes d'interprétation à propos du paysage (exemple : les murs sont verticaux, la conduction de la chaleur est verticale uniquement ...).

C'est la recherche du réalisme qui engendre des produits-images *similaires* et non identiques. En effet, lors de la réalisation du simulateur, certains points ont été rigoureusement pris en compte et d'autres ont été volontairement omis. Ce sont ces simplifications qui aboutissent à des images similaires : certaines caractéristiques doivent être retrouvées lors de la comparaison de l'image réellement acquise et de l'image simulée et d'autres ont volontairement disparu.

Un tel simulateur modélise le comportement réel d'un système de télédétection. Il est composé de quatre parties principales de complexité variable (figure 1-1) :

- la partie "scène" source,
- l'atmosphère,
- le segment bord,
- le segment sol.

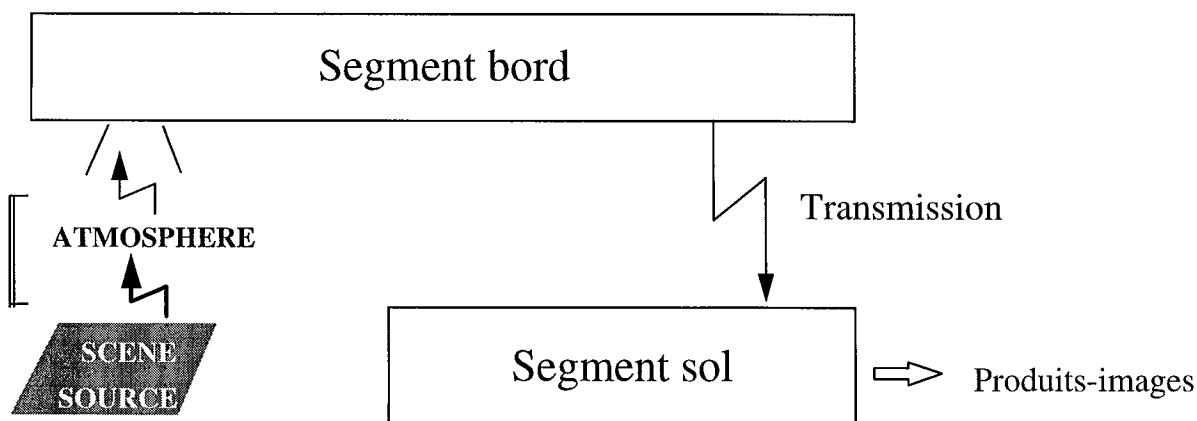


Figure 1-1 : les quatre parties principales d'un simulateur

La partie "scène" source décrit le comportement électromagnétique de la scène, au niveau de la surface, en fonction de la longueur d'onde étudiée.

Entre le sol et la satellite, l'*atmosphère* atténue, déphase le signal le traversant ou émet un signal propre en fonction de la bande spectrale étudiée.

Le *segment bord* simule le fonctionnement du capteur : la plate-forme (du capteur), l'instrument de prise de vue, l'électronique de bord, la mise en forme des données et leur transmission.

Le *segment sol* maquette le fonctionnement des logiciels de traitement au sol, incluant entre autres, la réception du signal et les corrections système des images.

Aérospatiale a développé un tel simulateur : AS³-I qui modélise ces quatre modules de façon générique, *i. e.*, ils ont été développés pour être utilisés dans de nombreuses bandes spectrales. Actuellement, il permet de simuler des produits-images réalistes dans trois domaines spectraux : le visible, les hyperfréquences et l'infrarouge. En optique (du domaine visible à l'infrarouge), la scène source correspond à une image réellement acquise, le plus souvent une image aérienne. En hyperfréquence, la scène source est une image synthétisée (Armand, 1993). La *synthèse* consiste à modéliser le comportement électromagnétique de la scène dans la bande spectrale d'étude.

Cette thèse consiste à développer un module "scène" source (figure 1-1, partie grisée) dans l'infrarouge thermique basé sur la synthèse du paysage. Cette approche requiert une bonne connaissance de la physique du rayonnement à la surface et des grandeurs qui influencent le signal. En infrarouge, le signal peut être perturbé par une variation des paramètres météorologiques (pluie, vent, nuages), des caractéristiques de la surface telles que sa capacité à émettre, absorber ou conduire la chaleur ainsi que des cycles nyctéméraux. A partir de cette connaissance de la physique, les principaux flux et rayonnements devront être modélisés. Cette modélisation offre la possibilité de synthétiser des images en infrarouge pour des conditions variables d'acquisition telles que le site, la date d'observation et les conditions météorologiques.

L'acronyme du sujet de thèse est lié à la méthode utilisée pour générer ces scènes sources : SPIROU pour Synthèse de Paysages dans l'InfraROUge thermique.

Cette thèse a été réalisée au sein du service Performances des Systèmes d'Observation de l'Aérospatiale avec le support scientifique du groupe Télédétection & Modélisation de l'Ecole des Mines de Paris et le support financier de la division Espace et Défense et de la division Missiles de l'Aérospatiale. Elle s'est effectuée en collaboration avec le Centre d'Electronique de l'Armement (CELAR), le Centre d'étude de l'Environnement Terrestre et Planétaire (CETP), le Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère (CESBIO), le Centre National de Recherche en Météorologie (CNRM), le Groupement Strasbourgeois de Télédétection Spatiale (GSTS), l'Institut National de Recherche Agronomique (INRA) et l'Office National d'Etudes de Recherches Aérospatiales (ONERA).

Ce mémoire s'articule autour de onze chapitres.

Le chapitre 2 précise les notations utilisées dans ce mémoire et rappelle quelques définitions de base propres aux phénomènes physiques qui sont rencontrés dans cette étude.

Le chapitre 3 va tout d'abord démontrer l'utilité d'un simulateur dans le cadre d'un système d'observation. Puis il listera et détaillera quelques simulateurs dédiés à des applications particulières. Enfin, il replacera SPIRou dans le contexte de AS³-I pour en définir ses spécifications.

Le quatrième chapitre décrit la physique du rayonnement infrarouge au niveau de la surface et rappelle quelques définitions. Il a pour objectif de nous éclairer, entre autres, sur :

- les différents rayonnements qui contribuent au signal infrarouge au niveau de la surface,
- les paramètres météorologiques et les caractéristiques du corps qui influent directement ou indirectement sur le signal.

Le chapitre 5 décrit l'approche élaborée dans le cadre de SPIRou puis les modèles. L'analyse de la physique du rayonnement infrarouge au niveau de la surface combinée aux spécifications de SPIRou va nous permettre de négliger certains phénomènes physiques. Les phénomènes restants seront alors modélisés. Ces modèles ayant des domaines d'application bien particuliers, ce chapitre précisera leurs limites.

Tous les modèles étant sélectionnés, leur implantation et leur mise en commun informatique doivent être réalisées. Le chapitre 6 décrit l'architecture logicielle de SPIRou et plus particulièrement ses entrées.

A ce niveau de l'étude, nous disposons d'un outil informatique qui permet de générer des images en luminance au niveau de la surface. Sa validation, à l'aide de campagnes de mesures, permet de déterminer la précision globale des modèles. Le chapitre 7 décrit la méthode de validation et analyse les résultats obtenus. Il contient aussi une étude de sensibilité qui doit permettre de déterminer les paramètres les plus influents, la représentativité physique de ces influences ainsi que de proposer la précision des mesures d'une campagne de mesures.

Le chapitre 8 est dédié aux applications des images synthétisées par SPIRou qui alimentent AS³-I. Certaines vont être listées et trois illustreront notre propos : la spécification de missions, la formation à la compréhension et à l'interprétation de l'imagerie infrarouge et la validation d'algorithmes d'exploitation.

Cette thèse a permis de développer un outil de synthèse d'images en infrarouge au niveau de la surface. Ce dernier nécessite la modélisation des échanges de chaleur et de masse entre la surface et son environnement. Après trois années de recherche sur ce sujet, la question suivante vient à l'esprit : des critiques peuvent-elles être faites quant à la méthode utilisée pour SPIRou ? La conclusion (chapitre 9) analyse la méthode utilisée et propose quelques perspectives pour SPIRou.

Le chapitre 10 répertorie la bibliographie utilisée pour cette thèse.

Et enfin, certains modèles physiques décrits dans le chapitre 5 sont détaillés dans des annexes contenues dans le chapitre 11.

2. Nomenclature

De nombreux domaines physiques tels que la mécanique des fluides, l'hydrologie, la thermodynamique ... ont été abordés durant cette thèse. Chacun ayant ses propres notations, nous avons été obligés de recourir pour certains paramètres à nos propres notations.

Ce chapitre précise toutes les notations utilisées dans ce mémoire et quelques définitions de base de la physique en infrarouge.

2. Nomenclature

- 2.1 Quantités générales.
- 2.2 Quantités liées au soleil.
- 2.3 Quantités liées à l'atmosphère.
- 2.4 Quantités liées au sol.
- 2.5 Quantités liées à la turbulence atmosphérique.
- 2.6 Quantités liées à la végétation.
- 2.7 Quantités liées à SPIRou

Ce paragraphe présente la nomenclature utilisée dans le mémoire, avec les principales définitions tirées de Gaussorgues (1989) ou de Guyot (1992), sauf mention contraire. En annexe, un autre paragraphe dédié à la nomenclature a été rédigé. Il traite des paramètres utilisés uniquement dans l'annexe. En ce qui concerne les flux incidents, nous avons adopté la nomenclature recommandée par l'Union Européenne (*in* Carvalho, 1995). Les conventions pour les indices sont les suivantes :

- 0 au sommet de l'atmosphère.
- λ pour les quantités spectrales.
- a pour l'atmosphère.
- s pour le sol.

2.1 Quantités générales.

B Eclairement énergétique d'un milieu [W/m^2].
L'éclairement énergétique (B) est la puissance reçue par unité de surface d'un récepteur. En un point du milieu, l'éclairement est le rapport du flux du rayonnement reçu $d\phi_r$ par la surface élémentaire dS .

$$B = \frac{d\phi_r}{dS}$$

B_λ Eclairement spectral d'un milieu [W/m^3].
L'éclairement spectral (B_λ) est l'éclairement énergétique pour une longueur d'onde λ .

$$B_\lambda = \frac{d\phi_r}{dS d\lambda}$$

c Célérité de la lumière $\cong 3 \cdot 10^8$ [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$].

Corps gris Corps dont l'émissivité est constante pour les températures ambiantes et toutes les longueurs d'onde. Ils sont caractérisés par leur émissivité.

$$0 < \varepsilon < 1$$

Corps noir Radiateur parfait qui transforme l'énergie thermique en énergie rayonnante avec le taux maximum que permettent les lois de la thermodynamique. Inversement, il absorbe et convertit en chaleur toute l'énergie rayonnante qu'il reçoit indépendamment de la bande spectrale considérée. Le rayonnement spectral du corps noir ($M_\lambda^{CN}(T)$) est donné par la formule de Planck.

Corps sélectif Corps dont l'émissivité est égale à l'unité dans certaines bandes spectrales.

h Constante de Planck $\approx 6,6237 \cdot 10^{-34}$ [$\text{J} \cdot \text{s}$].

I_w	Termes sources ou puits traduisant le changement de phase de l'eau liquide et l'eau gazeuse $[\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}]$
k	Constante de Boltzmann $\approx 1,381 \cdot 10^{-23} [\text{J} \cdot \text{K}^{-1}]$.
Planck	(formule de) cf. $M_\lambda(T)$.
$M_\lambda(T)$	Exitance spectrale d'un milieu $[\text{W}/\text{m}^2]$. L'exitance spectrale $M_\lambda(T)$ est la puissance rayonnée par une source étendue par unité de surface de la source pour une longueur d'onde et dans un hémisphère. L'exitance spectrale $M_\lambda^{\text{CN}}(T)$ d'un corps noir est donnée par la formule de Planck :
	$M_\lambda^{\text{CN}}(T) = \frac{c_1}{\lambda^5 \left(e^{\left(\frac{c_2}{\lambda T} \right)} - 1 \right)}$
	avec
	$c_1 = 2\pi hc^2 \approx 3,74 \cdot 10^{-16} [\text{W} \cdot \text{m}^{-2}]$.
	$c_2 = \frac{hc}{k} \approx 1,438 \cdot 10^{-2} [\text{m} \cdot \text{K}]$.
Stefan	(Loi de) Le rayonnement total d'un corps noir pour l'ensemble du domaine spectral est donné par : $M = \sigma T^4$
T	Température absolue $[\text{K}]$.
w	Humidité $[\text{m}^3/\text{m}^3]$.
x,y,z	Coordonnées cartésiennes dans un repère local.
γ_λ	Absorptance spectrale hémisphérique. Elle est définie par la relation : $\gamma_\lambda = 1 - (\rho_\lambda + \tau_\lambda)$
ε_λ	Emissivité spectrale hémisphérique d'un milieu. Elle est définie comme le rapport entre l'exitance spectrale du milieu et l'exitance d'un corps noir à la même température.
λ	Longueur d'onde $[\text{m}]$.
σ	Constante de Stefan $= 5,67 \cdot 10^{-8} [\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}]$

ρ_λ Albédo spectral ou réflectance spectrale hémisphérique d'un milieu. C'est un paramètre adimensionnel qui est égal au quotient de l'exittance réfléchie $M_{\lambda\rho}$ d'un milieu par son éclairement B_λ .

$$\rho_\lambda = \frac{M_{\lambda\rho}}{B_\lambda}$$

τ_λ Transmittance spectrale hémisphérique. Paramètre adimensionnel égal au quotient de l'exittance transmise $M_{\lambda\tau}$ par une surface plane sur la face opposée au rayonnement incident, par l'éclairement qu'elle reçoit.

$$\tau_\lambda = \frac{M_{\lambda\tau}}{B_\lambda}$$

ϕ_l Densité de flux d'eau en phase liquide décrite par la loi de Darcy. Cette loi énonce que le flux est proportionnel au gradient de la variable d'état H [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$].

$$\phi_l = -K\nabla(H)$$

où

K représente la conductivité hydraulique [m/s],

H est le potentiel total du sol, il est composé du potentiel de succion et de la profondeur z [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$].

ϕ_g Densité de flux d'eau en phase gazeuse décrite par la loi de Ficks [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$].

$$\phi_g = -D \left(\frac{\partial C_v}{\partial z} \right)$$

où

D est le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans le sol [m^2/s],

C_v représente la concentration de la vapeur d'eau [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$].

2.2 Quantités liées au soleil.

B_0 Constante solaire au sommet de l'atmosphère intégrée sur toutes les longueurs d'onde [W/m^2].

A la limite supérieure de l'atmosphère, la constante solaire (B_0) est définie comme l'éclairement solaire moyenné sur une année et reçu par une surface plane normale aux rayons solaires. Elle s'écrit :

$$B_0 = 1353 \pm 21 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$$

G Rayonnement solaire global atteignant la surface [W/m^2].

G_{dif} Rayonnement solaire diffus atteignant la surface [W/m^2].

ζ_s Angle zénithal [rad].

2.3 Quantités liées à l'atmosphère.

c_{pa} Chaleur spécifique de l'air à pression constante $[J.kg^{-1}.K^{-1}]$.

e_a Pression partielle en vapeur d'eau [mb].

L_a Rayonnement de l'atmosphère $[W/m^2]$.

$L_a \downarrow$ Rayonnement atmosphérique descendant $[W/m^2]$.

$L_a \uparrow$ Rayonnement atmosphérique ascendant $[W/m^2]$.

q_a Pression partielle en vapeur d'eau [mbar].

$T_a(z)$ Température de l'air à une altitude z [K].

u_a Vitesse de déplacement des masses d'air suivant l'axe x [m/s].

ε_a Emissivité de l'atmosphère.

τ_a Transmittance ou facteur de transmission de l'atmosphère. C'est le complémentaire du facteur d'atténuation atmosphérique qui est composé de l'absorption par les gaz constitutifs de l'atmosphère, et d'autre part, la diffusion par les molécules gazeuses et les aérosols qu'elle contient.

ρ_a Masse volumique de l'air $[kg.m^{-3}]$.

2.4 Quantités liées au sol.

C_t Conductivité thermique $[W.m^{-1}.K^{-1}]$. La conductivité thermique représente le coefficient qui caractérise l'aptitude d'un corps à conduire de la chaleur.

C_c Capacité calorifique $[J.m^{-3}.K^{-1}]$. La capacité calorifique d'un corps est définie comme le produit de sa chaleur spécifique par sa densité de masse. La chaleur spécifique représente la quantité de chaleur nécessaire pour élever la température de l'unité de masse de ce corps de $1\text{ }^\circ\text{C}$.

d Profondeur de pénétration ou d'amortissement de l'onde thermique [m] (*in* Blackadar, 1976) :

$$d = \left(\frac{2C_t}{C_c \omega} \right)^{0,5}$$

d_1 Profondeur de la couche superficielle [m].

d_2 Profondeur de la couche profonde [m].

d_m Distance maximale à partir de laquelle aucune interaction du point de vue thermique n'a lieu [m].

$$d_m = d \times 4,605$$

Fcs Flux de conduction de chaleur dans le sol [W/m²]. Il s'exprime d'après la loi de Fourier :

$$Fcs = -C_t \frac{\partial T}{\partial z}$$

Kirchoff (loi de) A l'équilibre thermodynamique et pour une longueur d'onde, l'émissivité est égale au coefficient d'absorption.

$$\varepsilon_\lambda = \gamma_\lambda$$

Il découle de cette loi que l'émissivité s'exprime en fonction des coefficients de réflexion et de transmission.

$$\varepsilon_\lambda = 1 - (\rho_\lambda + \tau_\lambda)$$

Dans le cas de surfaces opaques aux rayonnements électromagnétiques incidents (la plupart des surfaces en infrarouge thermique), l'émissivité spectrale s'exprime alors uniquement en fonction de la réflectance spectrale :

$$\varepsilon_\lambda = 1 - \rho_\lambda$$

L_λ Luminance spectrale de la surface [W/m²/sr].

P_s Précipitations à la surface [mm/h].

qsat(Ts) Pression de vapeur saturante à la température Ts [mbar].

Rnet Rayonnement net ou bilan radiatif à la surface [W/m²].

T_{app} Température apparente de la surface [K].

$T_{aéro}$ Température aérodynamique de la surface mesurée ou estimée en z_0 [K].

T_{th} Température thermodynamique de la surface [K].

T_{rh}	Température radiométrique hémisphérique de la surface [K].
T_s	Température du sol [K].
T_2	Température de la couche profonde [K].
w_s	Humidité du sol [m^3/m^3].
w_2	Humidité de la couche profonde [m^3/m^3].
w_{sat}	Humidité du sol à saturation [m^3/m^3].
w_{fc}	Humidité qui correspond à une conductivité hydrique de 0,1 mm/jour [m^3/m^3].
w_{fl}	Humidité du sol au flétrissement [m^3/m^3].
$\epsilon_{s\lambda}$	Emissivité spectrale hémisphérique d'un sol.
ϵ_{sir}	Emissivité hémisphérique d'un sol intégrée spectralement dans l'infrarouge.
$\epsilon_{s3\mu}$	Emissivité hémisphérique d'un sol intégrée spectralement dans la bande [3-5] μm .
$\epsilon_{s8\mu}$	Emissivité hémisphérique d'un sol intégrée spectralement dans la bande [8-12] μm .
$\rho_{s\lambda}$	Albédo spectral ou réflectance hémisphérique spectrale d'un sol.
ρ_{sir}	Albédo d'un sol dans l'infrarouge. Il correspond à l'intégrale de la réflectance hémisphérique spectrale sur tout le domaine spectral de l'infrarouge.
$\rho_{s0,3-4\mu}$	Albédo d'un sol dans la bande [0,3-4] μm ou albédo solaire. Il correspond à l'intégrale de la réflectance hémisphérique spectrale sur tout le spectre solaire.
ω	Pulsation diurne = $\frac{2\pi}{\tau} = \frac{2\pi}{86400}$ rad/s

2.5 Quantités liées à la turbulence atmosphérique.

c_{vk} Constante de Von Karman $\approx 0,4$.

h	Hauteur d'un obstacle rencontré par les masses d'air [m].
D	Hauteur de déplacement du plan de référence, $D = 2/3 h$ [m].
E	Flux de vapeur d'eau [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$].
H	Flux de chaleur sensible [W/m^2].
L_{mo}	Longueur de Monin-Obukhov $L_{\text{mo}} = \frac{\overline{T_a(z)} u_*^2}{c_{vk} g T_*}$
LE	Flux de chaleur latente [W/m^2].
LE_s	Flux de chaleur latente d'un sol nu [W/m^2].
LE_{veg}	Flux de chaleur latente de la végétation [W/m^2].
r_a	Résistance d'une surface aux échanges de chaleur ou résistance aérodynamique [s/m].
z_0	Longueur ou hauteur de rugosité d'une surface, définie comme la hauteur à laquelle la vitesse du vent serait nulle par extrapolation du profil logarithmique de la vitesse du vent dans l'atmosphère [m].
z_{0h}	Longueur de rugosité thermique qui joue pour les transferts de chaleur un rôle identique à z_0 pour les transferts de quantité de mouvement $z_{0h} \ll z_0$ [m].

2.6 Quantités liées à la végétation.

LAI	Indice foliaire de la végétation (Leaf Area Index). Il est défini comme la surface de feuilles par unité de surface.
r_{smin}	Résistance stomatale minimale de la végétation [s/m].

2.7 Quantités liées à SPIrou

Modèle	Représentation d'un phénomène physique réalisée afin de pouvoir mieux étudier celui-ci (Larousse).
--------	--

Produit-image	Ensemble des images et autres données résultant du segment sol et constituant le produit remis au "consommateur".
Similaires	Images simulées dont certaines caractéristiques doivent être retrouvées lors d'une comparaison avec des images réellement acquises et d'autres ont "volontairement" été omises.
Simulateur	Dispositif capable de reproduire le comportement d'un système dont on désire soit étudier le fonctionnement, soit enseigner l'utilisation (Larousse).

3. Simulateurs

SPIRou a pour principal objectif de synthétiser des images qui alimenteront en scènes sources un simulateur de produits-images. Ce simulateur simulera des produits images similaires à ceux que pourrait fournir un système d'observation. Ce chapitre, tout d'abord, nous éclaire sur la définition d'un système d'observation et sur l'utilité d'un simulateur. Puis, il passe en revue quelques simulateurs. Et enfin, il détaille le simulateur de produits images pour conclure sur les spécifications de SPIRou.

3. Simulateurs

- 3.1 Système d'observation
- 3.2 Simulateurs d'un système d'observation
- 3.3 Simulateur de produits-images
- 3.4 Etat de l'art des simulateurs en infrarouge
- 3.5 Spécifications de SPIRou

3.1 Système d'observation

Un système d'observation est composé de deux parties : un *segment sol* et un *segment spatial* (ou bord) (figure 3-1).

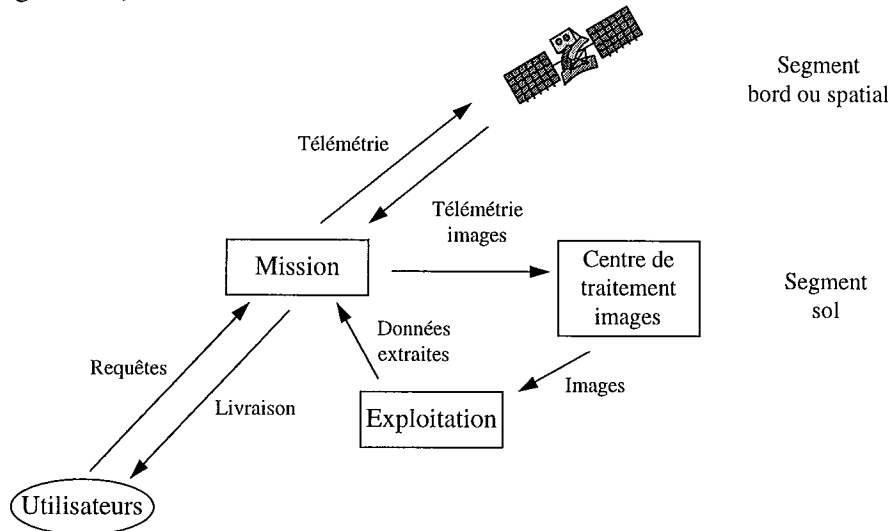


Figure 3-1: Schéma d'un système d'observation

Le *segment sol* contrôle le bon fonctionnement du satellite, transmet les commandes de la mission d'observation, réceptionne et traite le signal provenant du segment spatial pour en extraire l'information requise. Il envoie des commandes au satellite, lors de sa mise en position sur son orbite finale et tout au long de sa vie, afin de connaître son état : position, batterie, ... (télémetrie). Si les réponses fournies par le satellite sont satisfaisantes, il est alors opérationnel et des missions d'observation peuvent être planifiées. Ces missions sont élaborées dans un centre d'analyse et de planification qui étudie les requêtes des utilisateurs et les traduit en commandes à envoyer vers le système satellite adéquat. La mission d'observation accomplie, le segment sol reçoit des données provenant du segment spatial (télémetrie image) et les traite afin d'obtenir des résultats exploitables.

Le *segment spatial* comprend une plate-forme sur laquelle sont positionnés différents instruments de mesure et tous les éléments électriques et mécaniques permettant par exemple de recevoir, stocker et transmettre de l'information, piloter la plate-forme, fournir de l'énergie. En vol, le segment spatial reçoit des télécommandes provenant du segment sol qui décrivent les caractéristiques de la mission d'observation telles que les dates de prise de vue et de transmission de données. Au moment opportun, l'instrument va acquérir l'image. Le signal provenant de la zone observée, perturbé par l'atmosphère, est capté par le système optique de l'instrument dans sa bande spectrale d'intérêt. La chaîne électronique à bord du satellite va transformer le signal électrique reçu par le capteur en signal numérique. En vue du segment sol, le satellite transmet le signal numérique de l'image et des données auxiliaires d'acquisition (attitude de la plate-forme, état des détecteurs ...).

3.2 Simulateurs d'un système d'observation

Un satellite est un système complexe, formé d'un grand nombre de modules qui interagissent et échangent des informations. Tous ces modules touchent des domaines bien différents : analyse de données, traitement de l'information, optronique, électronique, mécanique, physique, traitement du signal et de l'image ... Les techniques les plus performantes doivent être utilisées lors de la conception des différents modules.

La validation de chaque étape de la fabrication et de chaque module doit être effectuée afin que d'éventuelles erreurs soient détectées avant le lancement du satellite. Car après le lancement, la moindre défaillance de l'un des deux segments peut mettre en péril la vie du satellite. La détection, l'analyse et le diagnostic d'une panne doivent alors être menés dans un temps très restreint.

Un outil, tel qu'un simulateur, peut être une aide précieuse dans ce contexte. D'après le dictionnaire (petit Larousse illustré), un simulateur est un dispositif capable de reproduire le comportement d'un système dont on désire soit étudier le fonctionnement, soit enseigner l'utilisation. Très souvent, une confusion est commise entre un simulateur et un modèle. Un modèle est une représentation d'un phénomène physique afin de pouvoir mieux étudier celui-ci. La simulation d'un système peut donc faire appel à la modélisation de phénomènes physiques mis en jeu dans ce dernier.

Un simulateur peut alors être utilisé *au cours de la vie d'un satellite* pour, entre autres :

- * le dimensionnement,
- * la conception,
- * la réalisation,
- * l'évaluation des performances,
- * la détection,
- * le diagnostic et la correction des pannes,
- * la formation des personnes.

Pour les satellites, de nombreux simulateurs ont été développés. Nous avons dénombré huit classes, que nous allons décrire brièvement :

- missions scientifiques.
- produits-images,
- fonctionnement du satellite,
- centre d'analyse,
- analyse et planification de la mission,
- attitude du satellite,
- instrument de prise de vue,
- comportement physique de la structure.

1 Missions scientifiques

Un simulateur de missions scientifiques a pour objectif d'évaluer les performances d'un système particulier avant et après son lancement en respectant les objectifs scientifiques de la mission. Il permet de reproduire les informations que le capteur fournira une fois en orbite au dessus de la zone d'intérêt et de simuler des traitements de données pour la fabrication de l'information destinée aux utilisateurs. Par exemple, les missions scientifiques de MERIS (Montagner, 1994 ; Billat, 1997) et GOMOS (Gelard et *al.*, 1994) ont été simulées par un tel outil et la version trois dimensions de AS³-I (Paparoditis et *al.*, 1996) peut être référencée dans cette catégorie.

2 Produits-images

Un simulateur de produits-images a pour but la simulation globale d'un système satellitaire afin de produire des images et des données auxiliaires nécessaires à leur exploitation : datations, données d'attitude, réponse des détecteurs,... De nombreux simulateurs de produits-images ont été développés : AS³-I (Aérospatiale Space System Simulator-Image) permet de simuler des images pour n'importe quel système satellitaire dans les domaines de l'optique, l'hyperfréquence et l'infrarouge ; LOCOSAR élaboré par Alcatel, a pour but de simuler des images en hyperfréquence pour un radar à synthèse d'ouverture ; SIROS, développé par le Centre d'Electronique de l'ARmement, simule très finement des images en hyperfréquence.

3 Fonctionnement du satellite

Un simulateur du fonctionnement du satellite permet l'identification et l'étude de pannes. Un exemple est l'outil SATEXPERT développé par Aérospatiale, Dassault et Framentec-Cognitec (1991). Il simule le fonctionnement du satellite en décrivant tous les composants élémentaires le constituant et leurs interactions. Il permet de surveiller automatiquement un satellite, de détecter des anomalies et de diagnostiquer les pannes inhérentes à ces dernières.

4 Centre d'analyse

Il a pour objectif d'analyser la demande d'information faite par l'utilisateur et de déterminer le ou les meilleurs systèmes satellitaires, aéroportés, ..., susceptibles de fournir cette information. Ce centre va tout d'abord analyser puis lister les différents systèmes (longueur d'onde, échantillonnage spatial, altitude, coût, ...) capables de fournir l'information désirée. Image Query Assistant (Houzelle et *al.*, 1996) est un exemple d'un tel outil.

5 Planification de mission

Un simulateur d'analyse et de planification de mission, tel que SIMIS (Charalambides, 1994), Satellite Tool Kit (commercialisé par Analytical Graphics), AS³-M (Caillaud et Amalric, 1997 ; document interne Aérospatiale) traite de la programmation des prises de vue en fonction de contraintes d'obtention (visibilité, climatologie, stockage, ...).

6 Attitude du satellite

Les lois de contrôle d'attitude d'un satellite sont destinées à être codées dans le calculateur de bord. Leur rôle est de maintenir le satellite dans la bonne orientation malgré les perturbations auxquelles il est soumis. Cette étude peut être réalisée, par exemple, à l'aide du simulateur Cannes_Ada (De Gabai, 1994), d'une application de SINUS (Mesnager, 1994), de Dynamica (Champetier et *al.*, 1994).

7 Comportement physique de la structure du satellite

Ce simulateur reproduit la réponse des systèmes aux perturbations mécaniques, thermiques ou électriques que subit le satellite lors de son lancement et de sa vie. Il permet d'étudier et de visualiser le comportement de la structure et des éléments composant le satellite à des agressions de type mécanique, thermique et acoustique à l'aide d'outils tels que CATIA (Dassault), NATRAN (NASA), ESATAN (Carreira Perpignan, 1994).

8 Instrument de prise de vue

Un simulateur d'instrument permet de maquetter, d'analyser la tolérance et les aberrations, estimer la tache image, la fonction de transfert de modulation, ... d'un système optique. Ceci est réalisé à l'aide de logiciels tels que CODE V, ZEMAX, ASAP, SPEOS (*in* Europhotonics, 1997).

Tous ces simulateurs ont des rôles bien différents mais sont interfaçables entre eux. Par exemple, le simulateur de l'instrument fournit, entre autres, la tache image d'un système optique bien défini ; cette dernière sera ensuite une entrée du simulateur de produits-images et caractérisera finement l'effet de l'optique dans l'image. La simulation du comportement d'un contrôle d'attitude pourra fournir la base d'un modèle d'attitude, qui sera également une entrée du simulateur d'images. Le simulateur de produits-images permet de dégrader la qualité des images afin d'analyser l'intervalle de confiance des produits réalisés dans le cadre d'une mission scientifique. Par le biais d'échanges d'informations, certains simulateurs peuvent devenir des modules d'autres simulateurs.

3.3 Simulateur de produits-images

Dans le cadre de la thèse, le simulateur de produits-images nous intéresse tout particulièrement. Il a pour objectif de générer des produits-images disponibles avant et après le lancement d'un système satellite.

Avant le lancement, les produits pourront être utilisés afin :

- d'étudier les différents concepts de systèmes et de visualiser l'influence de variantes de conception sur l'image finale,
- de mesurer et visualiser directement sur l'image les performances prévues du système à chaque étape du développement,
- de mettre en évidence d'éventuelles différences avec la spécification,

- de former l'utilisateur final à leur compréhension et leur utilisation, à la mise au point et à la validation d'algorithmes d'exploitation thématique.

Après le lancement, le simulateur servira à étudier d'éventuelles modifications des paramètres d'acquisition.

Un simulateur de produits-images est composé de quatre parties principales de complexité variable : la partie « scène » source, l'atmosphère, les segments bord et sol (figure 3-2).

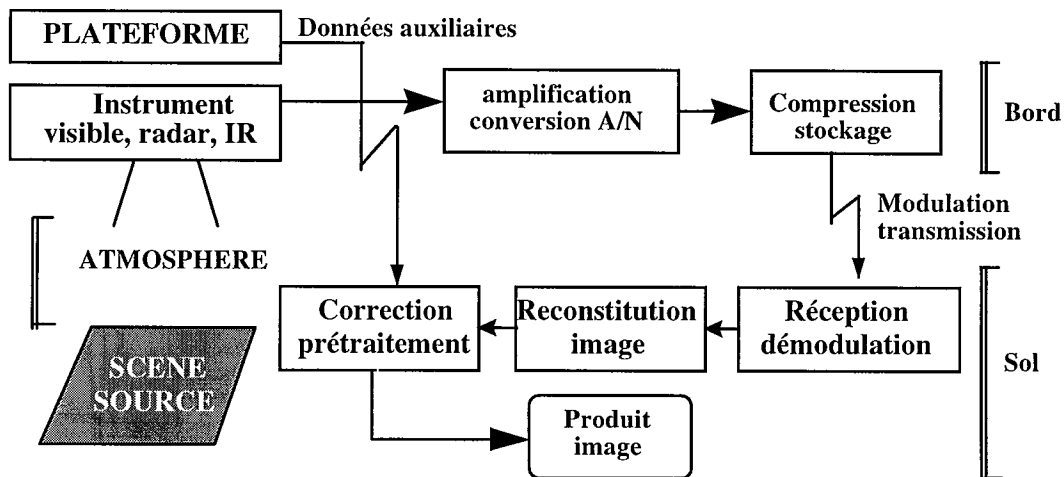


Figure 3-2: schéma générique du simulateur d'images

La partie "scène" décrit le comportement spectral de la scène observée au niveau du sol. Elle consiste à modéliser le comportement électromagnétique de la zone étudiée. De nombreux scientifiques se sont penchés sur ce problème dans un but de compréhension des phénomènes physiques à la surface pour n'importe quel type d'objet, de conditions, de longueurs d'onde, et une multitude de modèles a été développée. Ces derniers sont appelés modèles directs. Ils permettent, à partir de données sol, d'exprimer la radiométrie au niveau de la surface.

Entre le sol et le satellite, le signal peut être perturbé par l'atmosphère qui joue un rôle différent en fonction de la bande spectrale étudiée. Elle peut atténuer le rayonnement la traversant par absorption ou diffusion des gaz et molécules la constituant, déphaser le signal ou être source de rayonnement. Tous ces phénomènes qui perturbent le signal lors de la traversée de l'atmosphère peuvent être modélisés à l'aide d'un logiciel de transfert radiatif tel que 6S (Vermote et al., 1994), MODTRAN, dans le visible et l'infrarouge. En hyperfréquence, Ulaby et al. (1981) ont modélisé l'interaction entre le signal et l'atmosphère.

Après avoir traversé l'atmosphère, le signal se trouve en entrée du capteur. Toutes les étapes qui permettent de passer du signal reçu par le capteur à celui transmis à la station sol sont situées au niveau du *segment bord* qui simule la chaîne optronique à bord du satellite. Dans ce segment, l'image de la scène est modélisée dans le plan focal où se trouvent les détecteurs, en fonction de la tache image de l'optique, de l'attitude de la plate-forme et du signal à l'entrée du satellite. Ensuite, le comportement des détecteurs est assimilé à une loi linéaire en fonction

du signal d'entrée ou s'ajoute un bruit d'obscurité et un bruit photonique lié au signal en entrée. A la sortie des détecteurs, le signal électrique est numérisé par un convertisseur analogique numérique, compressé et stocké à bord du satellite avant d'être transmis au segment sol.

Le *segment sol* a pour objectif de maquetter le fonctionnement des logiciels de traitement de l'image. Il va tout d'abord réceptionner le signal provenant du satellite puis reconstituer l'image. Des corrections géométriques et radiométriques seront effectuées sur cette image en fonction de l'attitude du satellite lors de l'acquisition du signal et du comportement des détecteurs.

3.4 Etat de l'art des simulateurs en infrarouge

La plupart des outils existants ou en voie de développement, dans ces longueurs d'onde, ont pour principal objectif d'estimer le rayonnement de cibles ponctuelles telles que : véhicules, hélicoptères, avions, missiles ... Voici une liste non exhaustive de tels simulateurs : SIRIM, GTSIG, PRISM, SPIRITS (*in* Anderson et *al.*, 1994) ; ONDE (Latger et Taleron, 1996), SYGOTHERM (Tschanz et *al.*, 1997), SEISM (Jagueneau et *al.*, 1997).

Pour l'observation satellitaire, Aérospatiale a développé un simulateur (AS³-I) et d'autres simulateurs sont en cours de développement (Balfour et Bushlin, 1997).

Parallèlement au développement de tous ces simulateurs, le besoin en imagerie infrarouge est croissant et de nombreux capteurs dédiés à l'observation dans ce domaine spectral, sont en phase de spécification, de conception ou en vol : IRSUTE, PRISM, Meteosat Second Generation, Landsat 7...

Les images fournies par ces différents capteurs vont alors être utilisées et analysées dans une multitude de domaines afin d'extraire l'information pertinente propre à l'objectif de l'étude. L'imagerie infrarouge est utile, entre autres, en : climatologie, géologie, hydrologie, océanologie ...

- climatologie : elles permettent d'étudier la répartition des échanges de chaleur et de masse entre le sol et l'atmosphère et l'influence de la géographie sur l'environnement local. A titre d'exemple, elles sont utiles pour détecter les masses d'air froides pour un relief montagneux, l'influence du vent sur les surfaces cultivées (cartographie des zones susceptibles de subir le gel) ...
- géologie : elles peuvent être utiles pour cartographier l'inertie thermique et les structures géologiques
- hydrologie : elles permettent de cartographier l'humidité et d'estimer son influence sur les échanges entre le sol et l'atmosphère

- océanologie : la cartographie des courants marins peut être une application de l'imagerie infrarouge (image 3.1).



Image 3.1 : image Heat Capacity Mapping Mission acquise le 11 mai 1978 (Price, 1986)
Le Gulf Stream est plus chaud que les eaux froides de l'Atlantique (bleu = froid et blanc = chaud)

- météorologie : observation de la vapeur d'eau atmosphérique, de la température de surface de la terre.
- étude de la biosphère continentale.

Les spécifications des capteurs et des satellites seront propres à l'application envisagée : bande spectrale, résolution spatiale, échantillonnage temporel, orbitographie ...

3.5 Spécifications de SPIROU

L'intérêt croissant de l'imagerie infrarouge dans les domaines préalablement décrits justifie le développement d'un simulateur de produits-images dans cette bande spectrale.

Cette thèse consiste à développer un outil qui permette de générer des images en luminance spectrale au niveau de la surface dans le domaine de l'infrarouge thermique. Cet outil sera ensuite intégré dans le simulateur développé par Aerospatiale : AS³-I.

AS³-I permet de simuler tout satellite de télédétection avec des adaptations minimales, dans le domaine du visible, l'infrarouge et l'hyperfréquence. Deux principes d'alimentation du simulateur en scènes sources peuvent être utilisés.

Le premier consiste à utiliser des images acquises le plus souvent par un capteur aérien. Ce principe, appelé approche par *dégradation*, est le plus souvent retenu pour la simulation des capteurs optiques dans les domaines visible et infrarouge, ou l'on dispose d'images sources de bien meilleure qualité que celles qu'obtiendrait le système spatial étudié.

Le second réside dans la *synthèse* complète d'images à l'aide d'une base de données des caractéristiques du terrain observé et de modèles du comportement physique des objets dans le domaine spectral d'étude ; c'est le principe utilisé en hyperfréquence (Armand, 1993).

L'étude du rayonnement infrarouge au niveau de la surface, décrite dans le chapitre 4, montre que les images sont très sensibles à une modification des conditions d'acquisition telles que les conditions météorologiques (vitesse du vent, température de l'air, couverture nuageuse ...), l'instant de prise de vue ... Par exemple, la pluie va rendre incomparables deux images d'un même site prises à deux instants différents, car elle a tendance à homogénéiser les luminances des objets composant la surface étudiée. En effet, les gains énergétiques à la surface ne seront pas utilisés pour accroître la température des objets et donc les différencier, mais principalement à évaporer l'eau à la surface.

L'approche par *dégradation* permet à partir d'une image source de réaliser une seule simulation dans les mêmes conditions d'acquisition. Cette approche requiert l'acquisition et la gestion d'un grand nombre d'images utiles à la simulation dans tous les modes de fonctionnement du système.

La *synthèse* consiste à créer une image à l'aide de modèles décrivant le comportement de la scène dans la bande spectrale d'intérêt. Elle nécessite la connaissance précise de la physique de la mesure dans le domaine spectral d'étude et surtout de sa modélisation. Une fois cette étape surmontée, il suffit de modifier quelques paramètres d'entrée du simulateur pour générer des images dans n'importe quelles conditions météorologiques et sur différents sites, ainsi que l'évolution temporelle de la scène.

Pour cette thèse, nous allons développer un module scène source basé sur la *synthèse*. Cette approche consiste donc à synthétiser des images dans le domaine spectral d'étude par modélisation du comportement physique de la scène.

Certaines limites vont être imposées à SPIROU en ce qui concerne :

- les modèles,
- l'échantillonnage spatial.

Durant cette thèse, nous allons focaliser notre attention sur la prédiction de la température de surface et donc sur la prise en compte et la modélisation des principaux échanges de chaleur et de masse entre le sous-sol, le sol et l'atmosphère. Cette température de surface permet de

prédire un des termes contribuant à la luminance spectrale au niveau de la surface : l'émission propre de la surface. Les deux autres termes : les rayonnements solaire et atmosphérique réfléchis à la surface devront aussi être modélisés. Tous ces modèles nous permettent alors de prédire la luminance spectrale au niveau de la surface.

Ils devront s'appliquer à des surfaces naturelles (sols nus, végétation ...) et des surfaces artificielles (routes, ponts, objets enterrés ...). Ces dernières composeront un terrain plat. La modélisation des effets du relief tels que : modification du rayonnement solaire incident (pente locale, réflexion multiple, ombres, cavités ...), du contenu en eau du sol (ruissellement, stockage), de la vitesse du vent et des paramètres météorologiques, ne sera pas réalisée dans le cadre de cette thèse. Pour certains sites tels que les zones urbaines, les zones de relief accidenté, la troisième dimension peut influencer de façon notable la température de surface et par conséquent la luminance prédite. Cette dernière ne sera pas alors représentative de la scène observée.

La modélisation des effets directionnels des caractéristiques telles que : l'albédo, l'émissivité ne sera pas menée. Toutes les images synthétisées simuleront une prise de vue au nadir.

Et enfin, les modèles liés au ciel et à l'atmosphère ne s'appliqueront que dans le cas d'un ciel clair. En effet, la présence de nuages à forte absorption, perturbe complètement le signal reçu par le capteur (image 3-2).

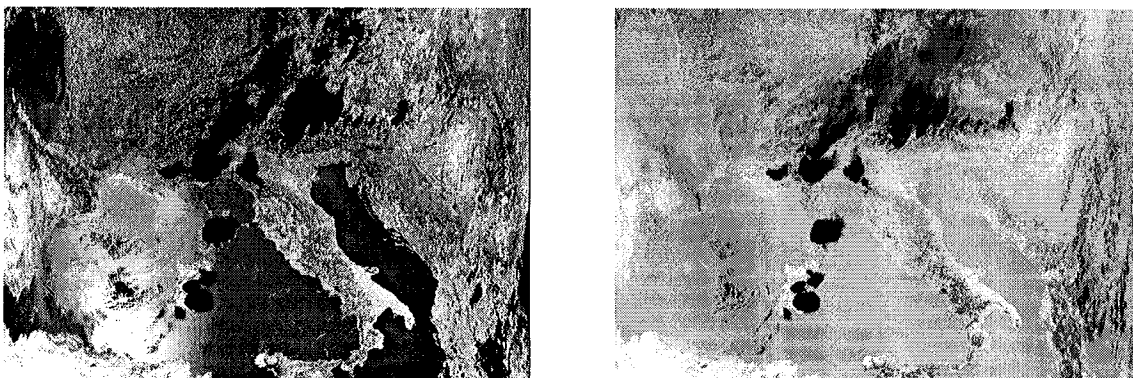


Image 3-2 : images AVHRR dans les bandes 3,55-3,95 μm et 10,3-11,3 μm

En présence de nuages absorbants, le capteur voit uniquement le rayonnement propre des nuages et non celui émis par la surface (image 3-2).

Les scènes sources que nous allons synthétiser vont alimenter le simulateur AS³-I. Dans le cadre de cette thèse, l'objectif de AS³-I est de simuler des images d'échantillonnage spatial proche de *10 mètres*. Ce choix d'échantillonnage spatial pour les images finales implique un échantillonnage spatial voisin de *2 mètres* pour les images synthétisées par SPIROU. En effet, d'après Savaria (document interne Aérospatiale), pour des raisons de qualité image, un rapport 5 entre l'échantillonnage spatial des images placées après et avant un capteur doit être au moins vérifié. Cette valeur d'échantillonnage spatial a un impact en terme d'échelle de phénomènes. Ce point sera traité dans le chapitre 5 dédié à la description du simulateur et des modèles.

SPIRou doit être capable de :

- synthétiser des images en luminance, au niveau de la surface, dans le domaine de l'infrarouge thermique, pour des scènes naturelles,
- de traiter des surfaces naturelles (sol nu et végétation) et artificielles (pont, route, objets enterrés, sources de chaleurs, ...) qui composeront une scène plane,
- simuler une prise de vue au nadir uniquement,
- synthétiser des images par ciel clair,
- synthétiser des images d'échantillonnage spatial proche de 2 mètres (échantillonnage spatial de 10 mètres en sortie de AS³-I),
- synthétiser des images pour n'importe quelles dates et heures d'observation.

4. Physique du rayonnement infrarouge au niveau de la surface

L'infrarouge est un domaine spectral allant de 3 à 100 μm . Dans ce domaine, la luminance au niveau de la surface dépend de la réflexion des rayonnements solaire et atmosphérique et de l'émission propre de la surface. Ce chapitre a pour principal objectif de décrire les principaux échanges, flux et rayonnements qui contribuent directement ou indirectement à la luminance spectrale au niveau de la surface. Cette connaissance sera très utile pour la synthèse (approche choisie pour SPIRou) car tous ces échanges doivent être répertoriés et modélisés.

4. Physique du rayonnement infrarouge au niveau de la surface

4.1 Rayonnement spectral au niveau de la surface

4.1.1 Contribution spectrale de chaque rayonnement

4.2 Température de surface

4.2.1 Gains énergétiques

4.2.2 Pertes énergétiques

4.2.3 Conclusion

4.3 Conclusion

En infrarouge, les capteurs aéroportés ou satellitaires d'observation de la terre ne s'intéressent pas au domaine spectral de l'infrarouge thermique dans sa globalité (3-100 μm). Ils traitent plus particulièrement deux bandes spectrales :

- 3-5 μm (bande II),
- 8-12 μm (bande III),

appelées « fenêtres de transmission atmosphérique ».

Dans la suite du chapitre, nous nous intéresserons à la physique du rayonnement infrarouge au niveau de la surface dans ces deux bandes spectrales.

4.1 Rayonnement spectral au niveau de la surface

Au niveau de la surface, trois rayonnements doivent être pris en compte pour estimer la luminance spectrale résultante : le rayonnement solaire spectral ($G_{\lambda\downarrow}$) incident, le rayonnement atmosphérique spectral ($La_{\lambda\downarrow}$) incident et l'émission propre de la surface ($M_{\lambda}(T)$). Si la surface est lambertienne, la luminance spectrale s'écrit (relation 4.1) :

$$\pi L_{\lambda}(z=0) = (\rho_{s\lambda})(G_{\lambda\downarrow} + La_{\lambda\downarrow}) + M_{\lambda}(T) \quad \text{Equation 4.1}$$

Ces trois rayonnements vont être décrits successivement.

– Emission propre de la surface $M_{\lambda}(T)$

L'exitance spectrale d'une surface naturelle s'exprime en fonction de :

- son émissivité ($\epsilon_{s\lambda}$),
- exitance du corps noir (Loi de Planck, $M_{\lambda}^{CN}(T)$).

Le rayonnement spectral s'écrit alors (relation 4.2) :

$$M_{\lambda}(T) = \epsilon_{s\lambda}(T) M_{\lambda}^{CN}(T) \quad \text{Equation 4.2}$$

– Rayonnement atmosphérique La_{λ}

La surface du sol reçoit un flux résultant des rayonnements émis par les gaz (H_2O , CO_2 , O_3 ...) et les aérosols (figure 4-1).

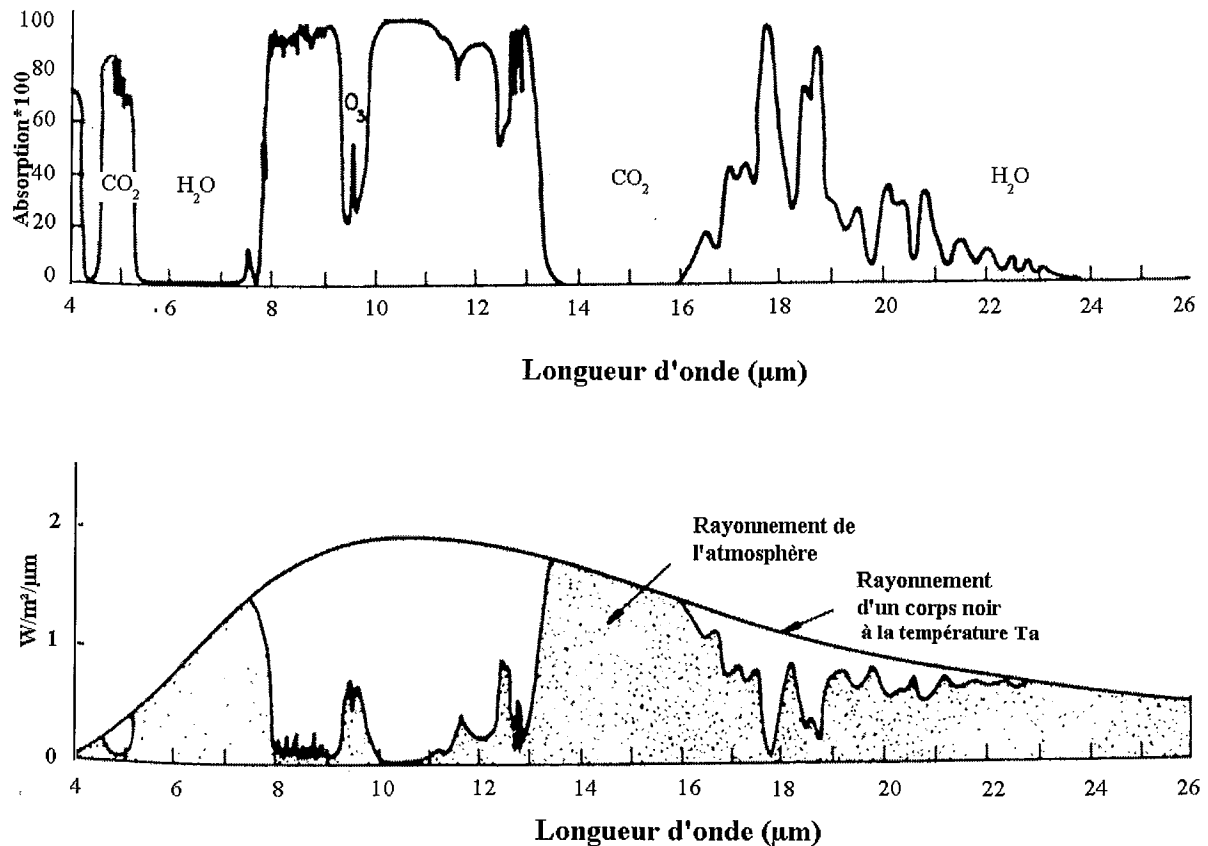


Figure 4-1: absorption et rayonnement spectraux de l'atmosphère (in Becker, 1980)

Dans la fenêtre de 7,5-14 μm, l'émission des couches atmosphériques résulte de l'émission de la vapeur d'eau, du gaz carbonique et de l'ozone.

La température de rayonnement local de l'atmosphère (T_a) peut être assimilée à celle des basses couches atmosphériques en raison de leur forte contribution sur le rayonnement incident.

– Le rayonnement solaire spectral G_λ

Le soleil est la source d'un rayonnement qui peut être assimilé à celui d'un corps noir porté à 6000 K. Au niveau de la surface, sa contribution spectrale est liée au rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère et au facteur de transmission atmosphérique qui fluctuent en fonction :

- bande spectrale d'étude,
- composition de l'atmosphère : molécules, aérosols, nuages (absorption, diffusion),
- longueur du chemin optique.

4.1.1 Contribution spectrale de chaque rayonnement

Nous allons nous intéresser à la contribution spectrale du rayonnement atmosphérique, du rayonnement solaire et de l'émission propre de la surface.

Pour les deux bandes spectrales d'intérêt, nous allons étudier la contribution spectrale de chaque rayonnement pour du sable, du maïs et un toit métallique dans le cadre d'une situation typique caractérisée par :

date : 1 juin,

lieu : latitude 45°, longitude 7°,

conditions météorologiques : humidité de l'air 50%, vitesse du vent = 2m/s, température de l'air entre 12 et 22°C,

caractéristiques des surfaces :

- sable : albédo = 0,17, humidité = 0,5, émissivité intégrée = 0,9 ,
 $\epsilon_{s3-5} = 0,89$ $\epsilon_{s8-12} = 0,92$
- maïs : albédo = 0,45, émissivité intégrée = 0,98 , veg=1
 $\epsilon_{s3-5} = 0,95$ $\epsilon_{s8-12} = 0,95$
- toit en acier : acier, polystyrène, air,
 albédo = 0,22, émissivité intégrée = 0,07
 $\epsilon_{s3-5} = 0,09$ $\epsilon_{s8-12} = 0,06$

Les évolutions temporelles de la température du maïs, du sable, du toit et de l'air sont tracées dans la figure 4-2.

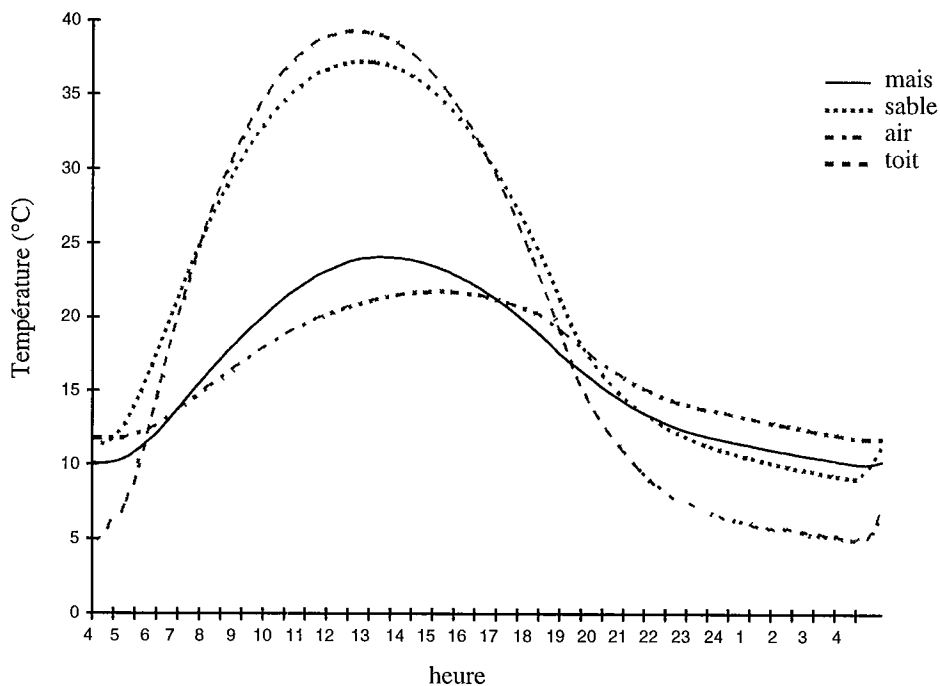
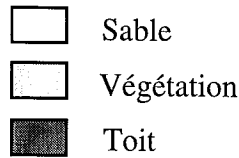
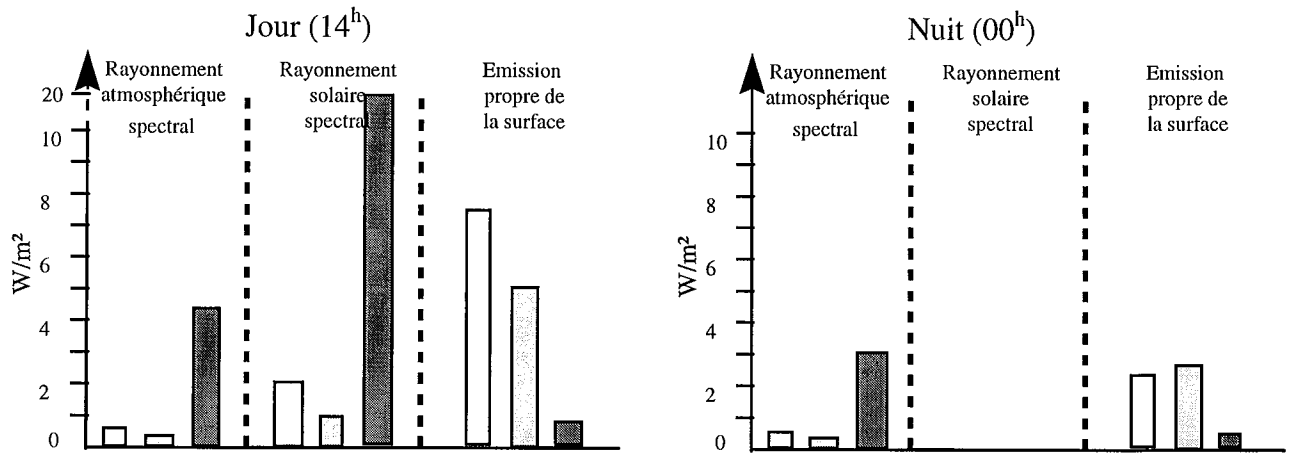


Figure 4-2 : évolution temporelle de la température du sable, de la végétation, du toit et de l'air pour notre situation typique

Dans la figure 4-3, nous étudions, pour nos trois corps, la contribution des rayonnements spectraux à la surface pour les bandes II et III de jour et de nuit.



Bande II



Bande III

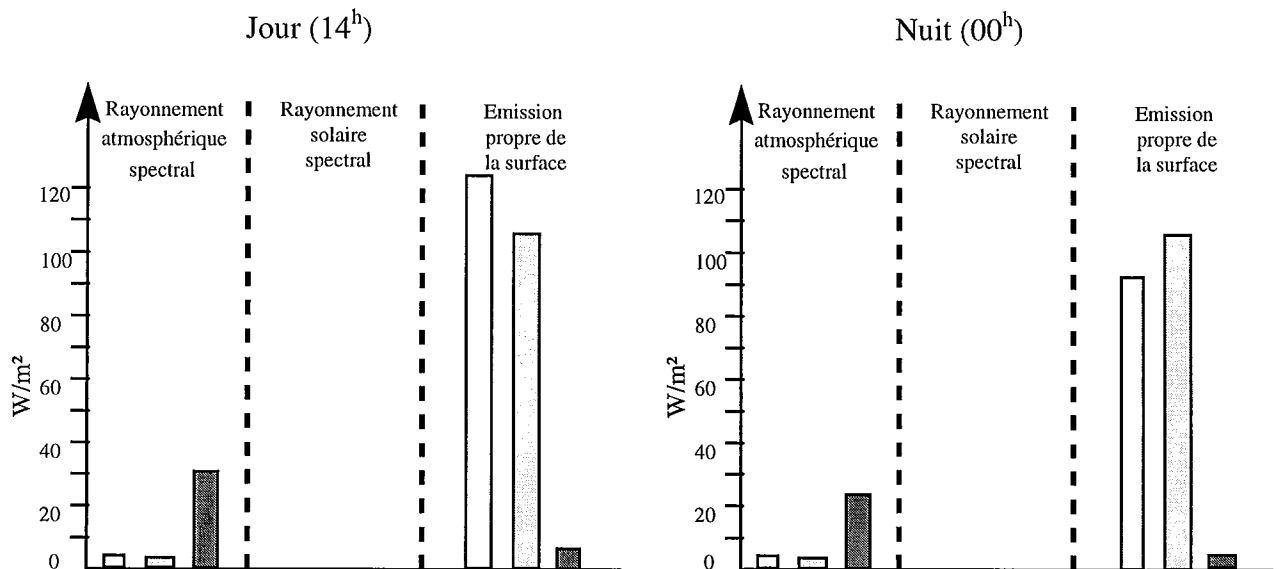


Figure 4-3: contribution des rayonnements au niveau de la surface dans les bandes II et III pour notre situation typique

– Bande II

De jour :

Le rayonnement solaire réfléchi à la surface est prépondérant pour un corps d'émissivité faible (métal, $\epsilon_{s,3-5} \approx 0,1$). Pour un corps d'émissivité élevée ($\epsilon_{s,3-5} \approx 0,90$), le rayonnement prépondérant est l'émission propre de la surface.

De nuit :

Le rayonnement atmosphérique réfléchi à la surface est prépondérant pour un corps d'émissivité faible (métal, $\epsilon_{s,3-5} \approx 0,1$). Pour un corps d'émissivité élevée ($\epsilon_{s,3-5} \approx 0,90$), le rayonnement prépondérant est l'émission propre de la surface.

– Bande III

Sur tout *le cycle diurne*, le rayonnement prépondérant est l'émission propre de la surface pour les corps d'émissivité élevée ($\epsilon_{3-5} \approx 0,90$). Pour les corps d'émissivité proche de 0,1, le rayonnement atmosphérique réfléchi par la surface est prépondérant.

Dans les deux bandes spectrales d'étude, la luminance est étroitement liée aux valeurs de :

- émissivité spectrale,
- température de la surface.

Le paragraphe 4.2 sera donc dédié à l'étude des phénomènes physiques qui influent sur la valeur de la température.

4.2 Température de surface

Dans le paragraphe précédent, nous avons remarqué que la température joue un rôle plus ou moins important en fonction de la bande spectrale et de la surface étudiée. Elle intervient dans le terme lié à l'émission propre de la surface et sa valeur correspond à l'équilibre atteint à la surface entre les gains et les pertes énergétiques.

Remarque : dans les paragraphes qui suivent, nous allons illustrer nos propos à l'aide de l'évolution temporelle de rayonnements et de flux à la surface. Ces derniers sont liés à une situation typique caractérisée par :

Campagne de mesures : EFEDA (Linder et al., 1996),

Lieu : Barrax,

Date : 20 juin 1991,

Conditions météorologiques :

humidité relative varie entre 20 et 90%,

vitesse du vent varie entre 2 et 10 m/s,

rayonnement solaire varie entre 0 et 1000W/m²,

rayonnement atmosphérique varie entre 320 et 420 W/m².

Caractéristiques de la surface : limon

albédo = 0,23, émissivité intégrée = 1, humidité = 0,1, $z_0=0,01$ m,

la température de surface varie entre 12 et 35 °C.

4.2.1 Gains énergétiques

Les principales sources de chaleur qui existent à l'état naturel, sont :

- le soleil,
- l'atmosphère.

L'analyse des gains énergétiques est réalisée dans le paragraphe qui suit.

4.2.1.1 Le rayonnement solaire absorbé

La surface n'absorbe qu'une partie du rayonnement solaire incident. Cette fraction de rayonnement s'exprime en fonction du complémentaire à l'unité de l'albédo solaire¹.

- L'albédo solaire d'une surface est très variable. Il peut être affecté par des facteurs tels que : l'humidité, la composition minérale des sols, la teneur en matière organique, les aspérités à la surface, le taux de couverture, la géométrie de la végétation, l'effet hydrique, la vitesse du vent ...

Nous allons décrire brièvement l'influence sur la valeur d'albédo de :

- la teneur en eau (sols nus),
 - les aspérités (sols nus),
 - l'orientation des rangs de culture,
 - le vent (végétation).
- *La teneur en eau* du sol affecte son albédo dans tout le domaine spectral considéré et celle-ci est d'autant plus faible que le sol est plus humide (figure 4-4).

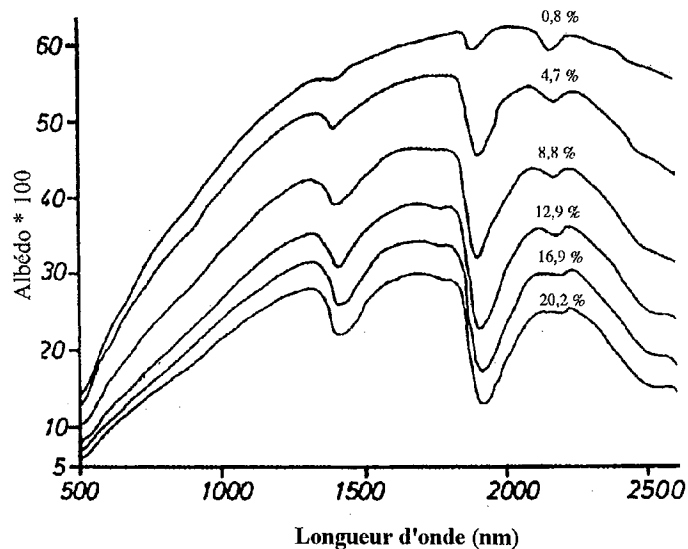


Figure 4-4 : impact de l'humidité sur l'albédo spectral d'un sol sablo-limoneux (in Guyot, 1992)

- *Les aspérités* à la surface modifient la distribution des zones éclairées et ombrées. Ainsi, lorsque la rugosité du sol augmente (présence de mottes), son albédo diminue.
- Dans le cas de la végétation, l'orientation des rangs, le taux de couverture et la vitesse du vent vont modifier la valeur d'albédo.

¹ Albédo solaire : intégrale de l'albédo spectral sur tout le spectre solaire.

Comme le montre schématiquement la figure 4-5, l'orientation des rangs de culture par rapport au soleil modifie l'importance des surfaces du sol ombrées dans les inter-rangs.

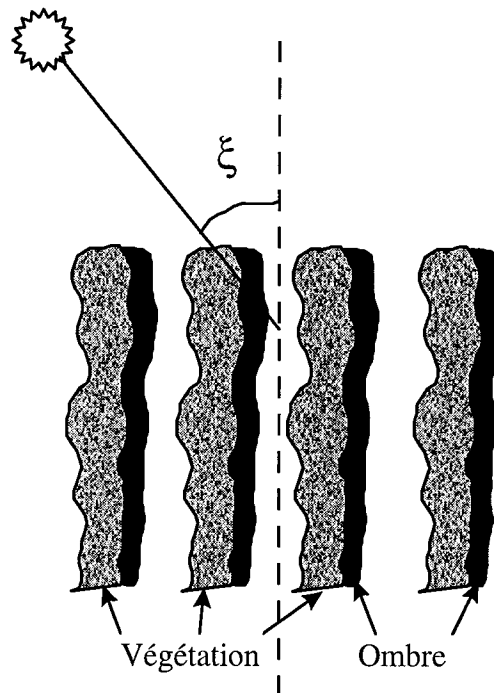


Figure 4-5 : effet de l'orientation des rangs de culture sur l'albédo d'après Guyot (1992)

L'albédo est maximum lorsque les rayons sont parallèles à la direction des rangs et minimum lorsqu'ils lui sont perpendiculaires.

Le *taux de couverture* du sol joue également un rôle important. On conçoit que lorsque le sol est peu couvert, l'effet de l'orientation des rangs soit peu sensible. Par contre, il est maximum pour un taux de couverture compris entre 40 et 60%.

La vitesse du *vent* peut modifier la géométrie du couvert et découvrir une portion plus ou moins importante des tiges et du sol sous-jacent. Cela se traduit par un accroissement sensible du coefficient de variation de l'albédo.

4.2.1.2 Le rayonnement atmosphérique absorbé.

Le rayonnement absorbé par la surface s'exprime en fonction de :

- rayonnement incident,
 - l'émissivité de la surface intégrée² en infrarouge (loi de Kirchoff).
- Le rayonnement atmosphérique incident à la surface provient de l'émission des gaz et molécules la constituant. Il est estimé sur tout le spectre infrarouge. L'évolution temporelle de ce rayonnement est tracée dans la figure 4-6 pour notre situation typique.

² Emissivité intégrée en infrarouge : émissivité spectrale intégrée sur tout le spectre infrarouge.

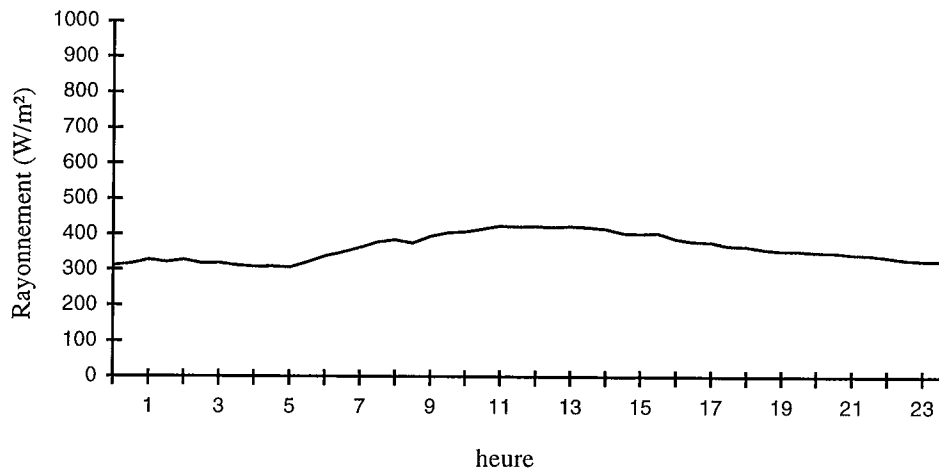


Figure 4-6 : évolution temporelle du rayonnement atmosphérique incident pour notre situation typique

Ce rayonnement a une amplitude de l'ordre de 100 W/m^2 et une valeur moyenne d'environ 350 W/m^2 . Il est fortement lié à l'état de l'atmosphère cf. paragraphe 4.1.3.

– émissivité intégrée en infrarouge

D'après la loi de Kirchoff, à l'équilibre thermodynamique et à une longueur d'onde donnée, l'émissivité est égale au coefficient d'absorption. C'est l'application de cette loi qui permet d'exprimer le rayonnement atmosphérique absorbé par la surface en fonction de son émissivité et du rayonnement incident.

4.2.2 Pertes énergétiques

A la surface, les pertes énergétiques se font sous forme de rayonnements et de flux. Quatre ont été répertoriés :

- l'émission propre de la surface,
- le flux de conduction de chaleur dans le sol (F_c),
- les flux convectifs composés du flux de chaleur sensible (H) et du flux de chaleur latente (LE).

Remarque : dans toutes les courbes qui suivent, nous avons tracé les pertes énergétiques positivement.

- La Terre est source d'un rayonnement de 3 à $120 \mu\text{m}$ qui est lié à sa température et à son émissivité (loi de Stefan). L'évolution temporelle de l'émission propre d'une surface naturelle est représentée par la figure 4-7 pour notre situation typique.

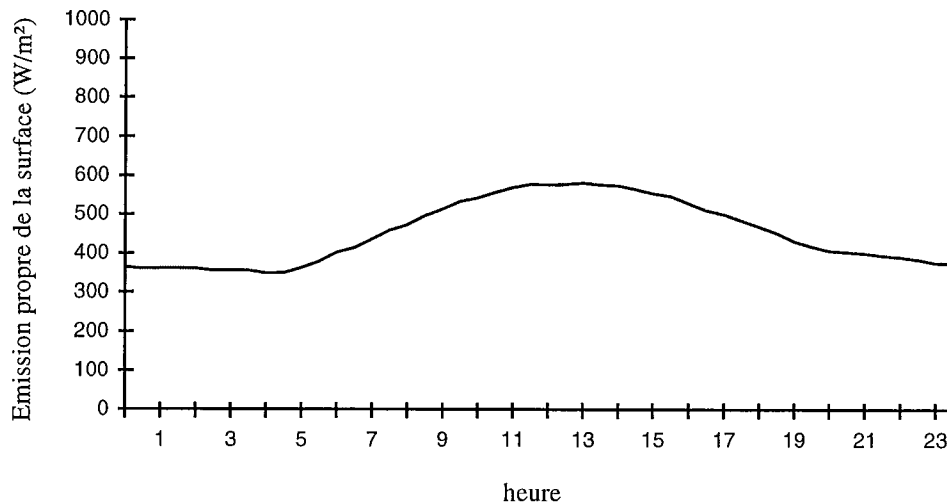


Figure 4-7 : évolution temporelle de l'émission propre de la surface sur tout le spectre pour notre situation typique

Ce rayonnement a une amplitude proche de 200 W/m^2 et une valeur moyenne de l'ordre de 450 W/m^2 .

– Flux de conduction de chaleur dans le sol

Ce flux (F_{cs}) correspond aux échanges par conduction qui résultent d'un gradient de température. La figure 4-8 représente l'évolution temporelle sur une journée de ce flux pour deux corps de conductivité thermique différente et notre situation typique.

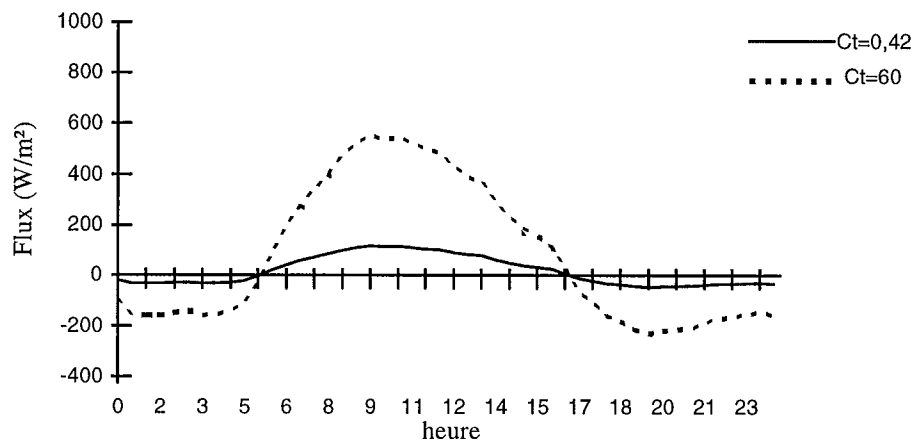


Figure 4-8 : évolution temporelle du flux de conduction dans le sol pour notre situation typique

D'après la figure 4-8, on constate que la conduction de la chaleur est d'autant plus aisée que la valeur de la conductivité thermique est importante. La modification de la conductivité thermique de $0,42$ à $60 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-0,5}$, fait passer le flux de conductivité de chaleur dans le sol de 150 à 600 W/m^2 .

Le flux de conduction de chaleur dans le sol est donc lié à l'état et aux caractéristiques thermiques du sous-sol.

– Les flux convectifs : H et LE

Lorsque l'atmosphère est en contact avec un sol plus chaud, il se crée généralement une instabilité verticale dans les basses couches de l'atmosphère qui va donner naissance au brassage convectif. Dans le cas où l'atmosphère est en contact avec un sol plus froid, il se crée une stabilisation de ces mêmes basses couches. Ces déplacements des masses d'air au voisinage du sol génèrent la plupart des échanges de chaleur et d'eau avec l'air par conduction et convection : le flux de chaleur sensible (H), et par évaporation ou condensation : le flux de chaleur latente (LE). L'intensité de ces échanges dépend principalement de trois phénomènes :

- la convection libre : la composante horizontale de la vitesse est très faible, la turbulence est seulement d'origine thermique et/ou hydrique.
- la convection forcée : la stratification thermique est très faible, toute la turbulence est d'origine mécanique (échanges proportionnels à la vitesse du vent).
- la convection mixte : la présence d'une stratification thermique et/ou hydrique donne naissance à une turbulence qui vient amplifier ou atténuer la turbulence d'origine mécanique.

Les flux convectifs sont composés de :

- flux de chaleur sensible (H),
- flux de chaleur latente (LE).

- Le flux de chaleur sensible (H) traduit les échanges de chaleur entre le sol et l'air. L'évolution temporelle du flux de chaleur sensible est représentée par la figure 4-9 pour notre situation typique.

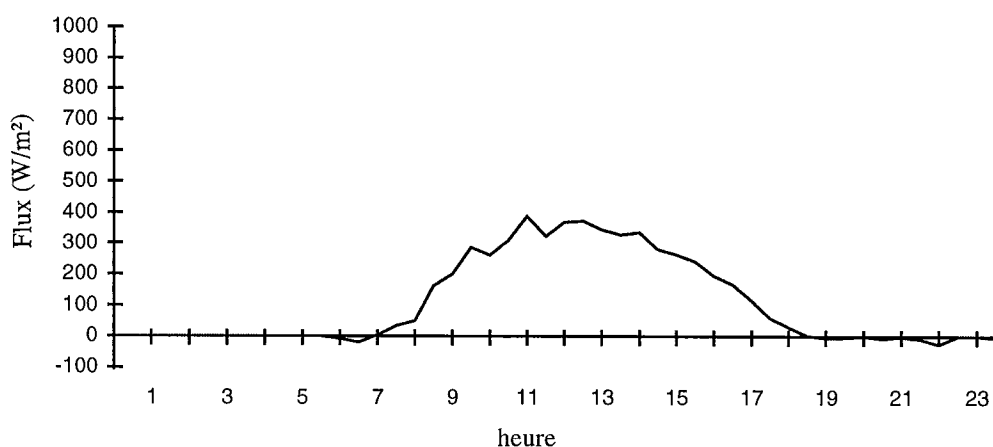


Figure 4-9 : évolution temporelle du flux de chaleur sensible pour notre situation typique

On constate que la nuit, les échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère sont faibles, car le gradient en température l'est aussi. De jour, dans ce cas d'étude, le flux de chaleur sensible peut atteindre 400 W/m².

- Le flux de chaleur latente (LE) représente les échanges d'eau entre la surface (sol, végétation) et l'air par condensation et évaporation. Il est le résultat de l'équilibre qui s'établit entre l'offre et la demande évaporatoire à la surface. L'offre correspond à la capacité du système à répondre à une demande évaporatoire. Cette capacité est liée à la valeur du contenu en eau du sol qui détermine l'offre potentielle évaporatoire que le système peut proposer. La demande évaporatoire est d'origine climatique. L'évolution temporelle du flux de chaleur latente est tracée dans la figure 4-10 pour notre situation typique.

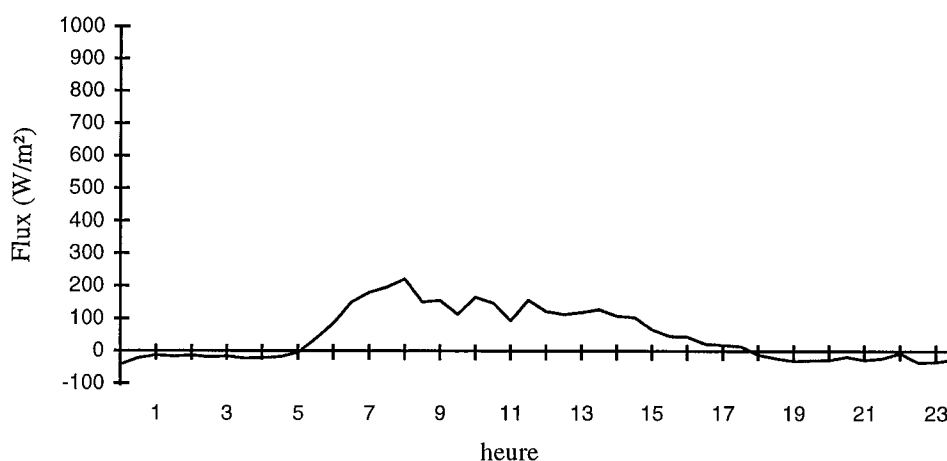


Figure 4-10 : évolution temporelle du flux de chaleur latente pour notre situation typique

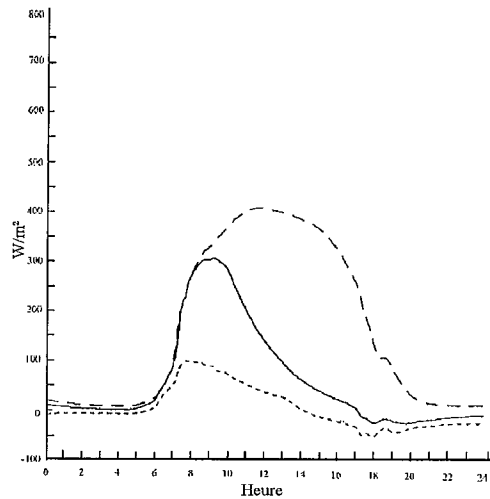
La nuit, le flux est négatif, il traduit le phénomène de condensation à la surface de l'eau contenue dans l'air. La journée, ce flux est positif et atteint une valeur maximale de l'ordre de 200 W/m². Il représente l'évaporation de l'eau contenue dans le sol.

Ces flux sont liés, entre autres, à :

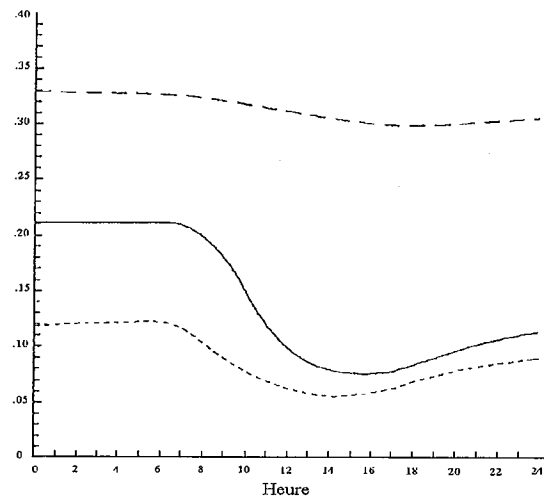
- contenu en eau du sol.
- la vitesse du vent,
- la rugosité de la surface,
- l'état de l'atmosphère (température, humidité).

- *Le contenu en eau du sol*

Le flux de chaleur latente (LE) est lié au contenu en eau du sol (figure 4-11).



Evolution du flux de chaleur latente



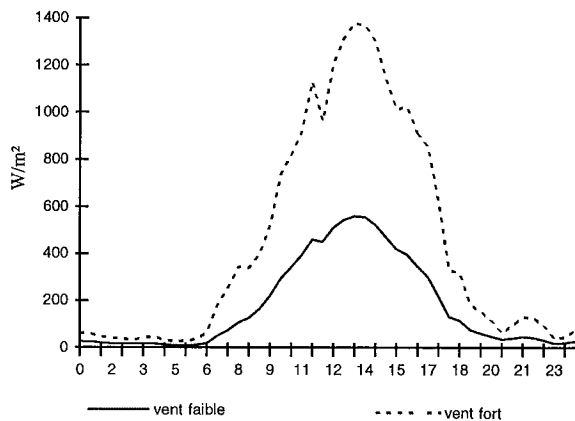
Evolution de l'humidité du sol au cours du temps

Figure 4-11 : sensibilité du flux de chaleur latente à une variation du contenu en eau du sol (*in* Jacquemin et Noilhan, 1990)

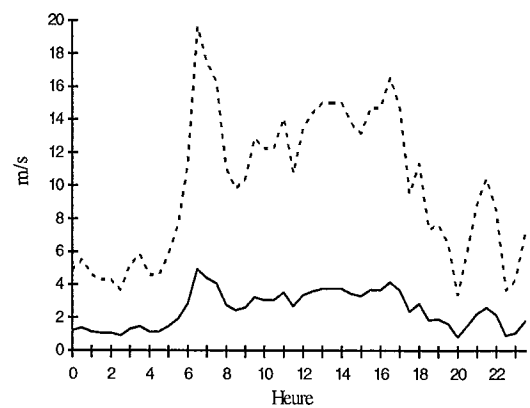
La figure 4-11 montre que pour un sol humide, la valeur du flux de chaleur latente est bien plus importante que celle relative à un sol sec. La valeur du flux passe de 100 à 400 W/m^2 quand l'humidité varie de 0,12 à 0,33.

– *La vitesse du vent*

La figure 4-12 montre l'influence de la vitesse du vent sur le flux de chaleur sensible pour notre situation typique.



Flux de chaleur sensible



Vitesse du vent

Figure 4-12 : impact du vent sur le flux de chaleur sensible dans notre situation typique

De jour, les échanges par convection sont accrus lorsque la vitesse du vent augmente. Dans notre exemple, un facteur 4 sur la valeur de la vitesse du vent entraîne un facteur 3 sur les flux de chaleur sensible.

De nuit, le gradient de température entre l'air et le sol étant faible, la variation de la vitesse du vent a un impact tout aussi faible sur les échanges.

– La rugosité de la surface

Les flux convectifs dépendent de la rugosité aérodynamique³ de la surface (figure 4-13). Cette figure représente l'impact d'une modification de la rugosité sur la valeur du flux de chaleur sensible pour notre situation typique.

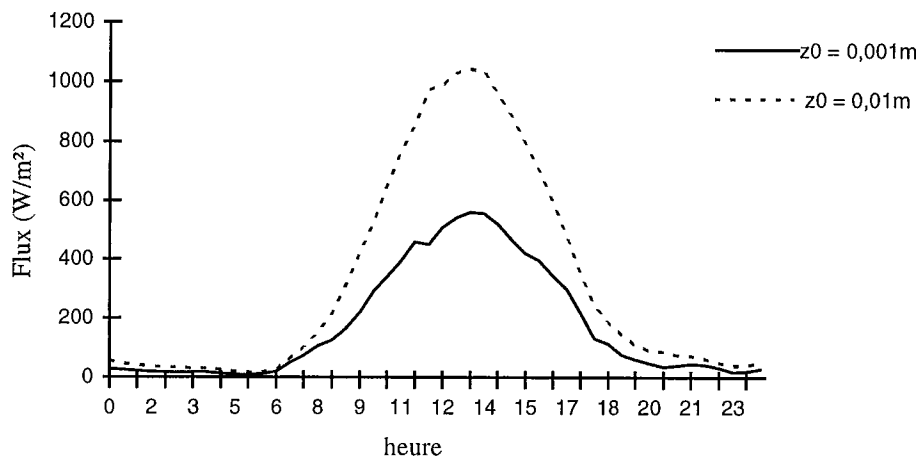


Figure 4-13 : impact d'une variation de la rugosité sur le flux de chaleur sensible pour notre situation typique

D'après la figure 4-13, nous constatons que les échanges entre le sol et l'atmosphère augmentent en fonction de la rugosité. Dans notre exemple, le flux est multiplié par 2 lorsque la rugosité passe de 0,001m à 0,01m.

Localement, les flux convectifs dépendent des :

- conditions météorologiques (vitesse du vent, température, humidité ...),
- caractéristiques de la surface (rugosité, humidité ...).

Spatialement, ils peuvent varier suite à un changement d'état de la surface tel qu'une modification de l'humidité, la rugosité, l'albédo, les caractéristiques de la végétation ... C'est ce phénomène qu'on appelle advection locale.

4.2.3 Conclusion

A la surface, la valeur de la température correspond à l'équilibre thermodynamique atteint entre les pertes et les gains énergétiques. L'ordre d'importance de ces échanges énergétiques est reproduit dans la figure 4-14 de jour et dans la figure 4-15 de nuit. Ces figures correspondent à des valeurs instantanées de flux et de rayonnements pour notre situation typique.

³ Rugosité aérodynamique : hauteur au-dessus du sol pour laquelle la vitesse du vent serait nulle par extrapolation du profil logarithmique de la vitesse du vent dans l'atmosphère.

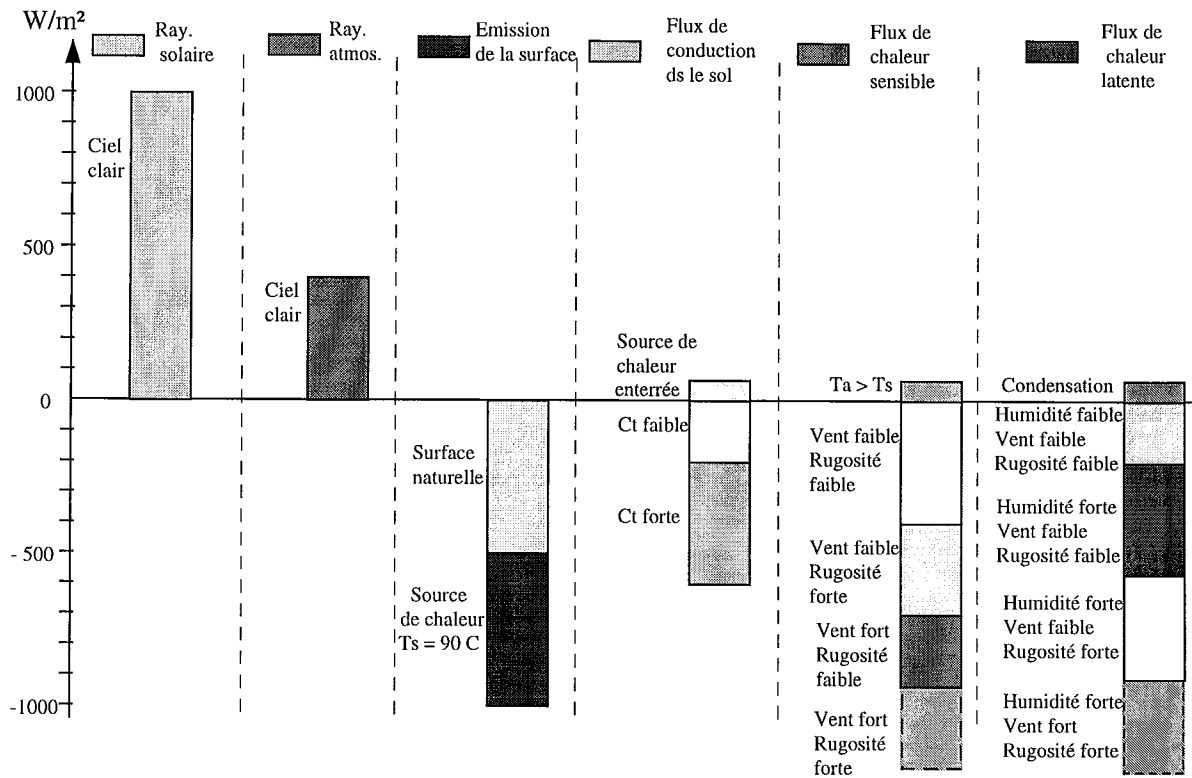


Figure 4-14: ordre de grandeur des pertes et des gains énergétiques à la surface de jour pour notre situation typique

Cette figure montre l'importance:

- des caractéristiques thermo-optiques de la surface,
- du sous-sol,
- des conditions météorologiques,

dans la répartition des échanges à la surface la journée.

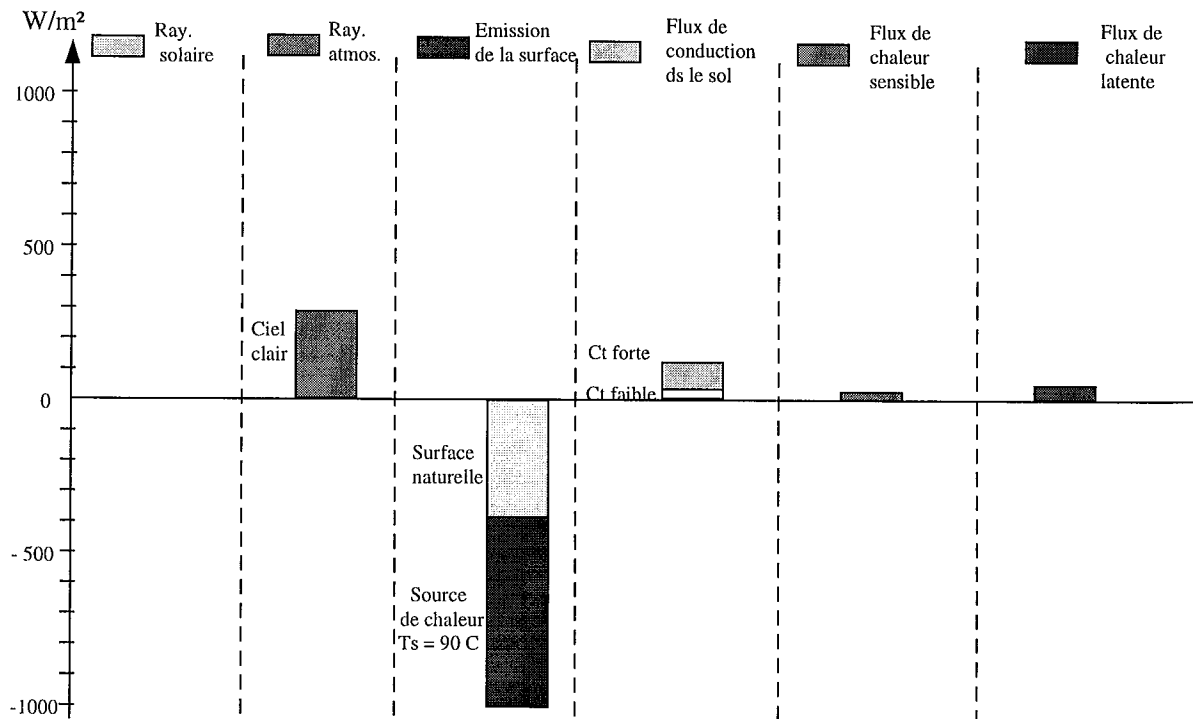


Figure 4-15: ordre de grandeur des pertes et des gains énergétiques à la surface de nuit pour notre situation typique

De nuit, les principaux gains et pertes énergétiques proviennent du rayonnement de l'atmosphère et de la surface.

Remarque : tous ces flux et rayonnements ont été étudiés indépendamment les uns des autres.

4.3 Conclusion

Ce chapitre nous a montré que la température est un paramètre qui dépend des caractéristiques optiques et de la rugosité de la surface, des caractéristiques thermiques et hydriques du sol et des conditions météorologiques.

Cette température apparaît dans l'émission propre de la surface et contribue à la luminance spectrale résultante au niveau de la surface.

Le rayonnement électromagnétique mesuré par télédétection contient donc des informations concernant les échanges de chaleur et de masse entre la surface, le sous-sol et le voisinage, les caractéristiques thermo-optiques de la surface et les conditions météorologiques.

5. Description du simulateur et des modèles

La synthèse est basée sur la modélisation du comportement électromagnétique de la scène entière. Pour atteindre cet objectif, nous allons modéliser, comparer et sélectionner tous les phénomènes physiques répertoriés dans le chapitre 4 et répondant aux spécifications du troisième chapitre. L'analyse de la physique va nous permettre de négliger certains phénomènes en fonction des spécifications de SPIrou. On va ensuite, associer aux phénomènes restants des modèles obtenus par le biais de la recherche bibliographique.

Le critère principal de sélection des modèles réside dans la reproduction du phénomène physique modélisé. Si à la suite de cette étape, des modèles sont encore en concurrence, les critères de sélection sont :

- nombre minimal de paramètres,*
- mise en œuvre simple.*

Ce chapitre décrit l'approche élaborée pour synthétiser les images en luminance et tous les modèles internes à SPIrou.

5. Description du simulateur et des modèles

5.1 Description générale

5.2 Les modèles

5.2.1 Prédiction de la température de surface

5.2.2 Prédiction de l'humidité de surface (LE, précipitations, $D(w)$)

5.2.3 Modélisation des échanges de chaleur et de masse à la surface

5.2.4 Modélisation des rayonnements spectraux

5.2.5 Conclusion

5.3 Conclusion

La synthèse des images sources implique la connaissance précise et la modélisation de la physique de la mesure dans la bande spectrale d'étude.

5.1 Description générale

En infrarouge, le signal mesuré par un capteur au niveau du sol est fonction de l'émission thermique des différents corps constituant l'image et de la réflexion des rayonnements solaire et atmosphérique (relation 4.7). Le rayonnement solaire reçu au sol, est lié à la position du soleil, à son rayonnement et à l'absorption de l'atmosphère. Le rayonnement atmosphérique incident dépend des gaz et aérosols qui composent l'atmosphère. L'émission thermique d'un objet est fortement liée à sa température. Les variations de la température sont complexes à prédire et dépendent des échanges de chaleur et de masse avec l'air ambiant, le sous-sol et l'environnement, de l'humidité de la surface, des conditions météorologiques, de la forme de l'objet, du relief, des cycles nyctéméraux (alternances jour/nuit) ... L'évolution au cours du temps de l'émission propre de la surface semble être le rayonnement le plus difficile à prédire ; un effort doit donc être porté sur cette modélisation (paragraphe suivant).

Deux étapes ont alors été définies pour générer les images en luminance (figure 5-1) :

- la première consiste à créer une image en température de la scène à l'aide de modèles de prédiction de la température qui prennent en compte les échanges de chaleur et de masse entre la surface, le sous-sol et l'atmosphère,
- la seconde permet de passer d'une image en température à une image en luminance au niveau du sol dans la bande spectrale du capteur grâce à des modèles d'émission spectrale de la surface, des rayonnements solaire et atmosphérique spectraux.

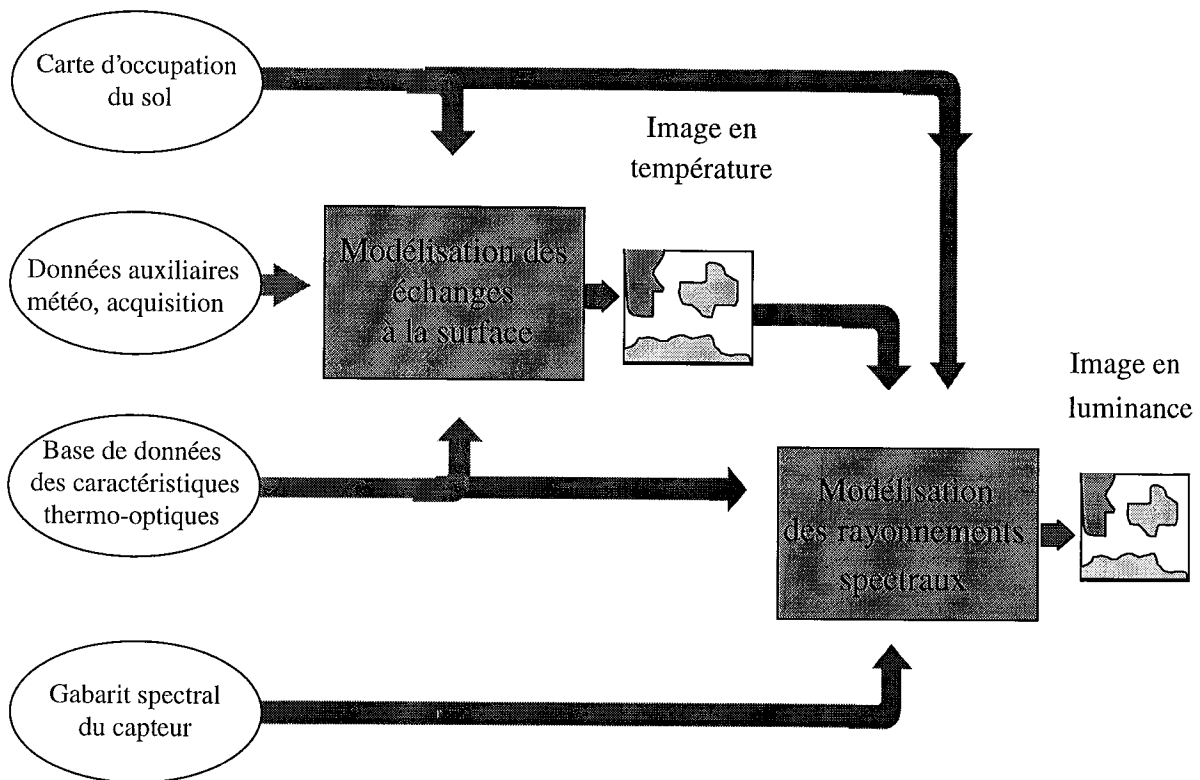


Figure 5-1: organigramme global du simulateur de scènes en infrarouge

- La première étape consiste à créer une image en température de la scène à l'aide de modèles de prédiction de la température et des échanges de chaleur et de masse à la surface (les échanges de chaleur (H) et d'eau (LE) entre la surface et l'atmosphère, la conduction de la chaleur dans le sol (Fcs), le bilan radiatif composé des rayonnements solaire et atmosphérique absorbés à la surface et de l'émission propre de cette dernière). Les modèles doivent permettre de prédire la température pour des sols nus, de la végétation et des surfaces artificielles.

Tous ces modèles nécessitent la connaissance d'une base de données des caractéristiques thermo-optiques de matériaux et de données auxiliaires (figure 5-1) :

- la base de données contient des paramètres décrivant les caractéristiques thermique et optique de tous les objets appartenant à la scène étudiée.
- les données auxiliaires comprennent des renseignements sur la météorologie, le site d'observation et la date d'acquisition.

Tous ces paramètres sont des entrées des différents modèles et vont permettre de prédire la température de surface ponctuellement. Le passage d'une prédiction ponctuelle à la prédiction d'une image entière ne peut être réalisé que par une connaissance précise des objets composant la scène étudiée et leur position est indispensable ; voilà pourquoi une carte d'occupation du sol est une entrée du simulateur. Cette carte fournit une description à deux dimensions de la scène observée, *i. e.*, à chaque couple (x,y) de cette scène, un objet

et ses caractéristiques sont associés. Le modèle de prédiction de la température est alors appliqué à chaque élément de la carte d'occupation du sol afin de prédire une image en température.

- La seconde étape permet de passer de l'image en température à une image en luminance au niveau du sol dans la bande spectrale du capteur grâce à des modèles d'émission de la surface, des rayonnements solaire et atmosphérique dans la bande spectrale du capteur. La prédiction de la luminance nécessite la connaissance des caractéristiques du capteur et pour chaque objet de la carte d'occupation du sol, la connaissance de la valeur de l'émissivité spectrale et de la température de surface estimée lors de l'étape précédente.

Cette approche met en jeu de nombreux modèles qui vont être décrits dans le paragraphe qui suit.

5.2 Les modèles

La prédiction de la luminance nécessite la modélisation de tous les échanges de chaleur et de masse qui prennent place à l'interface sol/atmosphère ainsi que des rayonnements spectraux. Toute la physique qui mène aux différents modèles de prédiction : luminance spectrale, température, humidité et échanges de chaleur et de masse à la surface, est décrite dans ce chapitre et détaillée dans l'annexe.

Ce paragraphe est dédié à la détermination de l'échelle des phénomènes en fonction des spécifications propres à SPIROU.

Les équations qui traduisent les échanges de chaleur et de masse dans le sous-sol sont les équations de diffusion calorifique et hydrique qui s'écrivent :

$$\frac{\partial T(x, y, z, t)}{\partial t} = -\frac{1}{C_c} \nabla(F_{cs}(x, y, z, t)) \quad \text{Equation 5.1}$$

$$\frac{\partial w(x, y, z, t)}{\partial t} = \nabla(\phi_l + \phi_g) + I_w$$

avec

- T température,
- w humidité,
- I_w terme source,
- F_{cs} flux de conduction de chaleur dans le sol décrit par la loi de Fourier,
- ϕ_l flux d'eau en phase liquide décrit par la loi de Darcy,
- ϕ_g flux d'eau en phase gazeuse décrit par la loi de Ficks,
- C_c capacité calorifique du sol.

Les évolutions temporelles de la température et de l'humidité sont liées aux coordonnées x, y et z.

Il est possible de déterminer une profondeur d_m qui nous fournira un ordre de grandeur de la distance à partir de laquelle les échanges de chaleur par conduction dans l'objet étudié deviennent négligeable. A cette distance, la variation temporelle de la température sur 24 heures est atténuée de 99 %.

La température à une distance z est obtenue par résolution analytique de la combinaison de l'équation de diffusion de la chaleur et de la loi de Fourier. En supposant (Bhumralkar, 1975) que :

- * la variation de la température de surface est sinusoïdale,
- * la période de la température est de 24 heures,
- * la température moyenne journalière du sol est identique pour toutes les profondeurs.

La température s'écrit :

$$T(z,t) = \bar{T}_s + \Delta T_0 e^{-\frac{z}{d}} \sin\left(\omega t - \frac{z}{d}\right) \quad \text{Equation 5.2}$$

avec

\bar{T}_s température moyenne journalière du sol,

ΔT_0 amplitude de la température de surface,

d profondeur d'amortissement ou de pénétration $d = \left(\frac{2C_t}{C_c \omega}\right)^{0,5}$,

ω pulsation diurne.

Le rapport des températures maximales s'écrit :

$$\frac{T_m(z) - \bar{T}_s}{T_m(0) - \bar{T}_s} \approx 0,01 \quad \text{pour } z = d_m = 4,6 d \quad \text{Equation 5.3}$$

Remarque : cette distance dépend des caractéristiques thermiques du corps étudié et non des conditions d'observation.

A une profondeur $z > d_m$, l'amplitude diurne de la température est quasiment nulle.

Le tableau 5-1 représente quelques valeurs de cette distance d_m pour différents corps.

Types de surface	d_m en mètre	Types de surface	d_m en mètre
Bitume	0,24	Neige	0,57
Tuile	0,26	Béton	0,64
Eau	0,30	Limon	0,66
Polystyrène expansé	0,35	Argile	0,83
Sable	0,35	Acier	2,30
Asphalte	0,44	Aluminium	7,22
Brique	0,50	Acier	2,30

Tableau 5-1: profondeur maximale pour différents objets, en mètres.

Pour les corps non métalliques, la distance d_m est toujours inférieure au mètre. Par contre, pour les métaux, cette distance est largement supérieure à 2 mètres.

Nous allons utiliser cette grandeur pour poser une hypothèse sur la direction des échanges de chaleur dans le sol.

D'après ce tableau, nous constatons que pour les surfaces naturelles, la dimension verticale est toujours inférieure à l'échantillonnage spatial choisi (2m). D'après Jacobs (1996), on peut penser que les principaux échanges seront verticaux et que l'on peut alors négliger les échanges suivant la direction horizontale.

L'équation de diffusion de la chaleur dans le sol s'exprime alors suivant une seule direction : la profondeur (z). Dû à cette simplification, les transitions entre les corps seront plus nettes dans les images simulées que dans la nature.

En ce qui concerne les échanges hydriques dans le sol, d'après Shao *et al.* (1994), ils se font aussi uniquement suivant la verticale.

L'advection locale est un phénomène très complexe à prendre en compte et seules quelques transitions extrêmes ont été modélisées : les transitions d'un milieu sec à humide et inversement (Itier *et al.*, 1994 ; Brunet *et al.*, 1994). Des campagnes expérimentales ont été réalisées dans le but de valider les modèles d'advection. Les validations ont montré une bonne corrélation entre mesures et prédictions. Ces campagnes de mesures et plus particulièrement celle effectuée par Brunet *et al.*, vont être utilisées pour estimer l'impact de ce phénomène lorsque l'échantillonnage spatial est supérieur ou égal à 10 mètres (figure 5-2).

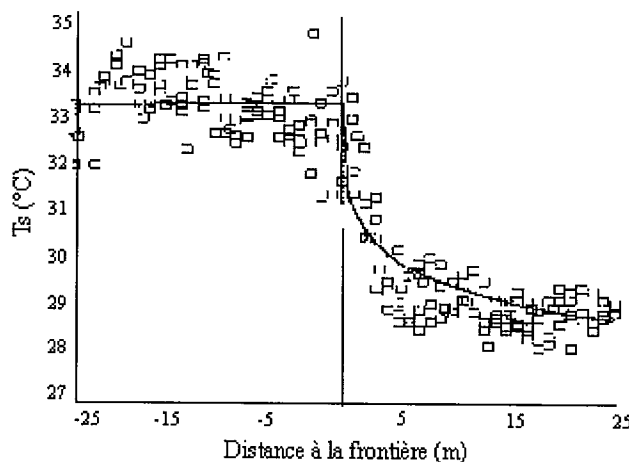


Figure 5-2 : évolution de la température de surface en fonction de la distance à la transition (*in* Brunet *et al.*, 1994)

Dans le cas d'une transition milieu sec vers humide (figure 5-2), on remarque une forte variation de la température de surface dans les cinq premiers mètres autour de la transition. La température mesurée, permet d'estimer la température apparente correspondant à la prise en compte de l'advection locale. Elle est estimée sur tout le spectre pour un échantillonnage spatial de 10 mètres. Cette dernière est alors comparée à la température apparente correspondant à un échelon en température intégrée sur 10 mètres pour deux phases d'intégration (figure 5-3).

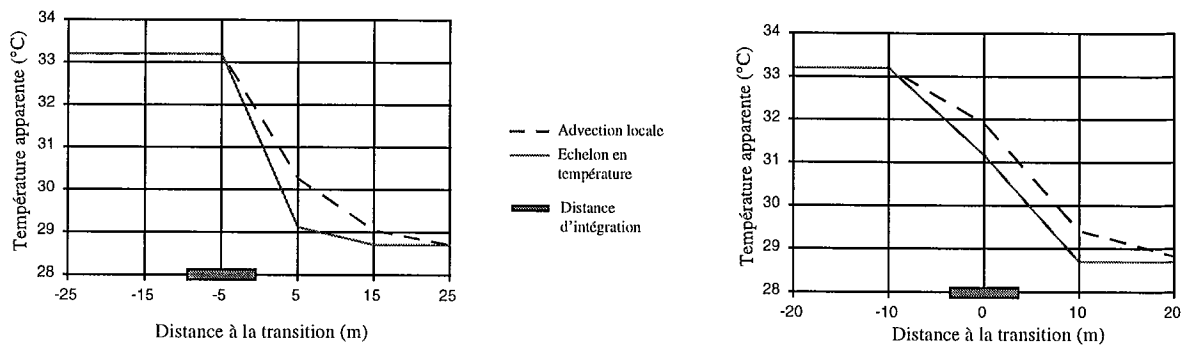


Figure 5-3 : Evolution de la température apparente autour de la transition pour un échantillonnage spatial de 10 mètres.

Pour cette campagne de mesures, la non prise en compte de l'advection locale peut engendrer des erreurs pouvant atteindre 1,5 °C sur la température apparente.

En raison de la complexité du phénomène physique et du nombre restreint de modèle, ce phénomène ne sera pas pris en compte dans SPIrou malgré son importance. Il résulte de cette simplification que, dans les images simulées, les transitions entre les différents corps seront plus nettes que dans la réalité.

En résumé, aucun échange de chaleur et de masse suivant la direction horizontale ne sera modélisé, seuls les échanges verticaux seront pris en compte. Les équations de diffusion de chaleur et d'eau dans le sol s'écrivent alors (relation 5.4) :

$$\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = -\frac{1}{C_c} \nabla(F_{cs}(z,t)) \quad \text{Equation 5.4}$$

$$\frac{\partial w(z,t)}{\partial t} = \nabla(\phi_l + \phi_g) + I_w$$

La modélisation de la prédiction de la température de surface et de l'humidité du sol nécessite la résolution des équations de diffusion calorifique et hydrique dans le sol (relation 5.4). Cette résolution requiert la définition de conditions aux limites décrites dans les paragraphes 5.2.1 et 5.2.2. L'implantation des modèles nécessite la définition de conditions initiales détaillées dans le chapitre 6.

Ces modèles sont alors appliqués à chaque pixel de façon indépendante. Le pixel étudié est alors supposé isolé de ses voisins et homogène, selon la direction horizontale à toutes profondeurs, en température, humidité et caractéristiques thermo-optiques.

L'analyse des phénomènes physiques combinée aux spécifications de SPIRO nous ont permis de négliger certains phénomènes physiques, nous allons maintenant orienter notre attention vers la modélisation des phénomènes restants.

5.2.1 Prédiction de la température de surface

Avant d'étudier l'ensemble des modèles permettant de prédire la température de surface, nous allons définir ce terme.

La température de surface représente la température d'objets qui composent la surface. C'est un élément commun aux trois premiers termes du bilan énergétique à la surface, qui apparaît sous différentes formes et qui a des définitions bien différentes.

$$R_{net}(T_{rh}) = F_{cs}(T_{rh}) + H(T_{aero}) + LE \quad \text{Equation 5.5}$$

avec

T_{rh} température radiométrique hémisphérique. Elle permet d'estimer le rayonnement émis par une surface sur une large bande spectrale (3-100 μm) sur tout l'hémisphère. La température radiométrique hémisphérique est souvent appelée température de peau puisqu'elle correspond au rayonnement émis par une épaisseur de l'ordre de la profondeur de pénétration d'une onde électromagnétique, *i. e.*, proche de la longueur d'onde. La température de peau correspond à la température mesurée par la télédétection.

T_{th} représente la température thermodynamique de la surface. T_{th} est définie pour un milieu en équilibre thermique et peut être directement mesurée à l'aide d'un thermomètre.

T_{aero} représente la température mesurée en z_0 .

D'après Becker et Li (1995), pour des surfaces isothermes et homogènes, les températures thermodynamique, radiométrique et aérodynamique sont équivalentes.

Le bilan d'énergie à la surface s'écrit alors :

$$R_{net}(T_s) = F_{cs}(T_s) + H(T_s) + LE \quad \text{Equation 5.6}$$

Pour estimer la température de surface au niveau d'un objet, de nombreuses approches ont été développées. Elles sont toutes basées sur la prédiction des échanges de masse et de chaleur entre différents noeuds de l'objet. Ces noeuds ont été positionnés à la surface et à l'intérieur de l'objet étudié suite à sa découpe en un maillage plus ou moins régulier. Des modèles simples estiment ces échanges en un seul noeud situé à la surface et d'autres, plus complexes, positionnent un grand nombre de noeuds et estiment tous les échanges entre ces derniers. Deux méthodes vont être détaillées :

- la résolution de l'équation du bilan énergétique à la surface,
- la résolution l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol.

– Solution de l'équation du bilan d'énergie

A la surface, la température est gouvernée par le bilan énergétique qui relie les différents échanges de chaleur et de masse. Balfour et Bushlin (1997) développent une approche qui consiste à résoudre le bilan énergétique pour prédire la température de surface. La modélisation des différents échanges à la surface, aboutit à une équation fortement non linéaire en fonction de la température. Des hypothèses simplificatrices ont été faites pour exprimer la température comme une fonction linéaire de quatre paramètres météorologiques locaux : rayonnement solaire incident ($G\downarrow$), rayonnement atmosphérique incident ($La\downarrow$), température de l'air (T_a) et vitesse du vent (u_a) (relation 5.7).

$$T_s = a_1 G \downarrow + a_2 La \downarrow + a_3 T_a + a_4 u_a T_a \quad \text{Equation 5.7}$$

Les deux hypothèses simplificatrices qui permettent d'aboutir à cette relation sont : la surface est supposée sèche et elle est isolée thermiquement. Ce modèle ne prend donc pas en compte l'évolution du contenu en eau du sol au cours du temps, les phénomènes d'évaporation, de condensation et de conduction de la chaleur dans le sol. Les coefficients qui pondèrent les paramètres météorologiques sont ensuite étalonnés, pour un objet particulier, à l'aide d'un grand nombre de campagnes de mesures réalisées sur des sites différents et pour des conditions météorologiques variables.

Les avantages d'une telle méthode proviennent du temps de calcul très court et de l'utilisation d'un jeu de coefficients identique pour différentes conditions météorologiques. Par contre, une première hypothèse suppose que le contenu en eau du sol est nul.

Cette hypothèse permet surtout de négliger le problème lié à la modélisation et à la linéarisation du flux de chaleur latente. Les conséquences d'une telle hypothèse, sont que la surface étudiée est toujours supposée sèche et que son flux d'évaporation est nul. Or, d'après Shao et *al.* (1994), le contenu en eau et son évolution au cours du temps, ont un impact important sur l'évaporation du sol, la contribution des flux de chaleur sensible et latente et la température de surface. Si une modification de l'humidité du sol veut être modélisée, et en supposant que la variation de l'humidité influe sur la valeur des coefficients, il faudrait donc disposer d'autant de jeux de coefficients que d'états hydriques à reproduire. Cette proposition accroît le nombre de campagnes de mesures dont on doit disposer ainsi que la base de données des coefficients. De plus, cette approche a été élaborée pour estimer la température des surfaces naturelles.

Des questions viennent à l'esprit quant à l'utilisation de ce modèle pour des surfaces artificielles, des objets enterrés, des sources ou des puits de chaleur, des sites différents, des échantillonnages spatiaux variables.

La plupart de ces questions n'étant pas encore élucidées, cette approche ne peut pas être envisagée dans le cadre de SPIROU et en fonction de ses spécifications.

– Résolution de l'équation de diffusion de chaleur dans le sol

L'équation de diffusion calorifique (relation 5.4) est appliquée au niveau d'un pixel et se résout à l'aide des conditions aux limites. La condition à la limite supérieure (à la surface) est donnée par le bilan énergétique. La condition à la limite inférieure impose des valeurs pour les flux ou la température. La résolution de cette équation est réalisée, entre autres, dans :

- les schémas de surface,
- les solveurs thermiques.

* Un schéma de surface décrit les échanges d'énergie et de masse entre la surface, l'atmosphère et le sous-sol. Initialement, ces schémas ont été développés pour fournir les conditions aux limites des modèles de circulation atmosphérique générale. Dernièrement, le nombre de schémas et leurs applications ont eu une croissance exponentielle. Ils sont utilisés dans différents domaines tels que : la climatologie : BATS (Dickinson *et al.*, 1992), BEST (Pitman *et al.*, 1991), l'étude à méso-échelle : ISBA (Noilhan et Planton, 1989), PLACE (Wetzel et Boone, 1994), l'écologie : BGC (Running et Hunt, 1993) ... L'incorporation de schémas de surface dans tous ces domaines est nécessaire pour améliorer la prédiction des paramètres étudiés. Mais la finesse des modélisations des échanges internes au schéma de surface et l'échantillonnage spatial sont propres au domaine d'application.

Par exemple,

- en climatologie, il est primordial de caractériser correctement les échanges à la surface pour un pas de temps variant de la journée à l'année,
- en écologie, il est important de simuler correctement le cycle annuel du contenu en eau de la surface.

Ces variations de valeur d'échantillonnage spatial et temporel, en fonction du domaine d'application, influent sur la modélisation des différents échanges à la surface. Le point commun de ces schémas réside dans l'hypothèse que les échanges de chaleur et de masse sont négligeables suivant la direction horizontale. La résolution de ces équations se fera alors uniquement suivant la direction verticale. Le sol n'est plus découpé en un maillage plus ou moins régulier mais en couches parallèles à la surface et d'épaisseur variable. La différence majeure, entre les schémas, provient du nombre de couches qui décrit le sol et la végétation et qui permet d'estimer l'évolution de la température de surface et de son contenu en eau.

Certaines études ont comparé tous ces modèles tel que le projet PILPS (Shao *et al.*, 1994). Il s'avère que pour des surfaces naturelles telles que les sols nus et la végétation, des modèles "simples" qui résolvent analytiquement ces équations en ne prenant en compte que deux couches pour le sol et une pour la végétation (par exemple : Noilhan et Planton, 1989), estiment les échanges à la surface avec une précision voisine de celle des schémas plus complexes. Pour ces derniers, le sol est découpé en profondeur en un

grand nombre de couches pour lesquelles les profils en température et en humidité doivent être connus ainsi que les paramètres thermiques caractérisant chaque couches. Ces schémas résolvent de manière numérique les différentes équations.

- * Les solveurs thermiques résolvent numériquement l'équation de diffusion de la chaleur dans l'objet étudié. Pour mener à bien cette tâche, ils prédisent les échanges calorifiques entre de nombreux noeuds localisés à la surface et dans l'objet. Les noeuds situés à la surface prennent en compte les échanges avec l'atmosphère. Les valeurs de ces échanges sont des entrées du solveur. Ces outils sont très utilisés pour des objets artificiels qui ont une structure interne hétérogène tels qu'une maison, un satellite, ...

Les paysages étudiés dans SPIRou, sont composés de surfaces :

- naturelles ¹ (sols nus, végétation),
- artificielles ¹ (maisons, routes ...).

Le choix de la méthode de résolution des équations de diffusion se fait en fonction des surfaces observées et sur les critères précédemment énoncés.

- Pour les surfaces naturelles, une résolution analytique de l'équation de diffusion calorifique semblable à l'approche utilisée par Noilhan et Mahfouf (1996) basée sur le modèle de Deardorff (1978) est choisie.

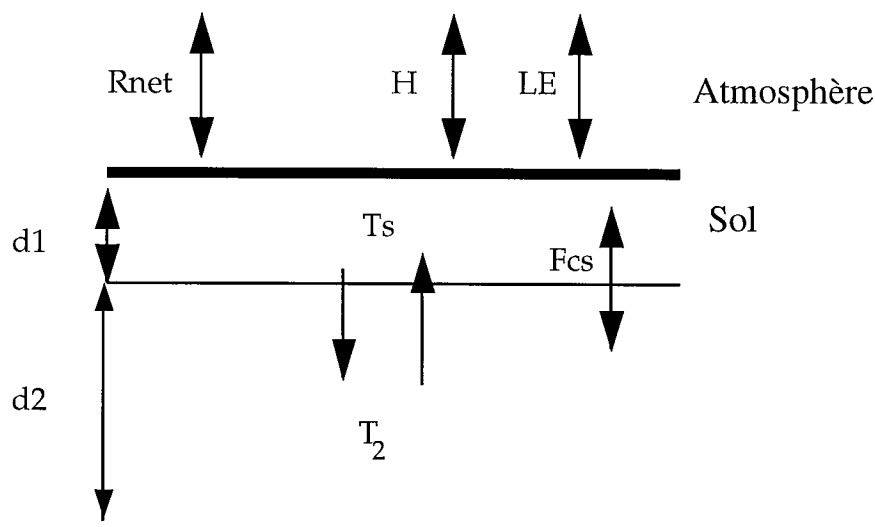


Figure 5-4: représentation du sol (d'après Ben Mehrez, 1990).

Dans cette approche, le sol est décrit comme un système à deux couches horizontales (figure 5-4) : une couche superficielle d'épaisseur d_1 , de température T_s , une couche plus

¹ Définitions :

Surface naturelle : corps dont les caractéristiques thermiques sont homogènes en profondeur ou végétation.

Surface artificielle : corps dont les caractéristiques thermiques varient en fonction de la profondeur.

profonde d'épaisseur d_2 et de température T_2 . Chaque couche est supposée homogène en température et caractéristiques thermiques. Entre les deux couches du sol, les échanges de chaleur sont de type diffusif et proportionnels aux gradients ($T_2 - T_s$).

A l'interface sol/atmosphère, les échanges de chaleur sont de type convectif (le flux de chaleur sensible : H et le flux de chaleur latente : LE), radiatif (rayonnement net à la surface : R_{net}) et conductif (F_{cs}). L'équation traduisant l'évolution temporelle de la température de surface s'écrit (relation 5.8) :

$$\frac{\partial T_s(d_1, t)}{\partial t} = c_1 F_{cs}(0, t) - c_2 (T_s(d_1, t) - T_2) \quad \text{Equation 5.8}$$

Différentes modélisations de c_1 et c_2 ont été élaborées en fonction de la définition de la température du sol au niveau de la surface. Elle peut être définie comme :

- la température d'une couche d'épaisseur d_1 (Bhumralkar, 1975 ; Blackadar 1976),
- la température quand d_1 tend vers 0 (Deardorff, 1978),
- la moyenne de la température de surface et celle à la profondeur d_1 (Lin, 1980).

D'après Hu et Islam (1994), la méthode de Deardorff estime précisément la température de peau définie comme la température correspondant au rayonnement d'une couche très fine située à la surface du corps observé. Or, étant donné que la télédétection permet de mesurer cette dernière, les coefficients c_1 et c_2 seront modélisés à l'aide de la méthode de Deardorff (1978).

Cette méthode communément appelée méthode "force restore" prédit la température de corps homogènes en profondeur. Elle doit son nom à un terme de rappel en T_2 qui intervient dans l'équation de prédiction de la température de surface (relation 5.8).

- Pour des surfaces artificielles, la méthode "force restore" ne peut pas être utilisée car elle n'est pas capable de prédire les échanges de chaleur verticaux entre tous les composants de l'objet. Seule la résolution numérique de l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol permet de prédire de tels échanges.

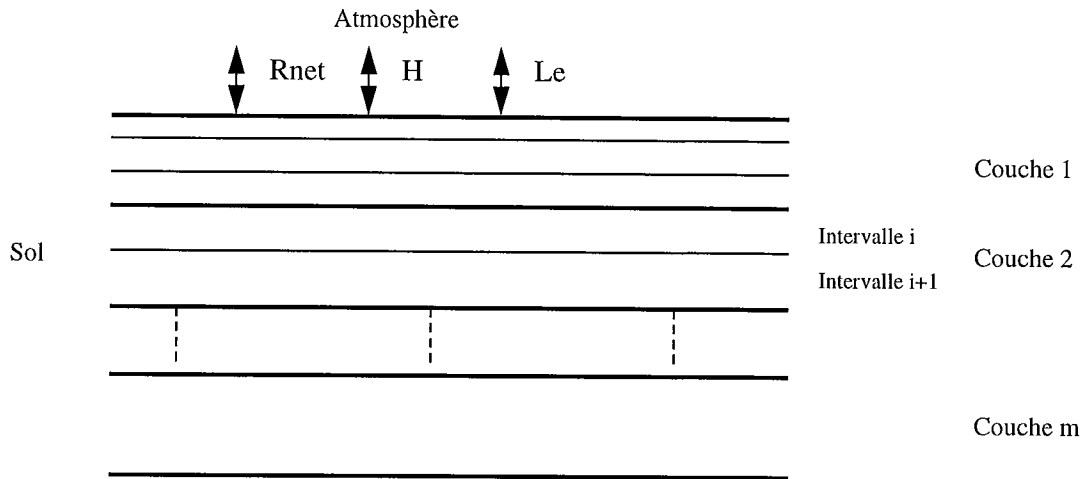


Figure 5-5 : représentation du sol pour la résolution numérique

Lorsque les échanges de chaleur ne se font que verticalement, l'objet étudié est divisé en m couches correspondant à m matériaux différents (figure 5-5). Chaque couche est alors divisée en un nombre variable d'intervalles selon les caractéristiques thermiques du matériau.

Le solveur prédit les échanges de chaleur par conduction entre chaque couches interne à l'objet. De façon générale, l'équation de diffusion de la chaleur s'écrit (relation 5.9) :

$$\frac{T_{i+1}^{t+\Delta t} + T_{i-1}^{t+\Delta t} - 2T_i^{t+\Delta t}}{\Delta z^2} = \frac{C_c}{C_t} \frac{T_i^{t+\Delta t} - T_i^t}{\Delta t} \quad \text{Equation 5.9}$$

La méthode des différences finies peut s'appliquer tout aussi bien sur une surface naturelle que sur une surface artificielle. Nous aurions pu garder une seule méthode pour prédire la température des différents objets. Pour des raisons de simplicité de calcul et de mise en oeuvre, nous préférons appliquer la résolution analytique de l'équation de diffusion de la chaleur (méthode "force-restore") pour les surfaces naturelles et une résolution numérique de cette même équation (méthode des différences finies) pour les surfaces artificielles.

En résumé:

- pour des surfaces naturelles, l'équation de diffusion de la chaleur sera résolue de manière analytique (méthode "force restore"),
- pour les surfaces artificielles, la résolution numérique de l'équation de diffusion calorifique sera réalisée (méthode des différences finies).

Pour ces deux méthodes, la résolution de l'équation de diffusion de chaleur dans le sol nécessite la définition de conditions aux limites (limite supérieure = bilan énergétique à la surface, limite inférieure = flux constant ou température imposée).

L'implantation de ces modèles requiert la connaissance des conditions initiales, décrites dans le chapitre 6.

5.2.2 Prédiction de l'humidité de surface (LE , précipitations, $D(w)$)

Il existe de nombreux modèles pour prédire l'évolution de l'humidité du sol (cf. Shao *et al.*, 1994). Leur différence provient de la complexité de la méthode utilisée qui est liée au nombre de couches étudié et aux phénomènes physiques pris en compte.

Des modèles simples à une couche (figure 5-6) ont été élaborés (par exemple : Manabe, 1969 ; Ducoudre *et al.*, 1993).

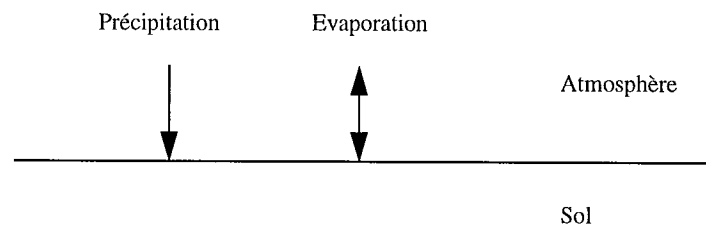


Figure 5-6 : modèle hydrique à une couche.

La couche unique de sol absorbe l'eau jusqu'à saturation. Le principal défaut de cette paramétrisation réside dans la mauvaise représentation des variations rapides de l'humidité suite à des précipitations (Shao *et al.*, 1994).

Pour résoudre ce problème, Deardorff (1978) a proposé un modèle à deux couches : une couche superficielle qui pilote l'évaporation et le ruissellement et une couche profonde qui stocke et échange de l'eau avec les autres couches (figure 5-7). Ce modèle, basé sur la méthode "force restore", est utilisé pour prédire le contenu en eau du sol par Noilhan et Planton, 1989 ; Bernard *et al.*, 1981 ou Kowalczyk *et al.*, 1991.

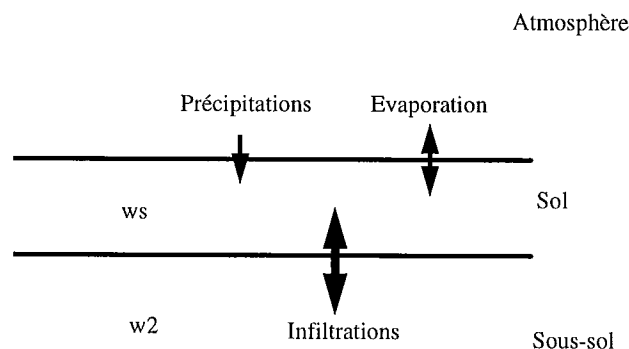


Figure 5-7 : modèle hydrique à deux couches.

L'équation de prédiction de l'humidité du sol s'écrit :

$$\frac{\partial w_s}{\partial t} = \frac{c_1}{\rho_w d_1} (P_s - E_s) - \frac{c_2}{\tau} (w_s - w_2) \quad \text{Equation 5.10}$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{P_s - E_s}{\rho_w d_2} \quad \text{Equation 5.11}$$

où

- P_s précipitations à la surface (mm/h),
- E_s évaporation ou condensation à la surface (mm/h),
- d_1, d_2 profondeur de la couche superficielle et de la couche profonde (m),
- c_1, c_2 sont deux coefficients déterminés par Noilhan et Mahfouf (1995) pour 11 sols (classification de l'United States Department of Agriculture),
- w_s, w_2 humidité de l'eau à la surface et dans la couche profonde,
- ρ_w masse volumique de l'eau (kg/m^3),
- τ 86400 secondes.

L'équation d'évolution de l'humidité de surface (relation 5.10) se scinde en deux parties :

- le premier terme représente le flux d'humidité dans le sol consécutif aux flux atmosphériques,
- le second terme représente les échanges dans le sol en l'absence de flux atmosphérique : diffusion de l'eau dans le sol (échanges entre w_s et w_2).

Certains modèles utilisent la méthode de diffusion appliquée à plusieurs couches (figure 5-8) pour prédire l'évolution de l'humidité du sol : 3 couches (Sellers *in* Acs *et al.*, 1991 ; Dickinson *et al.*, 1992 ; Verseghy *et al.*, 1993 ; Xue *et al.*, 1991 ; Mihailovic *et al.*, 1993), 5 couches (Wetzel et Boone, 1995) et n couches (Mahfouf *et al.*, 1987 ; Parton *et al.*, 1993). Des modèles plus complexes prennent en compte le mouvement de l'eau en phases liquide et vapeur (Pitman *et al.* 1991, Chanzy 1991) et couplent les transferts thermique et hydrique (Braude, 1996).

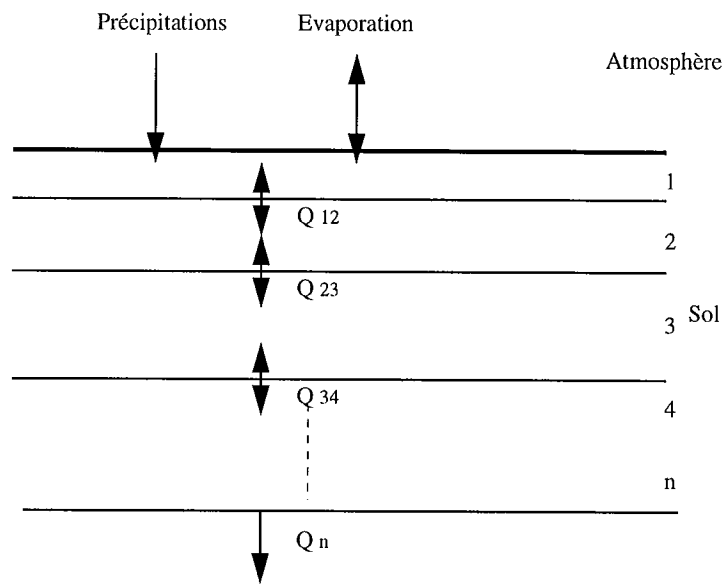


Figure 5-8 : modèle hydrique à n couches.

Cette méthode consiste à linéariser l'équation de diffusion de l'eau dans le sol.

En résumé, de nombreux modèles ont été élaborés pour prédire l'évolution du contenu en eau du sol au cours du temps. Certains sont très complexes car ils couplent les transferts hydrique et thermique et résolvent les équations obtenues sur un grand nombre de couches. D'autres sont beaucoup plus simples : le sol se comporte comme une « éponge » ; *i.e.*, il absorbe l'eau jusqu'à saturation.

D'après Taconet (1988), la méthode numérique qui consiste à résoudre sur plusieurs niveaux dans le sol l'équation de transfert hydrique apparaît lourde à mettre en oeuvre (nombre élevé de niveaux 12 à 100). Elle nécessite surtout la détermination de nombreuses relations d'états caractéristiques du sol. Taconet (1988) suggère d'utiliser une méthode plus simple qui donne une description réaliste de l'humidité de surface : la méthode "force restore".

Une comparaison des schémas de surface a été effectuée à l'aide des données EFEDA (*in* Linder *et al.*, 1996). Tous ces schémas modélisent l'évolution du contenu en eau du sol en le découpant en un nombre de couches qui varie de deux à cinquante, et certains couplent les transferts thermique et hydrique. L'analyse des résultats montre qu'un modèle bi-couche (méthode "force restore") fournit des valeurs comparables à celles d'un modèle d'au moins cinquante couches pour un nombre de paramètres et une complexité moindre.

En conclusion,

- le modèle bi-couche ou méthode "force-restore" a donc été sélectionné pour rendre compte de l'évolution de l'humidité du sol pour des surfaces naturelles,
- méthode multicouche, qui tient compte du transfert hydrique entre chaque couche, est appliqué aux surfaces artificielles.

Les conditions initiales nécessaires à l'implantation des modèles sont décrites dans le chapitre 6.

5.2.3 Modélisation des échanges de chaleur et de masse à la surface

La prédiction de la température et de l'humidité de surface pour un sol nu et pour de la végétation, implique la détermination d'un ou plusieurs bilans énergétique à chaque instant de la prédiction. Certains schémas de surface prédisent les températures du sol et de la végétation (Ben Mehrez, 1990 ; Olioso, 1992). D'autres s'intéressent à un seul bilan énergétique pour l'ensemble : sol/végétation (Noilhan et Mafhouf, 1996).

Le calcul de deux températures différentes nécessite l'évaluation des échanges convectif et radiatif entre le sol, l'air et la plante en plus des échanges entre la plante et l'atmosphère et ceux entre le sol et l'atmosphère.

La validation d'un modèle à une température (Jacquemin et Noilhan, 1990) montre une bonne précision des flux à l'échelle micrométéorologique et pour une grande diversité de conditions. La température prédite par un tel modèle représente la moyenne des températures de peau du sol et de la végétation. Cette valeur peut être comparée avec les données obtenues par télédétection (Jacquemin et Noilhan, 1990).

En conclusion, dans SPIRou, une seule température pour l'ensemble sol/végétation sera prédite.

L'expression du bilan énergétique nécessite que tous les échanges de chaleur et de masse prenant place à la surface doivent être modélisés : rayonnement net, flux de chaleur sensible, flux de chaleur latente et flux de conduction de chaleur dans le sol.

5.2.3.1 Rayonnement net (heure, jour, mois, latitude, longitude, T_a)

Le rayonnement net ou bilan radiatif à la surface représente les gains et les pertes énergétiques à la surface. Il s'exprime en fonction des rayonnements solaire ($G\downarrow$) et atmosphérique ($La\downarrow$) absorbés par la surface et de l'émission propre de la surface (relation 5.12)

$$R_{net} = (1 - \rho_{s0,3-4\mu})G\downarrow + \varepsilon_{s-IR}(La\downarrow - \sigma T_s^4) \quad \text{Equation 5.12}$$

Nous allons détailler la modélisation :

- du rayonnement solaire ($G\downarrow$),
- du rayonnement atmosphérique ($La\downarrow$),
- de la température de l'air (T_a),
- de l'émission propre de la surface.

– Rayonnement solaire global par ciel clair (heure, jour, mois, latitude, longitude)

A la limite supérieure de l'atmosphère, la constante solaire (B_0) est définie comme l'éclairement solaire moyenné sur une année et reçu par une surface plane normale aux

rayons solaires. Pour calculer l'éclairement solaire reçu au niveau de la surface terrestre, le rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère doit être pondéré par le facteur de transmission de cette dernière en fonction de l'angle d'incidence. D'après Perrin de Brichambaut et Vauge (1982) (*in* Moussu *et al.*, 1989), le facteur de transmission de l'atmosphère est modélisé en fonction de l'angle zénithal du soleil (ξ_s).

L'éclairement global reçu s'écrit (équation 5.13):

$$G\downarrow = \tau_a(\xi_s)B_0 \cos\xi_s \quad \text{Equation 5.13}$$

Ce modèle simple permet de calculer le rayonnement solaire global reçu par une surface sans faire de distinction entre le rayonnement diffus et le rayonnement direct. Or il peut être intéressant de pouvoir estimer le rayonnement solaire reçu par une surface à l'ombre et donc d'être capable de séparer les rayonnements directs et diffus ou bien de faire varier les conditions atmosphériques. Dans la littérature, il existe des modèles numériques de transfert radiatif dans l'atmosphère (par exemple MODTRAN, 6S, Paris et Justus, 1988). Il pourrait être envisageable d'en utiliser un, si son temps de calcul n'est pas trop important, et si le besoin s'en fait sentir.

Limites du modèle : ce modèle permet d'estimer le rayonnement atmosphérique pour une atmosphère moyenne. En effet, le facteur de transmission atmosphérique est unique et ne varie pas en fonction du type d'atmosphère rencontré.

– Rayonnement atmosphérique incident par ciel clair (T_a)

Le rayonnement atmosphérique peut être estimé à partir des profils verticaux de température et d'humidité par radiosondages. De façon plus simple, en raison de la forte contribution des basses couches, diverses formules empiriques ont été proposées pour évaluer le rayonnement atmosphérique à partir des données météorologiques mesurées sous abri à 2 m du sol.

Dernièrement une étude comparative sur un grand nombre de modèles de rayonnement atmosphérique a été effectuée par Olseth *et al.* (1994). D'après ce rapport, le modèle de prédiction du rayonnement atmosphérique formulé par Swinbank, paramétrise correctement le rayonnement atmosphérique pour un ciel clair. Il relie le rayonnement atmosphérique uniquement à la température de l'air (T_a) et s'écrit (relation 5.14) :

$$L_a\downarrow = \alpha_0\sigma T_a^6 \quad \text{Equation 5.14}$$

où α_0 est un paramètre dépendant du climat et de la saison.

Limites du modèle :

Ce modèle prédit des valeurs précises du rayonnement atmosphérique pour une atmosphère claire (absence de nuages). De plus, le modèle étant basé sur une forte contribution des basses couches de l'atmosphère, une inversion de température dans ces dernières est susceptible de provoquer une sous estimation des prédictions par rapport aux mesures.

– Température de l'air ($T_{a_{\min}}$, $T_{a_{\max}}$)

Le modèle est basé sur 4 jeux de 24 coefficients chacun (un jeu par saison et un coefficient par heure) :

$$T_a(\text{heure}) = T_{a_{\min}} + \text{Coeff}(\text{heure}) (T_{a_{\max}} - T_{a_{\min}}) \quad \text{Equation 5.15}$$

Ces coefficients proviennent d'une étude statistique de la température de l'air mesurée par ciel clair sur plusieurs années. Cette étude a été réalisée sur la région parisienne par Météo-France (Calvet, 1990).

Limites du modèle :

Ce modèle n'est pas fonction de la latitude et de la longitude du site observé. La variation de la durée d'éclairement en fonction de la latitude du site n'est pas prise en compte. De plus, la température de l'air ne varie pas en fonction du corps situé à la surface. Il n'y a aucune interaction entre la température de surface et la température de l'air mesurée à deux mètres.

– Emission de la surface (ϵ_{s-IR} , T_s)

L'émission de la surface est modélisée par l'intégration de la loi de Planck sur tout le spectre. Elle s'exprime par la loi de Stefan (relation 5.16)

$$\epsilon_{s-IR} \sigma T_s^4 \quad \text{Equation 5.16}$$

ou

ϵ_{s-IR} émissivité hémisphérique de la surface intégrée sur tout le spectre infrarouge,

σ constante de Stephan-Boltzmann,

5.2.3.2 Flux de chaleur sensible ($u_a, T_a, T_s, z_0, z_{0h}/z_0$)

Louis (1979), parmi d'autres, modélise le flux de chaleur sensible (H) à l'aide des échanges par convection. Il exprime ce flux en fonction d'un gradient de température entre le sol et une hauteur de l'atmosphère et d'une résistance au transfert de chaleur. Le gradient de température s'écrit : $(T_a - T_s)$ où T_a correspond à la température de l'air en z_a (hauteur où tous les paramètres météorologiques sont mesurés) et T_s représente la température en z_0 . La résistance dépend de la vitesse du vent (u_a), du paramètre de rugosité de la surface (z_0) et du régime de stratification thermique (instabilité, neutralité ou stabilité) exprimé par la longueur de Monin-Obukhov.

Ce flux s'écrit (équation 5.17):

$$H = \rho_a c_{pa} \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad \text{Equation 5.17}$$

où

$\rho_a c_{pa}$ représentent la masse volumique et la chaleur spécifique de l'air.

Dans le cas d'un couvert végétal, une hauteur de déplacement D et une rugosité supplémentaire (z_{0h}) sont introduites. La hauteur de déplacement traduit l'effet du relèvement du plan de référence par la structure du couvert. La température T_s ne sera plus mesurée en z_0 mais en $D+z_0$. Z_{0h} est un paramètre de rugosité dont la valeur est inférieure à la rugosité aérodynamique (Seguin, 1984) et qui va influencer sur les échanges convectifs (figure 5-9).

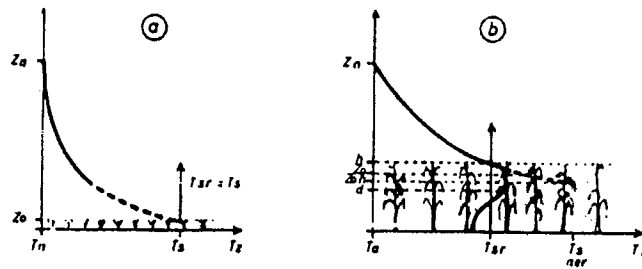


Figure 5-9 : Impact de la végétation d'après Seguin (1984)
a : sol nu, b : végétation dense

Limites du modèle :

La modélisation de la résistance aérodynamique n'est plus valide pour des vitesses de vent faibles dont la valeur est inférieure à 1 ou 2 m/s (Seguin, 1984).

L'introduction de la rugosité thermique (z_{0h}) ajoute une inconnue au modèle. Ce paramètre représente la hauteur à laquelle la température de l'air est différente de la température de surface. Ce paramètre étant difficilement mesurable, il est souvent utilisé comme paramètre de calage du modèle de flux de chaleur sensible (Noilhan et Mahfouf, 1996).

5.2.3.3 Flux de chaleur latente (w_s , u_a , T_a , T_s , z_0 , z_{0h}/z_0)

Deux grandes catégories de modèle pour prédire le flux de chaleur latente ont été élaborées : une première méthode, basée sur la physique de la turbulence, fournit une relation explicite entre le flux d'évaporation, l'humidité du sol (w_s) et le gradient en pression partielle en vapeur d'eau (q_a) (méthodes dites en α et β : Barton, 1979 ; Yasuda et Toya, 1981 ; Noilhan et Planton, 1989). La seconde méthode est basée sur le concept de l'offre et la demande en eau au niveau du sol (méthode du seuil, Mahrt et Pan, 1984 ; Dickinson, 1984 ; Wetzal et Chang, 1987 ; Abramopoulos *et al.*, 1988). La méthode de l'offre et la demande nécessite une grande connaissance des propriétés hydriques du sol et est très sensible à la profondeur moyenne où l'humidité du sol est connue (Abramopoulos *et al.*, 1988). Mahfouf et Noilhan (1991) ont comparé différentes formulations du flux de chaleur latente. Il résulte de cette comparaison qu'un modèle en α tel que celui développé par Noilhan et Planton (1989), est approprié pour la prédiction du flux de chaleur latente.

$$LE_s = \frac{L\rho_a c_{pa}}{r_a} [\alpha q_{sat}(T_s) - q_a] \quad \text{Equation 5.18}$$

$$\text{avec } \alpha = \frac{1}{2} \left[1 - \cos \left(\frac{w_s \pi}{w_{fc} 2} \right) \right] \text{ si } w_s < w_{fc}$$

$$\alpha = 1 \text{ si } w_s \geq w_{fc}$$

$$q_{sat}(Ts) = 6,1078 e^{17,27 \frac{Ts-273}{Ts-35,83}}$$

L'influence de la végétation sur le flux de chaleur latente est prise en compte simplement. Le flux de chaleur total est composé des flux de chaleur provenant du sol (LE_s) et de la végétation (LE_{veg}) pondérés par la fraction de la surface couverte par de la végétation (veg). Il s'écrit :

$$LE = (1 - veg) LE_s + veg LE_{veg} \quad \text{Equation 5.19}$$

Le flux de chaleur latente dû à la végétation comprend l'évaporation de l'eau provenant de la transpiration de la plante et celle interceptée par le feuillage (relation 5.20).

$$LE_{veg} = \frac{1 - \delta}{r_a + r_s} [q_{sat}(Ts) - q_a] + \frac{\delta}{r_a} [q_{sat}(Ts) - q_a] \quad \text{Equation 5.20}$$

où δ représente la fraction de feuilles qui intercepte l'eau.

La transpiration de la plante est contrôlée par une résistance de surface (r_s). Cette dernière est censée paramétrer l'ensemble des réactions physiologiques des plantes. La formulation semi-empirique de r_s , initialement proposée par Jarvis (1976) a été utilisée (relation 5.21).

$$r_s = \frac{r_{smin}}{LAI F_1 F_2 F_3 F_4} \quad \text{Equation 5.21}$$

où r_{smin} désigne la valeur minimum de la résistance en l'absence de stress hydrique, LAI l'indice foliaire et F_1, F_2, F_3 et F_4 sont des facteurs dont la valeur est comprise entre 0 et 1, qui témoignent respectivement des contraintes liées à l'influence du rayonnement solaire, à l'état hydrique de la plante et du sol, au déficit de saturation et à la température de l'air.

F_1 terme représentant l'effet photique (la fermeture des stomates la nuit et au début du jour). D'après Dickinson (1984) *in* Noilhan et Planton (1989), il s'exprime :

$$F_1 = \frac{1 + f}{f + \frac{r_{smin}}{r_{smax}}}$$

où

$$r_{smax} = 5000 \text{ s/m,}$$

f est un terme qui représente le rayonnement incident intercepté par le feuillage.

Il s'écrit :

$$f = 0,55 \times \frac{G}{R_{gl}} \times \frac{2}{LAI}$$

G rayonnement solaire,
 $R_{gl} = 30 \text{ W/m}^2$ pour la forêt,
 $R_{gl} = 100 \text{ W/m}^2$ pour la culture.

F_2 caractérise l'effet de l'humidité du sol :

$$F_2 = \frac{w_2 - w_{fl}}{w_{fc} - w_{fl}} \quad 0 \leq F_2 \leq 1$$

F_3 caractérise l'effet de l'humidité de l'air sur l'ouverture des stomates. D'après Seller *et al* (1986), il s'exprime par :

$$F_3 = 1 - 0,025(e_{\text{sat}}(T_s) - e_a)$$

F_4 représente l'effet de la température de l'air. Dickinson (1984) *in* Noilhan et Planton (1989) l'écrit :

$$F_4 = 1 - 0,0016(298 - T_a)^2$$

Limites du modèle :

On retrouve les mêmes limitations que pour le flux de chaleur sensible en ce qui concerne la vitesse du vent et la longueur de rugosité thermique.

5.2.3.4 Flux de conduction dans le sol (C_t , T_s , T_z)

La conduction thermique a lieu dans toute matière lorsqu'un gradient de température existe. La loi de Fourier exprime que la densité du flux de conduction chaleur dans le sol F_{ct} , est proportionnelle au gradient de température, et que la chaleur s'écoule de la source chaude à la source froide en tendant à diminuer l'amplitude du gradient.

D'après les lois de conduction, le flux de conduction de chaleur s'exprime alors en fonction du coefficient de conduction thermique (C_t) (propre à la surface et à son état physique) et du gradient de température suivant la profondeur ($T_s - T_z$) (relation 5.22) où T_s représente la température thermodynamique de la surface et T_z la température à une profondeur z .

$$F_{ct} = -C_t \frac{T_s - T_z}{z} \quad \text{Equation 5.22}$$

A la surface, ce flux peut s'exprimer en fonction des flux convectifs et du bilan radiatif à l'aide du bilan énergétique.

$$F_{cs}(z=0) = (1 - \rho_{s0,3-4\mu})G \downarrow + \varepsilon_{s-IR}(La \downarrow - \sigma T_s^4) - H - LE \quad \text{Equation 5.23}$$

5.2.4 Modélisation des rayonnements spectraux

A la surface, la luminance spectrale s'exprime en fonction de :

- rayonnement atmosphérique réfléchi,
- rayonnement solaire réfléchi,
- émission spectrale de la surface

– Rayonnement atmosphérique spectral ($\lambda_1, \lambda_2, T_a$)

Pour estimer le rayonnement atmosphérique spectral par ciel clair, de nombreux modèles plus ou moins complexes ont été élaborés : calcul raie par raie, méthodes semi-empiriques, ... Nous allons utiliser un modèle simple de calcul du rayonnement atmosphérique spectral élaboré par Berger (1988) (relation 5.24).

$$La_{\lambda_1-\lambda_2} \downarrow = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \epsilon_{a\lambda} M_{\lambda}^{CN}(\lambda, T_a) d\lambda \quad \text{Equation 5.24}$$

Ce modèle, élaboré par Berger (1988), reproduit avec une bonne précision le comportement spectral de l'atmosphère pour un ciel clair à condition de ne pas être localisé à l'équateur. Pour des cas atmosphériques plus complexes, un logiciel tel que MODTRAN pourra être utilisé pour prédire le rayonnement atmosphérique spectral.

Limites du modèle :

Ce modèle s'applique pour un ciel clair et une forte contribution des basses couches de l'atmosphère.

– Rayonnement solaire spectral ($\tau_{a\lambda}, \lambda_1, \lambda_2, \xi_s$)

La modélisation du rayonnement solaire spectral est similaire à celle utilisée pour prédire le rayonnement solaire global.

$$G_{\lambda_1-\lambda_2} \downarrow = \Omega \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \tau_{a\lambda}(\xi_s) \cos \xi_s M_{\lambda}^{CN}(T = 6000K) d\lambda \quad \text{Equation 5.25}$$

où

Ω représente l'angle solide sous lequel la terre voit le soleil.

La différence principale avec le modèle de rayonnement global provient de l'utilisation de MODTRAN pour le calcul de la transmission atmosphérique spectrale.

– Emission spectrale de la surface ($\epsilon_{s\lambda}, \lambda_1, \lambda_2, T_s$)

Ce rayonnement est modélisé par intégration, dans la bande spectrale du capteur, de la loi de Planck.

$$M_{\lambda_1-\lambda_2}(T_s) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \epsilon_{s\lambda} M_{\lambda}^{CN}(T_s) d\lambda \quad \text{Equation 5.26}$$

5.2.5 Conclusion

SPIROU est constitué d'un grand nombre de modèles qui sont résumés dans le tableau 5-2.

Prédiction	Modèle	Entrées du modèles
Luminance spectrale $L_{\lambda_1-\lambda_2}$	$\pi L_{\lambda_1-\lambda_2} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \rho_{s\lambda} G_{\lambda} d\lambda + \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \rho_{s\lambda} La_{\lambda} d\lambda + M_{\lambda_1-\lambda_2}(Ts)$	Rayonnement solaire spectral G_{λ} , Rayonnement atmosphérique spectral La_{λ} , Réflectance spectrale hémisphérique $\rho_{s\lambda}$, Température de surface Ts
Rayonnement solaire spectral réfléchi $\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \rho_{s\lambda} G_{\lambda} d\lambda$	$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \rho_{s\lambda} G_{\lambda} d\lambda = \Omega \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \rho_{s\lambda} \tau_{a\lambda}(\xi_s) \cos \xi_s M_{\lambda}^{CN}(T=6000K) d\lambda$	Transmission spectrale atmosphérique $\tau_{a\lambda}$, Angle solaire zénithal ξ_s , Réflectance spectrale hémisphérique de la surface $\rho_{s\lambda}$
Rayonnement atmosphérique spectral réfléchi $\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \rho_{\lambda} La_{\lambda} d\lambda$	Modèle de Berger, 1988 $\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \rho_{\lambda} La_{\lambda} d\lambda = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \rho_{\lambda} \varepsilon_{a\lambda} M_{\lambda}^{CN}(\lambda, Ta) d\lambda$	Température de l'air Ta , Réflectance spectrale hémisphérique de la surface $\rho_{s\lambda}$, Emissivité spectrale hémisphérique de l'atmosphère $\varepsilon_{a\lambda}$
Emission spectrale de la surface $M_{\lambda_1-\lambda_2}(Ts)$	Intégrale loi de Planck $M_{\lambda_1-\lambda_2}(Ts) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varepsilon_{s\lambda} M_{\lambda}^{CN}(Ts) d\lambda$	Température de surface Ts , Emissivité spectrale hémisphérique de la surface $\varepsilon_{s\lambda}$
Température de surface Ts	Deardorff, 1978 (force restore) Différences finies	Flux de conduction de chaleur à la surface $F_{cs}(z=0,t)$, Capacité calorifique du sol Cc , Conductivité thermique du sol Ct , Température profonde du sol T_2
Flux de conduction de chaleur dans le sol $F_{cs}(z=0,t)$	Bilan énergétique à la surface à chaque instant $F_{cs}(z=0,t) = (1 - \rho_{s0,3-4\mu}) G \downarrow + \varepsilon_{s-IR} (La \downarrow - \sigma T_s^4) - H - LE$	Albédo solaire de la surface $\rho_{s0,3-4\mu}$, Rayonnement solaire incident sur tout le spectre $G \downarrow$, Emissivité hémisphérique de la surface intégrée sur tout le spectre infrarouge ε_{s-IR} , Rayonnement atmosphérique incident grandes ondes $La \downarrow$, Flux de chaleur sensible H , Flux de chaleur latente LE , Température de surface T_s
Rayonnement solaire incident sur tout le spectre $G \downarrow$	Perrin de Brichambaut et Vauge, 1982 $G \downarrow = \tau_a(\xi_s) B_0 \cos \xi_s$	Angle solaire zénithal ξ_s
Rayonnement atmosphérique incident sur tout le spectre $La \downarrow$	Swinbank $L_a \downarrow = \alpha_0 \sigma T_a^6$	Température de l'air Ta

Flux de chaleur sensible H	Louis, 1979 $H = \rho_a c_{pa} \frac{T_s - T_a}{r_a}$	Température de surface T_s , Température de l'air T_a , Vitesse du vent u_a , Rugosité aérodynamique z_0 , Rugosité thermique z_{0h}
Flux de chaleur latente LE	Noilhan et Planton, 1989 $LE_s = \frac{L\rho_a c_{pa}}{r_a} [\alpha q_{sat}(T_s) - q_a]$	Humidité de la surface w_s , Température de la surface T_s , Température de l'air T_a , Pression partielle en vapeur d'eau q_a , Vitesse du vent u_a , Rugosité aérodynamique z_0 , Rugosité thermique z_{0h}
Humidité du sol w_s	Noilhan et Mahfouf, 1995 Différences finies	Flux de chaleur latente LE , précipitations, caractéristiques hydriques
Température de l'air T_a	Calvet, 1990 $T_a(\text{heure}) = T_{a\min} +$ $\text{Coeff}(\text{heure}) (T_{a\max} - T_{a\min})$	Température de l'air minimale $T_a \text{ min.}$, Température de l'air maximale $T_a \text{ max.}$

Tableau 5-2 : les phénomènes physiques et leur modélisation

Ils ont chacun leur propre domaine de validité. Pour certains modèles, il n'est pas raisonnable de donner des valeurs "aléatoires" des paramètres d'entrée (tableau 5-3).

Paramètres	Limite
Température de l'air	Valeurs liées au mois dans l'année et à la latitude et la longitude
Vitesse du vent	> 1 à 2 m/s
Latitude	Valeur différente de l'équateur et des pôles.
Longueur d'onde minimale	> 3 μm
Longueur d'onde maximale	Valeur limitée par les mesures des caractéristiques thermiques des objets observés
Météorologie	Ciel clair

Tableau 5-3: valeurs limites des paramètres d'entrée de SPIRou.

Le tableau 5-3 représente des fourchettes de valeurs pour quelques paramètres en entrée de SPIRou. Si, lors de la simulation, la valeur d'un paramètre n'appartient pas à cette fourchette de valeurs, aucune validité sur la prédiction de la luminance ne sera assurée.

5.3 Conclusion

SPIRou simule des images en infrarouge thermique par synthèse. Ce principe de simulation nécessite la modélisation de tous les échanges et les rayonnements qui contribuent au signal infrarouge au niveau du sol. Les spécifications de SPIRou ont permis de négliger certains échanges de chaleur et de masse (figure 5-10).

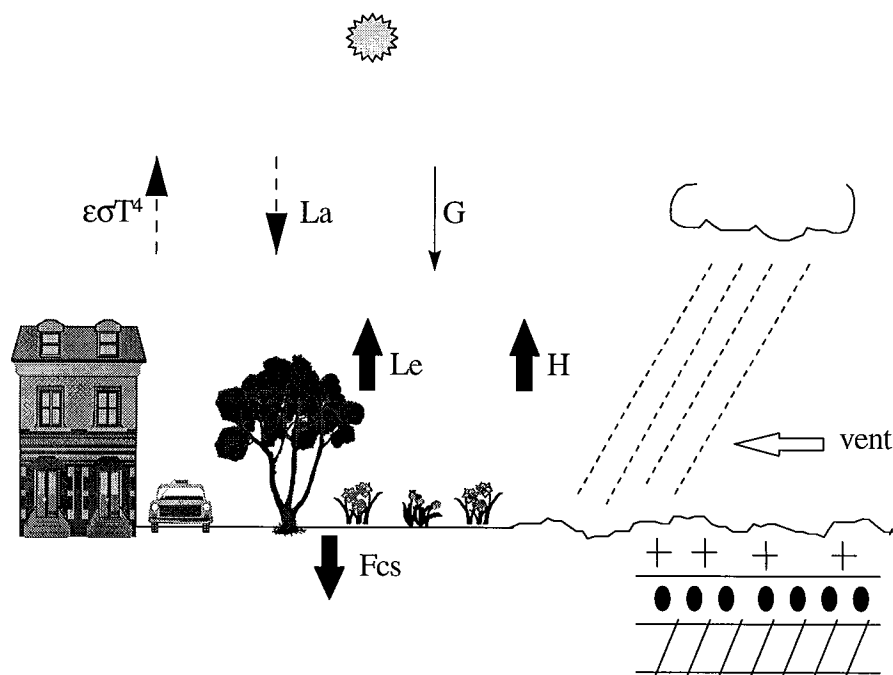


Figure 5-10 : principaux échanges de masse et de chaleur

Seuls les échanges prépondérants tels que le bilan radiatif, le flux de chaleur latente, le flux de chaleur sensible, le flux de conduction de chaleur dans le sol et l'évolution du contenu en eau du sol sont pris en compte. L'impact d'une variation de la structure et des caractéristiques du sol (caractéristiques thermiques et optiques, rugosité...), des conditions météorologiques (vitesse du vent, pluie, température, humidité) seront pris en compte. Tous ces échanges s'appliqueront au niveau d'un pixel. Ce dernier est supposé homogène en température, humidité et caractéristiques thermo-optiques et pourra être composé de sols nus, de végétation ou des surfaces artificielles.

La sélection des modèles internes à SPIRou, sur les critères précédemment énoncés, aboutit à un modèle général de prédiction de la température et de l'humidité des surfaces naturelles, similaire à celui développé par Noilhan et Mahfouf (1996) : ISBA car leurs spécifications sont aussi très proches. En effet, leurs principaux critères étaient de développer un modèle simple qui prend en compte les échanges les plus importants à la surface. ISBA a été réalisée dans un cadre météorologique et à pour but d'estimer précisément les différents flux à la surface. Actuellement, il a été validé à l'échelle micrométéorologique à l'aide d'une douzaine de

campagnes de mesures telles que : HAPEX-MOBILHY 86, AVIGNON 84, EFEDA 91, FIFE 87, ARME 84 et HAPEX SAHEL 92 (*in* Noilhan et Mahfouf, 1996).

6. Architecture du simulateur

La thèse nous a amené à développer un logiciel de simulation d'images sources dans l'infrarouge thermique. Ce logiciel est composé de nombreux modules qui nécessitent des paramètres en entrée. Les différents modules ont pour principal objectif de prédire la température de surface et la luminance spectrale par résolution d'équations différentielles et d'intégrales.

Ce chapitre répertorie toutes les entrées de SPIrou et décrit l'implantation.

6. Architecture du simulateur

6.1 Les entrées

6.1.1 Données auxiliaires

6.1.2 Base de données

6.1.3 Carte d'occupation du sol

6.1.4 La sensibilité du capteur

6.2 Implantation

6.2.1 Résolution des équations

6.2.2 La dimension spatiale

6.3 Conclusion

Ce chapitre décrit l'architecture du simulateur d'images sources dans l'infrarouge thermique : SPIRou (figure 6-1). SPIRou prédit la température et la luminance spectrale à la surface en prenant en compte les principaux échanges de chaleur et de masse entre le sol, le sous-sol et l'atmosphère. La modélisation de ces échanges nécessite la connaissance de caractéristiques thermo-optiques, de conditions météorologiques ... qui sont des entrées de SPIRou. Ces échanges sont pris en compte dans les équations de prédiction de la température de surface et de la luminance spectrale.

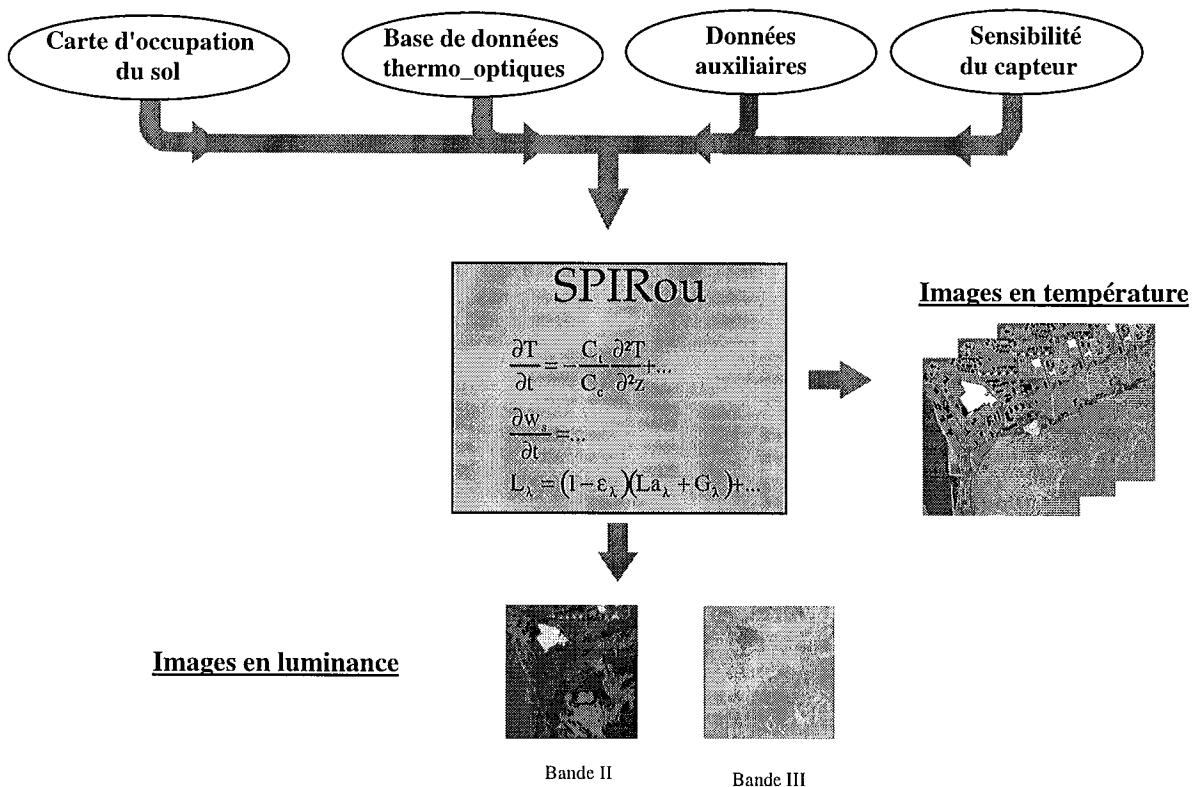


Figure 6-1 : architecture de SPIRou

Nous allons tout d'abord nous intéresser aux entrées de SPIRou, puis aux astuces d'implantation.

6.1 Les entrées

Il existe 4 catégories d'entrées :

- les données auxiliaires,
- la base de données de caractéristiques thermo-optiques,
- la carte d'occupation du sol,
- la sensibilité du capteur.

6.1.1 Données auxiliaires

Ce sont neuf paramètres qui décrivent les conditions météorologiques, le site d'observation et la date d'acquisition :

- les conditions météorologiques :
 - température de l'air (valeurs minimale et maximale),
 - vitesse du vent,
 - humidité de l'air (valeur entre 0 et 1),
 - humidité moyenne de la surface (valeur entre 0 et 1),

- le site d'observation :
 - latitude,
 - longitude,

- la date d'acquisition :
 - heure,
 - jour,
 - mois,
 - durée de simulation.

Parmi ces paramètres, deux ont des valeurs qui varient au cours du temps :

- ☛ la température de l'air (relation 5.13),
- ☛ l'humidité du sol (relation 5.8, 5.9).

Pour tous les autres paramètres, la valeur est constante sur la durée de la simulation.

6.1.2 Base de données

Les paramètres utiles pour nos modèles, touchent des domaines tels que : l'hydrologie, la pédologie, la thermodynamique ... L'information extraite des images infrarouge dans différente bande spectrale fournit, par le biais d'hypothèses (Becker et Li, 1995 ; Banducci et Pippi, 1996), l'émissivité spectrale. Tous les autres paramètres doivent provenir de bases de données existantes. Or, à l'inverse d'autres domaines spectraux où quelques bases de données ont été développées, tels que les hyperfréquences (Ulaby, 1981), l'infrarouge est pauvre en bases de données comprenant tous les paramètres recherchés.

Afin de traiter un maximum d'objets, nous avons été amenés à élaborer une base de données des caractéristiques thermo-optiques des objets. Les valeurs de ces paramètres proviennent de publications et des recherches sur internet telles que : Nerry *et al.*, 1990 ; Salisbury, 1986 ; Salisbury et D'Arya, 1992 ; site ftp où J. Salisbury a mis quelques valeurs d'émissivité spectrale : "rocky.eps.jhu.edu"; Clapp et Hornberger, 1978 ; Cosby *et al.*, 1984 ; De Vries et Afgan, 1975 ; Laurent, 1987 ; Gaussorgues, 1972 ...

Cette base de données est constituée d'une centaine de corps.

Elle comprend différents types de :

- * sols (sable, limon, argile ...),
- * végétation (herbe, maïs, blé, chêne, pin, hêtre ...),
- * métaux (fer, fer rouillé, acier, aluminium ...),
- * matériaux artificiels (plastique, polystyrène ...).

Les caractéristiques pour la majorité des types d'objets, exception faite de la végétation, sont au nombre de huit :

- émissivité sur tout le spectre ϵ_{ir} ,
- albédo ρ ,
- longueur de rugosité aérodynamique z_0 ,
- rapport des rugosités z_{0h}/z_0 ,
- humidité à saturation w_{sat} ,
- diffusivité hydrique $D(w)$,
- capacité calorifique Cc à la surface et en profondeur,
- conductivité thermique Ct à la surface et en profondeur.

Sept paramètres décrivent la végétation :

- couverture végétale veg ,
- hauteur de la végétation h_{veg} ,
- émissivité de la végétation ϵ_{veg} ,
- albédo de la végétation ρ_{veg} ,
- résistance minimale des stomates au transfert d'eau r_{smin} ,
- indice foliaire LAI,
- fraction de feuilles qui intercepte l'eau δ .

6.1.3 Carte d'occupation du sol

Une carte d'occupation du sol est une entrée nécessaire au simulateur car, elle fournit une description à deux dimensions du paysage observé. A chaque couple (x,y) de cette carte, un type de matériau est associé.

Des logiciels permettant de réaliser cette carte ont été développés durant la thèse. Ils permettent, à partir d'une ou plusieurs images sources, de générer ou enrichir une carte d'occupation du sol. Ces logiciels sont basés sur deux approches. La première consiste à générer la carte par segmentation d'une image panchromatique. La seconde méthode crée une carte d'occupation du sol par classification d'images multispectrales.

6.1.4 La sensibilité du capteur

La sensibilité du capteur est décrite par sa bande spectrale définie par la longueur d'onde minimale et celle maximale.

6.2 Implantation

6.2.1 Résolution des équations

Les équations de prédiction de la température et l'humidité de surfaces naturelle et artificielle, sont itératives. Leur implantation nécessite de déterminer :

- les conditions initiales,
- le pas de temps.

– Conditions initiales

Très souvent (Ben Mehrez, 1992), la température de surface est initialisée au lever du soleil ; on lui associe la température de l'air.

Nous avons ajouté, à cette condition initiale, une hypothèse de convergence . Nous supposons que, sans grande variation météorologique (tempête, pluie, nuage ...), la température de surface doit converger au bout de 24 heures vers la valeur de la température de surface initiale. Si ce n'est pas le cas, la température estimée après 24 heures sera injectée dans nos modèles comme température initiale.

Remarque : le critère de convergence est de 0,1 °C

L'écart obtenu entre la température de l'air au lever du soleil et la température initiale calculée est fonction de l'état de la surface observée. A titre d'exemple, l'écart est de l'ordre de -3 °C pour une surface humide et 8°C pour une surface sèche.

Remarque : cette hypothèse est vraisemblable quand l'humidité de la surface est constante au cours de la simulation. Par contre, elle n'est plus réaliste lorsque le contenu en eau du sol varie.

Dans ce cas-là, une approche composée de deux étapes a été élaborée :

- convergence de la température pour une humidité de la surface égale à l'humidité initiale,
- calcul de l'humidité et de la température de la surface sans test de convergence sur la température.

– Pas de temps

Les deux méthodes de prédiction de la température et de l'humidité, n'ont pas de contraintes mathématiques liées au pas de temps. Il résulte d'un compromis entre la précision des prédictions et le temps de calcul.

D'après Deardorff (1978), le modèle de prédiction de la température des surfaces naturelles fournit une bonne estimation lorsque le pas de temps est de l'ordre de 10 minutes.

C'est donc cet ordre de grandeur de pas de temps qui a été choisi pour les deux méthodes.

A partir des conditions initiales et pour chaque pas de temps, les échanges de chaleur et de masse entre l'atmosphère, la surface et le sous-sol permettent d'estimer la température des surfaces naturelle et artificielle au niveau d'un pixel. La prise en compte de la dimension spatiale est réalisée dans le paragraphe qui suit.

6.2.2 La dimension spatiale

Les modèles décrits dans le chapitre 5 permettent de prédire l'évolution temporelle de la température de surface d'un corps. Une image en température est obtenue en appliquant tous ces modèles à chaque corps de la carte d'occupation du sol.

Pour obtenir un rendu visuel sur nos images synthétisées, nous avons décidé d'injecter dans nos modèles une information extraite d'une image visible étalonnée : l'albédo. Pour un corps donné, l'albédo est la seule caractéristique de la base de données thermo-optique qui est susceptible de varier. Il sera estimé pour chaque pixel de l'image et associé aux autres caractéristiques du corps étudié.

Dû à cette information pixellaire sur la valeur d'albédo, nous avons, dans un premier temps, décidé de prédire la température de surface pour chaque pixel afin de générer une image en température.

Cette approche permet de simuler dix *images de taille 900*900* pixels sur DEC 3000 en 5 heures de temps de calcul pour un pas de temps de 10 minutes et une image composée de 25 corps.

Une seconde approche a été développée, elle est basée sur la constatation que parmi toutes les caractéristiques thermo-optiques liées à un objet, l'albédo est la seule caractéristique susceptible de varier spatialement. La nouvelle approche consiste, pour chaque corps, à réaliser un abaque qui relie la température à la valeur d'albédo (figure 6-3).

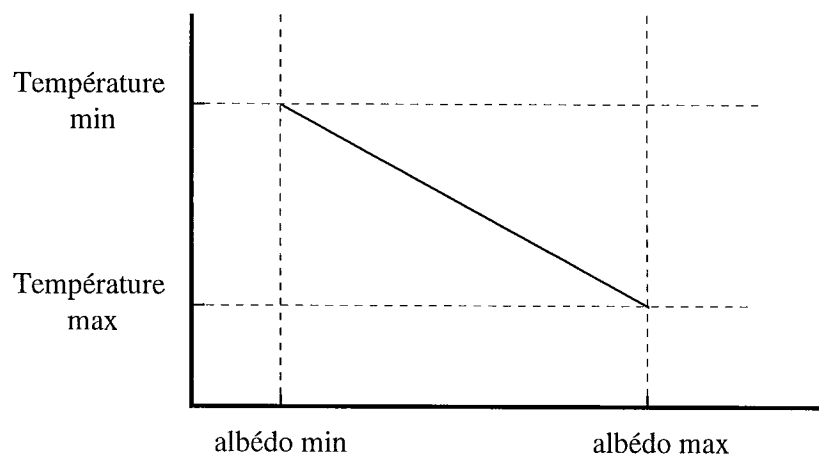


Figure 6-2 : abaque reliant l'albédo à la température de surface

Il s'agit, tout d'abord, de prédire pour chaque corps de la scène les températures minimale et maximale liées respectivement aux valeurs d'albédo maximale et minimale. Il faut, ensuite, réaliser une interpolation entre ces deux valeurs pour estimer des températures liées à des valeurs d'albédo comprises entre l'albédo minimal et l'albédo maximal.

Pour simuler une image en température, il suffit de prédire, pour chaque corps appartenant à l'image, 2 températures correspondant aux valeurs minimale et maximale de l'albédo ; puis de parcourir l'image visible afin d'extraire pour chaque pixel la valeur d'albédo et de calculer la température pixellaire par simple interpolation.

L'interpolation est un artefact qui permet de réduire le temps de calcul mais qui est susceptible d'introduire une imprécision dans nos prédictions. Nous avons synthétisé des images en température à l'aide de ces deux méthodes pour une situation typique. Puis nous avons calculé l'image des différences (figure 6-4).



Statistique sur l'image des différences :
erreur max : 0,40 °C écart-type : 0,12 °C
erreur min : -0,02 °C E. Q. M. : 0,23 °C
biais : 0,20 °C

Figure 6-3 : image des différences entre les deux approches

Remarque : la situation typique est caractérisée par :

Lieu : les Andelys (France),

Date : 1 juin,

Conditions météorologiques : ciel clair, humidité de l'air 50%, vitesse du vent = 2 m/s, température de l'air entre 12 et 22°C.

On constate que l'interpolation linéaire engendre une imprécision maximale de l'ordre de 0,4 °C sur la température estimée.

Cette nouvelle approche permet de générer dix *images de taille 900*900 pixels* sur DEC 3000 en *moins de 10 secondes* de temps de calcul pour un pas de temps de 10 minutes et une image composée de 25 corps.

6.3 Conclusion

Pour un utilisateur quelconque, SPIrou est une boîte noire qui requiert en entrée uniquement 11 paramètres décrivant les conditions de simulation.

- les conditions météorologiques : température de l'air (valeurs minimale et maximale),
vitesse du vent,
humidité de l'air (valeur entre 0 et 1),
humidité moyenne de la scène (valeur entre 0 et 1),

- le site d'observation :	latitude, longitude,
- la date d'acquisition :	heure, jour, mois,
- domaine spectral du capteur :	longueur d'onde minimale, longueur d'onde maximale,
- carte d'occupation du sol.	

7. Validation et étude de sensibilité

Lors de l'étude, la comparaison ou l'utilisation de modèles, la validation et l'étude de sensibilité de ces derniers sont souhaitables. Elles ont pour objectif de déterminer, entre autres, la validité, la représentativité physique des modèles et de SPIRou ainsi que les paramètres d'entrée de SPIRou les plus influents. Ces études vont aussi nous permettre de proposer les mesures et leurs imprécisions d'une campagne de mesure idéale.

7. Validation et étude de sensibilité

- 7.1 Protocole de validation
- 7.2 Les jeux de données disponibles pour la validation.
- 7.3 Température de surface
 - 7.3.1 Rayonnement solaire par ciel clair
 - 7.3.2 La température de l'air
 - 7.3.3 Rayonnement atmosphérique incident
 - 7.3.4 Le flux de chaleur sensible
 - 7.3.5 Le flux de chaleur latente
 - 7.3.6 La prédiction de la température de surface
 - 7.3.7 Conclusion
- 7.4 Sensibilité des modèles
 - 7.4.1 Température de surface
 - 7.4.2 Température apparente
- 7.5 Conclusion

Au cours de la réalisation d'un simulateur, la validation des modèles utilisés est une étape nécessaire. Elle permet de déterminer la précision des modèles utilisés en comparant les prédictions à des mesures. Cet écart entre les mesures et les prédictions doit être analysé afin de déterminer quelles sont les parts des erreurs de modélisation et des imprécisions des mesures ? Une contribution à la réponse peut être fournie par les résultats d'une étude de sensibilité des différents modèles à une imprécision des paramètres d'entrée.

7.1 Protocole de validation

Notre protocole de validation est composé de 4 étapes.

- Recherche de campagnes de mesures

La première étape de ce protocole consiste à chercher des observations qui vont permettre de valider tous les modèles utilisés : le rayonnement solaire incident, la température de l'air, le rayonnement atmosphérique incident, le flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente, la prédiction de la température de surface et la prédiction de la luminance spectrale.

- Mesure de l'erreur absolue

Il s'agit de mesurer l'erreur absolue entre les données et les estimations fournies par les modèles. Pour cela, nous allons utiliser des grandeurs statistiques telles que : le biais, l'écart type et le EQM pour déterminer la précision des modèles utilisés. Ce sera une analyse temporelle sur un pixel.

- Le biais est la différence entre les valeurs moyennes des mesures et des estimations. Il représente le décalage entre les mesures et les estimations.
- L'écart-type est estimé entre les mesures et les estimations. Il fournit un ordre d'idée des fluctuations du signal autour de la valeur moyenne.
- L'erreur quadratique moyenne représente la somme quadratique du biais et de l'écart-type.

- Imprécision des modèles

Dans la troisième étape, on propose des explications physiques quant à l'imprécision de modèles sélectionnés par rapport aux observations.

- Sensibilité des modèles

Il s'agit d'établir une matrice de sensibilité des différents modèles par rapport aux entrées et de quantifier la sensibilité de la température de surface et de la luminance spectrale. Le choix des imprécisions des paramètres d'entrée peut correspondre à des variations rencontrées dans des études de validation, à la précision des instruments de mesure ou à des instabilités naturelles.

- L'imprécision d'un paramètre d'entrée peut être donnée en %. A une imprécision de X % correspond un facteur multiplicatif de $1+X/100$ appliqué sur le paramètre.

7.2 Les jeux de données disponibles pour la validation.

Ne disposant pas au sein de Aérospatiale et de l'Ecole des Mines, de campagnes de mesures permettant de valider l'ensemble des modèles, une grande partie du travail a consisté à rechercher, via la bibliographie et de nombreux et fructueux contacts, des campagnes de mesures composées au minimum de l'évolution temporelle à un pas de temps faible (de l'ordre du quart d'heure) des paramètres suivants :

- émission spectrale de la surface (M_λ en $W m^{-2} sr \mu m^{-1}$),
- rayonnement atmosphérique spectral incident ($L_{a\lambda}$ en $W m^{-2} \mu m^{-1}$),
- rayonnement solaire spectral incident (G_λ en $W m^{-2} \mu m^{-1}$),
- température du sol (T_s en $^\circ C$),
- humidité du sol (w_s),
- température de l'air (T_a en $^\circ C$),
- pression partielle en vapeur d'eau (e_a en mb),
- vitesse du vent (u_a en m/s),
- pluie (mm/h),
- rayonnement global (G en W/m^2),
- rayonnement net (R_{net} en W/m^2),
- flux de chaleur dans le sol (F_{cs} en W/m^2),
- flux de chaleur sensible (H en W/m^2),
- flux de chaleur latente (LE en W/m^2).

Elle doit aussi contenir les caractéristiques de la surface étudiée :

- la capacité calorifique du sol ($C_c(w_s)$ en $J m^{-3} K^{-1}$),
- la conductivité thermique ($C_t(w_s)$ en $W m^{-1} K^{-1}$),
- l'albédo de la surface ($\rho_{s0-3\mu}(w_s)$),
- l'émissivité sur tout le spectre (ϵ_{s-IR}),
- l'émissivité spectrale ($\epsilon_{s\lambda}$),
- la longueur de rugosité de la surface (z_0),
- fraction de végétation (veg),
- LAI,
- albédo de la végétation,

- résistance stomatique minimale (r_{smin} en s/m)

et des incertitudes sur toutes ces mesures.

Nous avons trouvé des campagnes de mesures qui fournissent la plupart de ces mesures à l'exception de toutes celles qui sont propres à la bande spectrale d'étude : luminance spectrale de la surface, rayonnement atmosphérique spectral incident, rayonnement solaire spectral incident.

En effet, après maintes recherches, il nous a été impossible de dénicher l'objet rare : la campagne de mesures qui dispose de toutes les mesures propres au sol, aux flux de surface ainsi qu'à la luminance spectrale pour l'échantillonnage spatial choisi (de l'ordre de la dizaine de mètres). Pourtant quelques pistes ont été trouvées : des images de Thematic Mapper Simulator acquises lors de la campagne EFEDA localisées actuellement dans un laboratoire de Wageningen (Pays-Bas), la campagne ALPILLE dont les données ne sont malheureusement pas encore disponibles.

Voici les jeux de données dont on dispose :

Le premier jeu de données nous a été fourni par Monsieur Chanzy (INRA Avignon). Toutes les mesures ont été réalisées sur un sol nu (limon argileux) en période estivale sur la région d'Avignon. La campagne de mesure a duré 15 jours et les mesures ont été effectuées avec un pas horaire.

Le deuxième jeu de données provient de Messieurs Lagouarde et Brunet (INRA Bordeaux). Il s'agit de données obtenues lors de la campagne de mesures HAPEX-MOBILHY, réalisée dans les Landes (France) en 1986 sur le site de Castelnau. Les données sont fournies avec un pas de 30 minutes sur un sol de type : limon argileux fin. Le sol observé n'est pas recouvert de végétation du 31/05/86 au 16/06/86 (17 jours de mesures). A ce jeu de données, les imprécisions de certaines mesures sont associées :

$$dH/H= 25 \%, dFcs/Fcs=40 \%, dRnet/Rnet=10 \%, dLe/Le=40 \%$$

Le troisième jeu de données provient de la campagne de mesure EFEDA. Il nous a été fourni par Monsieur Noilhan du CNRM (Météo-France). Il comprend 5 jeux d'observations de durée variable pour trois sites distincts : Belmonte 1, du 8 juin au 13 juin, Belmonte 2, du 21 juin au 29 juin, Tomelloso, du 4 juin au 30 juin, Barrax (sol nu), du 19 juin au 30 juin et Barrax (maïs irrigué), du 5 juin au 30 juin. Voici les imprécisions des mesures :

$$Rnet=\pm 10 \text{ W/m}^2, H=\pm 10 \text{ W/m}^2, dLe/Le=40 \% \text{ le jour et } 400 \% \text{ la nuit.}$$

7.3 Température de surface

Dans ce paragraphe, nous allons valider tous les modèles utiles à la prédiction de la température de surface. Nous allons étudier les modèles suivant :

- rayonnement solaire par ciel clair,
- température de l'air,

- rayonnement atmosphérique incident,
- flux de chaleur sensible,
- flux de chaleur latente,
- température de surface.

Tous les tableaux de grandeurs statistiques seront illustrés à l'aide de courbes provenant de la campagne de mesures EFEDA pour un site précis et une date donnée. Cette situation typique a les caractéristiques suivantes :

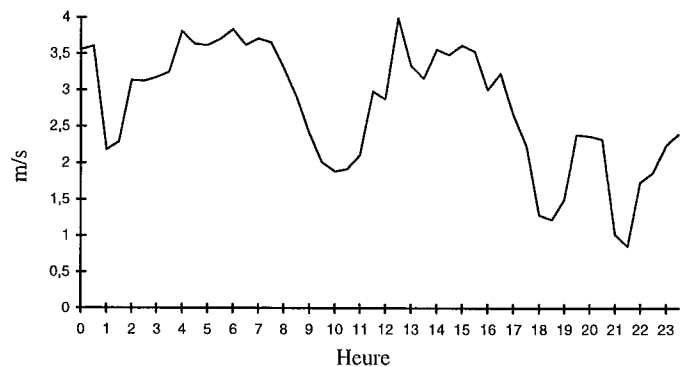
Lieu : Belmonte 1,

Date : 12 juin 1991

Caractéristiques météorologiques :

Température de l'air varie entre 14 et 33°C,

Vitesse du vent entre 1 et 4 m/s,



Humidité de l'air varie entre 20 et 70%,

Caractéristiques de la surface :

Limon + végétation,

$\epsilon_{s-IR} = 1$, $\text{veg} = 0,4$, $\text{LAI} = 1,5$, $z_0 = 0,02\text{m}$, $z_{0h} = 0,002\text{m}$, $w_s = 0,054$,

7.3.1 Rayonnement solaire par ciel clair

Ce modèle ne peut être utilisé que dans le cas de ciel clair. Or pour tous les jeux de données, nous avons à notre disposition le rayonnement solaire global atteignant le sol, sans aucune connaissance de l'état du ciel. Les jeux dont nous disposons ne fournissent pas toute l'information nécessaire à valider ce rayonnement. Une analyse des courbes des estimations et des mesures a quand même été menée afin d'étudier le réalisme du modèle (figure 7-1).

Les entrées du modèle (relation 5.11) sont :

- la latitude,
- la longitude,
- l'heure dans la journée,
- date dans l'année.

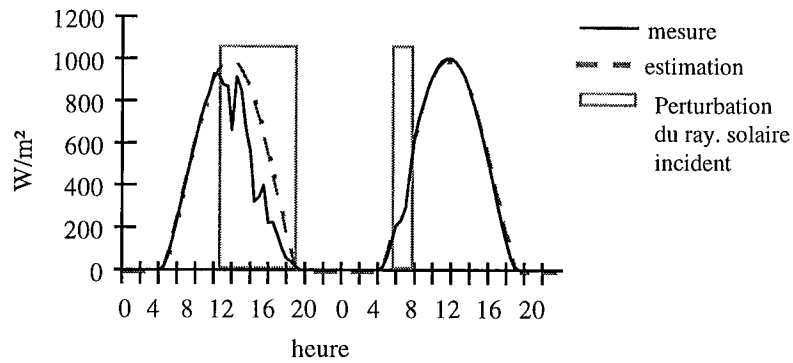


Figure 7-1: rayonnements solaires mesuré et modélisé pour notre situation typique (j-1 et j)

En faisant abstraction des périodes de perturbation (figure 7-1), nous constatons que les estimations sont en bon accord avec les observations ; les valeurs extrêmes ont lieu au même instant et sont du même ordre de grandeur.

Dans le tableau 7-1, nous avons listé les grandeurs statistiques sur le rayonnement solaire pour 7 sites en faisant abstraction des périodes de perturbation.

	Biais W/m ²	Ecart-type W/m ²	EQM W/m ²	Valeur moyenne W/m ²
Castelnau	30,3	40,2	50,3	666,4
Avignon	29,8	49,1	57,2	609,8
Barrax (sol nu)	30,3	18,0	35,2	624,6
Barrax (maïs irrigué)	29,9	26,0	39,6	705,0
Belmonte 1	15,2	26,6	30,5	706,0
Belmonte 2	19,7	24,0	31,0	605,0
Tomelloso	41,5	30,1	51,2	604,0

Tableau 7-1 : grandeurs statistiques sur le rayonnement solaire (W/m²)

Les estimations surestiment la plupart du temps les mesures du rayonnement solaire (biais > 0). L'écart-type peut atteindre 50 W/m² et l'EQM 60 W/m².

L'écart-type et l'EQM varient en fonction du site observé. Ce phénomène est dû à la variabilité du contenu de l'atmosphère (aérosols, vapeur d'eau, ...) en fonction du climat de l'observation. Dans ce modèle, le paramètre qui caractérise l'atmosphère est constant pour toutes les simulations ; ce qui explique que la précision des modèles est variable en fonction du site d'observation.

7.3.2 La température de l'air

Les courbes de la température de l'air mesurée et estimée sont tracées dans la figure 7-2.

Les entrées de ce modèle (relation 5.13) sont :

- la température de l'air minimale mesurée,

- la température de l'air maximale mesurée,
- le mois dans l'année.

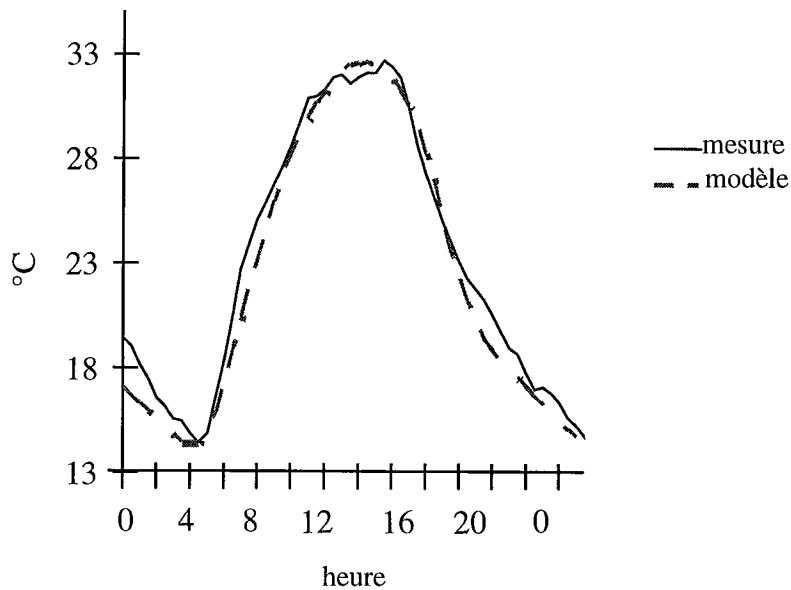


Figure 7-2: Evolution des températures de l'air mesurées et estimées au cours du temps pour notre situation typique

Les valeurs maximale et minimale de la température de l'air des estimations et des mesures sont confondues temporellement. Les estimations sont lissées par rapport aux mesures. Les grandeurs statistiques sur la température de l'air sont répertoriées dans le tableau 7-2.

	Biais °C	Ecart-type °C	EQM °C	Valeur moyenne
Castelnau	0,7	1,3	1,5	19,6
Avignon	0,1	1,2	1,2	23,8
Belmonte 1	-0,1	1,0	1,0	21,6
Barrax	-1,3	1,3	1,8	24,0

Tableau 7-2 : grandeurs statistiques sur la température de l'air (°C)

L'EQM entre les estimations et les mesures est de l'ordre de 1,5°C. Cette imprécision peut être la conséquence de nuages, de variation de la vitesse du vent ... qui vont perturber sa mesure.

7.3.3 Rayonnement atmosphérique incident

Les estimations du modèle de Swinbank (relation 5.12) ont été tracées dans la figure 7-3. L'entrée du modèle (relation 5.12) est la température de l'air mesurée.

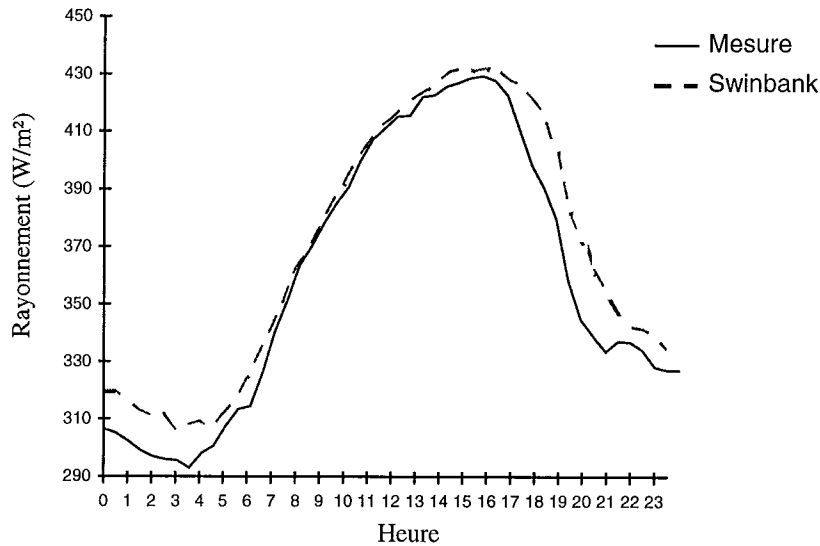


Figure 7-3 : observations et estimations du rayonnement atmosphérique pour notre situation typique

Le modèle de Swinbank reproduit bien les mesures. Les valeurs extrêmes sont du même ordre de grandeur et ont lieu au même instant. Les grandeurs statistiques sont répertoriées dans le tableau 7-3.

	Biais W/m ²	Ecart-type W/m ²	EQM W/m ²	Valeur moyenne W/m ²
Belmonte 1	6,5	15,6	16,9	364,0
Belmonte 2	14,4	19,1	23,9	387,7
Barrax (sol nu)	2,7	22,5	22,6	376,5
Barrax (maïs irrigué)	-6,8	27,6	28,4	360,9
Tomelloso	0,1	23,5	23,5	376,9

Tableau 7-3 : grandeurs statistiques sur le rayonnement atmosphérique

Sur une journée, l'écart entre la mesure et les estimations est de l'ordre de $\cong 6$ W/m². L'EQM est de l'ordre de 23 W/m².

Le modèle de Swinbank nécessitant qu'une seule entrée : la température de l'air, nous avons réalisé une étude de sensibilité de ce modèle vis à vis d'une imprécision de la température de l'air de 3°C autour de sa valeur moyenne : 21,6 (tableau 7-4). Si nous traduisons cette imprécision en % par rapport à une température en kelvin, nous obtenons : $\frac{dT_a}{T_a} = 1\%$ et $T_a=294,7$.

	Biais W/m ²	Ecart-type W/m ²	EQM W/m ²	valeur moyenne W/m ²
Ta (3 K)	19.2	0,7	19.2	353,3

Tableau 7-4: sensibilité du modèle de Swinbank

Si nous utilisons l'équation 5.12, nous trouvons : $\frac{dLa}{La} = 6 \frac{dT_a}{T_a}$. Pour une imprécision de 1% sur la température de l'air, le biais devrait être de l'ordre de 6 % ou 21,2 W/m².

Une imprécision sur la température de l'air de 1% provoque une erreur sur le modèle d'environ 21 W/m². L'imprécision est du même ordre de grandeur que l'écart entre l'estimation et la mesure.

7.3.4 Le flux de chaleur sensible

Les courbes du flux de chaleur sensible mesuré et modélisé ont été tracées dans la figure 7-4. Les entrées du modèle (relation 5.15) sont :

- la température de l'air,
- la température de surface,
- la vitesse du vent,
- la rugosité aérodynamique.

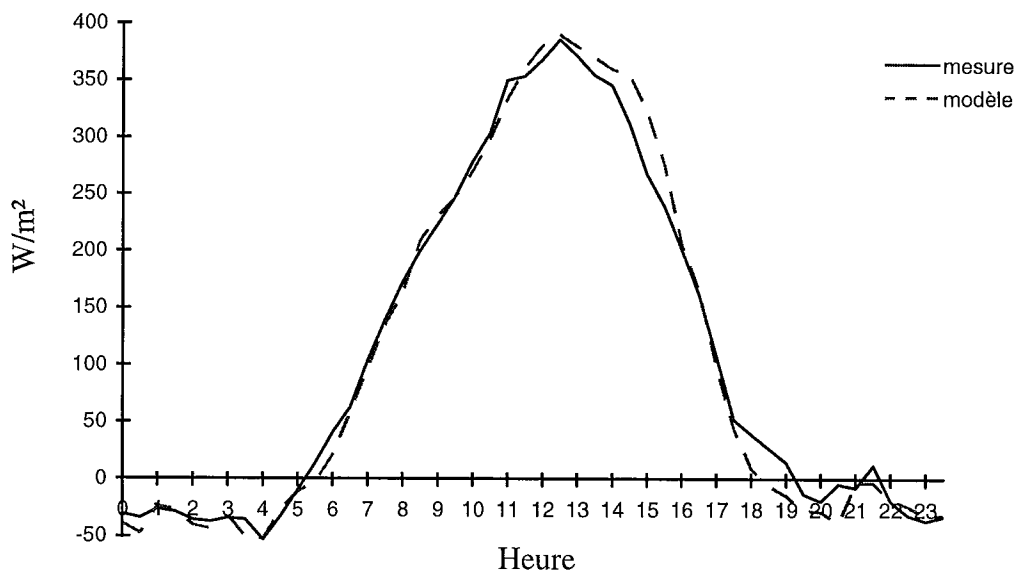


Figure 7-4 : courbes du flux de chaleur sensible mesuré et modélisé pour notre situation typique

Les deux courbes ont globalement la même allure, la croissance et la décroissance des courbes s'effectuent au même moment. Le tableau 7-5 répertorie les grandeurs statistiques sur le flux de chaleur sensible.

	Biais W/m ²	Ecart-type W/m ²	EQM W/m ²	Valeur moyenne W/m ²
Barrax (sol nu)	32,1	52,9	61,9	139,3
Tomelloso	16,0	51,4	53,8	102,6
Belmonte	2,0	30,3	30,4	111,1

Tableau 7-5: grandeurs statistiques sur le flux de chaleur sensible

Le modèle a tendance à lisser les estimations et à surestimer les mesures (biais > 0). En moyenne, l'EQM est de l'ordre de 50 W/m².

L'imprécision du modèle peut provenir d'une limite du modèle : il a tendance à surestimer le flux de chaleur sensible lorsque la vitesse du vent est faible, et/ou de l'incertitude sur les mesures des paramètres en entrée du modèle : température de surface, température de l'air, vitesse du vent et rugosité de la surface et de l'instabilité des mesures.

La figure 7-5 montre les résultats de l'étude de sensibilité du modèle de flux de chaleur sensible vis-à-vis des incertitudes sur les mesures en entrée.

A l'aide de la relation 5.15, nous pouvons obtenir les relations suivantes : $\frac{dH}{H} \cong \frac{dT_s}{T_s - T_a}$ et $\frac{dH}{H} \cong \frac{dT_a}{T_s - T_a}$. Nous allons utiliser ces équations, dans le cadre de notre situation typique, pour réaliser une partie de l'étude de sensibilité.

Pour notre situation typique, nous avons en moyenne : H = 111,2 W/m², T_s = 300,4 K, T_a=296,2 K

- T_a (3K)
- T_s (3K)
- z_{0h}/z₀ de 0,1 à 1
- z₀ de 0,02 à 0,1 m
- u_a : instabilité de la vitesse du vent de l'ordre de 100%

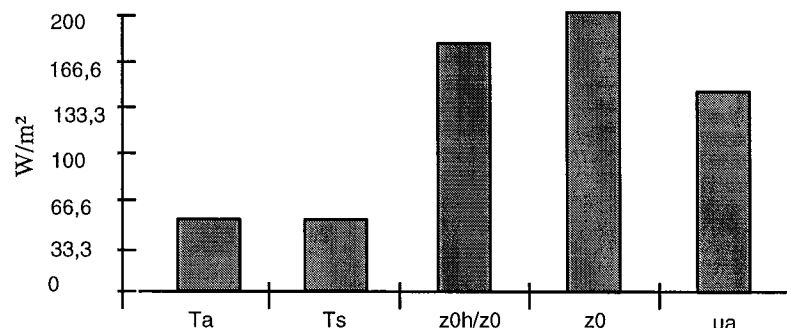


Figure 7-5 : sensibilité du flux de chaleur sensible

La modélisation du flux de chaleur sensible est très sensible à une méconnaissance des paramètres d'entrée.

7.3.5 Le flux de chaleur latente

Ce flux traduit l'offre et la demande en eau à la surface. Une connaissance de l'évolution temporelle du contenu en eau de la surface est donc nécessaire pour sa validation. Or nous ne disposons pas de cette information dans nos campagnes de mesures.

En ce qui concerne ce flux, une étude de sensibilité a uniquement été menée (figure 7-6). L'imprécision des paramètres est la suivante :

- q_a : 5%
- T_a (3K)
- végétation : végétation jeune à végétation en développement

	végétation jeune	végétation en développement
veg	0,5	0,8
LAI	1	3
z_0	0,05	0,1
r_{smin}	40	40
h_{veg}	0,5	1

- z_{oh}/z_0 de 0,1 à 1
- w_s : 50%
- z_0 : de 0,02m à 0,01 m
- u_a : instabilité de l'ordre de 100 %

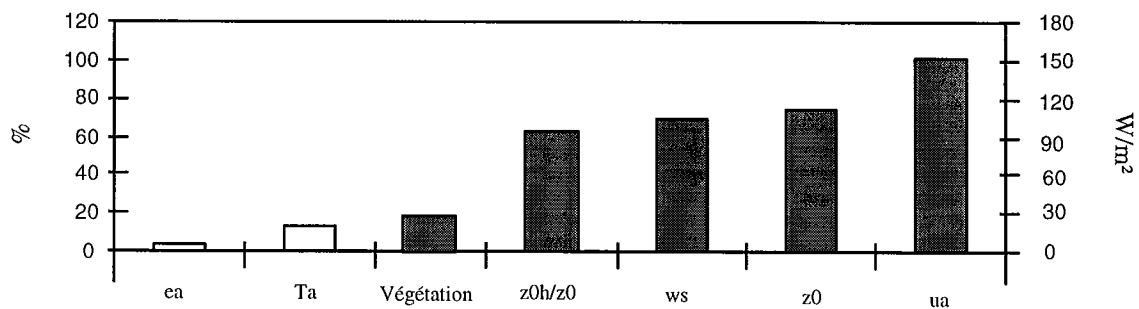


Figure 7-6 : sensibilité du flux de chaleur latente

Le flux de chaleur latente est très sensible, dans le cadre de notre situation typique à une méconnaissance de cinq paramètres :

- végétation (veg, lai, r_{smin} , h_{veg}),
- le rapport des rugosités (z_{oh}/z_0),
- la longueur de rugosité aérodynamique (z_0),
- le contenu en eau du sol (w_s),
- l'instabilité de la vitesse du vent (u_a)

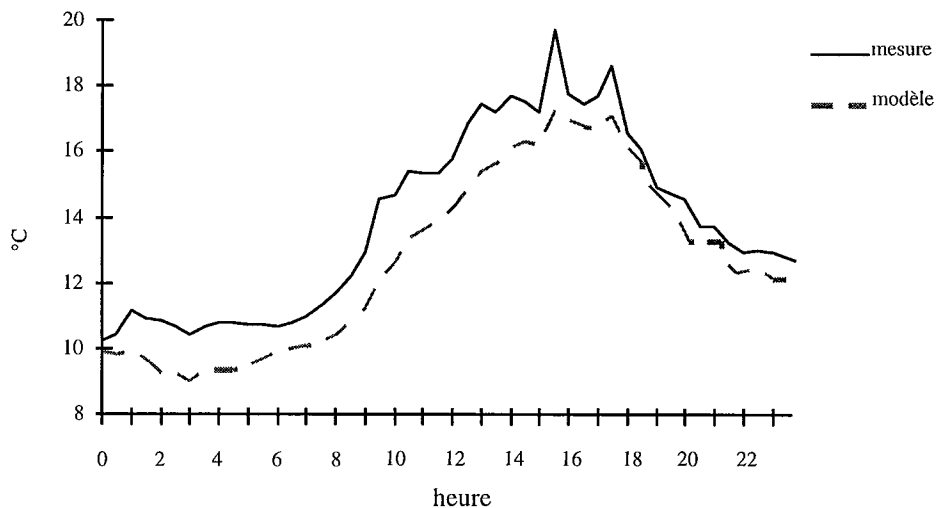
7.3.6 La prédiction de la température de surface

La température de surface est prédite à l'aide de la relation 5.6 qui relie cette dernière aux rayonnements, flux et caractéristiques thermo-optiques à la surface ainsi qu'à la température profonde.

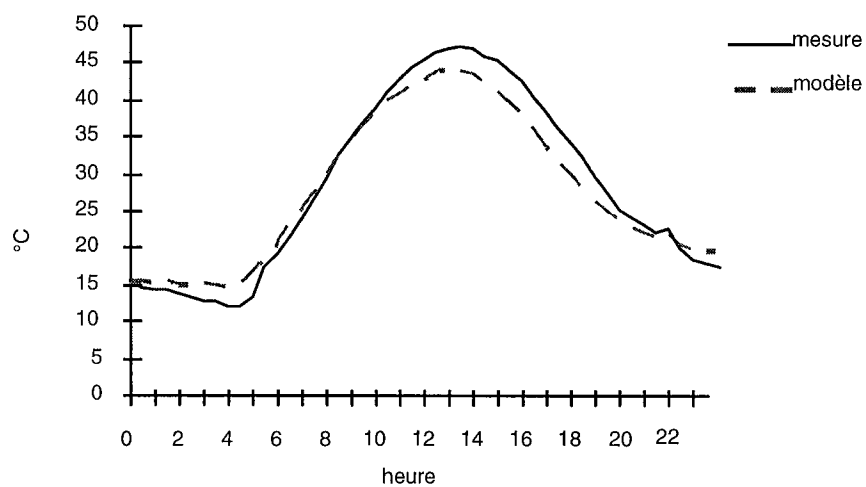
Les entrées du modèle (relation 5.6) sont :

- le rayonnement net,
- le flux de chaleur sensible,
- le flux de chaleur latente,
- la conductivité thermique,
- la capacité calorifique,
- la température profonde.

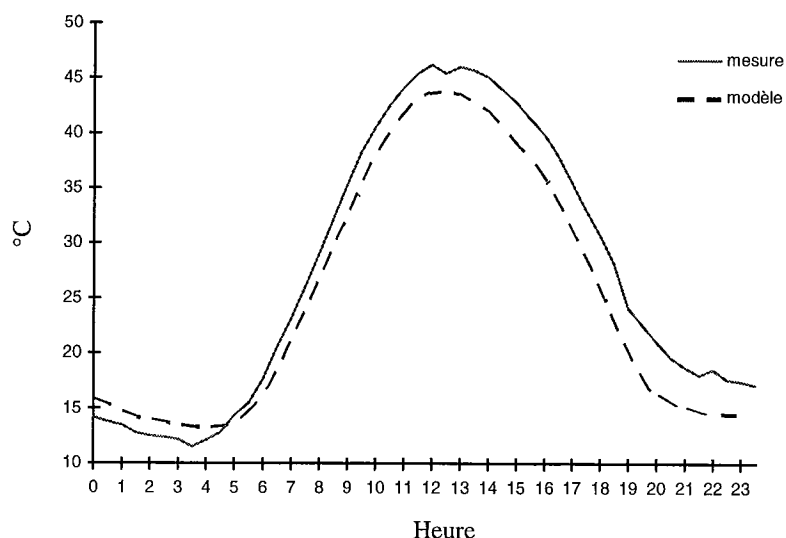
Les courbes de température de surface prédite se comportent différemment pour les trois sites d'observation (figure 7-7).



a) Castelnau



b) Barrax



(c) Belmonte

Figure 7-7: évolution des températures de surface mesurées et modélisées pour le site de Castelnau (a) , Barrax (b) et Belmonte (c)

Pour le site de Castelnau (figure 7-7.a), les deux courbes ont la même allure, mais les mesures surestiment toujours les estimations.

Pour le site de Barrax (figure 7-7.b), le modèle surestime les mesures la nuit et les sous-estime la journée.

Pour le site de Belmonte (figure 7-7.c), les deux courbes ont la même allure et les prédictions sous-estiment les mesures.

Les grandeurs statistiques sur la température de surface sont répertoriées dans le tableau 7-6.

	Biais °C	Ecart-type °C	EQM °C	Valeur moyenne °C
Castelnau	0,7	1,2	1,4	15,3
Barrax	-0,7	3,1	3,2	28,8
Belmonte	2,0	1,0	2,2	28,0

Tableau 7-6 : grandeurs statistiques sur la température de surface

Pour déterminer l'origine de cet écart, une étude de sensibilité de la température vis-à-vis d'imprécisions sur les flux, les rayonnements et les caractéristiques de la surface a été menée. La figure 7-8 reproduit la sensibilité maximale de la température de surface vis-à-vis d'une imprécision des :

- rayonnement solaire : $\pm 60 \text{ W/m}^2$,
- rayonnement atmosphérique : $\pm 10 \text{ W/m}^2$,
- flux de chaleur sensible : $\pm 40 \text{ W/m}^2$,
- flux de chaleur latente : $\pm 60 \text{ W/m}^2$,
- la valeur d'albédo : $0,2 \rightarrow 0,25$,
- la valeur d'émissivité : $0,97 \rightarrow 0,87$,

- l'inertie thermique : $1 \rightarrow 1,5, \text{W m}^{-2} \text{K}^{-1} \text{s}^{-0,5}$
- la température profonde : $22 \text{ °C} \rightarrow 24 \text{ °C}$.

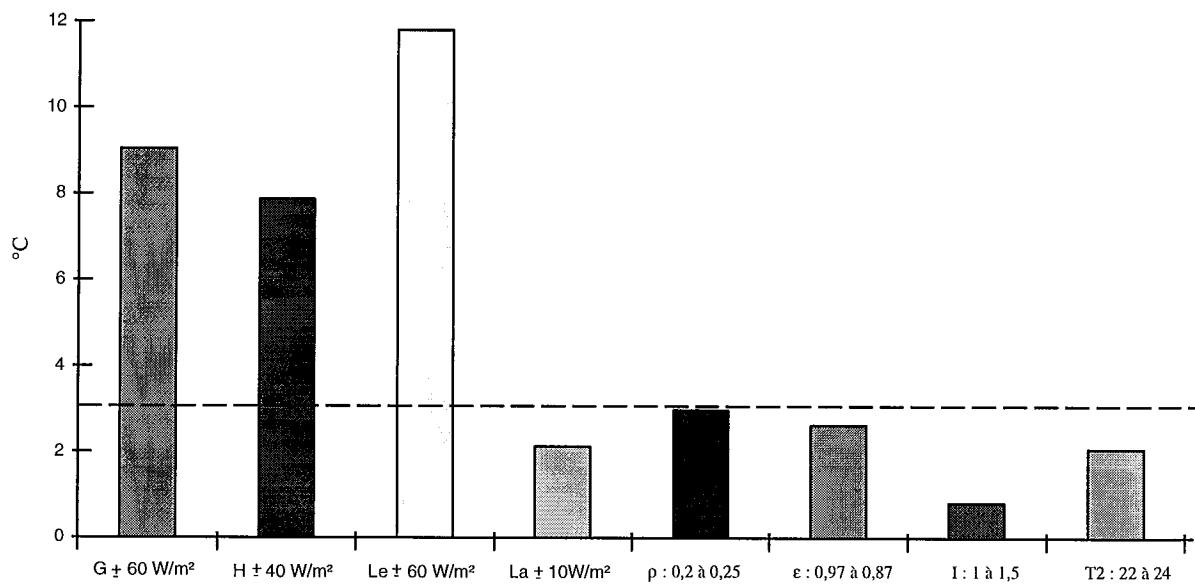


Figure 7-8 : sensibilité de la température vis-à-vis d'une imprécision des flux et des rayonnements

D'après la figure 7-8, nous constatons qu'une imprécision des caractéristiques thermo-optiques, de la température profonde et du rayonnement atmosphérique, dans nos gammes de fluctuations, modifie la température de surface d'environ 2 °C .

La variation de flux et rayonnements tels que : les flux de chaleur sensible et le rayonnement solaire incident influencent très sensiblement la température de surface ; l'écart peut atteindre 12 °C .

L'importance de cet écart est dû au fait que la variation d'un paramètre, d'un flux ou d'un rayonnement est appliquée de façon indépendante, *i. e.*, une seule entité (paramètre, flux rayonnement) varie et les autres restent constantes. L'impact de cette variation est immédiatement et brutalement répercuté sur la température de surface. Dans cette étude, nous n'avons pas pris en compte les effets de contre-réactions que l'on trouve dans la nature. En effet, une variation des gains énergétiques, par exemple, est compensée par une variation des pertes par convection, rayonnement et conduction.

En conclusion, le modèle de prédiction de la température de surface est très sensible à une méconnaissance :

- rayonnement solaire incident,
- flux de chaleur sensible,
- flux de chaleur latente.

7.3.7 Conclusion

Pour tous les modèles utilisés dans SPIROU, l'imprécision ou la méconnaissance d'un paramètre peut être telle que la sensibilité du modèle est supérieure ou du même ordre de grandeur que l'écart entre les mesures et les estimations.

Malgré la simplicité des modèles utilisés et l'imprécision des mesures, un réalisme en ce qui concerne les estimations a été obtenu. Pour tous nos modèles, les courbes des mesures et des estimations ont la même allure et les valeurs ont le même ordre de grandeur. La validation nous a donc permis de mettre en avant la représentativité des modèles utilisés dans SPIROU. Nous n'avons pas observé de désaccords dans la limite de précision des mesures et des incertitudes sur les paramètres d'entrée.

Une étude de sensibilité de SPIROU, c'est à dire de la combinaison des différents modèles, devient une étape indispensable suite à cette validation individuelle des modèles. Elle aura pour objectif de déterminer l'influence d'une variation des paramètres d'entrée sur les estimations de SPIROU, d'établir la précision des mesures d'une campagne idéale ainsi que d'analyser la représentativité physique de SPIROU.

7.4 Sensibilité des modèles

7.4.1 Température de surface

La sensibilité de la température de surface vis-à-vis d'une imprécision des paramètres en entrée de SPIROU va être menée. Pour cela, nous allons étudier l'impact sur la température de surface d'une variation de :

- émissivité intégrée,
- albédo,
- capacité calorifique,
- conductivité thermique,
- contenu en eau du sol,
- rapport des rugosités,
- rugosité aérodynamique,
- vitesse du vent,
- caractéristiques de la végétation.

Ces imprécisions correspondent à des variations que l'on trouve dans la littérature ou à des instabilités que l'on est susceptible de rencontrer dans la nature.

7.4.1.1 Emissivité intégrée

L'émissivité intégrée sur tout le spectre infrarouge de la plupart des surfaces naturelles (végétation, sols nus ...) est proche de 1 (*in* Guyot, 1992). Une fluctuation de la valeur de l'émissivité peut être due à une modification du contenu en eau du sol, de la rugosité de la surface, de l'inclinaison de la surface, de l'angle d'incidence d'éclairement, de la surface

considérée ... Nous avons choisi deux valeurs extrêmes de l'émissivité pour des surfaces naturelles (0,8 et 1) qui appartiennent à notre base de données des caractéristiques thermo-optiques et nous avons étudié le comportement des termes intervenants dans le bilan radiatif (figure 7-9) et de la température de surface (figure 7-10).

A la surface, l'émissivité joue un rôle dans l'estimation du rayonnement net et plus particulièrement dans l'expression du rayonnement atmosphérique absorbé et de l'émission propre de la surface.

Dans la figure 7-9, nous avons tracé l'évolution diurne des rayonnements directement liés à la valeur de l'émissivité (l'émission de la surface et le rayonnement atmosphérique absorbé) et du rayonnement solaire absorbé.

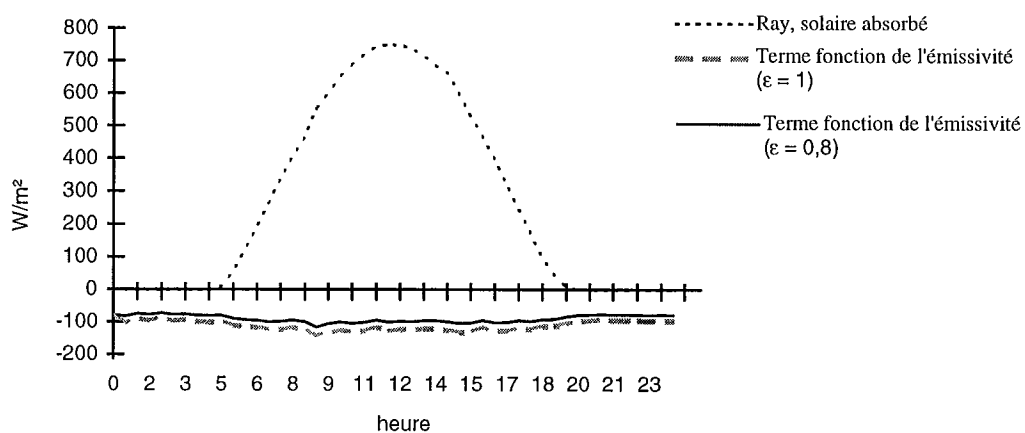


Figure 7-9 : Impact d'une modification de l'émissivité (ϵ_{sit}) sur l'émission de la surface et le rayonnement atmosphérique absorbé

En ce qui concerne les rayonnements liés à l'émissivité, nous constatons que l'écart est plus important le jour que la nuit mais qu'il reste néanmoins faible : de l'ordre de 12 W/m².

La journée, le rayonnement solaire absorbé par la surface est prépondérant par rapport aux autres rayonnements ; il peut être jusqu'à huit fois plus important. La nuit, le rayonnement solaire étant nul ; le rayonnement net est uniquement fonction des rayonnements liés à l'émissivité. L'imprécision relative sur le rayonnement net, due à une modification de la valeur de l'émissivité, est supérieure la nuit par rapport à la journée. Cette constatation doit avoir un impact sur l'estimation de la température de surface (figure 7-10).

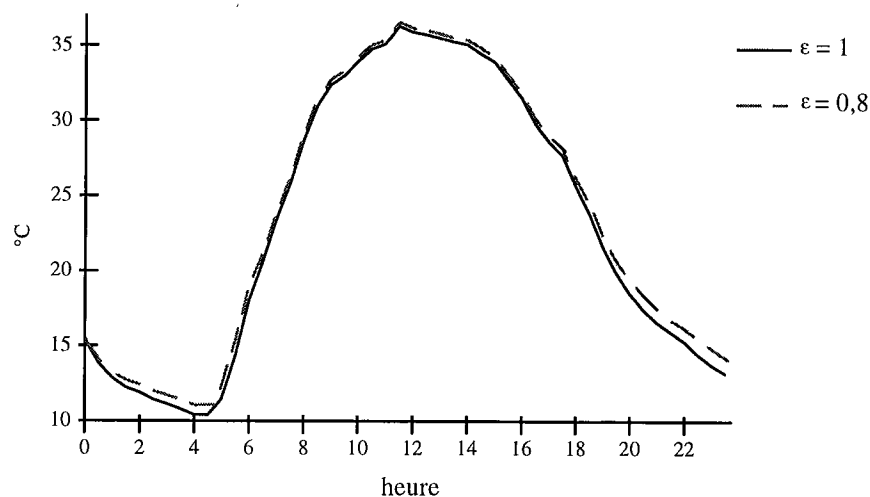


Figure 7-10 : Impact d'une modification de l'émissivité (ϵ_{sir}) sur la température de surface

Au regard de la figure 7-10, nous constatons que l'impact d'une modification de l'émissivité est plus important la nuit que la journée. En effet, pour les valeurs d'émissivité choisies, l'écart moyen entre les deux courbes est de 0,3 °C la journée et de 1 °C la nuit.

7.4.1.2 Albédo solaire

L'albédo solaire d'une surface naturelle peut passer rapidement du simple au double. Cette variation peut être la conséquence d'une modification du contenu en eau, de la rugosité, ... de la surface étudiée.

L'albédo solaire d'un sol est inversement proportionnelle à son contenu en eau. L'augmentation de l'humidité du sol diminue la valeur d'albédo solaire car l'eau remplit progressivement les micro-cavités qui étaient occupées préalablement par l'air. Cette diminution de l'albédo solaire est due à l'indice de réfraction de ces micro-cavités qui n'est plus celui de l'interface air-particule mais celui de l'eau-particule qui est plus faible.

La rugosité de la surface modifie de façon notable la valeur d'albédo solaire. Pour un sol donné, plus les particules sont fines, plus l'albédo solaire est élevé. En effet, lorsque les particules sont très fines, elles ont tendance à former une surface unie avec peu d'aspérités alors que lorsqu'elles sont plus grosses, il existe des macro-aspérités qui jouent le rôle de piège à lumière.

Pour étudier l'impact d'une modification de l'albédo sur l'estimation de la température de surface, nous avons fait varier ce paramètre entre 0,2 et 0,4 ce qui correspond à des valeurs moyennes pour l'albédo solaire d'un sol sec et d'un sol saturé en eau (*in* Chanzy, 1991). Nous avons tout d'abord étudié le rayonnement solaire absorbé par la surface (figure 7-11) puis l'impact sur la température de surface (figure 7-12).

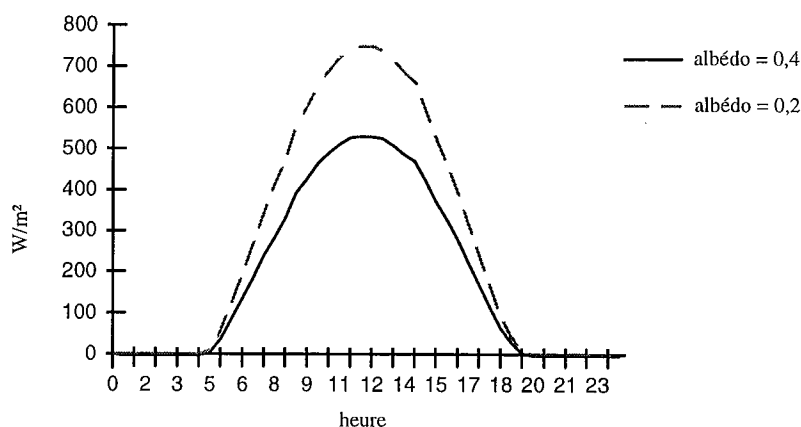


Figure 7-11 : impact d'une variation d'albédo solaire ($\rho_{s0,3-3}$) sur le rayonnement solaire absorbé par la surface

Plus l'albédo solaire d'un sol est élevé, plus la surface étudiée va réfléchir le rayonnement solaire incident. Elle va donc absorber moins de rayonnement dans cette bande spectrale. Ce phénomène est illustré par les deux courbes de la figure 7-11. L'écart entre les deux courbes est proportionnel au rayonnement solaire incident, *i. e.*, maximal quand le soleil est au zénith et nul la nuit. L'impact d'une variation d'albédo solaire sur la température de surface devra donc être important la journée et faible la nuit (figure 7-12)

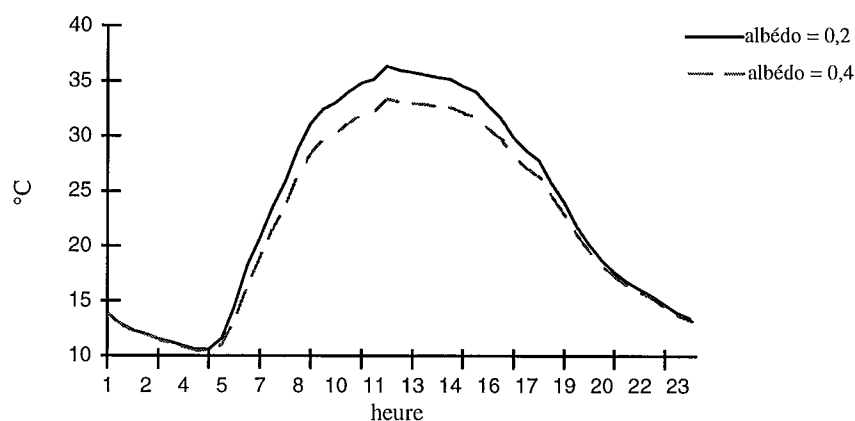


Figure 7-12 : Impact d'une modification de l'albédo solaire ($\rho_{s0,3-4}$) sur la température de surface

Au regard de la figure 7-12, nous remarquons un écart en température important la journée qui peut atteindre 3 °C et un écart très faible voire nul la nuit.

7.4.1.3 Capacité calorifique

La capacité calorifique d'un corps est définie comme le produit de sa chaleur spécifique par sa densité de masse. La chaleur spécifique représente la quantité de chaleur nécessaire pour élever la température de l'unité de masse de ce corps de 1 °C. La capacité calorifique d'un corps est liée à sa composition et à son contenu en eau. Dans cette étude de sensibilité, nous avons choisi deux valeurs extrêmes de la capacité calorifique pour des surfaces naturelles et

nous avons analysé l'impact d'une telle modification sur l'estimation de la température (figure 7-13).

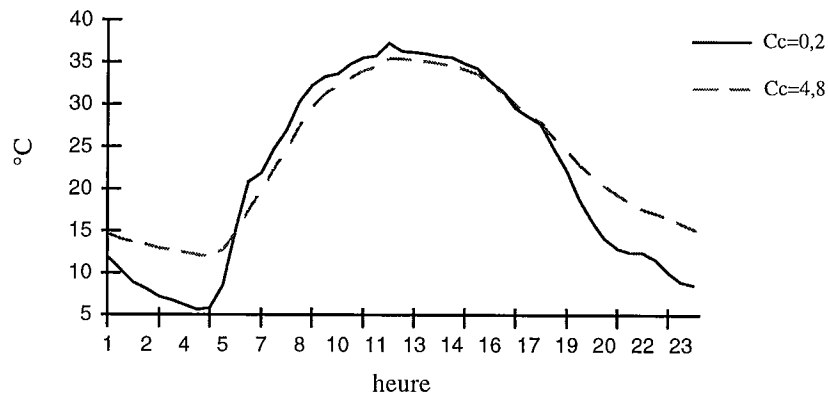


Figure 7-13 : Impact d'une modification de la capacité calorifique ($C_c \cdot 10^6$) sur la température de surface

Au regard de la figure 7-13, nous constatons que l'amplitude diurne est inversement proportionnelle à la valeur de la capacité calorifique. Si un objet a une forte valeur de capacité calorifique, il aura besoin d'un apport supplémentaire d'énergie pour augmenter sa température de 1°C. C'est ce besoin supplémentaire d'énergie qui explique la valeur inférieure de la température la journée. Par contre, la nuit, l'objet va restituer l'énergie emmagasinée toute la journée d'où une température supérieure.

7.4.1.4 Conductivité thermique

La conductivité thermique représente le coefficient qui caractérise l'aptitude d'un corps à conduire de la chaleur. Cette caractéristique est liée à la composition du sol et à son état hydrique. Nous avons choisi deux valeurs extrêmes pour des surface naturelles et analysé l'impact sur la température estimée (figure 7-14).

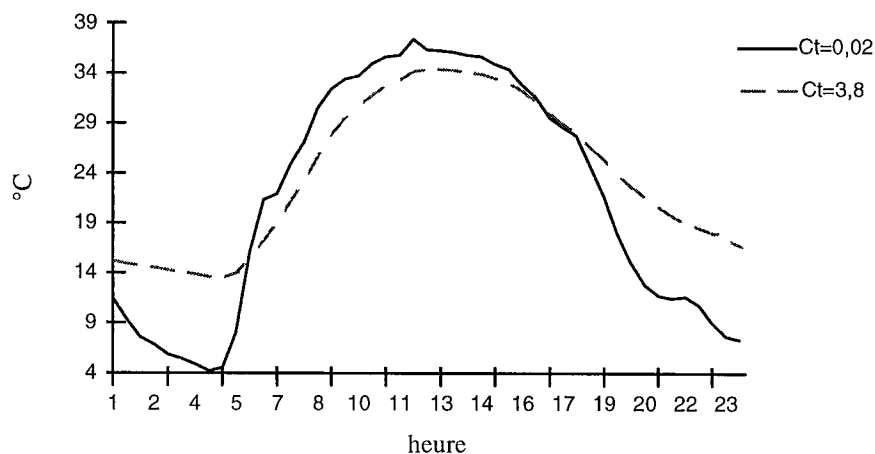


Figure 7-14 : impact d'une modification de la conductivité thermique (Ct) sur la température de surface estimée

Le comportement est similaire à celui de la capacité calorifique. En effet, la modification de la capacité calorifique et de la conductivité thermique d'un corps influe sur sa valeur d'inertie

thermique ($\sqrt{c_1 c_c}$). L'inertie thermique est définie comme la propriété du corps à garder une température constante en l'absence de source de chaleur. Plus l'inertie d'un corps est importante, plus grande est l'énergie à appliquer pour modifier sa température. La figure 7-14 reproduit bien les phénomènes escomptés :

- l'amplitude diurne de la température est plus faible pour l'objet qui a la plus forte valeur de conductivité thermique,
- la journée, la température d'un objet ayant une forte valeur de conductivité thermique est faible car cet objet requiert un apport énergétique plus important pour augmenter sa température,
- la nuit, en absence de source de chaleur, le même objet a tendance à garder une température constante ce qui implique une température supérieure à celle d'un objet ayant une plus faible valeur de conductivité thermique.

7.4.1.5 Contenu en eau du sol.

Le contenu en eau du sol varie la journée par évaporation, condensation à la surface de l'eau contenue dans l'air, drainage hydrique, averse ... Ces phénomènes peuvent influencer de manière non négligeable la valeur de l'humidité du sol. Par exemple, une forte pluie peut faire passer un sol de l'état sec à saturé en eau. Pour estimer l'impact d'une telle modification, nous avons fait varier l'humidité de 0,1 à 0,4 et nous avons analysé l'impact sur le flux de chaleur latente (figure 7-15) et la température de surface (figure 7-16). Ces valeurs correspondent à l'humidité moyenne d'un sol au flétrissement et à saturation.

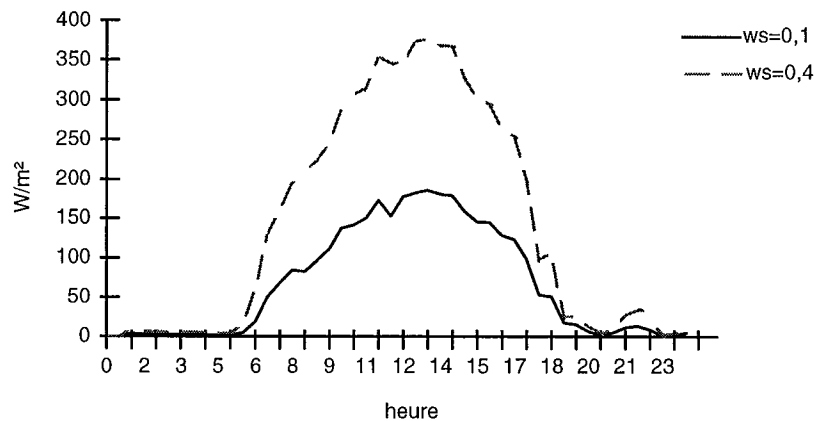


Figure 7-15 : impact d'une modification du contenu en eau (ws) sur le flux de chaleur latente

Le flux de chaleur latente est fonction du contenu en eau de l'objet étudié. En effet pour un sol sec, les gains énergétiques, dus principalement au rayonnement solaire absorbé, vont accroître la température alors que pour un sol humide, ils vont être utilisés pour le dessécher, donc évaporer l'eau.

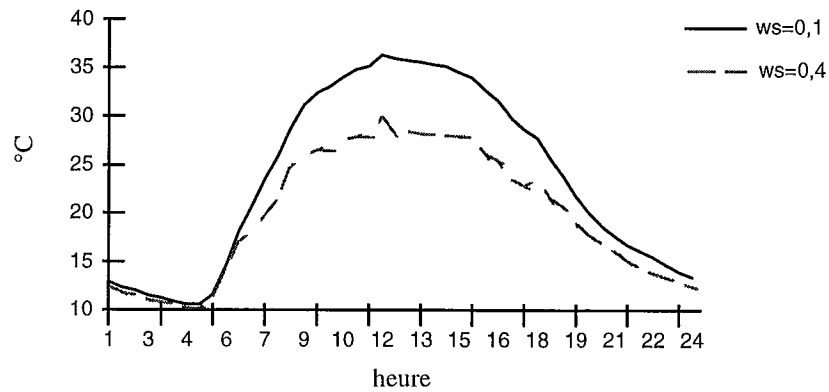


Figure 7-16 : impact d'une modification du contenu en eau du sol (ws) sur la température de surface.

D'après la figure 7-16, nous constatons que l'écart de température entre des sol sec et humide peut atteindre 10 °C la journée.

Ce dernier est lié à l'utilisation des gains énergétiques à la surface :

- lorsque le sol est humide, l'apport d'énergie permet d'évaporer l'eau contenu dans le sol, ce qui implique un flux de chaleur latente important,
- lorsque le sol est sec, le flux d'évaporation est faible et cet apport d'énergie va réchauffer le sol, entraînant une augmentation de la température de surface.

Pour les deux cas précédent, nous avons pris des valeurs d'humidité du sol constante au cours du temps mais différentes afin de montrer l'influence de l'humidité du sol sur la température de surface.

Naturellement, le contenu en eau du sol varie avec le temps, suite à des phénomènes tels que l'évaporation, le drainage hydrique ... Cette variation peut être modélisée (relation 5.8) en prenant en compte les principaux échanges hydriques (figure 7-17).

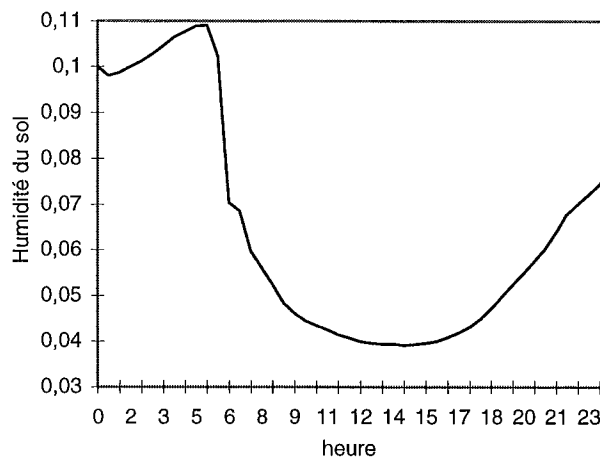


Figure 7-17 : Evolution diurne de l'humidité du sol (ws)

Nous constatons une augmentation du contenu en eau du sol la nuit de l'ordre de 10 % due au phénomène de condensation à la surface de l'eau contenue dans l'air. Et une forte diminution la journée, qui peut atteindre 60 %, due principalement à l'évaporation de l'eau contenue dans le sol. L'impact d'une telle modification est tracé dans la figure 7-18.

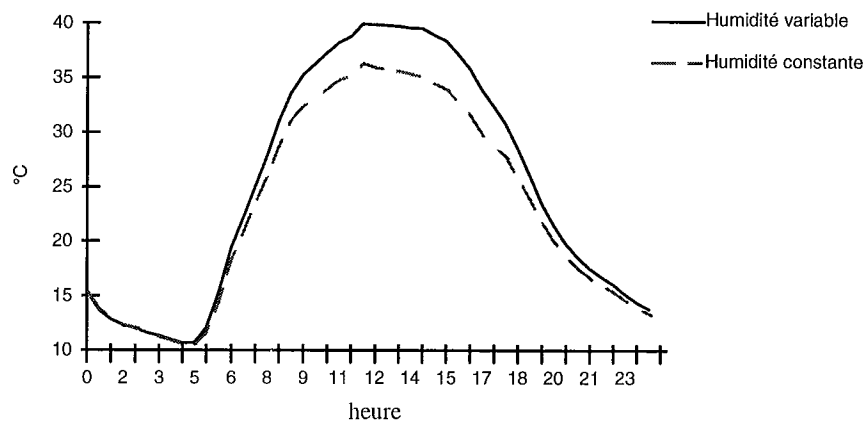


Figure 7-18 : Impact de l'évolution diurne de l'humidité (w_s) sur la température de surface

D'après la figure 7-18, nous remarquons un fort écart en température la journée qui peut atteindre 5°C dû à la variation du contenu en eau du sol au cours du temps. L'écart est faible la nuit car il est proportionnel à la valeur du flux.

Lorsqu'on s'intéresse aux surfaces naturelles et que l'on souhaite prédire une température réaliste, il paraît primordial de modéliser la variation de l'humidité du sol.

7.4.1.6 Rapport des rugosités

Ce paramètre est le rapport entre la rugosité thermique z_{0h} et la rugosité aérodynamique z_0 . Dans la littérature, de nombreuses valeurs de ce rapport existe : 1, 10 ... en fonction de la campagne de mesures utilisée.

Nous avons fait varier ce rapport de 1 à 10 puis nous avons analysé l'impact d'une telle variation sur les flux convectifs (figure 7-19) et la température de surface (figure 7-20).

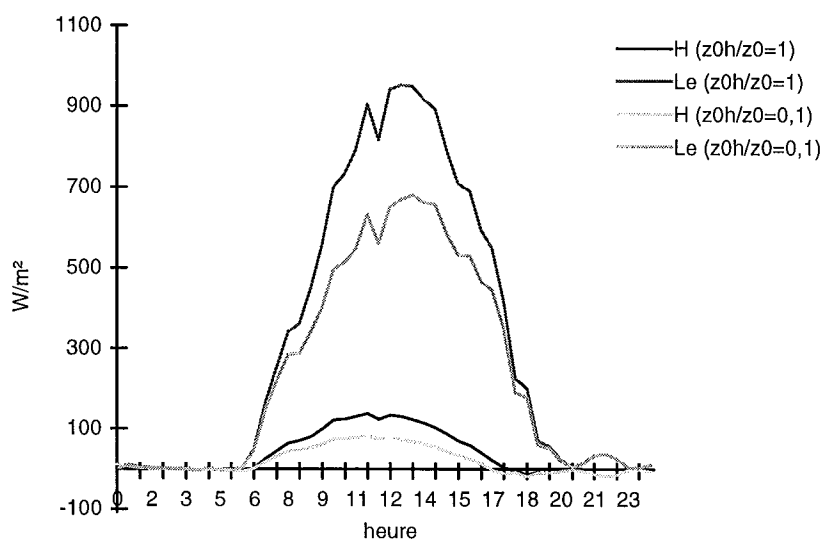


Figure 7-19 : Impact d'une variation de z_{0h}/z_0 sur les flux convectifs estimés

Nous constatons que les flux sont fonction de ce rapport. La journée, les valeurs des flux de chaleur sensible et latente sont supérieures quand le rapport est égal à l'unité ; par contre, la nuit, les flux sont équivalents.

La variation de ce rapport entraîne une modification de la rugosité thermique et de la distance $z_a - z_{0h}$. Plus cette distance est grande, plus l'influence des mesures météorologiques sur la surface est faible, ce qui implique une diminution des flux convectifs. En conséquence, les échanges de chaleur par convection seront inversement proportionnels à cette distance la journée.

La nuit, l'impact d'une telle modification est proportionnel à la valeur des flux, donc faible. Les perturbations sur la température de surface devront donc être négligeables la nuit et notables la journée (figure 7-20).

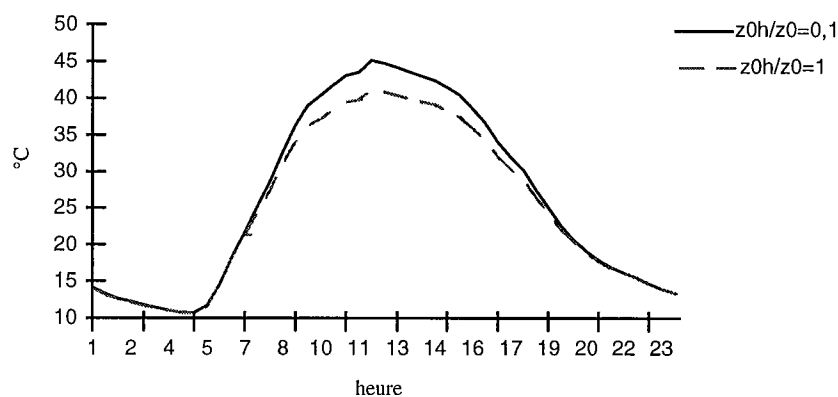


Figure 7-20 : Impact d'une modification du rapport des rugosités (z_{0h}/z_0) sur la température de surface

D'après la figure 7-20, nous constatons que les températures estimées sont voisines la nuit (écart de l'ordre de $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$) et de jour l'écart peut atteindre $4\text{ }^{\circ}\text{C}$.

7.4.1.7 Rugosité de la surface ou longueur de rugosité aérodynamique

Ce paramètre est difficile à estimer avec précision lors de campagnes de mesures. Pour la plupart des surfaces naturelles, il est équivalent à $0,001\text{ m}$ mais il est tout à fait possible de trouver dans la littérature une valeur de $0,005\text{ m}$. L'impact d'une variation de ce paramètre sur les flux convectifs et la température de surface sont analysés dans les figures 7-21 et 7-22.

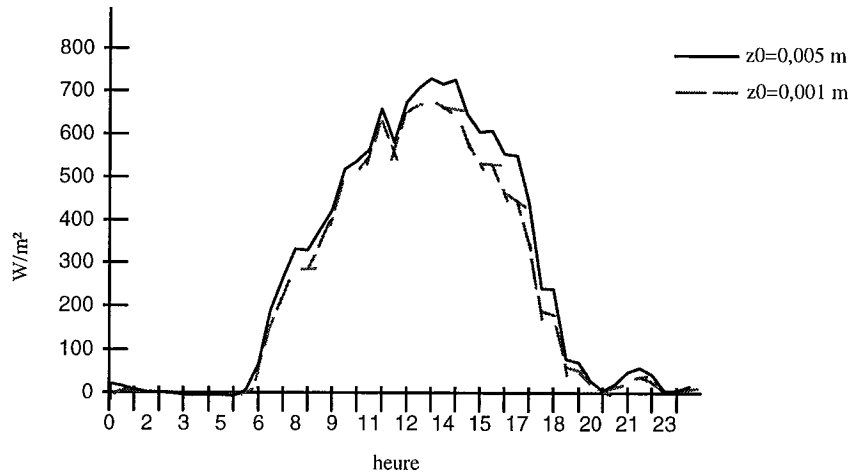


Figure 7-21 : Impact d'une modification de la rugosité aérodynamique (z_0) sur le flux de chaleur latente

L'augmentation de la rugosité d'une surface accroît les turbulences au niveau de la surface et donc les échanges de chaleur par convection. Voilà pourquoi, la journée, le flux de chaleur latente estimé pour $z_0 = 0,005$ m est supérieur à celui estimé pour $z_0 = 0,001$ m. La nuit, ces flux sont faibles et l'impact d'une modification de la rugosité aérodynamique est du même ordre de grandeur. L'impact sur la température de surface est tracé dans la figure 7-22.

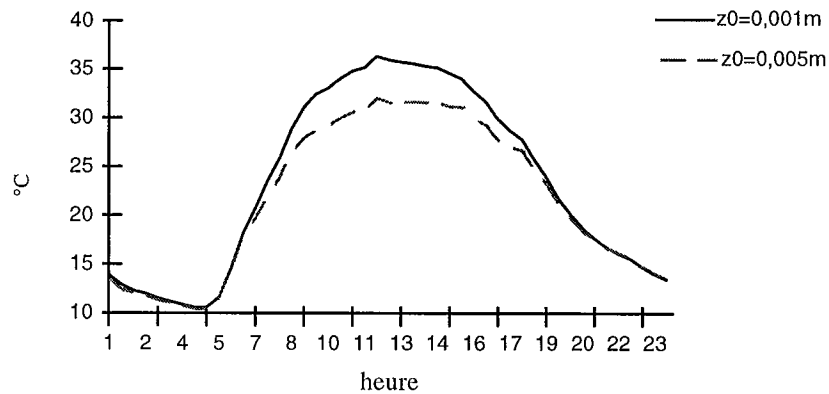


Figure 7-22 : impact d'une modification de la rugosité (z_0) sur la température de surface

Les échanges de chaleur étant liés à la valeur de la rugosité de la surface, la température estimée pour $z_0=0,001$ m sera supérieure à celle estimée pour $z_0=0,005$ m. L'écart entre les deux courbes est faible la nuit ($0,1^\circ\text{C}$) et peut atteindre 5°C la journée.

7.4.1.8 Vitesse du vent

Le vent est un paramètre qui influe sur les échanges par convection à la surface. En effet, le vent a pour rôle d'homogénéiser la température entre la surface et l'atmosphère. Les flux convectifs seront alors proportionnels à la vitesse du vent.

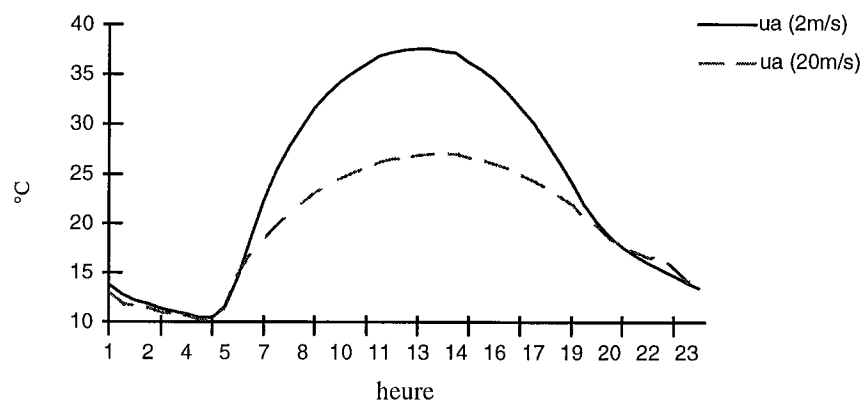


Figure 7-23 : impact d'une modification de la vitesse du vent (u_a) sur la température de surface

Nous constatons que la température de surface est une fonction inverse de la vitesse du vent la journée (figure 7-23). En effet, l'augmentation de la vitesse accroît les échanges de chaleur par convection et donc diminue la température de surface.

7.4.1.9 Caractéristiques de la végétation

Dans notre modèles, cinq paramètres évoluent en fonction de l'état de la végétation :

- veg : pourcentage de couverture végétale,
- LAI : indice foliaire de la végétation,
- z_0 : rugosité aérodynamique de la végétation,
- r_{smin} : résistance stomatale minimale,
- h_{veg} : hauteur de la végétation.

La température de surface du maïs pour différents stades de croissance a été modélisée (figure 7-24) ; pour cela, les cinq paramètres définis précédemment ont évolué. Leur variation est décrite dans le tableau 7-7.

Paramètres	Sol nu	Maïs jeune	Maïs en développement	Maïs développé
veg	0,0	0,5	0,8	1,0
LAI	0,0	1,0	3,0	4,0
z_0 (m)	0,01	0,05	0,1	0,2
r_{smin} (s/m)	0,0	40,0	40,0	40,0
h_{veg} (m)	0,0	0,5	1,0	2,0

Tableau 7-7 : valeur des paramètres caractérisant la végétation en fonction de sa croissance, d'après Noilhan (1990)

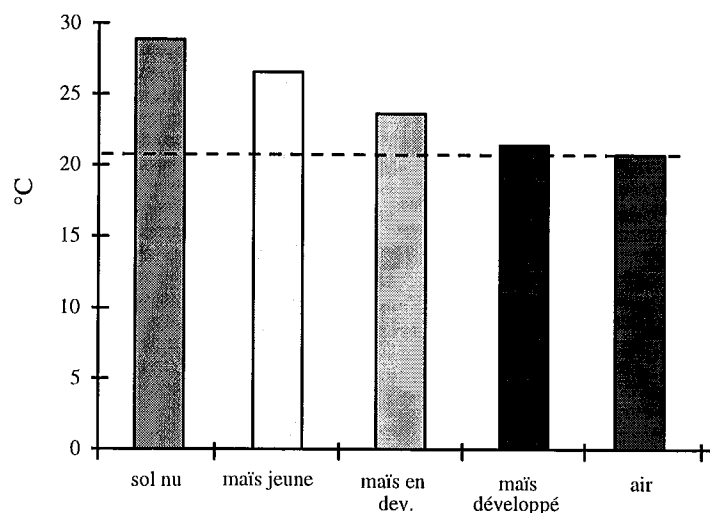


Figure 7-24 : impact de la croissance de la végétation sur la température de surface

Nous constatons que la température de surface varie en fonction de l'état de croissance de la végétation. Plus le maïs est développé, plus la température tend vers celle de l'air.

D'après Guyot (1992), au cours de la journée, la surface du sol s'échauffe beaucoup plus que la végétation qui transpire. Ainsi d'après la figure 7-25 qui est un histogramme des températures, lorsque la végétation commence à se développer l'histogramme est bimodal avec des températures élevées pour le sol nu et plus basses pour la végétation. Lorsque le taux de couverture du sol augmente, la fréquence des températures élevées diminue et lorsque la couverture est complète, il ne subsiste plus qu'une seule distribution de température, qui est centrée sur une valeur voisine de la température de l'air.

Ainsi pour un satellite qui mesure la résultante des températures élémentaires, la température d'un couvert végétal tend progressivement vers la température de l'air lorsque le taux de couverture du sol augmente.

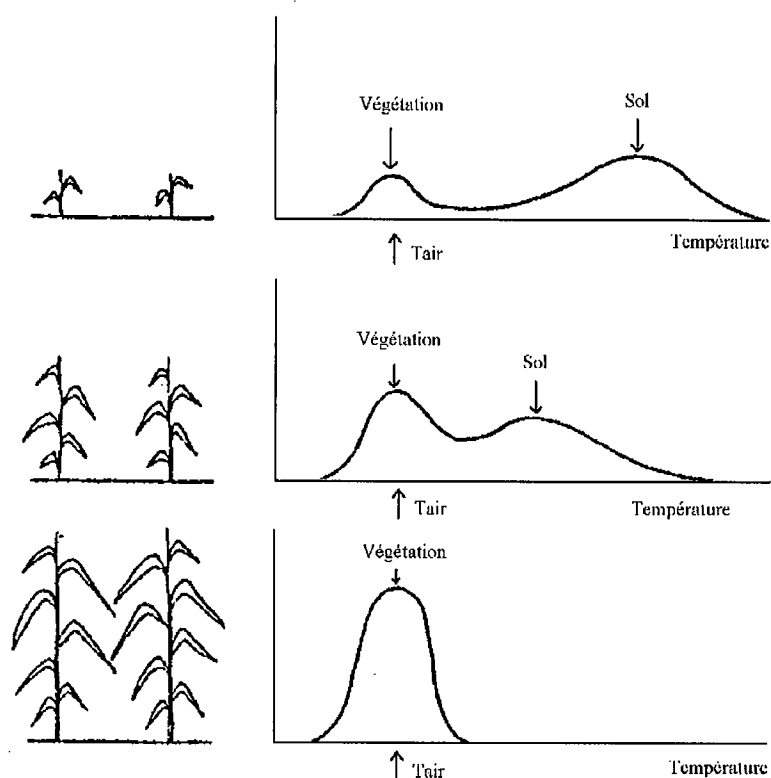


Figure 7-25 : évolution de l'histogramme en température en fonction de la couverture végétale (Guyot, 1992)

A l'aide de SPIROU, le phénomène mis en avant par Guyot (1992), *i. e.*, lorsque la végétation croît, la température de surface mesurée par un satellite tend vers celle de l'air, est bien reproduit.

7.4.1.10 Conclusion

Dans les paragraphes qui précèdent, nous avons étudié l'influence de chaque paramètre sur la température de surface. Cette influence a été résumée dans le tableau 7-8 qui est composé de deux parties.

La première résume l'impact d'une modification d'un paramètre d'entrée du simulateur sur l'évolution diurne de la température de surface estimée.

La deuxième donne un ordre d'idée de la sensibilité de la température vis-à-vis d'une variation d'une entrée du simulateur. Dans cette partie, il s'agit de faire varier un paramètre d'entrée dans une gamme de valeurs choisies, de garder les autres paramètres constants et d'étudier l'impact sur la température de surface estimée.

Paramètres d'entrée	Impact sur le comportement diurne		Variation du paramètres
	Jour	Nuit	
Emissivité intégrée	0,3	1	$\epsilon_{s-IR} : 0,8 \rightarrow 1$
Croissance de la végétation	3	1	Maïs jeune \rightarrow maïs développé (tableau 7-7)
Albédo	3	0,1	$\rho_s : 0,2 \rightarrow 0,4$
Rapport des rugosités	4	0,1	$\frac{z_{0h}}{z_0} : 0,1 \rightarrow 1$
Contenu en eau du sol	5	1	$w_s : 0,01 \rightarrow 0,04$
Capacité calorifique	1	5	$Cc : 0,2 \rightarrow 4,8 \cdot 10^6$
Conductivité thermique	2	10	$Ct : 0,02 \rightarrow 3,8$
Vitesse du vent	10	0,5	$u_a : 2 \rightarrow 20 \text{ m/s}$
Rugosité Aérodynamique	5	1	$z_0 : 0,001 \rightarrow 0,005 \text{ m/s}$

Tableau 7-8 : influence des paramètres sur la température de surface

La variation du contenu en eau du sol, du vent, de la rugosité aérodynamique, du rapport des rugosités, exercent une influence importante sur la température la journée.

La *nuit*, la variation de l'émissivité intégrée agit principalement.

Les fluctuations des caractéristiques thermiques : conductivité thermique, capacité calorifique et inertie thermique, et la non prise en compte de la croissance de la végétation influent sur tout le *cycle diurne*. Elles sont susceptibles de modifier le contraste thermique entre les corps.

Cette étude de sensibilité nous permet aussi de faire quelques recommandations sur la précision des mesures afin que ces dernières permettent la validation de nos modèles (tableau 7-9).

Quantités mesurées	X + dX dX dans l'unité de la mesure	dX/X en %
Flux de chaleur sensible	15 W/m ²	10 %
Flux de chaleur latente	15 W/m ²	10 %
Rayonnement solaire	20 W/m ²	6 %
Rayonnement atmosphérique	10 W/m ²	3 %
Albédo (0,2)	0,05	20 %
Emissivité intégrée (0,97)	0,1	10 %
Inertie thermique (1)	0,5	50 %
Température profonde (295 K)	2	0,6%
Température de l'air (287 → 306 K)	1	0,4%
Vitesse du vent		10 %
Rugosité aérodynamique (0,001 m)	0,004 m	50 %
Rapport des rugosités 10	5	50 %
humidité du sol (0,1)	0,005	5 %

Tableau 7-9 : précision de la campagne de mesures idéale

La température de surface est un paramètre intermédiaire de SPIROU qui est indispensable pour le calcul de la luminance spectrale et de la température apparente.

7.4.2 Température apparente

Dans ce paragraphe, nous allons étudier la sensibilité de la prédiction de la température apparente à une imprécision des paramètres d'entrée :

- émissivité spectrale,
- température de surface,
- rayonnement solaire spectral,
- rayonnement atmosphérique spectral.

Le critère sur lequel l'étude de sensibilité est basée, est la résolution en température.

7.4.2.1 résolution en température

La luminance spectrale (L_λ) s'exprime en fonction des rayonnements solaire (G_λ) et atmosphérique ($L_{a,\lambda}$) spectraux réfléchis par la surface et de l'émission spectrale (équation 7.1).

$$\pi L_\lambda = (1 - \varepsilon_\lambda)(G_\lambda + L_{a,\lambda}) + \varepsilon_\lambda M_\lambda^{CN}(T_s) \quad \text{Equation 7.1}$$

La température apparente est liée à la luminance spectrale (L_λ), car elle est définie comme la température d'un corps noir qui rayonne L_λ (relation 7.2).

$$L_\lambda = M_\lambda^{CN}(T_{app}) \quad \text{Equation 7.2}$$

Pour déterminer l'impact des paramètres d'entrée sur la température apparente, nous allons utiliser la résolution en température¹. Elle permet de déterminer si le signal correspond à de l'information ou à du bruit.

D'après Savaria (document interne Aérospatiale), elle a des valeurs qui varient entre 0,1 et 2 °. Pour cette étude, nous avons choisi une valeur de 0,5 °K.

Pour déterminer la sensibilité de la température apparente, nous allons combiner les équations 7.1 et 7.2 et utiliser l'approximation de Slater (1980) in Becker et Li (1995). Nous obtenons la relation suivante :

$$\begin{aligned} \frac{dL_\lambda}{L_\lambda} &\cong n_\lambda \frac{dT_{app}}{T_{app}} \cong \frac{1-\varepsilon_{s\lambda}}{\pi} \frac{G_\lambda}{L_\lambda} \frac{dG_\lambda}{G_\lambda} \cong \frac{1-\varepsilon_{s\lambda}}{\pi} \frac{La_\lambda}{L_\lambda} \frac{dLa_\lambda}{La_\lambda} \cong \frac{\varepsilon_{s\lambda}}{\pi} n_\lambda \frac{M_\lambda^{CN}(Ts)}{L_\lambda} \frac{dT_s}{Ts} \\ &\cong \frac{\varepsilon_{s\lambda}}{\pi} \frac{(M_\lambda^{CN}(Ts) - G_\lambda - La_\lambda)}{L_\lambda} \frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} \end{aligned} \quad \text{Equation 7.3}$$

C'est cette équation qui va nous permettre de mener l'étude de sensibilité de la température apparente à une imprécision de l'émissivité spectrale, du rayonnement solaire spectral, du rayonnement atmosphérique spectral et de la température de surface.

Pour cette étude, nous nous sommes définis une situation typique caractérisée par :

$$\varepsilon_\lambda = 1,$$

Bande II :

De jour : $G_\lambda = 26,7 \text{ W/m}^2$, $La_\lambda = 4,7 \text{ W/m}^2$, $M_\lambda = 8,5 \text{ W/m}^2$, $T_{app} = 308,15 \text{ K}$, $T_s = 308,15 \text{ K}$,

De nuit : $G_\lambda = 0 \text{ W/m}^2$, $La_\lambda = 3,3 \text{ W/m}^2$, $M_\lambda = 3 \text{ W/m}^2$, $T_{app} = 283,15 \text{ K}$.

Bande III :

De jour : $G_\lambda = 2,1 \text{ W/m}^2$, $La_\lambda = 33,3 \text{ W/m}^2$, $M_\lambda = 142,8 \text{ W/m}^2$, $T_{app} = 308,15 \text{ K}$, $T_s = 308,15 \text{ K}$,

De nuit : $G_\lambda = 0 \text{ W/m}^2$, $La_\lambda = 25,9 \text{ W/m}^2$, $M_\lambda = 89,2 \text{ W/m}^2$, $T_{app} = 283,15 \text{ K}$.

Remarque : dans la bande II, $n_\lambda = 12,5$ et dans la bande III, $n_\lambda = 4,5$.

7.4.2.2 Emissivité spectrale

Nous allons utiliser la relation 7.4 dans la bande II et la relation 7.5 dans la bande III pour notre situation typique.

$$12,5 \frac{dT_{app}}{T_{app}} \cong \frac{\varepsilon_{s\lambda}}{\pi} \frac{(M_\lambda^{CN}(Ts) - G_\lambda - La_\lambda)}{L_\lambda} \frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} \quad \text{Equation 7.4}$$

$$4,5 \frac{dT_{app}}{T_{app}} \cong \frac{\varepsilon_{s\lambda}}{\pi} \frac{(M_\lambda^{CN}(Ts) - G_\lambda - La_\lambda)}{L_\lambda} \frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} \quad \text{Equation 7.5}$$

¹ Résolution en température : plus petite température qui permet d'extraire de l'information du signal.

– Bande II,

	$\frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} = 5\%$	$\frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} = 10\%$	$\frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} = 20\%$	$\frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} = 30\%$
dTapp (jour)	1,0	2,1	4,2	6,3
dTapp (nuit)	0,03	0,07	0,14	0,2

Tableau 7-10 : sensibilité de la température apparente en K à une imprécision de l'émissivité dans la bande II

– Bande III,

	$\frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} = 5\%$	$\frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} = 10\%$	$\frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} = 20\%$	$\frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} = 30\%$
dTapp (jour)	0,8	1,6	3,3	4,9
dTapp (nuit)	0,7	1,4	2,8	4,26

Tableau 7-11: sensibilité de la température apparente en K à une imprécision de l'émissivité dans la bande III

Dans ces deux bandes spectrales, l'écart sur la température apparente est toujours supérieur à la résolution en température (0,5K) (tableaux 7-10 et 7-11) à l'exception de la nuit dans la bande II.

7.4.2.3 Température de surface

Nous allons utiliser la relation 7.6 dans les bandes II et III pour notre situation typique.

$$\frac{dT_{app}}{T_{app}} \cong \frac{\varepsilon_{s\lambda}}{\pi} \frac{M_\lambda^{CN}(T_s)}{L_\lambda} \frac{dT_s}{T_s} \quad \text{Equation 7.6}$$

– Bande II,

	$\frac{dT_s}{T_s} = 1\%$	$\frac{dT_s}{T_s} = 0,5\%$	$\frac{dT_s}{T_s} = 0,2\%$
dTapp (jour)	0,93	0,5	0,19
dTapp (nuit)	0,9	0,45	0,18

Tableau 7-12 : sensibilité de la température apparente en K à une imprécision de la température de surface dans la bande II

– Bande III,

	$\frac{dT_s}{T_s} = 1\%$	$\frac{dT_s}{T_s} = 0,5\%$	$\frac{dT_s}{T_s} = 0,2\%$
dTapp (jour)	0,98	0,49	0,2
dTapp (nuit)	0,9	0,45	0,18

Tableau 7-13: sensibilité de la température apparente en K à une imprécision de la température de surface dans la bande III

Pour notre situation typique, une imprécision supérieure à 1,5 K sur la température de surface entraîne un écart sur la température apparente supérieure à notre résolution en température dans les bandes II et III.

7.4.2.4 Rayonnement solaire

L'étude de sensibilité de la température apparente a été réalisée uniquement dans la bande II où le rayonnement solaire joue un rôle non négligeable. Dans cette bande la contribution du rayonnement solaire est liée au complémentaire à l'unité de l'émissivité spectrale et au rayonnement incident (relation 7.1).

Nous allons utiliser la relation 7.4 pour mener cette étude de sensibilité. A l'aide de ces équations, nous pouvons écrire dans la bande II (relation 7.7) :

$$\frac{dL_\lambda}{L_\lambda} \cong 12,5 \frac{dT_{app}}{T_{app}} \cong \frac{1 - \varepsilon_{s\lambda}}{\pi} \frac{G_\lambda}{L_\lambda} \frac{dG_\lambda}{G_\lambda} \quad \text{Equation 7.7}$$

	dG _λ /G _λ = 10 %	dG _λ /G _λ = 20 %
ε _{sλ} = 0,97	0,06	0,13
ε _{sλ} = 0,90	0,22	0,44

Tableau 7-14: sensibilité de la température apparente (K) à une imprécision du rayonnement solaire dans la bande II de jour

Nous constatons que l'impact d'une imprécision du rayonnement solaire spectral est d'autant plus important que la valeur d'émissivité spectrale est faible. Si on souhaite garder une sensibilité constante de la température apparente tout en faisant varier l'émissivité spectrale, il faut accroître la précision du rayonnement solaire.

7.4.2.5 Rayonnement atmosphérique

L'étude de sensibilité de la luminance a été réalisée dans les bandes II et III. Dans ces bandes la contribution du rayonnement atmosphérique est liée au complémentaire à l'unité de l'émissivité spectrale (relation 7.1). Nous allons utiliser la relation 7.4 pour mener à bien cette étude de sensibilité. A l'aide de ces équations, nous pouvons écrire dans la bande II (relation 7.8) :

$$\frac{dL_\lambda}{L_\lambda} \cong 12,5 \frac{dT_{app}}{T_{app}} \cong \frac{1 - \varepsilon_{s\lambda}}{\pi} \frac{La_\lambda}{L_\lambda} \frac{dLa_\lambda}{La_\lambda} \quad \text{Equation 7.8}$$

dans la bande III (relation 7.9) :

$$\frac{dL_\lambda}{L_\lambda} \cong 4,5 \frac{dT_{app}}{T_{app}} \cong \frac{1 - \varepsilon_{s\lambda}}{\pi} \frac{La_\lambda}{L_\lambda} \frac{dLa_\lambda}{La_\lambda} \quad \text{Equation 7.9}$$

- Bande II

	$dL_{\lambda}/L_{\lambda} = 10 \%$	$dL_{\lambda}/L_{\lambda} = 20 \%$	$dL_{\lambda}/L_{\lambda} = 100 \%$
$\varepsilon_{s_{\lambda}} = 0,97$	0,01	0,03	0,13
$\varepsilon_{s_{\lambda}} = 0,90$	0,03	0,07	0,35

Tableau 7-15 : sensibilité de la température apparente à une imprécision du rayonnement atmosphérique dans la bande II de jour

- bande III

	$dL_{\lambda}/L_{\lambda} = 10 \%$	$dL_{\lambda}/L_{\lambda} = 20 \%$	$dL_{\lambda}/L_{\lambda} = 100 \%$
$\varepsilon_{s_{\lambda}} = 0,97$	0,01	0,03	0,15
$\varepsilon_{s_{\lambda}} = 0,90$	0,05	0,10	0,54

Tableau 7-16 : sensibilité de la température apparente (K) à une imprécision du rayonnement atmosphérique dans la bande III de jour

Nous constatons que l'impact d'une imprécision du rayonnement atmosphérique sur la température apparente est lié à la valeur de l'émissivité spectrale.

7.4.2.6 Conclusion

La température apparente est influencée par une variation de :

- *l'émissivité spectrale*. Elle influe de jour dans la bande II et sur tout le cycle diurne dans la bande III,
- *la température de surface*.
- *rayonnement solaire*. Il influe uniquement dans la bande II et son influence est liée à la valeur d'émissivité spectrale,
- *rayonnement atmosphérique*. Son influence est liée à la valeur d'émissivité spectrale.

Cette étude de sensibilité nous permet de définir la précision d'une campagne de mesures afin que l'écart entre les mesures et les estimations soit inférieur à 0,5 K.

- Bande II

émissivité	$d\varepsilon_{\lambda}/\varepsilon_{\lambda}$	dT_s/T_s	dG_{λ}/G_{λ}	dL_{λ}/L_{λ}
0,97	2,8 %	0,5 %	67,5 %	383 %
0,9	3,1 %	0,7 %	23,8 %	135 %

Tableau 7-17 : précision d'une campagne de mesures pour notre situation typique

- Bande III

émissivité	$d\varepsilon_\lambda/\varepsilon_\lambda$	dTs/Ts	dLa_λ/La_λ
0,97	3,0 %	0,5 %	316 %
0,9	3,3 %	0,5 %	89,7 %

Tableau 7-18 : précision de la campagne de mesures pour notre situation typique

7.5 Conclusion

La validation ne nous a malheureusement pas permis d'avoir une idée de la précision de SPIRou dans sa globalité.

Il y a deux raisons majeures pour justifier ce contretemps :

- Tout d'abord, nous n'avons pas pu trouver une campagne de mesures disposant de toutes les mesures nécessaires à la validation de tous les modèles internes à SPIRou. La liste des mesures nécessaires est décrite dans le paragraphe 7.2.
- Puis, certaines mesures dont on dispose n'ont pas une précision suffisante, *i. e.*, lors de la validation, il nous a été impossible de déterminer l'origine de l'écart entre les mesures et les estimations. *Provient-il d'un « défaut » du modèle ou de l'imprécision des mesures en entrée du modèle ?*

La validation nous a quand même permis de montrer la représentativité physique des modèles utiles à la prédiction de la température de surface malgré la simplicité de ces derniers.

L'étude de sensibilité de SPIRou a mis en avant :

- la bonne représentativité physique de SPIRou à une variation des paramètres d'entrée,
- l'ordre d'importance d'influence de ces paramètres,
- proposer la précision de LA campagne de mesures idéale.

8. Les applications de SPIRou

Ce chapitre présente un éventail des applications de SPIRou et en illustre trois:

- spécification d'une mission dédiée à la cartographie de l'humidité du sol,*
- formation à la compréhension et à l'interprétation de l'imagerie IR*
- validation d'algorithmes d'exploitation.*

Pour conclure, l'application de base de SPIRou qui consiste à alimenter AS³-I en scènes sources infrarouge est montrée.

8. Les applications de SPIRou

- 8.1 La spécification de missions spatiales
- 8.2 La formation
- 8.3 Validation d'algorithmes d'exploitation
- 8.4 Conclusion

SPIRou pourra être utilisé avant et pendant la vie opérationnelle d'un système de télédétection.

- En phases préliminaires d'analyse du besoin, le simulateur permet d'étudier différents concepts de systèmes répondant aux spécifications du client et de visualiser l'influence des variantes de conception sur l'image finale (bandes spectrales, orbite, résolution, ...).
- En phase de conception et réalisation, le simulateur permet de mesurer et visualiser directement sur l'image, les performances prévues du système à chaque étape du développement et de mettre en évidence d'éventuelles différences avec la spécification. Il est capable de fournir des images et des données intermédiaires pour la mise au point des logiciels de traitements sols. Enfin, il fournit des images aux futurs utilisateurs du système qui peuvent ainsi se former à leur utilisation et mettre au point et valider leurs algorithmes d'exploitation thématique des produits.
- Pendant la vie opérationnelle du système, il peut permettre d'étudier d'éventuelles modifications de paramètres d'acquisition ou de traitement des images du système en conditions parfaitement contrôlées.

Nous allons détailler trois applications :

- la spécification de missions spatiales,
- la formation à la compréhension et à l'interprétation de l'imagerie infrarouge,
- la validation d'algorithmes d'exploitation.

8.1 La spécification de missions spatiales

La spécification de missions est une application de base d'un simulateur. Elle permet de concevoir un système et de trouver les caractéristiques du système qui répondent à un besoin de l'utilisateur.

Un simulateur peut aider à déterminer :

- les bandes spectrales,
- les heures d'acquisition,
- la résolution thermique.

Les bandes spectrales sont définies par trois caractéristiques :

- le nombre de bandes,
- la longueur d'onde centrale,
- la largeur de chaque bande.

Les heures d'acquisition correspondent aux instants de prise de vue lors du passage du satellite sur le même site. Pour un satellite héliosynchrone, il y a deux heures d'acquisition sur 24 heures qui sont séparées de 12 heures.

La résolution thermique définit l'écart en température à partir duquel, on extrait de l'information et non du bruit du signal. Un bruit équivalent en température : ΔT est défini ; il peut avoir des valeurs comprises entre 0,1 et 2 ° (Savaria, document interne Aérospatiale).

Ces trois caractéristiques sont étroitement liées et SPIROU peut être utilisé pour les déterminer. Nous allons l'utiliser pour proposer les spécifications d'une mission dédiée à la cartographie de l'humidité du sol.

Pour déterminer les deux premières caractéristiques, SPIROU va simuler l'évolution temporelle de la température apparente les bandes II (figure 8-1) et III (figure 8-2) pour des échantillons de sable de contenu en eau différent. Ce contenu en eau sera supposé constant tout au long de la simulation.

Le corps de référence correspond à un sable d'humidité $w_s = 0,3$ et d'albédo solaire 0,19. Les autres échantillons de sable ont les caractéristiques suivantes (tableau 8-1) :

Humidité du sol	Albédo solaire
0,10	0,31
0,15	0,28
0,20	0,25
0,25	0,22
0,35	0,16
0,40	0,13
0,45	0,10
0,50	0,07

Tableau 8-1 : caractéristiques des différents sables

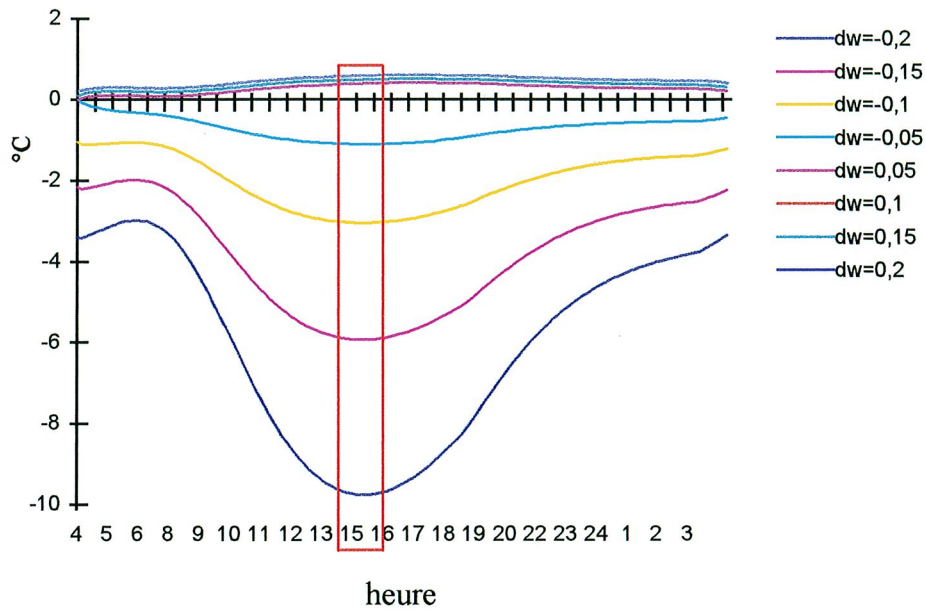


Figure 8-1 : évolution temporelle de contrastes en température dans la bande II pour des échantillons de sable d'humidité différente

Remarque : la valeur de la température apparente maximale dans la bande II est de 40,2 °C et dw correspond à l'écart en humidité par rapport au sable de référence d'humidité 0,3.

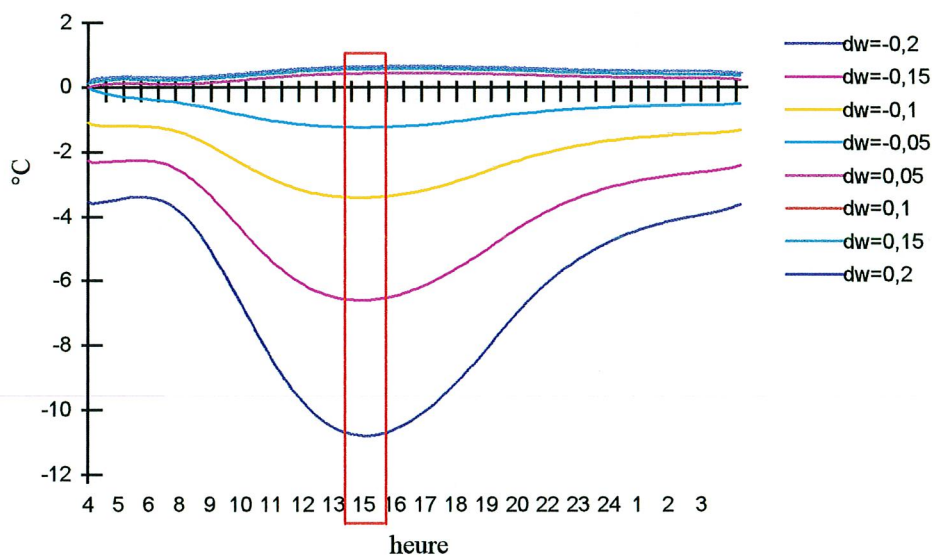


Figure 8-2 : évolution temporelle de contrastes en température dans la bande III pour des échantillons de sable d'humidité différente

Remarque : la valeur de la température apparente maximale dans la bande III est de 35 °C et dw correspond à l'écart en humidité par rapport au sable de référence d'humidité 0,3.

L'interprétation de ces deux figures nous montre que :

- l'heure d'observation pour laquelle les contrastes sont maximaux, est aux alentours de 15 heures,

- l'impact d'une variation du contenu en eau du sol est plus important dans la bande III.

Pour déterminer l'impact du bruit équivalent en température sur la cartographie de l'humidité, nous nous sommes créés une image test (figure 8-3).

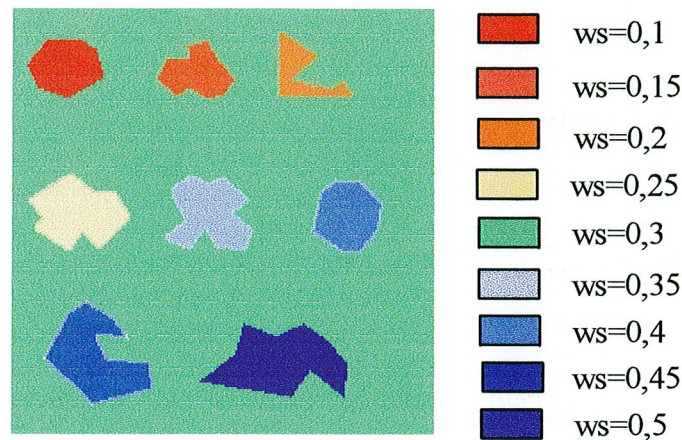


Figure 8-3 : carte d'occupation du sol de l'image test pour la cartographie de l'humidité

Cette image contient des zones d'humidité différente. SPIRou a été appliqué sur cette image test et a simulé des images en température apparente pour différentes valeurs de bruit thermique (figure 8-4).

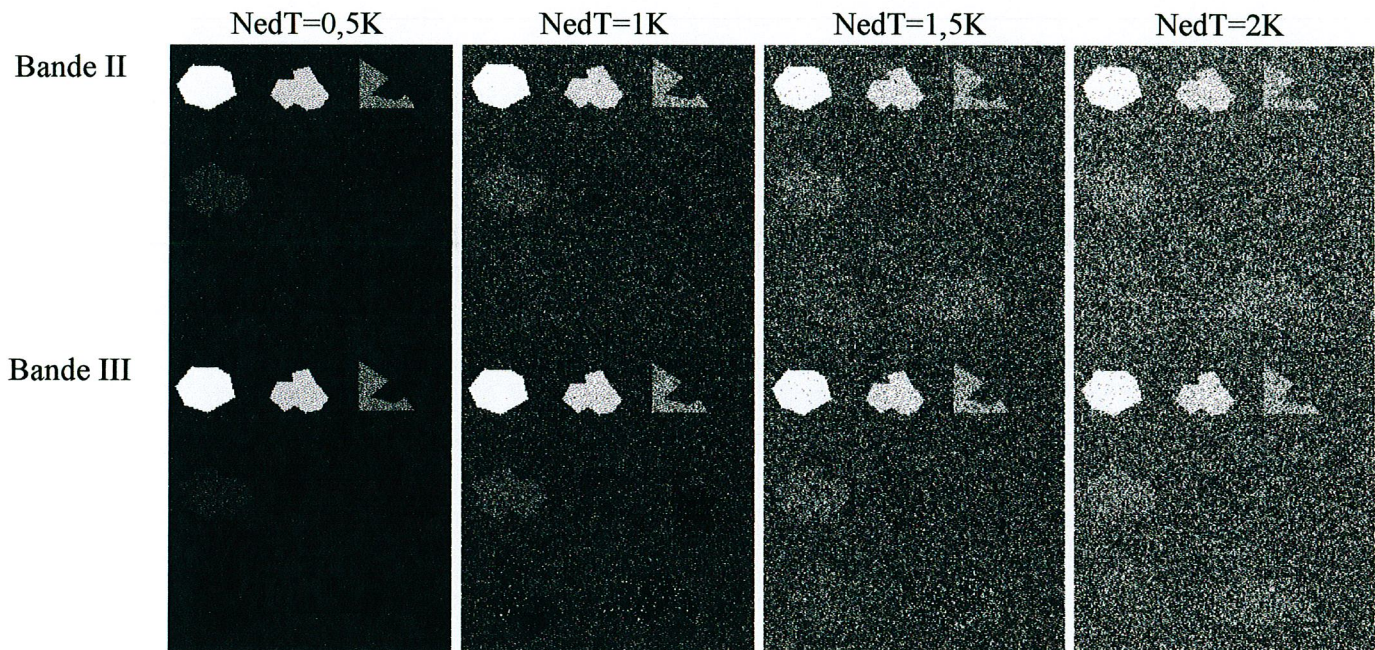


Figure 8-4 : images en température apparente de l'image test dans les bandes II et III et pour différents NedT

Grâce à SPIRou, nous pouvons proposer des spécifications pour une mission dédiée à la cartographie de l'humidité du sol :

- bandes spectrales : bande III,
- heures d'acquisition : 14-15 heures,
- NedT < 1,5 K

8.2 La formation

Dans le cadre de la formation, nous allons mettre l'accent sur la compréhension de la physique de la mesure en infrarouge.

Dans ce paragraphe, la sensibilité de la température de surface à une variation des caractéristiques thermo-optiques d'un objet et des conditions météorologiques, est mise en avant. Pour cela, nous nous sommes créés notre propre image test (figure 8-5).



Figure 8-5 : carte d'occupation du sol de l'image test

Le fond de cette image est constitué d'argile qui a les caractéristiques suivantes :

- albédo solaire : 0,2
- émissivité intégrée : 0,95
- rugosité aérodynamique : 0,001 m
- humidité constante
- inertie thermique : $1,2 \text{ W s}^{-0,5} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$
- vent : 2 m/s

Pour chaque lettre de la figure 8-5, nous avons fait varier une caractéristique de la surface :

- S correspond au paramètre qui influence le rayonnement Solaire absorbé : l'albédo solaire : 0,4,
- P pour le Pouvoir émissif ou l'émissivité intégrée de la surface : 0,8
- I pour l'Inertie thermique : $1,9 \text{ W s}^{-0,5} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$
- R pour la Rugosité aérodynamique de la surface : 0,01 m
- O pour eau contenue dans le sol variable en fonction du temps,
- U pour la vitesse du vent 20m/s.

Dans la figure 8-6, l'influence relative de ces paramètres, par rapport au fond, sur l'évolution temporelle de la température de surface a été tracée pour une situation typique caractérisée par :

date : 1 juin,

lieu : latitude 45° , longitude 7° ,

conditions météorologiques : humidité de l'air 50%, vitesse du vent = 2m/s, température de

l'air entre 12 et 22°C.

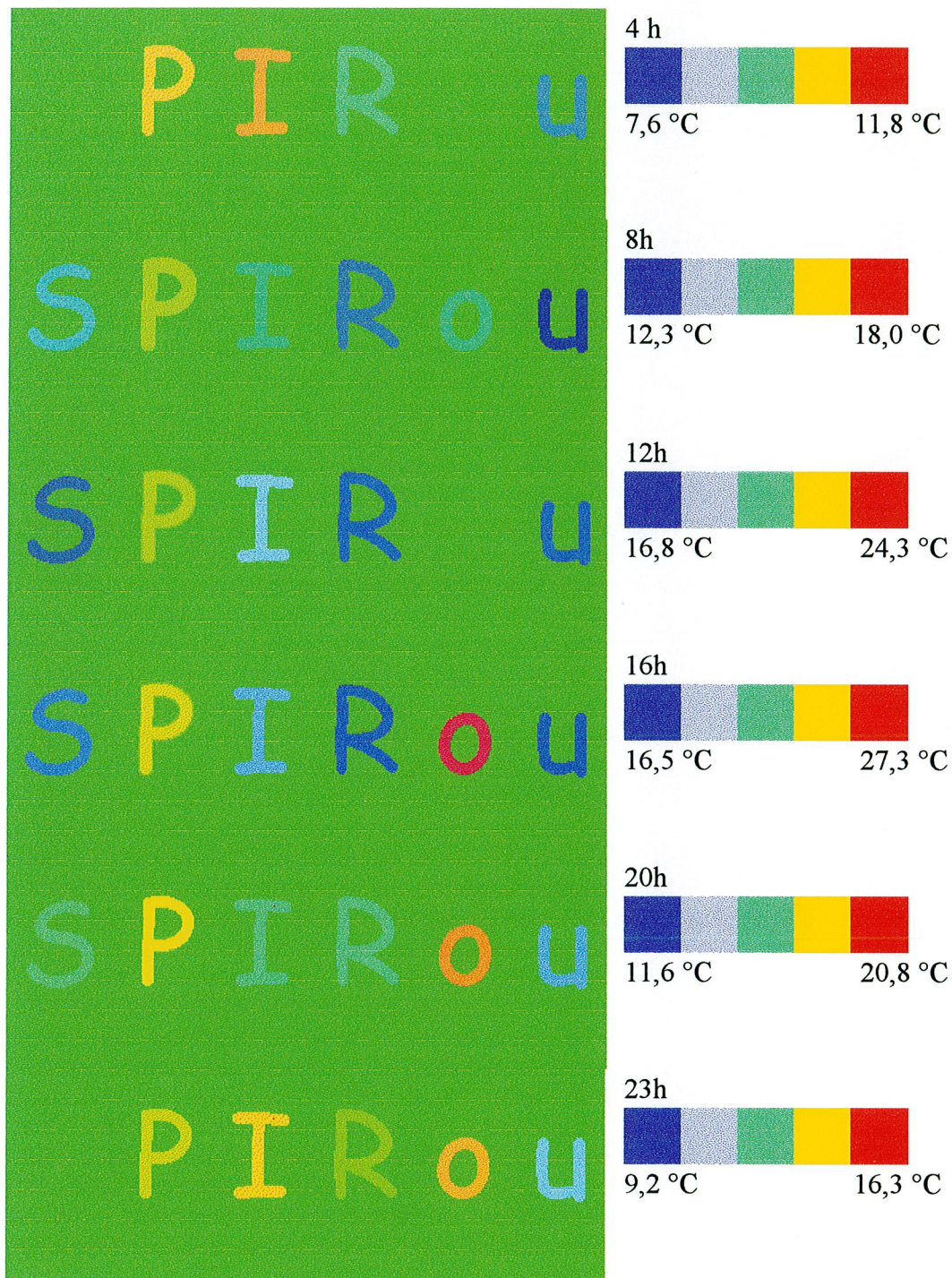


Figure 8-6 : influence de l'albédo, l'émissivité, l'inertie thermique, la rugosité, l'humidité du sol et le vent

Remarque : bien que sa température varie au cours du temps, nous avons imposé la même couleur pour le fond de l'image.

L'interprétation du comportement de chaque lettre a été réalisée.

S l'albédo joue un rôle dans la contribution du rayonnement solaire incident à la surface. La quantité de rayonnement solaire absorbé à la surface est proportionnelle au complémentaire à l'unité de l'albédo solaire.

Pour un corps donné, si sa valeur d'albédo solaire augmente, les gains énergétiques deviennent plus faibles ce qui entraîne une diminution de la température de surface.

De plus, l'influence du rayonnement solaire n'ayant lieu que la journée, l'impact d'une variation de l'albédo sera détectable sur ce laps de temps.

Ce sont ces deux phénomènes qui impliquent que :

- le contraste entre S et le fond apparaît uniquement la journée,
- la température de S est inférieure à celle du fond pendant cette période temporelle.

P l'émissivité intégrée d'un corps joue un rôle dans la contribution du rayonnement atmosphérique et de son émission propre. Si un corps a une valeur d'émissivité élevée, il aura tendance à accroître ces pertes énergétiques dues à l'émission de la surface et ces gains énergétiques par absorption du rayonnement atmosphérique.

P a une émissivité plus faible que celle du fond. Ses pertes énergétiques par émission de la surface et ses gains énergétiques par absorption du rayonnement atmosphérique sont inférieures à ceux du fond. Etant donné que les pertes et les gains ne se compensent pas (figures 4-5 et 4-6), P sera plus chaud que le fond.

I l'inertie thermique a une influence sur la propagation de la chaleur dans le corps considéré. Si l'inertie d'un corps augmente :

- la journée, la chaleur se propage facilement dans le corps et ne reste pas à la surface,
- la nuit, la chaleur emmagasinée en profondeur remonte tout aussi facilement.

Un corps qui a une valeur d'inertie élevée aura une amplitude diurne de la température plus faible que celle d'un corps ayant une inertie plus faible. C'est ce phénomène qui est mis en avant avec la lettre I.

R la rugosité joue un rôle dans les échanges de chaleur et de masse par convection entre la surface et l'atmosphère. Si sa valeur augmente, la convection à la surface est accrue et les pertes énergétiques par convection vont augmenter. Les pertes énergétiques dues à la convection étant élevées et les gains énergétiques identiques, la température de surface d'une surface rugueuse sera plus faible que celle d'un corps à faible rugosité. La lettre R reproduit bien ce phénomène.

O dans la nature, le contenu du sol est variable au cours du temps dû à des phénomènes tels que : l'évaporation, la condensation, le drainage hydrique ... Cette variation va influencer la température de surface au cours de la journée. C'est ce phénomène qui est mis en avant avec la lettre O. Communément, on associe à un sol humide une faible

valeur de température et à un sol sec une forte valeur de température. Un sol humide a des pertes énergétiques par évaporation qui sont importantes. Les gains énergétiques servent alors uniquement à évaporer l'eau contenue dans le sol et n'influencent pas fortement la température du sol. Pour un sol sec, les pertes énergétiques dues au flux de chaleur latente sont faibles, les gains énergétiques permettent alors de réchauffer la surface.

Une valeur de vitesse du vent plus élevée accroît les échanges par convection. Cette augmentation des pertes par convection entraîne une diminution de la température de surface. En effet, les pertes énergétiques vont compenser les gains énergétiques qui ne serviront plus à augmenter la température de surface. L'évolution temporelle de U reproduit bien ce phénomène.

8.3 Validation d'algorithmes d'exploitation

Nous allons appliquer un algorithme développé par Price (1980) (*in* Carlson, 1986) qui permet de détecter les objets enterrés. Cet algorithme a pour principal objectif d'estimer l'inertie thermique apparente à la surface à partir entre autres des températures minimale et maximale du même objet.

Un objet enterré influe sur la température de surface en modifiant l'inertie thermique de la surface, l'application de cet algorithme nous permettra donc de détecter des objets enterrés.

SPIRou a été appliqué sur une carte d'occupation du sol (figure 8-7) composée d'un objet métallique et d'un objet en granit qui sont tous les deux enterrés à différentes profondeurs.

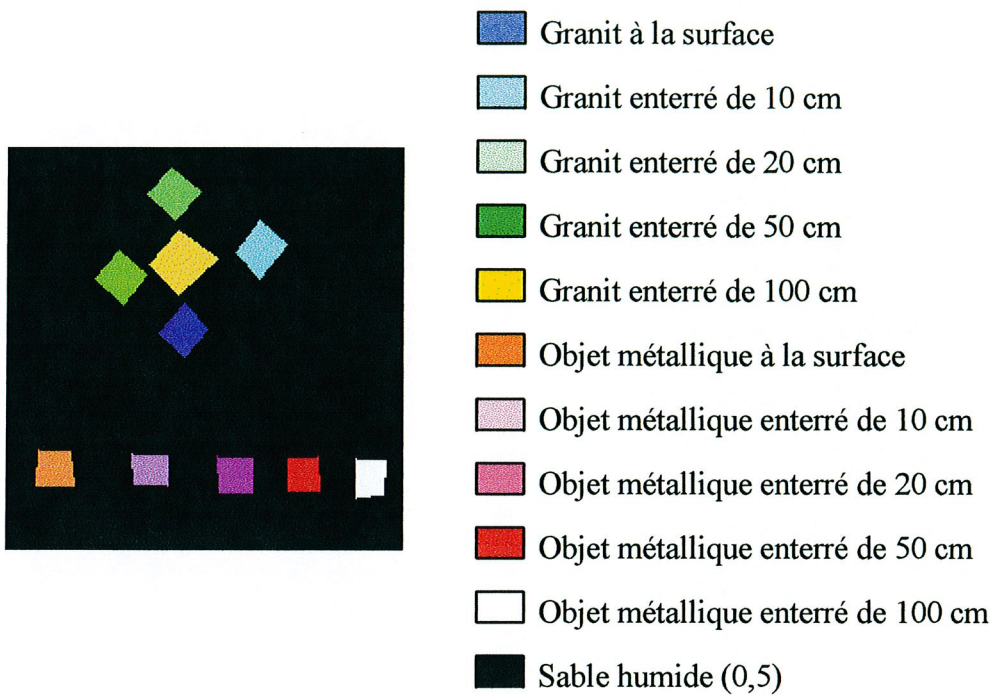


Figure 8-7 : carte d'occupation du sol des objets enterrés

Remarque : l'objet métallique est composé de 1 cm d'acier, 3 cm d'air et à nouveau 1 cm d'acier. Le granit a une épaisseur de 15 cm.

SPIRou a synthétisé deux images en température de surface à 4 heures du matin et 14 heures (figure 8-8).

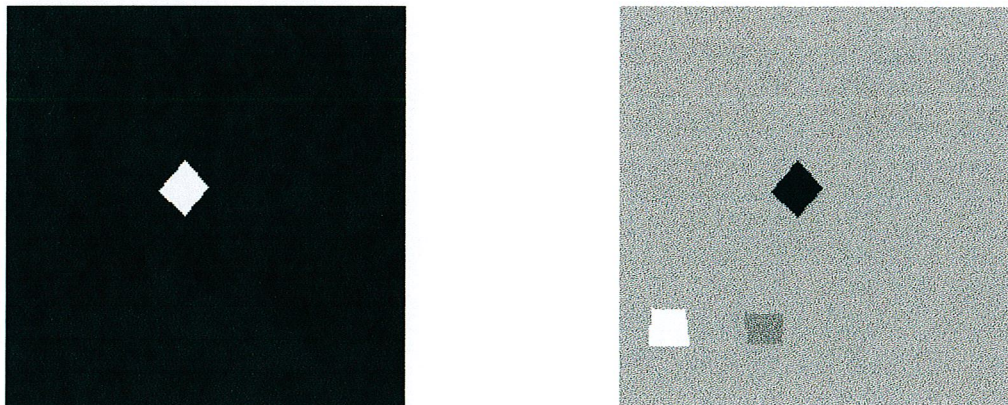


Figure 8-8 : images en température des objets enterrés simulées à 4 heures du matin et 14 heures

Le modèle de Price a ensuite été appliqué sur ces deux images (figure 8-9).

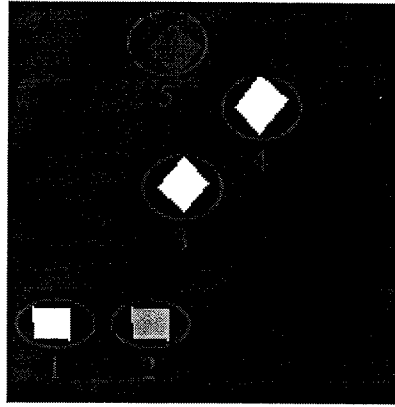


Figure 8-9 : image en inertie apparente

On constate que l'objet métallique n'est plus détecté lorsque sa profondeur est supérieure ou égale à 20 cm. Le granit n'est plus perçu lorsqu'il est à une profondeur supérieure à 20 cm.

8.4 Conclusion

Ce chapitre vient d'illustrer l'utilisation de SPIRou pour trois applications particulières :

- la spécification de missions,
- la formation à la compréhension et à l'interprétation d'images infrarouge,
- l'application d'algorithme d'exploitation.

Une application principale de SPIRou que nous avons mentionné en introduction mais dont nous n'avons pas encore parlé, est l'alimentation de AS³-I en scènes sources infrarouge. A l'aide de SPIRou, nous avons simulé quelques images en luminance au niveau du sol qui vont être des entrées de AS³-I (figure 8-10).

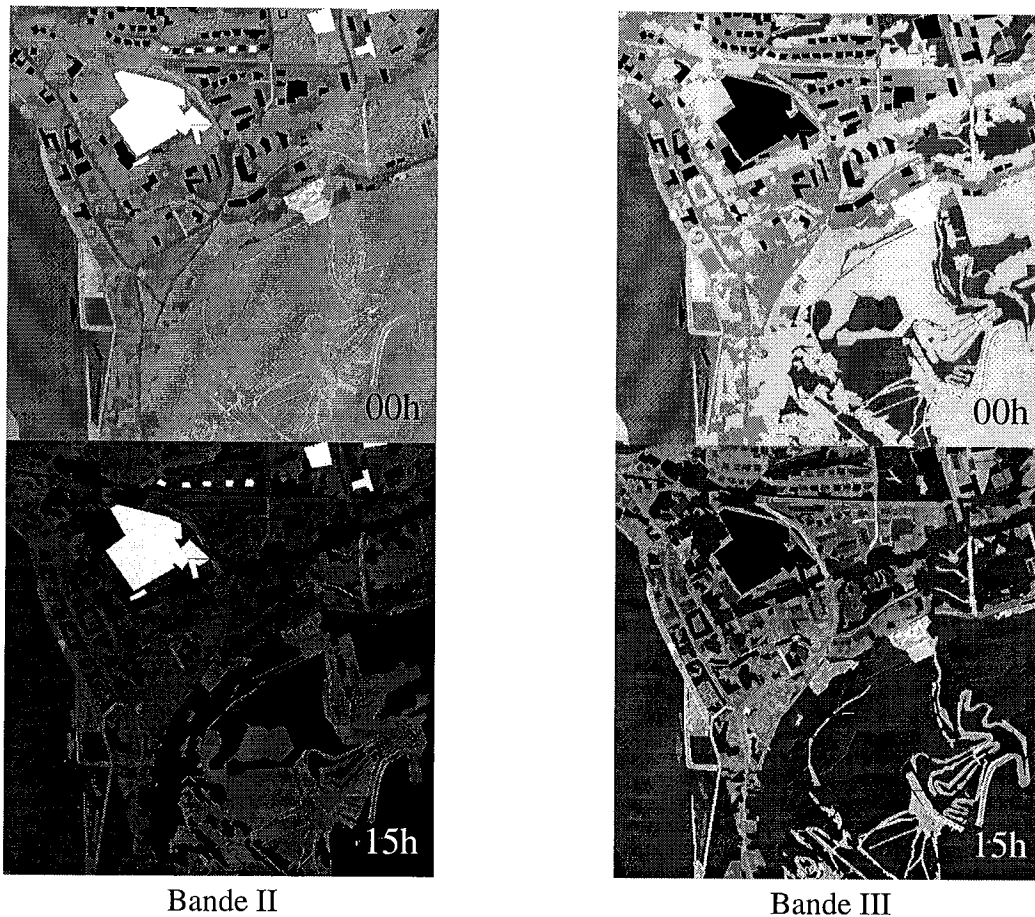


Figure 8-10 : images en luminance des Andelys de jour et de nuit simulées par SPIRou dans les bandes II et III

AS³-I est alors utilisé pour simuler des images en luminance au niveau du satellite (figure 8-11).

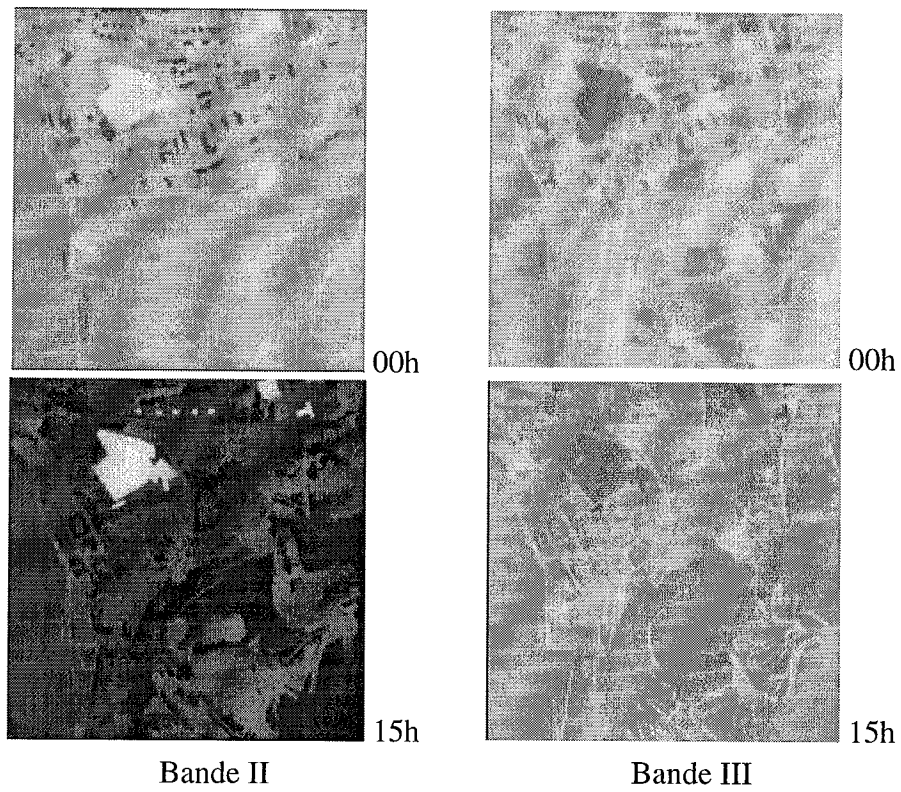


Figure 8-11 : images simulées par AS³-I

Ce sont des images en luminance au niveau du satellite, codées sur 8 bits, ayant un bruit de l'ordre de 1% du signal et une FTM de 0,2.

9. Conclusion

Le choix de l'architecture, la conception, la collecte, la sélection et la validation des modèles, voici différentes étapes qui permettent, à partir de spécifications, de réaliser un simulateur de scènes sources dans le domaine de l'infrarouge thermique (SPIRou). Les images synthétisées seront les entrées d'un simulateur d'une chaîne image d'observation satellitale. L'outil ainsi réalisé sera intégré dans le simulateur d'images satellitales développé par Aérospatiale : AS³-I qui sera alors susceptible de simuler des images satellitales dans trois domaines spectraux : visible, hyperfréquence et infrarouge par dégradation et synthèse.

Un tel simulateur permet de créer des images réalistes disponibles avant le lancement d'un système satellite. Ces images pourront être utilisées afin d'étudier les différents concepts de systèmes et de visualiser l'influence de variantes de conception sur l'image finale. Elles permettront de mesurer et visualiser directement sur l'image, les performances prévues du système à chaque étape du développement et de mettre en évidence d'éventuelles différences avec la spécification. Elles seront fournies à l'utilisateur final dans un but de formation à la compréhension et à l'utilisation de telles images, à la mise au point et à la validation d'algorithmes d'exploitation thématique. Après le lancement du satellite, elles serviront à étudier d'éventuelles modifications des paramètres d'acquisition.

Actuellement, SPIRou a été utilisé pour des applications dédiées à la spécification de mission et à la formation à la compréhension et à l'interprétation de l'imagerie infrarouge. Il a aussi fait l'objet de trois communications pour des colloques internationaux : EARSeL (Jaloustre et *al.*, 1996), AAAF (Jaloustre et *al.*, 1996) et SPIE (Jaloustre et *al.*, 1997).

SPIRou est capable de :

- synthétiser des images à 2D en luminance, au niveau du sol, dans le domaine de l'infrarouge thermique, pour des scènes naturelles,
- de traiter des surfaces naturelles (sol nu et végétation) et artificielles (route, objets enterrés, sources de chaleurs ...),
- simuler des images ayant un échantillonnage spatial proche de 2 mètres,
- reproduire des conditions météorologiques variables (humidité, température, vitesse du vent) tout en gardant un ciel clair,
- être appliqué sur n'importe quel site d'observation (latitude et longitude variables),
- simuler des images pour n'importe quelles dates et heures d'observation.

De nombreuses évolutions de SPIRou, pour les mêmes spécifications, peuvent être envisagées. Elles sont liées à :

- sa validation,
- l'aspect visuel des images simulées,
- au relief,
- à l'angle de prise de vue,
- son utilisation pour une application particulière.

Si des campagnes de mesures répondant à nos spécifications (description précise du sol, flux à la surface, conditions météorologiques, images infrarouge à un échantillonnage spatial acceptable, précision souhaitée) sont disponibles, la *validation "globale" de SPIRou*, des flux aux images en luminance spectrale, doit être menée.

Actuellement, le *réalisme spatial* des images simulées, est obtenu par injection directe d'une information sur la valeur d'albédo provenant d'une image visible. Or les fluctuations d'albédo sont des indices d'un changement de géométrie et/ou de nature. Elles doivent influencer d'autres paramètres tels que : l'émissivité, la rugosité, l'humidité, ...

Une première approche consisterait à déterminer, tout d'abord, les paramètres physiques les plus influencés par cette texture spatiale, puis les lois reliant les fluctuations à chaque paramètre. Il s'agirait ensuite de calculer la température pixel par pixel en prenant en compte toutes les lois définies.

Une seconde approche pourrait être basée sur la synthèse pure de texture. Elle consisterait à reproduire la texture d'une imagerie sur de grandes zones et sur des critères de conservation de la densité spectrale de puissance du signal, de moments statistiques puis à adapter le niveau radiométrique de la texture synthétisée en fonction de la valeur de la luminance prédite.

Il serait fort intéressant de s'attaquer au *relief*, car pour l'instant, le simulateur est utilisé pour générer des images infrarouge planes. Il faudrait alors disposer, en plus de tous les paramètres d'entrée précédemment énoncés, d'un modèle numérique de terrain qui fournirait une description à trois dimensions de la scène observée et prendre en compte, entre autres, les modifications, du rayonnement solaire incident absorbé par la surface (pente, ombres), de la vitesse du vent, ...

Il pourrait être souhaitable de simuler *des prises de vue* autres qu'au nadir, car des paramètres optiques tels que l'albédo, l'émissivité ... la répartition des zones éclairées et des zones à l'ombre, évoluent en fonction de l'angle de prise de vue. Et par conséquent, la luminance spectrale sera modifiée en fonction de l'angle de prise de vue.

Les spécifications nous ont amenés à concevoir un outil *généraliste* qui n'est pas dédié à une application particulière. SPIRou est capable de traiter le plus grand nombre d'objets possibles et reproduire de façon réaliste les contrastes entre les grandes catégories d'objets rencontrés. Dans le cas d'une application particulière telle que l'étude du contraste thermique entre différents types de végétation, SPIRou doit être interfacé à des modèles plus complexes si, en

parallèle, les nombreux paramètres utiles au fonctionnement de tels modèles, sont connus. En effet, dans le cadre de SPIRou, nous avons choisi volontairement des modèles "simples" qui reproduisent l'influence moyenne de la végétation sur les mesures.

Si SPIRou doit être utilisé pour observer un phénomène physique précis, des modèles plus complexes décrivant le phénomène à observer doivent être interfacés. Du point de vue physique, la bibliographie réalisée pendant la thèse devrait accélérer les recherches, car la plupart des modèles existants ont été répertoriés. D'un point de vue informatique, l'interfaçage de ces nouveaux modèles est aisé dû à l'architecture modulaire du simulateur.

Tous ces développements futurs sont basés sur les spécifications de SPIRou. Si certaines sont reprises, d'autres évolutions pourraient être envisagées.

Nous allons traiter les spécifications suivantes :

- les conditions d'acquisition variables,
 - échantillonnage spatial différent de 10 mètres.
- Conditions d'acquisition invariables
Dans ce cas d'étude, SPIRou n'est plus utile ; il suffit d'adopter l'approche par dégradation actuellement utilisée dans AS³-I. Des images infrarouge aéroportées réellement acquises de valeur d'échantillonnage faible constitueraient les images sources. Il suffirait alors de prendre en compte la contribution de l'atmosphère entre l'altitude du porteur qui a acquis cette image et celle du satellite ainsi que la contribution du segment spatial pour simuler une image infrarouge satellitale. Dans un contexte d'évolution temporelle, il faut alors disposer d'autant d'images que d'instant de simulation.
 - Différentes valeurs d'échantillonnage spatial
En ce qui concerne l'échantillonnage spatial, AS³-I impose au moins un rapport 5 entre les échantillonnages des images finale et initiale et SPIRou simule des images à 2 mètres.

Pour simuler des *images de valeur d'échantillonnage spatial plus élevée* (de la centaine de mètres au kilomètre), deux options s'offrent à nous : soit la résolution métrique des images sources est maintenue, soit le rapport entre les valeurs d'échantillonnage est invariant.

Dans le premier cas, SPIRou peut être appliqué mais opérationnellement, la manipulation est lourde à mettre en œuvre. En effet, pour simuler une image de taille 100*100 kilomètres avec un échantillonnage spatial de 1 kilomètre, il faudrait disposer, en entrée de SPIRou, d'une image de résolution métrique et de taille $100 \cdot 10^3 * 100 \cdot 10^3$ pixels.

Dans le second cas, si uniquement le rapport cinq entre les échantillonnages des images source et finale, est maintenu ; la manipulation en est plus aisée. Mais attention, il faut vérifier que nos hypothèses simplificatrices soient toujours applicables. Par exemple, l'hypothèse d'homogénéité des pixels ne sera peut-être plus justifiée. Pour prendre en compte l'hétérogénéité des pixels, il faudrait alors spatialiser les modèles utilisés par SPIRou à l'aide de méthodes d'agrégation de variables d'état en supposant la conservation

de certaines quantités (flux à la surface, bilan d'énergie, ...) Mc Naughton (1994), Lhomme *et al.* (1994) (*in* Chehbouni *et al.*,1994) et de spatialisation de grandeurs (Bouguerzaz, 1997).

Pour simuler des images de *valeur d'échantillonnage spatial plus faible* (par exemple 50 centimètres), il faut alors disposer d'images sources d'échantillonnage spatial bien inférieur à l'unité métrique. A cet échantillonnage spatial, toutes les hypothèses simplificatrices sur les échanges de chaleur ne sont plus valides et d'autres phénomènes physiques doivent être pris en compte tels que tous les problèmes liés au 3D : réflexions multiples, facteur de forme...

En conclusion, en raison de la spécificité de l'infrarouge, il paraît difficile d'envisager de développer un simulateur de produits-images dans l'infrarouge qui soit générique. Ce simulateur devrait être capable de traiter des images d'échantillonnage spatial variable, une multitude d'objets, ..., le tout d'un point de vue opérationnel.

10. Bibliographie

Abramopoulos F., Rosenzweig C., Choudhury B., 1988, Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs) : soil water movement and evapotranspiration. *Journal of Climate*, 1, 921- 941.

Acs F., Mihailovic D. T., Rajkovic B., 1991, A coupled soil moisture and surface temperature prediction model. *Journal of Applied Meteorology*, 30, 812-822.

Anderson R., Malila W., Maxwell R., Reed L., 1994, *Military utility of multispectral and hyperspectral sensor*, ERIM Report No 246890-3-F, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, USA, 100 p.

Armand P., 1993, *Simulation du signal brut rétrodiffusé par des cibles étendues illuminées par un radar à ouverture synthétique*. Thèse de 3^{ème} cycle, spécialité : Méthodes Physiques en Télédétection, Université Paris 7, France, 157 p.

Bahnfleth W. P, 1989, *Three-dimensional modelling of heat transfer from slab floors*. U. S. Army Construction Engr. Research Laboratory technical manuscript E -89/11, Champaign, USA, 196 p.

Balick L. K., Scoggins R. K., Link L. E., 1981, Inclusion of a simple vegetation layer in terrain temperature models for thermal IR signature prediction. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-19, 3, 143-152.

Balfour L. S., Bushlin Y., 1997, Semi-empirical model based approach for IR scene simulation. *In Proceedings of the Aerosense SPIE Symposium*, Orlando, USA, 8 p.

Banducci A., Pippi I., 1996, Temperature and emissivity retrieval from remotely sensed images using the "Grey Body Emissivity" method. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol 34, 681-695.

Barton I. J., 1979, A parameterization of the evaporation from non-saturated surfaces, *Journal of Applied Meteorology*, 18, 43-47.

Becker F., Li Z. L., 1995, Surface temperature and emissivity at various scales : definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Reviews*, 12, 225-253.

Becker F., 1980, Thermal infrared remote sensing principles and applications, *Remote Sensing Application in Agriculture and Hydrology*. Edited by Georges Frayssé, Ispra Establishment, Ispra, Italy, 153-213.

Ben Mehrez M., 1990, *Etalonnage et validation d'un modèle de flux de surface dans le cas de l'expérience Hapex-Mobilhy*. Application à l'estimation de la résistance d'un couvert. Thèse de Doctorat, présentée à l'Université de Paris 7, France, 242 p.

Berger X., 1988, A simple model for computing the spectral radiance radiance of clear skies. *Solar Energy*, 40, 321-333.

Blackadar A. K., 1976, Modelling the nocturnal boundary layer. *In proceedings of the third symposium on atmospheric turbulence, diffusion and air quality*, American Meteorological Society, Boston, USA, 46-49.

Bhumralkar C. M., 1975, Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *Journal of Applied Meteorology*, 14, 1246-1258.

Braude I., 1996, *SiSPAT user's manual*, Version 2.0, Document interne Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, Grenoble, France, 83 p.

Brunet Y., 1984, *Modélisation des échanges sol nu-atmosphère : essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol*. Thèse de Doctorat, Université Scientifique et Médicale et Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France, 201 p.

Brunet Y., 1988, Modèles d'études des bilans énergétiques et hydriques à partir des mesures spatiales dans l'infrarouge thermique. *In Télédétection spatiale : aspects physiques et modélisation*, 905-947, Cepaduès-Editions, Toulouse, France, 1031 p.

Brunet Y., Itier B., McAneney J., Lagouarde J. P., 1994, Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part II : measurements over barley. *Agricultural and Forest Meteorology*, 71, 227-245.

Caillault S., Amalric J., 1997, *Chaine de mission, spécification d'une maquette de simulation*. Document interne Aérospatiale n° SE/TNA 474/96, 50 p.

Calvet, 1990, Adaptation d'un modèle agrométéorologique au cas de couverts hétérogènes. Rapport de DEA, INRA Bordeaux, France, 30 p.

Carreira Perpignan M. A., 1994, The modelling of the thermal subsystem in spacecraft real-time simulators. *In Proceedings of the Third Workshop on Simulators for European Space Programmes*, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 69-78.

Carvalho M. J., 1995, Proposal of symbols and definitions. ESRA/INETI/Task 2/06.2.

Champetier C., Duhamel T., Coste P., 1994, Automatic code generation for simulators : the case of Dynamica. *In Proceedings of the Third Workshop on Simulators for European Space Programmes*, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 57-68.

Chanzy A., 1991, *Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection*. Thèse de Doctorat, Institut National de Recherche Agronomique, France, 197 p.

Charalambides A., 1994, SIMIS : a mission operation simulator. *In Proceedings of the Third Workshop on Simulators for European Space Programmes*, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 13-21.

Charlot B., 1996, Introduction à la simulation image. Document interne Aérospatiale n° SE/TNA 371/96, 56 p.

Clapp R. B., Hornberger G. M., 1978, Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Water Resources Research*, 14, 601-604.

Cosby B. J., Hornberger G. M., Clapp R. B., Ginn T. R., 1984, A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics of the physical properties of soils, *Water Resources Research*, 20, 682-690.

Deardorff J. W., 1978, Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83, C4, 1889-1902.

De Gabai D., 1994, Ada study simulators. *In Proceedings of the Third Workshop on Simulators for European Space Programmes*, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 257-265.

De Vries D. A., Afgan N. H., 1975, *Heat and mass transfer in the biosphere, Part 1, transfer processes in the plant environment*. A Halsted Press Book, John Wiley & Sons, New-York, USA.

Dickinson R. E., 1984, Modeling evapotranspiration for three dimensional globe climate models. *Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophysic Monogr.*, 29, 58-72.

Dickinson R. E., Henderson-Sellers A., Kennedy P. J., Giorgi F., 1992, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Tech. note.

Ducoudre N. I., Laval K., Perrier A., 1993, SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model, *Journal of Climate*, 6, 248-273.

Europhotonics, April/May 1997, Special section on optics and optical design, , a Laurin Publication, 84 p.

Foley W. L., 1982, *Math model for prediction of infrared signatures*. Technical report n° : AFWAL-TR-81-1194, Avionics Laboratory, Wright-Patterson Air force Base Ohio 45433, 55 p.

Gaussorgues G., 1972, *La thermographie infrarouge : principes, technologies, applications*. Editeurs Lavoisier TEC&DOC, 3ème édition, Paris, France, 540 p, 37 planches hors texte.

Gelard J. L., Fanton d'Andon O., Albert J. C., Leppelmeier G., Kyrola E., 1994, GOMOS System simulator : an end-to-end simulator. *In Proceedings of the Third Workshop on Simulators for European Space Programmes*, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 309-324.

Guyot G., 1992, *Signatures spectrales des surfaces naturelles*. Collection Télédétection Satellitaire. Editeur : Paradigme, Caen, France, 178 p.

Hechinger E. , 1979, *Contribution à l'interprétation des données de télédétection : étude d'un modèle thermique de sols et de son emploi pour la réalisation d'images en télédétection dans le visible et l'infrarouge thermique*. Thèse de 3ème cycle présentée à l'Université Louis Pasteur, spécialité électronique et instrumentation, Strasbourg, France, 125 p.

Ho D., 1987, A soil thermal model for remote sensing. *IEEE transactions on Geoscience and remote Sensing*, GE-25, 2, 221-229.

Houzelle S., Bellemain P., Amalric J., Herry P., 1996, What kind of images do I need ? What is the delay to obtain them ? *In Proceedings of the International Geoscience Remote Sensing Symposium*, Lincoln, Nebraska, USA, 5 p.

Hu Z., Islam S., 1994, Prediction of ground surface temperature and soil moisture content by the force restore method. Submitted to *Water Resource Research*.

Hugues P. A., Mc Comb J. J. L., Rimmer A. B., Turver K. E., Rodgers M. L. B., Vickers A. F., Wright D. W., 1993, A mathematical model for the prediction of temperature of man-made and natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14, 7, 1383-1412.

Itier B., brunet Y., McAneney K. J., Lagouarde J. P., 1994, Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part I : a reappraisal of boundary conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 71, 211-225.

Jacobs P. A. M., 1984, Convective heat exchange of a three dimensional object placed in the open field. *Arch. Met. Geoph. Biocl. Ser.*, B33, 349-358.

Jacquemin B., Noilhan J., 1990, Sensitivity study and validation of a land surface parametrization using the Hapex-Mobilhy data set. *Boundary Layer Meteorology*, 52, 93-134.

Jacquemoud S., Baret F., 1990, PROSPECT : a model of leaf optical properties spectra. *Remote Sensing of Environment*, 34, 75-91.

Jacquemoud S., Baret F., Hanocq J. F., 1993, Modélisation de la réflectance spectrale et directionnelle des sols, application au concept de droite des sols. *Cah. Ortom, sér. Pédol.*, vol. XXVIII, n°1 : 31-43.

Jagueneau O., Klein Y., 1997, SEISM, Scene Electro-optical Image generator, and Sensor Model. In *Proceedings of the Aerosense SPIE Symposium*, Orlando, USA, 11 p.

Jaloustre K., Savaria E., Wald L., 1996, Synthesized outdoor scenes in infrared spectral band. *Proceedings EARSeL symposium*, Malte.

Jaloustre-Audouin K., Savaria E., Wald L., 1996, Un outil de synthèse de paysages en infrarouge par modélisation physique des échanges à la surface. *Communication pour le colloque international Optronique et Défense* organisé par l'Association Aéronautique et Astronautique de France, Paris.

Jaloustre-Audouin K., Savaria E., Wald L., 1997, Simulated images of outdoor scenes in infrared spectral band, AeroSense '97, SPIE, Orlando, USA.

Kneisys F. X., Shettle E. P., Gallery W. O., Chetwind J. H., Abreu L. W., Selby J. E., Clough S. A., Fenn R. W., 1988, *Atmospheric transmittance/radiance : computer code LOWTRAN 7* (AFGL-TR-88-0177), Hanscom AFB Massachusetts, Air Force Geophysics laboratories, USA.

Kunkel K. E., Walters D. L., 1983, Modelling the diurnal dependence of the optical refractive index structure parameter. *Journal of Geophysical Research*, 88, 15, 10999-11004.

Latger J., Talaron J. F., 1996, ONDE : un modèle numérique de champ de bataille aéroterrestre pour les applications optroniques. In *Proceedings of the International Symposium Optronics & Defence*, organisé par AAAF, Paris, France.

Laurent J. P., 1987, *Propriétés thermiques du matériau terre*, Cahiers du Centre Scientifique et Technique du Bâtiment n° 2156, 4 av. du recteur Pioncarré, Paris 16 ème, France.

Linder W., Noilhan J., Berger M., Bluemel K., Blyth E., Boulet G. *et al.*, 1996. *Intercomparison of surface schemes using EFEDA flux data*. Note de centre n°39, Groupe de

météorologie à moyenne échelle, Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, 41 p.

Louis, J. F., 1979, A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, 17, 187-202.

Mahfouf J. F., Noilhan J., 1991, Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *Journal of Applied Meteorology*, 9, 351-362.

Mahfouf J. F., Richard E., Mascart P., 1987, The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 1483-1495

Mahrt L., Pan H., 1984, A two layer model of soil hydrology. *Boundary Layer Meteorology*, 29,1-20.

Manabe S., 1969, Climate and Ocean circulation : 1, The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97, 1038-1054.

Mesnager J. M., 1994, Simulateur numérique des satellites d'observation de la terre. In *Proceedings of the Third Workshop on Simulators for European Space Programmes*, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, pp. 269-276.

Montagner T., 1994, End to end simulations of the MERIS instrument, In *Proceedings of Oceanology International*, Brighton, U. K, 13 p.

Moussu G., Diabaté L., Obrecht D., Wald L., 1989, A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 7, 1207-1225

Nerry F., Labed J., Stoll M. P., 1990, Spectral properties of land surfaces in the thermal infrared, 1. Laboratory measurements of absolute spectral emissivity signatures, *Journal of Geophysical Research*, val. 95, n° B5, 7027-7044.

Noilhan J., Planton S, 1989, A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117, 536-549.

Noilhan J., Mahfouf J. F., 1996, The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*,13, 145-159.

Numerical Recipes in C, the art of scientific computing, second edition. Cambridge University Press, New-York, USA, 994 p

Olseth A. J., Skartveit A., Czeplak G., Rommel M., 1994, *Review and test of parametrizations of atmospheric radiation*. A technical report of task 17. Measuring and modelling spectral radiation affecting solar systems and buildings. December 1994, International Energy Agency. Report No. IEA SHCP 17F 2, 124 p.

Paparoditis N., Savaria E., Cocquerez J. P., Jordan M., 1996, Reconstruction 3D de scènes urbaines à partir d'images satellites HR : Approche évaluation par simulation. *Communication au colloque International Optronique & Defense* organisé par AAAF, Paris, France.

Paris M. V., Justus C. J., 1988, A cloudy-sky radiative transfer model suitable for calibration of satellites sensors. *Remote Sensing of Environment*, 24, 269-285.

Paulson C. A., 1970, The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, 9, 857-861.

Pitman A. J., Yang Z. L., Cogley J. G., Henderson-Sellers A., 1991, *Description of bare essentials of surface transfer for the Bureau of Meteorology Research Centre AGCM*, BMRC Res. Report, 32, 117 p.

Price J. C., 1986, Remote Sensing in the thermal infrared. *Remote Sensing Reviews, Issue 2 Interpretation of Thermal Infrared Data : the heat Capacity Mapping Mission*. Harwood academic publishers. 187-196

Moussu G., Diabaté L., Obrecht D., Wald L., 1989, A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 7, 1207-1225.

Rachele H., Tunick A., 1992, *Energy balance model for imagery and electromagnetic propagation*. Internal Report ASL-TR-0311, Atmospheric sciences laboratory, White Sands Missile Range, NM 88002-5501, 43 p.

Roulet C. A., 1987, *Energétique du bâtiment 1. Interactions entre le climat et le bâtiment*. Presses polytechniques romandes, Lausanne, Suisse, 226 p.

Running S. W., Hunt E. R., 1993, Generalization of a forest ecosystem process model for other biomes, BIOME-BGC, and an application for global-scale models, in "Scaling physiological processes : leaf to globe", J. R. Ehrlinger and C. Fields (Eds), Academic Press.

Salisbury J. W., 1986, Preliminary measurements of leaf spectral reflectance in the 8-14 μm region, *International Journal of Remote Sensing*, Vol 7, n° 12, 1879-1886.

Salisbury J. W., D'Aria D. M., 1992, Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window, *Remote Sensing of Environment*, 42, 83-106.

Satellite Tool Kit, New dimensions in satellite systems analysis. Logiciel commercialisé par Analytical Graphics, King of Prussia, PA 19406, USA.

SATEXPERT : A knowledge-based system for spacecraft control. *Future generation computer systems*. Vol. 7 (1991), Elsevier Pub.

Seguin B., 1984, estimation de l'évapotranspiration à partir de l'infrarouge thermique. *II ème colloque international des signatures spectrales d'objets en télédétection*. Ed. INRA Publications, 427-446.

Shao Y, Anne R. D., Henderson-Sellers A., Irannejad P., Thornton P., Loang X., Chen T. H., Ciret C., Desborough C., Balachova O., Haxeltine A., Ducharne A., 1994, Soil moisture simulation, a report of the RICE and PILPS workshop. International Gewex Project Office (IGPO) Publication series, No 14.

Soarès J. V., Bernard R., Taconet O., Vidal-Madjar D., Weill A., 1988, Estimation of bare soil evaporation from airborne measurements. *Journal of Hydrology*, 99, 281-296.

Taconet O., 1988, Complémentarité de l'infrarouge thermique et de l'hyperfréquence pour l'étude du bilan hydrique. *In Télédétection spatiale : aspects physiques et modélisation*, Cepadues-Editions, Toulouse, France, 1031 p.

Tanré D. *et al.*, 1990, Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum : the 5S code. *International Journal of Remote Sensing*, 11, 4, pp. 659-668.

Tschanz M. A., Giles L. B., Knutson L. G., 1997, Description of SYGOTHERM and its application in developing large area, hi-fidelity, synthetic thermal maps. *In Proceedings of the Aerosense SPIE Symposium*, Orlando, USA, 12 p.

Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K., 1981, Microwave remote sensing active and passive, Addison-Wesley Company, Advanced Book Program, World Science Division, Reading, Massachusetts, USA.

Vidal A., 1989, *Estimation de l'évapotranspiration par télédétection*. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France, 119 p.

Viterbo P., Beljaars A. C. M., 1995, An improved land surface parametrization scheme in the ECMWF model and its validation. *Journal of Climate*, 8, 2716-2748.

Wetzel P. J., Liang X., Irannejad P., Boone A., Noilhan J., Shao Y., Skelly C., Xue Y., Yang Z. L., 1995. Modeling vadose zone liquid water fluxes : infiltration, runoff, drainage, interflow. Accepted *Global and planetary change*.

Wetzel P. J., Boone A., 1994, A parameterisation for land atmosphere cloud exchange : testing a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land, *Journal of Climate*, submitted.

Wetzel P. J., Chang J. T., 1987, Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. *Journal of Climate Applied Meteorology*, 26,18-27.

Yasuda N., Toya T., 1981, Evaporation from non saturated surface and surface moisture availability. *Pap. Meteorology Geophysics*, 32, p 89-98.

ANNEXE

1. Nomenclature et définitions	11.3
2. Les éléments de turbulence atmosphérique.....	11.5
2.1 La structure de la basse atmosphère.....	11.5
2.2 Equations des écoulements atmosphériques dans la couche limite de surface.....	11.6
2.3 Fermeture des équations.	11.7
3. Les flux convectifs	11.7
3.1 Expression des échelles de vent u_* , de température T_* et d'humidité spécifique q_* . ..	11.8
3.1.1 Convection forcée.....	11.8
3.1.2 Convection mixte	11.10
3.1.3 Convection libre	11.11
3.2 Expression générale des flux de chaleur sensible et de vapeur d'eau.	11.11
4. Humidité du sol	11.12
4.1 Equation du transfert hydrique.....	11.12
5. Flux de chaleur dans le sol par conduction.....	11.13
5.1 Expression du flux de conduction dans le sol.....	11.13
5.1.1 Combinaison de l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol et de la loi de Fourier.....	11.13
5.1.2 Méthode des différences finies.	11.15
6. Prédiction de la température de surface	11.18
6.1 Cas du sol nu.....	11.19
6.1.1 méthode «force restore».....	11.19
6.1.2 Méthode des différences finies appliquée à des objets hétérogènes.....	11.23
6.2 Cas de la végétation	11.27
6.2.1 Une seule équation du bilan énergétique pour le système sol/végétation.....	11.27
6.3 Méthode Newton-Raphson	11.27
6.4 Critère de convergence	11.28

ANNEXE : La physique de certains échanges de masse et de chaleur à la surface

Cette annexe a pour objectif de détailler la physique de certains échanges de masse et de chaleur à la surface intervenant dans la prédiction de la température de surface et de la luminance spectrale. Il décrit principalement les équations qui mènent à l'expression des flux convectifs et aux prédictions de la température et de l'humidité de surface

1. Nomenclature et définitions

Ce paragraphe présente la nomenclature utilisée dans cette annexe. Il définit des paramètres non utilisés dans le mémoire mais très utiles en annexe. Il est donc un complément indispensable du paragraphe « Nomenclature et définitions » du mémoire.

Quantités générales.

- c_d Coefficient de diffusion d'un milieu.
 g accélération due à la pesanteur = 9,8 m/s².
 $M_{\lambda t}$ Exitance spectrale transmise d'un milieu [W/m³].
 $M_{\lambda p}$ Exitance spectrale réfléchie d'un milieu [W/m³].
 P Pression [Pa].
 τ_d Facteur de transmission due à la diffusion par les particules d'un milieu.
 τ_g Facteur de transmission due à l'absorption gazeuse d'un milieu.

Quantités liées au soleil.

- RS Rayonnement solaire direct reçu au sol [W/m²].
 $RS(a)$ Partie du rayonnement solaire absorbée par l'atmosphère [W/m²].
 $RS_{dif\downarrow}$ Partie du rayonnement solaire diffusée par l'atmosphère vers la surface [W/m²].
 $RS_{dif\uparrow}$ Partie du rayonnement solaire diffusée par l'atmosphère vers l'espace [W/m²].

Quantités liées à l'atmosphère.

- e_a Pression partielle en vapeur d'eau de l'atmosphère [Pa].
 P_a Pression atmosphérique [Pa].
 T_{atm} Température équivalente de l'atmosphère [K].
 T_{na} Température des nuages [K].
 f_{na} Fraction nuageuse du ciel qui varie entre 0 (ciel clair) et 1 (ciel complètement nuageux).
 τ_{da} Transmittance ou facteur de transmission dû aux molécules, aérosols et éventuelles gouttelettes d'eau.
 τ_{ga} Transmittance ou facteur de transmission dû à l'absorption des constituants gazeux contenus dans l'atmosphère.
 τ_a Transmittance ou facteur de transmission de l'atmosphère. Ce facteur se compose de l'absorption moléculaire par les gaz constitutifs de l'atmosphère, et d'autre part, la diffusion par les particules qu'elle contient.

$$\tau_a = \tau_{ga} \tau_{da}$$

Quantités liées au sol.

P_s	Pression atmosphérique au niveau du sol [Pa].
γ_s	Absorptance ou coefficient d'absorption d'un sol.
γ_{sir}	Absorptance ou coefficient d'absorption d'un sol dans l'infrarouge.
$\gamma_{s0,3\mu}$	Absorptance ou coefficient d'absorption d'un sol dans la bande [0,3-4] μm .
$\gamma_{s3\mu}$	Absorptance ou coefficient d'absorption d'un sol dans la bande [3-5] μm .
$\gamma_{s8\mu}$	Absorptance ou coefficient d'absorption d'un sol dans la bande [8-12] μm .
τ_{sir}	Coefficient de transmission d'un sol dans l'infrarouge.

Quantités liées à la turbulence atmosphérique

f	Force de flottabilité.
H_f	Flux de chaleur sensible d'un feuillage [W/m^2].
H_s	Flux de chaleur sensible d'un sol nu [W/m^2].
H_{veg}	Flux de chaleur sensible de la végétation [W/m^2].
HR	Humidité relative de l'air comprise entre 0 et 1.
h_c	Coefficient d'échange de chaleur par convection [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$].
u^*, q^*, T^*	Echelles, respectivement du déplacement des masses d'air suivant l'axe des x, de l'humidité spécifique et de la température, qui caractérisent l'écoulement atmosphérique.
L_v	Chaleur latente de vaporisation de l'eau [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$].
LE_f	Flux de chaleur latente d'un feuillage [W/m^2].
LE_{veg}	Flux de chaleur latente de la végétation [W/m^2].
R_{ib}	Nombre de Richardson. Il est défini comme le rapport entre le taux de production d'énergie turbulente d'origine thermique et d'énergie turbulente d'origine mécanique
	$R_{ib} = \frac{gz\Delta T}{T_a(z)u_a(z)^2}$ avec $\Delta T = T_a(z) - T_s$.
u_{af}	Vitesse du vent dans la végétation [m/s].
$\overline{w_a' u_a'}$	Moment de quantité de mouvement turbulent.
$\overline{w_a' q_a'}$	Moment de chaleur latente turbulent.
$\overline{w_a' \theta_a'}$	Moment de chaleur sensible turbulent.
T_{af}	Température de l'air dans le feuillage [K].
Ψ_h, Ψ_m	Fonctions dépendant de la stabilité de l'atmosphère déterminées par Paulson (1970).

2. Les éléments de turbulence atmosphérique.

Nous allons tout d'abord présenter succinctement la structure verticale de la basse atmosphère. Puis nous exprimerons les équations fondamentales des écoulements atmosphériques dans la couche limite de surface.

2.1 La structure de la basse atmosphère.

L'atmosphère peut être divisée en deux parties : une couche limite atmosphérique, partie basse de l'atmosphère fortement affectée du point de vue dynamique, thermique et hydrique, par la nature et les propriétés de la surface et l'atmosphère libre située au-dessus (figure 2-1).

La couche limite atmosphérique est composée de trois parties distinctes :

- La sous-couche interfaciale. Elle se trouve au voisinage immédiat du sol. L'écoulement est essentiellement formé par les mouvements inhomogènes de l'air, dépendant principalement des obstacles situés au sol. Les forces de frottement y sont prépondérantes.
- La couche limite de surface, d'une épaisseur de 50 à 100 mètres (10 % de la couche limite atmosphérique environ). L'écoulement turbulent est plus homogène que dans la sous-couche interfaciale. La force de Coriolis est négligeable devant la force de frottement due au sol. La direction du vent est invariante avec la hauteur.
- La couche de transition. En s'élevant de la couche limite de surface jusqu'à l'atmosphère libre, il y a une diminution de l'influence de la force de frottement et une augmentation de l'influence de la force de Coriolis.

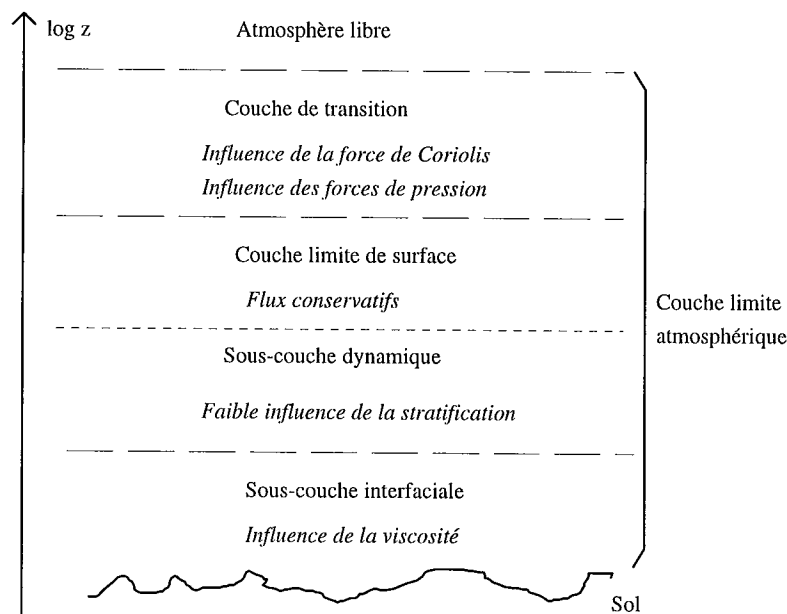


Figure 2-1: Structure schématique de la couche limite atmosphérique (d'après Brunet (1984)).

Dans notre étude, les paramètres météorologiques disponibles sont mesurés à proximité du sol (par exemple 2 mètres), nous ne nous intéresserons donc qu'à l'effet des turbulences dans la couche limite de surface.

2.2 Equations des écoulements atmosphériques dans la couche limite de surface

D'après Landau et Lifschitz (1959) (*in* Geernaert et Plant (1990)), les équations qui gouvernent le déplacement des masses d'air sont obtenues en partant du principe de conservation de la masse, de la quantité de mouvement, de l'entropie et de la vapeur d'eau et en incluant le terme de Coriolis pour prendre en compte la rotation de la terre.

Dans le cas d'un écoulement atmosphérique dans la couche limite de surface, un certain nombre d'hypothèses permettent de simplifier ces équations (*in* Brunet, 1984) :

- Pour l'atmosphère, l'approximation de Boussinesq est valide. L'air est supposé incompressible, ce qui permet de négliger les variations de densité autres que celles dues aux variations de température et d'humidité.
- La correction apportée par l'introduction de la température potentielle (pour tenir compte de la variation de la température avec l'altitude) peut être négligée.
- En raison du caractère fortement turbulent de l'écoulement atmosphérique, une description de type statistique des variables telles que : température, vitesse du vent et humidité, doit être envisagée. Cette description consiste à décomposer la valeur instantanée d'une variable en une valeur moyenne et une fluctuation turbulente.

$$\alpha = \bar{\alpha} + \alpha'$$

où α représente les différentes composantes du vecteur vitesse, la température ou l'humidité de l'air, et $\bar{\alpha}' = 0$.

- En s'appuyant sur le fait que les gradients horizontaux sont petits par rapport aux gradients verticaux, nous allons supposer que tous les mouvements moyens sont indépendants des coordonnées horizontales. Nous faisons donc l'hypothèse de l'homogénéité horizontale de la couche limite de surface.
- L'écoulement atmosphérique dans la couche limite de surface est supposé stationnaire.
- L'influence des forces de frottement est prédominante devant les forces de pression et de Coriolis que l'on peut négliger.

Toutes ces hypothèses simplifient le système initial. Les équations d'écoulement atmosphérique dans la couche limite de surface s'écrivent alors :

$$\frac{\partial \bar{u}_a}{\partial x} = 0 \quad \text{Equation 2.1}$$

$$\frac{\partial \overline{w'_a u'_a}}{\partial z} - f = 0 \quad \text{Equation 2.2}$$

$$\frac{\partial \overline{w'_a T'_a}}{\partial z} = 0 \quad \text{Equation 2.3}$$

$$\frac{\partial \overline{w'_a q'_a}}{\partial z} = 0 \quad \text{Equation 2.4}$$

où

f est la force de flottabilité.

u'_a , w'_a , T'_a , q'_a sont les fluctuations respectivement des composantes horizontale et verticale du vent, de la température potentielle et de l'humidité spécifique de l'atmosphère.

La résolution de ce système permet d'exprimer les différents moments : $\overline{w'_a u'_a}$, $\overline{w'_a T'_a}$ et $\overline{w'_a q'_a}$. Ces derniers interviennent dans les expressions des différents flux convectifs : le flux

de quantité de mouvement $-\rho_a \overline{w_a u_a}$, le flux de chaleur sensible $H = \rho_a c_{pa} \overline{w_a T_a}$ et le flux de vapeur d'eau $E = \rho_a \overline{w_a q_a}$.

2.3 Fermeture des équations.

Dans ce système d'équations, il y a plus de variables que d'équations. Il faut donc faire certaines hypothèses pour "fermer" le système. La fermeture de ce système d'équations non-linéaires est réalisée grâce aux théories semi-empiriques dites "en K" qui proposent des hypothèses de proportionnalité entre les moments et les gradients moyens. Le problème de fermeture de ces équations se reporte alors sur la forme des coefficients en K. Plusieurs théories ont été formulées telles que celles de Prandtl, Taylor, Von Karman et Kolmogorov. Nous choisirons le modèle de Prandtl en K. Il est simple à mettre en oeuvre et a été largement utilisé dans les articles et documents qui composent la bibliographie.

Pour un écoulement atmosphérique dans la couche limite de surface, le système d'équations à résoudre est le suivant :

$$\frac{\partial \overline{u_a}}{\partial x} = 0 \quad \text{Equation 2.5}$$

$$\frac{\partial \overline{w_a u_a}}{\partial z} - f = 0 \quad \text{avec} \quad \overline{w_a u_a} = -c_{vk}^2 z^2 \left(\frac{\partial \overline{u_a}}{\partial z} \right)^2 \quad \text{Equation 2.6}$$

$$\frac{\partial \overline{w_a T_a}}{\partial z} = 0 \quad \overline{w_a T_a} = c_{vk}^2 z^2 \frac{\partial \overline{u_a}}{\partial z} \frac{\partial \overline{T_a}}{\partial z} \quad \text{Equation 2.7}$$

$$\frac{\partial \overline{w_a q_a}}{\partial z} = 0 \quad \overline{w_a q_a} = c_{vk}^2 z^2 \frac{\partial \overline{u_a}}{\partial z} \frac{\partial \overline{q_a}}{\partial z} \quad \text{Equation 2.8}$$

Les relations entre les flux convectifs et les différents moments dans la couche limite de surface dépendent étroitement du régime convectif. Dans le paragraphe suivant nous allons détailler les expressions de ces flux pour chaque régime convectif.

3. Les flux convectifs

Lorsque l'atmosphère est en contact avec un sol plus chaud, il se crée généralement une instabilité verticale dans les basses couches de l'atmosphère qui va donner naissance au brassage convectif. Dans le cas où l'atmosphère est en contact avec un sol plus froid, il se crée une stabilisation de ces mêmes basses couches. Ces déplacements des masses d'air au voisinage du sol génèrent la plupart des échanges de chaleur avec l'air par conduction et convection : le flux de chaleur sensible (H) et par évaporation ou condensation : le flux de vapeur d'eau (E), entre la surface et l'atmosphère. L'intensité de ces échanges est due principalement à trois phénomènes :

- la convection libre : la composante horizontale de la vitesse est très faible, la turbulence est seulement d'origine thermique et/ou hydrique.
- la convection forcée : la stratification thermique est très faible, les forces de flottabilité sont négligeables, toute la turbulence est d'origine mécanique.
- la convection mixte : la présence d'une stratification thermique et/ou hydrique donne naissance à une turbulence qui vient amplifier ou atténuer la turbulence d'origine frictionnelle.

Louis (1979), parmi d'autres, exprime les flux de chaleur sensible (H) et de vapeur d'eau (E) en fonction d'échelles qui caractérisent l'écoulement :

$$H = -\rho_a c_{pa} u_* T_* \quad \text{Equation 3.1}$$

$$E = -\rho_a u_* q_* \quad \text{Equation 3.2}$$

avec

- u_* échelle de vent ou vitesse de friction selon l'axe des x.
- T_* échelle de température.
- q_* échelle d'humidité.

On a supposé que l'écoulement se fait uniquement selon l'axe des x.

Les pages suivantes vont décrire les étapes qui permettront d'exprimer les flux de chaleur sensible (H) et de vapeur d'eau (E). Pour simplifier l'écriture, nous n'écrirons que les équations en T, car elles sont identiques à celles en q.

3.1 Expression des échelles de vent u_* , de température T_* et d'humidité spécifique q_* .

3.1.1 Convection forcée.

En **stratification neutre de l'atmosphère** ou **convection forcée**, seuls les effets dynamiques sont responsables des déplacements verticaux des masses d'air. La force de flottabilité peut être négligée et les équations traduisent simplement la conservation des flux verticaux de la quantité de mouvement, de la température et de l'humidité. Elles s'écrivent :

$$\frac{\partial \bar{u}_a}{\partial z} = \frac{u_*}{c_{vk} z} \quad \text{Equation 3.3}$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}_a}{\partial z} = \frac{T_*}{c_{vk} z} \quad \text{Equation 3.4}$$

Ces deux équations s'intègrent entre z_0 ou z_{0h} et l'altitude où les paramètres météorologiques sont mesurés (z). Les solutions sont :

$$\frac{\overline{u_a(z)}}{u_*} = \frac{1}{c_{vk}} \ln \frac{z}{z_0} \quad \text{Equation 3.5}$$

$$\frac{\overline{T_a(z)} - \overline{T_s}}{T_*} = \frac{1}{c_{vk}} \ln \frac{z}{z_{0h}} \quad \text{Equation 3.6}$$

où

z_0 longueur de rugosité de la surface définie comme la hauteur à laquelle le vent s'annule. En $z = z_0$, nous avons $\overline{u}(z_0) = 0$.

z_{0h} longueur de rugosité thermique qui joue pour les transferts de chaleur un rôle identique à z_0 pour les transferts de quantité de mouvement. En $z = z_{0h}$, nous avons $\overline{T}(z_{0h}) = \overline{T_s}$ et $\overline{q}(z_{0h}) = \overline{q_s}$.

Si des hétérogénéités sont présentes au niveau de la surface terrestre (végétation, bâtiments, ...), la longueur de rugosité n'est plus située à proximité de cette dernière. Il faut introduire une hauteur de déplacement D qui est fonction de la hauteur de l'obstacle (figure 3-1) et qui correspond à un relèvement fictif du plan de référence introduit par l'effet de masse de l'obstacle. On considère généralement que D se trouve aux deux tiers de la hauteur h_{obs} de l'obstacle.

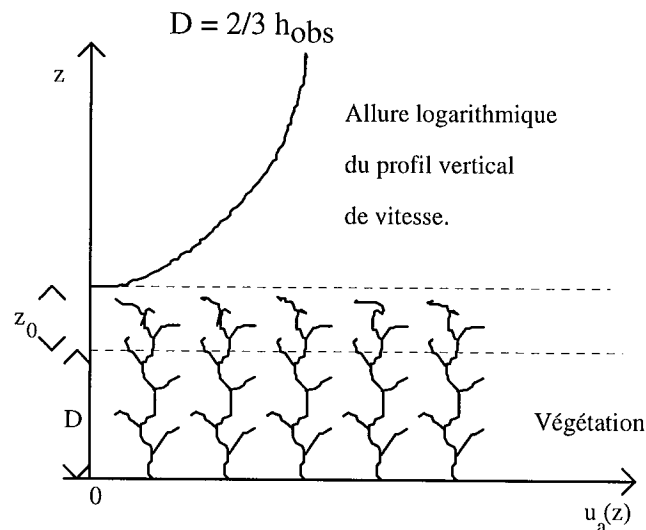


Figure 3-1: Impact d'obstacles au sol sur la rugosité de la surface d'après Hechinger 1979.

Les équations 3.3 et 3.4 s'intègrent entre z_0 ou z_{0h} et $z-D$, et nous obtenons les relations suivantes :

$$\frac{\overline{u_a(z)}}{u_*} = \frac{1}{c_{vk}} \ln \left(\frac{z-D}{z_0} \right) \quad \text{Equation 3.7}$$

$$\frac{\overline{T_a(z)} - \overline{T_s}}{T_*} = \frac{1}{c_{vk}} \ln \left(\frac{z-D}{z_{0h}} \right) \quad \text{Equation 3.8}$$

3.1.2 Convection mixte

Lorsque les effets de stratification thermique ne peuvent plus être négligés, la résolution du système d'équations va reposer sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov car la force de flottabilité complique lourdement le problème. Cette théorie stipule que les moments dans cette couche sont des fonctions universelles de la variable réduite $\xi = \frac{z}{L_{mo}}$ où L_{mo} est la longueur de Monin-Obukhov, dont le signe et la valeur caractérisent la stabilité de l'atmosphère :

$$\begin{array}{ll} \text{Instable} & L_{mo} < 0 \\ \text{Neutre} & L_{mo} \rightarrow \infty \\ \text{Stable} & L_{mo} > 0 \end{array}$$

Elle s'exprime par :

$$L_{mo} = \frac{\overline{T_a(z)} u_*^2}{c_{vk} g T_*} \quad \text{Equation 3.9}$$

Nous obtenons les équations suivantes :

$$\frac{\partial u_a}{\partial z} \frac{c_{vk} z}{u_*} = \phi_M(\xi) \quad \text{Equation 3.10}$$

$$\frac{\partial T_a}{\partial z} \frac{c_{vk} z}{T_*} = \phi_H(\xi) \quad \text{Equation 3.11}$$

où ϕ_H et ϕ_M sont des fonctions universelles pour lesquelles des formulations déduites d'études expérimentales ont été proposées.

Par intégration entre z_0 ou z_{0h} et $z - D$, il vient :

$$\frac{\overline{u_a(z)}}{u_*} = \frac{1}{c_{vk}} \left\{ \ln \left(\frac{z-D}{z_0} \right) - \Psi_M \left(\frac{z-D}{L_{mo}} \right) + \Psi_M \left(\frac{z_0}{L_{mo}} \right) \right\} \quad \text{Equation 3.12}$$

$$\frac{\overline{T_a(z)} - \overline{T_s}}{T_*} = \frac{1}{c_{vk}} \left\{ \ln \left(\frac{z-D}{z_{0h}} \right) - \Psi_H \left(\frac{z-D}{L_{mo}} \right) + \Psi_H \left(\frac{z_{0h}}{L_{mo}} \right) \right\} \quad \text{Equation 3.13}$$

où

$$\Psi_M(\xi) = \int_{\frac{z_0}{L}}^{\frac{z_a}{L}} (1 - \phi_M(\xi)) \frac{d\xi}{\xi} \quad \text{Equation 3.14}$$

$$\Psi_H(\xi) = \int_{\frac{z_0}{L}}^{\frac{z_a}{L}} (1 - \phi_H(\xi)) \frac{d\xi}{\xi} \quad \text{Equation 3.15}$$

Paulson (1970) exprime différemment les fonctions $\Psi_M(\xi)$ et $\Psi_H(\xi)$ suivant que la température de l'air (T_a) est supérieure, égale ou inférieure à la température du sol (T_s).

Si $T_s > T_a$ ($\xi \leq 0$), nous sommes en présence d'une couche atmosphérique instable. L'air chaud étant moins dense, une couche chaude située sous une couche froide prendra un mouvement ascendant et facilitera les échanges de chaleur. Les fonctions s'écrivent alors :

$$\Psi_M(\xi) = 2 \ln \left(\frac{1+x}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) - 2a \tan x + \frac{\pi}{2} \quad \text{Equation 3.16}$$

$$\psi_H(\xi) = 2 \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) \quad \text{Equation 3.17}$$

$$\text{avec } x = (1-16\xi)^{\frac{1}{4}}$$

Si $T_s = T_a$, nous sommes dans les conditions de neutralité de l'atmosphère et il n'y a pas de déplacement vertical de masses d'air.

$$\psi_M(\xi) = \psi_H(\xi) = 0 \quad \text{Equation 3.18}$$

Si $T_s < T_a$ ($0 \leq \xi \leq 1$), la couche d'air chaud se trouvant au dessus de la couche d'air froid, il y aura alors stabilité de l'atmosphère au voisinage de la surface du sol.

$$\psi_M(\xi) = \psi_H(\xi) = -5\xi \quad \text{Equation 3.19}$$

Si nous sommes en présence d'une forte stabilité, $T_s \ll T_a$ ($1 \leq \xi$), les fonctions s'écrivent:

$$\psi_M(\xi) = \psi_H(\xi) = -5(1 + \ln \xi) \quad \text{Equation 3.20}$$

3.1.3 Convection libre

Dans le cas de la convection libre, la composante horizontale de la vitesse est très faible et les turbulences sont seulement d'origine thermique. Les rares résultats tant théoriques qu'expérimentaux ne sont pas toujours en accord. Le plus souvent, les équations générales sont conservées et une valeur de vitesse de frottement (u_*) faible est imposée, par exemple $u_* = 0,2 \text{ m/s}$ (in Vidal (1989)).

3.2 Expression générale des flux de chaleur sensible et de vapeur d'eau.

En utilisant les équations 3.1 et 3.2 et en remplaçant u_* , T_* et q_* par leurs expressions, nous obtenons les relations pour les flux de chaleur sensible (H) et de vapeur d'eau (E):

$$H = \rho_a c_{pa} \frac{(\overline{T_s} - \overline{T_a(z)})}{r_a} \quad \text{Equation 3.21}$$

et

$$E = \rho_a \frac{(\overline{q_s} - \overline{q_a(z)})}{r_a} \quad \text{Equation 3.22}$$

où

$$r_a = \frac{\left(\ln \left(\frac{z-D}{z_0} \right) - \psi_M(\xi) \right) \left(\ln \left(\frac{z-D}{z_{0h}} \right) - \psi_H(\xi) \right)}{u_* c_{vk}^2} \quad \text{Equation 3.23}$$

r_a est la résistance du sol aux échanges de chaleur ou résistance aérodynamique (s/m). Ce coefficient s'exprime aussi en fonction des échelles de vent et de température.

$$r_a = \frac{\overline{T_s} - \overline{T_a(z)}}{u_* T_*} \quad \text{Equation 3.24}$$

4. Humidité du sol

4.1 Equation du transfert hydrique

L'eau se déplace dans le sol en phases liquide et gazeuse. Les transferts en phase liquide sont décrits par la loi de Darcy généralisée où le flux est proportionnel au gradient de la variable d'état H. Cette loi est décrite par l'équation suivante :

$$\Phi_l = -K \nabla(H) \quad \text{Equation 4.1}$$

où

Φ_l est la densité de flux d'eau en phase liquide,

K représente la conductivité hydrique,

H est le potentiel total du sol, il est composé du potentiel de succion ψ , et de la profondeur z. Il s'écrit :

$$H = \psi + z \quad \text{Equation 4.2}$$

Les flux vont être exprimés uniquement suivant la direction z. La loi de Darcy s'écrit alors :

$$\Phi_l = -K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \quad \text{Equation 4.3}$$

Les transferts d'eau en phase gazeuse sont décrits par la loi de Ficks :

$$\Phi_g = -D \left(\frac{\partial C_v}{\partial z} \right) \quad \text{Equation 4.4}$$

où

Φ_g est la densité de flux d'eau en phase gazeuse,

D est le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans le sol,

C_v représente la concentration de la vapeur d'eau.

Pour relier ces flux à l'évolution du contenu en eau du sol, la loi de conservation de la masse ou loi de continuité, est utilisée :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = - \frac{\partial (\Phi_l + \Phi_g)}{\partial z} + I_l + I_g \quad \text{Equation 4.5}$$

où

w : la teneur volumique en eau,

$I_{l,g}$: les termes sources.

Cette loi est appliquée aux phases liquide et gazeuse de l'eau.

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial \left(K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + K + D \left(\frac{\partial C_v}{\partial z} \right) \right)}{\partial z} + I_l + I_g \quad \text{Equation 4.6}$$

Etant donné la diffusivité en eau du sol, $D(w)$, qui s'écrit : $K \frac{\partial \psi}{\partial w}$, l'expression générale du transfert hydrique dans le sol s'écrit :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial \left(D(w) \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) + K + D \left(\frac{\partial C_v}{\partial z} \right) \right)}{\partial z} + I_l + I_g \quad \text{Equation 4.7}$$

Les trois termes de droite de cette la dérivée en z, représentent respectivement : le potentiel de succion, le potentiel gravitationnel et le transfert d'eau en phase gazeuse.

5. Flux de chaleur dans le sol par conduction

La température d'un corps est l'image physique de l'agitation désordonnée et aléatoire des atomes et des molécules composant ce corps. Si une partie de ce corps est plus chaude que l'autre, l'énergie de vibration des molécules les plus chaudes, donc les plus agitées, se transmet de proche en proche aux molécules les plus froides qui s'échauffent. La conduction thermique peut donc avoir lieu dans toute matière où un gradient de température existe.

La loi de Fourier exprime que la densité du flux de chaleur \vec{F}_{cs} est proportionnelle au gradient de température, et que la chaleur s'écoule de la source chaude à la source froide en tendant à diminuer l'amplitude du gradient.

Dans un système de coordonnées cartésiennes, la loi de Fourier pour chaque axe s'écrit :

$$F_{cs}(x, y, z, t)_i = -C_t(x, y, z, t) \frac{\partial T(x, y, z, t)}{\partial x} \quad \text{Equation 5.1}$$

$$F_{cs}(x, y, z, t)_j = -C_t(x, y, z, t) \frac{\partial T(x, y, z, t)}{\partial y} \quad \text{Equation 5.2}$$

$$F_{cs}(x, y, z, t)_k = -C_t(x, y, z, t) \frac{\partial T(x, y, z, t)}{\partial z} \quad \text{Equation 5.3}$$

où

$C_t(x, y, z, t)$ représente la conductivité thermique du sol en x, y, z et au temps t .

$T(x, y, z, t)$ caractérise la température en x, y, z et au temps t .

z représente la profondeur dans le sol.

5.1 Expression du flux de conduction dans le sol.

A la surface, le flux de conduction de la chaleur est relié au rayonnement net (R_{net}), au flux de chaleur sensible (H) et au flux de chaleur latente (LE) grâce à l'équation du bilan énergétique.

$$F_{cs}(x, y, 0, t) = R_{net} - H - LE \quad \text{Equation 5.4}$$

A la profondeur z , la bibliographie propose essentiellement deux solutions pour modéliser le flux de conduction de chaleur. Dans la première, le flux de chaleur dans le sol se propage uniquement verticalement (méthode de Bhumralkar, 1975). Pour la seconde, le flux de chaleur dans le sol se propage dans les trois directions (méthode de Patankar-Splading *in* Bahnfleth, 1989).

5.1.1 Combinaison de l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol et de la loi de Fourier.

Bhumralkar (1975) modélise le flux de conduction de chaleur dans le sol en combinant la loi de Fourier et l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol.

Ces deux équations sont simplifiées en supposant que :

- le sol est homogène en température et caractéristiques thermiques dans la couche considérée,
- le flux de chaleur dans le sol se propage uniquement dans le sens vertical.

La loi de Fourier et l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol s'écrivent respectivement :

$$F_{cs}(z,t) = -C_t \frac{\partial T_s(z,t)}{\partial z} \quad \text{Equation 5.5}$$

$$C_c \frac{\partial T_s(z,t)}{\partial t} = -\frac{\partial F_{cs}(z,t)}{\partial z} \quad \text{Equation 5.6}$$

où

C_c est la capacité calorifique du sol.

$T_s(z,t)$ représente la température dans le sol à la profondeur z .

Nous obtenons une équation différentielle en $T_s(z,t)$.

$$\frac{\partial T_s(z,t)}{\partial t} = \frac{C_t}{C_c} \frac{\partial^2 T_s(z,t)}{\partial z^2} \quad \text{Equation 5.7}$$

Pour résoudre cette équation différentielle, Bhumralkar (1975) suppose que la variation de la température de surface est sinusoïdale et que sa période est d'une journée (24 heures). Le système d'équations à résoudre s'écrit alors :

$$\begin{aligned} z = 0, \quad t > 0 \quad T_s(0,t) &= \bar{T}_s + \Delta T_0 \sin(\omega t) \\ z > 0, \quad t = 0 \quad T_s(z,0) &= \bar{T}_s \\ z > 0, \quad t > 0 \quad \frac{\partial T_s(z,t)}{\partial t} &= \frac{C_t}{C_c} \frac{\partial^2 T_s(z,t)}{\partial z^2} \end{aligned} \quad \text{Equation 5.8}$$

avec

\bar{T}_s la température moyenne journalière du sol supposée identique pour toutes les profondeurs.

ΔT_0 l'amplitude de la température de surface.

ω la pulsation diurne = $\frac{2\pi}{\tau} = 6,7110^{-5}$ rad/s, τ est la période du cycle diurne de la température ($\tau = 86400$ s).

Le système a pour solution analytique :

$$T_s(z,t) = \bar{T}_s + \Delta T_0 e^{-\frac{z}{d}} \sin\left(\omega t - \frac{z}{d}\right) \quad \text{Equation 5.9}$$

où

$d = \left(\frac{2C_t}{C_c \omega}\right)^{\frac{1}{2}}$. Ce paramètre représente la profondeur à laquelle la variation temporelle de la température sur une journée devient négligeable, il est appelé profondeur de pénétration ou d'amortissement.

Le flux de conduction de chaleur dans le sol est obtenu par dérivation par rapport à z de l'équation 5.9 :

$$F_{cs}(z,t) = \Delta T_0 \frac{C_t}{d} e^{-\frac{z}{d}} \left[\sin\left(\omega t - \frac{z}{d}\right) + \cos\left(\omega t - \frac{z}{d}\right) \right] \quad \text{Equation 5.10}$$

ou

$$F_{cs}(z,t) = \Delta T_0 \frac{C_t}{d} e^{-\frac{z}{d}} \sin\left(\omega t - \frac{z}{d} + \frac{\pi}{4}\right)$$

Les relations (5.9 et 5.10) montrent que :

- l'amplitude des variations de température et de flux décroît exponentiellement avec la profondeur ;
- la température et le flux dans le sol présentent un déphasage proportionnel à la profondeur ;
- le flux est en avance de $\frac{\pi}{4}$ par rapport à la température au même niveau, soit 3 heures à l'échelle d'une journée.

Dans la relation 5.10, l'amplitude de la température de surface (ΔT_0) étant rarement connue avec précision, elle va être remplacée dans l'équation précédente par son expression dans la relation 5.9.

$$F_{cs}(z, t) = \frac{C_t}{d} \left[\frac{1}{\omega} \frac{\partial T_s(z, t)}{\partial t} + T_s(z, t) - \bar{T}_s \right] \quad \text{Equation 5.11}$$

5.1.2 Méthode des différences finies.

Dans le cas général (à 3 dimensions), l'équation différentielle en température (5.7), sans aucune hypothèse simplificatrice, s'écrit :

$$C_c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(C_t \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(C_t \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(C_t \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad \text{Equation 5.12}$$

Le sol est divisé en cellules rectangulaires de dimension : Δx , Δy , Δz suivant respectivement les axes x, y et z. Les indices i, j et k sont associés aux directions x, y et z. Dans chaque cellule, les caractéristiques thermiques des corps sont supposées constantes. Une cellule "intérieure" (*i.e.*, ayant des voisins pour chacune de ces faces) va illustrer l'approche de discrétisation de Patankar-Spalding *in* Bahnfleth (1989) de l'équation 5.11. Une coupe verticale d'une telle cellule est représentée par la Figure 5-1.

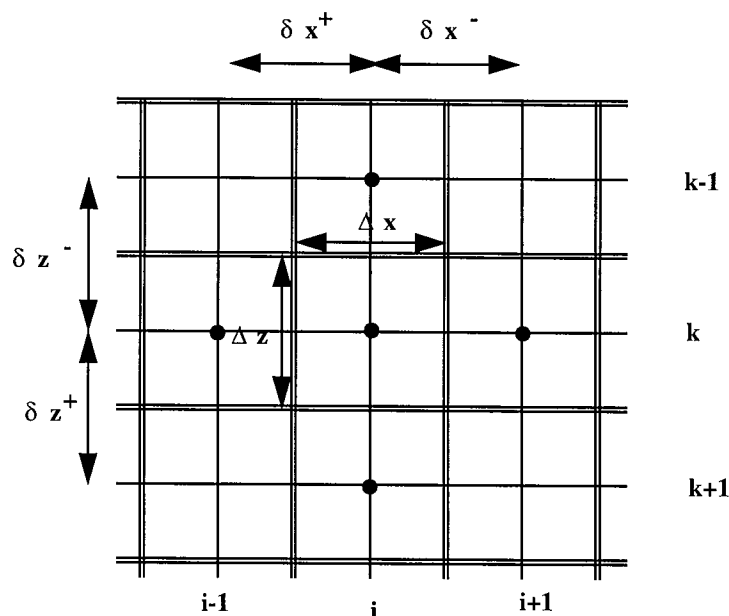


Figure 5-1: Coupe verticale d'une cellule "intérieure".

avec

$\delta x^+, \delta x^-$ représentent la distance entre deux noeuds voisins suivant l'axe des x respectivement suivant les $x > 0$ et les $x < 0$.

$\delta z^+, \delta z^-$ représentent la distance entre deux noeuds voisins suivant l'axe des z respectivement suivant les $z > 0$ et les $z < 0$.

Les traits doubles représentent les limites des cellules et les traits simples : la grille des noeuds.

L'approche de Patankar-Splading *in* Bahnfleth (1989) pour discrétiser la relation 5.12 se compose de deux étapes.

La première étape consiste à intégrer l'équation 5.12 sur un volume identique à celui d'une cellule.

$$C_c \frac{\partial T}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z = \left[\left(C_t \frac{\partial T}{\partial x} \right)_{x^+} - \left(C_t \frac{\partial T}{\partial x} \right)_{x^-} \right] \Delta y \Delta z + \left[\left(C_t \frac{\partial T}{\partial y} \right)_{y^+} - \left(C_t \frac{\partial T}{\partial y} \right)_{y^-} \right] \Delta x \Delta z + \left[\left(C_t \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z^+} - \left(C_t \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z^-} \right] \Delta x \Delta y \quad \text{Equation 5.13}$$

L'étape suivante consiste à remplacer les termes de dérivée simple par une linéarisation au premier ordre. Cette étape permet d'exprimer la température en i, j, k à l'instant $t + \Delta t$.

$$C_c \frac{T_{i,j,k}^{t+\Delta t} - T_{i,j,k}^t}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta x} \left[C_t \frac{T_{i+1,j,k}^t - T_{i,j,k}^t}{\partial x^+} - C_t \frac{T_{i,j,k}^t - T_{i-1,j,k}^t}{\partial x^-} \right] + \frac{1}{\Delta y} \left[C_t \frac{T_{i,j+1,k}^t - T_{i,j,k}^t}{\partial y^+} - C_t \frac{T_{i,j,k}^t - T_{i,j-1,k}^t}{\partial y^-} \right] + \frac{1}{\Delta z} \left[C_t \frac{T_{i,j,k+1}^t - T_{i,j,k}^t}{\partial z^+} - C_t \frac{T_{i,j,k}^t - T_{i,j,k-1}^t}{\partial z^-} \right] \quad \text{Equation 5.14}$$

D'après Patankar-Splading, le critère de convergence de cette équation s'écrit :

$$\frac{C_t}{C_c} \Delta t \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} + \frac{1}{\Delta z^2} \right] \leq \frac{1}{2} \quad \text{Equation 5.15}$$

Dans le cas d'une cellule "frontière" avec la surface (Figure 5-2), la condition en $z = 0$ s'écrit :

$$-C_t \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = F_{cs}(z = 0, t) \quad \text{Equation 5.16}$$

où

$F_{cs}(z = 0, t)$ est déterminé par la relation 5.4.

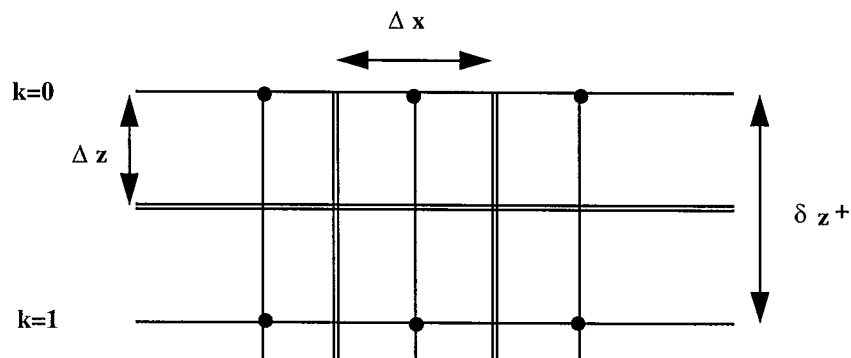


Figure 5-2: Coupe verticale d'une cellule "frontière".

L'expression de la température en i, j, k s'écrit :

$$C_c \frac{T_{i,j,k}^{t+\Delta t} - T_{i,j,k}^t}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta x} \left[C_{t_{x^+}} \frac{T_{i+1,j,k}^t - T_{i,j,k}^t}{\partial x^+} - C_{t_{x^-}} \frac{T_{i,j,k}^t - T_{i-1,j,k}^t}{\partial x^-} \right] + \frac{1}{\Delta y} \left[C_{t_{y^+}} \frac{T_{i,j+1,k}^t - T_{i,j,k}^t}{\partial y^+} - C_{t_{y^-}} \frac{T_{i,j,k}^t - T_{i,j-1,k}^t}{\partial y^-} \right] + \frac{1}{\Delta z} \left[C_{t_{z^+}} \frac{T_{i,j,k+1}^t - T_{i,j,k}^t}{\partial z^+} \right] + \frac{F_{cs}(z=0,t)}{\Delta z}$$

Equation 5.17

Les conductivités thermiques $C_{t_{x^+}}, C_{t_{x^-}}, C_{t_{y^+}}, C_{t_{y^-}}, C_{t_{z^+}}$ et $C_{t_{z^-}}$ représentent des conductivités "effectives". Le flux de chaleur au niveau d'une frontière dépend des caractéristiques thermiques des deux cellules voisines. La valeur de la conductivité doit être choisie pour garantir la conservation des flux et de la température à la frontière. Elle peut être obtenue par analogie au calcul de résistance thermique d'un matériau. La résistance d'un matériau homogène est égale à $\frac{\text{épaisseur}}{\text{conductivité thermique}}$.

Pour un matériau composé de deux couches homogènes, sa résistance est égale à la somme des résistances de chaque couche.

Exemple : pour deux couches planes de conductivité C_{t1} et C_{t2} , d'épaisseur L_1 et L_2 , la conductivité effective est la valeur qui satisfait l'équation :

$$\frac{L_1 + L_2}{C_{te}} = \frac{L_1}{C_{t1}} + \frac{L_2}{C_{t2}}$$

Equation 5.18

où

$$C_{te} = \frac{L_1 + L_2}{\frac{L_1}{C_{t1}} + \frac{L_2}{C_{t2}}}$$

Equation 5.19

En trois dimensions, le flux de conduction entre cellules voisines est vu localement comme un cas à une dimension où L_1 et L_2 correspondent à $\frac{\Delta x}{2}, \frac{\Delta y}{2}$ ou $\frac{\Delta z}{2}$.

6. Prédiction de la température de surface

L'équation différentielle de prédiction de la température est obtenue en combinant la loi de Fourier et l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol.

Ces deux équations sont simplifiées en supposant que :

- le sol est homogène en température et caractéristiques thermiques dans la couche considérée,
- le flux de chaleur dans le sol se propage uniquement dans le sens vertical.

La loi de Fourier et l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol s'écrivent respectivement :

$$F_{cs}(z, t) = -C_t \frac{\partial T_s(z, t)}{\partial z} \quad \text{Equation 6.1}$$

$$C_c \frac{\partial T_s(z, t)}{\partial t} = -\frac{\partial F_{cs}(z, t)}{\partial z} \quad \text{Equation 6.2}$$

où

C_c est la capacité calorifique du sol.

C_t est la conductivité thermique.

$T_s(z, t)$ représente la température dans le sol à la profondeur z .

L'équation différentielle en $T_s(z, t)$ s'écrit :

$$\frac{\partial T_s(z, t)}{\partial t} = \frac{C_t}{C_c} \frac{\partial^2 T_s(z, t)}{\partial z^2} \quad \text{Equation 6.3}$$

Quatre méthodes sont souvent utilisées pour prédire la température de surface :

- discrétisation ou méthodes des différences finies,
- approche par transformée de Fourier,
- approche par transformée de Laplace,
- résolution analytique de l'équation différentielle.

La méthode des différences finies est la plus souple car elle permet de prédire la température de surface pour des objets hétérogènes (paragraphe précédent) et des conditions aux limites et initiales variables.

D'après Ho (1987), l'approche par la transformée de Laplace requiert des calculs compliqués et un temps de calcul important. La méthode par la transformée de Fourier est contraignante car une linéarisation des flux de surface est obligatoire.

D'après Deardorff (1978), la résolution analytique de l'équation différentielle par la méthode « force restore », est la plus efficace en temps de calcul et en précision pour prédire la température des surfaces naturelles telles que : sol nu et végétation, sur des durées allant de la journée à la semaine. De plus, cette méthode dépend essentiellement de deux paramètres alors que la solution numérique de l'équation de diffusion de la chaleur requiert un nombre minimal de couches égal à 12, pour obtenir une prédiction raisonnable de la température de surface (*in* Hu et Islam, 1994). L'inconvénient de la méthode provient du fait que la résolution analytique ne peut s'appliquer que pour des objets ayant une structure verticale homogène. Lorsque la

structure verticale de l'objet est hétérogène, la résolution numérique de l'équation de diffusion de la chaleur doit être envisagée.

Dans notre étude, deux méthodes ont été sélectionnées pour prédire la température de surface :

- pour les objets naturels (sol nu et végétation) : méthode « force restore »,
- pour les objets artificiels qui ont une structure verticale hétérogène : méthode des différences finies.

Les paragraphes suivants décrivent les deux approches sélectionnées.

6.1 Cas du sol nu

6.1.1 méthode «force restore»

La méthode «force restore» consiste à résoudre explicitement l'équation de diffusion de la chaleur. Les hypothèses sont les suivantes :

- le sol est homogène.
- la variation de la température du sol est sinusoïdale, et sa période est de 24 heures.
- le flux de chaleur dans le sol se propage dans le sens vertical.
- la température moyenne du sol est indépendante de la profondeur.

- Représentation du sol

Le sol est décrit comme un système à deux couches horizontales (figure 6-1) : une couche superficielle d'épaisseur z_1 , de température T_s et une couche profonde d'épaisseur z_2 , de température T_2 . Chaque couche est supposée homogène en température, humidité et caractéristiques thermiques.

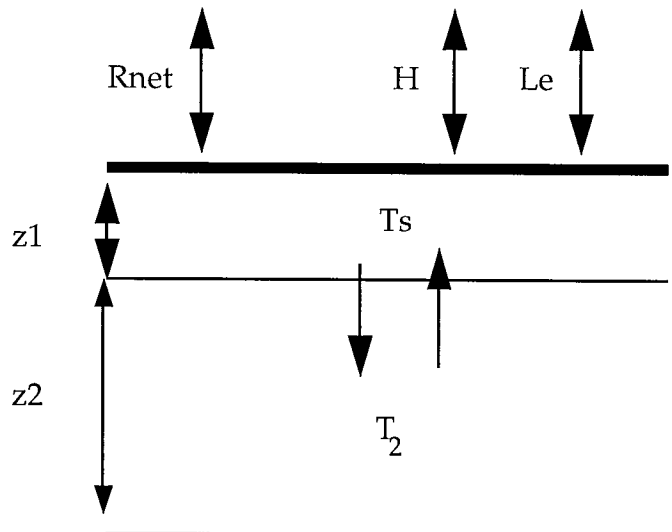


Figure 6-1: représentation du sol.

Entre les deux couches du sol, les échanges de chaleur sont de type diffusif et proportionnels à $(T_2 - T_s)$. A l'interface sol/atmosphère, les échanges de chaleur sont de type convectif (le flux de chaleur sensible : H et le flux de chaleur latente : Le) et radiatif (rayonnement net à la surface : R_{net}).

- Comportement thermique du sol

Le comportement thermique du sol est obtenu en résolvant explicitement l'équation de diffusion de la chaleur et en supposant que les variations de la température du sol au cours du temps sont sinusoïdales.

L'équation de diffusion de la chaleur dans le sol est donné par :

$$C_c(z) \frac{\partial T_s(z,t)}{\partial t} = - \frac{\partial F_{cs}(z,t)}{\partial z} \quad \text{Equation 6.4}$$

où

- $C_c(z)$ est la capacité calorifique du sol à la profondeur z .
- $T_s(z,t)$ représente la température dans le sol à une profondeur z .
- $F_{cs}(z,t)$ est le flux de chaleur dans le sol.

Si on considère la couche superficielle du sol d'épaisseur z_1 , l'équation de diffusion de la chaleur s'écrit :

$$C_c(z_1) \frac{\partial T_s(z_1,t)}{\partial t} = - \left[\frac{F_{cs}(z_1,t) - F_{cs}(0,t)}{z_1} \right] \quad \text{Equation 6.5}$$

où

- $T_s(z_1,t)$ est la température moyenne verticale du sol dans la couche superficielle $(0, z_1)$.
- $F_{cs}(0,t)$ représente le flux de conduction de la chaleur dans le sol à la surface (relation 5.4).
- $F_{cs}(z_1,t)$ est le flux de conduction de la chaleur dans le sol à la profondeur z_1 (relation 5.11).

L'équation d'évolution de la température moyenne dans la première couche s'écrit :

$$\left(C_c z_1 + \frac{C_c d}{2} \right) \frac{\partial T_s(z_1,t)}{\partial t} = F_{cs}(0,t) - \frac{C_t}{d} \left(T_s(z_1,t) - \overline{T}_{z_1} \right) \quad \text{Equation 6.6}$$

où

$$\frac{\partial T_s(z_1,t)}{\partial t} = c_1 F_{cs}(0,t) - c_2 \left(T_s(z_1,t) - \overline{T}_{z_1} \right) \quad \text{Equation 6.7}$$

avec

- d représente la profondeur de pénétration. $d = \left(\frac{2C_t}{C_c \omega} \right)^{\frac{1}{2}}$.

- \overline{T}_{z_1} est la température moyenne temporelle sur une journée de la deuxième couche.

Différentes versions de cette méthode sont implémentées en fonction de la définition de la température d'un sol au niveau de la surface.

In Hu et Islam (1994), la température de surface d'un sol est définie par la moyenne de la température de la couche superficielle et la température de peau représente la température de l'interface entre la surface et l'atmosphère.

- Bhumralkar (1975) définit la température de surface comme la température d'une couche d'épaisseur δ .

$$T(\delta, t) \approx T_s$$

Les deux constantes s'écrivent alors :

$$c_1 = \left(C_c z_1 + \frac{C_c d}{2} \right)^{-1}$$

$$c_2 = \frac{C_t}{d} \left(C_c z_1 + \frac{C_c d}{2} \right)^{-1}$$

- Pour Deardorff (1978), la température de surface est représentée par la limite de la température d'une couche d'épaisseur δ quand cette même épaisseur tend vers 0.

$$\lim_{\delta \rightarrow 0} T(\delta, t) = T_s$$

Les deux coefficients s'expriment :

$$c_1 = \frac{2}{dC_c}$$

$$c_2 = \omega$$

- Blackadar (1976) propose un modèle de température de surface similaire à celui de Bhumralkar mais avec des coefficients différents.

$$c_1 = \frac{2}{0,95dC_c}$$

$$c_2 = 1,18\omega$$

- Lin (1980) a constaté la présence d'un gradient thermique important près de la surface sur une journée. Ce dernier pouvant atteindre 20 °C sur 2 cm. L'hypothèse de Bhumralkar (1975) $T(\delta, t) \approx T_s$ n'est pas réaliste. Lin propose alors une définition différente de la température de surface :

$$T_s = \frac{1}{2}(T(\delta, t) + T(0, t))$$

Les coefficients s'écrivent alors :

$$c_1 = \frac{2}{dC_c \left(1 + \frac{\delta}{d}\right)}$$

$$c_2 = \frac{\omega}{\left(1 + \frac{\delta}{d}\right)}$$

Différentes versions de la méthode «force restore» ont été développées. Chacune s'appuie sur une définition différente de la température de surface. D'après Hu et Islam (1994), les méthodes de Deardorff et Blackadar estiment précisément la température de peau d'une surface. La méthode de Lin (1980) obtient de bons résultats quand l'épaisseur de la couche supérieure du sol est inférieure à la profondeur d'amortissement. La méthode de Bhumralkar (1975) est précise quand l'épaisseur de la couche supérieure est de l'ordre de plusieurs profondeurs d'amortissement.

Dans cette thèse, je cherche à prédire la température de peau d'un sol. La version de Deardorff a donc été sélectionnée.

Dans l'équation 6.7, une des inconnues est la température moyenne journalière de la deuxième couche.

- Bhumralkar propose deux méthodes pour déterminer ce paramètre. La première consiste à moyenniser la température de la surface sur les 24 heures précédentes. La seconde utilise une carte des températures journalières, pour un mois de l'année, mesurées à une profondeur de 10 cm.

- Blackadar suggère que pour des études de courte durée (inférieure à 3 jours), la température moyenne peut être assimilée à une constante, égale à la température moyenne de

l'air sur 24 heures. D'après Deardorff (1978), la température moyenne, pour des études de longue durée (supérieure à 3 jours), est calculée par la relation suivante :

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{F_{cs}(0)}{C_c(z_2)d_2} \quad \text{Equation 6.8}$$

avec

- $C_c(z_2)$ représente la capacité calorifique dans la couche profonde,
- $C_t(z_2)$ représente la conductivité thermique dans la couche profonde,
- $d_2 = \left(\frac{365 C_t(z_2) \tau}{C_c(z_2)} \right)^{\frac{1}{2}}$.

D'après Noilhan et Planton (1989), la température moyenne s'écrit :

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{T_s - \bar{T}}{\tau} \quad \text{Equation 6.9}$$

L'équation de prédiction de la température de surface (relation 6.7) s'écrit :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = F(T_s) \quad \text{Equation 6.10}$$

où

$$F(T_s) = c_1 (R_{\text{net}}(T_s) - H(T_s) - Le(T_s)) - c_2 (T_s - \bar{T})$$

et se linéarise grâce à la méthode de Newton-Raphson (*in* Deardorff (1978)) :

$$F(T_s^{t+\Delta t}) = F(T_s^t) + \left[\frac{\partial F}{\partial T_s} \right]_{T_s^t} (T_s^{t+\Delta t} - T_s^t) \quad \text{Equation 6.11}$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} \Rightarrow \frac{T_s^{t+\Delta t} - T_s^t}{\Delta t} \quad \text{Equation 6.12}$$

La température de surface à l'instant $t+\Delta t$ est solution de l'équation :

$$\frac{T_s^{t+\Delta t} - T_s^t}{\Delta t} = F(T_s^t) + \left[\frac{\partial F}{\partial T_s} \right]_{T_s^t} (T_s^{t+\Delta t} - T_s^t) \quad \text{Equation 6.13}$$

L'équation de prédiction de la température de surface s'écrit alors :

$$T_s^{t+\Delta t} = \frac{c_1 \left[R_{\text{net}}(T_s^t) - H(T_s^t) - Le(T_s^t) - T_s^t \left(\frac{\partial R_{\text{net}}}{\partial T_s} \right)_{T_s^t} - \frac{\partial H}{\partial T_s} \right]_{T_s^t} - \frac{\partial Le}{\partial T_s} \left]_{T_s^t} - \frac{1}{c_1 \Delta t} \right] + c_2 \bar{T}}{\frac{1}{\Delta t} + c_1 \left(\frac{\partial H}{\partial T_s} \right)_{T_s^t} + \frac{\partial Le}{\partial T_s} \left]_{T_s^t} - \frac{\partial R_{\text{net}}}{\partial T_s} \left]_{T_s^t} + c_2} \quad \text{Equation 6.14}$$

Ce modèle, testé sur des données expérimentales, apparaît donner des résultats corrects (Deardorff, (1978)).

6.1.2 Méthode des différences finies appliquée à des objets hétérogènes

Dans cette méthode, le sol est divisé en m couches correspondant à m matériaux différents. Chaque couche est alors divisée en un nombre variable d'intervalles.

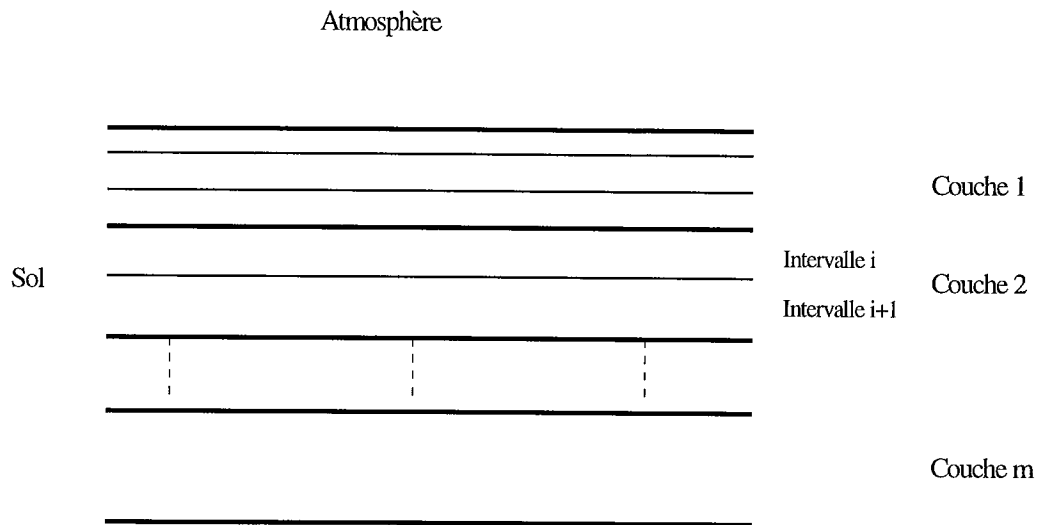


Figure 6-2 : représentation du sol pour la méthode numérique

- Les conditions aux limites et initiales

Pour résoudre l'équation différentielle en température, des conditions aux limites et initiales doivent être définies.

Conditions aux limites :

A la surface (limite supérieure), le flux de conduction de chaleur dans le sol s'exprime en fonction des autres flux via l'équation du bilan énergétique.

$$F_{cs}(z=0) = R_{net} - H - L_e$$

La limite inférieure peut être définie de deux façons différentes : la profondeur où le flux de conduction de chaleur dans le sol est nul ($F_{cs}(z)=0$ ou $T'_{i+1} = T'_i$), une profondeur où la température est imposée.

Conditions initiales :

Les conditions initiales sont définies à l'instant t_0 où le soleil se lève. A cet instant, la variation de la température en fonction du temps est une constante proche de 0 ($\frac{\partial T}{\partial t} = C^{te}$).

L'équation de diffusion de la chaleur dans le sol s'écrit alors :

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = C^{te} \quad \text{Equation 6.15}$$

En intégrant cette équation, nous obtenons une expression générale de la température à une profondeur z :

$$T(z) = az^2 + bz + c \quad \text{Equation 6.16}$$

Les coefficients a, b et c se calculent en posant :

- $T(z = 0) = T_{\text{air}}$ au lever du soleil
- $T(z = z \text{ profond}) = T_{\text{air}}$ moyenne sur 24 heures
- $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z \text{ profond}} = 0$

- Expression de la température au temps $t+\Delta t$

Le calcul de la température au temps $t+\Delta t$, notée $T^{t+\Delta t}$, peut être conduit de différentes façons suivant que le laplacien est exprimé à partir de valeurs connues T^t de la température au temps t (méthode explicite) ou bien à partir des valeurs inconnues $T^{t+\Delta t}$ de la température au temps $t+\Delta t$ (méthode implicite).

1. Méthode explicite.

Le laplacien, réduit ici à $\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)$, est exprimé en termes de différences finies, soit :

$$\frac{1}{\Delta z} \left(\frac{T_{i+1}^t - T_i^t}{\partial z^+} - \frac{T_i^t - T_{i-1}^t}{\partial z^-} \right)$$

D'après la relation 6.17, la température dans chaque intervalle s'écrit :

$$T_k^{t+\Delta t} = B T_{i-1}^t + (1 - A - B) T_i^t + A T_{i+1}^t \quad \text{Equation 6.17}$$

où

$$A = \frac{\Delta t C_{t+}}{C_c \Delta z \partial z^+}$$

$$B = \frac{\Delta t C_{t-}}{C_c \Delta z \partial z^-}$$

L'avantage de cette technique est que **chaque équation** ne contient qu'**une seule inconnue**. Par contre, l'incrément dans le temps Δt et l'épaisseur Δz d'un intervalle doivent être choisis avec soin pour que la convergence soit assurée. Le **critère de convergence** (annexe : critère de convergence) de cette équation s'exprime :

$$\frac{C_t}{C_c} \frac{\Delta t}{\Delta z^2} < \frac{1}{2} \quad \text{Equation 6.18}$$

Physiquement, cette contrainte représente le pas de temps maximal pour que la chaleur diffuse à travers un intervalle d'épaisseur Δz (*in Numerical Recipes*).

Voici quelques exemples d'épaisseur d'intervalle en cm pour différents matériaux en fonction du pas de temps :

Matériaux	$\Delta t=20$ mn	Matériaux	$\Delta t=20$ mn
Argile	5,3	Asphalte	2,3
Sable	2,1	Brique	3,2
Limon	4,2	Tuile	1,7
Eau	1,8	Acier	14,6
Neige poudreuse	2,4	Aluminium	46,3
Béton	4,0	Polystyrène	2,1
Bitume	1,5	Air	

Tableau 6.1: épaisseur maximale d'intervalle

Lorsque l'intervalle est une frontière de l'objet considéré, la température s'écrit :
Frontière supérieure (à la surface) :

$$T_i^{t+\Delta t} = (1 - A)T_i^t + AT_{i+1}^t + \frac{\Delta t F_{cs}(z=0, T)}{\Delta z C_c} \quad \text{Equation 6.19}$$

Frontière inférieure ($F_{cs}=0$) :

$$T_i^{t+\Delta t} = BT_{i-1}^t + (1 - B)T_i^t \quad \text{Equation 6.20}$$

Dans la littérature, deux méthodes pour définir l'épaisseur des intervalles sont le plus souvent utilisées. La première consiste à diviser chaque couche en intervalle d'épaisseur constante (Ho (1987), Foley (1982)). La seconde méthode fait varier l'épaisseur de l'intervalle en fonction du gradient de température (Deardorff (1978), Viterbo et Beljaars (1995)).

Limitation de la méthode :

L'utilisation d'une telle méthode a pour objectif de prédire la température de surface d'objets ayant une structure verticale hétérogène. Cette méthode doit s'appliquer aussi bien pour des routes que des toits de bâtiments composés d'une fine épaisseur d'un métal quelconque. Pour un objet en aluminium de 1cm d'épaisseur, le pas de temps doit être égal à 0,5 s. Un tel pas de temps n'est pas envisageable pour nos simulations.

2. méthode implicite

Dans cette méthode, le laplacien est exprimé à l'aide des valeurs inconnues de la température $T_i^{t+\Delta t}$. De façon générale, l'équation de diffusion de la chaleur s'écrit :

$$\frac{T_{i+1}^{t+\Delta t} + T_{i-1}^{t+\Delta t} - 2T_i^{t+\Delta t}}{\Delta z^2} = \frac{C_c}{C_t} \frac{T_i^{t+\Delta t} - T_i^t}{\Delta t} \quad \text{Equation 6.21}$$

en posant : $C_{t+} = C_{t-} = C_t$

$$\partial z^- = \partial z^+ = \Delta z$$

$$M = \frac{C_t \Delta t}{C_c \Delta z^2}$$

soit :

$$(1 + 2M)T_i^{t+\Delta t} - MT_{i+1}^{t+\Delta t} - MT_{i-1}^{t+\Delta t} = T_i^t \quad \text{Equation 6.22}$$

D'après Sacadura (1980), la méthode implicite est stable pour toute valeur du paramètre M. Les **incrément d'espace et de temps peuvent être choisis sans contrainte** particulière.

Avec cette méthode, les équations s'écrivent :

A la surface :

$$(1 + M)T_i^{t+\Delta t} - MT_{i+1}^{t+\Delta t} = T_i^t + \frac{F_{cs}(z=0, T_i^{t+\Delta t}) \Delta t}{\Delta z C_c} \quad \text{Equation 6.23}$$

Pour un intervalle intérieur :

$$-MT_{i-1}^{t+\Delta t} + (1 + 2M)T_i^{t+\Delta t} - MT_{i+1}^{t+\Delta t} = T_i^t \quad \text{Equation 6.24}$$

A la limite inférieure (Fcs=0) :

$$-MT_{i-1}^{t+\Delta t} + (1 + M)T_i^{t+\Delta t} = T_i^t \quad \text{Equation 6.25}$$

Nous avons donc un système de n équations à n inconnues à résoudre dont une équation (à la surface) est une fonction non linéaire de la solution.

Deux approches pour résoudre ce système d'équations sont envisageables. La première consiste à utiliser une méthode numérique de résolution d'un système non-linéaire de n équations à n inconnues. La seconde réside dans la linéarisation du terme non-linéaire grâce à un développement limité au premier ordre. Cette dernière approche est utilisée avec succès dans la méthode « force-restore » et je l'ai donc sélectionnée.

- Conclusion sur la méthode des différences finies :

D'une façon générale, il est possible d'exprimer le laplacien par une combinaison de deux termes : l'un calculé à partir des valeurs au temps t, l'autre à partir des valeurs au temps t+Δt.

Pour un noeud interne, nous obtenons l'équation aux différences finies générale suivante :

$$\frac{1}{\Delta z^2} \left\{ \alpha(T_{i+1}^t + T_{i-1}^t - 2T_i^t) + (1 - \alpha)(T_{i+1}^{t+\Delta t} + T_{i-1}^{t+\Delta t} - 2T_i^{t+\Delta t}) \right\} = \frac{C_c}{C_i \Delta t} (T_i^{t+\Delta t} - T_i^t) \quad \text{Equation 6.26}$$

dans laquelle α est un coefficient tel que : $0 \leq \alpha \leq 1$

α = 0 méthode implicite,

α = 0,5 méthode de Crank-Nicholson,

α = 1 méthode explicite.

Pour des valeurs de α comprises entre 0 et 0,5, la méthode est **inconditionnellement stable** et conduit à des **résultats plus précis** que ceux obtenus par la méthode explicite. Par contre, pour chaque pas d'incrément du temps, il faut **résoudre un système de n équations à n inconnues**, alors que dans la **méthode explicite** il n'y a **qu'une inconnue par équation**. Dans cette dernière, une contrainte existe entre les caractéristiques de l'objet étudié, le pas de temps et l'épaisseur de la couche considérée afin de faire converger la solution de l'équation. Pour prédire la température de surface d'un toit composé de 1 cm d'acier et x cm d'un isolant quelconque, un pas de temps de 0,5 s doit être choisi. Pour des questions de temps de calcul, un tel pas de temps ne peut être envisageable. La méthode choisie aura donc une valeur de α qui varie entre 0 et 0,5.

Les équations s'écrivent :

à la limite supérieure :

$$\left(1 + A - \frac{(1 - \alpha)\Delta t}{\Delta z C_c} \left. \frac{\partial F_{cs}}{\partial t} \right|_t \right) T_i^{t+\Delta t} - AT_{i+1}^{t+\Delta t} = A'T_{i+1}^t + \left(1 - A' - \frac{(1 - \alpha)\Delta t}{\Delta z C_c} \left. \frac{\partial F_{cs}}{\partial t} \right|_t \right) T_i^t + \frac{\Delta t}{\Delta z C_c} (F_{cs}(z=0, t)) \quad \text{Equation 6.27}$$

dans un intervalle ayant deux voisins :

$$-BT_{i-1}^{t+\Delta t} + (1 + A + B)T_i^{t+\Delta t} - AT_{i+1}^{t+\Delta t} = B'T_{i-1}^t + (1 - A' - B')T_i^t + A'T_{i+1}^t \quad \text{Equation 6.28}$$

à la limite inférieure (Fcs=0) :

$$-BT_{i-1}^{t+\Delta t} + (1+B)T_i^{t+\Delta t} = B'T_{i-1}^t + (1-B')T_i^t \quad \text{Equation 6.29}$$

ou

$$A = \frac{(1-\alpha)\Delta t C_{t+}}{C_c \Delta z^2 \partial z^+} \quad A' = \frac{\alpha \Delta t C_{t+}}{C_c \Delta z^2 \partial z^+}$$

$$B = \frac{(1-\alpha)\Delta t C_{t-}}{C_c \Delta z^2 \partial z^-} \quad B' = \frac{\alpha \Delta t C_{t-}}{C_c \Delta z^2 \partial z^-}$$

6.2 Cas de la végétation

6.2.1 Une seule équation du bilan énergétique pour le système sol/végétation

Noilhan et Planton (1989) ont développé un modèle de prédiction de température de surface qui traite des sols nus aux sols totalement recouverts de végétation. Pour représenter les principaux échanges à la surface, ce modèle prend en compte les propriétés thermo-hydriques des sols. Il prend aussi en considération la faible inertie de la végétation et sa capacité à intercepter la pluie et la condensation. Ce modèle s'applique à différents types de végétation, des rases (gazon) aux hautes et denses (forêts) (*in* Jacquemin et Noilhan, 1990).

L'équation de prédiction de température de surface utilisée dans ce modèle est celle développée par Blackadar (équation 6.7). Le coefficient c_1 est différent de celui proposé par Blackadar pour un sol nu. Il prend en compte l'inertie thermique du sol (C_s), de la végétation (C_v) et la proportion de sol couvert par la végétation (veg).

$$c_1 = \frac{1}{\frac{1-veg}{C_s} + \frac{veg}{C_v}} \quad \text{Equation 6.30}$$

avec

C_v paramètre représentant l'inertie thermique de la végétation : $10^{-3} \text{ Km}^2 \text{ J}^{-1}$

C_s paramètre représentant l'inertie thermique du sol, $C_s = \left(\frac{C_c C_t}{2\omega} \right)^{\frac{1}{2}}$.

veg facteur de recouvrement du sol par la végétation.

- $veg = 0$ pour un sol nu,

- $veg = 1$ pour un sol totalement recouvert de végétation.

- Pour un sol nu ($veg = 0$), c_1 est égal à C_s .
- Pour un sol totalement couvert de végétation ($veg = 1$), c_1 tend vers C_v .
- Si le sol est partiellement couvert de végétation, c_1 combine C_s et C_v (relation 8.31).

6.3 Méthode Newton-Raphson

Le principe de cette méthode

Soit $f(x)$ une fonction continue et continûment dérivable dans le voisinage de la solution (x^*) .
Le développement en série de Taylor autour d'une estimée x^n s'écrit :

$$f(x^*) = f(x^n) + f'(x^n)(x^* - x^n) + \frac{(x^* - x^n)^2}{2!} f''(x^n) + \dots$$

Si x^n est une estimée proche de la solution x^* de $f(x)=0$, alors le carré de l'erreur $\varepsilon^n = x^* - x^n$ et les termes de degré supérieur sont négligeables.

Nous obtenons la relation approximative :

$$f(x^*) = f(x^n) + f'(x^n)(x^* - x^n)$$

Les conditions suffisantes de convergence sont :

si $f'(x_0)f''(x_0) > 0$ et si $f'(x)$ et $f''(x)$ ne changent pas de signe dans (x^0, x^*) alors la méthode de convergence vers x^* , dans la négative la méthode peut converger ou non.

6.4 Critère de convergence

La relation 8.14 peut s'écrire :

$$T_k^{n+1} = MT_{k+1}^n + (1 - 2M)T_k^n + MT_{k-1}^n$$

où $M = \frac{C_t \Delta t}{C_c \Delta z^2}$

Cette équation peut s'écrire sous la forme d'un produit de convolution :

$$T_k^{n+1} = \sum_{l=-1}^1 h(l)T_{k-l}^n$$

où

$$h(l) = M \text{ si } |l| = 1$$

$$h(l) = (1 - 2M) \text{ si } l = 0$$

$$h(l) = 0 \text{ ailleurs}$$

La transformée de Fourier de $h(l)$ d'écrit :

$$\tilde{H}(v) = 1 - 4M \sin^2(\pi v)$$

La température à l'instant n s'écrit en fonction de la température initiale :

$$\tilde{T}^n(v) = \tilde{H}^n(v)\tilde{T}^1(v)$$

Il y a convergence de la solution si $-1 < |\tilde{H}(v)| < 1$

Le critère de convergence s'écrit donc : $M < \frac{1}{2}$

SPIROU : SYNTHÈSE DE PAYSAGES EN INFRAROUGE BASE SUR LA MODELISATION PHYSIQUE DES ECHANGES A LA SURFACE

Résumé

La thèse traite, de la conception à la réalisation, d'un simulateur d'images dans le domaine de l'infrarouge. Le choix de l'architecture, la sélection des modèles, l'implantation et l'interfaçage de ces modèles, la validation et l'étude de sensibilité du simulateur, voici toutes les étapes qui ont été abordées durant cette thèse.

La simulation de ces images est basée sur la synthèse. Cette approche nécessite la modélisation de tous les phénomènes physiques qui influent sur le signal à la surface. Nous avons tout d'abord répertorié les phénomènes physiques qui influent sur la luminance spectrale, puis nous en avons négligé certains en fonction de nos spécifications. Les phénomènes restants ont été modélisés. Cela concerne par exemple les flux solaire et atmosphérique reçus, la conduction de chaleur en profondeur, le flux de chaleur latente, etc. ... La littérature étant riche en modèles, une sélection a été réalisée sur des critères de représentativité physique, simplicité de mise en oeuvre et nombre de paramètres minimal. A la suite de cette sélection, les modèles ont été implantés et interfacés.

SPIROU, le logiciel résultant de cette implantation, est maintenant opérationnel. Il a été validé à l'aide de campagnes de mesures telles que : HAPEX-MOBILHY, EFEDA, et une étude de sensibilité a été menée. Il permet de déterminer pour une application particulière : les bandes spectrales d'étude, les heures d'observation, les conditions d'éclairement, les conditions météorologiques et le type de cibles. Il peut être utilisé pour des applications telles que : la spécification de missions, la formation à la compréhension et à l'interprétation de l'imagerie infrarouge et à la validation d'algorithmes d'exploitation.

Mots clés : simulateur, image, infrarouge

SIMULATED IMAGES OF OUTDOOR SCENES IN THERMAL INFRARED SPECTRAL BANDS

Abstract

Signal coming from the ground and gathered by a sensor, undergoes lot of perturbations and processing to be transform in a image. All those processings can be modeled by a simulator of an earth observation system which is composed of four main parts : landscape, atmosphere, on board and ground segments.

This thesis consists in synthesizing the landscape part of the observation system in the infrared spectrale band with variable meteorological and acquisition conditions.

Synthesis needs several models to compute fluxes, temperature and radiance at ground level. It concerns, for instance, the solar and atmospheric fluxes, the in-depth heat conduction, the water evaporation heat flux, etc ... As we find in literature a multiplicity of models, we have to select one of them. Model selection has been guided by the concern to keep as low as possible the number of parameters describing the physic, to preserve the main mechanisms that contral the energy banlance at the surface. All models have been implemented and validated by comparison between measurment and estimation.

SPIROU, software resulting to models implementation, enables us to generate realistic images in infrared spectral band at ground level. Those images could be used to define a mission choice to observe a particular phenomenon (wave length observation time, best spatial and time resolution ...), in ordrer to train end-users to infrared remote sensing and in research and development to validate exploitation algorithms.

Key words : simulator, image, infrared

Laboratoire d'accueil : Centre d'Energétique - Ecole des Mines de Paris
60 Bd Saint-Michel - F-75272 Paris Cedex 06
Rue Claude Daunesse - B.P. 207 - F-06904 Sophia Antipolis Cedex

Thèse présentée par : JALOUSTRE-AUDOUIN Karine **le :** 18 mai 1998

Discipline : "Energétique" - Ecole des Mines de Paris
